

V O L U M





# UFR DES SCIENCES DE LA TERRE UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

Sciences de la matière, du Rayonnement et de l'environnement-Géosystèmes

# THESE

Présentée et soutenue par :

Nihed KRACHA En vue de l'obtention du

# Diplôme de Doctorat

RELATIONS ENTRE SEDIMENTOLOGIE, FRACTURATION NATURELLE ET DIAGENESE D'UN RESERVOIR À FAIBLE PERMEABILITE APPLICATION AUX RESERVOIRS DE L'ORDOVICIEN BASSIN DE L'AHNET, SAHARA CENTRAL, ALGERIE



Dirigée par :

Jean-Luc POTDEVIN (USTL) (IFP Energies Nouvelles) Rémi ESCHARD

Soutenue le 12 Décembre 2011, devant le jury composé de :

Jean-Noël PROUST, Jean-Paul CALLOT, Michel DUBOIS. Jean-Luc POTDEVIN, Rémi ESCHARD.

Professeur Université de Rennes Professeur. Université de Pau Professeur, Université de Lille Professeur, Université de Lille Directeur, IFP Energies Nouvelles Directeur de thèse

Rapporteur Rapporteur Examinateur Directeur de thèse









#### RESUME

La caractérisation des réservoirs gréseux non conventionnels, dits "tight gas" est l'un des verrous technologiques de ces prochaines années pour pouvoir développer de nombreux champs à gaz dans le monde. La valorisation de cette ressource au potentiel très prometteur passe par la compréhension des relations entre la sédimentologie des faciès, leur mode de fracturation et les mécanismes de la diagenèse, dont l'incidence sur le comportement hydraulique des réservoirs s'avère déterminante. Cette approche a été appliquée à la formation des "Quartzites de Hamra", qui est l'un des plus importants réservoirs pétroliers dans les bassins paléozoïques algériens. Cette formation à faciès homogènes et grande extension régionale s'est déposée à l'Arenig dans un environnement marin peu profond mais son contexte sédimentologique et séquentiel est resté mal compris à l'échelle régionale. Son homogénéisation par la bioturbation verticale a occulté toutes les structures physiques primaires, donnant lieu à une ichnofabrique monospécifique de type « Skolithos pipe-rock ». La formation a connu au cours de son histoire d'enfouissement une importante diagenèse siliceuse qui avait modifié ses propriétés mécaniques et entrainé la dégradation totale de sa porosité. Néanmoins, elle est marquée à toutes les échelles par des systèmes de fractures naturelles qui pallient aux faibles caractéristiques matricielles, mais sur lesquelles les connaissances restent encore très partielles. La thèse s'est focalisée sur deux cas de terrain situés sur la zone de suture panafricaine (le Tassili de Ouallen et le Bled El Mass) et un champ à gaz productif dans cette unité, localisé dans l'Ahnet central. La méthodologie adoptée est pluridisciplinaire et combine plusieurs approches allant de la télédétection jusqu'aux analyses de laboratoire.

Les résultats obtenus montrent que les «Quartzites de Hamra» se sont déposées dans une rampe sableuse tidale soumise à une influence de vagues. Leur architecture stratigraphique résulte des effets combinés des variations du niveau marin relatif et des épisodes de déformation liés à la réactivation répétitive des structures panafricaines.

Les données de télédétection confortées par les mesures de terrain font ressortir cinq principales familles de fractures d'orientation NS, NNW-SSE, EW, NE-SW et NW-SE. L'approche statistique basée sur les lignes d'échantillonnage (scanlines), met en évidence une combinaison de deux systèmes de fractures ; un limité à l'épaisseur de bancs individuels, dans lequel les fractures présentent une distribution realtivement homogène, et un deuxième non limité par l'épaisseur des bancs, dans lequel les fractures présentent une grande persistance verticale et une distribution spatiale ajustée à une loi de type exponentielle négative (modèle dit "en amas"). Les relations failles/fractures montrent une augmentation du nombre de fractures à haute persistance verticale à l'approche des failles.

La diagenèse siliceuse des « Quartzites » a été favorisée par la maturité minéralogique des faciès et leur richesse en quartz monocristallin. L'apport de silice ne résulte pas de circulations de fluides externes. La principale source est interne, et liée au phénomène de pression-dissolution. A cette histoire de la diagenèse succède une histoire complexe de la déformation pendant laquelle on assiste à la création des veines productrices dans le champ. Ces veines partiellement cimentées par le quartz authigène montrent des texture de crack-seal qui témoignent de l'origine syncinématique du quartz. Les analyses d'inclusions fluides ont montré que la création des veines était contemporaine d'un épisode de génération de méthane dans le champ. Les températures d'homogénéisation (150- 250°C) complétées par les données isotopiques du quartz ont permis d'attribuer un âge Carbonifère supérieur à cet épisode de fracturation. La période post-carbonifère est marquée en subsurface par la déformation plastique des veines et l'apparition de cataclasites, alors que dans les affleurements de Bled El Mass, elle est marquée par un important épisode d'hydrothermalisme se traduisant par la formation de brèches hydraulique et la précipitation de paragenèse symptomatiques regroupant goethite, quartz, phosphates, carbonates, sulfates, clinochlore et kaolinite.









#### ABSTRACT



The characterization of non conventional sandstone reservoirs called by the name of "tight gas" is one the great challenges of these next years to be able to develop many gas fields in the world. The valorization of this resource of very promising potential require a good comprehension of relations between facies sedimentology, fracturation pattern and aspects of diagenesis, whose incidence on the hydraulic behavior of the reservoirs proves to be determining. This approach was applied to the "Quarzites de Hamra" formation which is one of the most prolific reservoirs in the Algerian Paleozoic basins. This sandstone with homogeneous facies and great regional extension was deposited during Arenig time, in a shallow marine setting, but their detailed sedimentology and sequence organization is still poorly understood at a regional scale. The sandstone is intensively bioturbated "Skolithos pipe-rock", and underwent during its burial history an important quartz cementation which modified its mechanical properties and porosity. Natural fractures are present at all levels and mitigate low matrix porosities, but their geometric attributes still poorly understood and difficult to predict. The thesis was focused on two field cases, located on the Panafrican suture zone, and a tight gas field located in the central part of Ahnet basin. The multi-disciplinary approach we used integrates satellite imagery, field and well data, and laboratory techniques.

The results obtained show that the "Quarzites de Hamra" formation was deposited in a tidal clastic ramp influenced by waves hydrodynamics. Their stratigraphic architecture result from combined effects of eustatic sea level variations and deformation events associated to the repetitive reactivation of Panafrican structures. Data obtained from satellite imagery and field measurements show the existence of five principal fracture orientations: NS, NNW-SSE, EW, NE-SW and NW-SE. The statistical approach based on the use of scanlines, revealed a combination of two fracture systems, corresponding respectively to a stratabound system and non-stratabound system. In the stratabound system, fractures are dominated by joints, and exhibit a relatively uniform distribution, whereas in the non-stratabound system, they are not influenced by the thickness of the elementary mechanical unit, and exhibit a great vertical persistence and a clustered distribution, adjusted with a negative exponential law. The relations faults/fractures show an increase in fractures number with the approach of the faults. Quartz cementation was favored by the great mineralogical maturity of the facies and their high mococristalline quartz content. The source of silica is internal, and related to pressure-solution phenomena. The digenetic history is succeeded by a complex history of deformation, during which producing gas veins in the Ahnet filed was created. These openingmode fractures are mainly cemented by quartz and show crack-seal textures which indicate that fractures grew while quartz was precipitating (syncinematic cement). Fluid inclusions analysis showed that the vein creation was contemporaneous of generation of dry gas (methane) in the field. Homogenization temperatures (150- 250°C) completed by oxygen isotopic analysis of quartz, allowed us to attribute an upper Carboniferous age to this fracturation event. The post-Carboniferous period is marked in the gas field by plastic deformation of veins and the apparition of cataclasis, whereas in the Bled El mass outcrops it's marked by an important event, resulting in hydraulic breccia and the precipitation of symptomatic paragenesis including goethite, quartz, phosphates, carbonates, sulfates, clinochlore and kaolinite.

La différence entre un rêve et la réalité peut être, tout simplement, notre envie de le rendre réel...

> A celle qui m'a appris à croire au pouvoir des rêves. J'espère que du monde qui est sien maintenant, elle appréciera cet humble geste comme preuve de reconnaissance de la part d'une fille qui a toujours prié pour le salut de son âme.

> > A mon père, toujours attentif et dont la fierté à mon égard m'a rendue forte et donné envie de réussir,

> > > A ma sœur Nina, qui m'a donné sa passion des livres et de la recherche qui y est associée,

A mon cher époux Samir, qui a rendu possible cette thèse, ce rêve qui devient aujourd'hui réel...

A mes petites fées du bonheur Liliane et Dalia,

A Rémi et Jean-Luc, qui ont accepté une étudiante longue durée dans leur vie avec ses incertitudes, ses doutes, et qui m'ont soutenu dans les moments les plus durs comme les réussites,

A celles et ceux, croisés ici et là qui m'ont connu doctorante,

En souvenir de ces années gagnées.

# **AVANT-PROPOS**

A l'achèvement de ce travail de thèse, c'est avec un immense plaisir et un grand honneur que je voudrais remercier tous ceux qui m'ont aidé à rendre possible sa réalisation, de quelque manière que ce soit.

Je voudrais tout d'abord rendre grâce au Seigneur Dieu, sans qui cette thèse n'aurait pu voir le jour, avancer, rebondir et finalement aboutir. Merci mon Dieu pour les actions de ton amour, pour la paix qui vient de toi, pour ta présence permanente dans ma vie. Merci de mettre sur ma route des personnes pour m'aider et me consoler dans les mauvais moments que j'ai eu à affronter. Je voudrais sans cesse redire ton nom, c'est un besoin que de le dire, une joie que de l'entendre. Le répéter est la plus douces des mélodies, qui fait battre le cœur et l'émeut saintement.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude et mes plus vifs remerciements à M. Boudjemâa Haichour, Ex Ministre de la Jeunesse et des Sports, qui m'a donné cette opportunité extraordinaire de poursuivre mes études en France, me faisant bénéficier d'une formation doctorale financée par les budgets ARP (Association Research Petroleum) de la Compagnie Pétrolière Sonatrach. Je pense que les mots ne suffisent pas à décrire toute ma reconnaissance envers ce grand Monsieur, qui m'a permis d'évoluer, tant professionnellement que personnellement.

Ma gratitude va également à l'ensemble des membres du Jury qui me font le grand honneur d'avoir accepté d'évaluer la qualité de mon travail. Je remercie plus particulièrement M. Jean-Noël Proust et M. Jean-Paul Callot pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant d'être rapporteurs de ce mémoire, d'autant que je dois reconnaitre que je ne leur ai pas facilité la tâche.

J'aimerai adresser mes remerciements les plus sincères à mes directeurs de thèse : M. Rémi Eschard et M. Jean-Luc Potdevin, pour m'avoir accordé leur confiance et dirigé cette thèse avec intérêt, honnêteté et grande intelligence. J'ai "géologiquement" beaucoup grandi grâce à vous deux, et toutes nos discussions m'ont considérablement aidé à progresser dans mon travail. Vous avez su me laisser beaucoup de liberté et d'autonomie pour gérer mon projet de thèse, tout en étant disponibles au moment où j'en avais besoin et ce, malgré vos emplois du temps surchargés ! Je vous remercie non seulement pour la qualité de votre encadrement mais aussi et surtout pour vos grandes qualités humaines. Les quatre années passées à vos côtés en tant qu'assistante ont été d'une incroyable richesse conceptuelle et humaine, et je mesure la chance qu'il m'a été donnée de vous connaître. Merci Rémi de m'avoir laissé entrevoir l'intérêt de poursuivre mon mémoire de Mater par une recherche doctorale, ce qui s'est révélé le point de départ d'un parcours passionnant. Merci d'avoir partagé avec moi ta grande expérience et ta parfaite connaissance des systèmes pétroliers algériens. L'Ahnet n'a pas encore livré tous ses secrets, il nous reste un paquet à découvrir, ce n'est pas terminé, qu'on se le dise !

J'ai une pensée particulière et émue pour M. Hamid Haddoum, Chercheur-Structuraliste à l'Université des Sciences et Technologies d'Alger (Spécialiste du Sahara central et du Hoggar), qui a bien accepté de diriger mes travaux de structurale. Le regard critique, juste et avisé qu'il avait porté sur mes travaux ne peut que m'encourager à être encore plus perspicace et engagée dans mes recherches. Je lui suis reconnaissante de la patience et de la disponibilité dont il a fait preuve pour résoudre les difficultés que j'ai rencontrées avec l'utilisation de la télédétection. Il a toujours répondu à mes sollicitations lorsque le besoin s'en faisait sentir. J'espère que cette thèse sera un remerciement suffisant au soutien et à la confiance sans cesse renouvelée dont il a fait preuve à mon égard. Je me dois de remercier la Compagnie Nationale Sonatrach pour les financements et aide à la recherche. Je suis surtout redevable à M. Belkacem Boumediene, Ex Vice-président Amont, pour l'intérêt qu'il avait porté à mon projet de thèse, pour les facilités qu'il m'avait octroyées en mettant à ma disposition les moyens matériels nécessaires au bon déroulement de mon travail, pour les belles promesses d'avenir et les encouragements qui étaient une importante source de soutien.

Je remercie aussi M. Madjid Badsi, Directeur de la Data Management, pour les judicieux conseils et l'aide précieuse à obtenir l'accord d'ALNAFT afin que certaines figures à statut de confidentialité fassent partie de ma thèse.

*Je me dois de remercier la Direction Ressources Humaines, et plus particulièrement Melle Radia Harkouk, pour le bon suivi de mon dossier administratif.* 

Je remercie Mme Houria Mezlah, Ingénieur spécialiste à la Division Laboratoires, à qui ma thèse et moi nous devons tant. Les conseils, le temps et l'énergie qu'elle a consacrés à lire et à discuter passionnément chaque page de ce travail m'ont fait gagner des années lumières. Je crois avoir trouvé en elle une amie qui m'a aidé aussi bien dans le travail que dans la vie lorsque j'en avais besoin.

Mes remerciements s'adressent aussi à l'ensemble des chercheurs que j'ai eu la chance de rencontrer à l'IFP Energies Nouvelles ; M. Jean-Paul Callot, M. Jean-Marc Daniel, M. Martin Guiton, M. Alain-Yves Huc, M. Rémy Deschamps, et Benoit Vincent. Je les remercie pour les discussions, les relectures, les judicieux conseils et les avis toujours importants. Qu'ils soient assurés de toute ma gratitude pour leur constante disponibilité et leur extrême amabilité. Merci Rémy d'avoir su canaliser mes efforts de recherche sur les aspects les plus prometteurs de cette thèse. Merci pour la relecture vigilante du manuscrit et pour les encouragements que tu n'as cessé de me prodiguer tout au long de ces années de thèse.

Je voudrais remercier M. Guy Desaubliaux, Spécialiste des bassins sahariens à GDF-SUEZ, pour son professionnalisme. Il est à la base de la réussite de mes missions de terrain. Il m'a en particulier aidé à comprendre que, dans le domaine de la recherche, il est nécessaire de faire des compromis entre l'exercice libre de l'esprit critique, que j'imaginais propre au chercheur, et la nécessité d'agir pour atteindre l'objectif fixé, propre à l'ingénieur.

Je voudrai également exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui m'ont aidé au cours de mes séjours à l'IFP Energies Nouvelles, je pense plus particulièrement à Brigitte Doligez, Sylvie Louis, Audile Correia, Sébastien Rohais, Jullien Schmitz, Marta Casparrini, Nadia, Patrick et Pierre, avec une attention spéciale pour la main délicate de Docteur yolande Lagnier.

*Je profite de cette opportunité pour remercier les gens qui m'ont aidé à Lille, et dont je n'ai pas pu remercier comme ils le méritent:* 

Je remercie M. Nicolas Pierre Tribovillard de m'avoir accepté dans l'UMR Géosystèmes, de sa gentillesse envers moi et de sa confiance. Je remercie aussi M. Tomas Servais pour l'accueil chaleureux et les facilités d'accès.

Je remercie M. Michel Dubois et Melle Sandra Vantalon qui m'ont fait découvrir le monde merveilleux des inclusions fluides. J'ai découvert à travers l'expérimentation un monde fascinant dans lequel il faut savoir faire preuve de persévérance car tout ne fonctionne pas au premier essai. Sandra j'ai encore en tête les longues journées d'été que tu as passées à mes côtés pour me montrer toutes les astuces d'une manip réussie. Travailler à tes côtés a été pour moi un enseignement précieux. Ce travail a également bénéficié des remarques et critiques de nombreux Chercheursspécialistes au cours de séminaires, de journées d'étude et de colloques ou simplement de rencontres informelles, qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude. Je pense plus particulièrement au Professeur Zachary Sharp (University of Michigan), Professeur Stephen E. Laubach (University of Texas, Austin), Olivier Lacombe (Enseignant chercheur à l'Université Paris VI), Patrick Launeau (Enseignant chercheur à l'Université des sciences et des Techniques Nantes), Melle Mahdjoub (Enseignant chercheur à l'Université d'Alger), Gerald Kuecher (Sédimentologue spécialiste chez Aramco) et M. Lazhar Guergour (Ingénieur géologue au CRAAG, Alger).

Je présente mes sincères remerciements aux ingénieurs structuralistes de la Division Exploration (DES-SH) : Mme Naïma Goucem et M. Nacer Mokhtari pour tout le temps qu'ils ont consacré à m'apprendre les bases de la fracturation. Ma réflexion scientifique a grandement bénéficié de leurs remarques et conseils.

Je remercie le groupe Gassi-Touil (SH), et plus particulièrement M. Lounès Addour, dont les idées, les conseils et les critiques mais aussi les encouragements m'ont été d'une aide précieuse. Qu'il soit rassuré de ma reconnaissance la plus profonde.

Je remercie aussi mes collègues et amis de la Sonatrach ; Lynda Hachimi, Khadidja Guellil, Assia Guenifi, Fatiha Haoues, Adel Hanibeche, Zhor Amia, Nadia Allem, Abselahalim Berdioui, Karima Khetib, Malika Benchabla, Karima Boukendakdji, Hakim Habani, Bilal Khene, Hayat Chawati, Omar Ghoula, Nabil Saadalah, Filali Morad et Djezzar Sofiane, dont l'énergie, le soutien et l'amitié ont accompagné chacune des étapes de ce long chemin.

Merci aussi à tous ceux qui m'ont aidé durant mes missions à la carothèque centrale de Hassi-Messaoud, en particulier M. Bellila Mostapha et M. Mokadem. Merci à Norredine, à Brahim Hafsi, à la gendarmerie nationale d'Adrar et à Fadnoun tours pour tous les efforts consentis afin que mes missions de terrain se déroulent dans les meilleures conditions.

Merci aux bibliothécaires de la Data management (SH), de l'ENSPM (Paris) et l'USTL (Lille) pour l'accès au fond d'archives, et pour m'avoir transmis des listes introuvables, merci à toutes les personnes qui ont contribué au rassemblement des matériaux qui nous ont servi.

*Je tiens également à remercier Abderrazak (DL, SH) et Sylvie (USTL) qui ont passé des heures à me confectionner des lames minces et des lames épaisses.* 

Je salue les doctorants et les ex-doctorants avec qui j'ai eu de longues discussions intéressantes : Osmane, Gilberto, Moumtaz, Amira, Yusra, Tamam, Florent, Shokofé, Rabah, Maria d'El Mar, Andres et Boualem. Pendant ces dernières années, j'ai connu beaucoup de monde, de différents pays et de différentes cultures. J'ai beaucoup appris, au niveau personnel ainsi qu'au niveau professionnel, de chacun d'entre vous. Cette expérience m'a permis de grandir et, de la même façon, m'a appris à réagir dans les bons comme dans les mauvais moments.

Les meilleurs sentiments sont destinés à M. Gilbert Veber et sa femme Christine pour l'excellent accueil lors de mon dernier passage à Lille. Je remercie beaucoup Christine pour sa gentillesse et sa générosité et Gilbert pour son humour sans égal et ses délicieux petits plats sans tracas.

Sans l'amitié fraternelle qui me lie avec les Aït-Aoudia, je n'aurais sans doute pas observé les géosciences à Paris avec le même regard, mêlant à la fois sévérité et tendresse. Je leur voue une tendre reconnaissance pour l'aide et les encouragements qu'ils m'ont prodigués sans défaut.

Enfin une myriade de mercis très affectueux à ma famille pour m'avoir fourni depuis très longtemps déjà un cadre familial propice à un épanouissement personnel et scolaire, et pour m'avoir soutenu quoi qu'il arrive. Merci papa de m'avoir constamment soutenu dans mes choix. Cette thèse est un peu la tienne aussi. Merci Nina pour ton amour et ton irremplaçable soutien qui m'ont aidés à mener à bien un projet exigeant et de longue haleine. Merci à mes frères Issam, Yasser et Adnan pour les réassurances, la foi inconditionnelle et la patience face à mes nombreux doutes. Merci à mes cousines Lynda, Nahla, Nesrine, Sarah, Hind et Rym d'avoir été présentes pour écarter les doutes, soigner les blessures et partager les joies. Merci à Saliha d'avoir été une deuxième maman pour mes petites fées du bonheur, et pour avoir su supporter mes changements d'humeur tout en me témoignant ta continuelle affection.

Merci Samir pour les encouragements et l'optimisme indestructible. Merci pour ta compréhension et la tolérance dont tu as fais preuve lorsque vendredi et samedi étaient synonymes de Dimanche. Ce travail a aussi été réalisé grâce à toi, à ton soutien financier, au temps que tu as bien voulu m'accorder, par amour pour moi et par respect vis-à-vis de mon objectif. Je me dois de considérer ma réussite comme une œuvre commune, une œuvre de notre couple. Merci pour tout ce que tu es et bien plus encore.

Si j'ai oublié quelqu'un je le prie de me pardonner. Il y a tant de personnes qui sont intervenues dans ma vie pendant ces dernières années.

Voilà mes chéries, maintenant c'est fait, maman ne vous quittera plus jamais.

# **SOMMAIRE**

#### Volume I : VOLUME PUBLIC

#### Résumé Abstract Avant-propos

# **Introduction générale** THEMATIQUE SCIENTIFIQUE DEVELOPPEE

Problématique des réservoirs gréseux à faible perméabilité	1
Facteurs de contrôle	1
Typologie des réservoirs « <i>tight</i> »	2
Valorisation des réservoirs « <i>tight</i> »	3
Problématique des « <i>tight gas</i> » en Algérie	4
Objectifs de la thèse	6
	Problématique des réservoirs gréseux à faible perméabilité Facteurs de contrôle. Typologie des réservoirs « <i>tight</i> » Valorisation des réservoirs « <i>tight</i> » Problématique des « <i>tight gas</i> » en Algérie Objectifs de la thèse

### **Chapitre I** METHODOLOGIE GENERALE DE LA THESE

1.	<ul> <li>Etude sédimentologique</li> <li>1. Reconstitution des environnements sédimentaires</li> <li>2. Analyse séquentielle et architecture stratigraphique</li> </ul>	8 9 10
2.	<ul> <li>Etude de la fracturation.</li> <li>1. Données utilisées dans la caractérisation de la fracturation</li> <li>1. Données de télédétection spatiale</li> <li>2. Données de surface</li> <li>3. Données de carottes</li> <li>4. Données diagraphiques (imagerie de parois)</li> <li>5. Données sismiques</li> <li>6. Données dynamiques</li> </ul>	13 14 15 17 17 17 17 18
3.	<ul> <li>Etude de la diagenèse.</li> <li>1. Pétrographie conventionnelle</li> <li>2. Cathodoluminescence (CL)</li> <li>3. Diffraction des rayons X</li> <li>4. Inclusions fluides</li> <li>5. Microscope électronique à balayage (MEB/BSE)</li> <li>6. Analyses chimiques (fluorescence X)</li> <li>7. Géochimie organique</li> <li>8. Isotopes stables d'oxygène (∂<sup>18</sup>O)</li> </ul>	18 20 20 21 21 23 24 24 24 28

# **Chapitre II** APPROCHE BIBLIOGRAPHIQUE

1.	Evolut	ion géodynamique de la plateforme Nord-Gondwanienne	31
	1.	Orogenèse panafricaine	31
	2.	Période post-orogénique	33
	3.	Evènements paléozoïque	35
	4.	Evènements mésozoïques	43
	5.	Evènements cénozoïques	44
	6.	Evènements récents	44
	7.	Conclusion	45
2.	Prése	ntation générale du bassin de l'Ahnet	47
	1.	Aspect structural du bassin	47
	2.	Lithostratigraphie	51
	3.	Contexte général de la sédimentation	55
	4.	Système pétrolier	57

# Chapitre III

#### ANALYSE DE TERRAIN ET SYNTHESE SUBSURFACE DES SERIES CAMBRO-ORDOVICIENNES DANS L'AHNET CENTRAL ET OCCIDENTAL

1.	Illustrati du Tassi	on d'une zone de suture active à partir des affleurements de Bled El Mass et li de Ouallen	63
	1.	Introduction A. Objectifs des missions de terrain B. Organisation des missions C. Synthèse des travaux réalisés	63 63 63 65
	2.	Le Bled El Mass A. Cadre structural B. Lithostratigraphie	67 67 75
	3.	Le Tassili d'Ouallen A. Cadre structural B. Lithostratigraphie	89 91 93
2.	Enregist	rement sédimentaire dans l'Ahnet central A. Cadre structural B. Lithostratigraphie	105 105 112

#### **Chapitre IV** SEDIMENTOLOGIE

1.	Introduction	124
2.	Analyse des faciès	124
3.	Organisation séquentielle	144
4.	Architecture stratigraphique	154

### **Chapitre V** FRACTURATION NATURELLE

1. 2.	Introdu Caracte	iction érisation de la fracturation dans le Bled El Mass	158 158
	1.	Approche de la fracturation par imagerie satellitaire	158
	2.	Analyse de terrain	178
	3.	Conclusion	207
3.	Caracte	érisation de la fracturation dans le Tassili de Ouallen	210
	1.	Approche de la fracturation par photographie aérienne	210
	2.	Analyse de terrain	217
	3.	Conclusion	227
4.	Caracte	érisation de la fracturation dans l'Ahnet central	228
	1.	Caractérisation des systèmes de fractures	228
	2.	Profils de fracturation	230
	3.	Intensité de fracturation.	234
	4.	Orientation des fractures	235
	5.	Typologie des fractures	235
	6.	Comportement du réservoir lors du forage et des tests de formations	238
5.	Conclu	sion	240

# **Chapitre VI** DIAGENESE

1. Introduction		242	)
2. Le Bled El Mass		245	
1. Composition détritique		245	
2. Maturité minéralogique et texturale		245	
3. Minéralogie authigène		245	
4. Brèches hydrauliques et transformations hydrothermales		269	
5. Séquence diagénétique		279	
6. Relation brèches hydrauliques-morphologie des «Quartzites d	le Hamra»	282	
3. Le Tassili de Ouallen		284	
1. Composition détritique		284	
2. Maturité minéralogique et texturale		284	
3. Minéralogie authigène		284	
4. Relation cimentation siliceuse-déformation cassante		288	
5. Séquence diagénétique		293	
4. L'Ahnet central		205	
1. Composition minéralogique		205	
2. Description et quantification des phénomènes diagénétiques		295	
3. Déformation cassante		301	
4. Analyse des inclusions fluides		315	
5. Isotopie du quartz		324	
6. Séquence diagénétique		326	

1.	Histoire thermique et génération des hydrocarbures	329
2.	Paragenèse des « Quartzites de Hamra »	336
3.	Effet de la diagenèse sur les propriétés réservoirs	340

5.	Conclusion		342
----	------------	--	-----

# Chapitre VII

# SYNTHESE ET CONCLUSIONS

Synthèse et conclusions générale	S	345
----------------------------------	---	-----

#### **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

#### ANNEXES

- ° Synthèse bibliographique : *Cimentation siliceuse des grès*
- ° Données de base des affleurements
- ° Inventaire des données de fracturation (*affleurements*)

#### **Volume II :** VOLUME CONFIDENTIEL

- ° Description des carottes
- ° Planches pétrographiques
- ° Planches MEB
- ° Profils de corrélation
- ° Logs géochimiques
- ° Logs de fracturation

#### Introduction

### THEMATIQUE SCIENTIFIQUE DEVELOPPEE

- 1. Problématique des réservoirs à faible perméabilité «tight gas reservoirs»
- 2. Facteurs de contrôle
- 3. Typologie des réservoirs *«tight»*
- Défis technologiques à relever pour développer les réservoirs *«tight»* Problématique des réservoirs *«tight»* en Algérie
- 6. Objectifs de la thèse

Introduction-Thématique scientifique développée

#### 1. Problématique des réservoirs à faible perméabilité (compacts)

Dans le langage pétrolier, on les appelle « *tight gas reservoirs* ». Cas extrême de réservoir particulièrement dégradé, à très faible porosité et perméabilité, mais duquel on pourra quand même extraire du gaz, certes avec une productivité faible. Ce thème encore mal évalué représente aujourd'hui, à des niveaux variables, une réponse possible à la demande croissante d'énergie fossile, mais son coût technique et dans certain cas environnemental ne peut être ignoré dans la réflexion globale sur l'avenir de la production d'hydrocarbures et notre futur énergétique. L'effort est alors à porter sur la caractérisation du réservoir et le plan de développement.

Bien que répartis sur l'ensemble de la planète, ces ressources non conventionnelles sont majoritairement concentrées en Amérique du Nord, en Russie et en Chine. Leur volume global est estimé à 310000 milliards de m<sup>3</sup> de gaz. Les taux de récupération sur ce type de gisement, bien que modestes (entre 6 et 10 % du contenu des réservoirs) permettent de garantir des réserves de 20000 à 50000 milliards de m<sup>3</sup>, un potentiel non négligeable au regard des 180000 milliards de m<sup>3</sup> des réserves de gaz «conventionnel » (Hart and Pearson, 2002).

La définition des réservoirs *«tight»* est passée d'une définition purement technique à une définition plus large. Est considéré comme *« tight »* tout réservoir compact qui est à la limite de la rentabilité économique (Curtis, 2002). Cette définition conduit à considérer la limite de 0.01mD comme perméabilité limite pour un réservoir *« onshore »* (exemple des USA et de l'Algérie), et à <1mD comme limite inférieure pour un réservoir *« offshore »* (situation en Mer du Nord). Ceci signifie que le gaz se déplace très difficilement dans des capillaires étroits, et que son exploitation avec les techniques classiques n'est pas économique (fig.1). La rentabilité n'est pas assurée à cause du déclin de productivité qui survient après les cinq premières années de production (mauvaise alimentation par la matrice). La position du puits et les capacités de production après fracturation sont largement cités comme déterminants dans la prise de risque sur le développement de ces réservoirs.

#### 2. Facteurs de contrôle

Nombreux sont les facteurs qui peuvent rendre un réservoir compact. D'abord, la perméabilité qui détermine la capacité de circulation des fluides dans les environnements poreux, est une fonction multivariante gouvernée par la loi de Darcy ;

p <sub>w</sub>	$p^2 \equiv \bar{p}^2 - 1,422$	$\frac{\mu_{\overline{p}} z_{\overline{p}g} Tq_g}{kh} \left[ \ln \frac{1}{k} \right]$	$\left(\frac{r_e}{r_w}\right) = 0.7$	$5+(s+D q_g )$
	¶, d'écoulement	$\mu_{\overline{p}}$ Propriétés	Diamètre ז׳ <sub>w</sub> ; du trou	k Perméabilité
	Pression moy. du réservoir	fluides Z_pg	Facteur S; Skin	h; <sup>Epaisseur</sup>
	p <sub>₩</sub> ∲ Pression d'écoulement	re Rayon de re drainage	T; <sup>Température</sup>	D. Constante d'écoulement

La porosité effective, la viscosité, la saturation des fluides et la pression capillaire sont des paramètres importants qui contrôlent la perméabilité effective (conductivité hydraulique) du réservoir. En dehors des facteurs associés à la nature des fluides, les paramètres liés à la roche sont tout aussi importants. Ces derniers sont contrôlés par l'environnement sédimentaire et les transformations diagénétiques. Les milieux de dépôt, comme les parties distales des bassins (*deep basinal site*), et les levées naturelles des systèmes fluviatiles (*over-bank levees in flood plain areas*), sont plus favorables à une sédimentation fine (sable très fin, silt et argile), qui donnerait après lithification un mauvais réservoir (volume important de matrice argileuse).



**Fig.1-** *Triangle des ressources conventionnelles et non conventionnelles, et ordre de grandeur des propriétés pétrophysiques associées (Naïk, 2002– modifié).* 

L'effet de la diagenèse peut s'avérer également néfaste. En effet, les réservoirs *«tight»* des Etats-Unis, ne sont pas dominés par des grès argileux immatures, mais par des grès propres, appartenant à des environnements sédimentaires de haute énergie, dans lesquels, les espaces poreux ont été fortement dégradés par la précipitation de ciments authigéniques, principalement silice et calcite (Dutton et al., 1993).

#### 3. Typologie des réservoirs « tight »

Certains opérateurs pensent que les réservoirs à faible perméabilité sont limités aux seules parties profondes des bassins (*basin centred/deep basin settings*). Cependant, l'expérience à travers le monde, a montré que les réservoirs « *tight* » peuvent s'inscrire dans des contextes géologiques et régimes tectoniques différents, et qu'ils sont productifs là où les déformations structurales favorisent la création de systèmes de fractures naturelles, qui pallient aux faibles caractéristiques matricielles des roches. Deux systèmes majeurs peuvent cependant être distingués ;

#### 3.1. Systèmes à gaz profonds (Basin Centred Gas Systems)

Les réservoirs « *tight* » des domaines profonds (>4500m) sont des accumulations régionales de gaz à pression anormale (réservoirs en surpression), dont les mécanismes de piégeage et de distribution sont différents de ceux des accumulations conventionnelles. Ces réservoirs sont caractérisés par la proximité d'une grande roche mère génératrice de gaz, et par l'absence d'évidence de barrière structurale ou stratigraphique entre la colonne à gaz et la colonne à eau qui vient généralement la recouvrir (fig.2-A), ce qui est appelé par Masters (1979) « Concept de *"water block"* ». On assiste souvent à une détérioration importante de la perméabilité relative du gaz, à cause des fortes saturations en eau (fig.2-B), ce qui rend le réservoir dans l'incapacité de produire du gaz (l'eau assure une couverture étanche à la migration du gaz et ne lui permet pas d'accéder au toit du réservoir). Les exemples types sont ceux des réservoirs crétacés d'Alberta, le bassin San-Juan de New Mexico, et le champ de Watterberg (bassin de Denver, Colorado), les gisements de Risha, Jalamid, Kahf et Gawar en Arabie Saoudite.

La surpression est provoquée par un processus de changement de volume; le rétrécissement du kérogène (*shrinkage of maturation kerogen*) dans la roche mère, qui s'accompagne de la création de porosité et de l'expulsion d'hydrocarbures fluides, dont le volume dépasse la porosité du réservoir. La pression est maintenue à la base du bassin par un taux de mise en charge qui dépasse la capacité de migration du système. Cette surpression est souvent responsable de la création de fractures hydrauliques dans les niveaux réservoirs, augmentant considérablement leur perméabilité (Masters, 1979).

#### **3.2.** Systèmes à gaz peu profonds (Basin Margins Tight Reservoirs)

Les « *tight* » réservoirs des domaines peu profonds peuvent s'inscrire dans trois systèmes bien distincts ;

A) Les systèmes biogéniques précoces (*early generation biogenic*) dans lesquels, les réservoirs et les niveaux roches-mères s'observent en intercalation (cas des réservoirs clastiques crétacés d'Alberta). Le gaz parcourt de courtes distances, étant donné que la génération s'opère très rapidement après le dépôt.

B) Les systèmes biogéniques tardifs (*late generation biogenic*) dans lesquels, les argiles marines jouent à la fois le rôle de réservoir et de roche mère. L'exemple type est celui de la marge septentrionale du bassin du Michigan, qui a révélé une génération de méthane biogénique dans les argiles dévoniennes fracturées (*Antrim shales*).

C) Les systèmes thermogéniques non-associés (*non-associated thermogenic gas*) dans lesquels, les réservoirs sont localisés sur les marges du bassin, et largement séparés des régions de thermogenèse situées en zones profondes (cas de la marge septentrionale du bassin d'Anadarko). Le gaz doit parcourir de grandes distances avant d'arriver aux zones marginales, et va ainsi s'enrichir en hydrocarbures lourds (Naik, 2002.

#### 4. Valorisation des réservoirs « tight »

L'amélioration du taux de récupération des réservoirs « *tight* » repose sur une approche composite comportant trois principaux points ;

#### 4.1. Une caractérisation fine des hétérogénéités sédimentaires et structurales

La caractérisation des réservoirs « *tight* » est un problème complexe aussi bien du point de vue géologique que pour l'ingénierie du réservoir, où on reste confronté à la difficulté de mieux représenter les hétérogénéités de distribution de faciès et de leurs propriétés d'écoulement, et de paramétrer le modèle équivalent, permettant leur développement.

Pour la communauté des géologues, une caractérisation fine, propre à mieux représenter l'intégrité des systèmes de fractures naturelles, leurs attributs géométriques, et leurs propriétés d'écoulement, est indispensable. L'interprétation des donnés de fracturation pour calculer les caractéristiques et la productivité des fractures hydrauliques reste également un défi de taille. En effet, aux caractéristiques propres à la fracturation hydraulique, se superpose l'effet des fractures naturelles, ce qui est propre aux *« tight ».* On doit mesurer ici, la spécificité et la complexité de ces réservoirs pour prévoir l'impact de la fracturation sur la productivité. Les ingénieurs réservoir restent aussi confrontés à la difficulté de paramétrer les perméabilités de fractures équivalentes et les dimensions du bloc matriciel équivalent, qui ne peuvent être facilement déduites de l'observation des réseaux naturels de fractures.

Ainsi, la caractérisation de ces réservoirs nécessite une évolution déterminante des techniques géophysiques, aussi bien dans l'acquisition que dans le traitement. Parmi les techniques qui reviennent souvent dans les nouveaux processus d'analyse, nous citons la sismique 3D. En effet, les attributs des horizons obtenus grâce à cette méthode (dip, azimuth, courbure), permettent d'identifier les failles subtiles, ayant un rôle important dans la

segmentation des réservoirs conventionnels, et de localiser les zones à fortes perméabilités « *sweet spots* », associées aux couloirs fracturés, dans le cas des réservoirs « *tight* » (Hart et al., 2002). Dans le domaine de l'imagerie et techniques de puits, l'effort de développement est porté sur l'anisotropie sismique pour la caractérisation de la fracturation et sur certains outils prometteurs, comme le DSI, le RMN, le FMI, et le MWD.

#### 4.2. Une meilleure évaluation pétrophysique

L'évaluation des réservoirs en environnement « *tight* » est un grand défi de nos jours. En effet, la majeure partie des outils et méthodes d'évaluation quantitative, statique et dynamique, a été conçue pour des formations à forte porosité, et devient moins efficace (perd de sa sensibilité) dans les environnements compacts. Un saut technologique dans cette problématique s'avère indispensable, afin de poursuivre le développement futur de ces réservoirs. Cette percée technologique est très certainement dépendante d'axes de travail innovants à identifier et qui doivent faire l'objet d'efforts de recherche.

#### 4.3. Une optimisation des techniques de production

La production économique du gaz à partir des reservoirs « *tight* » nécessite des technologies de forage avancées (forages horizontaux, multilatéraux et « *underbalanced* »), ainsi que des techniques particulières de stimulation et de cimentation. En effet, les puits forés dans des réservoirs « *tight* » ont besoin d'être stimulés par une ou plusieurs fractures hydrauliques afin d'atteindre des taux de production économiques. La position du puits, la connaissance du réservoir, et la géométrie (*design*) des fractures artificielles sont des éléments clés dans la prise de risque de développement de tels réservoirs. Comprendre la production du gaz à partir des réservoirs « *tight* », nécessite une bonne compréhension des relations entre les associations de faciès et les propriétés pétrophysiques, la distribution des faciès et des propriétés *in situ*, les attributs physiques des fractures naturelles (distribution, orientation, densité), effets des argiles et des fluides interstitiels, les saturations, les perméabilités de gaz effectives aux conditions réservoirs, ainsi que l'architecture et la distribution de ces propriétés.

En dehors des contraintes opérationnelles (architectures de puits et complétions à adapter, techniques de fracturation hydraulique à innover et à améliorer), le développement des champs à gaz non conventionnel est également accompagné de certains problèmes résultant de la distribution spatiale fortement hétérogène des perméabilités et des porosités au sein des réservoirs, de la stratification des sédiments, et de la grande variabilité dans les taux de production des puits. Les géo-scientifiques et les ingénieurs pétroliers se retrouvent aussi confrontés au problème de l'endommagement mécanique, causé par le traitement des fractures « secondary skin effect », et qui est plus fort dans ces réservoirs à cause de leur faible porosité, ce qui augmente davantage les risques économiques. Cet endommagement a pour effet majeur, la perte et le déplacement de fines (minéraux argileux par exemple), et leur reprécipitation dans les espaces poreux des réservoirs. La productivité calculée est toujours inférieure à la productivité réelle, à cause d'un endommagement mal pris en compte dans les modèles, et d'un débit de gaz insuffisant pour assurer un nettoyage convenable des fractures. Enfin, les géologues, ingénieurs réservoirs, log-analystes et autres professionnels doivent se coordonner, afin de mieux comprendre et prédire les caractéristiques pétrophysiques de ces réservoirs, et exploiter l'information obtenue dans l'évaluation des ressources et le management des réservoirs.

#### 1. **Problématique des** « *tight gas* » en Algérie

Dans le cadre de ses objectifs de croissance, le Groupe SONATRACH, opérateur pétrolier national, développe sans cesse des compétences et des savoir-faire pour améliorer le taux de récupération des hydrocarbures conventionnels, et valoriser les ressources gazières non conventionnelles. Ce besoin de développement avait conduit la Division Exploration et l'Activité Amont à lancer une recherche de partenariat, et multiplier les espaces de communication et d'échange, offrant aux spécialistes les opportunités de débats et de réflexion aux développements technologiques et aux solutions techniques à trouver face aux problématiques renouvelées, générées par les besoins de la recherche et de l'exploitation des hydrocarbures.

L'ensemble des chercheurs s'accordent aujourd'hui à reconnaître que les « *tight gas* » du domaine miner algérien présentent un intérêt considérable au vu des volumes qui leurs sont associés. Les systèmes pétroliers sont pour la plupart d'âge paléozoïque, et par conséquent associés à des ensembles roches-mères-réservoirs, souvent enfouis à de grandes profondeurs. Les travaux récemment effectués sur le bassin de Berkine (Eschard et al., 2006) confirment nettement cette tendance. D'autres bassins sédimentaires présentent un intérêt similaire et ne seraient pas moins prometteurs, notamment dans la province saharienne centrale (Ahnet, Timimoun), où les ressources à gaz non conventionnelles associées à l'Ordovicien et au Siégénien sont considérées comme rapidement mobilisables. En effet, c'est sur les gisements d'Ahnet (In Salah), projet de grande envergure en Algérie, que le Groupe TOTAL et son partenaire PARTEX, mettent leurs expertises à l'épreuve de cette thématique ardue. L'expérience déjà acquise par ce groupe sur différents champs à gaz compacts (Yucal Placer au Venezuela, Aguada Pichana en Argentine, Suilige en Chine), lui a valu de remporter, en 2009, l'appel d'offres de ce riche périmètre (avec une participation de 47%, PARTEX 2% et SONATRACH 51%), afin d'évaluer ses réserves, concevoir le schéma global de son exploitation et le produire. Cette expérience contribuera sans doute à améliorer les visibilités, aidera à mieux appréhender le risque géologique inhérent aux activités Amont, et bonifiera les processus décisionnels, grâce à de meilleures approches exploratoires de ces ressources difficiles, et à des techniques avancées pour les mobiliser.

Le périmètre Ahnet est situé dans le Sud-ouest algérien, à proximité de la ville d'In Salah (fig.2), couvrant une superficie de 17.358 km<sup>2</sup>, où douze structures à gaz ont été déjà découvertes. C'est un plan de développement important qui a été soumis aux autorités au cours



Fig.2- Localisation géographique du périmètre Ahnet.

de l'année 2011, pour une mise en production prévue en 2015, annonce-t-on du coté de SONATRACH. Ce permis recèle de très importantes ressources (environ 500 milliards de mètres cubes de gaz). Elles doivent permettre d'assurer une production gazière d'au moins 4 milliards de mètres cubes par an, conformément à ce que le contrat avec SONATRACH prévoit. En effet, l'Ahnet constitue un développement majeur de la nouvelle province gazière du Sudouest algérien. Il comprend notamment le projet Timimoun opéré par le Groupement SONATRACH-TOTAL-CEPSA. Il confirme aussi la volonté de TOTAL de s'investir en Algérie, tant dans l'amont gazier que dans la pétrochimie.

#### 6. Objectifs de la thèse

Ce sujet de thèse se rattache à la thématique scientifique "Caractérisation des réservoirs *tight*" du Centre de Résultats Exploration-Production de l'IFP Energies Nouvelles. Il a été financé par la compagnie SONATRACH (budgets ARP) sur la base d'un contrat de recherche passé avec l'IFP Energies Nouvelles et l'Université des Sciences et Technologies Lille1. Les résultats de ces travaux doivent donc être directement valorisables du point de vue industriel, par leurs applications pratiques, et du point de vue académique, par le biais de publications dans les revues scientifiques.

L'objectif de cette thèse est d'intégrer les paramètres sédimentologiques, diagénétiques et structuraux afin de mieux prédire la géométrie du réseau de fractures et ses propriétés hydrauliques dans le cas de roches gréseuses compactes "*tight*". Il s'agit de trouver une relation entre les caractéristiques lithologiques et géométriques d'un ensemble de roches et la façon dont ces roches se fracturent lors de l'enfouissement et la diagenèse. La fracturation des roches est dépendante des propriétés mécaniques du milieu et des contraintes lithostatiques et tectoniques. On ne comprend encore pas clairement les relations qui existent entre la mode de fracturation, la pétrographie des faciès sédimentaires, l'hétérogénéité induite par la stratification des sédiments et l'histoire de la compaction. La chronologie des événements liés aux phases de fracturation et de cimentation au cours de l'enfouissement et la relation avec l'histoire tectonique du bassin est aussi fondamentale pour prédire les propriétés hydrauliques de la matrice et des fractures. Cette problématique est particulièrement importante dans le cas des réservoirs "*tight*", comme c'est le cas dans les réservoirs du Paléozoïque algérien.

La formation des Quartzites de Hamra, que l'on s'est proposé d'étudier dans le cadre de cette thèse, constitue un réservoir pétrolier majeur dans les bassins du Paléozoïque algérien. Ces grès se sont déposés à l'Arénig dans des environnements marins peu profonds mais leur contexte sédimentologique et séquentiel est resté mal compris à l'échelle régionale. Les grès sont généralement fins, bien triés, et extrêmement bioturbés. Cette bioturbation occulte les structures sédimentaires et homogénéise la lithologie. L'intensité de la bioturbation peut varier verticalement et latéralement et elle modifie sans doute les caractéristiques mécaniques des roches. Les Quartzites de Hamra forment généralement une unité de grès massifs dont l'épaisseur peut atteindre 200m et varier très rapidement latéralement. Une discordance a été identifiée à leur sommet et la troncature d'érosion sommitale peut expliquer ces variations.

Les grès sont intensément silicifiés à l'affleurement et en subsurface, et leur porosité de matrice est faible mais varie aussi régionalement. La silicification se produit probablement durant l'enfouissement au cours du Paléozoïque, avant la troncature hercynienne. Cependant, aucune analyse isotopique ou d'inclusions fluides ne permet de préciser aujourd'hui les gammes de température favorisant la silicification, et donc d'estimer l'enfouissement au moment de la réduction de porosité. La lithification va avoir aussi un impact important sur le comportement mécanique de la roche et contrôle certainement son mode fracturation. La chronologie de cette diagenèse par rapport à la fracturation n'est encore pas comprise.

L'unité réservoir produit essentiellement grâce à la fracturation naturelle qui pallie aux faibles porosités de matrice. La distribution des fractures est donc certainement influencée par

cette histoire tectonique polyphasée. De plus, des études préliminaires à l'affleurement (Eschard et al., 2004) ont montré qu'une partie de la fracturation des « Quartzites de Hamra » était acquise très précocement, les fractures étant par la suite réactivées, ré-ouvertes ou cimentées au cours de l'histoire tectonique du bassin. Une fracturation diffuse semble donc saturer précocement les grès dans certaines régions, alors que des couloirs de fracturation peuvent être observés par ailleurs. La distribution des fractures demeure donc mal comprise, notamment en ce qui concerne sa relation avec la présence des grandes failles.

Il faut alors prédire les zones poreuses et fracturées à l'échelle d'un bassin et d'un champ pour pouvoir développer les réservoirs dans cette unité. Comprendre la relation entre la sédimentologie, la diagenèse et la fracturation est alors un enjeu majeur pour mettre en production ce type de réservoir. Il faut de plus le replacer dans un contexte structural régional et comprendre l'histoire d'enfouissement de l'unité réservoir pour maîtriser les interactions entre fluides et minéraux dans la matrice et les fractures.

#### Chapitre I

#### METHODOLOGIE GENERALE DE LA THESE

- 1. Etude sédimentologique
  - 1. Reconstitution des environnements sédimentaires
  - 2. Analyse séquentielle et architecture stratigraphique
- 2. Etude de la fracturation
  - 1. Données utilisées dans la caractérisation de la fracturation
    - 1. Données de télédétection spatiale
    - 2. Données de surface
    - 3. Données de carottes
    - 4. Données diagraphiques (imagerie de parois)
    - 5. Données sismique
    - 6. Données dynamiques
- 3. Etude de la diagenèse
  - 1. Pétrographie conventionnelle
  - 2. Cathodoluminescence (CL)
  - 3. Diffraction des rayons X
  - 4. Inclusions fluides
  - 5. Microscope électronique à balayage (MEB/BSE)
  - 6. Analyses chimiques (fluorescence X)
  - 7. Géochimie organique
  - 8. Isotopes stables d'oxygène ( $\partial^{18}$ O)

# Chapitre I- Méthodologie générale de la thèse

L'approche choisie pour résoudre ce problème fait appel à une méthodologie qui présente l'originalité de combiner diverses analyses, allant de cas de télédétection aux techniques de laboratoire les plus avancées. La démarche adoptée est résumée par figure 3.



**Fig.3–** Représentation schématique des principales étapes entreprises dans de la caractérisation du réservoir « Quartzites de Hamra ».

#### 1. Etude sédimentologique

Le propos de ce chapitre est d'établir un modèle sédimentologique conceptuel de l'organisation et de l'histoire des dépôts ordoviciens, notamment la formation des « Quartzites de Hamra », en intégrant deux principales sources d'information : (1) les données de terrain avec des interprétations sédimentologiques détaillées, permettant d'apporter une connaissance des géométries à grande échelle, (2) les données de subsurface, regroupant carottes et logs diagraphiques (principalement Gamma Ray), permettant de préciser la nature des réservoirs, leur organisation verticale, et d'établir des liens avec les données d'affleurements (fig.4).



**Fig.4-** Démarche et outils analytiques sollicités dans l'étude sédimentologique des successions cambro-ordoviciennes.

Pour aborder ce problème de la façon la plus complète possible, un objectif a été d'intégrer d'une part, une description exhaustive de tous les faciès rencontrés, en termes de lithologie, granulométrie, texture et structures sédimentaires, contenu fossilifère et de leurs associations verticales préférentielles, en vu de déterminer les différents environnements sédimentaires. Un modèle sédimentologique conceptuel est alors construit par le biais d'un paysage qui intègre ces différents environnements de dépôt et leurs passages latéraux de faciès, et d'autre part, la stratigraphie séquentielle des séries sédimentaires et de leur architecture stratigraphique afin de prédire la géométrie des réservoirs et estimer les hétérogénéités associées. Ces approches permettent de distinguer les influences respectives des facteurs de contrôle à toutes les échelles, et d'établir des critères prédictifs utilisables aussi bien lors des phases d'exploration que lors d'études détaillées de caractérisation de réservoirs.

#### 1.1. Reconstitution des environnements sédimentaires

L'interprétation des faciès est basée avant tout, sur l'étude des figures sédimentaires indicatrices de courants, en distinguant dans un premier temps la nature des écoulements (oscillatoires ou unidirectionnels), et leur régime hydrodynamique (vitesse d'écoulement). La connaissance des caractéristiques d'un écoulement permet d'identifier le processus physique auquel il correspond. Les différents processus d'écoulement étant eux-mêmes le plus souvent caractéristiques d'un milieu naturel, il est ainsi possible de déterminer le paléo-environnement de dépôt (fig.5). Le deuxième élément important dans l'interprétation des faciès est l'identification des traces fossiles, et surtout de leurs associations en ichnofaciès. Les travaux de référence sont ceux de Frey et Pemberton (1984), Pemberton et al (1992a) (fig.6). Cette dernière approche donne des indications paléo-écologiques, donc sur les conditions hydrodynamiques, la bathymétrie, et la physico-chimie. Elle donne souvent de précieux renseignements quant à l'environnement et même au milieu de dépôt.



**Fig.5**-Correspondance entre figures sédimentaires d'écoulement unidirectionnel et régime hydrodynamique. Modifié d'après Reineck et Singh (1980), Lafont (1994).



**Fig.6**-Associations spécifiques de traces fossiles, prises comme référence dans ce travail. A-Répartition paléobathymétrique des ichnofaciès (Frey et Pemberton, 1984).

#### 1.2. Analyse séquentielle et architecture stratigraphique

La caractérisation de l'architecture stratigraphique est basée sur des levés de coupes sédimentologiques détaillées, généralement effectuées à l'échelle du 1/20 sur les carottes de puits, et du 1/100 ou du 1/500 sur le terrain. Bien évidemment, la microfaune a été systématiquement recherchée sur carottes, pour fournir des contraintes biostratigraphiques. La démarche de corrélation par stratigraphie séquentielle est basée sur les concepts du modèle général Exxon (Vail, 1987; Haq et al., 1987 ; Posamentier et al., 1988). Le principe de base de ce modèle est que les séries sédimentaires s'organisent en une succession logique d'unités de dépôt limitées par des surfaces à valeur temporelle qui correspondent à des périodes particulières de variations du niveau marin relatif. Ces variations, périodiques ou non, sommes des mouvements

eustatiques, tectoniques (subsidence, déformations intraplaques...) et des flux sédimentaires, ont des durées variées: de la dizaine de milliers d'années à plusieurs dizaines de millions d'années. L'unité de base dans ce modèle est la « séquence de dépôt », qui correspond à une succession relativement conforme de strates génétiquement liées, limitées à leur sommet et à leur base par des discordances ou par des surfaces de concordance qui leur sont corrélatives. Leur épaisseur est décamétrique à pluridécamétrique, leur durée est comprise entre 1 et 5 Ma (séquence de 3<sup>ème</sup> ordre sensu Vail).

Suivant les variations de potentiel d'accommodation, plusieurs types de surfaces remarquables délimitant des corps de géométrie différente (ce sont les "cortèges de dépôt" ou "systems tract") peuvent être définis. La période d'accommodation minimale (point d'inflexion de chute) induit une surface d'érosion en domaine continental ("unconformity") et un déplacement brutal des faciès continentaux vers la mer ("downward shift"). La surface de transgression ou de première inondation ("flooding surface", FS) est le point d'inversion entre une tendance à la progradation et une tendance à la rétrogradation. La surface d'inondation maximale ("maximum flooding surface", MFS) est le point d'inversion entre une tendance à la rétrogradation et une tendance à la progradation. Le prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme, progradant ("lowstand systems tract", "shelf margin systems tract") est compris entre l'"unconformity" et la surface de première inondation. Le cortège transgressif, rétrogradant ("transgressive systems tract") est délimité par la surface de première inondation et la surface d'inondation maximale. Le prisme de haut niveau, aggradant puis progradant ("highstand systems tract") est compris entre la surface d'inondation maximale et l'"unconformity". Grâce à ces surfaces à valeur temporelle ("unconformity" et maximum d'inondation), le modèle de dépôt ainsi construit permet d'associer simplement lithostratigraphie et chronostratigraphie.

Les modèles classiques de la stratigraphie séquentielle ont été développés dans des contextes de marges passives, où plateforme, pente et bassin sont des éléments morphologiques bien distincts. La rupture de pente est particulièrement importante dans la définition des cortèges sédimentaires. Dans les plateformes à profil en rampe (où la rupture de pente est absente) comme dans le cas des bassins sahariens, l'application de ces modèles devient difficile, les cortèges de bas niveaux étant absents. La définition des cortèges sédimentaires est souvent basée sur les discordances, le maximum de progradation et le mode d'empilement des paraséquences (Eschard et al., 1993).

L'application du modèle général Exxon à une échelle haute résolution a été réalisée par Cross d'une part (Cross, 1988; 1989), Van Wagoner d'autre part (Van Wagoner et al., 1990; Mitchum et Van Wagoner,1991) s'appuyant en outre sur des travaux précurseurs comme ceux de Busch (1971) ou Frazier (1974). Les unités génétiques (ou paraséquences au sens de Van Wagoner et al., (1990) sont les briques élémentaires de la stratigraphie haute résolution. Ce sont les objets les plus simples du point de vue de leur organisation interne, et les plus faciles à caractériser sur le terrain ou sur carottes du fait de leur petite taille, qui est d'ordre métrique à plurimétrique (Cross, 1988; Van Wagoner et al., 1990; Mitchum et Van Wagoner,1991; Homewood et al., 1992). Ces unités génétiques sont générées par les cycles à haute fréquence de variation du niveau relatif de la mer. Elles correspondent à l'expression de cycles élémentaires de variation du potentiel d'accommodation (fig.7). L'enregistrement de cette variation est fortement dépendant du régime de subsidence (Galloway,1989). Dans les bassins cratoniques peu subsidents, comme les bassins sahariens, une unité génétique de quelques mètres peut représenter plusieurs centaines de milliers d'années, le faible taux de subsidence ne permettant pas d'enregistrer les variations à plus haute fréquence (Lafont, 1994).

La méthode de stratigraphie génétique est basée sur la reconnaissance du motif d'empilement « *stacking pattern* » des unités génétiques, présentée en détail par Guillocheau (1991) et Homewood et al., (1992) et simplement résumée ici :



**Fig.7-***Expression d'une unité génétique en domaine littoral à haute énergie (sans échelle, épaisseur plurimétrique), modifié d'après Lafont (1994).* 

- L'étude des faciès permet de remonter aux processus sédimentaires, et donc aux environnements de dépôt, chacun d'eux étant caractérisé par une association de faciès spécifique. Un modèle sédimentologique conceptuel est alors construit par le biais d'un paysage qui intègre ces différents environnements de dépôt et leurs passages latéraux de faciès. Le modèle sédimentologique est ainsi schématisé par un diagramme de substitution de faciès, qui positionne chaque association de faciès (et ses passages latéraux) sur un profil de dépôt théorique amont-aval.

- Le long de chaque coupe sédimentologique verticale, la reconnaissance des faciès permet d'identifier des périodes d'avancée du profil de dépôt (progradation) ou de recul (rétrogradation): elle conduit donc à reconnaître des séquences génétiques (fig.8).

- Le motif d'empilement vertical des séquences génétiques est ensuite mis en évidence, en identifiant les tendances globales d'évolution des séquences vers le pôle le plus distal et vers le pôle le plus proximal (fig.9).

- Les différentes coupes peuvent alors être corrélées, en mettant en parallèle leurs motifs d'empilement de séquences génétiques. Les surfaces majeures, correspondant généralement à un approfondissement maximum « *Maximum Flooding Surface* », sont d'abord associées : la surface principale est utilisée comme surface de référence remise à plat pour le tracé de la corrélation. Les surfaces d'inondation maximales majeures (MFS majeures), sont considérées comme des marqueurs de corrélation régionaux, dans la mesure où elles sont synchrones et continues (grande extension latérale). Ces surfaces sont en outre le plus souvent faciles à identifier puisqu'elles se marquent dans chaque coupe par le faciès le plus distal.



**Fig.8-***Identification des unités génétiques à partir de la succession verticale des paléoenvironnements de dépôt, modifié d'après Lafont (1994).* 

- Les séquences génétiques peuvent être délimitées individuellement en traçant leurs surfaces limites le long de la coupe. Ces surfaces correspondent à des lignes-temps.



**Fig.9-** Les trois motifs élémentaires d'empilement à l'échelle de plusieurs unités génétiques (progradent, rétrogradent et aggradant). Le motif d'empilement général établi sur une coupe à partir de l'analyse sédimentologique peut être décrit comme une succession de motif élémentaire (Lafont, 1994- modifié).

#### 2. Etude de la fracturation

Les réseaux de fractures se forment principalement sous l'action de régimes tectoniques qui contrôlent leur orientation. Qu'elles soient naturelles (histoire tectonique d'un massif rocheux) ou artificielles (perturbations liées à des excavations et fissurations induites), ces fractures constituent des drains majeurs dans la roche de par leur extension et ouverture importantes. Elles jouent de ce fait, un rôle primordial dans la propagation locale ou régionale des écoulements dans les massifs rocheux à faible perméabilité de matrice et contrôlent l'intensité et la direction des écoulements fluides.

La caractérisation des systèmes de fractures est alors indispensable pour estimer et prévoir le comportement hydraulique de zones d'intérêt majeur telles que les réservoirs pétroliers et les sites de stockage de déchets toxiques, qu'ils soient nucléaires, industriels ou ménagers. Cependant, les méthodes traditionnelles de description fournissent des informations très locales sur la nature et la distribution de ces fractures et ne rendent pas toujours compte de l'allure générale du champ fracturé. Les propriétés géométriques des réseaux de fractures ne peuvent être clairement mises en évidence que par un travail impliquant un continuum d'échelles d'observation. La mise au point et l'application d'une telle méthodologie permet de montrer la hiérarchie des réseaux de fractures et son incidence sur la conductivité hydraulique du milieu fracturé. Elle ne permet pas certes, de résoudre totalement le problème de la restitution d'une image complète de la fracturation en trois dimensions, mais fournit la matière pour une analyse critique de la relation entre la densité de fracturation et l'épaisseur des bancs, un paramètre important dont il faudra tenir compte lors de l'élaboration de nouveaux modèles géométriques et hydrauliques. Ce chapitre sera focalisé sur la caractérisation des réseaux de fractures et l'évaluation de leur intensité à partir de sources multiples; télédétection, affleurements, données de carottes et données bibliographiques (imagerie de paroi, données dynamiques et sismiques). L'objectif est de pouvoir déterminer des scénarios cinématiques réalistes, visant à expliquer l'évolution des structures et de la distribution de la fracturation in situ.

#### 2.1. Données utilisées dans la caractérisation de la fracturation

Les fractures sont caractérisées par différents paramètres tels que l'ouverture, la longueur, l'orientation et la densité de fracturation. La télédétection et la sismique détectent l'emplacement des grandes failles sans avoir des données sur le réseau de fractures de tailles moyennes voire modérées connectées ou non aux failles. Ce manque d'information nécessite le recours à d'autres échelles d'observations accessibles par les méthodes d'investigation pétrolière (fig.10).



Fig.10- Méthodologie adoptée dans l'approche de la fracturation.

#### 2.2.1 Données de télédétection spatiale

La télédétection spatiale est un nouvel outil de collecte, de suivi et de prévision de l'information reliée aux sciences de la terre et à son environnement. C'est un élargissement des moyens existants, basé sur l'observation de la terre par satellites, qui peut s'intégrer dans un système global de connaissance et/ou susceptible de combler les lacunes de l'information obtenue par les méthodes conventionnelles. Son intérêt est considérable :

- par la finesse de sa résolution spatiale et spectrale
- par le caractère synoptique et répétitif des observations sur des superficies importantes ;
- par des données numériques exploitables directement sur ordinateur pour les calculs de surfaces, de déplacements de phénomènes dynamiques, et autres traitements possibles ;

Cet outil, considérée de nos jours comme la source d'information la plus fidèle et la plus riche de l'espace géographique, constitue le maillon essentiel de la cartographie géologique et structurale, et permet une bonne caractérisation de la fracturation à grande échelle par approche statistique et géostatistique (Scanvic, 1983; Krishnamurthy et al., 1996; Lloyd,1999; Jackson, 2002). Elle possède de nombreuses techniques de traitements qui rehaussent la perception visuelle des images permettant une meilleure cartographie des discontinuités image. Cet exercice est complexe, notamment en présence de recouvrements terrigènes (sebkha, dunes) ou de couvert végétal, qui masquent les affleurements.

Le traitement numérique des images est fondamental en matière de cartographie géologique et structurale. Les exemples de travaux réalisés dans l'anti-Atlas marocain (Boutaleb et al., 2009) dans le bassin de Paris en France (Rouzeau et Scanvic,1989), dans le socle Archéen en Côte d'Ivoire(Biémi,1992; Savané,1997), dans le bouclier Canadien (Sharma et al., 1999; Desjardin et al., 2000) et dans bien d'autres régions, montrent que l'application des procédés de filtrage (spatiaux et directionnels) facilite l'accentuation des discontinuités lithologiques et structurales assimilables aux linéaments. L'analyse et le traitement des données satellitaires pour l'interprétation de la fracturation sont résumés dans la figure 11.



**Fig.11-** *Méthodologie adoptée dans l'approche de la fracturation par télédétection.* 

#### A. Prétraitement

La reconstitution de la mosaïque des scènes exige un calibrage afin d'atténuer certains bruits présents dans les images. Cela est obtenu grâce à l'application d'un filtrage de type FFT sur les bandes 7, 5, 3 et 1.

#### *B. Production de la trame linéamentaire*

La réalisation de la trame linéamentaire nécessite un certain nombre de traitements; la réalisation d'une composition colorée de l'image en fausses couleurs (ETM7, ETM3 et ETM1, respectivement dans les canaux rouge, vert et bleu), afin de discriminer les différentes unités lithologiques.

L'analyse en Composantes Principales (« transformée de *Hotelling* »), qui consiste à développer le signal-image sur la base de fonctions orthogonales entre elles permettant une bonne discrimination des tracés linéamentaires. Cette technique s'emploie à rechercher les axes de plus grande variance dans l'espace des radiométries d'une image. Elle génère des néobandes (CP) en combinaison linéaire avec les bandes originales. Les trois premières bandes contiennent généralement la majorité du pourcentage de la variance de la bande originale. A partir des paramètres CP de chaque domaine spectral, il devient possible de reconstituer une composition colorée nette, permettant une bonne cartographie l'essentiel des fractures.

Les rapports des bandes spectrales. Certains détails contenus dans l'image peuvent être rehaussés grâce à l'application de la technique de combinaison d'image dont le principe est basé sur les opérations mathématiques qui permettent de générer des rapports de bandes : ETM5/ETM1 ; ETM7/ETM5 et ETM3/ETM5. Les images ainsi générés, permettent de réduire les effets de la topographie et d'augmenter le contraste de réflectance entre les surfaces minérales.

Rehaussement des structures linéaires. Il s'agit de techniques de filtrage spatial qui permettent de ressortir des caractéristiques spécifiques d'une image (Himyari et al., 2002). Ces techniques offrent une large palette de traitements agissant soit *Globalement* sur l'image, soit *Localement*, c'est-à-dire en fonction du voisinage du pixel ou encore selon les gradients de tons de gris présents sur l'image. Elles sont adaptées à diverses finalités, dont l'affinement des contours de terrains géologiques (limites stratigraphiques) et la cartographie des structures linéamentaires (Caloz et Collet,2001).

#### *C. Etude statistique de la Trame Linéamentaire*

Les lois caractérisant le processus de répartition des fractures dans l'espace ainsi que les paramètres géométriques des fractures (longueur des traces, leur orientation, ouverture, terminaison, etc.) sont estimés à partir du traitement statistique ou géostatistique des discontinuités. Ces lois sont introduites dans des modèles géométriques de simulation qui génèrent les fractures dans un espace tridimensionnel.

#### D. Elaboration du Bâti structural

L'interprétation des images dérivées des différentes techniques de traitements permet d'élaborer un bâti structural, sous forme de carte détaillée des linéaments.

#### E. Contrôle et validation

Une fois le canevas linéamentaire fourni, l'interprétation des linéaments (bâti structural) a recours aux données géologiques (cartes et données de terrain) et éventuellement aux données bibliographique. Cette phase de contrôle et de validation des accidents géologiques extraits du traitement numérique est indispensable pour juger de la pertinence de la méthode utilisée. Il est toutefois important de rappeler que cette technique reste tributaire d'un certain nombre de paramètres, comme: l'éclairement solaire, les perturbations atmosphériques du rayonnement solaire incident et réfléchi, le couvert nuageux. De plus, il est à noter l'absence du pouvoir de pénétration nécessaire à la connaissance de certains phénomènes. A titre d'exemple la cartographie géologique du Sud Algérien ne peut être réalisée à partir des seules images optiques, à cause du voile sableux masquant les structures géologiques et le paléo-réseau hydrographique.

#### 2.2.2. Données de surface

Les affleurements de surface, permettent de décrire et de caractériser les distributions et relations entre des fractures et failles d'échelle très différente, allant du centimètre au kilomètre. Une combinaison des études de terrain avec l'interprétation de photos aériennes et satellites de la zone peut aboutir à une reconstitution en 3D de l'affleurement avec ses discontinuités. Cependant les formations visibles en surface dans leur état actuel ne reflètent pas forcément l'état et l'organisation des réseaux à plusieurs centaines de mètres en profondeur. En effet, des variations lithologiques latérales et verticales importantes peuvent exister (épaisseurs, propriétés mécaniques), les contraintes lithostatiques et l'histoire tectonique sont aussi différentes. L'analogie avec le réservoir est considérée avec précaution.

#### 2.2.3. Données de carottes

Les données de carottes permettent d'effectuer des levés de fractures et d'obtenir des informations utiles sur l'ouverture *insitu* et le remplissage des fractures présentes dans l'échantillon. Cependant la difficulté de préserver les fractures dans leur orientation et leur état initiaux au sein du carottier, associée à la formation fréquente de fractures parasites liées au processus de forage, limite l'utilisation des carottes pour la caractérisation de l'orientation, de l'ouverture et de la distribution des fractures. De plus, la présence d'indices d'une fracturation dense ou non dans une carotte de quelques centimètres de diamètre ne donne aucune information sur l'extension des fractures.

#### 2.2.4. Données diagraphiques (imagerie de parois)

L'imagerie par diagraphie des parois de forage permet une caractérisation *insitu* de la formation rocheuse. Cette méthode, pénétrative et non destructrice, met en œuvre une multitude de techniques (mesure de résistivité électrique, différence de potentiel électrique, radioactivité naturelle et induite, rayonnement gamma absorbé, vitesse du son *etc.*) qui étendent son rayon d'action jusqu'a plusieurs mètres à l'intérieur de la roche. Les données obtenues (logs) sont alors plus riches que les données de carottes au niveau des orientations *insitu* des discontinuités (limites de bancs, pendages des couches, éventuellement fracture) et du contenu du puits (nature et structure des roches, types de fluides). Les fractures rencontrées peuvent ainsi être orientées en 3D et analysées ensuite, par exemple sur une projection stéréographique, pour identifier des familles de fractures.

#### 2.2.5. Données sismiques

De nouvelles techniques, basées sur l'analyse de l'anisotropie sismique, se révèlent prometteuses pour caractériser la distribution des réseaux de fractures. Ces techniques nécessitent cependant, une acquisition spécifique, et l'interprétation reste délicate. Ce schéma simplifié montre que les données de puits (imagerie et carottes), malgré leur bonne définition, n'offrent qu'une information incomplète sur la distribution de la fracturation. C'est la *fracturation diffuse* qui est le plus souvent décrite par cette méthode (dans la mesure où la caractérisation précise des types de fractures et de leur ouverture est possible), mais on a accès qu'à une vision biaisée de la distribution des couloirs qui sont des objets typiquement subsismiques mais très discontinus. Les objets d'échelle intermédiaire (indétectables par la sismique et trop localisés pour être systématiquement caractérisés par l'analyse des données de puits), restent très difficiles à appréhender. Pourtant, leur présence, détectée au hasard de l'avancement des forages s'avère déterminante dans le contrôle du comportement hydrodynamique des réservoirs : barrières, drains pouvant endommager les puits par invasion précoce d'eau. La figure en dessous montre le cas (imaginaire) d'un réservoir investigué par le biais de trois forages. Le réservoir est affecté par de nombreux couloirs fracturés mais deux puits sur les trois disponibles n'en détectent aucun en raison de leur localisation (fig.12).



**Fig.12-** (a) Coupe schématique d'un réservoir plissé fracturé imaginaire et disposition de 3 puits de forage visant à fournir des données sur la fracturation (Bazalgette, 2004). (b) Interprétations simulées des données de puits (imagerie et carottes). Puits (1) et (2) : l'interprétation des données de puits ne permet de détecter que la fracturation de fond alors que les forages sont situés à proximité de couloirs fracturés importants. Puits 3: l'interprétation des données de forage a permis de localiser la présence de deux couloirs fracturés et éventuellement le rejet inverse affectant le second.

#### 2.2.6. Données dynamiques

Les données dynamiques (tests de formations, pertes de boue, logs de production) sont généralement utilisées dans la détermination des propriétés d'écoulement des fractures. L'exploitation des tests de puits permet de quantifier la conductivité movenne des fractures, et d'estimer la valeur minimale de la conductivité des objets dits « couloirs ». L'utilisation de ces propriétés permet de calculer tous les paramètres de fracturation et de les rendre exploitables dans les modèles de simulation. Les pertes de boue renseignent généralement sur la présence de fractures ouvertes. La difficulté de cette approche réside dans le fait que les pertes de boue enregistrées à une certaine profondeur peuvent en fait avoir lieu à une faible profondeur. Cela est d'autant plus vrai lorsque ces pertes sont petites et que le forage n'est pas stoppé. La profondeur des grosses pertes brutales est facile à déterminer. La seconde difficulté réside dans la comparaison des taux de pertes entre différentes zones. Cela dépend énormément de certaines caractéristiques comme la densité et la viscosité qui changent avec le temps et la profondeur. En l'absence de log de production, l'analyse des pertes de boue en fonction de la profondeur ne peut donner qu'une appréciation qualitative du potentiel de productivité des fractures rencontrées. Les logs de production permettent d'identifier les intervalles productifs et de déterminer la nature ainsi que le comportement des fluides au sein et autour du trou de forage. Il existe généralement une corrélation positive entre ces intervalles productifs et la forte baisse du LLS (Shallow laterolog), due à la présence de fractures ouvertes.

#### 3. Etude de la diagenèse

Ce chapitre consiste en une analyse pétrographique et minéralogique détaillée ayant pour but de reconstituer les différents phénomènes diagénétiques qui ont affecté les unités ordoviciennes, et de les placer dans l'histoire géologique du bassin, en vue de prédire la distribution des hydrocarbures. Pour atteindre cet objectif, des sucres et des lames minces provenant d'échantillons de surface et de carotte, ont été analysés à partir d'outils d'investigation variés (fig.13). Afin de comparer les observations de terrain avec les données pétrolières, des mesures pétrophysiques du type porosité et perméabilité ont fait l'objet d'un échantillonnage sélectif.


Fig.13- Principaux outils d'investigation utilisés dans l'analyse de la diagenèse

## 3.1. Pétrographie conventionnelle

L'examen des échantillons au microscope polarisant permet de déterminer leur composition minéralogique. Il permet également d'apprécier leur maturité texturale, et d'évaluer l'impact de la diagenèse sur la préservation ou la détérioration des paramètres pétrophysiques. La composition minéralogique est définie en terme de pourcentage des principaux constituants détritiques (grains, matrice, ciments, espaces poreux) en se basant sur la charte d'estimation visuelle de Terry et Chilingar (1955). Cette composition exprimée en termes de maturité minéralogique, reflète les processus d'altération dans la zone nourricière ainsi que la durée du remaniement sédimentaire et du transport. En règle générale, les sédiments minéralogiquement immatures sont ceux qui sont proches de leur source. Ceci explique leur altération limitée, et leur richesse en fragments de roches et en minéraux instables comme les micas et les feldspaths. En revanche, les sédiments supermatures résultent soit d'une altération intense, soit d'une abrasion importante et d'un long transport, expliquant l'absence quasi totale des minéraux instables (Tucker ; 1999).

La classification minéralogique utilisée dans la nomenclature des "Quartzites de Hamra" est celle de Williams et al (1953). Cette classification reflète : l'intensité de l'altération du matériel, la durée du transport, ainsi que la nature de la roche mère nourricière. Cela nécessite l'estimation du pourcentage des composants détritiques majeurs (quartz, feldspaths et débris de roches), et le pointage du résultat sur un diagramme ternaire

#### 3.2. Cathodoluminescence (CL)

La cathodoluminescence est un outil très valeureux dans les études pétrographiques. Elle fournit une information sur la distribution spatiale des éléments traces dans les roches clastiques (ainsi que les carbonates). La luminescence d'un échantillon soumis à des pulsions électriques, résulte en général, de l'excitation de certains éléments traces comme le manganèse, le cuivre et les terres rares (certains éléments, comme le fer, sont connus pour leur effet inhibiteur), de leurs concentrations, et de leur environnement électronique dans le cristal. Elle se caractérise par sa couleur et/ou par l'intensité lumineuse des spectres qui la composent. Ce phénomène reste toutefois mal compris. Son intensité peut diminuer au cours de l'observation et parfois de manière irréversible. Il devient alors nécessaire de polir à nouveau la lame pour retrouver une bonne qualité d'observation.

L'analyse en cathodoluminescence peut être réalisée sur des sections polies et non couvertes. L'équipement est modérément couteux et peut être installé sur n'importe quel microscope optique ou électronique à balayage. L'examen est complémentaire de l'observation en microscopie optique. Il permet, par de distinguer les grains (noyaux) détritiques (souvent en bleu ou rouge-marron) de leurs surcroissances authigéniques (généralement beaucoup plus sombres). Cette différence est certainement liée à des différences subtiles dans leur composition en éléments traces (Walker and Burley, 1991; Houseknecht, 1991; Götte et Richter et al., 2004). L'analyse en cathodoluminescence permet également de mettre en évidence les différentes phases de cimentation (zonation de croissance dans les quartz authigéniques et aussi dans la calcite) et de leur chronologie relative de mise en place. Elle permet aussi la distinction de minéraux avant des propriétés optiques proches mais dont les couleurs de cathodoluminescence sont très différentes (carbonates par exemple). A cela s'ajoute une meilleure visualisation des textures sédimentaires (taille et morphoscopie des grains), et du degré de compaction (type de contact entre les grains), la reconnaissance des zones mères nourricières du quartz, ainsi qu'une meilleure analyse des systèmes de microfractures (attributs géométriques, ciments, cinématique).

Avant l'apparition de cet outil, les microfractures colmatées par la silice restaient indétectables en lumière transmise, du fait que le ciment siliceux se développe en continuité optique avec le quartz détritique. Les seuls témoins de leur existence étaient les inclusions fluides (Laubach 1988; 1989; 1997; Laubach et Lorenz, 1992; Laubach et Doherty, 1999; Essarraj et al., 2001), et même ces dernières ne fournissaient qu'une information limitée.

La cathodoluminescence associée au microscope électronique (MEB) est d'une plus grande utilité par rapport à la cathodoluminescence conventionnelle. Sa plus grande stabilité offre un temps d'observation plus long, ce qui se traduit par une meilleure capture et résolution des images. Elle offre également la possibilité de tourner et de mesurer l'échantillon. Les images obtenues montrent plus de détails et renseignent mieux sur la structure interne du quartz authigénique, sur les relations de recoupement des fractures, ainsi que la chronologie relative de la fracturation des grains par rapport à la formation des surcroissances de quartz (Laubach, 2003). Toutes les analyses en cathodoluminescence ont été réalisées à l'UFR des Sciences de la terre, de l'Université Lille1

## 3.3. Diffraction des rayons X (DRX)

La radiocristallographie ou diffraction des rayons X, est la méthode de base qui permet aussi bien l'identification et la description quantitative des paragenèses argileuses (souvent présentes en mélanges complexes d'espèces), que la caractérisation des transitions minéralogiques majeures, en particulier celles de la séquence smectite-illite. Les appareillages développés sont variés, depuis les diffractomètres portatifs ou à éléments aisément interchangeables, jusqu'aux ensembles lourds, hautement stabilisés et pourvus de systèmes informatisés de traitement de signal. La diffraction des rayonsX constitue une méthode de base, utilisée quotidiennement, et associée à diverses autres méthodes à finalité sédimentologique : microgranulométrie, absorption atomique, microsonde électronique, microscopie électronique à transmission et réflexion, analyse organique, etc. Il est admis que tout corps cristallisé peut être analysé par diffraction de rayonsX, car ses atomes sont arrangés selon des plans cristallins spécifiques. Un faisceau de rayon X est diffracté sur un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg :  $\lambda = 2d \sin\theta$  où ;

 $\lambda$  = longueur d'onde de la source

- d = espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin
- $\theta$  = angle entre le faisceau incident et le réseau de plans

Ainsi, pour une source émettrice de rayon X donnée ( $\lambda$ ), le balayage selon un angle d'incidence  $\theta$  d'une préparation représentative d'un échantillon, permet d'accéder à la connaissance de tous les espacements de cette loi. Ce type d'analyses a été réalisé au Service Rayons X de la Division Laboratoires (Sonatrach).

#### 3.4. Inclusions fluides

La détermination de la composition chimique et des sources des fluides, qu'ils soient impliqués dans les interactions entre atmosphère, biosphère et hydrosphère ou dans les transferts de volatils entre croûte et manteau, se révèle souvent complexe. En effet, ils présentent un défaut majeur qui est leur mobilité. De plus, ils sont rarement conservés au sein des roches. Cependant, il existe un moyen d'accéder à ces fluides : « *les inclusions fluides* ». Les inclusions fluides sont des cavités dont la taille varie de moins d'un micron à quelques centimètres, et qui sont présentes dans la plupart des cristaux. Elles contiennent une solution qui représente un échantillon des eaux originelles à partir desquelles le cristal s'est formé, avec souvent, une phase gazeuse accompagnés ou non de solides, qui seraient formés (différenciés) au cours du refroidissement. Elles sont donc des témoins privilégiés des circulations de fluides qui ont percolés dans un volume rocheux au cours du temps, et ont la particularité d'être préservées dans tous les matériaux de l'écorce terrestre (sédiments, roches magmatiques et métamorphiques).

#### 3.4.1. Principales techniques d'étude des inclusions fluides

Les techniques d'étude sont très variées, et vont de la simple observation sous microscope jusqu'à l'analyse par sonde laser de leurs composants chimiques. Elles combinent classiquement l'analyse pétrologique, microthermométrique et la spectroscopie Raman.

L'analyse des inclusions fluides abordée dans le cadre de cette thèse, a été réalisée sous l'encadrement du Professeur Michel Dubois et avec la collaboration de Melle Sandra Vantalon de l'UFR des Sciences de la terre (Université Lille 1). L'examen a été fait sur 04 lames polies et épaisses. Les mesures des températures d'homogénéisation (Th) ont été réalisées sur une platine microthermométrique, montée sur un microscope optique. La mesure de la température sur cette platine est calibrée en utilisant des inclusions fluides synthétiques (H2O pure, température de fusion de la glace (Tm) =  $0.0^{\circ}$ C; Th (dans la phase critique) =  $374.1^{\circ}$ C; H2O-CO2 et Tm (CO2) =  $-56.6^{\circ}$ C. La précision de la mesure est de ±  $0.1^{\circ}$ C à faible température et d'environ ± $0.5^{\circ}$ C aux températures maximales atteintes dans certains cas.

De nouvelles techniques d'analyse quantitative ont été appliquées, ces 20 dernières années, aux inclusions fluides. Elles sont basées sur l'analyse des radiations électromagnétiques produites par l'excitation du contenu des inclusions par des flux de particules accélérées ou des électrons.

#### A. Analyse pétrologique et microstructurale

Cette analyse consiste en la description des inclusions à température ambiante (taille, forme, disposition des cristaux, nombre de phases dans l'inclusion...). Elle est primordiale avant toute étude d'inclusions fluides. En effet, elle permet de contraindre la part des processus secondaires (diagenèse, altération, déformation) susceptibles d'affecter les minéraux. En effet certaines caractéristiques des minéraux, comme par exemple leur solubilité ou leur aptitude à se déformer laissent les géologues assez septiques quant à la préservation des inclusions fluides. Il est donc nécessaire, avant chaque étude d'inclusions fluides, de vérifier si les postulats de base sont respectés. Ces postulats sont au nombre de trois : (1) conservation de la composition de l'inclusion, (2) conservation du volume de l'inclusion et (3) le fluide doit être monophasé au moment du piégeage.

#### B. Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman permet de déterminer la composition et la concentration de certains constituants par le phénomène de changement de longueur d'onde caractéristique d'un milieu matériel qui accompagne la diffusion de la lumière. C'est une méthode non destructive et ponctuelle qui permet de connaître la composition de la phase volatile (CH4, CO2, N2, H2S) contenues dans les inclusions fluides.

#### C. Microthermométrie

L'analyse microthermométrique est une technique non destructive qui consiste en une observation minutieuse des changements de phase d'une inclusion individuelle qui surviennent lorsqu'elle est soumise à des cycles de chauffage et de refroidissement. Cette analyse peut être effectuée aussi bien pour des températures élevées (roches magmatiques ou métamorphiques) que pour des températures basses (roches exogènes), dans des gammes comprises entre -180°C et +600°C. Elle est réalisée à l'aide d'une platine chauffante/réfrigérante couplée à un microscope optique. Les mesures de ces changements de phase permettent d'estimer les conditions de piégeage des fluides à condition que les postulats de base de l'étude des inclusions fluides soient respectés. Les températures habituellement mesurées sont la température d'homogénéisation, la température de l'eutectique (début de la fusion) et la température de dernière fusion (ou température de dissolution). Après congélation totale (solidification) l'inclusion est lentement réchauffée jusqu'à homogénéisation totale (état à une phase). Le début de la fusion de l'inclusion solidifiée permet l'identification de la phase liquide et du système gazeux associé (H2O-NaCl, H2O-CO2, CO2-CH4, etc.). La température finale de fusion (ou température de dissolution) donne la concentration des composants dans le système correspondant. La température d'homogénéisation de l'inclusion (lorsqu'il ne reste plus qu'une seule phase dans l'inclusion) indique la température minimum de formation de l'inclusion.

#### 3.4.2. Evolution des champs d'application

Les inclusions fluides ont fait l'objet de nombreuses études qui ont permis de mettre en évidence leurs particularités ainsi que leur intérêt dans les analyses pétrologiques, thermodynamiques, métallogéniques, structurales et climatiques. Dès l'origine, les champs d'application des inclusions ont été larges (Dolomieu, 1792). Leur étude a été intimement liée à l'évolution des idées sur le métamorphisme, sur l'origine des granites et des filons associés. D'autres champs d'application comme la métallogénie (Roedder, 1962; 1963; 1984; Roedder et Skinner, 1968) et l'étude des fluides à la base de la croûte (Touret, 1971; 1981; 1984; 1987; Newton, 1986) et dans le manteau (Seitz et al., 1987; Szabo et Bodnar, 1995) se sont ouverts à cette discipline par la suite.

Les inclusions fluides, lorsqu'elles sont disposées en plans d'inclusions fluides secondaires, soulignent des microfractures de mode I cicatrisées, et sont donc des marqueurs de l'orientation du plan des microfractures au moment de leur formation. Par ailleurs, la forme et la densité des inclusions peuvent traduire des chemins de pression-température particuliers après leur piégeage et renseignent donc sur l'histoire tectonique de la roche qui les porte (Boullier et al., 1991). L'utilisation de cette technique dans l'étude des bassins sédimentaires a ensuite ouvert à la discipline un nouveau champ d'application. En effet, l'étude des inclusions fluides s'est révélée d'un intérêt crucial pour comprendre l'évolution des systèmes diagénétiques (Goldstein et Reynolds, 1994) et sédimentaires (Goldstein, 2003). L'application de sétudes d'inclusions fluides aux systèmes diagénétiques a été très bénéfique à l'exploration pétrolière, pour la compréhension de la systématique des réservoirs (Brennan et Lowenstein, 2002; Paul et al., 2009), pour la détermination de la composition des hydrocarbures et pour l'étude de leur migrations (Burruss, 1987; Barclay et al., 2000; Smith et al., 2008).

Au cours des dernières décennies durant lesquelles la paléoclimatologie a connu un intérêt grandissant au sein de la communauté scientifique, l'application des études d'inclusions fluides aux systèmes sédimentaires a permis une avancée importante dans la reconstruction des paléoenvironnements. Les inclusions aqueuses piégées dans la calcite précipitée sous la forme de spéléothèmes dans des grottes, ont par exemple été utilisées pour la reconstruction des paléotempératures moyennes de l'air (Schwarz, 1989; Matthews et al., 2000).

L'étude des inclusions fluides d'eau de mer à l'intérieur de carbonates marins a fourni un enregistrement des variations de la composition du système océan–atmosphère dans le passé (Johnson et Goldstein, 1993). De même, l'étude des inclusions de gaz piégées dans la glace des glaciers a fourni un enregistrement de la chimie des atmosphères anciennes pour un passé géologique récent (Raynaud et al., 1993). Enfin, de nombreuses études effectuées sur des inclusions fluides préservées dans des cristaux de halite ont permis de donner des informations détaillées sur les variations de la chimie des eaux de mer anciennes du Protérozoïque du Phanérozoïque (Kovalevich et al., 1998; Lowenstein et al., 2001; Horita et al., 2002; Brennan et Lowenstein, 2002) sur la chimie des eaux de mer actuelles. Les inclusions fluides préservées dans la halite ont aussi été utilisées pour la reconstruction détaillée des températures minimales de l'eau de surface par l'application des techniques de microthermométrie (Roberts et Spencer, 1995; Benison et Goldstein, 2000; Satterfield et al., 2005 a, b).

#### 3.5. Microscope électronique à balayage (MEB/BSE)

Le MEB est un outil très utile dans l'examen, en plus forts grossissements, des textures sédimentaires, et l'identification des minéraux et des réactions minéralogiques. Le MEB en mode balayage permet de relever sur des sucres de roches (12 mm de diamètre et 5 mm d'épaisseur), la nature et la morphologie des grains ainsi que la structure des réseaux poreux. Ce type d'analyse a été réalisé au Service MEB de la Division Laboratoires (Sonatrach). En revanche, le MEB en mode rétrodiffusé (BSE) permet l'observation de lames minces non couvertes, en mode électrons rétrodiffusés, et d'obtenir une image en niveaux de gris de la lame mince, dont le contraste traduit les variations de poids atomique des éléments chimiques qui constituent les

minéraux. Les objets analysés doivent être électriquement conducteurs afin d'éviter les charges électriques à la surface de l'échantillon, en plus, la conductibilité électrique fait augmenter l'émission d'électrons ce qui améliore la qualité de l'image. La surface de l'objet non conducteur doit être recouverte d'une couche mince électriquement conductrice (carbone ou autre conducteur). Le dépôt de la couche métallique se fait par la méthode de pulvérisation qui est particulièrement appropriée pour le traitement des objets à surface très structurée. Cet outil permet, lorsqu'il est équipé d'un analyseur d'énergie dispersive (EDX), une analyse chimique semi-quantitative en quelques secondes (l'analyse quantitative précise se fait par microsonde électronique). Les analyses au BSE en mode rétrodiffusé ont été réalisées au Laboratoire Paléontologie de l'Université de Lille.

# **3.6. Analyses chimiques** (fluorescence X)

La spectrométrie de fluorescence X (SFX ou FX) est une méthode puissante dans la caractérisation rapide des roches par leur composition chimique et minérale, ainsi que la variabilité de cette composition. Cette méthode d'analyse utilise une propriété physique de la matière, la fluorescence de rayons X. Lorsque l'on bombarde de la matière avec des rayons X, la matière réémet de l'énergie sous la forme, entre autres, de rayons X ; c'est la fluorescence X, ou émission secondaire de rayons X. Le spectre des rayons X émis par la matière est caractéristique de la composition de l'échantillon, en analysant ce spectre, on peut en déduire la composition chimique des grès et de sa variabilité permet à la fois de discriminer des faciès sédimentaires et diverses sources de sédiments (la composition actuelle de la roche peut être totalement différente de la composition initiale du sédiment), et de comprendre la diagenèse d'enfouissement à travers les bilans de matière et la mobilité des éléments (Milliken et Land, 1982; 1993; 1994; Milliken; 1994). L'analyse des échantillons à la fluorescence X a été réalisée au Service Minéralogie de la Division Laboratoires (Sonatrach).

## 3.7. Géochimique organique

Cette analyse a été réalisée au Service Géochimie organique de la Division Laboratoires (Sonatrach). Elle a été entreprise afin de comprendre l'histoire de la subsidence dans le champ à gaz étudié et par conséquent les phénomènes de génération et de migration des hydrocarbures dans ce périmètre. Elle a également pour objectif principal d'établir des modèles thermiques, qui permettront de caler les épisodes de fracturation et de transformation diagénétique par rapport à l'histoire tectonique du bassin. Cette estimation des paléo-enfouissements est une donnée fondamentale à prendre en compte, pour pouvoir prédire les propriétés hydrauliques de la matrice et des fractures.

Plusieurs méthodes analytiques ont été introduites pour l'étude de la matière organique (ou kérogène) afin de caractériser les « roches-mères », dans le champ.

# A. Préparation des échantillons

L'étude géochimique du champ est basée sur un nombre représentatif d'échantillons de carottes et de cuttings, provenant de huit sondages préalablement sélectionnés. Un échantillonnage sélectif de tous les niveaux argileux paléozoïques, susceptibles de constituer des roches mères, a été effectué. La préparation commence par un premier lavage à l'eau et un tamisage pour éliminer les polluants de la boue; les échantillons seront par la suite triés puis broyés ou concassés selon le type d'analyse à réaliser.

# B. Dosage du Carbone Organique Total (C.O.T)

Le dosage du carbone organique total s'effectue selon la norme NF EN ISO/CEI 17025 (DL-Accréditation n°1-2087). On commence d'abord par l'élimination du carbone minéral contenu dans l'échantillon de roche qui se fait par l'attaque de l'échantillon à l'acide chlorhydrique (HCl) à normalité 2. L'acide agit sur les carbonates puis l'on rajoute en fin d'attaque de la soude (NaOH) à normalité 1.33 afin de neutraliser la solution. La solution est

ensuite filtrée dans un creuset semi-perméable puis séchée dans une étuve à faible température ( $50^{\circ}$  c). Le creuset est ensuite introduit dans un four LECO à induction. Après étalonnage, il subit, alors, une combustion à haute température ( $T^{\circ}$ = 1200°c), sous flux d'oxygène, et en présence de catalyseurs. Les atomes d'oxygène et de carbone combinés sous-forme de gaz carbonique ( $CO_2$ ) seront acheminés vers un tamis moléculaire et y seront retenus. Le pourcentage en carbone organique total (COT) est calculé sur les volumes de  $CO_2$  et CO dégagés par l'échantillon. Un affichage digital sur l'appareil donnera directement la valeur du COT en pourcentage. La richesse en carbone organique total permet d'établir une classification des roches (Tab.1). Le dosage du carbone organique est un critère important d'évaluation de la richesse d'une roche en matière organique, sans pour autant être suffisant; il faut, également, étudier le type de matière organique ainsi que sa maturation.

% CARBONE ORGANIQUE TOTAL ( ARGILES )	% CARBONE ORGANIQUE TOTAL ( CARBONATES )	CLASSIFICATION
0.01 - 0.20 0.21 - 0.50 0.51 - 1.00 1.01 - 3.00	< 0.25 0.25 - 0.50 0.50 - 1.00 1.00 - 2.00 > 2.00	Roche très pauvre Roche pauvre Roche moyennement riche Roche riche Roche très riche
> 3.00		

Tab.1 - Classification des roches mères en fonction du COT

# C. Pyrolyse ROCK-EVAL

La caractérisation géochimique des roches mères a été faite à partir de la pyrolyse de la matière organique insoluble (le *kérogène*) dans les solvants organiques. La technique de pyrolyse utilisée est la méthode ROCK-EVAL (Espitalié et al., 1977) qui permet de simuler, en un temps très court, la dégradation thermique naturelle du kérogène. En pyrolyse cette dégradation se fait sous atmosphère inerte (Hélium) et provoque le craquage du kérogène.

Les analyseurs utilisés sont munis de fours dont la température est programmable en fonction du temps de durée du cycle. Ils sont commandés par des micro-processeurs. Les résultats fournis sont sûrs et permettent d'évaluer la nature et le type de matière organique, son état d'évolution ou degré de maturation, ainsi que ses potentialités pétrolières. Cependant, avant d'effectuer des analyses d'échantillons de roches. En se référant à une roche étalon « standard », dont les caractéristiques sont connues, nous pouvons calculer, pour chaque échantillon à analyser, un certain nombre de paramètres. Les valeurs des paramètres calculés seront calibrées à partir des valeurs citées ci-dessus. L'analyse est déclenchée lorsque la nacelle contenant le broyât de roche est introduite dans le four de pyrolyse. Les paramètres mesurés par cette technique sont nombreux ;

> Dans un premier temps, les hydrocarbures gazeux et liquides contenus dans la roche se volatilisent. Ceci correspond au pic  $S_1$ ; il est exprimé en mg d'hydrocarbures/g de roche; cette quantité est variable et dépend du potentiel pétrolier des roches, de leur degré d'évolution et des phénomènes de migration.

> Dans un deuxième temps, le kérogène et les hydrocarbures lourds (résines et asphaltènes) subissent un craquage thermique donnant naissance à des hydrocarbures plus légers. Ceci correspond au pic  $S_2$ , exprimé en mg d'HC/g de roche. Ces composés hydrocarbonés représentent la quantité totale d'huile et de gaz que le kérogène peut encore produire ultérieurement. Le  $S_2$  est appelé, également, « *potentiel pétrolier résiduel »*. Ces valeurs varient avec la teneur en *COT* de l'échantillon, le type et le degré de maturation du matériel organique.

La forme du pic est significative et peut éventuellement indiquer le type de matériel organique. De même que ce paramètre permet d'évaluer la qualité des roches mères potentielles. Ainsi lorsque :

 $S_2 < 2 \text{ mg d'HC} / \text{g de roche} => \text{Roche-mère pauvre,}$ 

 $2 < S_2 < 5 \text{ mg d'HC} / \text{g de roche} \Rightarrow$  Roche-mère moyenne,

 $S_2 > 5 \text{ mg d'HC} / \text{g de roche} => \text{Roche-mère bonne.}$ 

- > Dans un troisième temps, le  $CO_2$  piégé au préalable dans un tamis moléculaire est rejeté par réchauffage du piège, puis détecté. Ceci correspond au pic  $S_3$  exprimé en mg de  $CO_2/g$  de roche.
- > La température expérimentale de pyrolyse est enregistrée au sommet du pic  $S_2$ , c'est à dire au moment où est libéré le maximum de composés hydrocarbonés provenant du craquage du kérogène. Elle correspond à la *T.max* qui est exprimée en degrés Celsius. Les valeurs de *T.max* augmentent avec l'accroissement du degré de maturation de la matière organique (Espitalié et al., 1977). Elle est parmi les meilleurs critères pour la détermination de l'état d'évolution; elle croît en fonction de la profondeur atteinte. Ainsi trois zones seront définies :

zone immature => T° < 435°c, zone de formation d'huile => 435° < T° < 465°c, zone de formation de gaz => T° > 465°c.

Il est important de mentionner que ces températures maximales de pyrolyse sont obtenues en laboratoire et ne correspondent pas aux températures actuelles dans lesquelles se trouvait l'échantillon prélevé. Il est utile de signaler encore une fois que la pyrolyse est une simulation de l'évolution thermique au cours des temps géologiques.

▶ Le  $CO_2$  résultant de la combustion de la matière organique (ayant déjà subi une pyrolyse) sous air à 600°c est absorbé par un tamis moléculaire. Par réchauffage de ce dernier, le  $CO_2$  est envoyé sur un détecteur à conductibilité thermique. Ceci correspond au pic  $S_4$  et il est exprimé en mg de C/g de roche. Cette valeur est obtenue seulement pour des analyses de standard ou de blancs (nacelle sans échantillon). Pour les analyses d'échantillons, le  $S_4$  apparaît sous la forme *TOC* (carbone organique total).

Les paramètres calculés par cette méthode sont en nombre de quatre ;

➢ Le potentiel pétrolier (PP)

Dans le cas d'une roche-mère mature ayant généré des hydrocarbures, le potentiel pétrolier total est représenté par la somme :

 $PP = S_1 + S_2$ , il est exprimé en mg d'HC/g de roche.

L'index de production (IP)

Il correspond au taux de transformation en huile et en gaz du kérogène au cours de son enfouissement et augmente avec la profondeur. Il permet de déceler les accumulations d'hydrocarbures ou les drainages et varie d'un type de matière organique à un autre. Il exprime le rapport des hydrocarbures libres aux hydrocarbures totaux :

$$IP = S_1 / (S_1 + S_2)$$

L'index de production présente deux éventualités extrêmes : 1 ou 0. Dans le premier cas, la roche ne contient pas (ou plus ) d'hydrocarbures, alors que dans le deuxième cas, il n'y a pas d'hydrocarbures libres dans la roche. Ce paramètre peut être considéré comme un critère de maturation :

à partir de IP = 0.05, c'est le début de formation du pétrole, à IP = 0.40, c'est le maximum de formation d'huile. Au-delà de 0.50 le gaz se perd et les indices de production retombent.

L'index d'hydrogène (IH)

Il exprime le rapport des hydrocarbures libérés par le kérogène lors de la pyrolyse au carbone organique total.

 $IH = (S_2 \times 100) / COT$ , il est exprimé en mg d'HC /g de COT

L'index d'oxygène (10)

Il exprime le rapport entre le  $CO_2$  libéré par le kérogène lors de la pyrolyse au carbone organique total.

 $IO = (S_3 \times 100) / COT$ , il est exprimé en mg CO<sub>2</sub> / g de COT

Les diagrammes IH - IO et IH -T.max permettent de reconnaître trois principales lignées de matière organique, auxquelles une quatrième lignée, de type détritique, peut être associée :

• Type I: matière organique aquatique (lacustre ou marine); elle est riche en lipides; son potentiel pétrolier ainsi que son index d'hydrogène sont très élevés;

• Type II : matière organique aquatique possédant un index d'hydrogène moyen à fort et un potentiel pétrolier élevé mais moindre que celui du type I;

• Type III: c'est une matière organique formée par des débris de végétaux supérieurs; étant riche en oxygène, elle a un index d'oxygène élevé ainsi qu'un potentiel en gaz très élevé par rapport à celui des autres types; par contre, son index d'hydrogène est faible à moyen;

• Type IV: c'est une matière organique altérée, résiduelle, remaniée; son potentiel pétrolier est négligeable, son index d'hydrogène est très faible tandis que son index d'oxygène est variable.

*D. Méthode optique* (Analyse en lumière transmise)

Cette méthode nécessite une isolation de la matière organique. Dans un bêcher en Téflon, on met un échantillon de roche concassée. On lui fait subir une attaque à l'acide chlorhydrique (*HCI*) pour la destruction des carbonates et à l'acide fluorhydrique (*HF*) pour la destruction des minéraux silicatés. L'échantillon est lavé à l'eau distillée puis à l'alcool, ensuite, une séparation au mélange Bromoforme/Alcool est effectuée. La matière organique, du fait de sa faible densité, flotte sur le Bromoforme tandis que les minéraux lourds forment le culot, lors de leur décantation. C'est alors que la matière organique est récupérée dans un tube à essai puis relavée pour éliminer le Bromoforme. Ce résidu sera monté en lame mince et étudié en lumière transmise.

Cette analyse permet de déterminer les palynofaciès présents dans la lame: fraction amorphe ou éléments figurés. La couleur des éléments figurés, tels les spores et les pollens, donne le stade de maturation de cette matière. Il existe une échelle de référence avec des valeurs allant de 1 à 5. Elle correspond à l'Indice d'Altération Thermique (*IAT*) (tab.2). Ce dernier passe du jaune pâle, au jaune, à l'orange, au brun puis au noir. Les couleurs les plus claires correspondent aux stades les moins évolués; de ce fait, les indices d'altération thermique les plus élevés déterminent les matières organiques les plus matures. Notons que les processus d'altération ou de remaniement peuvent affecter la coloration du palynomorphe de plus, l'étude en lumière transmise diffère d'un observateur à un autre rendant parfois l'observation subjective.

	Diagenèse	Catag	Métagenèse		
Stades d'évolution	zone immature	zone de genèse d'huile	zone de genèse des condensats et gaz humides	zone de genèse des gaz secs	
P.R.V.	0.3 à 0.5%	0.5 à 1.35 %	1.35 à 2.0 %	2.0 à 3.0%	
I.A.T.	1.0 à 1.5	2.0 à 3.0	3.0 à 3.5	3.5 à 5.0	
T. max	≤435°c	435°cà 465°c	465°c à 530°c	530°c à 550°c	

Tab.2 - Corrélation des principaux éléments de maturation thermique.

## 3.8. Isotopes stables d'oxygène ( $\partial^{18}$ O)

L'analyse des isotopes stables d'oxygène est une technique géochimique très précieuse, qui permet de contraindre les conditions de formation et d'altération d'un grand nombre de roches, d'établir leur thermomètre isotopique et de caractériser les sources de fluides qui ont percolé dans ces volumes rocheux. La combinaison de cette méthode avec la géologie structurale, permet dans le cas des roches naturellement fracturées, d'obtenir des corrélations fiables entre l'histoire thermique et les évènements tectoniques qui ont marqué l'histoire d'évolution d'un bassin (Boullier et al., 1991; Sharp,2008).

Des méthodes variées ont été développées pour analyser les isotopes stables du carbone, de l'azote et de l'oxygène (Sharp et O'Neil, 1990; Gibsone et Carr, 1989; Franchil et al., 1989), mais ces méthodes sont pour la plupart limitées, et ne peuvent être utilisées dans la détermination des valeurs  $\partial^{18}$ O des silicates et des oxydes (Sharp, 2008). Les variations des valeurs  $\partial^{18}$ O sont tellement petites que des techniques analytiques, d'une très grande précision, sont nécessaires pour pouvoir les distinguer. Cependant, la combinaison des techniques standards de «*fluorination* » et du chauffage au laser (méthode utilisée dans le cadre de cette thèse), est une nouvelle méthode, qui présente une grande précision et une grande résolution spatiale, et qui a bien montré son efficacité face à différents problèmes isotopiques (mesures  $\partial^{18}$ O des surcroissances de quartz, de veines composites, de porphyroblastes zonés ou phénocristaux, et des micro-inclusions observées dans les matériaux terrestres et météoriques).

## 3.8.1. Procédure analytique

L'isotopie du quartz des veines ordoviciennes étudiées dans le cadre de cette thèse, a été réalisée par le Professeur *Zachary Sharp*, de l'Université du Michigan, spécialiste de la géochimie isotopique avec ses applications paléoclimatique, métamorphique, atmosphérique, météoritique et pétrologie ignée. Les techniques de fluorination utilisées, pour libérer de l'oxygène qui sera converti en CO<sub>2</sub>, puis analysé par spectrométrie de masse.

Les techniques de fluorination utilisées, sont basées sur la réaction des silicates ou des oxydes avec le fluor (*fluorine*) ou l'acide fluoridrique (*interhalogen fluoride*) (BrF, ou ClF<sub>3</sub>). La méthode consiste en un chauffage au laser, d'un échantillon placé dans une atmosphère riche en fluor. Les minéraux sont attaqués dans des tubes en nickel, à des températures modérées (200°-650°C) pour une durée de 12-18h. Le O<sub>2</sub> libéré est converti en CO<sub>2</sub>, puis analysé par spectrométrie de masse (Baertschi et Silverman,1951; Clayton et Mayeda,1963; Borthwick et Harmon,1982). Le système entier est représenté par un laser, une chambre d'échantillon, un métal nécessaire et des tubes en verre permettant la manipulation des gaz. Tous les minéraux (sauf les réfractaires) sont traitables avec cette technique, mais des échantillons de 5-30mg sont généralement nécessaires. L'analyse pourrait se faire sur des séparations minérales, ou *in situ*, sur des surfaces de sections épaisses (pour plus de détail, se référer à Sharp, 2008).

## Chapitre II

# APPROCHE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1. Evolution géodynamique de la plateforme Nord-Gondwanienne
  - 1. Orogenèse panafricaine
  - 2. Période post-orogénique
  - 3. Evènements paléozoïques
  - 4. Evènements mésozoïques
  - 5. Evènements cénozoïques
  - 6. Evènements récents
  - 7. Conclusion
- 2. Présentation générale du bassin de l'Ahnet
  - 1. Aspect structural du bassin
  - 2. Aspect lithostratigraphique
  - 3. Contexte général de la sédimentation
  - 4. Système pétrolier

# **CHAPITRE II –** *Approche bibliographique*

## 1. Evolution géodynamique de la plateforme Nord-Gondwanienne

La plate-forme Nord-Gondwanienne, qui s'étend globalement entre les plis téthysiens au Nord et les boucliers précambriens au Sud, avait connu au cours du Phanérozoïque, une évolution structurale fortement contrôlée par des processus intraplaques. En dehors des régions Nord occidentales (Meseta marocaine, Montagnes de l'Atlas), qui étaient fortement affectées par les collisions des plaques durant les temps Hercynien et alpin, la majeure partie de cette plateforme n'a fait l'objet que de déformations intraplaques modérées, aboutissant à la réactivation transpressive et transtensive des grands systèmes de failles hérités de l'orogenèse panafricaine (Ziegler et al., 1998; Craig et al., 2006).

La plateforme Nord-Gondwanienne a connu une évolution géodynamique caractérisée par la succession d'au moins sept phases tectoniques, énumérées en détail dans ce qui suit, liées à la fragmentation du Gondwana et de la Pangée, et à la cinématique des plaques africaine, eurasienne et laurentienne. Cette évolution tectonique polyphasée a donné naissance à un système complexe de bassins intracratoniques superposés, partiellement interconnectés, séparés par des zones hautes sur lesquelles les séries sédimentaires sont très réduites ou absentes (fig.14). La structuration de ces zones hautes n'était pas continue mais réactivée durant des périodes bien spécifiques. Au cours des périodes calmes, ces môles sont passivement activement soulevés et érodés (Klitzsch,1971; Beuf et al., 1971; Black et al.,1994; Schandelmeier,1987; 1988, Desaubliaux et al., 2004; Eschard et al., 2004;2010). Le mécanisme d'une telle déformation demeure mal compris, et serait probablement associé à la réactivation des zones de sutures panafricaines, notamment au cours des évènements hercynien, autrichien et alpin (Desaubliaux et al., 2004; Euzen et al., 2005).

Il est souvent difficile de savoir si les axes structuraux observés actuellement à l'échelle régionale sont contemporains de la sédimentation paléozoïque ou s'ils correspondent à des soulèvements plus récents. Dans la région du Bled El Mass, qui est localisée sur un linéament panafricain majeur, séparant les bassins de l'Ahnet et de Reggane, des évidences d'*onlap* et de troncatures d'érosion de toute la succession cambro-ordovicienne peuvent être observées, suggérant que la région est restée un relief relativement positif durant la sédimentation (Klitzsch, 1971; Schandelmeier, 1988; Desaubliaux et al., 2004, Euzen et al., 2005; Eschard et al., 2005; 2010).

## 1.1. Orogenèse panafricaine (600-530 Ma)

La croûte continentale de la plateforme Nord-Gondwanienne s'est développée au cours de l'orogenèse panafricaine, suite à une collision continentale oblique, impliquant la marge passive du craton Ouest-africain (bloc extrêmement rigide, cratonisé depuis près de 2700 Ma), la marge active d'un paléocontinent situé à l'Est, représenté au Nord par le bouclier Targui, et au Sud par le bouclier du Benin-Nigeria (tous deux stabilisés vers 2100-1800 Ma), ainsi que de nombreux arcs insulaires. Ces derniers seraient à l'origine des matériaux volcaniques et volcanosédimentaires identifiés à travers tout le Panafricain (Black, 1979; Caby et al., 1981; Schandelmeier et al., 1987; Boullier,1991; Black et al., 1994; El Makhrouf,1996; Jacobs et Thomas,2004).

La zone de collision entre ces deux cratons, appelée également «Suture Panafricaine » est marquée par une anomalie gravimétrique positive, qui pourrait être tracée du Nord du mali jusqu'au Golf de Guinée (Bayer et Lesquer, 1978; Caby, 1987), et par des restes de croûte océanique, d'assemblages d'arc magmatique et de roches métamorphiques à très haute pression (Caby et al.,1989; Caby, 1994; Caby et Monie, 2003; Jacobs et Thomas, 2004; Guiraud et al., 2005; Fabre, 2005; Craig et al., 2006).



**Fig.14-** Coupe géosismique régionale, illustrant la structuration des bassins paléozoïques Nord-Gondwaniens, ainsi que la distribution des principaux axes structuraux (modifié d'après Craig et al., 2006).

Dans la province Ouest saharienne, cette suture coïncide avec la chaîne de l'Ougarta, et se prolonge au sud vers le Bled El Mas et l'Azzel Matti, puis vers la bordure Ouest du Hoggar (fig.15). Elle est généralement enfouie sous les sédiments phanérozoïques, ou masquée par les évènements tectoniques ultérieurs.



**Fig.15-** Distribution des décrochements subméridiens majeurs (NS megashear zones) qui caractérisent le massif du Hoggar et ses régions environnantes, avec représentation schématique du modèle géodynamique illustrant la subduction de la Ceinture transsaharienne vers 600 Ma (modifié d'après Fabre et al., 2005; Caby et Monié, 2003).

La confrontation des deux ensembles susnommés avait donné naissance à deux ceintures orogéniques majeures : la *Chaîne Panafricaine* et l'*Orogène Est-africain* (représenté aujourd'hui par le bouclier Arabo-Nubien), qui formeront l'édifice de base sur lequel vont s'installer les bassins paléozoïques en Afrique du Nord et en Arabie.

La Chaîne Panafricaine, longue de plus de 6000 km et large d'au moins 800 km, s'est formée suite à un collage d'éléments hétérogènes allochtones (plus de vingt trois terranes sur lesquels les connaissances sont très limitées), portant les traces d'un charriage majeur en direction de la marge passive du Craton Ouest-africain. Cette amalgamation provoque la mise en place de grandes failles décrochantes de direction subméridienne *«NS mega-shear zones »* (Liégois et al., 1998; Hallet, 2002; Azzouni-Sekkal et al., 2003; Caby, 2003; Fabre et al., 2005). Le stade collision était marqué par de grands chevauchements et la remontée de roches métamorphiques de haute pression, alors que la période post-collision a connu de vastes mouvements horizontaux le long des grands linéaments subméridiens qui séparent les différents terranes. La réactivation répétitive de ces zones de faiblesse crustales au cours du Phanérozoïque, aurait fortement contrôlé la différenciation structurale de la dalle saharienne ainsi que son mode de sédimentation (Beuf et al., 1968; 1971; Boullier et Bertrand,1981; Boulier,1982; Takherist,1986;1990; Caby et Andreopoulos-Renaud,1987; Boudjema,1987; Craig et al., 2006).

## 1.2. Période post-orogénique (1000-525 Ma)

## A. Développement des bassins molassiques

La période Infracambrien à Cambrien inférieur couvre l'intervalle tardi à post-collision, au cours duquel on assiste à un soulèvement à l'échelle continentale de la Chaîne panafricaine, accompagné de volcanisme visible dans les monts de l'Ougarta et dans le Hoggar (Caby,1978), puis d'une phase d'érosion intense, favorisant l'accumulation de flysch et de molasses dans des bassins intramontagneux fortement subsidents, localisés pour la plupart entre le Craton Ouest-africain et l'Ahaggar (fig.16), depuis l'Adrar des Iforas au sud, jusqu'aux Monts de l'Ougarta au Nord (Caby et Moussu, 1967; Ait-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987; Desaubliaux et al., 2004).



**Fig.16-** *Coupe schématique à travers un demi-graben infracambrien de Ouallen (d'après Ait Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987).* 

Les bassins molassiques cessent de fonctionner vers la fin du Cambrien inférieur, où une intense déformation affecte le bouclier Targui (phase baïkalienne précoce) entrainant son rajeunissement et sa dislocation (Choubert et al., 1968). Les molasses panafricaines (la série pourprée et ses équivalents) furent légèrement plissées au cours de cet évènement. Elles acquièrent leur déformation finale au cours de la phase baïkalienne tardive, qui s'est manifestée vers la fin du Cambrien moyen. Cette dernière, de plus grande ampleur, aurait provoqué selon Choubert et al (1968) un soulèvement général, probablement de longue durée, puisqu'il correspond à la lacune du Cambrien moyen et de la partie basale du Cambrien supérieur dans tout le Sahara algérien.

Les séries post-orogéniques furent totalement nivelées pour former une surface de bypass fluvio-éolien majeure, associée à un hiatus stratigraphique dont l'importance augmente progressivement du Nord vers le Sud. Cette surface érosive diversement dénommée (« Surface infratassilienne », « Discordance panafricaine » ou encore « Discontinuité infracambrienne ») est probablement diachrone à l'échelle du craton saharien. Elle recoupe de façon abrupte les séries précambriennes plissées sous-jacentes. Sa morphologie très plate et lisse perdure du Cambrien au Dévonien et peut expliquer l'homogénéité des paléocourants dans les grès qui la recouvrent, et qui sont orientés globalement NS (Beuf et al., 1971; Bertrand-Sarfati et al., 1977; Fabre,1988; Ziegler,1998; Scotese et al., 1999; Boote et al., 1998; Henniche,2002; Euzen et al., 2005).

#### B. Glaciation éocambrienne «Snow-ball event»

La Plateforme Nord-africaine aurait connu également au cours de l'Infracambrien et à l'aube du Cambrien une des sept glaciations néoprotérozoïques majeures (Deynox et al., 1978). Cette glaciation, à la différence de celles qui viendront après, à l'Ordovicien terminal, au Carbonifère et au Plio-Quaternaire, va s'étendre jusqu'aux tropiques, laissant des traces très évidentes (moraines glaciaires et tillites associées à des surfaces de ravinement glaciaire datées du Cambrien basal) tant sur les avant-pays de la Chaîne transsaharienne (le Craton Ouest-africain et la marge septentrionale de l'Afrique), que dans la Chaîne elle-même en cours d'érosion (Fabre et al., 2005). Alors que l'avant-pays ouest-africain enregistre des climats glaciaires puis postglaciaires et les phénomènes isostatiques et eustatiques qui en découlent, les molasses de la chaîne nous offrent des enregistrements où s'additionnent les phénomènes climatiques (extension et retrait des glaciers de montagne), tectoniques (montée de la Chaîne et subsidence des bassins), magmatiques (intrusions, émissions de laves et cendres) et sédimentaires (érosion et dépôts). Ce phénomène glaciaire a eu pour conséquence, en stockant sous forme de glace d'énormes quantités d'eau, une régression généralisée. Les formes de vie

aux eaux peu profondes, comme les stromatolithes, se sont trouvées cantonnées dans une étroite frange littorale et les moins adaptées détruites. L'évènement se clôt au Cambrien inférieur, où on assiste à une forte remontée du niveau des océans qui prend tout son effet avec le nivellement des montagnes. Cette remontée bien enregistrée sur les marges septentrionales du Sahara, de l'Atlantique à l'Arabie (Guiraud et Bosworth, 1999), favorise l'extension des biotopes pour de nouvelles formes de vie comme pour d'autres périodes.

## **1.3.** Evènements paléozoïques

L'évolution structurale des basins paléozoïques Nord-africains est très complexe et hétérogène. La région correspondait à une large rampe à regard vers le Nord, où la sédimentation était essentiellement contrôlée par des variations glacio-eustatiques et des flexurations de grande longueur d'onde et faible amplitude. Ces dernières seraient probablement liées à des déséquilibres lithosphériques le long des linéaments subméridiens (Craig et al., 2006), ou à une interaction des champs de contraintes intraplaques avec celles-ci. Les bassins sahariens se sont individualisés dès le Cambro-ordovicien, bien que la topographie demeure globalement assez plate, mais cette différenciation devient plus prononcée vers la fin du Dévonien et au cours du Carbonifère, lorsque les effets de la tectogenèse hercynienne commencèrent à se faire sentir.

#### A. Distension cambro-ordovicienne (525-450 Ma)

La distension cambro-ordovicienne serait associée, selon Rogers et al (1995), à la dislocation de la marge Nord du Gondwana, et à la naissance de l'océan proto-téthysien. Les données paléomagnétiques et faciologiques ont daté cette dilacération du Cambrien terminal à Ordovicien supérieur (Cockes et Fortey,1988; McKerrow et Scotese, 1990; Torsvik et al., 1996; Tait et al., 1997; Prigmore et al., 1997). La fragmentation de cette marge a donné naissance à trois terranes continentaux, connus sous le nom d'Avalonia, Armorica et Baltica (fig.17). Le détachement de ces terranes était accompagné d'émissions volcaniques basiques, bien mises en évidences dans de nombreuses régions sahariennes comme Brides (bassin de Berkine), Hassi Messaoud, ainsi que les champs de Mereksene et Stah (bassin d'Illizi) (Echikh, 1998). Des mouvements normaux le long des accidents subméridiens auraient initié le développement des sous bassins sahariens et influencé leurs formes (Beuf et al., 1971; Ghienne et al., 2007a).

## B. Compression Taconique

L'analyse des Tassilis internes a montré très tôt que l'unité terminale de l'Ordovicien (unité IV) reposait en discordance de ravinement certes, mais aussi en discordance angulaire en certains points, sur les termes antérieurs, jusqu'à atteindre les formations d'âge cambrien et localement le socle (Adrar Ahnet). La prospection pétrolière se développant, on s'aperçoit que d'importants mouvements verticaux exprimés par des biseaux sédimentaires, s'étaient produits au Caradoc, donnant lieu à une discordance générale. Cependant, c'est vers cette époque que se produit, de l'autre côté du Proto-Atlantique (Iapetus), la collision (entre la plaque Nordaméricaine, la plaque européenne et des terranes intermédiaires) qui a donné naissance à la Chaîne Taconique. Les causes profondes de cette convergence ont pu provoquer selon Legrand (1974), Stanley et Ratcliffe (1985), Echikh (1998), Fabre et al (2005) des déformations dans le Gondwana. Selon les travaux de Legrand (1974; 1985), les manifestations de l'évènement Taconique en Afrique sont représentées par des épirogenèses et des déformations par failles et flexures. Au Sahara central, les mouvements tectoniques ne donnent pas naissance à de véritables plis sauf exception, mais plus vraisemblablement à des bombements qu'accompagnent des réajustements du socle (fig.18).



**Fig.17-** Reconstitutions paléogéographiques globales au Paléozoïque inférieur (d'après Scotese et al., 1999-PALEOMAP Project).



**Fig.18–** Coupe géologique des formations ordoviciennes en Afrique du Nord illustrant le ravinement associe à la Discordance Taconique (Echikh, 1998).

Selon Kazitani (1999), il ne peut y avoir de liaison avec cet évènement tectonique géographiquement fort lointain, mécaniquement découplé et les déformations observées à la base de l'unité IV, qui suggèrent une cause liée probablement aux réajustements isostatiques en périphérie de l'inlandsis fini-ordovicien, lors des multiples déglaciations.

#### C. Glaciation fini-ordovicienne (445,6-443,7 ± 1.5Ma)

Vers la fin de l'Ordovicien, la plateforme Nord-Gondwanienne dérive en passant par le pôle Sud. Le climat qui était relativement chaud à l'Ordovicien inférieur, devient froid et sec vers la fin de l'Ordovicien, favorisant l'installation d'une calotte glaciaire recouvrant une bonne partie du Sahara actuel (Trompette,1973; Deynoux et al., 1978; 1985; Scotese et al., 1999; Eschard et al., 2003; Fabre, 2005; Ghienne et al., 2000; Craig et al., 2006) (fig.19).

Les causes de cette glaciation demeurent encore mal comprises, elles seraient d'origine paléogéographique et/ou paléoclimatique. La position exacte du paléo-pôle Sud à la fin de l'Ordovicien n'est pas exactement connue, cependant certains auteurs le situent en Afrique de l'Ouest, plus précisément en Guinée, au Ghana ou encore au Nigéria. Selon Dercourt et al (2000), Ghienne et al (2000), un puissant volcanisme aurait envoyé ses cendres dans la haute atmosphère, réduisant considérablement le rayonnement solaire reçu par la terre. La divergence des glaciers lors des périodes de croissance, aurait provoqué une baisse eustatique d'environ 50-100 m, induisant une réduction de l'éco-espace sur les plateaux continentaux. Ce phénomène avait donné lieu à une importante extinction de masses *«Hirnantian event»*, durant laquelle 85% d'espèces ont été éliminées. Des encroûtements manganésifères, intercalés dans les dépôts contemporains de cette glaciation, sont la signature d'épisodes à sédimentation déficitaire, au sein de sous-bassins isolés par le bas niveau glacio-eustatique. La chronologie détaillée de cet évènement a fait l'objet de nombreuses controverses (Beuf et al., 1971; Paris et al., 1998; Sutcliffe et al., 2000; Denis, 2007). Des données plus récentes (Gradstein et al., 2004; Ghienne et al., 2007b) confirment l'âge Hirnantien de la glaciation depuis la Guinée jusqu'à l'Arabie.

Ces données suggèrent un retour a des conditions climatiques plus clémentes dans la partie supérieure de l'Hirnantien. D'autres auteurs (Saltzman et Young, 2005) évoquent une glaciation beaucoup plus longue (10Ma) débutant dès la fin du Caradoc (456Ma), représentant ainsi l'Hirnantien comme l'événement glaciaire maximal et comme la seule période où les dépôts glaciaires auraient été préservés.



**Fig.19–** (A) Datations biostratigraphiques de la glaciation fini-ordovicienne sur le NW du Gondwana (d'après Ghienne et al., 2007b). (B) Reconstitution de l'extension de la calotte glaciaire fini-ordovicienne (d'après Ghienne et al., 2007b). (C) Extension maximale de la calotte glaciaire et subdivisions de la marge nord-gondwanienne à l'Hirnantien en 5 domaines en fonction du nombre de surfaces glaciaires préservées (d'après Ghienne et al., 2007b).

L'architecture sédimentaire des dépôts glaciaires est contrôlée par la répétition de périodes d'érosion glaciaire, associées à l'extension saccadée de l'inlandsis au cours de sa période de croissance, et par la formation de dépocentres liés à la réactivation par glacioisostasie d'un réseau de failles préexistant. Cela se traduit par des unités sédimentaires discontinues et juxtaposées, remplissant des paléotopographies (Kazitani, 1999; Ghienne et al., 2003). Chaque unité glaciaire correspond à un temps assez court, représentant une fraction d'un cycle climatique glaciaire-interglaciaire. Les surfaces basales d'érosion présentent des morphologies variables, évoluant depuis une surface à peu près plane jusqu'à des vallées fortement encaissées. L'orientation des paléovallées, parallèle aux grandes failles subméridiennes et les déformations synsédimentaires le long de leurs flancs, a été constatée par un grand nombre d'auteurs (Trompette,1973; Deynoux et Trompette, 1981; Deynoux, 1985, Ghenima,1995; Ghienne et Deynoux,1998; Kazitani,1999; Ghienne, 2003; Desaubliaux et al., 2004; Euzen et al., 2005, Craig et al., 2006, Le Heron et al., 2006; 2008), qui suggèrent que les zones de faiblesse structurale et la distribution des dépocentres ont pu servir de guide à l'érosion glaciaire.

#### D. Subsidence silurienne (444 Ma – 418 Ma)

La fonte de l'inlandsis hirnantien provoque une remontée isostatique de la région, soulagée de son poids de glaces (Kazitani, 1999; Ghienne, 2003). Il en résulte l'ennoyage, en plusieurs épisodes, de la plus grande partie de la plateforme Nord-africaine, un évènement qui a favorisé la mise en place de plusieurs niveaux argileux noires (*hot shales*), dont la richesse en matière organique en a fait d'excellentes roches mères (Lüning et al., 2005). Il a permis également la fossilisation des formes d'érosion et des dépôts glaciaires et périglaciaires. C'est ce qui nous vaut aujourd'hui de pouvoir observer dans des conditions exceptionnelles les traces de la dernière glaciation ordovicienne (Gray, 1985; Paris et al., 1998; Fabre et al., 2005).

Une transgression généralisée se produit au Llandovery, provoquée soit par la fonte plus tardive de glaciers situés plus près du pôle, soit par l'arrêt de la remontée isostatique et la reprise du phénomène de subsidence thermique, suite au développement de l'océan prototéthysien entre le Gondwana et les terranes d'Armorica et Avalonia (Craig et al., 2006).

Il est important de mentionner l'effet de découplage mécanique, créé par la série argileuse silurienne, entre les séries cambro-ordoviciennes à fort héritage structural et les séries dévono-carbonifères peu déformées, et son rôle dans la transmission ou l'absorption du mouvement différentiel se propageant le long des failles. Ce découplage constitue un élément clé dans le contrôle du style structural régional. Il a donné lieu à des plis serrés (*tight folds*) et nombreuses failles au sein des niveaux pré-siluriens, contrastant avec l'unité supérieure plissée et très peu faillée, flottant au dessus des argiles (Badsi,1993; 1998; Eschard et al., 2006).

#### E. Compression siluro-dévonienne (418 Ma – 398 Ma)

La fin du Silurien est marquée par des collisions entre les terranes d'Avalonia, Laurentia, Baltica et Armorica, et la fermeture de l'océan Iapetus, ce qui donne naissance à la Chaîne Calédonienne en Grande Bretagne, en Scandinavie et sur le coté oriental du Groenland, et plus tardivement (Dévonien moyen), à la chaîne acadienne d'Amérique du Nord.

En Afrique du Nord, une compression EW contemporaine de cet évènement géodynamique, aurait engendré des mouvements inverses le long des linéaments subméridiens, générant un soulèvement de grande longueur d'onde (Beuf, 1968; Boudjema, 1987, Fabre et al., 2005). Une grande partie de la plate-forme dévonienne bascule vers le NW comme l'attestent les directions des paléocourants du Dévonien. Certaines régions comme l'Illizi et l'Ahnet subissent un basculement général vers le NW. Cette augmentation importante dans l'activité épirogénique aurait réactivé de nombreux axes anticlinaux (Tihemboka, Ahara, El Biod, et le Gargaf en Libye), induisant une importante complexité stratigraphique dans les séries dévoniennes et une érosion progressive (du NE au SW) des séquences siluriennes supérieures, pouvant atteindre les niveaux cambro-ordoviciens. Ainsi, suivant les régions, on relèvera des successions continues, du Silurien au Dévonien, ou, au contraire, des lacunes et des discordances.

L'origine des contraintes qui auraient généré ces phénomènes demeure mal connue en raison de la méconnaissance de la tectonique des plaques de la marge Nord gondwanienne au cours du Paléozoïque. Ces contraintes seraient, selon Boote et al (1998), probablement associées à une phase de rifting qu'aurait connue cette marge, ou à la fermeture initiale de l'océan proto-téthysien (Fekkirine et Abdallah, 1998; Fabre et al., 2005). Pour Stampfli et Borel (2002), le Gondwana était localisé, au cours cette période, à des milliers de kilomètres au Sud, et séparé de la zone de collision par l'océan proto-téthysien. Les évènements tectoniques qui l'ont ainsi marqué seraient totalement indépendants de ceux qu'avait connus la zone de collision. Selon les travaux de Boote et al (1998), et Henniche (2002), la Discordance Calédonienne de la plateforme saharienne serait le résultat de mouvements épirogéniques combinés à une chute du niveau relatif de la mer, qui auraient provoqué un changement important dans les environnements sédimentaires. Ces derniers passent d'un domaine marin peu profond au cours du Silurien supérieur vers un domaine continental au début du Dévonien. Les niveaux gréseux qui en résultent (Grès Supérieurs des Tassilis externes) constituent un important réservoir, connu sous le nom de « l'unité F6 ». Des séries équivalentes sont retrouvées au NW de la Libye (formation de Tadrart), en Arabie et en Amérique du sud (Craig et al., 2006).

## F. Déformations du Dévonien moyen-supérieur supérieur (398 Ma- 359 Ma)

Les effets de l'orogenèse hercynienne ont commencé à se faire sentir au cours des temps Dévonien moyen-supérieur (Fabre, 2005; Craig et al., 2006). Des régimes distensifs-transtensifs, et un affinement crustal le long de la zone Nord- gondwanienne, vont permettre dans la partie ouest du Maroc, l'ouverture, le long des mégazones de cisaillement, de bassins en "*pull-apart*" à remplissages turbiditiques (Harris et al., 1991; Piqué et al., 1993). Le régime senestre associé, aurait entrainé la réactivation de certains bassins comme Illizi, Berkine, Ghadamès, et des arches adjacentes (Tihemboka, Ahara, Gargaf) (Echikh et Sola, 2000), donnant lieu à plusieurs discordances (Beicip-Sonatrach,1979; Collomb,1962; Bellini et Massa,1980; Boudjema,1987; Massa,1988; El-Rweimi,1991; Echikh et Sola, 2000). Ces dernières viennent parfois se superposer aux érosions locales au toit de l'Emsien. Ce phénomène a été constaté en Libye, dans les bassins de Ghadamès et Kufra, et dans le bassin d'Illizi, où les argiles frasniennes recouvrent directement les séries sédimentaires du Dévonien inférieur (Henniche, 2002).

Des mouvements au droit des môles ont été également mis en évidence par la présence d'une lacune palynologique dans les dépôts infracarbonifères (biozone *Lepidophytus sp. de* Attar et al., 1980). Au Maroc, Michard (1976), Piqué et al (1993) stipulent que des mouvements importants se sont produits vers la fin du Frasnien inférieur, donnant leurs effets maximaux (failles, plis et métamorphisme de faible degré) autour de l'Anti-Atlas oriental. Le Famennien voit se creuser les sillons subsidents de Bou Dib et de la Saoura. Sur cette marge on observe, du Frasnien inférieur au Famennien terminal, des variations rapides de faciès et des épaisseurs, des failles synsédimentaires, des discordances angulaires locales, et des écoulements de masses, l'ensemble noyé, pour finir, sous des dépôts deltaïques et des flyschs. Ces signes sont pour caractéristiques de la désintégration de la marge NW du Gondwana avant que ne se produise, au Carbonifère inférieur, la collision Varisque.

## G. Tectogenèse hercynienne (Varisque)

Vers la fin du paléozoïque, le Gondwana s'accole aux terranes de Laurentia et Baltica pour former la Pangée, un supercontinent qui aura une existence éphémère (Matte, 1986; 2001; Shelley et Bossière, 2000). Cet affrontement qui entraine la fermeture de la Paléotethys, va être matérialisé par une zone de suture allant de la partie orientale de la chaîne des Appalaches aux USA jusqu'en Espagne (Hopffener et al., 2005). Selon les travaux de Coward et Ries (2003), la partie occidentale des Appalaches serait le siège de chevauchements à vergence NNW, en direction du Craton Nord Américain. L'Atlas se localise ainsi dans l'arrière-pays de la chaîne orogénique et se trouve à l'aplomb de la zone de subduction (fig.20).



Fig.20- Modèle géodynamique de la collision entre Laurasia et le Gondwana (Craig et al., 2006).

Les bassins Nord africains vont occuper une position de bassins d'avant-pays avec un gradient de déformation décroissant d'Ouest en Est, à fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone de collision. Les plissements et l'érosion observés dans les provinces sahariennes occidentales vont être peu à peu remplacés par des discordances locales de faible angle, et des discontinuités discrètes dans le domaine libyen oriental (MacGregor, 1995; Makhous et al., 1997; Grabowski et al., 2002; Craig et al., 2006). La variation régionale de l'intensité de cette

déformation serait, en partie, responsable du développement des provinces pétrogazifères en Algérie. L'actuelle maturité des principales roches mères paléozoïques baisse en direction de l'Est, parallèlement à la diminution de l'intensité de la déformation hercynienne (fig.21). Les roches mères siluriennes au Maroc et dans l'Ouest d'Algérie sont souvent supermatures, et ont généré leurs hydrocarbures avant la structuration hercynienne (Macgregor, 1995; Makhous et al., 1997), alors que ces mêmes roches mères dans le bassin de Kufra (SE Libye) sont peu matures, ou peuvent n'avoir jamais atteint la fenêtre à huile.



**Fig.21–** Reconstitution paléogéographique et intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord durant la période fin Carbonifère à début Permien (Craig et al., 2006).

# G.1. Episode précoce (Éo-varisque)

Le raccourcissement oblique [N040°] qui a eu lieu au cours du Viséen a été identifiée par Blès (1969) dans la Chaîne de l'Ougarta, Latreche (1982), Conrad et Lemosquet (1984) dans le bassin de Béchar, Boudjema (1987) dans le bassin d'Illizi, et par Fabre (1988; 2005) dans le Sahara central. La discordance associée a été mise en évidence grâce aux données biostratigraphiques, qui ont confirmé l'absence du Tournaisien inférieur dans la majeure partie des bassins d'Illizi et Berkine (province saharienne orientale), et l'érosion partielle du Tournaisien-Viséen inférieur au sommet de certaines structures locales comme le môle de Tihemboka (Boudjema,1987; Craig et al., 2006). Cette discordance a été reconnue au Maroc par Piqué et Michard (1981), et Belfoul et al (2001), qui mettent en évidence dans l'avant-chaîne paléozoïque de l'Anti-Atlas l'existence d'une tectonique tangentielle antérieure au plissement majeur dans la chaîne hercynienne. Elle a été également mise en évidence, dans le bassin de Kufra (SE Libyen), grâce aux données sismiques (Herzog et al., 2004), qui ont révélé la troncature des séries paléozoïques du Nord au Sud, jusqu'à atteindre la succession silurienne et localement la succession cambro-ordovicienne dans la partie SE du bassin.

## G.2. Episode tardif

Dans diverses régions de l'Afrique du Nord, la sédimentation Paléozoïque prend fin avec la phase majeure de soulèvement qui provoque, au cours du Carbonifère supérieur-début Permien, des chevauchements dans la partie Nord-Ouest de l'Afrique et des inversions dans les régions adjacentes (Ziegler et al., 1998; Craig et al., 2006). La déformation associée se trouve particulièrement concentrée dans la partie NW du Maroc, en Mauritanie, et le long du Mégasystème de cisaillement nord-africain (Stampfli et Borel, 2002; Von Raumer et al., 2002). Une direction de raccourcissement N120°, contemporaine de cette période a été reconnue par Ribeyrolles et Lavenu (1976), Saber et al (2007) au Maroc, Conrad et Lemosquet (1984) dans l'Ougarta, Latreche (1982) dans le bassin d'Illizi, Boudjema (1987) dans la province triasique et Lagarde (1985) dans la Meseta marocaine. La chronologie et la datation de cet évènement majeur restent difficiles à cerner dans la plateforme saharienne. Hormis les travaux de Follot dans les années 50, Furon (1965), Busson (1970), Beicip (1975), repris par Boudjema (1987), et ceux de Haddoum et al (2001), Zazoun (2001; 2008), la tectogenèse hercynienne reste mal comprise au regard des études entreprises, par exemple au Maroc. Les résultats obtenus ne permettent en aucun cas d'établir un dispositif logique de l'événement hercynien. Bien au contraire, il reste assez confus et bien souvent contradictoire. Haddoum et al (2001) soulignent dans l'Ahnet-Mouydir une direction de raccourcissement ENE-WSW d'âge Carbonifère-Permien à début Permien (fig.22).



**Fig.22–** Déformation intra-plaque de la plateforme saharienne au Permien inférieur, avant-pays de l'orogenèse des Mauritanides-Appalaches, modifiée et complétée d'après Villeneuve et al (1991), Ziegler et al (1995).(1) failles majeures, (2) décrochements majeurs, (3) rift, (4) chevauchements du Carbonifère terminal, (5) chevauchements du Permien inférieur, (6) Chaine plissée du Carbonifère terminal-Permien inférieur, (7) arcs extrudés majeurs, (8) direction de raccourcissement du carbonifère terminal, (9) direction de raccourcissement du permien terminal. La région en pointillés correspond au bassin de l'Ahnet-Mouydir. AS, Adrar Soutouf; G, arc de Gharian ; HM, Hassi Messaoud ; IB, bassin d'Illizi ; MM, meseta marocaine.

Zazoun (2008), dans son étude de la tectogenèse hercynienne dans la plateforme saharienne, réfute l'idée de l'existence d'un quelconque polyphasage. Cet auteur montre, à partir de la reconstitution des paléocontraintes, que la distribution des éléments structuraux et la détermination des axes de contraintes mettent en évidence un continuum de déformation « *continuous-strain* ». La direction de raccourcissement N°040 d'âge Viséen aurait subi une rotation horaire, passant ainsi à une direction N120° au post-Namurien\_anté-Permien et se

terminant par une phase extensive, qui pourrait correspondre à un épisode de relaxation. En effet, Saber (1992), dans son étude du bassin stéphano-permien des Ida Ou Ziki dans le Haut-Atlas marocain met en évidence l'existence d'une phase extensive NW-SE d'âge permien inférieur, qui pourrait correspondre au relâchement des contraintes lors de l'arrêt du serrage hercynien. Ces événements distensifs ont pu être observés en Lybie (Beauchamp et al., 1985; Ferrandini et al., 1987), dans le Maroc central (Cailleux et al., 1983; El Wartiti et al., 1987), le bassin de l'Oued Zat (Saber, 1989), et dans le bassin houiller lorrain en France ce qui confère à cet événement un caractère régional.

#### 1.4. Evènements mésozoïques

L'évolution tectono-sédimentaire des régions nord-africaines n'était pas marquée au cours de l'ère mésozoïque par des collisions majeures, mais par des flexurations et des bombements, et surtout par l'ouverture de l'océan Atlantique en plusieurs épisodes, et la création de rifts intracontinentaux. Quelques grands linéaments subméridiens vont rejouer et d'autres se créer, en particulier ceux de direction N70°-80°E et E-W (Anderson, 1994 ; Smith et al., 2006).

## A. Extension du Trias-Jurassique

Les bassins nord-africains ont fait l'objet d'un processus de rifting, qui aurait commencé vers la fin du Permien, comme l'attestent certains sédiments de cet âge encore préservés dans les régions NW de l'Atlas (Guiraud et al., 1987, Lowell, 1995). Ce processus a dû continuer au cours du Trias (rifts avortés), et s'accélérer durant le Jurassique, suite à l'ouverture de la Téthys ligure et de l'Atlantique central, entraînant l'accrétion d'une croûte océanique qui va provoquer la dérive vers l'Est du continent africain et son détachement de l'Amérique (Guiraud, 1988; Boote et al., 1998). Il se manifeste dans l'ouest africain (du Maroc à la dorsale de Guinée, et audelà, jusqu'au Brésil et en Afrique centrale) par la montée de coulées basaltiques (Oyarzun et al., 1997; Sestini, 1984; Cohen et al., 1990, Del Ben and Finetti, 1991; Taha, 1992; Robertson et al., 1996; Keeley et Massoud, 1998; Logan et Duddy,1998) et par le développement au cours du Lias d'un système de failles d'orientation N40, qui aurait été réactivé au cours des épisodes autrichien et alpin (Eschard, inédit).

Le socle saharien subit une surrection d'origine thermique, qui se traduit par de nombreuses lacunes sédimentaires (absence des séries permo-triasiques et jurassiques inférieures). Certaines régions comme le Nord de Berkine, Hassi-Messaoud et le bassin d'Oued Mya, connaissent un volcanisme au cours de la période Trias moyen-supérieur. Le bassin de Reggane et la bordure occidentale de l'Ahnet (le Bled El Mass) sont intrudés par des venues doléritiques. La datation radiométrique (K/Ar) de ces dernières a confirmé l'existence de deux périodes de rifting, au passage Permo-Trias (Boudjema, 1987; Fabre et al., 2005), et au Trias supérieur (Conrad,1972; 1984; Boudjema,1987). La composition minéralogique et chimique des intrusions magmatiques sont comparables ; ce sont des tholéiites qui se sont injectées dans les terrains paléozoïques sous forme de filons sécants (dykes) ou parallèles aux couches (sills).

#### B. Phase Autrichienne (Crétacé inférieur)

L'ouverture continue de la Téthys durant le Jurassique terminal et au début du Crétacé va entraîner le développement d'un important régime transtensif à travers une grande partie de l'Afrique du Nord. La distension du Crétacé inférieur va réactiver les structures préexistantes du soubassement, et provoquer la déformation de la succession paléozoïque aboutissant à la création de nouveaux pièges et à la modification des niveaux de maturité des roches mères (Maurin and Guiraud, 1993).

La phase Autrichienne, qui a affecté au cours du Barrémo-Aptien certaines parties de l'Afrique du Nord, de l'Europe méridionale et occidentale, est considérée comme un précurseur de l'Orogenèse alpine (Röhlich,1980; Brede et al., 1992; Abdel Aal et al., 1992; Lowell,1995; El Euchi,1996; Ayyad et Darwish,1996; Lüning et al., 1998; Mickus and Jallouli, 1999; Beauchamp et al., 1999; Bernini et al., 1999). Elle est probablement associée à la rupture de la partie ouest du Gondwana, et à la fragmentation de la plaque africaine en trois blocs majeurs ; le bloc

occidental, le bloc Arabo-Nubéen et le bloc austral (Fairhead, 1988; Unternehr et al., 1988; Guiraud et Maurin, 1991; 1992; Nürnberg et Müller,1991; Guiraud et al., 2005; Smith et al., 2006). Le régime transtensif associé aurait entrainé ; (1) la réactivation de certaines structures locales (exemple du môle de Tihemboka, Rhourde El Baguel), (2) des variations brusques d'épaisseur et des érosions pouvant aller jusqu'au Trias (Discordance Autrichienne), (3) la modification des pièges préexistants (hercyniens), entraînant la redistribution locale des hydrocarbures, comme c'est le cas pour la province orientale (Illizi et Berkine) (Maurin et Guiraud,1993; Boote et al., 1998; Echikh,1988 ; Fabre et al., 2005).

# C. Transpression du Crétacé supérieur

L'ouverture de l'Atlantique Nord au cours du Crétacé supérieur, va provoquer un changement abrupt dans la cinématique de la plaque européenne, qui va commencer son déplacement vers l'Est. Le régime transpressif senestre régnant va être remplacé par un régime transpressif dextre (Guiraud et Bosworth, 1998; Glover,1999). Les déformations sont essentiellement accommodées le long de la marge téthysienne septentrionale, le long des mégazones de cisaillement nord-africaines (Savostin et al., 1986). Certains auteurs (Guiraud et al., 1987; Guiraud,1998; Lüning et al., 1998) attribuent la déformation du Crétacé supérieur en Afrique du Nord à un évènement rapide d'âge Santonien (85-83 Ma), associé à un changement dans le pole de rotation lors de l'ouverture de l'Atlantique. Cet évènement est considéré comme responsable du plissement de l'Arc Syrien au Nord de Sinaï, et de l'inversion des montagnes du Haut et moyen Atlas. La limite structurale entre ces derniers et la plateforme saharienne est définie par une grande faille appelée « Accident Sud-Atlasique ». Cette faille qui s'étend de façon continue d'Agadir à Tunis, sépare une zone Nord, où la couverture est raccourcie et majoritairement détachée du soubassement, de la zone Sud, où la couverture est moins déformée et demeure attachée au socle (Fabre et al., 2005).

## 1.5. Evènements cénozoïques

La convergence Afrique-Europe se poursuit au cours du Tertiaire. On assiste au Nord à la structuration de la Chaîne Alpine des Atlas, et au Sud au bombement du massif central saharien et la réactivation des anciens accidents du socle. L'Atlantique est alors ouvert. La Téthys communique avec l'océan indien jusque vers le milieu de l'Oligocène, puis la Méditerranée se ferme à l'Est (Stets et Wurster, 1981; Fabre et al., 2005; Craig et al., 2006). La collision le long de la marge Nord africaine au cours de l'évènement Alpin, va provoquer au cours du Paléocène-Eocène moyen des réactivations décrochantes dextres le long des linéaments subméridiens, et une réactivation transpressive senestre des accidents NW dans le bassin de Syrte et le graben Ténéré à l'Est du Niger (Kumati et Anketell 1982; Janssen et al., 1995; Zanguina et al., 1998).

## **1.6.** Evènements récents

# A. Déformations oligo-miocènes

La période Oligo-miocène a connu la dernière phase de rifting qui a marqué l'évolution de l'Afrique du Nord. Elle est caractérisée par le développement du rift Est-africain et du système de rifts Mer rouge-Golf d'Aden, un phénomène qui s'est manifesté sous un régime compressif global, d'orientation NW-SE, associé à la collision des plaques eurasienne et indienne (Savostin et al., 1986; Rosendahl et al.,1992). Une intense activité volcanique va accompagner le processus de rifting dans de nombreuses régions Nord-africaines, comme l'Aïr et le Tibesti (Liégeois et al., 2003; Craig et al., 2006).

## **B.** Déformations quaternaires

La plateforme saharienne a connu au cours de cette période un soulèvement très important du massif du Hoggar ( $\approx$ 3000m), accompagné de l'érosion des zones bordières et de la destruction des pièges préexistants (Liégeois et al., 2003; Craig et al., 2006). Le magmatisme associé, provoque une augmentation notable du gradient paléogéothermique régional. Ce magmatisme qui est regroupé géographiquement en deux provinces : le Hoggar centre-oriental

et la région d'In Teria (Illizi), est attribué par un grand nombre de chercheurs à un panache mantellique aujourd'hui inactif *«deep-seated mantle plume»*.

## C. Néotectonique

Au Sahara, les preuves d'une néotectonique ont été peu décrites. Jusqu'à une date récente, il était peu d'endroits où des chercheurs aient observé des déformations du Plio-Quaternaire, scellées par un Quaternaire plus récent (Cornet, 1948; Karpoff, 1989). Les travaux des géophysiciens (Lesquer et al., 1989; 1990; Dautria et Lesquer, 1989) ont montré l'existence d'anomalies de grande extension, entre la Libye et les îles Canaries, et qui auraient leur source dans le manteau. Les auteurs proposent une corrélation entre ces phénomènes thermiques et le volcanisme récent.

# 1.7. Conclusion

La figure 23 résume les principales phases tectoniques qui ont marqué l'histoire de la plateforme Nord-africaine et esquissé les bassins de la province saharienne centrale. Une synthèse et corrélation des données lithostratigraphiques associées, est également proposée.

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE*			UE*	LITHOSTRATIGRAPHIE (Askri et al., 1995		ROCHES MERES & RESERVOIRS		PRINCIPAUX EVENEMENTS TECTONIQUES					
Ere	Système	Epoque	Etege	Ма	Chaînes de l'Ougarta	Reggane	Ahnet Mouydir	RES. R.M.	Lithologie	Discordances et érosions	Ev	rènements Evènements ogéniques tectoniques	
MESOZOIQUE		RET RAS	ACE SIQUE	215		Magmatisme doléritique	Continental intercalaire Conglomérats jurassiques			Discordance	Phase Alpine	Uplift Tertiaire et érosion Phase Autrichienne Compression pré-Alpine Extension	
		Supérieur	Namurien	315	?	? E	Djebel Bergar Grès de Garat Deh			Discordance		jurassique Phase majeure	
	ONIFERE	Inférieur	Viséen		Argiles de Timimoun	D C B	Argiles de Tirechoumine Grès et Argiles			fin-Viséenne		Phase Viséenne	
	CARB		sien	352		A	Dalle des Iridets						
			Tournais		Grès de Sbaa		Grès Tidine			Discordance	nèse hercynienne	Ouverture du bassin	
COLQUE			Strunien	260	Grès de uma	Grès Khenig inf.	Grès de Khenig			Carbonifère		Phase de subsidence Régression Strunienne	
PALEOZ		Supérieur	Famennien	360	Argiles et Marho	Argiles de Khenig	Argiles de Khenig				Tectoge		
	VONIEN		Frasnien	374	Calcaire Chefar Ahmar	Formation de Meden Yahia	Formation de Meden Yahia					Transgression Frasnienne Début de la séparation Abnet-Reggane / Sbaa-Timingun	
	D	yen	Givetien	380		Chefar Ahmar	Takoula			Transgression Givetienne			
PALEOZOIQUE		Mc	msien Eifelie	387	Argiles de Teferguent	Argiles de Teferguent	Argiles de Teferguent			Erosion Couvinien - Emsien		Epirogenèse Dévonienne	
		Inférieur	ochkov, Praguien E	394 401	Muraille de Chine Brisse DKisse D	Grès de Dkissa Dkissa	Grès de Mdjorane			Ensien - Siégénien Erosion Siégénien - Gédinien		Extension Gédinien - Siègénien	
	RIEN		Ludlow - Pridoli	408	408	caires de Ali	s de Ali	s de Ali			Calédonienne		Compression Calédonienne
	SILUF		Kenlock Llandov.		Argiles et ca Oued	Argile Oued	Argile			Discordance	SS	Transgression Silurienne	
		Supérieur	Ashgilien	438 468 478	Formation Djebel Serrat	Formation Tamadjert	Unité IV			Taconique	paléozoïque	Taconique ? Glaciation fini-Ordovicienne	
	OVICIEN	Moyen	Caradoc.?		Argiles et grès Foum el Zeida	Formation In Tahouite	Grès de Oued Sare Argiles de Tiferouine G. Ourgla			Glaciaire Discordance	exurations		
	ORDC	Inférieur	ocien	488	Gres de Kheneg El Aatène		Q. Hamra Grès d'El Atchane			Erosion base Quartzite de Hamra	Ë		
			Trémad		Formation Argileuse de Foum Tinesiem	lation Grès des Ajjers	Argiles d'El Gassi Zone des Alternances					Extension Cambro-Ordovicienne Phase de	
	CAMBRIEN	Supérieur ?		590	Dalle à Lingules Quartzite de In en Neches Arkose de la sebkha El Melah	Form	Grès des Ajjers			Discordance	h. Panafricaine	subsidence post-orogénique Collision	
PF	ROTE	ROZ	OIQUE						$\sim$ -2		o	Panafricaine	
	L	EC	GENE	DE	:	Roches n Réservoi	nères	<b>,</b> 1	Carbonates			Grès grossiers non consolidés Discontinuités	

**Fig.23–** Synthèse géodynamique et lithostratigraphique du Sahara central et de la Chaîne de l'Ougarta, avec les principaux complexes pétrogazifères associés (modifié d'après Tournier, 2010).

# 2. Présentation générale du bassin de l'Ahnet

Le bassin de l'Ahnet est une dépression paléozoïque, située au Nord-ouest du massif du Hoggar, et considérée comme l'une des provinces gazières les plus prolifique du Sahara algérien. Le bassin est limité par les hauts structuraux qui l'entourent (fig.24); au Nord, le plateau du Tidikelt, constitué de terrains rapportés au Mésozoïque, le sépare du bassin de Timimoun, à l'Est, l'axe Idjerane-Arak le sépare du Mouydir. Cette limite coïncide avec une faille subméridienne à valeur lithosphérique, connue sous le nom de « *Faille de Ers Oum El Ellil* » (Takhrist, 1991; Haddoum, 2009). Le bassin est limité vers l'Ouest par l'axe Bled El Mass-Azzel-Matti, qui l'individualise du bassin de Reggane. Cette zone orientée globalement N-S, représente l'extension méridionale du sillon de l'Ougarta et constitue l'amorce du plateau de Tanezrouft.



**Fig.24-** Ecorché paléozoïque de la plateforme Nord-africaine, montrant la localisation et le contexte géologique du bassin de l'Ahnet. (1) Soubassement, (2) Cambro-ordovicien, (3) Silurien, (4) Dévonien, (5) Carbonifère, (L.A.M) Limite des affleurements mésozoïques (Modifié d'après Eschard et al., 2010).

# 2.1. Aspect structural du bassin

Depuis le linéament du Tanezrouft, suture entre le Craton Ouest-africain et le bouclier Targui, jusqu'au môle d'Arak à l'est, l'Ahnet est un domaine fortement déformé. La structuration de ce bassin est étroitement liée à la confrontation des boucliers sahariens au cours de l'orogenèse panafricaine. La «*Zone de suture*» qui constitue un élément structural très important dans la région, était très active au cours des temps paléozoïques (Caby et al., 1981), et probablement durant tous les temps phanérozoïques (Conrad, 1981; Haddoum, 2009). La configuration actuelle du bassin résulte principalement de la déformation hercynienne qui provoque la réactivation des grandes failles panafricaines, entraînant le décollement de la couverture paléozoïque, et son écrasement par les remontées du socle (Beuf et al., 1971; Fabre,1976; Donzeau et al., 1981; Conrad et Lemosquet,1984, Haddoum et al., 2001; Zazoun,2001; 2008; Haddoum, 2009).

L'histoire tectonique post-hercynienne n'est pas bien contrainte en raison de la rareté des terrains méso-cénozoïques. Cependant, les travaux récents (Conrad, 1981; Guiraud et al., 1987; Lefranc et Guiraud,1990; Guiraud et Bosworth,1998; Guiraud et Maurin,1992; Boote et al., 1998; Logan et Duddy,1998; Guiraud et al., 2005; Smith et al., 2006) décrivent dans le Bled El Mass, un autre évènement tectonique, avant lieu après l'injection des dolérites liasiques au sein de la couverture paléozoïque, et avant le dépôt des séries continentales d'âge Crétacé inférieur, et dont les effets seraient plus importants que ceux induits par la tectogenèse hercynienne. En effet, Smith et al (2006) dans leur analyse paléomagnétique portant sur les intrusions doléritiques du Djebel Abberaz ont pu quantifier la proportion de la déformation associée à la phase hercynienne et celle induite par la phase post-intrusion. Leurs résultats montrent que lorsque les dolérites se sont mises en place, les successions paléozoïques du Djebel Abberaz n'étaient ni tabulaires, ni plissées comme elles le sont aujourd'hui, mais partiellement basculées. D'après ces travaux, la tectogenèse hercynienne aurait seulement initié le plissement en esquissant une structure dissymétrique, à pendages relativement forts au Nord (~35°), mais c'est la phase post-intrusion qui est venue amplifier le plissement et générer la structure que nous connaissons aujourd'hui.

L'âge de cette phase post-intrusion a été rapporté à la période anté ou éocrétacé (Conrad, 1981; Smith et al., 2006). Elle pourrait ainsi être l'expression de l'instabilité de la plaque africaine au début du Crétacé (phase Cimmérienne, ≈140 Ma), comme il est mentionné dans les articles de Conrad (1981), Lefranc et Guiraud (1990), Guiraud et Bosworth (1999), ou correspondre à l'effet lointain de la phase de rifting Barrémo-aptienne (phase Autrichienne, ≈125 Ma), qui a fait rejouer les accidents subméridiens de l'Algérie, de la Lybie et du Niger en décrochements senestres, générant des plis serrés (*drag folds*) et des bassins en pull-apart (Fairhead,1988; Guiraud et Maurin,1991, 1992; Boote et al., 1998; Smith et al., 2006). Cette hypothèse reste largement débattue en l'absence de tous marqueurs stratigraphiques, notamment par la communauté des pétroliers opérant dans le périmètre Reggane, qui ont bien démontré le caractère horizontal et non déformé de la surface hercynienne à partir de sections sismiques 2D, couvrant la bordure orientale du bassin.

Des indices de tectonique distensive crétacée ont été mis en évidence par Haddoum et al (2001) et Haddoum (2009) dans l'Ahnet oriental. En effet, dans les rares endroits où affleure le Mésozoïque, ces auteurs ont pu observer des rejeux normaux le long des grands accidents subméridiens (Accident d'Ers Oum Ellil), et des failles d'effondrements d'orientation E-W (linéament d'Aoulef-Reggane-In Salah), qu'ils avaient attribués aux ouvertures océaniques périafricaines, qui ont marqué l'histoire d'évolution de la plateforme saharienne au cours du Crétacé et du Cénozoïque (Guiraud et Maurin,1991; Smith et al., 2006).

Le schéma morphostructural actuel de l'Ahnet montre l'individualisation de trois domaines bien distincts (l'Ahnet occidental, central et oriental), séparés par des couloirs d'accidents profonds, d'orientation N-S à NW-SE (fig.25). Ces domaines structuraux se sont déplacés au cours de la tectogenèse hercynienne, soit vers le Nord ou vers le sud, suivant un mécanisme d'extrusion latérale, entrainant la couverture paléozoïque dans leurs mouvements (Craig et al., 2006; Haddoum, 2009). L'intensité de la structuration est remarquable dans les domaines Est et ouest qui ont été également soumis à une plus forte érosion par rapport au domaine central. Des variations locales d'épaisseurs et de faciès peuvent aussi être observées à l'approche des zones de failles, et seraient probablement à relier à une tectonique synsédimentaire (Haddoum, 2009).



**Fig.25-** (A) Image satellite montrant les principaux domaines structuraux de l'Ahnet, et les limites naturelles associées. (B) Coupe régionale E-W, illustrant l'importance de l'héritage structural dans les zones bordières de l'Ahnet [(1) Toit de l'Ordovicien, (2) Silurien, (3) Dévonien inférieur, (4) Dévonien moyen-supérieur, (5) Carbonifère inférieur, (6) Carbonifère supérieur]. (C) Montages de profils sismiques montrant la présence dans les trois domaines de l'Ahnet, de structures décrochantes en fleurs, avec une concentration particulière de la déformation dans le domaine oriental et occidental (modifié d'après Zazoun, 2008).

#### 2.1.1. Systèmes de failles

Les failles constituent un élément extrêmement important dans la configuration structurale de l'Ahnet (fig.26). Elles montrent deux directions principales ; N-S à NNW-SSE et NE-SW, et jouent essentiellement en composante inverse. Ces failles sont particulièrement développées dans les zones bordières du bassin, où leur longueur peut atteindre 200 km, et leurs rejets horizontaux dépassent 1000 m. Leur caractère discontinu et leurs traces souvent sinueuses et arquées, rappellent celles des zones de faiblesse protérozoïques (Donzeau et al., 1981; Haddadi,1996; Badsi,1998; Daoudi et al.,1999; Haddoum,2009).



**Fig.26-** Carte schématique illustrant les principaux systèmes de failles qui affectent le bassin de l'Ahnet et la région du Bled El Mass (d'après Haddoum, 2009).

Les failles de direction N-S à NNW-SSE, qui sont nettement prédominantes, sont bien exprimées dans les séries compétentes du Cambro-ordovicien, et tendent généralement à être amorties dans les séries incompétentes du Dévonien supérieur. Ces failles ne sont pas continues, mais disposées en relais, favorisant le coulissage de blocs individualisés les uns par rapport aux autres. Elles peuvent aussi changer d'orientation suite à un blocage (affleurement du socle), entrainant la réorientation des axes de plis, et leur déversement sous forme de structures décrochantes (cas de la structure d'Oued Ouzdaf, Haddoum, 2009).

## 2.1.2. Structures plicatives

Les structures plissées observées en surface ou en subsurface, ont toutes des directions axiales NW-SE et N-S, parallèles aux grandes failles panafricaines, et se referment le plus souvent contre des accidents à composante décro-inverse. Ces structures sont presque toujours des anticlinaux. Elles présentent des formes et des géométries très variables, résultant de la diversité des mécanismes qui leur ont donné naissance, de la nature du matériel affecté (contrastes mécaniques entre les unités stratigraphiques), et de l'évolution de la déformation au cours du temps (Mercier et Vergely, 1992; Haddoum, 2009).

Ces structures peuvent être en échelons (fig.27-A), lorsqu'elles surplombent les failles de socle et se parallélisent à celles-ci, ou quadrangulaires (fig.27-B), lorsqu'elles sont guidées par deux directions de failles ; N-S et E-W, qui entrainent la couverture paléozoïque dans leurs mouvements. Elles peuvent également être elliptiques (fig.27-C), lorsqu'elles se retrouvent coincées entre deux accidents N-S, ou circulaires (fig.27-D), lorsque des blocages empêchent la couverture de se déplacer latéralement, et l'obligent à tourner sur elle-même par le biais d'un niveau de décollement. Cela est particulièrement observé dans les zones de déformation intense (relais compressifs de failles crustales non visibles en surface). Certaines formes anticlinales sont limitées sur les flancs par plusieurs branches de failles, donnant lieu à des structures «en fleur positives» comme l'illustre bien la structure d'Oued Ouzdaf (fig.27-E).



**Fig.27-** Principales géométries associées aux structures plicatives de l'Ahnet. (A) plis en échelon, (B) pli quadrangulaire guidé par deux directions de failles; N-S et NE-SW, (C) pli elliptique coincé entre deux accidents N-S dont l'un n'est pas visible en surface, (D) structure circulaire surplombant des failles de socle pas très visibles en surface, (E) expression en surface de structures décrochantes en fleurs positives (modifié d'après Haddoum, 2009).

# 2.2. Lithostratigraphie

# 2.2.1. Séries paléozoïques

Les séries paléozoïques de l'Ahnet vont du Cambrien au Viséen, avec un Namurien basal probable (fig.28). Elles affleurent dans les zones bordières du bassin, où leur importance varie entre 1000 et 2000m. En subsurface, le Paléozoïque présente une épaisseur moyenne d'environ 3000m, et s'amincit considérablement sous la discordance hercynienne, en direction de la bordure méridionale du bassin. Il se reconstitue progressivement vers le Nord, en direction du Gourara, où son importance dépasse 4000m (Logan et Duddy, 1998). Les molasses panafricaines (séries pourprées de l'Ahnet) n'ont été traversées que par très peu de forages. Elles reposent en discordance angulaire sur une série à cachet pharusien (assemblage de granites, schistes, phyllosilicates et rhyolites) et montrent l'individualisation de deux principaux groupes correspondant de bas en haut au ; Groupe des *« Quartzites de l'Ahnet »* (5000m de grès fluviatiles matures, et le Groupe *«d'Amasine »* (sédiments de plateforme carbonatée à stromatolithes).

STRATIGRAPHIE		LITHOSTRATIGRAPHIE		Ahnet	Berkine	Illizi		DISCORDANICES		
AGES ETAGES						Affleurements	Subsurface	DISCORDANCES		
	TRIAS	SSOO- INHAETEM						OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE (Volcanisme)		
~	CARBONIFERE	STEPHANEN Westphalen	5000	7					DISCORDANCE	A ET SOULEVEMENT
		NAMUREN	4500-	Ain Chebbi Fm.					ų	
		VISEEN			Calcaires du Djebel- Berga Grès De Garet-Dehb					ON DE LA OMPRESSIN
		TOURNAISIEN			Argiles De Teguentour Grès de Khenig	SABLES DE RKF	Série De Tin Meras			AENTATI ATION C
3 CE		FAMENEN	3500-		Argiles de Khenig	<u> </u>		F1/F2	STRUNIEN -	DEFORM
0Z010		FRASHEN Givetien Effelien	3000-			_ F4-F5		N//5	TOP FRASNIEN -	
Ŭ I		ENSIEN (Siegenien) Pragien			Siegerien	Siégenien	Barre Supérieure	ĸ		Y
		(gedinien) Lochkovien	2500	~~~ <u>`</u> ~	Gedinian	Gedinnien F6	Barre Moyenne	10	DISCORDANCE -	1
		PRIDOLI	2000		Zone De Passage	Silurien Unités M	Talus à Tigilites Barre Inférieure	Zone De Passage	CALEDONIENNE	ω
	ILURIA	WENLOCH		F	Amilarà	Glurico	Zone De Passage	Argies à Graptoites		NIENNE R D'OND
	Ň	LLANDOVERY	1500-		Graptolites	argileux	Graptolites	11.5 M	EROSION GLACIAIRE-	
		ASGHLL			Grès d'Oued Saret	Argies microscologia nesaliques Armilias Armal Jifanavia a	Em Tamacjert Arriles De Tifermine	Unit N	DISCORDANCE -	
	N	LLAWIRN			Azzel-Tiferouine 111-3 Gres de Ouargia	Gesde Ouargia	Gresde Ouargia		TACONIQUE	
	BOVIC	ARENIG	1000-		Quartzites d'Hamra III-2	Quartzites d'Harma	Quartzites d'Hamra Grèc d'El Atchano	Unit II	DISCORDANCE	E CRATO 3 DE GR T FAIBLE
	ō	TREMADOC		<b>F</b> ~	Grès d'El Atchane Argies d'El Gassi (  -1 Zone de Transition	Grès d'El Atchane Argles d'El Gassi Zone des abernances	Argiles d'El Gassi Zone des atemances			EFORME RATIONS E
	CAMBRIEN		500		Grès Des Ajjers	Ri Ra R3	Grès Des Ajjers	Unit II		FLEXU
			0	sh s vf f m c vc					DISCORDANCE INFRACAMBRIENNE	1

**Fig.28-** Colonne stratigraphique des successions paléozoïques dans le bassin de l'Ahnet, avec les nomenclatures lithostratigraphiques utilisées dans la province saharienne orientale (Berkine et Illizi), et les Tassilis N'Ajjers (modifié d'après Eschard et al., 2010).

Ces deux groupes sont séparés par un hiatus d'environ 1 Ga, ne se traduisant sur terrain que par une simple discordance (Moussine-pouchkine et al., 1988). Ils n'ont jamais fait l'objet de datations absolues valables, mais ont été attribués à l'infracambrien et au Cambrien inférieur pour leur ressemblance avec les assemblages de l'Anti-Atlas et d'URSS et pour des raisons plus générales (Caby, 1963; Black, 1966; Arbey et Caby, 1966; Caby, 1967; Caby et Moussu, 1967; Aït-Kaci et Fabre, 1984)

#### A. Successions cambro-ordoviciennes

Les successions cambro-ordoviciennes se présentent sous forme d'un cycle transgressifrégressif majeur, s'appuyant en onlap sur la «*Discordance infratassilienne*». Elles ont été étudiées, après les explorations de Follot (1953), par Brocco et Nyssen (1959) qui y ont distingué les unités I, II, III et IV, nomenclature encore utilisée de nos jours. La description détaillée de ces successions et la reconstitution de leur contexte sédimentologique et séquentiel seront développés dans les chapitres qui suivent.

## B. Silurien

La série silurienne est caractérisée par une sédimentation argileuse appartenant à un milieu marin ouvert, et qui évolue verticalement en alternances argilo-gréseuses. Elle est très développée dans le bassin de l'Ahnet qui constituait à cette époque un large dépocentre (1800m à 2100m). Les importantes variations d'épaisseur constatées sont causées à la fois par l'irrégularité des topographies ordoviciennes, et par la réactivation des failles panafricaines (phénomène de subsidence) (Maarouf et Mouaïci, 1994; Badsi, 1998; Craing et al., 2006). Le Silurien basal est caractérisé par le dépôt d'argiles hémipélagiques noires à graptolites riches en matière organique (environ 70m d'épaisseur). Elles se sont mises en place sous des conditions anoxiques en raison de faibles circulations océaniques conduisant à une stratification des eaux (Lüning et al., 2000). Ces argiles sont fortement radioactives à la base du Silurien, riches en matière organique d'origine marine, on les appelle alors *«hot shales»*. Cette formation, dont le faciès est assez uniforme dans le sud algérien, constitue un bon repère lithologique pour marquer la limite Ordovicien-Silurien. Un fin niveau carbonaté riche en fossiles appelé régionalement *« Dalle à Orthocères »* peut être observé au sommet de ces argiles.

Dans la région de Bled El Mas, les argiles siluriennes, épaisses d'environ 550m, montrent des argiles silteuses laminées avec d'abondants nodules oxydés, de nature probablement sidéritique. Les Graptolites sont observés dès les premiers 50m de la coupe. Les intervalles radioactifs « *Hot Shales* » ne peuvent être identifiés à cause de l'intense altération météorique. La « *Dalle à orthocères* » se présente sous forme d'un niveau carbonaté épais d'environ 50cm, riche en fossiles recristallisés (Desaubliaux et al., 2004).

La partie supérieure des « Argiles à Graptolites » est appelée en subsurface « zone de passage ». Cette unité montre un enrichissement progressif en matériel sableux (une intercalation de fins lits à HCS et d'argiles), formant des séquences granocroissantes, et est tronquée à son sommet par la discordance calédonienne.

## D. Dévonien

Le Dévonien de l'Ahnet est représenté par une sédimentation à caractère continental et marin, avec l'apparition vers le haut, d'incursions carbonatées et de minerais de fer oolithiques. Ces derniers constituent d'excellents marqueurs de microcycles sédimentaires (Guerrak, 1985; Wendt et al., 2005).

#### D.1. Dévonien inférieur

Les systèmes de dépôt du Dévonien inférieur incluent des environnements fluviatiles, de plaines côtières et marins peu profonds. Le passage progressif des faciès fluviatiles aux faciès marins est un fait qui demeure mal connu, non seulement dans l'Ahnet mais dans tous les sousbassins de la province occidentale. L'Age Emsien est souvent attribué aux premiers faciès marins ouverts recouvrant les unités fluviatiles du Gédinnien-Siégénien, et cela sans tenir compte d'un possible diachronisme des faciès.

## D.2. Dévonien moyen

Les successions du Dévonien moyen se sont développées au cours d'une période régressives très courte suivie d'un intervalle transgressif pendant lequel on assiste au développement d'une séquence essentiellement argileuse renfermant des carbonates de plateforme. La sédimentation biochimique devient nettement prédominante vers le haut « *Calcaires bleus* givétiens», traduisant l'éloignement des sources d'apport et l'augmentation continue du niveau de la mer. Les épaisseurs et les faciès carbonatés sont extrêmement variables ; minces niveaux carbonatés à coraux solitaire, rampe carbonatée à orthocères et goniatites, calcaires bioclastiques massifs à crinoïdes, et monticules microbiens « *mud-mounds* » (Bourque et al., 1995, Wendt et Kaufman, 1998; Mezlah, 2006). Ces derniers sont particulièrement développés dans la ride d'Azzel-Matti.

## D.3. Dévonien supérieur

Les successions du Dévonien supérieur se sont développées dans des conditions marines franches, au cours des quelles les bassins d'Ahnet et de Reggane constituaient les principaux dépocentres de la province saharienne centrale (plus de 2000m de sédiments enregistrés) (Maarouf et Mouaïci, 1994; Kazitani, 1999). La réactivation des môles et création de sousbassins anoxiques au début du Frasnien, entraine le développement de conditions anoxiques, favorisant la mise en place d'une deuxième série argileuse radioactive, qui constitue la seconde roche mère génératrice d'hydrocarbures dans la région (Logan et Duddy, 1998).

Les dépôts marins profonds continuent leur mise en place jusqu'au Strunien, où on assiste à une régression majeure associée à la tectogenèse hercynienne, qui entraine le soulèvement des zones bordières, et la réactivation des axes structuraux environnants. Cet évènement favorise le retour aux conditions de mer peu profonde, qui persistent jusqu'au Viséen.

## E. Carbonifère

Le Carbonifère est largement érodé sous la Discordance Hercynienne et n'est préservé en partie que dans l'Ahnet central. La période qui couvre l'intervalle fin Tournaisien-Namurien est marquée par une importante chute du niveau marin relatif, et une régression généralisée. Les dépôts namuriens peu préservés dans l'Ahnet, restent cantonnés le long d'un sillon orienté NW-SE, où leur importance n'excède pas 400m (Logane et Duddy, 1998). Ils sont essentiellement représentés par des argiles indurées à passées gréso-dolomitiques, passant en surface (région de Bled El Mass), à des dépôts de plaines alluviales et de sebkhas.

Vers la fin des temps carbonifères, les mouvements varisques entrainent la déformation des séries paléozoïques. L'importante érosion qui s'en suit, réduit la colonne stratigraphique du Nord vers le Sud. Les régions qui ont continué leur remontée sont restées, jusqu'à ce jour, des zones de non dépôt (Daoudi et al., 1999; Kazitani,1999; Logane et Duddy,1998).

## 2.2.2. Séries mésozoïques

La phase de refroidissement post-rifting qui fait suite à l'ouverture de l'océan Atlantique, est marquée par un épisode de détumescence thermique qui permet la création de l'accommodation, et la mise en place des séries mésozoïques. Ces dernières restent cantonnées au Sud-est du Tanezrouft, et au Nord-est de l'Ahnet (Tidikelt), où elles sont représentées par des dépôts continentaux (200-230m), supposés d'âge Jurassique moyen (Logane et Duddy, 1998), recouverts en discordance par le «Continental intercalaire» (600 à 700m) d'âge Crétacé.
# A. Les formations jurassiques

Dans la région du Bled El Mass, les séries mésozoïques sont représentées, par une formation continentale azoïque (gros chenaux détritiques et conglomérats amalgamés), d'environ 200m d'épaisseur, recouvrant l'épaisse série argilo-évaporitique namurienne. L'attribution stratigraphique de cette formation reste encore débattue en l'absence de tous marqueurs stratigraphiques. Elle serait d'âge Jurassique terminal pour Conrad (1972; 1984), et Carbonifère supérieur pour Kazitani (1999), Desaubliaux et al (2004), Euzen et al (2005), qui stipulent que le conglomérat repose en parfaite concordance sur les séries antérieure et ne montre pas de discordance angulaire bien exprimée, comme dans le cas du conglomérat Crétacé, affleurant plus au Nord. Cette formation marquerait selon ces auteurs, le maximum de régression atteint au cours de la période Carbonifère.

# B. Le Continental intercalaire

Le « Continental intercalaire », daté du Crétacé inférieur, par des reptiles et des bois silicifiés (Conrad, 1972), est représenté en moyenne par 500m de grès fluviatiles, non déformés, reposant de façon ravinante sur tous les termes antérieurs.

# 2.2.3. Séries cénozoïques

Au Cénozoïque, le bombement thermique du Hoggar favorise une nouvelle intumescence thermique qui engendre l'arrêt total de la sédimentation dans le bassin.

# 2.3. Contexte général de la sédimentation

Dans le bassin de l'Ahnet, la couverture paléozoïque est représentée par des sédiments détritiques appartenant à des environnements très variés ; continentaux, paraliques, marins peu profonds et glaciaires. Les conditions de sédimentation étaient influencées, au cours de cette période par trois principaux facteurs;

(1) La présence de mers épicontinentales très peu profondes, soumises à une forte énergie de vagues et de courants de marées. La plateforme Nord-gondwanienne avait une topographie très lisse, légèrement pentée vers le NNW (Beuf et al., 1971; Boote et al., 1998; Carr, 2002), dans laquelle les faciès de forte énergie, caractéristiques des milieux internes peu profonds, passent rapidement vers des faciès de faible énergie, typiques des milieux externes plus profonds. Il n'existait pas de rupture de pente dans ces sites cratoniques, et la marge continentale était localisée à des milliers de kilomètres au NNW. Le pouvoir de redistribution des sédiments sur cette large rampe était très élevé. Les courants de marées et de tempêtes avaient un rôle important dans le transport latéral des sédiments et leur redistribution continuelle, permettant ainsi la formation et le maintien d'un profil peu profond et de pente constante caractéristique des systèmes de rampes.

(2) Le faible taux de sédimentation et d'accommodation. L'Ahnet a connu, comme toutes les régions Nord-gondwaniennes un régime tectonique relativement stable et un faible taux de sédimentation (Benacef et al., 1971; Boote et al., 1998). En effet, l'épaisseur maximale enregistrée entre le Cambrien supérieur et le Dévonien moyen (une période de 150 MA) ne dépasse pas 1800 mètres. Divisant l'épaisseur par le temps, tout en considérant que la sédimentation était continue (ce qui n'est vraisemblablement pas le cas), le taux de sédimentation serait seulement de 12 m par million d'années. Une telle valeur est extrêmement faible, et est typique des aires cratoniques à faible régime de subsidence (Beuf et al., 1971). Le faible taux d'accommodation (espace ouvert à la sédimentation), avait pour effets majeurs ; le remaniement permanent d'un même matériel clastique par les courants tidaux et marins, et l'augmentation de la continuité latérale des systèmes progradants, facilitant leur corrélation sur de grandes distances.

(3) L'absence de couvert végétal continental, notamment les systèmes racinaires, connus pour leur rôle actif dans la stabilité des plaines alluviales (sols), en atténuant l'énergie des précipitations et des écoulements, retardant l'érosion et diminuant la production de matériaux détritiques grossiers. Selon certains auteurs (Cotter, 1978; 1983), la quasi-totalité des réseaux fluviatiles anté-siluriens sont de type en tresse, et ce n'est qu'au Paléozoïque supérieur que commencent à apparaître les réseaux méandriformes, suite au développement du couvert végétal continental. Les systèmes pré-végétatifs, étaient caractérisés par des vitesses de migration élevées, et se déplaçaient latéralement de façon incessante, sur d'immenses plaines alluviales.

(4) Les sédiments de dépôt appartenaient à quatre principales catégories, dominées respectivement par des processus fluviatiles, tidaux, marins et glaciaires (fig.29).



**Fig.29 –** Principales associations de faciès observées au sein des séries cambro-ordoviciennes de l'Ahnet et Bled El Mass (modifié d'après Euzen et al., 2005).

#### 2.4. Système pétrolier

Le système « Ahnet » est considéré comme le système pétrolier le plus important de la province centrale, en raison du volume de gaz généré. En excluant la contribution du champ de Hassi R'mel, ce système renferme plus de 35% du gaz découvert dans la plateforme saharienne (Mokhtari, 2003).

Les analyses et modélisations géochimiques ont montré que les principales roches mères dans la région, correspondent aux argiles du Silurien basal, et aux niveaux argilo-carbonatés du Frasnien inférieur. Des sources secondaires peuvent également exister dans l'Ordovicien, dans la partie médiane du Silurien, et dans les argiles carbonatées du Dévonien moyen et du Frasnien-Famennien (Maarouf et Mouaïci, 1994; Makhous et al., 1997; 2000; Boote et al., 1998; Gustavson,2000; Barwise et al., 2003; Lüning et al., 2003).

Le contenu en carbone organique total (COT) varie en moyenne entre 6 à 7% pour la roche mère silurienne (Arab et al., 2008), et peut dépasser une valeur de l'ordre de 16% dans le Llandovery inférieur (Lüning et al., 2003). Dans le cas des roches mères dévoniennes, les valeurs du COT fluctuent globalement entre 1 et 8% (Makhous et al., 1997). Ces roches mères ont généré de grandes quantités d'hydrocarbures et ont atteint, au cours du Carbonifère (300 à 350Ma), un stade de maturation très avancé dans l'Ahnet central (Boote et al., 1998). L'enfouissement maximal (plus de 4000m pour les roches mères ordoviciennes, et plus de 3000m pour les roches mères siluriennes) a été atteint juste avant le soulèvement Hercynien, et les plus hautes paléotempératures connues par ces roches mères pendant leur histoire prévarique, appartiennent à cette période d'enfouissement maximal (BP, 1993; Maarouf et Mouaïci,1994; Makhous et al., 1997; Boote et al., 1998).

Les niveaux réservoirs correspondent principalement aux unités gréseuses du Cambroordovicien, du Dévonien inférieur, et du Strunien-Tournaisien (Maarouf et Mouaïci,1994; Rahmani et al., 1998; Boote et al., 1998). Les réservoirs ordoviciens sont les plus prolifiques des niveaux à gaz. Ils renferment plus de 60% des réserves totales de gaz en place, et près de 22% du volume total du bassin (Mokhtari, 2003).

Les principaux réservoirs sont représentés à l'échelle régionale par les grès glaciomarins pour l'unité IV (formation « Tamadjert »), et marins peu profonds pour l'unité III-2 (formation des « Quartzites de Hamra »). Ces grès compacts et fortement cimentés, ont été considérés pendant une assez longue période de temps, comme des objectifs secondaires. Leurs faibles caractéristiques matricielles, constatées sur toute l'étendue du bassin sont dues aux effets défavorables de la diagenèse sur les qualités réservoirs. En effet, l'enfouissement prononcé subit par ces formations, aurait provoqué une dégradation quasi-totale des caractéristiques pétrophysiques primaires par compaction-cimentation. Cependant, une certaine fracturation naturelle a pu améliorer ces qualités réservoirs, par la création d'une perméabilité. C'est à ce facteur en effet, qu'est attribuée la majorité des débits de gaz testés dans le bassin, et à des unités poreuses dans la partie supérieure des réservoirs.

#### 2.4.1. Histoire thermique

La présence de gaz dans l'Ahnet est intimement liée à son histoire thermique, notamment à la longue période d'enfouissement pré-hercynienne, qui a permis la mise en place d'au moins 3.7 km de sédiments dans la région, portant les roches mères à la fenêtre à gaz, et aux évènements thermiques qui ont marqué son histoire d'évolution à l'aube du Mésozoïque et au Cénozoïque (Logane et Duddy,1998; Makhous et Galushkin,2003; Barwise et al., 2003; Boukhallat et al., 2003; Akkouche, 2007, Arab et al., 2008). Le bassin de l'Ahnet fait partie d'un grand périmètre, connu par sa forte anomalie thermique positive. Le maximum de flux de chaleur enregistré dans l'Ahnet (100–120 mW/m2) est associé à trois structures ; Sebkhat Mekerrane (120 mW/m<sup>2</sup>), Reg (100mW/m<sup>2</sup>), et la voûte d'Azzen (110mW/m<sup>2</sup>) (Takherist et Lesquer, 1989; Takherist,1990; Lesquer et al., 1990). Les données sismiques, gravimétriques et

pétrologiques ont montré que cette anomalie thermique recoupe les grandes structures panafricaines subméridiennes, et qu'elle varie fortement en profondeur, en fonction de la lithologie et la porosité des roches. Un grand nombre d'auteurs (Lucazeau et Dhia, 1989; Takherist et Lesquer, 1989; Takherist,1990; Lesquer et al., 1990; Lucazeau et al., 1990; Takherist et Hamdi,1995; Logon and Duddy, 1998; Makhous et Galushkin,2003) l'associe à des effets géodynamiques dans la lithosphère profonde (*thermal rejuvenation process*), en relation avec le volcanisme cénozoïque-quaternaire du Hoggar.

#### A. Données géochimiques

Les essais et modèles géochimiques réalisées dans le bassin de l'Ahnet ont révélé la complexité et la grande variabilité du processus de mise en charge, et la méconnaissance du degré de remplissage des pièges (Drid,1989; BP,1993; Maarouf et Mouaïci,1994; Geotrack,1994; 1995; Logan et Duddy,1998; Boote et al., 1998; Gustavson,2000; Boukhallat et al., 2003; Barwise et al., 2003; Makhous et Galushkin,2003; Akkouche,2007; Arab et al., 2008).

Les modèles réalisés montrent pour la plupart, un cycle principal de subsidence au cours du Paléozoïque, prenant fin avec la tectogenèse hercynienne (fin Carbonifère-Permien), et une reprise modérée de la subsidence, à partir du Crétacé jusqu'à l'Eocène, avec un gradient géothermique proche de l'actuel. Les sédiments paléozoïques ont atteint leur maximum d'enfouissement au Carbonifère inférieur, où les températures atteintes étaient suffisamment importantes (150-230°C) (BP, 1993; Maarouf et Mouaïci, 1994; Boote et al., 1998; Gustavson,2000), pour porter les roches mères à un stade de maturation avancé (gaz sec), sinon le stade de destruction (Tmax  $\approx$ 550°C, IAT $\approx$ 4-5). Le potentiel pétrolier est selon ces auteurs, presque complètement réalisé. La roche mère a expulsé l'essentiel des hydrocarbures sauf dans les zones qui sont restées en position relativement haute comme le sud-est de la voûte d'Azzene.

Les modèles suggèrent que les roches mères ordoviciennes et siluriennes ont expulsé leurs huiles vers la fin du Dévonien-début du Carbonifère, et qu'au cours des premiers stades de la structuration hercynienne, elles étaient bel et bien en phase de génération de gaz sec. Il est donc très probable que la relation entre la période de génération des hydrocarbures et la période de formation des pièges a été défavorable pour le piégeage des hydrocarbures, et donc de quantités importantes d'hydrocarbures ont dû être détruites, par suite de la migration de ces fluides vers la surface, lors de l'érosion hercynienne (Maarouf et Mouaïc, 1994; Boote et al., 1998; Gustavson,2000; Boukhallat et al., 2003).

#### B. Données des traces de fission

Les traces de fission d'apatites (AFTA) et de zircons détritiques (ZFTA) ont été utilisées par plusieurs équipes (GEOTRACK,1994 ; 1995 ; Loggane et Duddy, 1998; Barwise et al., 2003; Akkouche,2007), afin de contraindre l'histoire thermique et de génération des hydrocarbures dans le bassin. Les données collectées mettent en évidence trois épisodes thermiques et deux épisodes de refroidissement-érosion (fig.30), avec une tendance générale à l'effacement des traces du Nord vers le Sud.

• Le premier évènement thermique correspondrait à l'âge de l'enfouissement maximal atteint au cours du Carbonifère inférieur (vers 300 Ma), où les gradients paléogéothermiques étaient proches des valeurs actuelles (30°C– 40°C/km) (Logan et Duddy,1998; Makhous et Galushkin,2003). Les niveaux profonds (roches mères siluriennes et ordoviciennes) auraient cependant généré du pétrole et probablement du gaz dans les portions profondes du bassin au cours de cet épisode.

• Le second évènement est à mettre en relation avec un flux de chaleur basal élevé, résultant d'un amincissement lithosphérique et d'une activité intrusive-hydrothermale d'une grande ampleur, au cours de la période Trias-Lias (200 Ma). Les gradients paléogéothermiques élevés (70° à 80°C /km) associés à cet épisode, résulteraient selon Logan et Duddy (1998) soit,

d'un effet thermique direct en relation avec la mise en place des dolérites dans le bassin de Reggane, ou d'un effet thermique distal, en relation avec la mise en place, à des profondeurs relativement modérées (6 à 10km), de corps intrusifs dans l'Ahnet, comme le laisse suggérer la texture cramée (coke texture) de la matière organique (GEOTRACK,1994; 1995; Loggane et Duddy, 1998).



**Fig.30-** Histoire thermique du bassin de l'Ahnet, basée sur les données AFTA, ZFTA et Ro (Pouvoir réflecteur équivalent) (modifié d'après Logane et Duddy., 1998).

*Le profil thermique* montre l'existence de trois épisodes de réchauffement (pics thermiques  $\rightarrow$ ), correspondant respectivement à la période d'enfouissement maximal atteinte au cours du Carbonifère (≈170°C), la période d'activité intrusive du Trias-Lias (≈280°C), et la période éocène, marquée par le bombement du Hoggar (≈180°C). Deux épisodes de refroidissementérosion sont mis en évidence (R1, R2 - ), à partir de 200 Ma et entre 50 et 40 Ma.

Cet épisode serait selon certains auteurs (Logan et Duddy, 1998; Makhous et Galushkin,2003; Barwise et al., 2003; Akkouche,2007), le seul évènement thermique justifiant les profils de réflectance de la vitrinite (Ro équivalent) dont les valeurs atteignent 2.7% à des profondeurs modérées, n'excédant pas 2000m. Cet évènement serait ainsi responsable d'une deuxième génération de gaz sec dans les parties profondes du bassin, et du crakage secondaire d'un potentiel considérable d'huile hercynienne (ou de sa destruction), dans les parties peu profondes (les flancs). Cette hypothèse est appuyée par la présence d'une paragenèse argileuse, indicatrice d'environnements hydrothermaux-intrusifs (pyrophyllite, chlorite, zéolite et laumonite) dans les niveaux roches mères, et par la présence de pyrobitumes dans certains réservoirs de l'Ahnet et de Reggan (Logan et Duddy,1998).

• La troisième évènement thermique, qui est moins marquée, correspondrait selon Logan et Duddy (1998), à la période d'enfouissement crétacée. Cependant, certains auteurs (Takherist et Hamdi,1992; BP,1993; Maarouf et Mouaïci,1994; Makhous et Galushkin,2003; Akkouche, 2007) stipulent que les épaisseurs cumulées à partir du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène ( $\approx$ 500m), traduisent une reprise modérée de la subsidence, et demeurent insuffisantes pour introduire les réservoirs dans la fenêtre à gaz. Dès lors, si un crakage secondaire aurait affecté les hydrocarbures dans les réservoirs, il doit trouver son origine thermique, non pas dans l'enfouissement, mais dans une augmentation notable du gradient géothermique régional. Cette dernière pouvant alors être lié au panache mantellique du Hoggar dont les effets se font sentir

au Cénozoïque. Cela est attesté par l'épuisement du potentiel pétrolier résiduel (faible pression dans les réservoirs), et par les faibles taux de remplissage des pièges. Il peut aussi être dû à l'éfficacité des couvertures.

• Les périodes de refroidissement correspondent respectivement à la période fin Jurassique et post-Cénozoïque inférieur. Ces refroidissements semblent être liés à des soulèvements modérés et des érosions locales des séries jurassiques et crétacées inférieures. Les valeurs du gradient géothermique relevées varient globalement entre 20° et 40°C, se rapprochant ainsi des valeurs actuelles.

# 2.4.2. Histoire de génération des hydrocarbures

Devant le nombre très important des travaux et études réalisés, et les cas d'interprétation qui diffèrent, une étude de synthèse géochimique a été entreprise par la compagnie Sonatrach (Arab et al., 2008), visant à rassembler et à réinterpréter toutes les données et analyses géochimiques disponibles. Le scénario maintenu pour l'histoire de génération des hydrocarbures dans la région est le suivant :

# A. Fin Dévonien-début Carbonifère

Au cours de cette période, le bassin a atteint des températures élevées à des profondeurs modérées, les plus grandes températures ayant été atteintes dans les parties profondes du bassin. Le Silurien aurait épuisé son potentiel pétrolier et le Frasnien serait en phase à gaz. Seuls le Dévonien terminal et le Carbonifère au sommet des structures paraissent favorables à l'expulsion de l'huile. Il est fort probable que la nature des hydrocarbures serait différente selon les domaines du bassin, en fonction des gradients thermiques et des zones de subsidence variables, car l'Ahnet est morcelé en de nombreux panneaux à l'évolution contrastée. Dès lors, on devait rencontrer à la fin du Carbonifère des réservoirs dans lesquels pouvaient coexister huile et gaz, mais également huile seule ou gaz seul.

### B. Fin Carbonifère-Permien

Le soulèvement et l'importante érosion (1200-2700m) qui caractérisent cette période, entrainent une phase de refroidissement, et l'arrêt de la génération des hydrocarbures. L'absence des séries carbonifères supérieures, permiennes, triasiques et jurassiques inférieures, caractérise toutes les coupes sédimentologiques de l'Ahnet. Le Jurassique moyen et le Crétacé semblent être préservés sur de faibles épaisseurs. Cette distribution de sédiments, nécessite un hiatus persistant jusqu'au Crétacé pour la majeure partie du bassin. Dans certaines régions de l'Ahnet, ce hiatus persiste jusqu'à l'actuel.

### C. Fin Trias-début Jurassique

L'événement thermique majeur qui se situe à 200 Ma, n'aurait exercé aucune influence sur les roches mères principales du bassin, étant donné que l'essentiel de la maturation s'est réalisé durant l'enfouissement carbonifère (mauvais calage entre les valeurs de températures et les vitrinites, surtout au niveau des sections carbonifère et celles du Dévonien supérieur). Seules les roches mères secondaires, telles que le Famennien, le Strunien et le Carbonifère, peuvent avoir un effet sensible de la maturation, probablement au niveau des flancs, où elles étaient moins matures durant l'enfouissement pré-hercynien.

### D. Fin Jurassique-Début Crétacé

Le bassin a fait l'objet d'un léger et court refroidissement, accompagné d'une subsidence modérée. Cette phase n'a cependant entrainé aucune maturation ou génération des hydrocarbures.

# E. Fin Crétacé à l'actuel

La troisième activité thermique, associée au panache mantellique du Hoggar, n'a eu aucune modification importante dans l'histoire de génération des hydrocarbures.

# 2.5. Conclusion

Il ressort de cette synthèse, que le bassin de l'Ahnet présente des indices de différenciation régionale dans son évolution structurale et thermique. Cependant, la délimitation des zones d'accumulation d'hydrocarbures, nécessite une implantation de puits d'exploration rapprochés, afin de fournir des données plus détaillées pour des simulations thermiques et géochimiques plus crédibles.

# Chapitre III

# ANALYSE DE TERRAIN ET SYNTHESE SUBSURFACE DES SERIES CAMBRO-ORDOVICIENNES DANS L'AHNET CENTRAL ET OCCIDENTAL

- 1. Illustration d'une zone de suture active à partir des affleurements de Bled El Mass et du Tassili de Ouallen
  - 1. Introduction
    - A. Objectifs des missions de terrain
    - B. Organisation des missions
    - C. Synthèse des travaux réalisés
  - 2. Le Bled El Mass
    - A. Cadre structural
    - B. Lithostratigraphie
  - 3. Le Tassili d'Ouallen
    - A. Cadre structural
    - B. Lithostratigraphie
  - 2. Enregistrement sédimentaire dans l'Ahnet centre
    - A. Cadre structural
    - B. Lithostratigraphie

# **Chapitre III** –*Analyse de terrain et synthèse subsurface* des successions cambro-ordoviciennes dans l'Ahnet central et occidental

# 1. Illustration d'une zone de suture active à partir des affleurements de Bled El Mass et du Tassili de Ouallen

### 1.1. Introduction

# A. Objectifs des missions de terrain

Du fait de la complexité croissante des champs pétroliers à exploiter, les études de terrain s'avèrent toujours plus nécessaires afin de fournir une information précise sur l'architecture interne des séries sédimentaires et leur mode de fracturation. C'est dans cette optique que les missions géologiques, entreprises dans le cadre de cette thèse, furent lancées. Ces missions ont été effectuées dans la bordure occidentale du bassin de l'Ahnet. Elles avaient pour principaux objectifs; (1) d'étudier à l'affleurement l'architecture stratigraphique et le cadre séquentiel de la formation des «Quartzites de Hamra », afin d'établir des corrélations stratigraphiques détaillées à l'échelle régionale, et (2) améliorer la compréhension des relations qui existent entre les différents systèmes de dépôt, leurs modes de fracturation et leurs histoires diagénétique, pour une meilleure prédiction des qualités réservoirs et des prospects en subsurface.

Les missions effectuées avaient pour ambition de répondre à certaines interrogations scientifiques, en l'occurrence, l'origine du ciment siliceux qui affecte la formation des «Quartzites de Hamra», sa relation avec la pétrographie initiale du sédiment, et la répartition des différents systèmes de fractures. La cimentation siliceuse augmente-t-elle lorsqu'on se rapproche des grandes failles ? Y a-t-il une direction de fracture ouverte, une autre cimentée par la silice ? La venue de fluides chauds d'origine hydrothermale, est-elle la cause de la cimentation siliceuse, ou l'histoire de la subsidence peut-elle permettre à elle seule d'expliquer ce phénomène? La pétrographie du faciès (texture, fabrique, taux et répartition des argiles, etc.) est-elle déterminante pour cette cimentation siliceuse? Ces aspects demeurent encore très mal compris, sinon jamais étudiés précisément.

### B. Organisation des missions

Deux missions de terrain ont été organisées dans le cadre de la thèse, avec l'appui logistique des représentants locaux de Sonatrach et l'agence de voyage Fadnoun Tours. La première mission a été menée en Octobre 2008, et a vu la collaboration de trois ingénieurs IFP ; Mr. Guy Desaubliaux (sédimentologue, actuellement chez GDF-SUEZ), Mr. Martin Guiton (spécialiste de la mécanique des roches), et Mr. Rémy Deschamps (sédimentologue-pétrographe, l'actuel spécialiste des bassins algériens à l'IFP), avec la participation de trois ingénieurs Sonatrach; Mme Nihed KRACHA (sédimentologiste à la Division Laboratoires, la présente thèse), Mme Naïma Goucem (structuraliste à la Division Exploration), et Mme Houria Mezlah (sédimentologue-stratigraphe à la Division Laboratoires, thèse,2006-Mud-mounds givétiens de l'Ahnet).

Cette mission a été réalisée dans le cadre de deux chantiers, dont le premier était consacré à la reconnaissance du Tassili d'Ouallen, affleurant au Nord du rameau pharusien; une province ignorée, d'accès difficile, donnant sur le plateau du Tanezrouft-Erg-Chech. Le deuxième chantier était consacré aux affleurements de Bled El Mass, localisés à l'Est de la ville de Reggane, qui par leur position géographique privilégiée, constituent un jalon pour comprendre l'organisation séquentielle des successions cambro-ordoviciennes, depuis les Monts de l'Ougarta au Nord, jusqu'à la ceinture tassilienne au Sud. Le Tassili de Ouallen constitue avec le Bled El Mass la partie occidentale du Sahara central. Ce périmètre se distingue des autres contrées de l'Ahnet, par sa complexité tectonique et son degré de structuration plus intense du fait de sa localisation sur la suture panafricaine (fig.31, 32).



**Fig.31–A-** Image satellite illustrant la localisation des régions d'étude par rapport aux grands ensembles morphostructuraux de la plateforme saharienne. Notons la localisation des sites étudiés dans la zone de suture panafricaine. **B-** Vue rapprochée montrant le contexte géologique des régions d'étude (Extrait de la carte géologique du Nord-ouest de l'Afrique, Beuf et al, 1971).



**Fig.32–** Extrait de carte géologique de l'Ahnet Central au 1/200.000 (SH-Beicip., 1972), montrant le contexte géographique et géologique des zones étudiées.

La deuxième mission de terrain a été organisée en interne par la Sonatrach (Novembre 2009), afin d'acquérir des données complémentaires dans le Dj. Abberaz. Elle a été menée par les mêmes géologues Sonatrach, avec la nouvelle participation de Mr. Omar Ghoula (ingénieur géochimiste à la Division Laboratoires).

### C. Synthèse des travaux réalisés

Jusqu'à présent, les travaux entrepris dans le secteur d'étude ont été menés en lithostratigraphie afin de tenter de préciser les environnements sédimentaires des successions cambro-ordoviciennes (Gariel et al., 1968; Rognon et al., 1968; Beuf et al., 1968; 1971), et Dévono-carbonifères (Biju-Duval et al., 1968; Conrad,1972; Legrand-Blain,1983; Conrad et Lemoquet,1984). Les mud-mound givétiens ont été décrits récemment par Bourque et al., 1995, Wendt et Kaufman (1998), et ont fait l'objet de thèse de Mezlah (2006).

Un volume important de travaux a été mené sur les bassins infracambriens (séries mollassiques) de Ouallen et d'In Semmen, tant par les géologues du socle (Monod,1931; 1932, Caby,1972; Caby et al., 1977; Caby,1987; 1996 ; Caby et Monié,2003) que par les géologues de la couverture (Bertrand-Sarfati,1972a; Bertrand-Sarfati et al., 1987; Moussine-Pouchkine et al., 1988), mais aucune étude spécifique n'a été publiée sur les séries paléozoïques d'Ouallen, hormis les travaux de Dourthe (1959), et ceux de Beuf et al (1968) portant sur la structuration Taconique et son rôle dans l'ébauche du bassin de l'Ahnet et du Mouydir, ainsi que la carte géologique au 1/200000, réalisée par SH-Beicip en 1972.

La prospection sismique dans le Bled El Mass débute en 1957 en couverture simple, et les premiers levers (1959) des organismes et compagnies pétrolières dans cette région (SN REPAL, IFP, BRP, CREPS, CFP, CEP) furent très rapides. Ces travaux eurent le mérite d'attirer l'attention sur l'existence du niveau à « Lingules » qui marque la base de l'Ordovicien, et sur le développement de faciès à « miches carbonatées » connu dans la Chaîne de l'Ougarta. La même année, une première description de la coupe du Djebel Tamamat était publiée (Legrand et al., 1959), avec distinction de différentes formations, dont seule la plus inférieure était déjà attribuée au Cambrien, et toutes les autres à l'Ordovicien.

Beuf et al (1968) ont tenté de résoudre le problème stratigraphique du Cambroordovicien dans la région, en réalisant des levers de coupes dans la Djebel Tamamat et le Djebel Tilkatine (terminaison sud du Dj. Abberaz), et en effectuant des observations au voisinage de ces deux structures, pour reconstituer l'évolution latérale de la série. Ces auteurs ont pu ainsi, mettre en évidence la discordance de la série ordovicienne sur les grès cambriens, et leur biseautage sur une remontée de socle.

Les travaux réalisés par Conrad au cours des années 70 et 80 (Conrad, 1972; 1980; 1981), Conrad et Lemosquet (1984), ont permis de préciser la stratigraphie et la sédimentologie du Carbonifère, ainsi que l'âge des émissions doléritiques dans la région.

Les travaux minéralogiques et sédimentologiques menés par Guerrack (1985) sur les minerais de fer oolithiques dévoniens, ont permis de préciser la géochimie de cette branche de la ceinture ferrifère Nord-africaine, de reconstituer ses conditions de mise en place, et d'estimer ses réserves géologiques.

L'aspect structural de la région, a été abordé dans les publications de Haddoum (1984; 1998; 2009), Haddoum et al (1996; 2001), Zazoun (2001), qui se sont intéressés aux régimes de contraintes tectoniques et leur compatibilité avec les modèles de déformation hercynienne. Dans leurs travaux, Derder et al (2000) et Smith et (2006), ont pu également fournir des informations sur l'histoire tectonique de la région, en effectuant des analyses paléomagnétiques sur les sédiments du Carbonifère moyen, et les sills doléritiques dans les séries plissées du Dévono-carbonifère.

Les études récentes auxquelles ont procédé les géologues de l'IFP Energie Nouvelles (Eschard et al., 2004; Euzen et al., 2005; Deschamps et Eschard, 2006), ont permis de préciser l'architecture stratigraphique des successions cambro-ordoviciennes et dévoniennes, et d'esquisser des schémas de corrélations avec la subsurface (bassin de l'Ahnet et la cuvette de Sbaa). Elles ont fourni aussi des informations sur l'aspect structural de la région, notamment la nature et la distribution des systèmes de fractures, et leur relation avec les environnements diagénétiques et tectoniques.

#### 1.2. Le Bled El mass

A l'Est de la ville de Reggane, des terrains plissés au Panafricain et surmontés en discordance par le Paléozoïque, apparaissent en boutonnière sous un voile de grès mésocénozoïques. Ces terrains délimitent un périmètre qui porte un nom combien révélateur, le « Bled El Mass » (littéralement, le pays du diamant), une province recelant des minéralisations en diamant et en minéraux satellites, comme viennent de le confirmer les études géologiques récentes menées par l'Agence Nationale du Patrimoine Minier dans la région.

Le Bled El Mass est une région structuralement complexe au sein de la ride d'Azzel-Matti; un axe structural majeur hérité de la collision panafricaine, séparant l'Ahnet du bassin de Reggane. Cette structure d'orientation subméridienne au sud, se prolonge le long de la zone de suture, et tourne vers le Nord-ouest pour se connecter à la Chaîne hercynienne de l'Ougarta et à l'Anti-Atlas marocain (fig.33-A, B). Elle est parcourue par des failles transpressives crustales, dont les plus importantes se prolongent dans le rameau pharusien occidental (Haddoum, 2009; Eschard et al., 2010).

La région est un vaste ensemble pénéplané dont la monotonie est interrompue par deux principales culminations, d'au moins 300m de hauteur; l'anticlinal du Djebel Tamamat à l'est et l'anticlinal du Djebel Abberaz à l'ouest, les deux séparés par le synclinal de Bled El Mass (fig.33-C). La structure du Djebel Abberaz qui constitue le principal objet de cette thèse, est représentée par un monoclinal régulier, penté vers l'ouest, constitué de terrains rapportés à la formation des «Quartzites de Hamra». Ces terrains présentent des qualités d'affleurement globalement bonnes, et apparaissent le long de bandes NS, comme l'illustre le modèle numérique dans la figure 34. Ces affleurements sont facilement accessibles, mais un long parcours est nécessaire pour pouvoir atteindre la terminaison périclinale affleurant au Sud.

#### A. Cadre structural

La déformation dans le Bled El Mass est représentée par une succession de structures plissées, d'orientation axiale NS à NNW-SSE, séparées par des discontinuités crustales, de direction subméridiennes (héritage de l'évènement panafricain), et affectées par des systèmes d'accidents mineurs d'orientation ENE-WSW et WNW-ESE.

Les accidents majeurs qui ne sont pas toujours évidents à observer en surface, se manifestent dans la couverture paléozoïque par la verticalisation des couches, leur étirement (d'où des variations d'épaisseur) et parfois par des phénomènes de boudinage (Haddoum et al., 1999; Haddoum, 2009). La réactivation successive de ces accidents au cours de l'histoire tectonique polyphasée de la région, avait entrainé le déplacement de blocs individualisés les uns par rapport aux autres, le détachement de la couverture paléozoïque, et son écrasement sous les remontées du socle. Cette déformation n'est que l'expression superficielle des déplacements horizontaux et verticaux le long des zones de faiblesse protérozoïques. Elle est essentiellement contrôlée par des instabilités mécaniques liées à des différences rhéologiques entre la couverture paléozoïque relativement plastique et son substratum panafricain rigide (Beuf et al., 1971; Fabre, 1976; Donzeau et al., 1981; Haddoum et al., 2001; Zazoun, 2001; Smith et al., 2006; Haddoum, 2009). Les mécanismes responsables d'une telle déformation sont le décollement et les glissements couches sur couches, facilités par l'omniprésence d'alternances de niveaux compétents et de niveaux incompétents dans la couverture paléozoïque (Haddoum et al., 1996; 1999, Zazoun, 2001; Haddoum, 2009). Le décollement de la couverture dévonienne sur les argiles du Silurien dans la localité d'Aïn Chebbi (Nord du Djebel Abberaz) en est un bel exemple (fig.35).



**Fig.33-** *A-* Carte géologique simplifiée montrant le contexte global du Bled El Mass (modifiée d'après Galeazzi et al., 2008). *B-* coupe géologique schématique illustrant l'importante structuration du Bled El Mass en comparaison avec les bassins limitrophes (modifié d'après Craig et al., 2006). *C-* Modèle numérique de terrain montrant la planéité des reliefs dans le Bled El Mass, et l'individualisation de deux principales culminations ; le Dj. Abberaz au Nord-ouest et le Dj. Tamamat au Sud-est.



Fig.34- Présentation générale de l'affleurement du Djebel Abberaz. A- Modèle numérique d'altitude montrant l'affleurement des « Quartzites de Hamra » selon une bande NS. B- Extrait de la feuille de Reggane au 1/200000 (SH-Beicip., 1972), montrant le contexte géologique du Djebel Abberaz. C-Coupes géologiques simplifiées, illustrant l'aspect structural global de la région. La coupe "3" a été modifiée d'après Smith et al (2006). (1) Infracambrien, (2) Cambro-ordovicien, (3) Silurien, (4) Dévonien, (5) Carbonifère, (6) Jurassique, (7) Crétacé, (8) Sills et dykes doléritique.



N26"44'33"

N26\*48'09"

**Fig.35-** Image satellite (vue en plan), illustrant le mouvement d'une couverture décollée sur les argiles siluriennes (localité d'Aïn Chebbi, Abberaz Nord).

#### A.1. Principaux traits structuraux du Djebel Abberaz

Le Djebel Abberaz est une structure anticlinale dissymétrique limitée vers l'Est par un groupement de failles crustales subverticales à composante décro-inverse. Le décrochement majeur (F1) qui permet l'extrusion du socle vers le Sud, est une discontinuité majeure qui s'étire sur plus de 60 km, et disparait sous le Crétacé continental affleurant au Nord (fig.36-A). Ce décrochement présente un mouvement à la fois inverse et décrochant-sénestre. Il se singularise des autres décrochements par le changement brusque de la direction de son plan, qui devient courbe et ramifiée à l'entrée d'Oued Chebbi (partie sud de l'affleurement), prenant la forme d'une terminaison en « queue de cheval ». Cette géométrie traduit l'amortissement du mouvement, et sa dispersion en déplacements de faible ampleur, sur de nombreux accidents mineurs de direction NE-SW jouant senestre. Le second décrochement, qui est d'extension beaucoup plus limitée (F2), présente une nette composante chevauchante, se traduisant par l'épaississement anormal des séries cambro-ordoviciennes, et leur expression morphologique bien marquée.

Le flanc ouest de l'anticlinal, qui peut être suivi sur plus de 30km, est caractérisé par une forte structuration au Nord (pendages structuraux de l'ordre de  $\approx$ 85° à Aïn Chebbi), qui s'estampe au Sud ( $\approx$ 20°à Oued Chebbi). Ce flanc est découpé systématiquement par des systèmes d'accidents secondaires, dont les plus fréquents sont d'orientation NE-SW, NW-SE et EW. Les coupes structurales (fig.36-B), montrent le rôle majeur joué par ces accidents du socle dans la déformation des successions cambro-ordoviciennes. En effet, les coupes montrent un contraste entre les successions cambro-ordoviciennes couplées mécaniquement à leur substratum (présence systématique de failles décrochantes à pendages très redressés), et les séries dévono-carbonifères détachées de celui-ci par le biais de l'épaisse série argileuse silurienne.

Nous avons pu mettre en évidence dans la partie septentrionale de l'affleurement, un paléorelief antérieur au dépôt de l'unité II. En effet, dans la localité d'Aïn Cheïkh s'observe une petite remontée de socle, de quelques kilomètres de large, sur laquelle une réduction progressive des premiers termes de la couverture paléozoïque peut être distinguée (fig.37). On a donc là une structure héritée ayant contrôlé l'architecture stratigraphique de l'unité II, mais qui ne semble pas avoir joué pendant la sédimentation comme dans le cas du Djebel Tamamat (absence de discordances angulaires progressives). Nous n'avons aucune preuve tangible de mouvements tectoniques contemporains au dépôt, les termes sommitaux du Cambrien présentent un caractère plutôt isopaque. Cette structure antécambrienne a dirigé de manière évidente les déformations hercyniennes, en facilitant l'expulsion vers le NE, de la terminaison septentrionale du pli, suite à un coulissage dextre le long d'une faille NE-SW.



**Fig.36-** *A-* Principaux traits structuraux de Bled El Mass (modifié d'après Haddoum, 2009). *B-*Coupes structurales passant par la partie septentrionale de l'anticlinal d'Abberaz (1) et la partie méridionale du Djebel Tamamat (2). Les coupes montrant l'importance de l'héritage panafricain et le rôle joué par les argiles silurienne dans la création d'un découplage mécanique entre les successions cambro-ordoviciennes fortement couplées à leur substratum, et les séries dévonocarbonifères totalement détachées de celui-ci (modifié d'après Desaubliaux et al., 2004).



**Fig.37-** Mise en évidence dans la partie Nord d'Abberaz d'un paléorelief de socle progressivement ennoyé par la sédimentation. Le biseautage des premiers termes de l'unité II sur le môle, et leur reconstitution très rapide en s'éloignant de celui-ci, suggèrent que ce paléorelief était en position haute pendant le dépôt des premiers termes de la couverture.

L'activité du paléorelief s'arrête avant la mise en place des dépôts glaciaires hirnantiens, mais la paléotopographie héritée va influencer considérablement la localisation des paléovallées, qui vont se développer sur les flancs. Les sédiments siluriens scellent finalement le horst qui devient inactif au cours de cette période. Au Siluro-dévonien, le régime devient compressif, et le paléorelief ne forme plus qu'un large anticlinal sans failles apparentes sur les flancs. L'épaisse série argileuse silurienne peut avoir joué le rôle de niveau de découplage mécanique.

### A.2. Principaux traits structuraux du Djebel Tamamat

La structure du Djebel Tamamat est un anticlinal dissymétrique dont le cœur érodé laisse apparaître les métasédiments déformés de la série pourprée. Ces derniers constituent une grande partie de l'affleurement et assurent la jonction avec le synclinal Bled EL Mass. La couverture paléozoïque qui forme le grand anticlinal remonte vers le Nord, et coulisse par rapport au socle, par le biais de deux grandes failles décrochantes à composante dextro-inverse (fig.38). La faille majeure qui limite la structure vers l'Est (F3), présente une direction subméridienne et un tracé sinueux qui peut être suivi sur plus de 80 km. Ce dernier tend à être rectiligne vers le Nord, en se rapprochant des affleurements du socle. La deuxième faille qui limite la structure vers l'ouest (F4), présente une direction NNW-SSE, parallèle aux successions cambro-ordoviciennes qu'elle sectionne. Cette faille, d'extension plus réduite (environ 30 Km), se réoriente brusquement au Sud-est (pour acquérir une géométrie courbe. Elle est affectée sur toute son étendue, par des accidents mineurs d'orientation ENE-WSW et WNW-ESE.

Les missions pétrolières menées dans la région du Djebel Tamamat ont très tôt montré la transgressivité progressive des successions cambro-ordoviciennes sur un paléorelief de socle, d'une dizaine de kilomètres de large (Beuf et al., 1968; Eschard et al., 2004 ; Desaubliaux et al., 2004; Euzen et al., 2005). Cette structure antécambrienne, dont le style structural a évolué à travers le temps, est caractérisée par une direction axiale NNE-SSW et de faibles pendages structuraux, n'excédant pas 15° sur les flancs. Au cours de la période cambro-ordovicienne, où le régime de contraintes était extensif, une déformation à caractère essentiellement cassant avait marqué la structure. En effet, plusieurs failles normales avec des rejets verticaux limités et des blocs basculés ont été observés le long des deux flancs. L'amincissement considérable des successions cambro-ordoviciennes lorsque l'on s'approche de l'axe du horst, les discordances angulaires progressives et les changements de faciès qui les accompagnent traduisent clairement l'activité synsédimentaire de l'anticlinal au cours de cette période. La géométrie des prismes devient de plus en plus complexe lorsque ces discordances progressives interférent avec des discordances régionales plus globales, particulièrement dans le cas de la discordance Intra-Arenig et Taconique.

Les épandages fluviatiles cambriens, très affectés par ces jeux synsédimentaires, se trouvent tronqués progressivement sous les dépôts marins peu profonds de l'Ordovicien inférieur, qui subissent également un rabotage sommital. La formation des "Quartzites de Hamra" qui montre habituellement des faciès fins à skolithos cloutés, est représentée ici par une transition vers des niveaux très grossiers à galets quartzitiques et fragments de schistes précambriens, s'appuyant directement, de part et d'autre d'une faille, soit directement sur la série de Bled El Mass, soit sur les successions cambriennes manquant déjà complètement. Cela indique que le paléorelief est resté exposé durant tout l'Arenig, favorisant une érosion profonde, atteignant les « séries pourprées ». Les produits d'érosion sont remaniés vers les flancs, sous forme de dépôts tidaux et de shoreface. De même, les « Argiles de Tiferouine » transgressent progressivement sur la série de Bled El Mass, et sont limitées à la base par une discordance angulaire conglomératique, qui pourrait bien correspondre à la discordance Intra-Arénig, mise en évidence dans de nombreuses régions sahariennes (Beuf et al., 1968; 1971; Eschard et al., 2006). L'absence du membre supérieur de la formation « In Tahouite » (les «Grès d'Oued Saret» et les «Grès de Ramade») serait probablement due à leur érosion sous la discordance Taconique, comme le laissent suggérer les variations d'épaisseurs complexes observées à l'échelle régionale, et dans le bassin de l'Ahnet.



**Fig.38-** Présentation générale du Djebel Tamamat. **A-** Modèle numérique d'altitude montrant la transgressivité progressive des successions cambro-ordoviciennes sur une remontée de socle (Google earth), **B-** Extrait de la carte géologique de Reggane (1/200000), montrant la localisation du paléorelief de socle (SH-Beicip.,1972), **C-** Coupe N-S illustrant l'architecture stratigraphique des séries cambro-ordoviciennes autour du paléorelief (Eschard et al., 2010).

#### B. Lithostratigraphie

La couverture paléozoïque de Bled El Mass est complète et continue au dessus de la pédiplaine infratassilienne, depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère. Elle présente une composante essentiellement clastique, et admet quelques incursions carbonatées au cours des temps emsiens et dévono-carbonifères (fig.39). Cette couverture, dont la puissance dépasse 7000m, peut présenter des variations notables d'épaisseur et de faciès au voisinage des paléoreliefs du socle, où des discordances progressives peuvent être observées. Elle est recouverte en discordance par un conglomérat présumé Jurassique terminal, lui-même, recouvert en discordance le Continental intercalaire.

La couverture paléozoïque est affectée par des sills et dykes doléritiques d'âge Jurassique inférieur (Conrad, 1972), concordant avec celui de la Province Magmatique Centre Atlantique (CAMP), dont le secteur étudié représente l'extrémité orientale. Les sills correspondent à une première génération de dolérites, qui se met en place dans les niveaux argileux et péllitiques du Famennien et du Viséen. Les dykes affleurent à environ 8 km au Sud de Hassi Taïbine, le long de plans de failles d'orientation NE-SW et E-W. Ils alimentent le sill interstratifié et recoupent tout l'encaissant, jusqu'au conglomérat post-namurien qui les nivelle.

#### B.1. Description des successions cambro-ordoviciennes

La définition des unités stratigraphiques de Bled El Mass est basée pour l'essentiel sur la macrofaune (Legrand, 1983; 1985), et sur des considérations lithostratigraphiques. Les subdivisions en formations et membres reconnues à l'affleurement, restent discutables en l'absence de géochronologie stratigraphique ou de biostratigraphie haute résolution (Charte standard des chitinozoaires ordoviciens, considérée de nos jours comme l'outil de datation le plus fiable). Pour éviter les confusions et assurer la continuité avec les travaux antérieurs, nous présenterons les séries ordoviciennes telles que nous les avons levées, en adoptant les nomenclatures lithostratigraphiques proposées par Deschamps et Eschard (2006). Etant donné que ce travail de recherche a pour principal objectif d'analyser la formation des « Quartzites de Hamra », nous étions contraints à nous limiter aux systèmes ordoviciens préglaciaires. Nous n'avions pas eu l'opportunité d'examiner en détail, les dépôts de la formation «Tamadjert », qui n'a fait l'objet que d'une description très sommaire.

Les successions cambro-ordoviciennes du Djebel Abberaz ont été décrites en détail à partir de trois coupes, bien réparties à l'échelle d'affleurement des « Quartzites de Hamra » ; la coupe (ABN) dans la partie Nord, la coupe (ABC) dans la partie médiane et la coupe (ABS) dans la partie Sud. La distance moyenne qui sépare les coupes est de l'ordre de 4.5km. Les mêmes unités stratigraphiques ont été observées le long de ces coupes, la seule différence notable réside cependant dans la puissance des séries, qui est plus importante dans la partie médiane de l'affleurement.

### a) Série de Bled El Mass (Infracambrien-Cambrien inférieur)

La « série de Bled El Mass » affleure à l'extrémité Est du Dj. Abberaz. Le faciès caractéristique des arkoses roses et pourpres est dominant. Elle est représentée par un ensemble sédimentaire légèrement métamorphisé, dans lequel deux principaux groupes de faciès peuvent être distingués; (a) des grès très fins et silts finement laminés; (b) une alternance d'argiles schisteuses et de barres quartzitiques à litage en mamelons (HCS). Le passage vers les successions cambro-ordoviciennes correspond à la discordance panafricaine. Cette surface d'érosion majeure affleure très mal dans la région du Djebel Abberaz (fig.40), voire n'a jamais été observée. Le contact entre les méta-sédiments de la « série pourprée » et les grès des Ajjers correspond le plus souvent à des zones de non visibilité (recouvrements récents).

	Colonne stratigraphique	Environnement sédimentaire	UTHOSTRATIGRAPHIE IFP 2006	STRATIGRAPHIE IFP 2006	AGE	PRINCIPALES DISCRODANCES	TECTONIQUE LOCALE	TECTON	QUE GLOBALE	PALEOGEOGRAPHIE GLOBALE
			GRES DU	PLIO-						
		FLUVIATILE			RET.	DISCORDANCE ALPINE DISCORDANCE	BOMBEMENT DU HOGGAR (Volcanismo)	COMPRESSIG		REAL PROVIDENCE PROVID
	0.0.0.0.0		INTERCALAIRE	INFERIEOR	R. CI	AUTRICHIENNE	PANAFRICAINE	RIFT	ING ATLANT UE	OCEAN SOUTH ATLANTIC CENTRAL CITIZAN
5000 m _		FLUVIATILE	CONGLOMERAT	SUPERIEUR	3	DISCORDANCE HERCYNIENNE	(200 Ma)		TRAL (CAM IEMENT ET DSION	OCEAN
4500 m .	× × × × ×	FLUVIATILE PLAINE D'INONDATION ?	FORMATION DE An Both Grebbi	EN ? ?			NG DES FAILELS PANAFRICANE SEMENT DE LA COUVERTURE	HEMENT DANS LE NW D'AFRIQUE S DANS LES REGIONS ADJACENTE	IDWANA ET LAURENTIA PROTO-TETHYSIEN VITNENT DE PANGEE	Provide and a second se
4000 m .		SEBBKHA		NAMURI	RE		JXTRANSPRESSIFS LE LC DECOLLEMENTET PLIS	ulevement et chevauc Errsions et plissement	NTATION ENTRE GON METURE DE L'OCEAN ATTON DU SUPERCO	Junassigue
		RAMPE CARBONATEE	CALCAIRES DU DJEBEL BERGA		IFEF	DISCORDANCE	Ē	INN	FERN	CEAN Sector
3500 m .		TRANSITION OFFSHORE SHOREFACE	GRES DE GARET- DEBH	VISEEN	CARBON	INTRA- CARBONIFERE		EMENT DE BASSINS SSIFS LE LONG DES CONE*NORD-AFRICAINES	CON	Carboniforo
	* * *						↓	EVELOPPI VANSPRE VSHEAR Z		
	10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 1	OFFSHORE	TEGUENTOUR					o it ig		TANGTA OF PALEO, TETHYS
3000 m .		SHOREFACE	GRES DE KENIG	STRUNIEN		DISCORDANCE		APETUS		
2500 m -		FSHORE	ARGILES DE KENIG	FAMENNIEN	IEN	DEVONEN SUP.	NCE PAR DELA MARGE	re progressive de l'ocean i		Devention Particle Parti
2000 m -		ö	FORMATION DE MADEN-YAHIA	FRASNIEN	DEVON		SUBSIDE	FERMETU		STILLOTTICATI PANTIHALASIC OCEAN Constant future future future
1500 m -		RAMPE CARBONATEE OFFSHORE SHOREFACE OFFSHORE SHOREFACE OFFSHORE SHOREFACE OFFSHORE BUILDE SHOREFACE SHOREFACE NUMBER	CALCAIRES BLEUS MURAILLE DE CHINE	GIVETIEN EIIFELIEN COUVINEN EMSIEN PRAGIEN ? SIEGENIEN C LOCHKOVIEN? GEDINNIEN		DISCORDANCE		ELES TEBRANES ICA LAURANTIA, FI NAISSANCE CALEDONIENNE		PARLO TITHIS PARLO TITINI PARLO TITINI PA
1000 m		OFFSHORE	DALLEDE		SILURIEN		COLMIETECTONQUEET MOUVED SUBSIDENCEREGIONALE DES GAA	COLLISION ENTR D'ANALONIA BALT ARMORICA E DELA CHAINE (		OCEAN PALEO-TETHINS OCEAN OCEAN
500 m -		SHOREFACE SHOREFACE SHOREFACE RAMPE TIDALE DISTALE PROXIMAL SHOREFACE INF. OFFSHORE	GRES DOURED GRES DOURED GRES DOURED GRES DOURGLA OLANTATES DE HANKAA EL ATCHANE ARGILES		<b>IDOVICIEN</b>	TACONIQ. DISCORDANCE INTRA-ARENIG ? DISCORDANCE BASE HAMRA	DU MOLE DE TAMAMAT	V DE LA MARGE NORD ANA ET NAISSANCE PROTO-TETHYS		Constitution PARTHALASSIC OCEAN
Dalleà →	V V - v	ESTUARIEN	ZONE DES	TREMADOC	ö		ONTEE ET JEUX	DE LA		IAPETUS OCEAN
Lingulles	Veren Veren	FLUVIATILE	GRÈS DES AUJERS	CAMBRIEN		DISCORDANCE	↓ ₩ <sup>™</sup>		DES RELIEFS PANAFRICAINS	and have A series
	2 Charles	SCHISTS METAMORPHISES	"SERIE DE BLED EL MASS"	INFRACAMBRIEN- CAMBRIEN INF.	-	DISCORDANCE INFRACAMBRIENNE	PLISSEMENT INTENSE	DEVELOPPEME MONTAGNEUX F	NTDE GRABENS NTRA- ORTEMENT SUBSIDENTS	O Bled El Mass
	LEGENDE									
	SHOREAFCE Grès très fin silteux fi laminés et grès à HC CHENAUX FLUVATILE Grès très grossiers à s obliques	CLASTIQUE TIDAL s à grossiers nt bioturbés AT/SUBTIDAL yens à grossiers, ndulé, en flaser et	LE rides	9	Gres fins OFFSHO Argiles s	ACE INFERIEUR a HCS IRE illeuses		RAMPE CARBONATEE PLANES D'INONDATION Arglies silteuses ferrugineuses et grès   Calcaires bioclastiques Arglies silteuses ferrugineuses et grès   Intrusions doléritiques Gilis et dykes)		
	ESTUARIEN/TIDAL Grès grossiers à très g sigmoïdal	rossiers à litage	FORESHORE/SHOREFACE SUPERIEUR Grès fins à moyens à SCS et rides de vagues				PERIGLACIAIRE Grès à mégarides (cordons littoraux)			

**Fig.39-** Coupe synthétique du Paléozoïque du Bled El Masse, avec charte des principaux évènements géodynamiques qui ont marqué l'histoire d'évolution de la région. La lithostratigraphie des séries préglaciaires est prise de la coupe (ABC), levée dans le cadre de cette thèse. Les autres successions sédimentaires sont décrites à partir des données bibliographiques (Conrad, 1972; Eschard et al., 2004 ; Euzen et al., 2005 ; Eschard et Deschamps, 2006).



**Fig.40-** Vue panoramique de la partie Est du Djebel Abberaz, illustrant le contact entre les métasédiments de Bled El Mass et les grès des Ajjers. La discordance infracambrienne, qui n'est pas évidente à observer, coïncide avec le passage d'une faille majeure héritée du socle.

#### b) Cambro-ordovicien

Le Cambro-ordovicien du Djebel Abberaz repose en discordance majeure sur la «série pourprée ». Il est dominé très largement par l'unité III, dans laquelle les « Quartzites de Hamra», donnent un relief heurté de crêtes et de creux topographiques, donnent à la surface à la fois sa vigueur et sa grande originalité.

### **Grès des Ajjers** (Unité II)

Cette unité repose en discordance sur la « série de Bled El Mass » et assure le remblaiement des paléotopographies héritées. Sa puissance varie entre 80 et 155 mètres, mais la morphologie régionale d'Abberaz ne permet pratiquement jamais de la voir en entier (fig.41).



**Fig.41-** Conditions d'affleurement des Grès des Ajjers (Unité II). Cette formation est constituée de faciès continentaux de haute énergie, montrant vers le sommet une importante influence tidale.

Dans les zones de bonne visibilité, cette unité montre des grès fluviatiles très grossiers à microconglomératiques, très mal classés, parsemés de galets quartzitiques arrondis, laissant

apparaitre des stratifications en auge, avec parfois un litage irrégulier au sommet des bancs. Ces grès s'organisent en une succession de chenaux pluri-décimétriques à métriques, très imbriqués et fortement amalgamés. La bioturbation verticale (Skolithos) est modérée, et apparait à environ 10m de la « série pourprée ».

# Formation du Djebel Tamamat (Unité III-1)

La formation du « Djebel Tamamat », regroupe trois membres; la « Zone des alternances », les « Argiles d'El Gassi » et les « Grès d'El Atchane » (fig.42).

• La « Zone des alternances », dont l'épaisseur varie entre 19 et 47m, est représentée à la base, par des grès fluviatiles de haute énergie, passant verticalement à des grès fortement bioturbés à sigmoïdes tidales. Des stratifications obliques en creux (SCS) et un litage de rides bidirectionnelles, peuvent être occasionnellement préservés dans les parties sommitales des bancs. Le passage vers les faciès tidaux est marqué par une présence abondante de galets mous de taille variée et de gravillons de quartz, et correspond souvent à l'apparition des premières coquilles de Brachiopodes inarticulés «Lingulla» (fig.42-A), qui permettent de lui attribuer un âge Trémadoc inférieur (Legrand, 1974; 1983; 1985). Il est important de mentionner que les lumachelles à Lingules, prises généralement, comme repère de passage à l'Ordovicien, apparaissent à plusieurs niveaux dans l'unité III-1, et n'ont pas partout une valeur stratigraphique.



**Fig.42-** Présentation des trois formations constitutives de l'unité III-1 (coupe ABS). A- Première « Dalle à Lingules » apparaissant à la base de la « Zone des alternances », B- Grès très fins silteux à HCS, observés à la base des « Argiles d'El Gassi », C- Partie supérieure des « Grès d'El Atchane ». Présence fréquente de brèches hydrauliques dans les plans de stratification et les fractures d'orientation EW.

• Les « Argiles d'El Gassi » dont la puissance varie entre 35 et 60m, représentent le maximum de la transgression qui a commencé au cours du Cambrien supérieur. Elles sont

représentées par une succession de paraséquences, transgressives à la base régressives au sommet, typiques des systèmes littoraux à influence de tempêtes. Les paraséquences sont dominées dans leurs parties basales par des silts et grès très fins bioturbés (quasi absence des termes argileux), pouvant révéler des stratifications planes parallèles, des rides d'oscillation et des stratifications en mamelons (HCS) (fig.42-B). La composante gréseuse devient de plus en plus importante vers le haut, assurant un passage progressif vers la formation des « Grès d'El Atchane ».

• Les « Grès d'El Atchane » constituent la partie supérieure d'un cycle régressif qui a commencé durant le dépôt des « Argiles d'El Gassi ». Cette formation, très variable en termes de puissance, montre un gradient d'épaississement vers le Sud (25m dans la partie Nord d'Abberaz, 40m dans la partie médiane, et 82m dans la partie méridionale de l'affleurement). Elle est représentée par des grès fins à moyens, bien triés et fortement indurés, alternant avec des interlits silteux. Les bancs gréseux montrent une évolution grano et stratocroissante, et des structures sédimentaires attestant d'un environnement marin ouvert (HCS, SCS, rides d'oscillation, fig.42-C). Le passage vers les « Quartzites de Hamra » est abrupt, et correspond l'installation de gros chenaux tidaux, à bases ravinantes, riches en galets mous et en coquilles de Lingulla.

#### **Formation des Quartzites de** Hamra (Unité III-2)

Les reliefs qui constituent les « Quartzites de Hamra » sont continus, surtout bien représentés le long d'une bande étroite N-S, qui se suit avec quelques interruptions sur plus de 5 km. Des reliefs isolés rattachés au même ensemble morphostructural, apparaissent plus au Sud, en direction de la terminaison périclinale du pli. Dans le détail, la bande d'affleurements qui constitue cette formation est caractérisée par des reliefs à crêtes dentelées, faisant saillie de quelques centaines de mètres, qui contraste avec des interzones déprimées, couvertes d'éboulis.

La série sédimentaire, d'épaisseur moyenne estimée à 85m, est représentée par des roches très dures, compactes, et pourrait, de ce fait, correspondre à un marqueur gamma-ray bien connu en subsurface (enveloppe cylindrique, à caractère aséquentiel, fig.43). Ces roches correspondent à des grès propres, massifs, bien triés et fortement quartzifiés, dans lesquels la granulométrie homogène est discrètement granodécroissante. Il n'y a pas de structures sédimentaires bien développées, seulement une explosion de traces organiques dominées par l'ichnofaciès Skolithos, contrastant avec la grande pauvreté en fossiles (fig.44-A). La densité au mètre au carré des Skolithos est variable mais la surface couverte est très grande. L'irrégularité de cette bioturbation laisse parfois apparaître un litage à faible angle (fig.44-B), et des sigmoïdes tidales (fig.44-C). La troncature systématique des terriers, traduit des épisodes répétitifs de sédimentation-bioturbation-érosion. La cimentation siliceuse est intense, mais son importance peut varier latéralement et verticalement.

La limite inférieure, correspond à une surface abrupte, soulignée par des gouttières d'érosion et des lumachelles de brachiopodes, tranchant la partie sommitale des « Grès d'El Atchane » (fig.44-D). La limite supérieure, est marquée par une reprise importante de la granulométrie avec détérioration du classement, et l'apparition de galets quartzitiques, arrachés aux formations précédentes.



**Fig.43-** Levés de coupes détaillées de la formation des « Quartzites de Hamra » et des « Grès de Ouargla » dans le compartiment Nord (ABN), Centre (ABC) et Sud (ABS) du Djebel Abberaz. (1) stratifications obliques en creux (SCS), (2) stratifications en mamelons (HCS), (3) litage sigmoïdal, (4) bioturbation verticale dominée par l'ichnofaciès Skolithos (piperock), (5) traces isolées de Daedalus (ichnofaciès Cruziana), (6) brèches hydrauliques. GEA : formation des « Grès d'El Atchane ».



**Fig.44-** Aspects faciologiques du membre inférieur des « Quartzites. A- Grès fins extrêmement bioturbés, sans litage apparent (Skolithos piperock), révélant une macroporosité secondaire, B-Grès très fins, finement bioturbés, à litage de faible angle, C- Grès fins peu bioturbés à sigmoïdes tidales, observé au sommet des « Quartzites ». D- Discordance de base des «Quartzites de Hamra », ravinant les termes sommitaux des « Grès d'El Atchane ».

### **Formation In Tahouite** (Unité III-3)

Le passage vers la formation «In Tahouite» sus-jacente, est marqué par une influence transgressive bien marquée. Les Chenaux tidaux dominent le paysage, et l'enrichissement en argiles se fait de plus en plus sentir.

### Les « Grès de Ouargla »

La formation des « Grès de Ouargla » qui assure la transition avec les «Quartzites de Hamra», est observée sur un intervalle stratigraphique variant entre 150m et 195m. Elle est caractérisée par la présence de faciès plus « mous » contrastant avec ceux des « Quartzites de Hamra », et par une fracturation à grande échelle imprimant son effet dans le modelé du paysage (fig.45-A). En effet, un grand nombre de mégadiaclases, déjà exploitées par l'érosion, entaillent plus ou moins transversalement la stratigraphie, donnant lieu à des formes en chevron (fig.45-B), bien visibles sur imagerie satellitaire. Dans cette formation, les faciès gréseux distaux à *Daedalus* (ichnofaciès Cruziana) sont plus fréquemment préservés (fig.46-A), et les incursions à HCS peuvent être occasionnellement observées (fig.46-B). La stratodécroissance est prédominante et l'inluence tidale se fait de plus en plus sentir, par le développement de chenaux tidaux (fig.46-C). Ces corps gréseux dont l'épaisseur varie entre 20 et 70cm, sont parsemés de galets mous aplatis, et montrent un litage de rides (association de petites rides asymétriques et de rides d'osciallation), ainsi que des drapages sigmoïdaux.



**Fig.45-A-** Image satellite (vue d'en plan) illustrant les deux ensembles morphostructuraux qui constituent les « Quartzites de Hamra » et les « Grès de Ouargla ». Notons la forte densité des mégadiaclases dans cette dernière formation. **B-** Panorama de la partie médiane du Djebel Abberaz (vue de l'ouest) montrant la succession des différentes unités ordoviciennes préglaciaires. Notons la prédominance de reliefs en chevrons, séparés par des mégadiaclases dans la formation des « Grès de Ouargla ». ZDA-AEG-GEA : Zone des alternances-Argiles d'El gassi-Grès d'El Atchane.



**Fig.46-** Aspects faciologiques de la formation des « Grès de Ouargla ». A- Grès très fin à traces de Daedalus (ichnofaciès Cruziana). B- Incursion à HCS apparaissant au sommet du banc. C-Remplissage d'un petit chenal de marées.

Ils sont perforés de part en part par un assemblage de terriers verticaux, dont la longueur peut dépasser 18 cm, et les diamètres 11 mm. Ces terriers se multiplient et deviennent plus courts, dans les parties sommitales des bancs, où le litage se raréfie. Vers le sommet de la série, se développent des faciès gréseux fins à moyens, très peu bioturbés, dans les quels

• Les « Argiles d'Azzel-Tiferouine » dessinent une combe bien visible dans la topographie. Cette formation débute par une surface transgressive abrupte, sur la quelle se développent des séquences granodécroissantes, dominés par des dépôts de tempêtes distales et des argiles d'offshore (fig.47-A). Elle est marquée dans sa partie sommitale par une tendance générale à la progradation. La composante sableuse augmente, et les bancs gréseux deviennent plus épais (d'ordre décimétrique à métrique), avec des bases irrégulières, soulignées par des gouttières d'érosion et des coquilles de brachiopodes.

• Les « Grès d'Oued Saret » qui peuvent être partiellement ou totalement érodés sous les incisions glaciaires de l'unité IV, sont représentés par des grès fins à moyens, à stratifications en mamelons (HCS), évoluant verticalement à des stratifications obliques en creux (SCS) ou à un litage de faible angle (fig.47-B). Ces faciès gréseux alternant avec des silts argileux bioturbés (Skolithos, Cruziana). Des litages sigmoïdaux et de petites rides asymétriques peuvent être occasionnellement observés au sommet des bancs. La cimentation calcitique est importante, et peut se manifester localement sous forme de concrétions décimétriques à métriques très durcies, auxquelles on a donné le nom de « miches carbonatées » (fig.47-C). Ces faciès diagénétiques ne sont connus en aucun point de la ceinture tassilienne sauf dans l'Ahnet occidental, le Bled El Mass et la Chaîne de l'Ougarta (Dourthe, 1959).



**Fig.47-** *A-* Zone de passage « Grès de Ouargla »-« Argiles d'Azzel-Tiferouine ». Ce passage est marqué par l'approfondissement du milieu de dépôt qui devient marin ouvert. *B-* Grès fins à litage de faible angle, caractéristiques de la formation « d'Oued Saret ». *C-* Faciès diagénétique «miches calcaires» observé au sein des «Grès d'Oued Saret ».

#### Formation Tamadjert

L'unité glaciaire fini-ordovicienne est quasiment absente dans les coupes levées. Cela signifie que la région décrite serait en position d'interfluve entre les paléovallées développées au Nord (Aïn Cheïkh), et celles localisées plus au Sud (Foum Hassi Taïbine). Dans la région Foum Hassi Taïbine, où l'unité IV est complète, Desaubliaux et al., (2004) ont pu mettre en évidence des dépôts proglaciaires (*glacial outwash fluvial system*), évoluant verticalement en systèmes marins peu profonds, représentés dans la partie proximale du système, par des mégarides chevauchantes, et dans les parties distales, par des lobes et des levées (fig.48). Le contact de base correspond à une faible discordance de ravinement, qui peut bien être confondue avec les Discordance Taconique. La limite supérieure est une surface d'érosion plane, résultant des réajustements isostatiques, qui auraient suivi la fonte de la calotte fini-ordovicienne, et favorisé la mise en place de la «Dalle de M'Kratta ».



**Fig.48**-Succession type du remplissage de la vallée glaciaire mise en évidence par Desaubliaux et al., (2004) dans la partie sud de l'affleurement (Foum Hassi Taïbine).

### > Dalle de M'Kratta

Dans les coupes levées, les successions ordoviciennes s'achèvent par de petits chenaux de haute énergie, difficiles à suivre sous les argiles siluriennes à graptolites, en raison de leur recouvrement par les alluvions quaternaires (fig.49). Ces chenaux fluviatiles dont la puissance n'excède pas 1.5 m, correspondraient à la formation de la « Dalle de M'Kratta », qui constitue un marqueur bien connu dans la région.



**Fig.49-** Panorama du Djebel Abberaz (vue vers l'ouest, prise du sommet de la falaise quartzitique de « Hamra »), illustrant la zone de passage vers les argiles siluriennes. La vue rapprochée, montre un faciès fluviatile d'extension limitée, ravinant les argiles offshores de l'unité III-3. Ce faciès doit correspondre à la formation de la « Dalle de M'Kratta » "DMK".

Sur la « Dalle de M'Kratta » se développent les argiles à Graptolites du Silurien (datés Llandovérien moyen à leur base ; Legrand, 1985) qui se changent progressivement en niveaux détritiques ; grès fins et silts de la zone de passage. Au sommet de celle-ci les grès fluviatiles représentent le Dévonien inférieur.

#### **B.2.** Corrélations lithostratigraphiques

Les unités lithostratigraphiques définies dans l'anticlinal d'Abberaz gardent les mêmes caractéristiques faciologiques dans les trois coupes levées, la seule différence notable réside cependant dans la puissance des séries, qui montre une expansion notable dans la partie médiane de la structure (fig.50). Le fait capital semble bien être que le jeu de subsidence différentiel a intervenu très tôt induisant des variations dans le potentiel d'accommodation. En effet, les coupes montrent qu'au cours de la période cambrienne, le régime de subsidence n'était pas constant. La flexuration du substratum a provoqué une subsidence rapide dans la partie médiane d'Abberaz, et l'accumulation d'environ 150 m de sédiments. Ailleurs, les séries se réduisent à une centaine de mètres. Cette subsidence rapide semble persister jusqu'au Trémadoc. La « Zone des alternances » est observée sur un intervalle stratigraphique de l'ordre de 50m, alors qu'ailleurs, elle est réduite à une vingtaine de mètres. Les formations « d'El Gassi' » et « d'El Atchane » sont relativement isopaque, traduisant un régime de subsidence uniforme.

Les « Grès d'El Atchane » sont tronqués sous la surface de ravinement tidale qui souligne les dépôts de base des « Quartzites de Hamra ». Cette discordance bien mise en évidence dans les trois coupes, présente un caractère régional, puisque qu'elle a été identifiées dans d'autres régions du Bled EL Mass, comme le môle Tamamat (Desaubliaux et al, 2004 ; Euzen et al, 2005, Eschard et al., 2010) ainsi que dans d'autres bassins sahariens, notamment ceux de la province orientale (Eschard et al, 2006).

La formation des « Quartzites de Hamra » garde un caractère isopaque dans la partie médiane et septentrionale du pli (entre 85 et 90m), et monte un léger épaississement vers le Sud, où son importance atteint 110 m. Elle est marquée dans sa partie sommitale par une surface érosive associée à de gros chenaux tidaux, qui serait responsable de la troncature de ses termes

sommitaux. Cette surface érosive a pour équivalent latéral, une discordance progressive sur le môle de Tamamat, où d'importants changements de faciès ont pu être observés (Desaubliaux et al, 2004, fig.51). En effet, dans l'axe du môle, les « Quartzites de Hamra » sont représentées par des dépôts de haute énergie (cônes alluviaux), passant latéralement (sur les flancs) à des platiers tidaux proximaux II s'agit vraisemblablement d'un évènement à caractère général, la surface érosive dans le Djebel Abberaz, n'est qu'une expression morphologique distale des jeux synsédimentaires (mouvements intra-Arenig) qui opèrent dans la région de Tamamat.





**Fig.50-**Corrélation des unités lithostratigraphiques constitutive du Cambro-ordovicien dans la région du Djebel Abberaz

# W



**Fig.51-** Architecture stratigraphiques des séries préglaciaires dans le Bled El Mass (modifié d'après Desaubliaux et al, 2004).

Le passage vers les « Grès de Ouargla » est marqué par l'apparition niveaux de maxima d'approfondissement, représentés dans les partie Nord et médiane de la région par des faciès fin à "*Daedalus*", et dans la partie Sud par des faciès marins francs, de type shoreface (passage latéral de faciès). Pendant la période de temps que représente la formation des « Grès de Ouargla » (Arénig supérieur ?), on note également les effets d'une subsidence différentielle, mais qui se traduit cette fois-ci, par la condensation des séries dans la partie médiane du pli (125 m au lieu de 190 m, comme il est le cas dans les parties Nord et Sud de la structure).

Les « Grès de Ouargla » sont tronqués à leur sommet par une discordance érosive, qui annonce la transgression brutale des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ». Au cours l'intervalle de temps que représente cette formation, on note l'inversion du régime de subsidence, et le déplacement du dépocentre dans la partie médiane de la région, où plus de 60m de sédiments fins argileux ont pu être déposés. On retrouve une fois encore cette flexuration qui joue pendant la sédimentation, favorisant la création d'accommodation. Vers le Sud, les « Argiles d'Azzel-Tiferouine » se réduisent considérablement à une dizaine de mètres.

La partie supérieure des « Argiles d'Azzel-Tiferouine », ainsi qu'une grande partie des « Grès d'Oued Saret » sont tronquées sous les dépôts fluviatiles de la « Dalle de M'Kratta ». Le rétrécissement des séries est plus prononcé vers le Sud de l'affleurement. La discordance Taconique est difficile à mettre en évidence dans la région, mais son effet doit être important, comme le laisse suggérer les résultats biostratigraphique de Oulebsir et Paris (1995), Paris et al., (2000), qui ont mis en évidence un hiatus majeur dans le Nord de l'Ahnet, où le Caradoc et l'Ashgill inférieur sont absents au dessus des « Grès d'Oued Saret » (fig.52). L'unité IV est absente dans les sites étudiés, qui constitueraient alors l'interfluve qui sépare les vallées d'Aïn Cheick (Nord d'Abberaz), de celles de Hassi Taïbine affleurent plus au Sud.

Le contact des argiles à Graptolites siluriennes sur la « Dalle de M'Kratta » est exempt de tout faciès pré-transgressif. Les premiers dépôts argileux reposent directement sur les sables fluviatiles de la «Dalle » sans remaniement ni transition. Dans cette région la transgression est isochrone, ce qui montre un envahissement rapide.



**Fig.52-** Chronostratigraphie des successions paléozoïques dans le Bled El Mass (Azzel-Matti) et le bassin de l'Ahnet (modifié d'après Eschard et al., 2010).

L'ensemble des observations effectuées dans la région du Djebel Abberaz, montrent l'importance flambage qui affecte le soubassement (traduisant le comportement de la croûte supérieure et du régime de contraintes in situ), entrainant la variation des dépocentres et la modification de l'architecture stratigraphique des séries.

### 1.3. Le Tassili de Ouallen

Le Tassili de Ouallen, dont la monotonie du paysage et la planéité des reliefs constituent le caractère dominant, correspond à la série primaire affleurant entre le rameau pharusien occidental et le bassin de l'Ahnet. Cette province éloignée des grandes routes, difficilement accessible et malaisée à parcourir, reste totalement ignorée des géologues pétroliers, qui n'ont investigué jusque là que les bassins molassiques situés à l'extrême est (bassin de In-Semmen) et au sud-ouest (bassin de Ouallen). Les séries paléozoïques discordantes sur le socle cristallin, apparaissent sous forme d'une structure synclinale plus ou moins vaste (environ 40 km de large), d'orientation subméridienne, très fortement relevée sur les bordures (fig.53).



**Fig.53-** Présentation générale Tassili d'Ouallen. **A-** Carte géologique simplifiée illustrant le contexte géologique de Ouallen et sa position par rapport aux bassins de la province centrale. **B-** Coupes schématiques illustrant le style structural global de la région.

De part et d'autre de cette structure, le soubassement affleure en horsts étroits, limités par des couloirs d'accidents profonds, dont les tracés peuvent être suivis depuis le rameau pharusien au Sud, jusqu'au vingt cinquième parallèle, où une grande partie des branches rejoint la suture panafricaine (fig.54-A). Ces accidents crustaux n'apparaissent pas dans la topographie si plate du Tanezrouft à cause de leur faibles taux de déplacement et de la dégradation rapide des signaux morphologiques d'origine tectonique, mais sautent aux yeux sur la couverture satellitaire, où ils coïncident avec de grandes discontinuités images séparant des terrains à texture différente (fig.54-B, C).



**Fig.54-** A- Image Radar du NW de l'Afrique illustrant la délimitation du synclinale de Ouallen par deux couloirs d'accidents profonds (en rouge), dont les tracés suivent la courbure de la suture panafricaine (US Geological Survey, In Fabre, 2005). B- Image Landsat du Sahara central, illustrant la délimitation du synclinal de Ouallen par deux remontées de socle, représentées à l'est par l'anticlinal d'Adrar In Semmen, et à l'ouest par l'anticlinal d'Igamerene. C- Composition en fausses couleurs illustrant l'extrusion des panneaux de socle de part et d'autre du synclinal de Ouallen.
#### A. Cadre structural

La déformation dans la région de Ouallen est polyphasée et complexe. Elle est essentiellement accommodée par l'extrusion latérale de deux blocs crustaux, d'une soixantaine de kilomètres de long sur 15 km de large, soulignant le développement d'axes structuraux très marqués dans la couverture paléozoïque ; le grand anticlinal d'Adrar In-Semmen à l'est, et l'anticlinal de l'Igamerene à l'ouest, tous deux limités par des failles de socle transcurrentes d'orientation NNW-SSE.

Les remontées des panneaux du socle cristallin et de sa couverture protérozoïque terminale (les « séries intermédiaires ») ont été amorcées selon Dourthe (1959) et Beuf et al (1968), puis amplifiés au cours de la tectogenèse hercynienne ou des épisodes tectoniques qui lui ont succédés. Selon ces auteurs, le bombement du massif cristallin au cours de la phase Taconique a eu des conséquences fort différentes dans le bassin de l'Ahnet et le Tassili de Ouallen, en comparaison avec celles connues dans les autres régions sahariennes, et qui se limitent à de simples flexurations NW-SE, conservant l'unité III-3 dans le compartiment affaissé, et l'érodant dans les parties soulevées. Dans le périmètre Ahnet-Ouallen, la phase Taconique avait créé de multiples axes structuraux, failles et flexures subméridiennes à style cassant. Il s'agit de soulèvements à caractère localisé, et des érosions qui leur sont consécutives, entrainant une répartition très irrégulières des unités II et III.

#### A.1. Principaux traits caractéristiques de l'anticlinal d'Igamerene

Le massif d'Igamerene, qui a suscité notre plus grand intérêt, est la seule zone d'affleurement où les successions ordoviciennes préglaciaires sont présentes et préservées sous la discordance Taconique et les incisions glaciaires de l'unité IV.

L'examen du modèle numérique d'altitude (fig.55-A) et de la carte géologique au 1/200.000 (fig.55-B) montre que cette structure compressive à expression morphologique lenticulaire, est prise entre deux décrochements panafricains subparallèles, de direction globalement subméridienne, qui se rejoignent à leurs extrémités SE pour ne former qu'un seul segment. Le décrochement majeur qui longe la rive occidentale de l'Igamerene (D1), au contact entre les « séries intermédiaires » et la couverture paléozoïque, forme une zone de faille de plus de 100 kilomètres de long. Ce décrochement coupe de façon sinueuse une topographie différenciée, décalant en dextre les successions cambro-ordoviciennes, et facilitant l'extrusion latérale du substratum vers le NW.

Le décrochement (D1) est décalé obliquement par une série de failles NE-SW, d'extension plurikilométrique, dont l'organisation en échelon et la relation géométrique avec la zone de décrochement principale (presque perpendiculaires au sens du mouvement général) indiquent qu'elles sont de type antithétiques («R'» de Riedel). Ces failles présentent une cinématique décrochante senestre-inverse, bien mise en évidence lors des investigations géologiques. La réorientation de leurs segments selon une géométrie sigmoïdale, est compatible avec un déplacement général dextre (fig.55-C). Cette géométrie est le résultat du processus de rotation externe de blocs (Debblee, 1977; Martel et al., 1988; Gross et al., 1997; Kim et al., 2000), qui entraine des ouvertures triangulaires le long des zones d'intersection avec le décrochement majeur. Les failles antithétiques se développent perpendiculairement à la faille majeure, et les bocs tournent synthétiquement par rapport à cette faille. Des rotations de blocs similaires ont été observées entre des failles subparallèles, de nombreuses régions dans le monde (fig.56), comme *Somerset* et *Crackington Haven* au Royaume Uni (Kelly, 1998; Kim et al., 2000), les îles Maltaises (Kim, 2000), et le Sud de la Californie (Nicholson et al., 1986).

Les failles synthétiques (« R » de Riedel), sont mieux exprimées dans le quadrant SE de la structure d'Igamerene, où elles naissent à faible angle à partir de la zone de glissement principale. Ces failles à cinématique dextre, compatible avec le mouvement général, se branchent à angle aigu avec les failles antithétiques facilitant la rotation des blocs.



**Fig.55-A-** Modèle numérique d'altitude couvrant la région d'Igamerene. **B-** Vue en 3D des trois décrochements majeurs qui délimitent la structure anticlinale de l'Igamerene. **C-** Vue rapprochée de partie septentrionale de la structure, illustrant le décalage du décrochement majeur) par des failles antithétiques senestres-inverses (en jaune) se succédant en échelon.

La faille bordière orientale (D2) qui s'étend sur plus de 50 kilomètres, et qui est très peu exprimée morphologiquement, montre une cinématique décrochante dextre, attestée par le déplacement des séries siluro-dévoniennes ver le sud. La partie méridionale de l'Igamerene est marquée par le passage d'une grande faille panafricaine d'orientation WSW-ENE (D3), réactivée sans doute tardivement, du fait qu'elle décale en dextre les grandes failles subméridiennes. Les mouvements dextres observés le long des failles subméridiennes, et qui ont facilité le déplacement de la couverture paléozoïque vers le sud-est et son écrasement sous les remontées du socle, sont la signature d'un épisode transpressif d'orientation NE-SW, compatible avec la direction hercynienne précoce, d'âge Viséen.



**Fig.56-**Illustrations schématiques des rotations de blocs et ouvertures triangulaires associées à nombreuses failles décrochantes dans le monde. **(1)** Somerset, UK (Kelly, 1998, **(2)** Iles maltaises, (Kim et al., 2000), **(3)** Sud de la Californie (Nicholson et al., 1986), **(4)** Crackington Haven (Kim et al., 2000).

En revanche, le déplacement dextre constaté sur la faille subéquatoriale, ne peut être obtenu qu'en appliquant une contrainte d'orientation NW-SE. Cette dernière serait compatible avec la phase hercynienne tardive datant du post-Namurien.

#### B. Lithostratigraphie

La couverture paléozoïque de Ouallen renferme des formations allant du Cambrien au Famennien. Le Carbonifère est totalement absent. Elle présente une composante essentiellement clastique et admet des termes carbonatés au cours des temps givétiens. Cette série bien préservée au cœur de la zone synclinale, devient considérablement réduite au niveau des zones bordières, où elle n'est représentée que par les termes cambro-ordoviciens, très largement dominés par la formation des Ajjers ou la formation Tamadjert (fig.57).

#### B.1. Description des successions cambro-ordoviciennes

#### a) Séries intermédiaires (Infracambrien à Cambrien inférieur)

Les séries molassiques lie-de-vin et verdâtres affleurant à l'ouest de Ouallen, constituent probablement le prolongement méridional de la série de Bled El Mass (fig.58). Ces puissantes formations d'une épaisseur que les auteurs ont estimée à 7000m (Moussine-Pouchkine et al., 1988), sont discordantes sur le socle cristallin, et présentent des matériaux détritiques fins et plissés, conservés à la faveur de grands accidents subméridiens se prolongeant dans le socle. Ces formations ont fait l'objet d'étude de Aït Kaci et Moussine-Pouchkine et al (1987), qui y ont distingué plusieurs séquences sédimentaires, s'épaississant d'Est en Ouest, renfermant à la base du glacio-marin (des moraines), puis du lacustre (des varves) que surmonte une formation éolienne (des paléo-dunes de 25m de haut) et enfin des couches marines, qui précèdent une grosse série détritique.

Le contact de base des ces séries avec le socle cristallin n'est connu nulle part (Aït-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987). La limite supérieure, qui correspond à la Discordance infracambrienne, est masquée dans les sites visités, mais coïncide, avec le passage d'une grande faille panafricaine.



**Fig.57-** Colonne lithostratigraphique synthétique des successions cambro-ordoviciennes décrites dans le Tassili d'Ouallen, avec charte des principaux évènements géodynamiques qui ont marqué l'histoire d'évolution de la région.



**Fig.58-** Vue sur les « Séries intermédiaires » d'Ouallen, prise du haut de la falaise ordovicienne (Igamerene). Ces molasses panafricaines apparaissent sous une couleur lie-de-vin à verte contrastante avec les premiers termes de la couverture paléozoïque. Elles sont séparées des successions cambro-ordoviciennes par un grand accident panafricain de direction subméridienne.

# b) Cambro-ordovicien

Lorsque l'on franchit la grande faille subméridienne qui borde la structure d'Igamerene vers l'ouest (D1), et que l'on remonte progressivement vers l'est, on voit se dresser le Tassili interne d'Ouallen, sous forme de falaises de grès, dominant la pénéplaine précambrienne, et marquant le début d'une sédimentation de plateforme qui scelle les déformations panafricaines. Les coupes levées lors de la reconnaissance du Cambro-ordovicien d'Ouallen, ont permis de distinguer cinq principaux ensembles sédimentologiques, correspondant de bas en haut à ;

### > La série cambrienne marine (Cambrien moyen probable)

Au cours d'un itinéraire géologique effectué dans le terrain d'Adrar Tahenna, l'observation directe sur le terrain a permis de reconnaître, pour la première fois, à la base des nappes détritiques grossières du Cambrien supérieur, et apparemment en parfaite continuité, d'une série marine de type Shoreface-tidal, typique des périodes de haut niveau marin (fig.59); phénomène jamais observé sur le pourtour du Hoggar, sauf dans la chaine de l'Ougarta et l'Anti-Atlas marocain, où ces séries ont été datées du Cambrien inférieur à moyen. (Fabre, 2005; Akkouche, 2007).



**Fig.59-** Mise en évidence d'une série cambrienne marine, de type shoreface-tidal, en parfaite concordance avec les épandages fluviatiles du Cambrien supérieur. Cette série marine sur laquelle les connaissances sont très limitées n'a été mise en évidence que dans la Chaîne de l'Ougarta et l'Anti-Atlas, où elle a été datée Cambrien inférieur terminal à Cambrien moyen.

La série mise en évidence à Ouallen, est constituée dépôts de shoreface (grès fins à HCS et rides d'oscillation) (fig.60-A), alternant avec des faciès hétérolitiques bioturbés (Thalassinoïdes, Cruziana) (fig.60-B, C), et des grès à litage sigmoïdal. Son épaisseur globale n'excède pas 30m. Des retombées correspondant à des discordances et hiatus probable entre les deux unités, ont révélé également l'existence de fentes de dessiccation, traduisant des périodes d'émersion temporaires. L'ensemble de ces dépôts est coiffé par une série fluviatile d'épaisseur hectométrique (> 300 m), typique des systèmes en tresse à influence tidale. La présence d'une telle formation indique que la région était envahie par une mer peu profonde, soumise à l'action des tempêtes et des marées, avant l'arrivée progressive des grands épandages fluviatiles du Sud.

L'unité II (Formation des Ajjers)

Dans les régions où la série marine de base est absente, les épandages fluviatiles du Cambrien supérieur (l'unité II) reposent directement en discordance majeure sur les « séries intermédiaires » plissées.



**Fig.60-** *A- Grès fins à HCS type des dépôts de shoreface. B- Pistes de locomotion de Trilobites (Ichnofaciès Cruziana), caractéristique d'un environnement de plateforme distale. C- Bioturbation intense dans une surface de banc, représentée par des Terriers d'habitats de crustacés fouisseurs (Thalassinoïdes).* 

Ces grands épandages fluviatiles dont la puissance varie entre 0 et 300m (fig.61-A), sont constitués de faciès gréseux proximaux, se réduisant ou au contraire, s'épaississant au droit des grandes failles du socle. L'organisation sédimentaire est représentée à la base, par une succession de chenaux détritiques peu profonds et fortement amalgamés, à sommets très peu préservés, souvent tronqués sous les bases érosives des chenaux sus-jacents (fig.61-B).

Plus haut dans la série, ces chenaux évoluent en séquence plus fines et plus allongées, à grandes stratifications obliques (fig.61-C) et rides de courant, traduisant l'augmentation de l'espace ouvert à la sédimentation. Des grès fins hétérolitiques à litage sigmoïdal (fig.61-D), et une bioturbation importante marquent la fin de ces séries, traduisant le changement des conditions de sédimentation et le passage progressif vers un régime marin peu profond. Les incursions à Daedalus rencontrées répétitivement dans la série (fig.61-E), représentent des niveaux de maximas d'approfondissement (*mfs*), et ce malgré leur présence au sein de faciès à haute énergie.



**Fig.61-** *A-* Vue panoramique prise du haut de la falaise cambrienne d'Adar Tahenna, à l'endroit où l'unité II affleure dans toute sa puissance (environ 340m). *B-* Remplissage de chenaux fluviatiles peu profonds à stratifications entrecroisées et gros terriers verticaux (Skolithos). *C-* Grès moyens à grossiers à stratifications obliques planes. *D-* Sigmoïde tidale observée dans la partie supérieure de l'unité II. *E-* Colonie de Daedalus.

# L'unité III

Les séries ordoviciennes préglaciaires de Ouallen, n'ont qu'une épaisseur très réduite, et ne sont préservées que dans la région d'Igamerene, où elles constituent un prisme sédimentaire faiblement basculé vers le Nord-est (fig.62-A, B).



**Fig.62-** *A- MNT* de la région d'Igamerene, illustrant la zone d'affleurement des séries ordoviciennes préglaciaires (vue en plan). *B- Vue rapprochée illustrant le développement en éventail des séries préglaciaires et leur décalage par une faille inverse d'orientation NE-SW, qui se prolonge dans le socle. C-* Photo prise sur terrain de la zone d'affleurement.

Ces séries dont la puissance varie entre 57m (IG) et 96m (IGN), reposent en discordance sur les épandages fluviatiles cambriens, et sont tronquées au sommet par la discordance Taconique et les ravinements glaciaires de l'unité IV. Elles sont représentées globalement par des formations tidales à franchement marines, nettement transgressives sur les formations antérieures, et sont marquées à leur base, par une concentration de faune marine trémadocienne (Lingulla).

#### L'unité III-1

La première « Dalle à Lingulle » qui marque le passage à l'Ordovicien, a été observée au sommet des séries fluviatiles à influence tidale. Elle est représentée par 15m de grès moyens, modérément triés et fortement bioturbés (Skolithos), riches en coquilles de Brachiopodes (Lingulla) (fig.63-A). Par similitude d'aspect avec les faciès observés avec la région du Djebel Abberaz (Bled El Mass), cette formation a été attribuée à la « zone des alternances » (ou « zone de transition »).



**Fig.63-** *A-* Première « Dalle à Lingulles » apparaissant dans les séries ordoviciennes préglaciaires. *B-* Faciès « Skolithos piperock » typique de la formation des « Quartzites de Hamra ». *C-Cimentation siliceuse différentielle au sein des « Quartzites ». Les niveaux de base, sont moins indurés et plus vulnérables à l'altération. D-* Préservation locale de litage sigmoïdal dans un banc modérément bioturbé. *E-* Zone de passage « Dalle à Lingulle » - « Quartzites de Hamra ». La zone de contact présente de mauvaises qualités d'affleurement, mais doit correspondre à une discordance *érosive sous laquelle sont érodés les différents termes de l'Unité III-1. F-* Apparition des premiers faciès marins ouverts (HCS) typiques des « Grès de Ouargla ».

# L'unité III-2 (Formation des « Quartzites de Hamra »)

La formation des « Quartzites de Hamra » a été observée sur des intervalles stratigraphiques variant entre 20m (IG) et 36m (IGN). Elle apparait directement sur la «Dalle à Lingulles», avec un faciès propre, bien trié et massivement bioturbé (*Skolithos pipe-rocks*), dans lequel s'observe une cimentation siliceuse différentielle (fig.63-B, C).Les structures sédimentaire, généralement occultées par l'intense bioturbation qui l'affecte, peuvent être occasionnellement préservées, sous forme de litage sigmoïdal (fig.63-D), traduisant un milieu marin de haute énergie, dominé par l'hydrodynamique tidale. Le contact basal est masqué (fig.63-E), mais doit correspondre à une surface érosive abrupte, sous laquelle sont érodées les formations des « Argiles d'El Gassi » et des « Grès d'El Atchane », ainsi que les termes sommitaux de la « Zone des alternances ». Le contact supérieur avec la formation des « Grès de Ouargla » est abrupt, et coïncide avec l'apparition des premiers faciès à HCS (fig.63-F).

# L'unité III-3 (formation « d'In Tahouite »)

Cette formation dont la puissance varie entre 23 et 55m, est en grande partie représentée par la formation des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ». Les termes inférieurs, correspondant à la formation des « Grès de Ouargla », sont très peu préservés sous la discordance intra-Arenig, et ne sont plus représentés que par 5 à 10m de grès fins, modérément bioturbés (Skolithos), à stratifications obliques en mamelons, évoluant en faciès moins profonds (grès à SCS, fig.64-A, B). Les termes supérieurs, correspondant à la formation des « Grès d'Oued Saret » sont très peu préservés sous la discordance Taconique et les ravinements glaciaires (fig.64-C).



**Fig.64-** *A- Conditions d'affleurement de l'unité III-3. B- Aspect faciologique des « Grès de Ouargla » (grès fins, bien triés à SCS). C– Troncature des termes sommitaux de l'unité III-3 sous la discordance Taconique et les ravinements glaciaires. D- Dépôts marins francs (grès fins à HCS) associés aux « Argiles d'Azzel ».* 

La formation « d'Azzel-Tiferouine » est représentée par une succession de séquences grano et stratocroissantes, montrant à la base des silts argileux finement bioturbés, à litage oblique en mamelon (HCS) et rides d'oscillation, évoluant en faciès gréseux à SCS et à litage subhorizontal. Des faciès tidaux sont parfois préservés au sommet des séquences (fig.64-D).

#### L'unité IV (Formations Tamadjert)

La partie terminale du Cambro-ordovicien, constituée par les dépôts glaciaires et périglaciaires de la formation Tamadjert, forme la presque totalité des affleurements de Ouallen. On observe des variations latérales extraordinairement rapides, nettement opposées à l'uniformité des séries sous-jacentes. La formation repose en discordance angulaire et de ravinement sur les différents termes du Cambro-ordovicien, sur une hauteur variable d'un endroit à l'autre, en quelques kilomètres, et peut atteindre le socle, témoignant de l'ampleur de l'érosion des séries antérieures.

Les vallées glaciaires sont très évasées et présentent des surfaces d'érosion plates ou faiblement ondulées, avec un remplissage qui peut dépasser 400m dans l'axe des vallées. Les magnifiques conditions d'affleurement permettent parfois de suivre de façon continue les planchers glaciaires et de reconstituer des paléogéographies variées. Le remplissage des vallée commence souvent par des conglomérats (Tillites) remaniant des débris organiques (bioclastes) (fig.65-A), ou des grès grossiers à stratifications entrecroisés, plus ou moins régulièrement emboités, que l'on peut interpréter comme des remplissages de chenaux fluviatiles (sables proglaciaires) (fig.65-B, C). Le passage latéral vers les faciès à « mégarides chevauchantes » est souvent très rapide (fig.65-D,E). Les planchers glaciaires peuvent montrer des traces d'érosion caractéristiques, telles que stries et cannelures, souvent avec des états de conservation assez médiocres (fig.65-F). On y observe aussi des fractures « en gradin », qui indiquent l'influence de la glace lors de la mise en place des sédiments (phénomènes de glaciotectonique).

La formation Tamadjert s'achève par une zone de non visibilité (la « Dalle de M'Kratta » n'a pu être examinée) sur laquelle se développent les argiles à Graptolites du Silurien, qui se changent progressivement en niveaux détritiques. Au sommet de celle-ci les grès du Tassilis externe représentent le Dévonien inférieur.

#### **B.2.** Corrélations lithostratigraphiques

Toute la région de Ouallen avait été affectée par une tectonique synsédimentaire active pendant le dépôt de l'unité II, se traduisant par des variations rapides de faciès et des épaisseurs, ainsi qu'une grande variabilité des orientations de paléocourants (contrastant avec l'uniformité de règle ailleurs) à l'aplomb des axes structuraux (Beuf et al., 1968). Les mouvements taconiques sont venus vers la fin de l'Ordovicien, accentuer cette structuration, et c'est à cette phase que doivent être rattachés toute une série d'accidents faisant disparaître très rapidement soit l'unité III, soit l'unité II dans des compartiments limités. De ce fait, l'unité IV peut reposer soit sur les unités III et II, soit sur le socle. La topographie ainsi créée a pu en certains points canaliser les langues glaciaires et décaper sur les zones hautes, la couverture sédimentaire, souvent jusqu'au socle. Ces variations d'épaisseurs sont extrêmement rapides et seule une cartographie de détail pourrait montrer la complexité de la zone.

Lorsque l'on parcourt une coupe du Cambro-ordovicien, partant d'Adrar Tahenna vers le Col de Tarit, on remarque que les séries marines du Cambrien moyen et les épandages fluviatiles sus-jacents disparaissent latéralement par faille, alors que l'unité IV qui était pelliculaire, devient épaisse et repose directemment en discordance angulaire sur les « séries intermédiaires » (fig.66, 67). En remontant progressivement vers l'Igamerene, on voit réapparaître les séries cambriennes (environ 60m) sous l'unité IV, puis les unités ordoviciennes préglaciaires à fur et à mesure que l'on se déplace vers le Nord. L'étude de ces dernières, nous a amené à mettre en valeur les contrecoups des mouvements taconiques qui se sont traduits par un léger basculement des strates vers le NE, et une discordance angulaire bien évidente entre les unités III et IV, entrainant une répartition irrégulière de celles-ci.



**Fig.65-** *A-* Plancher glaciaire à surface striée observé au Col de Tarit. *B-* Conglomérat de base (Tillite) remaniant des débris organiques (Igamerene). *C-* Dépôts proglaciaires (chenaux fluviatiles de haute énergie), s'appuyant sur l'unité III-3 (Igamerene), *D-*Dépôts proglaciaires s'appuyant sur l'unité II, observés dans le cirque glaciaire de l'Igamerene. *E, F-* Dépôts périglaciaires (mégarides chevauchantes) observés dans la vallée du Col de Tarit

Lorsque l'on franchit la grande faille panafricaine de l'Igamerene (D1), et que l'on se déplace vers l'ouest, on remarque que les séries préglaciaires disparaissent totalement, et que l'unité IV repose directement sur le socle. Ainsi, il est possible d'attribuer une grande partie de l'architecture stratigraphique des successions cambro-ordoviciennes de Ouallen, à la phase Taconique.



**Fig.66**-Illustration des variations rapides des faciès et des épaisseurs qui affectent les successions cambro-ordoviciennes de Ouallen, et qui sont imputées aux mouvements taconiques.



**Fig.67-** Effet de la phase Taconique sur l'architecture stratigraphique des successions cambroordoviciennes de Ouallen. 1 : Séries intermédiaires, 2 : Systèmes fluviatiles en tresse, 3: Complexes estuariens, 4 : Platiers tidaux, 4 : Shoreface, 5 : Dépôts proglaciaires et périglaciaires.

#### 1.4. Enregistrement sédimentaire dans l'Ahnet central

Le cas de subsurface que l'on se propose d'étudier dans le cadre de cette thèse, est un important champ à gaz, localisé dans la partie central de l'Ahnet. Ce gisement a été reconnu par plusieurs forages d'exploration et d'appréciation (W1 à W9), dont l'objectif principal était d'explorer les qualités réservoirs de l'Ordovicien, et de fournir des informations complémentaires sur le Dévonien inférieur. Ces derniers se sont avérés très peu intéressants ; les niveaux gréseux sont envahis par de l'eau salée quant ils ne sont pas compacts. Par contre l'Ordovicien a donné de bons résultats, encourageant la poursuite de l'exploration et du développement en gaz dans la région.

#### A. Cadre structural

Le gisement étudié est une structure anticlinale complexe de direction subméridienne, caractérisée par une structuration particulièrement intense à l'est, qui s'estampe vers l'ouest. Elle est supposée à l'échelle d'un panneau du socle qu'elle moule étroitement, et dont elle doit être l'expression superficielle. Cette vaste structure dont la superficie dépasse 1000 km<sup>2</sup>, est composée de deux compartiments asymétriques, séparés par un système d'accidents décrochants de direction subméridienne, correspondant en profondeur à une ancienne suture panafricaine (fig.68). Le compartiment occidental, qui est le moins complexe structuralement, est représenté par une large structure anticlinale à charnière plate et faibles pendages structuraux, caractérisée par l'individualisation de deux culminations, où sont forés les puits W2, W4 et W9. Le compartiment oriental, montre en revanche, une succession de structures plissées de deuxième ordre, à charnières très pincées, associées à des failles inverses de direction subméridienne s'enracinant dans le socle. Ce compartiment renferme également une culmination qui a été reconnue par le puits W1.

#### A.1. Analyse des failles

La compréhension de l'aspect structural du champ est basée pour l'essentiel, sur l'exploitation des cartes structurales au toit du Givétien et de l'Ordovicien (Issad, 2003) et sur l'interprétation d'une série de coupes géosismiques réalisées dans le champ (Issad, 2003; Zazoun, 2008), ainsi que sur les modèles structuraux réalisés récemment sur la base de l'interprétation des données sismiques 3D (Sonatrach, 2010). L'examen des cartes structurales (fig.69) montre la compartimentation de la structure par plusieurs réseaux de failles d'orientation NS à NNW-SSE, NE-SW, plus rarement NW-SE et EW

Les failles NS à NNW-SSE peuvent être subdivisées en deux catégories en fonction de leur extension :

(1) des failles régionales avec des extensions supérieures à 30 Km. Ces failles découpent la structure en lanières subméridiennes et jouent essentiellement en dextre-inverse. La plus importante est celle qui présente un rejet vertical de plus de 700m, créant le décalage entre les deux compartiments (remontée du bloc ouest par rapport au bloc oriental).

(2) Des failles locales avec des longueurs variant entre 4 et 10 Km, affectant pour l'essentiel l'aire centrale, mais également le compartiment oriental, où on les voit butter contre la faille majeure subméridienne. Ces failles sont inverses dans la partie Nord avec des pendages vers l'Est et vers l'Ouest, et normales dans le segment Sud où elles présentent un regard vers l'Est.

➢ Les failles NE-SW, dont l'extension varie entre 2 et 8 km (exceptionnellement 17km) sont en grande partie localisées dans l'aire occidentale, où elles s'organisent en échelons obliques, avec un pendage vers le NW. Les relations géométriques que ces failles présentent avec les décrochements subméridiens majeurs suggèrent une association génétique (transposition conforme au modèle de Riedel).



**Fig.68-** Contexte géographique et géologique du champ à gaz étudié dans le cadre de la thèse. **A**-Image satellite couvrant l'Ahnet central et occidental, illustrant la localisation du champ par rapport aux ensembles morphostructuraux qui l'entourent. **B**- Carte géologique simplifiée avec coupes géosismiques illustrant le cadre structural global (coupes modifiées d'après Issad, 2003).



**Fig.69**-Cartes structurales au toit de l'Ordovicien (la «Dalle de M'Krata») et du Dévonien (« Givétien ») illustrant l'organisation spatiale des réseaux de failles qui affectent la structure, ainsi que la cinématique associée. Ces cartes ont été établies et interprétées à partir des données sismiques 2D, par Issad (2003).

En effet, les angles que ces failles déterminent avec le décrochement majeur (environ 70°) suggèrent qu'elles sont de type antithétique (R'), générées probablement au moment où les grandes failles décrochantes ont été réactivées en dextre. Les jeux senestres sur cette population de failles, s'observent bien sur la carte géologique au 1/200000. Cependant, les données sismiques 2D ont permis de mettre en évidence une composante normale le long de ces accidents, traduisant un fonctionnement en transtension senestre (fig.70).



**Fig.70-** Mise en évidence de mouvements normaux le long des failles antithétiques de direction NE-SW qui affectent la partie occidentale de la structure. Cette cinématique est compatible avec des déplacements dextres inverses le long des zones de cisaillement principales de direction subméridienne (Profil sismique NS interprété par Issad, 2003).

La sismique haute résolution (3D) a révélé également des déplacements dextres le long de certaines failles NE-SW, attestés par le tronçonnement des grandes failles subméridiennes centrales, et le déplacement de leurs segments vers l'est (fig.71).

➢ Le système d'accidents d'orientation NW-SE, n'est observé qu'au toit de l'Ordovicien, où il est représenté par deux failles de dimension plurikilométrique, localisées dans l'aire centrale (à proximité des puits W4 et W5). Le modèle structural révèle l'existence de deux autres failles à tracés courbes, dans le périmètre SE. L'organisation en échelon de ces failles, et leur relation avec l'accident subméridien qui les limite vers l'ouest, suggèrent une relation génétique.

Les failles EW sont très faiblement représentées dans la structure. L'examen du modèle structural montre la localisation de deux failles dans la partie centrale de la structure, à proximité du puits W5, et une troisième dans le quadrant SE. Les relations de recoupement des ces failles avec les grands accidents décrochants suggèrent une origine nettement tardive.



**Fig.71-***Modèle structural au toit de l'Ordovicien (avec plusieurs prises de vue), réalisé sur la base de la sismique 3D, illustrant l'organisation spatiale des réseaux de failles dans le champ, ainsi que le style de déformation qui caractérise chaque compartiment.* 

#### 1.1.1. Analyse de la déformation

L'ensemble du dispositif structural, incluant les grands accidents décrochants, les failles locales et les structures plicatives de deuxième ordre, peut être assimilé un méga-Riedel dextre compatible avec un champ de raccourcissement orienté globalement NE-SW, soit la direction de la contrainte hercynienne précoce (fig.72).



**Fig.72-A**-Carte géologique rehaussée (superposée à un filtre spatial de type convolution directionnelle), illustrant l'état de fracturation, qui est dominé en surface par les failles NE-SW (voir rosace directionnelle). **B**- Interprétation de l'image satellite du champ étudié.

Cette phase aurait réactivé en décrochement dextre les failles NS, et engendré les failles antithétiques normales de direction NE-SW. Lors de cette remobilisation, les structures plissées de deuxième ordre auraient été créées à la manière des plis induits par décrochement, ainsi que l'atteste la courbure de leurs axes d'allongement (plis naissant à 45° des décrochements majeurs, loin de ces derniers, leur axes se courbent et à proximité de ceux-ci, ils se parallélisent).

L'effet d'une tectonique compressive tardive a été mis en évidence grâce aux données de sismique haute résolution, qui ont révélé la réactivation en senestre des grandes failles décrochantes subméridiennes (fig.73). Cette cinématique est attestée par les jeux senestres observés sur les failles NE-SW en échelon et par la courbure de leurs extrémités aux points d'intersections avec les failles décrochantes majeures. Cette cinématique ne peut être obtenue qu'avec une direction de contraintes NW-SE, compatible avec l'épisode hercynien tardif, mais également avec la phase atlasique qui présente la même direction de raccourcissement.



**Fig.73**- Carte en Dip/Time-Slice 900 ms TWT, illustrant la courbure des extrémités des failles NE-W (en jaune) à leurs points d'intersection avec les décrochements majeurs (en blanc) et le tronçonnement de ces derniers suite à des déplacements dextres le long des failles NE-SW (modifié d'après Issad, 2003).

Il est important de mentionner le tronçonnement des grandes failles subméridiennes dans la partie occidentale de la structure et le déplacement vers l'est de leurs petits segments. Ces déplacements résultant de la réactivation décrochante dextre de certaines failles NE-SW, ne peuvent être obtenus, qu'en appliquant une contrainte avec une direction de raccourcissement EW. Cette dernière pourrait bien correspondre aux efforts autrichiens.

La synthèse des informations relatives à la chronologie d'apparition des éléments structuraux, de leur cinématique et leur association déduites à partir de leur caractérisation aux échelles d'observation développées ci-dessus, est résumée comme suit (fig.74) ;



**Fig.74**-Illustration schématique de l'évolution structurale du champ durant la tectogenèse hercynienne. *A*- Cinématique des failles associées à la phase de serrage précoce (direction de raccourcissement N045°). *B*- Cinématique des failles pendant l'évènement tardif (direction de raccourcissement N120°).

Les failles NS semblent être les plus anciennes, et sont ainsi héritées de l'Orogenèse Panafricaine.

La phase Hercynienne précoce avait réactivé en dextre les failles NS, et généré des failles normales en échelon, d'orientation NE-SW dans la partie occidentale. Elle avait également généré les failles transpressives observées dans la partie NW du champ, et les failles transtensives du quadrant SE.

La phase Hercynienne tardive avait réactivé en senestre les failles NS, et déplacé en sénestre les failles normales en échelon d'orientation NE-SW. Elle aurait également généré les failles transpressives du quadrant NE, et réactivé en transpressives certaines anciennes failles du périmètre SE.

> Enfin, la phase autrichienne de direction EW, aurait probablement fait rejoué certaines failles NE-SW en dextres, et provoqué le tronçonnement des grandes failles subméridiennes.

#### B. Lithostratigraphie

La coupe lithostratigraphique du champ est représentée par des terrains paléozoïques, allant du Cambrien au Dévonien supérieur (fig.75). Les séries carbonifères et méso-cénozoïques sont quasiment absentes. La partie supérieure de la coupe affleure en surface jusqu'au Dévonien inférieur, et est reconnue par le sondage W9. La série sédimentaire est essentiellement détritique, incluant quelques épisodes carbonatés, notamment vers le sommet du Silurien, au passage Givétien-Frasnien et à la base du Famennien. Les variations latérales de faciès représentent une des plus importantes particularités de la coupe, surtout pour l'Ordovicien, principal objectif dans cette zone.

			LITHOSTRATIGRAPHIE				SYSTEME PETROLIER			EVENEMENTS	
		net	COUPE	HORIZON Sismique	DECRIPTION LITHOLOGIQUE	EPAISSEUR	ROCHE Mere	ROCHE RESERVOI	ROCHE Couverture	DISCORDANCE	
DEVONIEN	SUPERIEUR	Famennien Frasnien		D Civ 10	Argiles silteuses gris-noir laminées, micacées à rares passées carbonatées	0 - 438	SECONDAIRE				
	MOYEN	Giventien		D_Cou_10 D_Ems_10 D_Sie_10 D_Ged_10	Calcaire fossilifère à passées argileuses	13-70				GIVETIEN	
	INFERIEUR	Emsien			Grès siltreux	81 - 99	SECONDAIRE				
		Sieginien			Silt plus ou moins friable à intercalations argileuses	60 - 77					
		Gedinien			Grès à intercalations argilo-silteuses	122 - 220					
SILURIEN				5_10	Argiles noires silteuses, compactes très enrichies en fossiles	644-833	PRINCIPALE				
	Dalle de M'krata		~~~~~	0_Dmk_10	Grès moyens, uniformes, à nodules quartzitiques	9.2-24.8				RAVINEMENT	
OVICIEN	Gres d'EL Golea			10_Geg_10	Grès fins à moyens silteux, quartzitiques, très compactes, à mégarides	124-183					
	Gres de Oued Saret			0_GOS_10	Grès très fins silteux, quartzitiques, à bases érosives	37 - 103 12 - 33				INTRA-	
	Gres d'Ourgla + Argiles d'Azzel			U_Ata_IU	Argiles silteuses pyriteuses, très indurées		SECONDAIRE				
<b>DRE</b>	Quartzite de H <u>amra</u>		·····	0_Qzh_10 0_Gea_10	Grès fins fortement cimentés par la silice Bioturbation intense par les Skolitos					ARENIG	
	Zone des alternances				Grès moyens quartzitiques à fines lamines argileuses	32-55				BASE HAMRA	
CAMBRIEN				Camb	Grès quartzitiques à rares intercalations argileuses	65-210?					

**Fig.75-** Colonne lithostratigraphique type du champ étudié, avec les systèmes pétroliers associés et les principales discordances observées (modifiée d'après Issad, 2003).

# B.1. Description des successions cambro-ordoviciennes

Les séries cambro-ordoviciennes du champ s'observent sur des intervalles stratigraphiques variant entre 400 et 560m. Elles présentent des successions lithologiques identiques à celles reconnues dans le Tassili de Ouallen, à savoir; une unité II à la base, très variable en termes d'épaisseur, surmontée par une unité III-1 incomplète, représentée uniquement par la « Zone des alternances ». Cette dernière est partiellement préservée sous la discordance érosive qui souligne l'unité III-2. Le passage des « Quartzites de Hamra » vers les « Grès de Ouargla » se fait de manière progressive, et l'on assiste par la suite à la troncature des termes sommitaux de cette formation sous la discordance Intra-Arénig qui annonce l'arrivée brutale des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ». Les « Grès d'Oued Saret » sont peu préservés sous les ravinements glaciaires de l'Unité IV (et/ou la discordance Taconique). L'unité IV très développée dans la région, disparait dans le secteur où est implanté le puits W9 (interfluve glaciaire).

# a) Série pourprée de l'Ahnet

La série pourprée de l'Ahnet, qui est l'équivalent non déformé (ou très peu déformé) de la « série de Bled El Mass » et des « séries intermédiaires » de Ouallen, n'est pas décrite dans le champ étudié, en raison de son inaccessibilité par les forages, qui n'ont atteint que le Cambrien supérieur ou une partie de celui-ci.

# b) Cambro-ordovicien

#### L'unité II

Les séries cambriennes bien que traversées par la majorité des puits, n'ont pas fait l'objet de carottage. Elles se caractérisent sur le log Gamma-ray par une signature cylindrique hachées, typique des systèmes fluviatiles de haute énergie (Serra, 1987).

### L'unité III-1

L'unité III-1 est représentée dans le champ par la formation de la « Zone des alternances », qui se caractérise par une augmentation rapide des valeurs Gamma-ray, du fait de son enrichissement relatif en matériel argileux. Cette formation n'a été carottée que sur un intervalle de 13.6m au niveau du puits W9, où elle est représentée par des grès hétérolitiques, assez mal triés, à granulométrie variable, allant de la classe moyenne à la classe microconglomératique (fig.76).



**Fig.76-** Description faciologique de la « Zone des alternances », avec signature diagraphique associée.

Les faciès s'organisent en une succession de séquences granodécroissantes, montrant des bases érosives soulignées par des clastes polygéniques. Plus haut dans les séquences apparaissent des stratifications en auge (mégarides 3D), puis des drapages argileux sigmoïdaux associés occasionnellement à des petites rides de courant. Le sommet des séquences est marqué par le développement de traces organisées (Ichnofaciès Skolithos), traduisant l'augmentation de l'influence tidale.

#### L'unité III-2

L'unité III-2 présente une signature diagraphique cylindrique, typique des formations propres appartenant à des environnements de haute énergie, avec un contact basal abrupt très caractéristique (fig.77). Elle n'a été carotté qu'au niveau de deux puits (W-5 et W-9), où elle est représentée par des grès fins à moyens, bien triés, à aspect homogène, caractérisés par la présence abondante de bioturbation verticale, qui a fortement remanié un matériel hétérolitique, occultant les figures sédimentaires primaires. Cette bioturbation est dominée par de longs terriers (jusqu'à 20cm de long), regroupant Arenicolites, Bergauria et Diplocraterion, avec occasionnellement des Planolites.



**Fig.77-** Description faciologique de la formation des « Quartzites de Hamra », avec signature diagraphique associée.

Les structures physiques primaires sont réduites à de simples lamines irrégulières (*high disrupted bedding*), mais un litage sigmoïdal associé à un train de rides peut être occasionnellement observé. Ces grès s'organisent parfois en une succession de petits chenaux d'épaisseur pluridécimétriques à métriques, avec des bases irrégulières, marquée par une légère reprise de la granulométrie. Les stylolithes sont systématiquement présents, traduisant l'importance du phénomène de pression-dissolution. Ces derniers sont pour leur majorité stratiformes, mais des stylolithes verticaux d'origine tectonique, ou associés aux parois des terriers peuvent être également observés. Des veines à quartz buttant très souvent contre les stylolithes sont systématiquement présentes, et constituent l'une des caractéristiques de cette formation.

La puissance de l'unité II varie globalement entre 18m et 21.8m, avec un gradient d'épaississement vers le Nord et à l'Est de la structure (fig.78-A). Sa limite de base correspond à une importante discordance sous laquelle sont érodées les formations des « Argiles d'El Gassi » et des « Grès d'El Atchane », ainsi que la partie sommitale de la « Zone des alternances ». Elle est matérialisée sur carottes par un niveau gréseux microconglomératique d'épaisseur décimétrique, souligné par des gouttières d'érosion. Le contact supérieur avec la formation des « Grès de Ouargla », est souvent progressif, mais peut être abrupt comme le révèlent les réponses diagraphiques de certains sondages (W-1, W-4, W-5 et W-6).



**Fig.78-A-** Carte en isopaques au toit des « Quartzites de Hamra », montrant des gradients d'épaississement vers le Nord et l'Est du grand accident décrochant. La valeur maximale (26m) est associée au puits W1. **B-** Carte en isopaques au toit des « Grès de Ouargla », montrant un gradient d'épaississement vers la partie NW de la structure.

#### L'unité III-3

La formation "In Tahouite" présente des valeurs gamma-ray moyennes à élevées, traduisant une plus grande distalité (richesse en matériel argileux) en comparaison avec les unités précédentes. Elle est souvent tronquée sous l'unité IV, et n'est préservée dans sa totalité qu'au niveau du puits W9, où son importance atteint 565m. Elle est très réduite en termes d'épaisseur au niveau du sondage W5 (35m), où seule la partie inférieure des « Argiles de Tiferouine » est présente (absence des termes progradants). Cette unité montre également une rapide variation des faciès avec l'approfondissement des milieux, qui passe de marin peu profond au Sud vers un domaine offshore au Nord (W5, W6, et W7). On distingue de bas en haut ;

#### • Les « Grès de Ouargla

Les « Grès de Ouargla » possèdent un faciès tidal-shoreface, avec une signature en cloche très caractéristique sur le log gamma-ray, traduisant l'affinement progressif du matériel au dessus des « Quartzites de Hamra ». Le caractère relativement isopaque cette formation, fait d'elle un excellent repère pour les corrélations lithostratigraphiques. Sa puissance varie globalement entre 13m et 15m avec un maximum de 18m enregistré dans le W7 (fig.78-B). La troncature

abrupte de cette formation au niveau des puits W1, W5, W6 et W4, et son recouvrement en onlap par les argiles marines de « Tiferouine" (fortes valeurs du GR), traduit bien l'existence d'une discordance érosive à la limite « Ouargla-Tiferouine ».

Le faciès dominant de cette formation est représenté par des grès grisâtres, très fins à fins, très bien classés, plus ou moins bioturbé (prédominance des Skolithos, Diplocraterion, rares Planolites), montrant un litage oblique en mamelons (fig.79). La bioturbation devient par endroits massive d'où l'oblitération des figures sédimentaires (litage diffus). Les rides d'oscillation sont abondantes, avec occasionnellement des flasers bifurqués et des rides de courant. Des drapages sigmoïdaux sont parfois présents aux sommets des bancs. Présence d'intercalations argilo-silteuses, finement bioturbées, révélant un litage lenticulaire et ondulé, avec de petites rides d'oscillation.



**Fig.79-** Description faciologique de la formation des « Grès de Ouargla », avec signature diagraphique associée.

#### Les « Argiles d'Azzel-Tiferouine »

Cette formation est représentée par des Silts noirs fortement laminés, à rythmites gradées et trains de rides avec occasionnellement des figures de glissement (*Slumps*) et des HCS. La composante sableuse devient importante à fur et à mesure que l'on remonte dans la série, où on note l'individualisation de bancs centimétriques à bases érosives soulignées par des galets mous, révélant d'abondantes rides d'oscillation et un litage oblique en mamelons. Notons la présence d'une fine bioturbation au sommet des bancs (fig.80).



**Fig.80-** Description du faciologique de la formation des « Argiles d'Azzel-Tiferouine », avec signature diagraphique associée.

#### Les « Grès d'Oued Saret »

Cette formation absente dans la plupart des puits, n'est préservée dans sa totalité qu'au niveau du sondage W9, où elle est représentée par une succession de bancs gréseux massifs, d'épaisseur pluridécamétrique à métrique, à évolution grano et stratocroissante, bien visible sur les réponses diagraphiques, qui montrent une succession d'enveloppes en entonnoir, traduisant la progradation d'un système littoral (fig.81). Les faciès sont fins à moyens, modérément bioturbés, caractérisés par la présence abondante des galets mous et de stratifications obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS), passant verticalement à des stratifications planes à faible angle, ou à un drapage sigmoïdal tidal.



**Fig.81-** Description du faciologique de la formation des « Grès d'Oued Saret », avec signature diagraphique associée.

# L'unité IV

L'unité IV est représentée essentiellement par des dépôts périglaciaires dont l'importance varie entre 124m et 183m. Sa limite basale correspond à une surface ravinante irrégulière sous laquelle sont tronqués les « Grès d'Oued Saret » (fig.82). La géométrie des séquences dans leur contexte glaciaire est complexe, mais les corrélations peuvent être possibles, en se basant sur les surfaces d'inondation maximales associées aux épisodes de fonte du glacier. La région peut être subdivisée en trois domaines paléogéographiques pour cette période de temps. La région du puits W9, qui était fortement subsidente pendant la mise en place de la formation « In Tahouite », ne révèle ici aucun dépôt glaciaire, ce qui la situe dans un domaine d'interfluve glaciaire. De part et d'autre de cette région, les paléovallées glaciaires se développent et un régime de forte subsidence s'installe, favorisant le développement de faciès à mégarides chevauchantes et de diamictites. La prédominance de ces faciès suggère probablement la proximité de la mer ouverte (limite d'extension de l'inlandsis).



**Fig.82-** Description du faciologique de la formation « Argiles d'Azzel-Tamadjert, avec signature diagraphique associée.

➤ La « *Dalle de M'Kratta* » n'est pas carottée dans le champ étudié, mais présente une signature diagraphique typique d'une formation gréso-argileuse, plus ou moins continue sous les « *Argiles siluriennes à Graptolites »*, avec un contact basal abrupt et une puissance variant entre 5 et 12m. Cette unité est quasiment absente au niveau du puits W9, où on passe directement des « Grès d'Oued Saret » aux Silurien argileux.

#### **B.2.** Corrélations lithostratigraphiques

L'architecture stratigraphique des successions cambro-ordoviciennes en subsurface est conforme aux observations de terrain. Les corrélations lithostratigraphiques (fig.83 et 84) montrent le développement de plusieurs discontinuités facilement corrélables dans les séries préglaciaires, et une géométrie complexe de l'unité IV, liée à ses variations importantes de faciès et d'épaisseurs. Pour ce type d'architecture, le choix d'un niveau repère « *Datum* » est primordial. L'inondation silurienne est le meilleur candidat, car elle constitue un excellent marqueur, permettant de comparer les profils de corrélation. Ces derniers mettent en évidence l'épaississement relatif des séries préglaciaires le long de l'axe W3-W6-W7, où la valeur maximale enregistrée est de l'ordre de 150m. Le maximum de subsidence est cependant localisé dans la région du puits W9, où les séries ont un atteint une puissance globale de plus de 640m. Les profils de corrélation montrent que toutes les unités lithostratigraphiques sont limitées par des surfaces d'érosion et des discontinuités sédimentaires (même si cela n'est pas forcément évident sur certains puits), ce qui nous situe globalement sur un compartiment plus haut, en comparaison avec les autres structures de l'Ahnet central.

La zone de failles panafricaines qui partage la structure en deux compartiments, ne semble pas avoir joué un rôle majeur pendant la sédimentation; les puits W1 et W6 situés de part et d'autre de cette faille majeure sont très semblables. Cela est également attesté par les profils géosismiques dans la figure 90, qui montrent bien le caractère relativement isopaque des successions cambro-ordoviciennes, mais par contre, l'épaississement notable des séries siluriennes, suggérant que cette zone de failles aurait joué en distension (bloc basculé) ou en transtension (en pull-apart) pendant cet intervalle de temps.

Les formations des «Argiles d'El Gassi » et des « Grès d'El Atchane » sont érodées sous la discordance des « Quarzites de Hamra ». Aussi, le Contact des « Grès de Ouargla » avec les « Argiles d'Azzel-Tiférouine » est très brutal dans certains puits (W5, W6) et progressif dans d'autres (W7). Il y a certainement à ce niveau, une surface d'érosion qui précède l'inondation des « Argiles d'Azzel ». Cette discordance, correspondant probablement à la discordance intra-Arenig, doit être associée à des soulèvements de blocs dans le champ. L'intervalle de temps qui lui est associé est inconnu. Elle a été mise en évidence dans certains puits de l'Ahnet, et dans la partie NW de Berkine, (Eschard et al., 2006), suggérant que des mouvements épirogéniques d'extension régionale ont affecté l'ensemble de la plateforme durant les périodes Arénig et Llanvirn.

Cependant, il très malaisé d'expliquer l'épaississement anomalique du puits W9, qui pourrait bien être justifié par un redoublement de séries, du fait de sa proximité de la grande faille panafricaine. L'alternative serait d'imaginer un scénario complexe de failles synsédimentaires sur une lanière très étroite, ce qui n'a jamais été observé dans la plateforme saharienne. De même, la disparition de la vallée glaciaire dans ce puits est possible (interfluve glaciaire) mais improbable, au vu de l'isopacité de l'unité IV dans le champ.

En l'absence de contrôle biostratigraphique et de carottage continu, la lithostratigraphie dans certains puits demeure débattue. En effet, la variation de la signature diagraphique de certaines unités dans le puits W-3 prête parfois à confusion. La signature de l'unité III-1 (zone des alternances) peut être confondue avec celle de la III-2. L'interprétation de l'unité en dessous comme étant la III-1, change considérablement la paléogéographie et le style de déformation. L'érosion de l'unité III-2 sous l'unité IV, suppose l'existence d'un bloc soulevé dans la zone où est foré le puits W-3, et qui aurait permis un meilleur enregistrement de la déformation.

Certaines confusions subsistent entre la partie inférieure de l'unité III-1 (« Zone des alternances ») et sa partie supérieure (les shorefaces progradants « d'El Gassi » et « d'El Atchane ») dans le puits W-7. L'interprétation de cette signature diagraphique comme étant la partie supérieure de l'unité III-1, suggère une plus grande distalité de ce puits (compartiment affaissé), permettant la préservation de ces termes, érodés ailleurs.

L'autre difficulté d'interprétation, concerne la base de l'unité IV dans le puits W-1, où l'unité gréseuse de base, peut bien être attribuée au « Grès d'oued Saret » ou à la formation Tamadjert. En l'absence de datations précises, nous ne pouvons trancher entre les deux.



**Fig.83-** Profil de corrélation NE-SW passant par les puits ; W7, W6, W3, W9 et W1, montrant l'architecture des séries ordoviciennes dans le champ. Notons le style contrasté entre l'architecture complexe de la formation « Tamadjert » et simple des séries préglaciaires. Notons également la préservation intégrale de l'unité III-3 sous les argiles siluriennes à graptolites au niveau du sondage W9.

SYSTEME	ICIEN	A 0 0		•	C A M B R I E N	
BA	секкрос каненс	ИЭНИЯГУИАЛЛ	<b>DIN 3 RA</b>	0004 M 3 % T	CAMBRIEU SUPERIEUR (non daté)	
NOITAMROR	TABLOAMAT	NI TTUOHAT	SAJULA SJU NOITAMAOJ			
RESERVOIR	UNITE-IV	8 - 111	E-111-3	1-111	п этімо	
-OHTIJ ƏIHAAAƏITAAT2	Dalle M'Krata Grès 4 d'El Goléa + Arglies microconglo- mératiques	Oued Saret Argiles d'Azzel - Tiferouine	Grès d'Ourgla Q.Hamra Zone des alternances		Grès des Aijers (RI)	



**Fig.84-** Profil de corrélation passant par six puits ; W7, W5, W6, W3, W4 et W8, illustrant le caractère relativement isopaque des successions ordoviciennes préglaciaires et le développement des paléovallées glaciaires vers le Sud où est localisé le puits W8.Notons également la troncature des termes sommitaux de l'unité III-3 dans la plupart des puits.

# Chapitre IV

#### SEDIMENTOLOGIE

- 1. Introduction

- Analyse des faciès
  Organisation séquentielle
  Architecture stratigraphique

# Chapitre IV-Sédimentologie

#### 1. Introduction

Toutes les descriptions de faciès réalisées sur carottes et à l'affleurement ont été homogénéisées. Les différentes associations de faciès rencontrées dans les successions ordoviciennes préglaciaires sont résumées dans le tableau ci-dessous (fig.85). Chaque association de faciès correspond à une figure montrant un exemple d'affleurement et de subsurface avec description de carottes et signature diagraphique.

# 2. Analyse des faciès

Les faciès décrits sont groupés en trois principales familles, sur des critères génétiques plus qu'environnementaux, en se fondant sur le type d'hydrodynamique qui a présidé à leur dépôt. Il s'agit respectivement de ; (a) faciès dominés par une hydrodynamique de crue, (b) faciès dominés par une hydrodynamique de marées, et (c) faciès dominés par une hydrodynamique de houles.

#### 2.1. Description des faciès

#### 2.1.1. FACIES DOMINES PAR UNE HYDRODYNAMIQUE FLUVIATILE

# A. Grès bioturbés à trough cross bedding- CHENAUX FLUVIATILES A INFLUENCE TIDALE (FIT)

#### Description du faciès

Grès grossiers, modérément triés, en bancs pluridécimétriques, présentant des stratifications obliques de grande taille (correspondant à des mégarides 2D et 3D), comparables à ce que l'on connait dans l'unité II. Les bases des bancs sont nettes, et érosives, soulignées par des galets mous et une reprise de la granulométrie. Leurs sommets, très peu préservés, présentent parfois des drapages argileux sigmoïdaux, et un litage de rides asymétriques. La bioturbation est continuellement observée, pratiquement toujours de type Skolithos, recoupant les bancs de part en part.

#### Interprétation de l'environnement de dépôt

La majeure partie du matériel présente des figures d'écoulements unidirectionnels entre la partie médiane et supérieure du bas régime hydrodynamique. La nature du matériel assez mal trié, suggère une mise en place par les crues. La nature sableuse, à 90% du matériel détritique, et le mode d'écoulement montrent qu'il s'agit d'un environnement très largement dominé par l'hydrodynamique fluviatile. La faible divergence des chenaux à l'échelle de la surface structurale et leur faible profondeur, s'accordent avec des systèmes en tresse. La bioturbation verticale et les drapages argileux, montrent tous que le matériel arrive dans un domaine marin peu profond, soumis au balancement des marées. Cela incite à penser que l'on se trouve en présence de cours d'eau qui conservent leur morphologie en tresses à proximité de leur exutoire marin. Ce faciès peut être interprété comme un remplissage de chenaux fluviatiles à influence tidale.

#### Répartition

Ce faciès a été observé dans le Djebel Abberaz, au sommet de la « zones des alternances », où il est encadré par à des faciès estuariens.

FACIE	5	DESCRIPTION	INTERPRETATION					
FACIES DOMINES PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE CRUE								
FIT : Grès bioturbés à litage oblique		Grès grossiers, modérément triés, en bancs pluridécimétriques. Présence de stratifications obliques (2D, 3D) et de drapages argileux. Les bases des bancs sont nettes, érosives et planes. Les sommets préservent des rides de courant. Présence abondante de Skolithos et de coquilles de Lingulla.	Chenaux fluviatiles à influence tidale <u>Répartition</u> : dans la «Zone des alternances»					
FACIES DOMINES PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE MAREES								
<b>DRM :</b> Grès grossiers à coquilles de Lingulla		Grès grossiers à évolution granodécroissante. Bases nettes et érosives, soulignées des gravillons de quartz, galets argileux et coquilles de Lingulla. Présence de litage sigmoïdal et nombreux Skolithos.	Lags de ravinement tidal "transgressifs" <u>Répartition</u> : base des «Quartzites de Hamra»					
RCT : Grès hétéro- lithiques bioturbés à litage sigmoïdal		Grès moyens à grossiers, propres et modérément triés, montrant une évolution strato et granodécroissante. Litage sigmoïdal souligné par des drapages et cupules argileux, avec préservation locale d'Herringbones. Présence abondante de Skolithos, et coquilles brisées de brachiopodes.	Remplissage de chenaux tidaux <u>Répartitio</u> : « Zone des alternances», membre supérieur des «Quartzites», «Grès El Atchane ».					
<b>DES</b> : Grès à litage oblique arqué et drapages argileux		Grès moyens à grossiers, assez mal triés, à bases irrégulières, soulignées par des gouttières d'érosion, et sommets peu préservés. Présence de litage oblique arqué, de petites rides asymétriques et drapages argileux sigmoïdaux. Omniprésence de terriers verticaux.	Dépôtsestuariens <u>Répartition</u> : «Zone des alternances» et les «Quartzites de Hamra».					
<b>PTP :</b> Quartzites cloutés (Skolithos- piperock)		Grès fins à moyens, propres, bien triés, à aspect massif, fortement amalgamés et complètement homogénéisés par l'ichnofaciès Skolithos « <i>piperock</i> ». Aucune figure sédimentaire n'est observée. Présence régulière de brèches hydrauliques cimentées, d'orientation NS et EW.	Rampe tidale proximale <u>Répartition</u> : «Quartzites de Hamra», «Grès d'Ourgla » et la formation «In Tahouite»					
<b>PTD :</b> Grès fins à Daedalus	C C C	Grès très fins à fins, bien triés, à aspect homogène, sans structure de dépôt visible, et extrêmement bioturbés par l'ichnofaciès Skolithos et Cruziana (Daedalus)	Rampe tidale distale <u>Répartition</u> : présence occasionnelle au sein des «Grès d'El Atchane» et «Quartzites de Hamra»					
FACIES DOMINES PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE HOULES								
DRT : Sables bioclastiques		Grès grossiers à lumachelles de Brachiopodes granoclassées, parallèles aux plans de stratification. Base irrégulière et érosive, soulignée par des galets mous et des gravillons de quartz. Partie sommitale marquée par une présence abondante de terriers verticaux et de HCS.	Lags transgressifs <u>Répartition</u> : «Zone des alternances», «Grès d'El Atchane», membre supérieur des «Quartzites»					
GMT : Grès micro- conglomératiques à encroûtements ferrugineux		Crès microconglomératique à évolution granodécroissante. Base de banc érosive, soulignée par des <i>lags</i> transgressifs et des encroûtements ferrugineux. Sommet dépourvu de litage et de bioturbation.	Dépôts de ravinement par les tempêtes <u>Répartition</u> : «Grès d'Ourgla», «Argiles d'Azzel- Tiferouine»					
<b>SFS:</b> Grèsbioturbés à litage de faible angle		Grès fins à moyens, propres et bien classés, à litage faiblement incliné. bioturbation fine à absente, généralement représentées par l'ichnofaciès Skolithos, plus rarement Glossifungite. Traces d'échappement de terriers.	Shoreface supérieur <u>Répartition</u> : membre supérieur des « Quartzites de Hamra», partie supérieure de «In Tahouite»					
SRS : Grès à litage entrecroisé en creux	N Y	Grès fins à moyens, bien triés, à litage entrecroisé en creux (SCS), interférant avec un litage de faible angle. Bioturbation rare, représentée par l'ichnofaciès skolithos. Présence occasionnelle de cupules et les drapages argileux et de « miches calcaires»	Shoreface supérieur <u>Répartition</u> : à la transition entre les deux membres des « Quartzites de Hamra»					
SFM: Grès fins à Litage oblique en mamelons (HCS)		Grès très fins, très bien triés, à HCS en érosion, amalgamés dans des séquences progradantes. Contacts de bases ondulé, soulignés par des gouttières d'érosion et galets mous abondants. galets mous granoclassés. contacts sommitaux nets et irréguliers. Bioturbation fine et diffuse.	Shoreface médian <u>Répartition</u> : «El Atchane », et « In Tahouite », occasionnellement à la transition «Grès d'Ourgla»- «Quartzites de Hamra»					
<b>OSP</b> : Alternance d'argiles et de grès à Litage entrecroisé en mamelons (HCS)		Alternance d'argiles silteuses finement laminées et de grès très fins, très bien triés à HCS en accrétion verticale. Contacts de base graduels ou francs et ondulés. Contacts sommitaux nets, marqués par une implantation de terriers. Présence locale de drapages et cupules argileux	Offshore supérieur proximal-Shoreface distal <u>Répartition</u> : «Argiles d'El Gassi», «Grès d'El Atchane»,et « In Tahouite»					
<b>OSD :</b> Silt argileux à litage lenticulaire et ondulé		Silts argileux finement laminés, à litage lenticulaire et ondulé, occasionnellement plan parallèle. Présence sporadique de fines intercalations sableuses à HCS et petites rides d'oscillation. Bioturbation très fine et diffuse.	Offshore supérieur distal <u>Répartition</u> : «Argiles d'El Gassi», et «Argiles d'Azzel -Tiferouine»					

**Fig.85** - Principales caractéristiques des faciès, leur interprétation en termes d'environnements de dépôt et leur répartition au sein des successions ordoviciennes préglaciaires.
# 2.1.2. FACIES DOMINES PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE MAREES

#### A. *Grès grossiers à Lingulla*- LAG TRANSGRESSIFS TIDAL (DRM) Description du faciès

Grès grossiers organisés en bancs décimétriques, à évolution granodécroissante. La base des bancs est microconglomératique, nette et érosive, soulignée d'abondants galets argileux et des coquilles brisées de Brachiopodes (Lingulla). La parties sommitales des bancs correspondent à des surfaces d'implantation de terriers (Skolithos), laissant parfois apparaître des sigmoïdes tidales, des bidirectionnelles et des drapages argileux.

# Interprétation de l'environnement de dépôt

La texture de la roche (granulométrie grossière), les bases ravinantes et les bioclastes brisés, indiquent un régime hydrodynamique élevé. La granodécroissance globale témoigne d'une baisse graduelle du régime hydrodynamique, et une homogénéisation progressive par la bioturbation. L'apparition de litage sigmoïdal dans la partie sommitale des bancs, indique une hydrodynamique de marées. Ce faciès peut cependant être interprété comme des chenaux de marées.

#### Répartition

Ce faciès a été observé dans le Dj. Abberaz, à la base de la formation des « Quartzites de Hamra ».

# B. Grès hétérolitiques bioturbés à litage sigmoïdal – REMPLISSAGE DE CHENAUX TIDAUX (RCT)

#### Description du faciès

Il s'agit de grès moyens à grossiers, propres et modérément triés, sous forme de bancs pluridécimétriques, à évolution strato et granodécroissante. Le litage est représenté par des stratifications sigmoïdales de hauteur décimétrique, soulignées par des drapages et cupules argileux, avec préservation locale de rides bidirectionnelles (*Herringbones*). Le litage est parfois masqué par un assemblage de traces fossiles dominé par l'ichnofaciès Skolithos. Les bases des bancs sont irrégulières, soulignées par des gouttières d'érosion et des coquilles brisées de brachiopodes, les sommets sont caractérisés par une implantation massive de petits terriers verticaux.

#### Interprétation de l'environnement de dépôt

Le type de litage indique un écoulement unidirectionnel dans la partie inférieure à médiane du bas régime hydrodynamique, avec cependant, des arrêts d'écoulement (épisodes de décantation), marqués par le développement des fines lamines argileuses. Des courants tractifs bidirectionnels, associés à une action tidale, sont les principaux processus de dépôt pour ce type de faciès. Cependant, ce faciès peut être associé à un grand nombre d'environnements tidaux, allant des replats de marées (*tidal flats*) aux plateformes subtidales. La présence abondante de terriers (Skolithos), et de surfaces de réactivation, indique un niveau d'énergie assez élevé, et permet d'attribuer ce faciès à un remplissage de chenaux tidaux. La grano et strato-décroissance du matériel suggère que ces chenaux se sont remplis plus moins continuellement au cours d'une période transgressive (Dalrymple et al., 1992).

#### Répartition

Ce faciès a été observé dans les trois régions, où il constitue la plus grande partie de la « zone des alternances » (unité III-1). Il a été également observé au sein des « Quartzites de Hamra » et à la transition « Hamra »- «Grès d'El Atchane » (Dj. Abberaz).

# *C. Grès à litage oblique et drapages sigmoïdaux-*COMPLEXES ESTUARIENS (DES) Description du faciès

Le faciès est représenté par des grès moyens à grossiers, assez mal triés, organisés en bancs d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. Les bases de bancs sont irrégulières, soulignées par des gouttières d'érosion. Les sommets des bancs sont peu préservés. Les lamines sont organisées en litages obliques de grande échelle (mégarides 2D et 3D). Les stratifications arquées (3D) sont caractérisées par une concentration particulière de galets mous au fond des auges, et par la préservation locale de petites rides asymétriques. Ces faciès alternent généralement avec des niveaux à cupules et drapages argileux sigmoïdaux. Le taux d'amalgame entre ces différents faciès est élevé. La bioturbation est omniprésente, mais avec des densités variables, tendant généralement à augmenter au sommet des bancs.

# Interprétation de l'environnement de dépôt

Cette association de faciès montre une alternance d'écoulements unidirectionnels continus, se plaçant à la transition vers le haut régime hydrodynamique, indiquée par les mégarides 3D et les surfaces d'érosion, et de périodes de décantation, représentées par les faisceaux de lamines argileuses sigmoïdales. La prédominance de figures unidirectionnelles et le mauvais tri granulométrique suggèrent une mise en place par les crues (hydrodynamique fluviatile). Aussi, l'omniprésence de drapages argileux et de bioturbation traduit une hydrodynamique tidale. Les faciès à litage oblique arqué, préservant au fond des auges des drapages argileux et des trains de rides, sont interprétés par Homewood et Allen (1981), Clifton (1983), comme caractéristiques du domaine subtidal à intertidal inférieur. Ceci, nous amène à attribuer cette association de faciès à un milieu estuarien.

# Répartition

Ce faciès constitue la majeure partie de la « zone des alternances ».

# D. Quartzites cloutés (Skolithos piperock)-RAMPE TIDALE PROXIMALE A INFLUENCE DE VAGUES (PTP)

# Description du faciès

Grès fins à moyens, propres, bien triés, à aspect massif, organisés en bancs décimétriques à pluridécimétriques, fortement amalgamés, et extrêmement bioturbés (ichnofabrique index 5 et 6 au sens de Droser et Bottjer, 1986). Cette bioturbation est représentée par un assemblage dense de terriers verticaux, donnant lieu à une ichnofabrique monospécifique, connue sous le nom de « *pipe-rock* ». Aucune structure physique n'est apparente, hormis des joints stylolithiques et de la fracturation.

Les tubes de terriers sont généralement orientés perpendiculairement au litage (85° à 90°), et peuvent être légèrement inclinés par rapport à celui-ci (55° à 85°). Ils sont souvent droits à légèrement sinueux, mais jamais ramifiés. Les parois peuvent être lisses ou annelées, et dans de nombreux cas, très peu distinctes. La longueur apparente, au moins pour la partie qui est visible, varie en moyenne entre 4 cm et 18 cm, et peut dans certains cas être égale à l'épaisseur des bancs. Les terminaisons originelles sont souvent tronquées sous l'effet de l'érosion synsédimentaire, ce qui ne permet pas d'utiliser l'aspect «longueur» comme critère d'identification d'ichno-espèces. Le diamètre, le plus souvent constant sur toute la longueur des tubes, varie en moyenne entre 2 et 6 mm, mais peut dans certains cas atteindre 11 mm. La partie supérieure des tubes peut parfois s'évaser en entonnoir. Cette forme a été classée par certains auteurs comme un ichnogenre particulier ; *Monocratérions sp.* D'autres auteurs (Goodwin et Anderson, 1974 ; Durand, 1985), n'excluent pas la possibilité que les deux formes soient produites par un même organisme, soumis à des conditions différentes de milieu.

La préservation des tubes est due au remplissage de l'empreinte par un sédiment différent, en termes de granulométrie, du grès hôte, (plus fin ou plus grossier). Dans certains cas (coupe ABN, membre inférieur des « Quartzites »), la phase de remplissage est de nature ferrugineuse (hématite, goethite), confiant aux tubes une plus grande visibilité (couleur brunrougeâtre caractéristique), et surtout une plus grande résistance aux agents d'érosion. Certains tubes paraissent partiellement remplis, et par conséquent, plus vulnérables à l'altération superficielle.

#### Interprétation de l'environnement de dépôt

L'ensemble des caractéristiques présentées jusque là, indique qu'il s'agit de deux principaux ichno-espèces ; *Skolithos linearis* et *Skolithos verticalis* (Haldman, 1840). Cette discrimination est basée sur les caractéristiques définies par Alpert (1974;1975) et Durand (1985). Selon ces auteurs, les *S. linearis* présentent des diamètres supérieurs à 4 mm, et peuvent être inclinés ou légèrement courbes, avec des empreintes très peu espacées. Les *S.verticalis* présentent en revanche, des diamètres variant entre 1 et 4 mm, et sont toujours verticaux et assez espacés. Les *S.dufrenovi* présentent des tubes annelés, et sont de ce fait, classés séparément. Ainsi, l'appréciation qualitative du faciès permet de dire qu'il est colonisé en grande partie, par l'espèce *S.linearis* (Sokoloski, 2005).

Ces traces fossiles ont été diversement interprétées depuis le siècle dernier; moules d'algues, bulles de gaz montant à travers le sédiment, trous de fixation des pédoncules de Lingules, larves d'insectes. On a aussi admis qu'elles sont le produit de l'activité d'organismes endobiontes, similaires aux terriers de certains annélides actuels (Phoronides et Polychaetes), vivant dans des eaux chaudes peu profondes, suffisamment renouvelées pour permettre la nutrition de ces organismes suspensivores (Beuf et al., 1971). L'hypothèse d'un organisme vermiforme a été totalement rejetée par Durand (1985), pour de nombreuses raisons; (1) différences dans la morphologie, le diamètre et les structures des tubes générés par les Skolithos et ceux tracés par les annélides actuels, (2) différences dans l'intensité de peuplement, qui est variable pour les Skolithos, alors que les annélides restent toujours juxtaposés, (3) différences dans les milieux de dépôt qui abritent les deux espèces. Durand (1985) pense qu'un organisme vermiforme de longeur importante, donnerait lieu à une trace différente, probablement spiralée. Il pense également que pour un animal plus petit, se déplaçant sur toute la longueur tu tube, les risques d'enfouissement par instabilité du sédiment sont importants et les échanges gazeux plus difficiles. Il envisage donc que Skolithos traduit le tropisme vertical d'un animal vivant dans un substrat instable et traversant le sédiment en fonction des apports nouveaux. L'étonnante rectitude des tubes, leur orthogonalité par rapport aux surfaces de sédiments allant dans ce sens.

Les Skolithos sont habituellement décrits dans les zones littorales sableuses, mais associés à d'autres traces fossiles, comme *Diplocraterion, Arenicolites, Ophiomorpha*, formant ainsi l'ichnofaciès Skolithos (Crimes, 1975; Frey et Seilacher, 1980; Pemberton, 1992). Les organismes qui en sont à l'origine, sont intimement liés aux conditions environnementales régnant au cours de leur activité. Certains facteurs, comme la bathymétrie, la température, le volume des sédiments déposés et érodés, l'oxygénation de l'eau et de la pile sédimentaire, la cohérence et la stabilité du substrat, la turbulence et l'énergie des eaux de fond, ont une incidence majeure sur la distribution et la morphologie de ces traces fossiles.

Les faciès « piperock » à Skolithos sont attribués par un grand nombre d'auteurs (Hallam et Swett,1966; Hantszchel,1975; McCubbin 1982; Miller et Byers,1984; Crimes et Anderson,1985; Droser,1987; Pemberton, 1992) à un domaine côtier de haute énergie, totalement oxygéné (séquence de type *Domichnia* au sens de Bromley,1996), dans lequel, les substrats sableux sont propres ou légèrement argileux, bien triés et peu compactés (fig.111-A). Les Longueurs des tubes seraient fonction de la vitesse de sédimentation, tandis que leur densité serait inversement liée aux taux de sédimentation (fig.111-B). Leur biotope est marin de faible profondeur, tidal dans beaucoup de cas, mais éventuellement fluviatile, comme dans certains exemples ordoviciens et siluriens (Coter, 1983).

Les conditions environnementales stressantes pour un grand nombre d'organismes (changements brusques du taux de sédimentation, fréquence des érosions et des remaniements, variations rapides affectant la température, le gradient de salinité, les niveaux d'oxygène et les régimes hydrodynamiques), expliquent la faible diversité de la population benthique (présence d'un seul ichnogenre), la prédominance de morphologie simple, et la diminution de la taille des terriers en comparaison avec leurs homologues franchement marins (Pumberton,1992). Ces conditions stressantes sont courantes dans de nombreux milieux comme ; les plages aériennes et sous-marines, les flèches littorales, mais aussi dans les zones de haute énergie des plaines deltaïques, des deltas tidaux et des barres estuariennes (Pumberton, 1992; Sokoloski,2005).

Les facies «*piperock*» décrits dans les trois régions, sont des grès minéralogiquement et texturalement matures, que les Skolithos ont eu le temps de coloniser abondement (ichnofabrique index 5 et 6), traduisant une nette diminution du taux de sédimentation en période de hausse eustatique (Driese et al., inédit). Ces faciès sont souvent associés à des niveaux gréseux modérément bioturbés (index 2), caractérisés par la présence de litage sigmoïdal et de drapages argileux (faciès RCT) (fig.86). La préservation locale de ces structrures sédimentaires indique que le taux de sédimentation était supérieur au taux de bioturbation (Reineck et Singh;1975).



**Fig.86-** Répartition des traces fossiles en fonction des niveaux d'oxygène. **A-** Classification des biofaciès en fonction de l'oxygénation du milieu (modifié d'après Bromley, 1996). **B-** Bioturbation et fabrique résultant de contextes sédimentologiques variés (modifié, d'après Ekdale et al., 1984); (1) sédimentation lente et continue (taux de bioturbation= taux dépôt), (2) sédimentation rapide (ou sous conditions anoxiques), où l'activité des organismes est réduite à la partie sommitale du banc, (3) alternance de sédimentation lente et de sédimentation rapide avec érosion (terriers tronqués), (4) sédimentation lente et continue sans érosion. La faible stratification est soulignée par une succession de traces fossiles, ayant lieu pendant une phase de non-dépôt, (5) sédimentation rythmique entremêlée d'érosion (terriers non tronqués).

Cette association suggère une influence vague-tidale, sans aucune trace d'émersion. La grande dimension de l'aire de sédimentation et le grand étalement de ces faciès (puisqu'ils recouvrent tous les termes précédents), permettent d'attribuer ce faciès « *piperock* » à une

rampe tidale proximale. Dans le membre supérieur des « Quartzites de Hamra » et au sein de la formation «In Tahouite », le faciès « piperock » est régulièrement amalgamés avec des niveaux gréseux homogènes, très peu ou pas bioturbés, pouvant livrer des stratifications à faible angle (faciès SFS), caractéristiques du shoreface supérieur (fig.87). Un grand nombre d'auteurs (McCoy, 1952; Kulik, 1962; 1965; Bourgeois, 1980; Stanley; 1984; Vossler et Pemberton, 1988), interprètent ce type d'association comme des niveaux de tempêtes amalgamés, (où chaque zone bioturbée correspond à un évènement de tempêtes). Les intervalles gréseux contenant très peu ou pas de terriers (faciès SFS), traduisent une vitesse de sédimentation rapide, n'ayant pas permis aux organismes fouisseurs de construire leurs terriers.

## Répartition

Ce faciès constitue la majeure partie des «Quartzites de Hamra». Il est observé occasionnellement dans la formation des « Grès de Ouargla », et au sein des « Grès de Ouargla » (Dj. Abberaz), où il alterne avec des dépôts de shoreface. Sa présence est peu fréquente dans la formation « In Tahouite ».



**Fig.87-**Principales associations de faciès «piperock» observées au sein de l'unité III. **A**-Association "piperock-grès à sigmoïdes tidales" (faciès RCT). Le faciès « Skolithos piperock » est représenté par une ichnofabrique index 5 et 6 (charte modifiée d'après Bottjer et Drosser (1991), alors que le faciès RCT est caractérisé par une ichnofabrique index 2 (coupe ABC, Dj. Abberaz). **B**- Association "piperock-grès à litage de faible angle (faciès SFS)". L'absence de bioturbation et la bonne préservation des figures primaires de dépôt, permettent d'attribuer à ce faciès (SFS), une ichnofabrique index 1 (coupe ABC, Dj. Abberaz).

# *E.* Grès fins à Daedalus – RAMPE TIDALE DISTALE (PTD) Description du faciès

Grès très fins à fins, bien triés, à aspect homogène, en bancs pluricentimétriques à décimétriques, extrêmement bioturbés, ne laissant apparaître que quelques rares lamines sigmoïdales, et un litage de rides (petites rides asymétriques et rides d'oscillation). Cette bioturbation est représentée en grande partie par des structures peu fréquentes, ayant l'aspect de bourrelets circulaires, annelés ou spiralés, apparaissant généralement à la surface intérieure

des bancs. En vue latérale, la forme est celle d'un ruban enroulé sur un tronc de cône, avec une surface parfois couverte de stries obliques. Lorsque les empreintes sont nombreuses, elles se recoupent sans détruire la partie commune. Cette particularité est très caractéristique des Daedalus (ichnofaciès Cruziana). Elles représentent les empreintes d'organismes cylindriques déplaçant leur propre terrier (Lessertisseur, 1955).

# Interprétation de l'environnement de dépôt

Les Cruziana indiquent une zone plus profonde que les skolithos dans la mesure où ces derniers vivants plus ou moins fixés ne pouvaient se nourrir que dans une eau en mouvement, chargée de particules en suspension. Au contraire, les trilobites et autres organismes se déplacent sur le fond peuvent vivre dans des eaux plus calmes. Ainsi, Seilacher (1983) considère que les daedalus sont de bons indicateurs de milieu marin peu profond. Ces pistes bilobées marquent des périodes de maximum d'approfondissement, et peuvent ainsi être utilisés comme des marqueurs de paléobathymétrie (zone subtidale). La texture de ce faciès (affinement du matériel), et les figures sédimentaires localement préservées, permettent de l'attribuer à des rampe tidale distale.

#### Répartition

Ce faciès très peu représenté dans les successions ordoviciennes, a été observé occasionnellement au sein des « Quartzites de Hamra » (Dj. Abberaz), où il correspond à des épisodes d'approfondissement maximal.

# 2.1.3. FACIES A HYDRODYNAMIQUE DE HOULES

#### A. Sables bioclastiques – LAGS TRANSGRESIFS (TPT) Description du faciès

Grès grossiers, à nombreux galets argileux et lumachelles de Brachiopodes inarticulés (Lingulla), organisés en bancs pluridécimétriques, à évolution granodécroissante. La base des lumachelles est nette, systématiquement irrégulière et érosive, soulignée par des gouttières d'érosion de formes et de tailles variées, et de galets quartzitiques. Les coquilles de Brachiopodes sont disposées en strates successives parallèles au plan du litage. Les variations sont fréquentes et rapides à l'intérieur d'une même strate, et mais aussi entre strates successives. Ces coquilles peuvent être partiellement remplies de ciment phosphaté. La parties sommitales des bancs correspondent à des surfaces d'implantation de terriers (Skolithos), laissant parfois apparaître des figures caractéristiques de tempêtes (HCS en érosion).

#### Interprétation de l'environnement de dépôt

Les bases érosives et la taille des bioclastes qui les soulignent, indiquent un régime hydrodynamique élevé. En revanche, l'affinement du matériel vers le sommet, et la préservation des coquilles de Brachiopodes, suggère un régime hydrodynamique plus faible. La granodécroissance globale peut illustrer un amalgame d'évènements successifs correspondant à une baisse graduelle du régime hydrodynamique, et une homogénéisation progressive par la bioturbation. La préservation locale de HCS en érosion, indique une hydrodynamique de tempêtes. Ce faciès peut être interprété comme le produit de ravinement par les tempêtes, lors des périodes transgressives (Kreisa, 1981; Handford, 1986).

#### **Répartition**

Ce faciès a été observé dans les affleurements du Dj Abberaz et du Tassili de Ouallen, souvent associé à la base de la « Zone des alternances », et occasionnellement à la formation des « Grès d'El Atchane » (Dj. Abberaz).

# B. *Grès microconglomératiques à encroûtement ferrugineux –* DEPOTS DE RAVINEMENT PAR LES TEMPETES (GMT)

# **Description du faciès**

Ce faciès se présente sous forme de petits bancs d'épaisseur pluricentimétrique à décimétrique, constitués de grès microconglomératique à évolution granodécroissante. La base des bancs et nettement érosive, soulignée par des lags transgressifs, des coquilles brisées de *Lingulla* et des encroûtements ferrugineux. Le sommet est dépourvu de litage, et ne montre que des galets quartzitiques épars. La bioturbation est quasiment absente.

# Interprétation de l'environnement de dépôt

Aucune figure sédimentaire primaire n'est préservée. La base ravinante et la granulométrie du matériel et les coquilles brisées de *Lingulla* indiquent un haut régime hydrodynamique. La granodécroissance observée suggère soit un dépôt gravitaire, soit un dépôt de tempêtes granoclassé. La position de ce faciès au sein de dépôts marins ouverts, permet de l'interpréter comme un dépôt de ravinement par les tempêtes lors des périodes transgressives. Selon Swift (1968), ce type de faciès marque le passage de la zone de déferlement des vagues sur les zones qui en étaient initialement abritées, et le retour à un milieu marin vrai lors de la remontée du niveau marin relatif.

# Répartition

Ce faciès a été observé uniquement dans le Dj. Abberaz (Coupe ABS), où il achève les « Grès de Ouargla » et annonce les « Argiles d'Azzel-Tiferouine ».

# C. *Grès à litage de faible angle –* SHOREFACE SUPERIEUR-FORESHORE (SFS) Description du faciès

Grès fins à moyens, propres et fortement cimentés, organisés en bancs pluri décimétriques, dans lesquels un faisceau de lits plans faiblement inclinés (*Low angle cross-bedding*) est bien exprimé. Les lamines millimétriques sont constituées de matériel homogène bien classé, résultant d'un empilement de lits alternativement plus fins et plus grossiers. Les bioturbations y est fine à absente, généralement représentées par l'ichnofaciès Skolithos, plus rarement Glossifungite. Des traces d'échappement de terriers peuvent être préservées au sommet des bancs, reflétant une arrivée soudaine de flux sédimentaire.

#### Interprétation de l'environnement de dépôt

Le type de litage, le bon tri granulométrique et la ségrégation à très fine échelle du matériel suggèrent une hydrodynamique oscillatoire, à la transition vers le haut régime hydrodynamique. Ce type de litage est l'expression du déferlement des houles de tempêtes, et amène donc à attribuer ce faciès à la transition Shoreface supérieur-Foreshore (Dabrio, 1980).

#### **Répartition**

Ce faciès est fréquemment observé au sein de la formation « In Tahouite ».

# D. Grès à litage entrecroisé en creux (SCS) – SHOREFACE SUPERIEUR (SRS) Description du faciès

Il s'agit de grès fins à moyens, bien triés, organisés en bancs décimétriques à litage entrecroisé en creux (SCS), interférant avec un litage de faible angle. Les lamines subhorizontales montrent une ségrégation granulométrique à très fine échelle. La bioturbation est rare, représentée par l'ichnofaciès Skolithos. Les cupules et des lits micacés sont occasionnellement observés dans la partie sommitale des bancs.

## Interprétation de l'environnement de dépôt

Le litage entrecroisé en creux (SCS) est interprété par Leckie et Walker (1982), comme un HCS dont les dômes seraient tronqués du fait d'un fort taux de recoupement de faisceaux, ou un litage résultant essentiellement de creusements, ultérieurement comblés par des sédiments (*« scour and fill »*). La présence de telles structures, le bon tri granulométrique du matériel, et la ségrégation le long des petites lamines subhorizontales, indiquent des écoulements oscillatoires, qui se placent à la transition entre le bas régime et le haut régime hydrodynamique. La préservation locale de drapages argileux, suggère l'existence de périodes de décantation ou de très faibles vitesses d'écoulement oscillatoire. Ceci correspond à un régime de tempêtes sous la limite d'action des houles de beau temps. Le faciès peut être interprété comme des dépôts proximaux de tempêtes, et serait ainsi placé dans le shoreface supérieur. (Leckie et Walker, 1982; McCrory et Walker, 1986; Eyles et Clarck, 1986; Schieber, 1988).

# Répartition

Ce faciès a été observé dans les «Grès de Ouargla» et les « Grès d'Oued Saret ».

# E. Grès fins à litage oblique en mamelons- SHOREFACE MEDIAN (SFM)

# Description du faciès

Grès très fins, très bien triés et fortement cimentés, en bancs pluricentimétriques à décimétriques, amalgamés dans des séquences progradantes. Les contacts de base de banc correspondent à des surfaces basales d'érosion ondulées, plus ou moins régulières, soulignés par une présence abondante de galets mous granoclassés. Les contacts sommitaux présentent des surfaces nettes, irrégulières. Ce faciès est caractérisé par la présence de HCS en érosion (au sens de Dott et Bourgeois, 1982; 1983), avec des longueurs d'onde pluridécimétriques. La bioturbation est diffuse et peu présente.

#### Interprétation de l'environnement de dépôt

Le litage en mamelons et le bon tri granulométrique indiquent un écoulement oscillatoire en domaine marin franc. Les HCS en érosion correspondent à la partie médiane du bas régime hydrodynamique. Dans ce type de litage, les creux entre les dômes sont prépondérants. Les dômes sont des morphologies résiduelles d'une surface creusée par des courants. Les dépressions ainsi formées sont ultérieurement comblées par des sédiments silto-sableux avec épaississement des lamines dans les creux, ce qui tend à niveler la topographie induite par les surcreusements. L'absence d'intervalles argileux entre les stratifications et la présence abondante de gouttières d'érosion témoignent d'un régime oscillatoire de vagues de tempêtes.

#### Répartition

Ce faciès est fréquent dans les formations « d'El Gassi » et « El Atchane » (Dj. Abberaz), ainsi que la formation « In Tahouite ». Il est occasionnellement préservé dans la formation des «Quartzites de Hamra» où il correspond à des épisodes d'approfondissement maximal. On le rencontre également à la transition entre les « Quartzites » et les « Grès de Ouargla ».

# F. Alternance d'argile et de grès à litage oblique en mamelons-OFFSHORE SUPERIEUR PROXIMAL\_SHOREFACE DISTAL (OSP)

# Description du faciès

Il s'agit d'une alternance d'argiles silteuses finement laminées et de petits bancs gréseux très fins et très bien triés, se rapprochant des faciès (SMF), mais avec des épaisseurs beaucoup plus réduites (20 cm à 50 cm). Les HCS en accrétion verticale (au sens de Pound, 1984; Brenchley et al., 1986) sont omniprésentes, avec des longueurs d'ondes décimétriques, parfois métriques. Dans ce type de litage, les dômes sont prépondérants, et résultent d'une accrétion verticale par épaississement des lamines sur les dômes (litage de mégarides chevauchantes en phase). Les contacts de base sont soit graduels ou francs et ondulés. Les contacts supérieur sont nets, marqués par une implantation petites terriers verticaux. La bioturbation est fine et diffuse dans la fraction argilo-silteuse, et est représentée par les deux types ; Skolithos et Cruziana. Les drapages et cupules argileux sont quelques fois observés.

# Interprétation de l'environnement de dépôt

L'alternance de périodes d'écoulement oscillatoire et de périodes plus calmes engendre une nette ségrégation dans la distribution des faciès. Pendant les périodes où l'environnement est dominé par les houles, les bancs gréseux sont plus propres et contiennent moins de cupules et de drapages argileux, la bioturbation est caractéristique des environnements agités, elle est surtout représentée par quelques terriers verticaux (Skolithos). L'omniprésence des HCS témoigne que le milieu reste ouvert et dominé par les tempêtes. Lors des périodes calmes, les grès sont plus argileux grâce à la décantation des particules fines, le pourcentage des drapages augmente, l'intensité de la bioturbation horizontale devient plus importante. Une telle dynamique en domaine marin franc est caractéristique des tempêtes, en dessous de la limite d'action des vagues permanentes. Le faciès serait ainsi attribué à un environnement offshore supérieur proximal à shoreface distal (McCubbin, 1982).

# Répartition

Ce faciès constitue la partie inférieure des «Grès d'El Atchane» (Dj. Abberaz), ainsi qu'une grande partie des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ».

# G. Silt argileux à litage lenticulaire et ondulé – OFFSHORE DISTAL (OSD)

# Description du faciès

Silts argileux gris-foncé, finement laminés, montrant un litage lenticulaire (*lenticular bedding*) et ondulé (*wavy bedding*), parfois plan parallèle. Les lamines silteuses ou gréseuses sont très bien triées et montrent des limites nettes et onduleuses. Notons la présence occasionnelle de fines intercalations sableuses à HCS et de petites rides d'oscillation à crêtes arrondies. La bioturbation est très fine et diffuse.

# Interprétation de l'environnement de dépôt

Les niveaux argileux correspondent à des phases de décantation. Les figures sédimentaires résultent d'écoulements oscillatoires en bas régime hydrodynamique. Ce mode de sédimentation ne peut être attribué qu'aux tempêtes. La fine granulométrie du matériel indique un environnement distal. L'ensemble de ces critères amènent à attribuer ce faciès à un environnement offshore supérieur distal.

# Répartition

Ce faciès constitue la partie distale des « Argiles d'El Gassi » et des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ».

# 2.2. Principales associations verticales de faciès

Les faciès sédimentaires ont été jusqu'ici envisagés individuellement, et attribués chacun à un milieu de dépôt. Sur les coupes verticales, ces faciès s'agencent suivant des successions préférentielles, suggérant un lien génétique entre différents milieux de dépôt. Il est proposé dans ce qui suit, une description sommaire des principales associations verticales de faciès et leur interprétation en termes de systèmes sédimentaires.

# A. Associations de plaines côtières

Les associations de plaines côtières appartiennent à de nombreux environnements de dépôt, contrôlés exclusivement par les marées. Elles sont essentiellement représentées par des faciès fluviatiles à influence tidale, des complexes estuariens et des platiers tidaux sableux (*sand flats*), très développés sur ces vastes étendues à faible régime de subsidence.

# A.1. Association de faciès fluviatiles à influence tidale

Cette association de faciès qui caractérise généralement le sommet de l'unité II, a été observée localement au sein de la « Zone des alternances » (Coupe ABC, Dj. Abberaz), où elle est représentée par une succession verticale de faciès fluviatiles fortement amalgamés (faciès FIT) et de chenaux tidaux (faciès RCT) (fig.88). Cette succession traduit la proximité d'une zone estuarienne, où les courants tidaux peuvent atteindre la partie interne de l'estuaire, entrainant le remaniement des sédiments véhiculés par les chenaux fluviatiles (Allen, 1991; Dalrymple *et al.,* 1992; Plink-Bjorklund,2005).

# A.2. Association de faciès estuariens

Cette association de faciès, qui constitue la majeure partie de la « Zone des alternances », est représentée par une succession verticale de type (FIT–DES-PTP ou PTD) (fig.89), très proche de celles des systèmes estuariens à forte influence tidale (côte à régime macrotidal) (Woodroffe *et al.*, 1989; Dalrymple *et al.*, 1992; Harris *et al.*, 1992; Chappell et Woodroffe, 1994; Mulrennan and Woodroffe, 1998; Hori *et al.*, 2001; Buatois et Mangano, 2003; Heap *et al.*, 2004; Plink-Bjorklund, 2005). Elle est incomplète au niveau des « Quartzites de Hamra » et des « Grès d'El Atchane », où le faciès (FIT) est absent, suggérant une plus grande distalité (zone à l'abri des influences fluviatiles).

# A.3. Association rampes tidales sableuses bioturbées

Cette association de faciès est très largement développée dans les séries ordoviciennes préglaciaires, et constitue à elle seule, la formation des « Quartzites de Hamra ». L'une des caractéristiques frappante de cette association de faciès, est la remarquable persistance, non seulement en termes de « fabrique de roche » mais aussi en termes de continuité latérale, traduisant une période d'étalement et d'uniformisation générale de la sédimentation; la subsidence devient identique partout, et la sédimentation est tout à fait continue (Runkel *et al.,* 1998). Les sables sont remaniés vers l'offshore par une forte hydrodynamique tidale, donnant lieu à une rampe sableuse plate, s'étendant très au large du littoral.

Les faciès (DRM), (PTP) et (PTD) sont génétiquement liés. Leur organisation verticale traduit un approfondissement progressif du milieu de dépôt. Cette association de faciès est complète dans la région du Djebel Abberaz (fig.90). Elle peut admettre selon les cas ; un faciès de type (SFM), traduisant le remaniement des sables tidaux et leur restructuration en bancs à HCS, lorsqu'on se situe en domaine distal ouvert (cas général des « Grès de Ouargla »), ou des distributaires de type (RCT), lorsqu'il s'agit de domaines plus confinés, soumis à une plus forte action de courants de marées (cas des « Quartzites de Hamra »).

En subsurface, cette association génétique est représentée par une succession de type (DRM)-(PTD), traduisant une plus grande distalité. Le faciès (DRM) est bien préservé dans les puits W-5 et W-9 (fig.91).



**Fig.88**-Séquence idéale illustrant l'association de faciès fluviatiles à influence tidale. Cette association de faciès n'a été observée qu'au sein de la « Zone des alternances ». Elle traduit la proximité d'une zone estuarienne, où les courants de marées entrainent le remaniement permanent des sédiments véhiculés par les chenaux fluviatiles. A- Vue panoramique de la partie méridionale du Djebel Abberaz, où se développe la « Zone des alternances ». B- Photo prise dans le faciès FIT (coupe ABS).



**Fig.89**-Association de faciès estuariens. La séquence type, représentée par la succession verticale (FIT), (DES) et (PTP) ou (PTD) n'a été observée qu'au sein de la « Zone des alternances ». Dans les « Quartzites de Hamra » et les « Grès de Ouargla », le faciès (FIT) est absent, traduisant une plus grande distalité.



*Fig.90-* Succession idéale de faciès de plaines tidales sableuses bioturbées, rencontrée dans la région du Dj. Abberaz (Coupe ABC).

# B. Association de faciès marins

Les associations de faciès marins traduisent également un contexte de faible taux de sédimentation. Elles sont représentées par des séquences de shoreface à influence de vagues dans les domaines confinés, et des shorefaces à influence de tempêtes, avec des HCS en érosion bien développés dans les régions plus ouvertes. Les faciès offshore sont présents dans les zones les plus subsidentes, associées probablement à des mouvements tectoniques locaux.



**Fig.91-** Présentation de l'association Rampes tidales sableuses bioturbées dans la région d'Igamerene (Tassili de Ouallen) et en subsurface.

# **B.1.** Association Shoreface-tidal

Il ne s'agit pas d'association génétique proprement parler mais d'une succession verticale de type SRS (grès à SCS)-SFS (grès à litage subhorizontal)-RCT (chenaux tidaux), bien développée au sommet de certaines formations comme les « Grès d'El Atchane » (Dj. Abberaz), les « Grès de Ouargla », les « Argiles d'Azzel-Tiferouine » et les « Grès d'Oued Saret » (fig.92). Cette succession constitue généralement le terme progradant des séquences marines. Elle n'est associée en subsurface, qu'aux « Grès d'Oued Saret ».

# B.2. Associations "Shoreface" dominé par les tempêtes

Les faciès dominés par une hydrodynamique de houles répondent de manière prédictive aux variations du niveau marin relatif. Ils s'organisent durant les périodes régressives, selon une succession verticale de type OSP-SFM-SRS-SFS, avec le taux d'amalgamation qui devient plus important vers le haut (fig.93). Cette association génétique traduit la progradation d'un système littoral dominé par les tempêtes. Elle se rencontre dans les « Argiles d'El Gassi » et les «Grès d'El Atchane» (Dj. Abberaz), et dans la partie supérieure de la formation «In Tahouite».

Durant les périodes transgressives, l'organisation séquentielle est dominée par des shorefaces non amalgamés, traduisant un taux d'accommodation plus élevé. La succession type est représentée à la base par des dépôts de ravinement (DRT ou TPT), relayés par des dépôts de shoreface supérieur (SRS), puis par des faciès à HCS (SFM) et enfin des argiles d'offshore (OSP). Cette association idéale est souvent incomplète, et il y a au moins un de ces faciès qui est mal représenté. Elle est très peu représentée dans les séries ordoviciennes préglaciaires et n'a été observée qu'à à la base des « Argiles d'Azzel-Tiferouine » (fig.94).

# **B.3.** Associations Shoreface-Offshore

Cette association de faciès est particulièrement développée dans la partie inférieure de la formation « In Tahouite », où elle est dominée par des faciès argileux hétérolitiques de type OSD (dépôts d'offshore distal), pouvant admettre occasionnellement des incursions lenticulaires de type OSP (faciès à HCS isolés), dues à des tempêtes distales. L'organisation séquentielle est souvent grano et stratocroissante, avec très peu d'amalgamation entre les faciès.



**Fig.92-**Illustration d'une association de type Shoreface-tidal. Cette association mixte est généralement associée aux parties sommitales des systèmes littoraux progradants. La photo a été prise dans la partie terminale des « Grès d'El Atchane » (coupe ABC, Dj. Abberaz).



**Fig.93-** Association idéale de dépôts de shoreface dominé par les tempêtes (association typique des périodes régressives). L'épaisseur des bancs et le taux d'amalgamation deviennent de plus en plus importants vers le haut, traduisant la diminution du taux d'accommodation.



**Fig.94-**Séquence type d'une association Shoreface-offshore. A- Zone de passage « Grès de Ouargla »-« Argiles d'Azzel-Tiferouine », où le faciès (GMT) a été observé (Coupe ABC, Dj. Abberaz). Ce contact abrupt et érosif succédé par la transgression des « Argiles d'Azzel-Tiferouine) pourrait correspondre à la Discordance « Intra-Arénig » mise en évidence dans le bassin de l'Ahnet, et autres bassins sahariens. B- Faciès (OSP) observé dans la région d'Igamerene (coupe IG, Tassili de Ouallen).

# 3. Organisation séquentielle des séries ordoviciennes préglaciaires

Les successions cambro-ordoviciennes des régions d'étude s'inscrivent dans un cycle transgressif-régressif majeur, reconnu à l'échelle de la plateforme Nord-africaine; c'est le « *Supercycle Gondwanien Inférieur* » de Boote et al (1998), qui est défini sur un intervalle stratigraphique allant du Cambrien au Dévonien inférieur. Ce supercycle enregistre les processus de déformation qui ont marqué l'histoire d'évolution de la plateforme Gondwanienne au cours du Paléozoïque inférieur (Prigmore et al., 1997; Stampfli et Borel,2002). Il est limité à la base par une discordance érosive majeure (SB1) associée à longue période d'émersion du supercontinent de Gondwana; c'est la discordance « panafricaine » ou « infracambrienne » (Eschard et al., 2004). La limite supérieure est une discontinuité érosive d'origine fluviale, rattachée à la phase Calédonienne. Cette discordance à morphologie très plate à l'échelle régionale, a été générée à la limite Siluro-Dévonien, suite à une chute de forte amplitude du niveau relatif de la mer, combinée à un basculement vers le Nord-ouest de la plateforme saharienne (Boote et al., 1998; Eschard et al., 2004).

Les successions cambro-ordoviciennes représentent la partie transgressive de ce supercycle eustatique. Elles traduisent une longue période de subsidence, au cours de la quelle, la remontée progressive et continue du niveau relatif de la mer, entraine peu à peu l'inondation de la plateforme (Ross et Ross, 1992; Nielsen, 2004, Qahtani, 2005; Fabre et Kazi-Tani, 2005). La surface d'inondation maximale (MFS de premier ordre) marquant à long terme la fin de cette transgression, coïncide avec la partie basale des « Argiles d'Azzel-Tiferouine » (unité III-3), ce qui lui confère un âge Llanvirnien (fig.95).

Cinq séquences de 2<sup>ème</sup> ordre sensu Vail et al (1991) (S2 à S6, la séquence S1 étant cambrienne), renfermant chacune plusieurs séquences à moyen terme, ont été mises en évidence au sein des successions ordoviciennes préglaciaires (fig.96, 97, 98), et corrélées avec les nomenclatures lithostratigraphiques utilisées. Ces séquences dont la durée varie entre 7 et 15 Ma, traduisent une rétrogradation à long terme, pendant laquelle on assiste à la disparition progressive des systèmes fluviatiles et au développement de conditions marines ouvertes au fur et à mesure que l'on se déplace vers le NNW. Elles sont délimitées par des discontinuités matérialisées soit par des surfaces de ravinement transgressives, soit par des surfaces de progradation maximale, plus ou moins faciles à suivre. Les surfaces d'émersion subaériennes sont très peu observées. La définition des cortèges sédimentaires est beaucoup plus malaisée sur une plateforme très peu profonde sans rupture de pente. La physiographie en rampe ne permettant pas de différencier les cortèges de bas niveau marin des cortèges de haut niveau. A cela s'ajoute la complexité due aux mouvements tectoniques (origine eustatique et tectonique des discontinuités).

# 3.1. Description des séquences

#### 3.1.1. Séquence S1

La séquence S1, qui est supposée d'âge Cambrien supérieur-Trémadoc basal, repose en onlap sur la discordance panafricaine (SB1). Sa puissance varie à l'affleurement entre 50 et 70m, et peut aller jusqu'à 300m dans le cas du Tassili d'Ouallen. Elle est bien plus développée en subsurface, où son importance dépasse 400m. Cette séquence renferme dans sa partie inférieure des épandages très continus et fortement amalgamés de chenaux fluviatiles proximaux (plaines alluviales en tresse).

Le taux de sédimentation devient plus élevé aux abords des accidents tectoniques, actifs au cours de cette période. Les jeux en horst et grabens avaient déterminé des aires de plus forte subsidence, favorisant l'accumulation rapide de matériel proximal. Le mouvement d'élévation du niveau marin relatif est enregistré par le changement de la morphologie de ces systèmes fluviatiles, qui passent de systèmes grossiers en tresse à des systèmes de plus en plus fins avec des indices d'influence tidale (développement de bioturbation verticale, litages et drapages argileux sigmoïdaux).



**Fig.95** –Figure synthétique illustrant l'organisation séquentielle des successions paléozoïques inférieures dans les régions d'étude. Les séries Cambro-ordoviciennes représentent la partie transgressive du Supercycle Gondwanien inférieur, reconnu à l'échelle de la plateforme Nordafricaine. La partie régressive qui serait d'âge Siluro-Dévonien, a été décrite par Euzen et al., (2005) dans la région du Djebel Abberaz. A, B, C- représentent les modèles de dépôt de l'Orodovicien préglaciaire.



Fig.96 – Organisation séquentielle des successions cambro-ordoviciennes dans le Djebel Abberaz.

Cette influence atteint son paroxysme pendant la « Zone des alternances», où les embouchures des systèmes fluviatiles se transforment en estuaires, dont les dépôts sont entièrement préservés dans les trois régions d'étude. Les complexes estuariens passent dans la région du Dj. Abberaz à des replats sableux entièrement contrôlés par les marées (platiers tidaux). Le pic transgressif (MFS1), qui est très bien enregistré à l'affleurement, sous forme d'une lumachelle à Brachiopodes inarticulés, doit être considéré comme une coupure sédimentologique majeure de l'Ordovicien. Il a été reconnu formellement par Legrand (1966; 1985) dans la Chaîne de l'Ougarta, où il a été daté Trémadoc inférieur grâce à des graptolites.

#### 3.1.2. Séquence S2

La deuxième séquence, supposée d'âge Trémadoc, regroupe tous les termes de l'unité III-1. Elle n'a été observée que dans la région du Dj. Abberaz, où son importance atteint environ 100m. En subsurface cette séquence n'est représentée que par les termes sommitaux de la « Zone des alternances ». Cette séquence est limitée à la base par une discontinuité d'origine fluviale (SB2), matérialisée par une importante rupture granulométrique, scellée par des grès grossiers, traduisant la rejuvenation des systèmes fluviatiles pendant une période d'accommodation minimale. La limite supérieure correspond à une surface de ravinement tidal (SB3), qui souligne les dépôts de base des « Quartzites de Hamra ». Cette surface érosive bien exprimée à l'affleurement et en subsurface, est associée à des mouvements verticaux (réactivation du système de failles cambriennes avec création de reliefs) dans la région du Dj. Tamamat, où les «Quartzites de Hamra » présentent des faciès très proximaux, et reposent directement sur le fluviatile cambrien. Elle a été mise en évidence dans d'autres régions sahariennes comme les Tassilis N'Ajjer et le bassin de Berkine (Eschard et al., 2006), ce qui lui confère un caractère régional.

La partie transgressive de la séquence regroupe les termes tidaux sommitaux de la « Zone des alternances » et les shorefaces distaux développés à la base des « Argiles d'El Gassi ». La surface d'inondation maximale (MFS2) doit être localisée au sein de ces dépôts marins francs (faciès offshores). Cette partie de la séquence, qui est complète dans la région du Dj. Abberaz, n'est plus représentée dans le Tassili de Ouallen en subsurface, que par les complexes estuariens de base (« Zone des alternances »), du fait de son érosion sous le discordance SB2.

La partie régressive de la séquence S2 n'est préservée que dans la région du Dj. Abberaz, où elle est représentée par 100m de dépôts granocroissantes et stratocroissantes, traduisant la progradation d'un système littoral influencé par les tempêtes. La succession est dominée à la base, par des shorefaces distaux, très peu amalgamés alternant avec des termes offshores (formation des « Argiles d'El Gassi »), qui passent verticalement à des dépôts de plus en plus proximaux et amalgamés, avec une influence tidale bien marquée vers le sommet (formation des « Grès d'El Atchane »).

#### 3.1.3. Séquence S3

Cette séquence supposée d'âge Arénig inférieur, renferme les rampes tidales extrêmement bioturbés des « Quartzites de Hamra ». Elle est limitée à sa base par la discordance érosive (SB3), et au sommet par une surface de ravinement tidal (SB4) bien mise en évidence dans la région du Dj Abberaz, où elle est associée à de gros chenaux tidaux. Dans la région d'Igamerene, cette discontinuité est marquée par un contact abrupt entre les premiers faciès des « Grès de Ouargla » et les « Quartzites de Hamra ». Elle est très peu exprimée en subsurface, où elle passe à une surface de concordance; le contact entre les deux formations est souvent progressif. La puissance de cette séquence varie entre 20 et 40m dans le Tassili de Ouallen et en subsurface, mais peut atteindre des valeurs de l'ordre de 100m dans la région du Dj. Abberaz.



Fig.97-Organisation séquentielle des successions cambro-ordoviciennes dans le Tassili d'Ouallen.

#### 3.1.4. Séquence S4

La séquence S4, supposée d'âge Arénig supérieur-Llanvirnien basal, renferme la formation des « Grès de Ouargla » et les termes de base des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ». Elle est très peu épaisse dans le Tassili de d'Ouallen et en subsurface, où sa puissance atteint rarement 20m. Dans le Dj. Abberaz, cette formation évolue considérablement pour atteindre des valeurs de l'ordre de 140m. Elle est constituée à la base de platiers tidaux extrêmement bioturbés et de complexes estuariens, évoluant en dépôts de shoreface à influence de tempêtes. Le maximum de transgression (MFS3) qui est atteint à la base des « Argiles d'Azzel-Tiferouine », est associé à une limite de séquence (SB5), matérialisée dans la région du Dj. Abberaz par une surface d'érosion marine à condensations faunistiques (lumachelles à Brachiopodes), et en subsurface par une augmentation abrupte des valeurs Gamma-ray. Cette discontinuité à caractère régional, doit correspondre probablement à la Discordance « Intra-Arénig », bien mise en évidence dans un grand nombre de bassins sahariens.

# 3.1.5. Séquence S5

La séquence S5, supposée d'âge Llanvirnien-Llandelien, correspond à la formation « d'Azzel-Tiferouine », dont la puissance varie considérablement d'un site à l'autre. Dans le Tassili d'Ouallen, cette séquence est soit érodée sous la discordance Taconique ou partiellement préservée sur des intervalles stratigraphiques n'excédant pas 42m. Dans le Djebel Abberaz, cette séquence semble présenter un caractère relativement isopaque (entre 80 et 100m), alors qu'en subsurface, sa puissance peut aller de 25m (W-5) à 250 m (W-9).

La partie transgressive de la séquence qui est très réduite volumétriquement, est représentée par une succession de paraséquences à évolution de plus en plus profonde, traduisant la remontée progressive du niveau relatif de la mer. Les termes de base dans chaque paraséquence, correspondent à des shorefaces distaux dominés par les tempêtes, qui passent graduellement à des dépôts offshores distaux. C'est au niveau de ces derniers que le pic transgressif (MFS4) doit être recherché. La partie régressive est organisée en une succession de paraséquences bathycroissantes traduisant la progradation d'une rampe de tempêtes. La limite de séquence supérieure (SB6) correspond à une surface de progradation maximale, prise au sommet d'un faciès gréseux à litage de faible angle (dépôts de foreshore).

# 3.1.6. Séquence S6

La séquence S6, supposée d'âge Caradoc-Ashgill, regroupe les formations des « Grès d'Oued Saret » et des « Grès de Ramade ». La partie transgressive de la séquence est représentée par les dépôts offshores qui constituent les termes de base des « Argiles d'Azzel-Tiferouine ». La partie régressive de la séquence qui peut être totalement ou partiellement préservée sous la discordance Taconique et les incisions glaciaires de l'unité IV (SB7), s'organise en une succession de paraséquences bathycroissantes traduisant la progradation vers le NW d'une rampe de tempêtes. Sa puissance qui varie globalement entre 20m et 50m, peut atteindre une valeur de l'ordre de 315m en subsurface (cas exceptionnel du puits W-9, où la séquence est mieux préservée).

ш		LITHO- STRATIGRAPHIE		DIAGRAPHIES	LOG SEDIMENTOLOGIQUE	DESCRIPTION DU FACIES	MILIEU DE DEPOT	SEQUENCES 2ème ordre	
₽ C				GR (API)	4 62 125 250 500 1 2 4 64 256 9 9 9 9 9 mm mm mm mm 5 5 5 5 8				
N N N N N N N N N N N N N N N N N N N	DATATION (SAMAR., 2009	ARGILES A GRAPTOLITES	Formation d'Imirhou	0 2500 2500 0 0		Argiles silteuses noires finement laminées	Offshore distal	MFS6	
	HIRNANTIEN	UNITE IV	Formation Tamadjert	And My room and Manuar and Manuar and A	Diamictites	Argiles noires très mal classées, chaotiques, à galets polygéniques (quartz, granite) de taille hétérométrique. Présence d'indices de déformation plastique Grès fins à moyens, très bien triés, stylolithiques, à grandes rides chevaucahntes	Périglaciaire Offshore avec "Dropstones" Périglaciaire Cordons littoraux	SB7	S6
$\overline{\mathbf{O}}$	CARADOC ASHGILL	e	Grès d'Oued Saret ?	And Mary Mary		Argiles silteuses biotubées, à litage en mamelons (HCS) et rides d'oscillation passant verticalement à une sequence progradante enrichie en sable fin	Shoreface	MFS5 SB6	S6
	LLANVIRN	NITE III -	Argiles d'Azzel			bioturbé, à HCS et litage subparallèle	Offshore	MFS4	S5
$\bigcirc$	SING	5	Grès d'Ourgla	1900 m	*	Grès fins, bien triés à aspect massif, bien triés, finement bioturbés, à litage oblique en mamelons (HCS) et litage plan à faible angle	Shoreface - tidal	MFS3	S4
	ARE	<u>}</u>     -2	Quartzites de Hamra	n na		Grès fins à moyens, bien triés à aspect massif, bioturbation intense (piperock), Base grossière à gouttières d'érosion	Rampe tidale bioturbée	SB3	S3
?	TREMADOC ?	нн	Zone des alternances	and have been and have		Succession de chenaux détritiques moyens à grossiers, modérément triés à bioturbation verticale, drapages argileux et litage sigmoïdal.	Estuarien	MFS1	
C A M B R	CAMBRIEN SUPERIEUR	UNITE II	Formation des Ajjers	קרין אין אישריאסיר אוריי פורי אין אילאייייטיק אילאיי. אילא אישר אורי אישריא אורי אישר אישר אישר אישר אישר אישר אישר אי	· · · ·	Succession de chenaux détritiques très grossiers, mal classés, à aspect massif. Bases érosives soulignées par des galets quartzitiques. Stratifications en auge, quelques terriers verticaux de type Skolirhos	Fluviatile à influence tidale	SB1	S1

Fig.98–Organisation séquentielle des successions cambro-ordoviciennes dans l'Ahnet central.

#### 3.2. Hiérarchisation de l'enregistrement stratigraphique au sein de la séquence S3

La séquence S3 du Dj. Abberaz, a été choisie, de part son épaisseur complète, pour faire l'objet d'une étude de détail aboutissant à la reconstitution de géométries à haute résolution. Ceci a pu être réalisé en établissant des diagrammes de substitution latérale de faciès, sensu Homewood et al (1992). Cette analyse permet de montrer de façon qualitative les positions relatives des différents milieux génétiquement liés. La connaissance de ces positions relatives autorise à distinguer sur des coupes verticales, les changements de faciès réellement significatifs d'une migration longitudinale de l'ensemble du système, de ceux qui peuvent correspondre à une simple migration latérale d'un milieu au sein du système, ce qui constitue la base de l'interprétation en termes de stratigraphie séquentielle haute résolution (Homewood et al., 1992; Homewood et Eberli, 2000).

La démarche suivie, consiste à identifier les unités génétiques, partout où il est possible de les caractériser et de corréler leurs motifs d'empilement (progradation-rétrogradation, séparées par une inondation maximale) dans les trois coupes levées en prenant comme ligne chronostratigraphique repère, la grande surface d'inondation sommitale (MFS3) qui annonce les « Argiles d'Azzel-Tiferouine »). Cela permet d'identifier des cycles mineurs (paracyles) et de les corréler de proche en proche afin de mettre en évidence la géométrie à haute résolution des corps sédimentaires et leur évolution au cours du temps (fig.99, 100).

Deux systèmes sédimentaires caractérisent cette séquence; les rampe tidale (platiers tidaux) et les chenaux estuariens. Les niveaux shorefaces, qui sont très peu représentés dans la série, correspondent à des maximas de transgression. Il apparaît un synchronisme des cycles régression-transgression à toutes les échelles. Les deux systèmes sédimentaires progradent ou rétrogradent simultanément témoignant d'une origine allocyclique.

Du point de vue substitution de faciès, il s'agit d'un système simple. Les faciès sont peu nombreux et peuvent être placés sans ambigüité les uns par rapport aux autres, selon un référentiel allant d'un pôle proximal à un pôle distal. La géométrie rectiligne de la côte (profil marginal en rampe) ne présente aucune complexité du point de vue substitution latérale significative. Les gros chenaux tidaux se trouvent en position assez interne par rapport aux replats sableux, et ne peuvent pas se trouver en équivalent

Cinq paracycles ont pu être déterminés et corrélés à l'échelle du flanc ouest d'Abberaz. Ces paracyles bien exprimés dans l'enregistrement stratigraphique présentent un caractère plus ou moins isopaque (il s'agit plutôt d'un système de compensation, traduisant l'irrégularité des paléotopographies héritées), avec cependant une expansion stratigraphique bien marquée au niveau de la partie centrale de l'affleurement (base du quatrième paracyle), traduisant une variation brusque (baisse brutale) du potentiel d'accommodation, qui serait probablement d'origine allocyclique.



**Fig.99– A-**Vue panoramique et interprétation séquentielle de la coupe ABC (partie médiane de la structure d'Abberaz). **B-** Interprétation partielle de la coupe ABC, en se fondant sur le diagramme de substitution de faciès, sans hypothèses sur les substitutions latérales entre les systèmes sédimentaires. Les différents faciès caractérisés en 1D sur des coupes de terrain se répartissent dans l'espace selon un profil proximal-distal, ou continental-marin, qui donne un aperçu du paysage sédimentaire à un instant donné.



**Fig.100**-Découpage en unités génétiques et motif d'empilement général des « Quartzites de Hamra » au sein des coupes ABN et ABS, sans hyspothèse de substitutions latérales entre les systèmes sédimentaires..

## 4. Architecture stratigraphique et interprétation structurale

L'architecture stratigraphique des successions cambro-ordoviciennes dans les trois régions d'étude est résumée par la figure 101. Le profil de corrélation proposé, passe respectivement par le Tassili d'Igamerene (coupes IGW, IGN et IG), l'anticlinal du Djebel Abberaz (coupes ABN, ABC et ABS), la strucutre du Djebel Tamamat (TAM-south2 et TAM-south-4) et le champ à gaz, situé à environ 101 km à l'Est. Les coupes sédimentologiques du Djebel Tamamat ont été prises du rapport (Desaubliaux et al., 2004). Ces coupes ont été choisies en fonction de leur position par rapport au paléorelief du socle affleurant dans ce secteur. La coupe Tamsouth2 a été levée à proximité du paléorelief (environ 4 km au Sud), alors que la coupe Tamsouth4 a été levée sur le flanc Sud (à environ 12.3 km de l'axe de la structure). Les sondages ont été également choisis en fonction de leur position structurale par rapport à la zone de faille majeure qui partage le gisement en deux compartiments ; le puits W-7 est situé dans le compatiment soulevé, à environ 11 km de la zone de faille, le puits W-5 est localisé sur la zone de faille, alors que le puits W-1 se localise dans le compartiment affaissé.

L'architecture stratigraphique des successions cambro-ordoviciennes dans la zone de suture panafricaine et dans l'Ahnet central, a bien enregistré les différentes phases de structuration qui ont marqué l'histoire d'évolution de ces régions, rendant leur corrélation possible. La géométrie des unités lithostratigraphiques montre d'importantes variations d'épaisseurs, qui pourraient bien être expliquées par un scénario de blocs basculés, impliquant des failles de socle qui se projettent dans les successions cambro-ordoviciennes. L'alternative serait de concevoir un scénario de flexuration, où la réduction des épaisseurs se fait par déformation ductile au dessus de failles crustales aveugles. De telles flexurations ont été observées dans de nombreuses régions sahariennes comme les môles de Tihemboka, Arak et Ahara (Beuf et al., 1971 ; Desaubliaux et al., 2004 ; Euzen et al., 2005 ; Eschard et al., 2010).

La séquence S1, qui est présente dans les trois régions d'étude, s'observe sur des intervalles stratigraphiques différents, traduisant une subsidence variable suivant les régions. En effet, cette séquence dont la puissance dépasse 400m en subsurface, se réduit d'Est en Ouest, pour ne faire que 200m dans la partie sud du Djebel Tamamat, et 40m à proximité de l'axe du paléorelief de socle. Le développement de discordances progressives à proximité du horst, montre que cette structure a été créée pendant la sédimentation, et qu'elle ne correspond pas à une butte témoin précambrienne noyée passivement par les dépôts. Une augmentation sensible des épaisseurs s'observe en direction de la partie médiane du Djebel Abberaz (coupe ABC), où la puissance de la séquence atteint 150m. Il est de même pour la région d'Igamerene, où une expansion stratigraphique de la séquence se fait remarquer du Sud (55m) vers le Nord (90m), traduisant l'augmentation du potentiel d'accommodation.

La séquence S2, n'est préservée dans sa totalité qu'au niveau du Djebel Abberaz, où son importance atteint 100m (coupe ABN). Elle se réduit en direction du Djebel Tamamat (60m à TAM-south4), et disparait totalement à proximité du paléorelief (TAM-south-2), où les « Quartzites de Hamra » onlappent directement les séries fluviatiles de l'unité II (superposition des discordances prograssives et de la disocrdance "SB3" qui souligne les «Quartzites »). Dans la région d'Igamerene, et en subsurface, cette séquence est tronquée sous la discordance SB3, et n'est plus représentée que par ses termes de base (la « zone des alternances »). Ainsi, pendant l'intervalle de temps que représente la séquence S2, la région du Djebel Abberaz était subsidente, alors que l'activité de soulèvement du horst de Tamamat persistait, et l'Igamerene ainsi que le champ à gaz se trouvaient en position haute (arrêt de subsidence et inversion du régime).

La séquence S3, qui est complète et épaisse dans la région du Djebel Abberaz (120 m), se réduit de manière considérable dans les autre régions (36m au maximum), traduisant une subsidence différentielle. La discordance érosive qui tronque sa partie sommitale (SB4), est bien évidente dans les structures d'Abberaz et Tamamat, où elle correspond à une surface de

ravinemlent tidal. Dans l'Igamerne cette discordance n'est pas facile à observer à cause des mauvaises conditions d'affleurment, alors qu'en subsurface, elle passe à une surface de concordance (le passage vers la formation des « Grès de Ouargla » sus-jacente est progressif).

La séquence S4 montre une architecture stratigraphique complexe, résultant des passages latéraux de faciès et des effets de soulèvement locaux associés aux discordances SB4 et SB5. Elle est très peu épaisse (environ 25 m), isopaque, conservant un caractère franchement marin (shorefaces transgressifs) en subsurface, et subit une importante expansion stratigraphique en direction du Djebel Abberaz (140 à 170 m), où on voit se développer des rampes tidale distales et des complexes estuariens. Ces derniers se réduisent considérablement à proximité du paléorelief, où ils ne sont plus représentés que par 40 m de sédiments. Dans l'Igamerene, la séquence S2 est en grande partie tronquée sous la discordance SB5, son épaisseur estimée ne dépasse pas la dizaine de mètres. Le fort épaississement local de la séquence S2 témoige de la subsidence importante créée par certains accidents du socle dans la région d'Abberaz. Dans les autres zones, la subsidence est plus faible, et l'influence structurale se fait plus marquée (mouvements intra-Arenig).

Les séquences S5 et S6 sont très variables en termes d'épaisseur. Dans l'Igamerene et en subsurface, la séquence S5 est en grande partie érodée sous la discordance SB7 (effet combiné de la discordance Taconique et des ravinements glaciaires), qui ne laisse subsister que les termes de base de la formation d'Azzel-Tiferouine (shorefaces distaux alternant avec des dépôts offshore), alors que la séquence S6 est quasiment absente. Dans la région du Djebel Tamamat, ces séquences se reconstituent pour atteindre une épaisseur de l'ordre de 300 m, traduisant une période pendant laquelle le môle de Tamamat est rentré en subsidence active, alors que les autres régions étaient faiblement subsidentes. Une autre réduction sédimentaire a été également observée dans le Djebel Abberaz (130m), où la sédimentation présente un cachet essentiellement marin, contrastant avec les faciès tidaux de haute énergie du Djebel Tamamat.

Enfin, l'unit IV, qui est très développée en subsurface (400 m), où elle est représentée par des dépôts essentiellement périglaciaires (mégarides chevauchantes alternant avec et diamictites), s'amincit considérablement vers le flanc sud du Djebel Tamamat, où elle n'est plus représentée que par une fine couche pelliculaire, en dessous de laquelle les séquences S5 et S6 sont plus épaisses et mieux préservées. Elle réapparait en direction du paléorelief de Tamamat, avec une puissance de l'ordre de 140m, où on note pour la première fois l'apparition de faciès proglaciaires (fluvial outwash deposits). En direction du Diebel Abberaz, on assiste à la disparition totale de l'unité IV et au développement d'un interfluve glaciaire, alors que dans le tassili de Ouallen, l'unité IV est omniprésente et érode à des degrés variés, les successions cambro-ordoviciennes jusqu'à atteindre les séries intermédiaires du socle (coupe IGW). La Dalle de M'Kratta qui achève les séquences ordoviciennes, constitue un excellent marqueur lithostratigraphique du fait de sa présence constante dans l'ensemble des régions, et ce malgré une puissance très réduite (une dizaine de mètres au maximum). Elle est marquée par un changement latéral de faciès qui, de fluviatile de haute énergie (région du Djebel Abberaz et Tamamat) passe à des dépôts estuariens en subsurface. Dans l'Igamerene, cette unité est totalement masquée (mauvaises conditions d'affleurement).

Ainsi, l'architecture stratigraphique des séquences de dépôt est contrôlée au cours de la période cambro-ordovicienne par des variations eustatiques du niveau de la mer, interférant avec des épisodes de déformation structurale (réactivation des structures panafricaines).

Durant l'intervalle Cambrien-Trémadoc (séquences S1, S2), la zone de suture et l'Ahnet central ont connu une subsidence active, favorisant la mise en place d'au moins 100m de sédiments (400m pour l'Ahnet). La vitesse de sédimentation très faible au cours de cette période de temps (10m par Ma, Euzen et al, 2005), contraste avec le mode de dépôt rapide des dépôts fluviatiles de base. On peut donc penser que cette sédimentation devait être fréquemment

interrompue par des arrêt dont la durée nous échappe. Dans un tel contexte de faible d'accommodation, le paléorelief de Tamamat est alternativement submergé et exondé en fonction des variations eustatiques du niveau marin, et des taux de déformations globales affectant le craton. La géométrie des prismes sédimentaires devient complexe lorsque les discordances progressives interfèrent avec les discordances régionales plus globales, particulièrement dans le cas de la discordance qui souligne la base des "Quartzites de Hamra". La charte eustatique du Paléozoïque (Haq et al., 2008) montre que les variations eustatiques durant la période cambro-ordovicienne étaient relativement limitées en termes d'amplitude, mais suffisantes pour créer l'émersion des paléoreliefs durant les chutes du niveau marin relatif.

A l'Arenig (séquences S3, S4), le môle Tamamat, toujours très actif, montre un enrichissement notable en dépôts de haute énergie. L'Igamerene et l'Ahnet central jouent églament pendant la sédimentation, quoi que de façon moins spectaculaire (la séquence S4 est en grande partie érodée sous la discordance SB5). Seul le Djebel Abberaz continue sa subsidence sans être trop influencé par les déformations intra-Arenig.

Au Llanvirnien-Llandelien (séquence S5), les variations d'épaisseur cessent brusquement au droit du môle, traduisant l'arrêt de ces jeux de failles. Les faciès tidaux biturbés des « Grès de Ouargla » sont recouverts passivement par les argiles marines de la formation d'Azzel-Tiferouine. Le Tamamat commence alors sa subsidence et l'on assiste à la migration du dépocentres vers cette zone.

Les temps ordoviciens supérieurs sont complexes et difficiles à comprendre à cause des effets de soulèvements locaux attribués à la phase Taconique. Dans le Tassili de Ouallen et l'Ahnet central, la succession de l'Ordovicien supérieur (séquence S6) est en grande partie érodée.

A l'Ordovicien terminal, le réseau des voies glaciaires est lui-même contrôlé par la topographie, mais il n'existe pas d'évidence directe d'activité tectonique durant la sédimentation, excepté les effets glacio tectoniques. La période glaciaire aurait été probablement trop courte (entre 0.2 et 0.5 Ma, Sutclife *et* al, 2000) pour enregistrer les effets de subsidence tectonique à long terme.

La période silurienne serait une période de stabilité au cours de laquelle les régions se trouvent passivement inondées par les argiles transgressives à graptolites.



*Fig. 101–*Corrélations régionales illustrant l'architecture stratigraphique des successions cambroordoviciennes dans le Bled El Mass et en subsurface.

# Chapitre V

# FRACTURATION NATURELLE

# 1. Introduction

- 2. Caractérisation de la fracturation dans le Bled El Mass
  - 1. Approche de la fracturation par imagerie satellitaire
  - 2. Analyse de terrain
  - 3. Conclusion

# 3. Caractérisation de la fracturation dans le Tassili de Ouallen

- 1. Approche de la fracturation par photographie aérienne
- 2. Analyse de terrain
- 3. Conclusion
- 4. Caractérisation de la fracturation dans l'Ahnet central
  - 1. Caractérisation des systèmes de fractures
  - 2. Profils de fracturation
  - 3. Intensité de fracturation
  - 4. Orientation des fractures
  - 5. Typologie des fractures
  - 6. Comportement du réservoir lors du forage et des tests de formations
  - 7. Conclusion

# **Chapitre V** –*Fracturation naturelle*

# 1. Introduction

Afin de comprendre le comportement mécanique et hydraulique de la formation des « Quartzite de Hamra », il était donc nécessaire d'échantillonner les régions d'étude à plusieurs échelles par des méthodes différentes, allant de l'imagerie satellitaire pour les plus grandes échelles (moyenne et faible résolution) à l'observation directe pour les plus petites (haute résolution). L'objectif est de comprendre l'organisation spatiale et l'hiérarchie des réseaux de fractures, ainsi que leur influence sur la connectivité du système (effet sur les écoulements dans le milieu).

# 2. Caractérisation de la fracturation dans le Bled El Mass

# 2.1. Approche de la fracturation par imagerie satellitaire

L'image Landsat 7 ETM+ utilisée pour la caractérisation de la fracturation est une portion extraite de la scène 360 acquise le 25 Décembre 2000, en saison sèche (fig.102). Les données auxiliaires comprennent diverses cartes thématiques ayant servi lors des missions de terrain, et à la validation des résultats à caractères géologiques et structuraux. Il s'agit de la carte géologique de Reggane au 1/200000 (Beicip-Sonatrach, 1971) et du Model Numérique d'Altitude (MNA-ASTGTM\_N26E000\_num), produit en 2009, à partir de paires stéréoscopiques ASTER (NASA-METI). Ce modèle possède une bonne résolution spatiale (précision 30m au sol), permettant une bonne visualisation des linéaments. Les logiciels SPO2003 et Roseta ont respectivement assuré le comptage automatique et la distribution des linéaments au sein de familles directionnelles. La production des MNA pseudo-images a été faite à l'aide des logiciels Global mapper11 et Surfer9-Golden software.

L'image utilisée apparaît sans bruits radiométriques ou distorsions géométriques majeurs, et n'a donc nécessité aucun traitement important, à part l'atténuation des effets d'ombrage liés aux reliefs, qui peuvent masquer certaines parties de l'image et nuire à son interprétation. Le traitement numérique a été réalisé au Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (C.R.A.A.G, Alger), à l'aide du logiciel ENVI v.4.5, qui regroupe en son sein des fonctionnalités multiples relatives aux traitements des images et à l'extraction de l'information souhaitée. Nous avons fait appel aux techniques de rehaussement habituelles (ACP, filtres spatiaux) afin de filtrer l'image de manière que les lignes frontières se présentent plus nettement sans toutefois réduire l'information à l'intérieur des unités spatiales. Les filtrages spatiaux utilisés sont essentiellement de type convolution directionnelle. Ces filtres font bien ressortir les discontinuités radiométriques assimilées aux linéaments géologiques. Ils accentuent les contrastes, et agissent dans différentes directions suivant la matrice utilisée. Leur application aux images issues des ACP (analyse en composante principale) permet d'augmenter de 20%, l'ensemble des linéaments répertoriés (Bannari et al., 1995).

Le choix des bandes pour l'application de ces filtres a été porté sur la bande ETM+8 (Panchromatique) qui présente une résolution spatiale de 15m. Ainsi, plusieurs filtres directionnels ont été appliqués :

- Filtre N135° avec une matrice 5\*5 pour détecter la famille directionnelle NE-SW,
- Filtre N170° avec une matrice 7\*7 pour déceler la famille EW,
- Filtre N45° avec une matrice de 5\*5 pour déceler la famille NW-SE,
- Filtre N80° avec une matrice 5\*5 pour détecter les linéaments de direction NNW-SSE.

<sup>-</sup> Filtre de direction N90° avec une matrice 3\*3 pour déceler les grands linéaments méridiens ;

Le relevé des linéaments a été effectué par interprétation visuelle des images traitées. Les tracés rectilignes relatifs au climat actuel et aux activités anthropiques (routes, pistes) ont été éliminés par un croisement avec les cartes thématiques existantes.



**Fig.102–***Résolution spatiale et spectrale de l'image Landsat7 ETM+ utilisée dans la caractérisation de la fracturation à faible et moyenne résolution, dans la région du Dj. Abberaz* 

Deux trames linéamentaires ayant servies de bases à la caractérisation de la fracturation à grande (1/300000) et à moyenne échelle (1/23000) ont été dressées. Chaque échelle représente une fenêtre d'observation du réseau global, dont la limite de résolution est donnée par la taille du système. Ces esquisses structurales ont été complétées et validées par les investigations géologiques réalisées dans le cadre de la thèse, et aussi en exploitant les travaux antérieurs de cartographie géologique.

Les principaux paramètres considérés dans l'approche statistique de la fracturation sont les distributions directionnelles et l'extension spatiale des fractures. Les distributions directionnelles sont obtenues par le regroupement des classes d'orientations au sein d'intervalles équivalents ayant une amplitude de 10°. L'extension spatiale est étudiée par la variabilité de la longueur des traces, résultant sur le plan horizontal de l'intersection entre la discontinuité et la surface de l'affleurement. Ce paramètre correspond sur le plan vertical au nombre de bancs recoupés par la discontinuité. Il conditionne avec l'orientation et l'espacement, la probabilité d'intersection entre fractures, et joue par conséquent, un rôle essentiel dans la connectivité des blocs.

#### 2.1.1. Approche de la fracturation à grande échelle

Les figures 103 et 104 présentent une visualisation des linéaments issus de l'application des filtres directionnels. Le champ d'étude est un rectangle de 40\*12.55 km, couvrant la structure du Dj. Abberaz et une portion du soubassement. Les ensembles géologiques observés portent l'empreinte d'une intense déformation cassante, bien visible sur la couverture satellitaire et participent à un dense réseau linéamentaire.

Le système fracturé est représenté à cette échelle par des zones de failles qui ne semblent pas remplir l'espace de façon uniforme. Ces milieux fracturés sont hétérogènes et leur échantillonnage exhaustif est impossible. L'effectif total relevé est de 5961 zones de failles, que l'on a pu séparer en cinq faisceaux de directions majeures : N-S, NNE-SSW, NE-SW, NW-SE et E-W. Les familles NS, NE-SW, NW-SE et NNW-SSE sont des directions générales (affectant tous les ensembles morphostructuraux de Bled El Mass), alors que la famille EW présente un caractère plus localisé, et suit en éventail la géométrie du pli. Les zones endommagées (zones de maxima de fracturation) correspondent respectivement à: (1) la série intermédiaire du socle, (2) la zone d'interaction entre les deux décrochements subméridiens F1 et F2, (3) la partie médiane du pli, correspondant à la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra », et (4) la zone endommagée par les dykes doléritiques, située au Sud de Hassi-Taïbine (partie SW du pli).

La rosace directionnelle (fig.103) montre bien l'importance des directions NE-SW [N40 à N60] et NS [N160 à N180] dans la structuration de la région. La famille NE-SW représente 41% du réseau global, alors que la famille NS ne représente que 26%. L'importance de cette dernière est sans doute sous-estimée à cause des biais d'échantillonnage (les fractures parallèles à l'affleurement sont sous-représentées par rapport à celles qui lui sont orthogonales ou obliques). Les directions secondaires correspondent par ordre décroissant ; à la classe NW-SE [N110°-130°] qui représente environ 17% du réseau, la NNW-SSE [N140°-160°] qui représente environ 9%, et enfin la famille EW [N80°-100°] dont l'importance n'excède pas 7%. Ces familles directionnelles sont les réminiscences de l'histoire de la formation des réseaux en fonction des contraintes extérieures. Elles déterminent l'anisotropie qui gouverne le comportement hydraulique des fractures. Leur connaissance précise permet de prévoir la connexion ou non de deux fractures d'orientation différente, ainsi que les directions de communication latérales des fluides (zones de drainage maximum) (Barthélémy, 1992; Washington, 1996).

L'histogramme des longueurs de traces (fig.103) montre une large gamme de valeurs variant entre 99 m et 42 km (le mode se situe autour de 350 m). La distribution des traces est non uniforme, et peut être ajustée à une loi d'échelle de type lognormal au sens de Priest et Hudson (1981).


**Fig.103**–Caractérisation de la fracturation à grande échelle (faible résolution). *A*- portion de l'image ayant fait l'objet de rehaussements spatiaux. *B*- Image issue de l'application de filtre spatial de type convolution directionnelle. *C*- Bâti structural obtenu avec approche statistique synthétique de la fracturation.



Fig.104 – Principales familles directionnelles identifiées dans la région du Djebel Abberaz.

# A. Description des différentes familles directionnelles

## a) Les linéaments de direction N-S

Ce réseau qui affecte toutes les formations géologiques, s'exprime dans la région par des linéaments structuraux plus ou moins rectilignes et parallèles aux limites d'affleurements. Il délimite ou décale des zones de texture, de teintes et de contrastes lithologiques différents, et correspond aux systèmes des failles panafricaines qui segmentent la région en lanières subméridiennes. Les deux décrochements (F1, F2) qui impriment leur cachet dans le paysage, constituent des marqueurs privilégiés de la déformation à cette échelle. Ces deux accidents en interaction sont génétiquement liés à l'édification du pli. Ils appartiennent à un grand système décrochant affectant l'ensemble du NW de l'Ahaggar et délimitent généralement des compartiments crustaux assez dissemblables, tant par leur paléogéographie que par leur style tectonique, leur composition radiogénique et leur métamorphisme (Caby, 1968; Rechemann, 1973).

L'esquisse structurale obtenue à partir de la superposition de la carte géologique et du filtre spatial (fig.105), met en évidence deux principales zones endommagées ; la première est associée aux séries du substratum (séries de "Bled El Mass") et la seconde au décrochement majeur (F1) (*wall-damaged zone*). Les distributions relativement uniformes des fractures au sein des séries intermédiaires du socle traduisent bien un état de saturation (stade ultime de développement des fractures au sens de Rives et al., 1992).



**Fig.105–**Esquisse structurale simplifiée obtenue à partir de la superposition de la carte géologique et d'un filtre spatial de type convolution directionnelle, illustrant la répartition et l'extension des grands linéaments qui affectent la région du Dj. Abberaz. L'image illustre l'expression régionale des linéaments NS à NNW-SSE, et souligne bien leur forte densité surfacique notamment dans les « Séries pourprées ».

#### b) Les linéaments de direction NE-SW

Cette famille directionnelle généralisée, représente une grande majorité du réseau linéamentaire. Elle est associée aux zones de déformation intense (séries du substratum, la zone d'interaction entre les décrochements F1et F2), où elle s'exprime avec des densités surfaciques assez élevée. Elle est représentée en grande partie par des linéaments sans déplacement apparent, dont les extensions varient entre 2.75 km et 17.5 km. Les valeurs maximales ( $\approx$  55km), sont associées à des mégalinéaments sans déplacement apparent, se projetant dans les domaines bordiers de l'Ahnet et du bassin de Reggane.

Deux classes directionnelles, bien distinguées par leur aspect cinématique ont pu être mises en évidence : une classe [N040-N50], à jeux apparent dextre, attesté par l'expulsion de la terminaison septentrionale du Djebel Abberaz vers le NE (fig.106-A), et une classe [N50-N60] jouant senestre, bien mise en évidence au Sud de Hassi Taïbine, où elle est associée aux filons doléritiques (fig.106-B). La particularité de cette famille directionnelle s'explique par le rôle qu'elle exerce dans la partie médiane du pli (zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra »), où elle est en grande partie responsable du contraste géomorphologique observé (secteurs déprimés séparant systématiquement des reliefs culminants, d'une massivité remarquable). En effet, ces modelés considérés préalablement comme tributaires de faits d'ordre diagénétique (cimentation siliceuse différentielle) se trouvent placés sous la dépendance d'une combinaison de faits structuraux et climatiques comme le démontrent bien les MNA pseudo-images (fig.106-C à F) et l'ont confirmé, par ailleurs, les analyses pétrographiques et les bilans minéralogiques effectués dans la région (voir chapitre diagenèse).

La géométrie en virgation des structures révélées par les MNA pseudo-images (fig.106-C et D) rappelle bien celle des plis en échelon obliques associés à des décrochements de socle (Moody et Hill, 1956; Blès et Feuga, 1981; Trémolières, 1981; Richard et al., 1989). L'image montre clairement une succession de sigmoïdes décalées par des zones de failles orientées principalement NE-SW et NW-SE, se prolongeant dans le socle. Ces structures sont disposées cartographiquement le long d'une bande étroite NS. Leur transposition conformément au modèle de Riedel, montre qu'elles sont associées à un couloir décrochant subméridien (dans le bâti précambrien), ayant probablement fonctionné en senestre.

## c) Les linéaments de direction NW-SE

Cette famille directionnelle sans déplacement apparent présente des extensions spatiales variant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Elle est associée aux zones de déformation intense, comme les séries du substratum affleurant à l'Est d'Aïn Chebbi, et la zone d'interaction entre les décrochements subméridiens (F1 et F2). Cette famille, peut dans certains cas (exemple de la partie médiane du Dj. Abberaz) s'associer aux linéaments de direction NE-SW pour former un réseau conjugué, représentant ensemble les effets d'une même contrainte tectonique (fig.106-C, E).

## d) Les linéaments de direction NNW-SSE

Cette famille directionnelle cantonnée au Nord-est de l'édifice structural est caractérisée par des extensions de quelques centaines de mètres à 10 km, avec des valeurs maximales locales atteignant 40 Km (fig.107).

#### e) Les linéaments de direction E-W

Bien que faiblement représentée au niveau de la densité linéamentaire et des extensions spatiales (quelques centaines de mètres au maximum dans la couverture paléozoïque), la direction EW fut reconnue comme étant une direction associée génétiquement au plissement (suit en éventail la courbure du pli). Elle recoupe les structures géologiques d'orientation NS, et se manifeste de manière localisée entre le socle et sa couverture paléozoïque. Les zones endommagées auxquelles elle est associée, sont localisées au niveau des « Séries de Bled El Mass », la partie médiane du pli, la zone d'interaction entre les accidents F1 et F2, ainsi que la terminaison méridionale du dérochement (F1). Le recours aux MNA pseudos-images (fig.108) révèle le sous-échantillonnage de cette famille qui ne semble pas avoir été imagée correctement par l'image ETM+. En effet, à cette échelle de résolution, le flanc ouest d'Abberaz semble affecté systématiquement par des linéaments EW très peu espacés, se projetant dans le socle, contribuant clairement à la création du contraste morphostructural observé.



**Fig.106–** *A-Filtre directionnel avec composition en fausses couleurs appliqué à la partie Nord du Dj. Abberaz. L'image met en évidence l'expulsion vers le NE, de la terminaison septentrionale du pli suite à un déplacement apparent dextre le long d'un linéament NE-SW. B- Image couvrant la partie Sud d'Abberaz, où la famille NE-SW présente une composante décrochante apparente senestre. C-Segmentation des « Quartzites de Hamra » et des « Grès de Ouargla» par deux familles d'accidents d'orientation NE-SW et NW-SE se projetant dans le socle. D- Vue rapprochée des sigmoïdes en échelon. E et F- MNA pseudo-images dans la même zone. La disposition des sigmoïdes de cisaillement est compatible avec un jeu décrochant senestre le long d'un accident subméridien crustal (non observé en surface).* 



**Fig.107–***Mise en évidence de linéaments de direction NNW-SSE grâce aux techniques de rehaussement.* **A-** *Fond satellitaire ayant fait l'objet de rehaussement spatial.* **B-** *Filtre spatial illustrant le déplacement apparent dextre le long des linéaments NNW-SSE.* **C-** *Rehaussement de l'image (B), illustrant la concentration particulière (zones endommagées) de cette population de linéaments dans la partie NE du pli (séries du substratum).* 



**Fig.108–** *A-MNA* en niveau de gris montrant la segmentation du flanc ouest d'Abberaz par des linéaments NE-SW et EW se prolongeant dans le socle. *B-* Vue rapprochée illustrant l'importante densité de la famille EW et sa présence systématique dans la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra ».

### B. Approche statistique

L'intensité de fracturation qui décrit l'abondance des fractures potentiellement disponibles pour les écoulements des fluides et la probabilité de les intercepter en forage, est une grandeur qui doit être approchée de la manière la plus réaliste possible, car elle détermine l'exploitation économique d'un réservoir fracturé. Cependant, la variation spatiale de l'intensité de fracturation dans un volume fini, fait que la description de la qualité globale de ce volume par des désignations qualitatives conventionnelles devient insuffisante. En pratique, la qualité de la masse rocheuse change le long de n'importe quelle ligne en fonction de la direction des mesures.

On trouve dans la littérature un grand nombre de méthodes permettant d'approcher l'intensité de fracturation de façon effective. Ces méthodes sont pour la plupart développées à partir des études de terrain (Corbett et al., 1987; Huang et Angelier, 1989; Narr et Suppe, 1991; Gross, 1987;1993; Laubach, 1999; Mauldon et al., 2001; Orlando et al., 2006), mais aussi à partir des données de subsurface (Corbett et al., 1987; Lorenz et Hill, 1991; Narr, 1996) et des essais de laboratoires (Rives et al., 1992, 1994; Wu et Pollard, 1992; 1995; Mandel et al., 1994).

La méthode statistique communément utilisée pour exprimer la qualité de la roche consiste à déterminer la distribution des fractures à partir de profils d'échantillonnage (lignes de mesure ou scanlines). Cette méthode quantifie de façon effective l'intensité de fracturation car elle tient compte de tous les attributs géométriques des fractures. Elle a l'avantage de faciliter la comparaison entre les différentes données collectées, quelque soit leur échelle d'observation ou leur niveau de résolution. Les biais d'échantillonnage peuvent être minimisés en appliquant la correction développée par Terzaghi (1965): s= S.sin( $\theta$ ) et w= W.sin( $\theta$ ), où 's' représente l'espacement réel entre fractures, 'S' ; l'espacement observé, 'w' l'ouverture observée, 'W' l'ouverture réelle de la fracture, 'L' ; la longueur de la scanline, et 't' ; l'épaisseur de l'unité mécanique (banc).

Les paramètres systématiquement relevés sont; (1) le nombre de mesures (N), (2) l'orientation des fractures, (3) la longueur moyenne des traces, (4) l'ouverture cinématique, (5) la nature du colmatage, (6) les relations de recoupement, (7) l'épaisseur des unités mécaniques, et (8) la distance interfracturale (espacement entre deux fractures successives) (fig.109). Il est conseillé de choisir une ligne de mesure perpendiculaire à la direction moyenne de chaque famille directionnelle. On peut utiliser plusieurs lignes de mesures parallèles pour obtenir plus de valeurs de distances interfracturales, mais il ne sert à rien de prendre des lignes très rapprochées, les données sont alors redondantes.



Fig.109- Principe d'échantillonnage des fractures à partir des scanlines.

L'intensité de fracturation (F) est déterminée en divisant le nombre de fractures (N) par la longueur de la scanline (L) ;

$$F = \frac{N}{L} \tag{1}$$

Cependant, l'indicateur le plus commun de l'intensité de fracturation est l'espacement moyen (S) entre deux fractures successives sur la scanline (Huang et Angelier, 1989; Narr, 1996; Gross, 1993; Ji et Saruwatari, 1998). Cette grandeur, qui est exprimée généralement par la formule ;

$$\overline{S} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} S_i = \frac{L}{N} = \frac{1}{F}$$
(2)

dépend de la ligne d'échantillonnage et de l'extension des discontinuités (pour un nombre constant de traces sur une surface donnée, les plus longues ont plus de chance d'être interceptées et semblent être plus rapprochées). Elle est influencée à toutes les échelles par la stratification des sédiments (directement proportionnelle à l'épaisseur des bancs), et varie en fonction de la position structurale, des textures sédimentaires (taille des grains, porosité etc.) et des propriétés mécaniques de la roche (tend à diminuer lorsque la compétence de celle-ci augmente) (Nelson, 1985; Olding et al, 1999).

#### a) Analyse des distances interfracturales (espacement entre fractures ou "spacing")

Les distributions spatiales des fractures au sein des masses rocheuses sont très complexes. Certaines suivent une loi normale « *Evenly distributed fractures* » (Ji et Saruwatari., 1998) ou Gamma (Gilvarry, 1961; Priest et Hudson, 1981; Huang et Angelier, 1989; Gross, 1996; Castaing et al., 1996), mais la plus grande partie est mieux ajustée avec un modèle fréquentiel de type exponentielle négative « *Clustered distribution* » (Priest et Hudson, 1976; Pineau, 1985; Zazoun, 2008), ou lognormal « *Randomly distribution* » (Narr et Sppe, 1991; Rives et al., 1992; Becker et Gross, 1996; Pascal et al., 1997).

Dans une loi de distribution normale ou uniforme (fig.110), les espacements entre fractures correspondent à une gamme très étroite de valeurs, et l'intensité de fracturation interceptée par le profil d'échantillonnage sera globalement la même. Lorsque la distribution spatiale est de type lognormal, les distances interfracturales se situeront dans une gamme de valeurs plus large, et aucune corrélation n'est possible entre deux valeurs successives. Certaines fractures peuvent être très rapprochées (*closely spaced fractures*), et d'autres plus largement espacées. L'intensité de fracturation ainsi interceptée sera très variée. Dans un modèle fréquentiel de type exponentielle négative, les zones de fracturation intense (là où les fractures sont très rapprochées) seront très localisées, et donc les profils d'échantillonnage vont intercepter soit un grand nombre ou très peu de fractures. Dans tous les cas de figures, le nombre de fractures intercepté va dépendre principalement de la distance interfracturale et de l'épaisseur des unités mécaniques (Peacock, 2005).

Les traitements statistiques des linéaments identifiés par imagerie satellitaire, ont porté sur les données d'une scanlines, orientée parallèlement aux limites d'affleurement des successions ordoviciennes (fig.111). Les principaux paramètres analysés sont; la distance interfracturale et la longueur des traces. La figure illustre bien l'échantillonnage systématique de la famille NE-SW, qui est largement prédominante à l'échelle de l'affleurement, le souséchantillonnage des familles NS et NNW-SSE, du fait de leur orientation subparallèle à la scanline, ainsi que la sous-représentativité de la famille EW à cette échelle.



**Fig.110–** Diagrammes schématiques des lois de distribution des espacements des fractures (Rives et al., 1992; Olson et al., 1998; Olding et al., 1999; Ackermann, 2001, compilés par Zazoun, 2008).

Les figures 112 et 113 montrent les distributions fréquentielles des distances interfracturales le long du profil d'échantillonnage. La mesure de cette grandeur est donnée par le coefficient de variation "Cv" qui est égal à l'écart type divisé par l'espacement moyen entre fractures (Cox et Lewis, 1966). Lorsque la distribution des fractures dans le système est ajustée à une loi de type exponentielle négative, le Cv =1. Lorsque les traces sont régulièrement espacées, le standard de déviation est alors petit et le Cv <1. En revanche, lorsque la distribution est de type « *clusterisée* », alors le standard de déviation devient grand et le Cv >1.

Les diagrammes qui illustrent le nombre cumulatif de fractures en fonction de la distance le long de la scanline révèlent bien le caractère irrégulier de cet attribut géométrique (marches d'escalier). Les petits sauts sur les graphes traduisent l'augmentation de la densité de fracturation sur une courte distance. Cela pourrait bien trouver son explication dans la présence (l'échantillonnage) de couloirs de failles.

Les histogrammes des distances interfracturales montrent une distribution exponentielle négative pour les familles EW, NW-SE et NNW-SSE (Cv variant entre 1.31 et 1.86), et lognormale pour les familles NE-SW et NS (Cv variant entre 0.84 et 0.90).



**Fig.111–** Approche statistique de la fracturation à grande échelle. Les traitements statistiques des attributs géométriques des fractures (orientation, espacement, longueur, densité) sont réalisés pour les cinq familles directionnelles identifiées en utilisant une scanline parallèle aux limites d'affleurement des successions ordoviciennes du Djebel Abberaz (longueur égale à 35.148 Km).



**Fig.112** – Diagrammes illustrant la distribution fréquentielle des espacements entre fractures pour les cinq familles directionnelles identifiées. LS : Longueur de la scanline, N : Nombre d'observations, Cv : Coefficient de variation.



**Fig.113–** Variation de l'espacement entre fractures le long de la scanline. La distribution de l'espacement est assez bimodale, avec la prédominance d'un groupe à espacement réduit pouvant correspondre à des zones de failles « Clusters », et la présence d'un second groupe présentant des espacements plus étalés (bruit de fond).

### b) Distribution des longueurs de traces

Nous n'avons tenu compte dans notre approche que de la partie intérieure des linéaments recoupés par les limites du rectangle d'étude. Les longueurs résultantes sont donc biaisées par rapport aux longueurs vraies. Il est possible de corriger les histogrammes en tenant compte de ce biais mais ceci n'a pas été effectué ici, le but n'étant pas, au moins dans un premier temps, de remonter à la loi vraie des longueurs. Les extensions des fractures sont ajustées à des lois lognormales, traduisant des distributions aléatoires dans le système comme l'illustre bien l'allure des histogrammes et les diagrammes bi-logarithmiques associés (fig. 114).

La famille NS présente les traces moyennes les plus longues (mode situé autour de 200m), relayée par la famille NNW-SSE (mode autour de 180m), les familles obliques NE-SW et NW-SE (mode autour de 90m), et enfin la famille EW avec des traces moyennes n'excédant pas

70 m. Les valeurs maximales relevées sont associées à la famille NS ( > 7km), puis à la famille NW-SE (4,6km), la famille NE-SW (3km), la NNW-SSE (2,2km) et enfin la famille EW, avec des valeurs maximales n'excédant pas 1,4km.



**Fig.114–** Distribution des longueurs de fractures. Les graphes montrent l'ajustement des distributions à une loi de type lognormal. Les valeurs extrêmes du système ne sont pas représentées sur les graphes.

## 2.1.2. Approche de la fracturation à échelle intermédiaire

Le champ d'étude est un rectangle de 5.71\*2.54 km (une superficie de 14.5 km<sup>2</sup>), couvrant la partie médiane du Dj. Abberaz. Il comprend plus de 1728 traces de fractures, regroupées en quatre familles principales ; EW, NE-SW, NW-SE et NS (fig.115-A à C). Certains détails des éléments structuraux non visibles sur l'échelle d'observation précédemment décrite, apparaissent clairement ici. Ils nous renseignent d'avantage sur l'histoire de la déformation dans la région. La distribution directionnelle des linéaments fait ressortir que la classe de direction [N80°-100°] constitue la direction majeure de la trame linéamentaire (environ 44% du réseau

global). Les directions secondaires sont par ordre décroissant, les classes [N40°-60°] (28% du système), [N120°-140°] (23% du système), et [N160°-180°] (5% du système). Cette dernière a été bien évidemment sous-évaluée à cause des biais d'échantillonnage (orientation des fractures para rapport à la scanline).



**Fig.115–** Approche de la fracturation à échelle intermédiaire. **A-** Filtre directionnel appliqué à la partie médiane du pli (zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra » et des « Grès de Ouargla»). **B-** Carte d'isodensité de fracturation montrant la localisation des zones endommagées au niveau des creux topographiques (zones de passage des familles NE-SW, NW-SE et EW). La densité considérée ici est la densité surfacique totale. Elle est obtenue en divisant le domaine d'étude en cellules de 700 m<sup>2</sup>, puis en calculant pour chaque cellule le nombre cumulé des tronçons de fractures (toutes orientations confondues) contenus dans la cellule. Ce nombre est ensuite divisé par la surface de la cellule. Une fois que la densité est connue, une carte en isodensité de fracturation est dressée, permettant de vérifier l'existence de régionalisation des densités. **C-** Diagramme et rosace directionnelle montrant la prédominance de la famille EW à cette échelle d'observation.

Les classes directionnelles renfermant les plus fortes populations ont une expression régionale qui a été déjà mise en évidence par l'exploitation des filtres directionnels à grande échelle (à l'exception de la classe [N80°-100°]). La fracturation est représentée à cette échelle d'observation par des systèmes de joints majeurs et des zones de failles, dont les caractéristiques géométriques peuvent être correctement modélisées en utilisant des lois mathématiques simples.

#### A. Approche statistique

La caractérisation des systèmes de fractures à cette échelle d'observation est basée principalement sur les données de deux lignes d'échantillonnage d'une longueur égale à 4.37 km, orientées perpendiculairement à la direction moyenne de la fracturation. La première scanline couvre la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra » et la seconde celle des « Grès de Ouargla». Les analyses statistiques des principaux attributs géométriques sont synthétisées dans les figures 116 à 118. Les traitements statistiques sont réalisés famille par famille. Ils portent sur les extensions des fractures et leurs distances interfracturales.

## a) Analyse des distances interfracturales

Les diagrammes illustrant le nombre cumulé des linéaments contre la distance le long des profils d'échantillonnage (fig. 115 à 118) révèlent une distribution relativement uniforme pour la famille EW, avec un coefficient de variation 'Cv' variant entre 0.47 et 0.54, log normale pour les familles NE-SW et NW-SE, avec un Cv entre 0.62 et 0.93, et clustérisée pour la famille NS, où le Cv atteint des valeurs de l'ordre de 1.03 et 2.17.

Les diagrammes illustrant la variation des distances interfracturales le long des scanlines montrent dans le cas des « Quartzites de Hamra » des moyennes fluctuantes pour les familles EW et NS, stables et constantes pour les familles conjuguées NE-SW et NW-SE. Pour les « Grès de Ouargla » seule la famille EW présente une distribution uniforme, avec une variation régulière de la distance moyenne interfracturale, traduisant l'existence de fractures (mégadiaclases) d'extension finie, recoupant systématiquement une unité mécanique d'épaisseur hectométrique (120 à140m). L'irrégularité de la courbe dans les « Quartzites de Hamra » traduit bien l'existence d'un réseau secondaire avec des attributs géométriques différents (persistance, remplissage, etc.) qui vient se superposer au système.



Fig.115 – Variation des attributs géométriques de la famille EW le long des scanlines.



Fig.116 - Variation des attributs géométriques de la famille NE-SW le long des scanlines.



Fig.117 - Variation des attributs géométriques de la famille NW-SE le long des scanlines.



Fig.118 - Variation des attributs géométriques de la famille NS le long des scanlines.

### b) Analyse des longueurs de traces

Les distributions spatiales des longueurs de traces appartiennent à une large gamme de valeurs, et sont bien ajustées à une loi de distribution de type lognormal (fig.119). Les longueurs moyennes mesurées varient globalement entre 200m et 300m. Les valeurs maximales peuvent dépasser 1300m.



**Fig.119–** Diagramme de distribution des longueurs de traces à échelle intermédiaire. Le diagramme montre une distribution aléatoire dans le système, et qui est bien ajustée à une loi d'échelle de type « lognormal».

## 2.2. Analyse de terrain (Approche de la fracturation à petite échelle)

L'analyse des systèmes de fractures à l'affleurement s'est basée sur des observations qualitatives et quantitatives. Plusieurs stations ont fait l'objet d'un relevé détaillé de toutes les fractures naturelles observables. Toutes ? C'était l'objectif, mais il est permis de douter qu'il ait été atteint. Ainsi, 1387 plans de fractures répartis dans 28 sites de mesures et 10 scanlines ont été mesurés. Les sites de mesures ont été sélectionnés dans des environnements lithologiques, sédimentologiques et tectoniques variés afin dévaluer les contributions relatives de la lithologie, de la position stratigraphique et du contexte tectonique sur les propriétés des fractures. Certains sites de mesures ont été sélectionnés le long des coupes sédimentologiques (principalement la coupe ABC) afin d'observer la variabilité verticale des propriétés des fractures, et tenter d'établir une chronologie relative des épisodes de fracturation (annexes).

#### 2.2.1. Typologie des fractures

La classification typologique des principaux groupes de fractures observés au sein de l'anticlinal du Djebel Abberaz est basée en premier lieu sur l'appartenance des fractures à l'une des grandes familles directionnelles axiales, transverses et obliques. Au sein de chacune de ces familles, les fractures seront à leur tour distinguées en fonction de certains attributs géométriques comme la distribution spatiale et la persistance verticale au niveau d'une unité mécanique donnée. Ainsi on distinguera les fractures de fond, les fractures à haute persistance verticale, les couloirs fracturés " corridors", les failles, les brèches hydrauliques et les joints thermiques. Evidemment, cette typologie ne prétend pas être exhaustive mais rend compte des structures cassantes les plus fréquemment rencontrées dans la région.

Les successions cambro-ordoviciennes, notamment la formation des « Quartzites de Hamra » sont complètes et bien exposées, permettant un échantillonnage très peu biais des fractures. La fracturation est omniprésente et systématique dans tous types de lithologie. La direction dominante se résume aux deux familles orthogonales axiales et transverses qui peuvent être ou non accompagnées de familles obliques (fig.120). Ces directions sont également observées dans le bâti précambrien où elles sont associées à un épisode de relaxation succédant au serrage panafricain. La répartition spatiale des fractures de fond semble fortement contrôlée par la stratigraphie (les strates les plus fines montrent les espacements les plus réduits). Les fractures à haute persistance verticale montrent une répartition spatiale irrégulière avec une densification remarquable à proximité des failles. Aussi, dans les régions fortement déformées, certaines variations de densité de fractures suggèrent le développement de corridors fracturés. Ces derniers sont souvent réactivés en failles et montrent des indices de circulation de fluides d'origine hydrothermale.

#### A. Fractures axiales (NS)

Deux principales catégories de fractures s'inscrivent au sein de ce groupe; les fractures de fond (diaclases) et les failles.

## a) Fractures de fond

Ce sont des discontinuités quasi-linéaires subparallèles à l'axe du pli, caractérisées par une forte persistance horizontale avec l'absence de toutes traces de mouvement cisaillant (propagation en mode ouvert ou « mode I »). Les surfaces de rupture affichent souvent de la rugosité à petite échelle et des figures fractographiques, avec le développement local d'indices de circulation de fluides (paragenèses symptomatiques, voir chapitre diagenèse). Ces diaclases peuvent dans certains cas présenter un aspect irrégulier qui serait probablement en relation avec des fluctuations locales du régime de contraintes. Leur distribution globalement homogène à l'échelle de l'édifice structural subit une légère densification au niveau de la terminaison périclinale, traduisant un effet assez marqué de la courbure du pli dans l'accommodation de la déformation (fig.121).



**Fig.120–***Typologie des fractures observées au sein de l'anticlinal du Djebel Abberaz.* **A**, **B** et **C**-*Coexistence de diaclases orthogonales (NS et EW) et obliques (NE-SW et NW-SE) au sein de la formation des «Grès de Ouargla». La figure 'C' montre une illustration schématique des relations directionnelles entre fractures et pli (modifié d'après Bazalgette., 2004). Les fractures axiales sont parallèles à l'axe du pli, les transverses sont orthogonales par rapport à cet axe et les obliques font un angle avec celui-ci.* **D**- Réseau orthogonal systématique observé au sein des « Quartzites de Hamra » (coupe ABN). **E**- Diaclase oblique courbe buttant contre un réseau orthogonal systématique.



**Fig.121–** *A– Réseau de fractures axiales observé au sein des « Quartzites de Hamra». B- Réseau axial associé à la formation des « Grès de Ouargla». C- Figures fractographiques associées à une surface de diaclases axiales. D- Image illustrant la rugosité d'une surface de rupture tapissée d'une fines couche de phosphate d'origine hydrothermale. E- Diaclases axiales à aspect irrégulier. F- Diaclase axiale montrant des indices de circulation de fluides (variation du potentiel redox).* 

## b) Failles axiales

Les observations de terrain ont montré la présence fréquente de failles axiales ou subaxiales dans les affleurements du Dj. Abberaz, et qui peuvent présenter soit des jeux normaux soit des jeux décrochants-inverses. Les failles axiales à composante normale sont bien observées dans la formation des «Quartzites de Hamra», où elles sont marquées par des déplacements à faibles rejets de masses rocheuses rigides. L'origine de ces failles normales est probablement liée à la réactivation de fractures à haute persistance verticales, héritées d'un stade de déformation antérieur (fig. 122).



**Fig.122-**Allure des failles axiales normales observées au sein des « Quartzites de Hamra » (flanc ouest de l'anticlinal d'Abberaz). Le rejet estimé est d'ordre métrique.

Les failles axiales associant mouvements décrochant et inverse sont bien développées dans la terminaison périclinale du pli où elles se présentent avec des extensions verticales variables, allant de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Les surfaces de glissement, souvent tapissées de minéralisations (fig.123-A), délimitent généralement des lentilles bréchiques massives à texture grossières (fig.123-B), cimentées par des hydroxydes de fer.

D'autres types de failles axiales non visibles en surface, se manifestent par des glissements banc sur banc affectant des multicouches plissés (fig.123-C), et par des bréchifications intenses le long de bandes très étroites d'axe pluridécamétrique. Nous disposons de moins de données sur ces zones de failles, toutefois, les minéralisations continues associées indiquent qu'elles ont servi de voies aux circulations de fluides (fig.123-D).

#### **B.** Fractures transverses

Cette direction de fracturation est très souvent observée en association avec le réseau axial. Elle est constituée de diaclases, de fentes d'extension, de couloirs fracturés et de failles qui se sont initiés et propagés parallèlement à la direction du serrage hercynien.



**Fig.123-** *A-* Plan d'une faille axiale à plaquages oxydé observée dans la terminaison périclinale du pli. *B-*Brèche de faille peu remobilisée en lentille assez massive localisée entre les deux plans de cisaillement. *C-* Indices de glissement banc sur banc traduisant l'existence d'une faille axiale. *D-*Bande de bréchification longitudinale à indices de circulations de fluides, jalonnant probablement une faille axiale. La vue rapprochée illustre les plaquages oxydés et phosphatés observés ainsi que la modification du potentiel redox le long de cette bande.

## a) Fractures de fond

Trois populations de diaclases ont pu être distinguées en fonction de leur persistance verticale vis-à-vis des bancs (fig.124). Ces fractures qui représentent ici la fracturation de fond, constituent lorsqu'elles sont ouvertes et connectées les plus grands volumes disponibles. La population la plus représentée est caractérisée par une extension verticale limitée à l'épaisseur d'une unité mécanique élémentaire (*Bed Controlled Fracture*) et un espacement moyen relativement régulier. L'extension verticale est alors de l'ordre de quelques centimètres à un mètre. Les fractures les moins représentées sont les fractures de la deuxième population qui traversent une partie de l'unité mécanique constituée de plusieurs bancs. La persistance verticale est alors d'ordre plurimétrique (persistance verticale modérée ou « *multiple Bed limited fracture* »), et le nombre de bancs affectés est strictement supérieur à 1.



**Fig.124–***Typologie des diaclases transverses observées dans le Djebel Abberaz (définie en fonction de leur persistance verticale vis-à-vis de l'unité mécanique).* 

Les fractures de la troisième population présentent une certaine persistance vis-à-vis des bancs (*highly persistent fractures*). Ces fractures qui peuvent être isolées ou faire partie d'un couloir fracturé, traversent l'intégralité de l'unité mécanique constituée de plusieurs bancs. Leur persistance verticale qui est égale à l'épaisseur totale de l'unité mécanique affectée, est le plus souvent d'ordre décamétrique à hectométrique. Ces fractures présentent des répartitions spatiales relativement uniformes au niveau de la formation des « Grès de Ouargla», où elles sont responsables de la création de formes en chevrons marquant grandement le modelé du paysage (125-A, B, C). Dans la formation des « Quartzites de Hamra » la répartition spatiale de ces fractures bien que "irrégulière", semble se densifier à proximité des corridors fracturés et des failles transverses (fig.125-D).



Fig.125-A- Diaclases majeures à distribution spatiale relativement uniforme découpant systématiquement la formation des « Grès de Ouargla». La reprise de ces diaclases par l'érosion a donné lieu à des formes en chevrons très caractéristiques. B- Vue rapprochée d'une diaclase majeure. C- Image illustrant une réactivation des diaclases accompagnée de circulations de fluides. D- Aspect des diaclases à haute persistance verticale observées dans les « Quartzites de Hamra ».

La distribution spatiale des diaclases au sein des piles sédimentaires et leur persistance verticale sont fortement influencées par l'organisation stratigraphique et les propriétés mécaniques des piles sédimentaires ainsi que par la nature du contact à l'interface. Leur origine n'est pas directement liée au phénomène de plissement mais plutôt au régime de contraintes en compression, imposé au système lors de sa mise en charge en raccourcissement (Nicolas, 1984; Bazalgette, 2004). Dès lors, leur formation est susceptible de commencer très tôt dans l'histoire du serrage, et en tout cas, avant que le plissement n'ait été initié. Ce phénomène est très facilement reproduit en modélisation analogique (expériences dimensionnées de Jorand et Chemenda, rapport Geo-FracNet GIRP 1 à 3, non publiés).

#### b) Couloirs fracturés (Corridors)

Les couloirs fracturés rencontrés dans l'anticlinal du Dj. Abberaz sont parallèles au réseau régulier transverse (fig.126). Ils se différencient de ce dernier par le fait que la fracturation y est localement anormalement dense, et d'autre part, par leur dimension caractéristique; les unités mécaniques qui leur sont associées sont souvent d'échelle

pluridécamétrique alors que le développement des diaclases semble fortement contrôlé par les limites de bancs. Leurs terminaisons sont rarement aisément observables. Elles peuvent s'exprimer soit par une convergence des fractures internes, soit par des longueurs finies de fractures parallèles.



**Fig. 126 – A-** Aspect des couloirs fracturés observés au sein des « Grès de Ouargla». **B, C-** Aspect des corridors dans les « Quartzites de Hamra » (coupe ABC).

Du fait de leur plus grande persistance verticale et horizontale, ces *corridors* peuvent constituer d'excellents drains susceptibles d'assurer la connexion entre des compartiments isolés verticalement ou latéralement. Les mécanismes responsables de leur formation restent analogues à ceux qui conduisent à la propagation de diaclases majeures (Putot et al., 2001). La nature de la roche et le type de faciès apparaissent comme des paramètres déterminants dans la formation ou non de ces fractures. Les séries concernées sont toujours compactes (*tight*).

D'autres facteurs sont invoqués pour expliquer la variation des distributions spatiales, il s'agit principalement de ; (1) la stratification mécanique de la pile sédimentaire fracturée, (2) l'augmentation locale de la pression des fluides, (3) la présence de paléoreliefs de socle, et (4) le relâchement des contraintes le long des bords libres d'une diaclase majeure. La persistance verticale dépend du couplage mécanique entre les bancs compétents et de l'épaisseur des bancs les moins compétents. Un faible contraste mécanique et une épaisseur réduite des interstrates incompétentes favorisent la propagation verticale des couloirs (Jorand., 2007).

#### c) Failles transverses

La particularité de ce réseau de failles est sa bonne expression morphologique en surface qui permet de le cartographier avec une assez grande précision. Il est représenté en grande partie par des failles d'extension hectométrique, à géométrie assez régulière, pouvant atteindre les séries pourprées. Les figures fractographiques relevées sur les miroirs de failles indiquent un polyphasage avec principalement des mouvements décrochants inverses et normaux. La présence de plans de cisaillements minéralisés et de contacts bréchifiés démontre que les mouvements tectoniques ont créé un contrôle structural sur le cheminement des fluides minéralisateurs (fig.127, 128).



**Fig.127–A-**Panorama de la partie médiane du pli illustrant la segmentation systématique des « Quartzites de Hamra » par des fractures transverses. **B**, **C**- Failles transverses à composante décro-inverse, affectant les derniers bancs des «Quartzites ». Les plans de cisaillement délimitent des lentilles béchiques peu remobilisées, et fortement minéralisées. La zone endommagée montre également des indices de circulation de fluides (oxydo-réduction, cataclasites cimentées). **D**- Série de failles transverses affectant la terminaison périclinale du pli. **E**- Structure d'une zone de faille transverse observée au sein des « Quartzites de Hamra». Cette zone de faille est caractérisée par la présence de matériel remanié (brèches, matériel cataclastique) dans le volume affecté par le cisaillement (la "core zone"), et par le développement d'une zone de fracturation intense (la zone endommagée) dans le volume rocheux adjacent, où règne une déformation cataclastique (Bf): brèche de faille cimenté, (c): cataclasites.



**Fig. 128 – A-** Image satellite couvrant la partie Nord du Djebel Abberaz (vue en plan), illustrant la segmentation systématique du flanc par des failles transverses à composante normale, se prolongeant dans les séries cambriennes (unité II), voire le socle. **B-** Image prise sur terrain (vue vers le SE) illustrant le même contexte. **C-** Vue rapprochée montrant les jeux normaux à faibles rejets verticaux le long des failles transverses, et qui sont bien marqués dans la topographie par une série d'escarpements. **D-** Faille transverse à composante normale passant par la formation des «Grès d'El Atchane», se prolongeant dans les formations cambriennes (vue de profil).

## C. Fractures obliques

Les fractures obliques par rapport à la stratification regroupent des diaclases, des corridors obliques et des fractures cisaillantes réactivant des fractures initiées en mode I.

## a) Diaclases

Les diaclases obliques qui sont des fractures en mode I, sont organisées en réseaux suborthogonaux qui viennent souvent se superposer aux fractures axiales et transverses (fig.129). La première remarque que l'on puisse faire concernant ce type de fractures est qu'il a une tendance assez systématique à venir buter sur les axiales et les transverses, traduisant une origine nettement postérieure à celles-ci. On remarque aussi que les obliques apparaissent et se densifient progressivement lorsque l'on se rapproche des unités les plus déformées. Cet effet de densification est particulièrement remarquable dans la terminaison périclinale du pli, où l'effet de la courbure semble le facteur de contrôle.



**Fig.129–** Aspect des diaclases obliques observées dans la partie médiane du pli. **A-** Fractures obliques en mode ouvert se superposant à un réseau orthogonal observées au sein de la formation des «Grès de Ouargla». **B-** Nœud tectonique édifié par le croissement de plusieurs structures cassantes obliques (« Grès de Ouargla»). **C-** Diaclases obliques à aspect courbe, venant butter sur des fractures axiales (« Grès de Ourgla»).

# b) Corridors fracturés

Les couloirs fracturés obliques sont très peu exprimés morphologiquement. Ils ont été observés et décrits dans la partie médiane du pli, au sommet des « Quartzites de Hamra », où ils se présentent avec des extensions pluridécamétriques et une répartition spatiale assez régulière. Ces corridors recoupent le réseau orthogonal traduisant une origine tardive par rapport à celuici (fig. 130).

## c) Fractures cisaillantes

Le cas de fractures obliques montrant des preuves de jeu cisaillant a été observé également dans la partie médiane du pli, sous deux principales formes ; (1) des bandes de déformation limitées le plus couramment à l'épaisseur d'un banc individuel, et (2) des failles décrochantes conjuguées d'échelle hectométrique à kilométrique (bien marquées dans la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra »), coïncidant avec des secteurs déprimés, repris par l'érosion différentielle. Les bandes de cisaillement regroupent des terminaisons en queue de cheval, souvent associées à des plans de failles axiales et des fentes et filons se succédant en échelon, pouvant se terminer en chevelu de fractures plus étroites ou butant contre une faille (fig.131). Un tel système s'inscrit parfois à l'intérieur d'une bande limitée par deux couloirs de cisaillement parallèles, où les lentilles tendent à être relativement courtes et ventrues, avec des ouvertures variant entre 0.5 et 1.3 cm. Ces veines peuvent constituer un système partiellement ouvert ou être totalement cimentées par la goethite et l'hématite.



**Fig.130–** *Couloirs fracturés obliques développés dans la partie médiane du pli. Notons la distribution relativement régulière entre ces corridors.* 



**Fig.131-** *A*- Terminaisons en queue de cheval (Horse-tail fractures) associées à un plan de faille axiale (déformation affectant les « Grès de Ouargla»). *B*- Terminaison en queue de cheval observée au sein des «Quartzites de Hamra». *C*- Fracture résultant de la réactivation cisaillante d'une diaclase oblique en mode ouvert. *D*- Filons effilés à ciment ferrugineux, montrant une organisation en échelon. *E*- Bande de cisaillement compatible avec un déplacement senestre. *F*- Fentes d'extension conjuguées cimentées par la goethite.

## d) Failles obliques

Les failles obliques conjuguées présentent une composante normale notable, se manifestant par des déplacements de masses rocheuses sur de courtes distances (rejets verticaux d'ordre métrique), et par des effondrements donnant lieu à des secteurs déprimés (fig.132).



**Fig. 132-** Panorama de la partie médiane d'Abberaz illustrant les jeux normaux observés le long des failles conjuguées, donnant lieu à des secteurs déprimés.

### D. Brèches hydrauliques

Les observations de terrain ont montré que l'altération des « Quartzites de Hamra» était hétérogène et sélective. En effet, l'affleurement montre l'individualisation de couloirs très indurés d'orientation EW, non affectés par l'érosion, contrastant avec les secteurs déprimés adjacents. L'observation détaillée de ces couloirs a révélé l'existence de fractures bréchifiées parallèles au réseau orthogonal (diaclases de fond), et dont les caractéristiques diffèrent de celles décrites dans les zones de failles. En effet, ces fractures bréchifiées ne montrent aucun indice de mouvement cisaillant et sont généralement marquées par la présence de paragenèses polyminérales, au contact desquelles le protolithe est très altéré (déformation plastique, phénomènes de corrosion et de dissolution, variation du potentiel redox, précipitations minérales), des caractéristiques qui rappellent bien celles des brèches associées aux filons magmatiques (Phillips, 1972). Il s'agit vraisemblablement ici de brèches hydrauliques, générées aux cours d'un (ou plusieurs) épisodes de circulations hydrothermales (fig.133, 134). Le fluide en surpression maintient les fractures ouvertes et participe à leur propagation, alors que la chute de pression entraine la précipitation de solutés, dans notre cas oxydes de fer, phosphates et carbonates, avec accessoirement silice, sulfates, kaolinite et clinochlore (voir chapitre Diagenèse).

Il est malaisé de préciser l'âge exact de cet épisode de fracturation hydraulique, néanmoins, certains faits structuraux semblent privilégier la période de chauffe jurassique, au cours de laquelle on assiste à une importante activité magmatique accompagnée d'une grande mobilité de fluides. En effet, les accidents transverses et obliques reliant les intrusions doléritiques affleurant à l'ouest du Djebel Abberaz, à la bande d'affleurement du Cambroordoviciens, pourraient constituer les principales vois de migration des fluides géothermaux. Leur présence plaide en la faveur d'une fracturation hydraulique d'âge jurassique. Les fluides géothermaux auraient circulé à travers les zones endommagées (emprunter les voies ouvertes préexistantes), entrainant l'altération thermique et chimique des roches.



**Fig. 133-** Aspect des brèches hydrauliques observées au sein des « Quartzites de Hamra ». Ces brèches cimentées présentent les mêmes orientations que les fractures régionales (EW et NS, plus rarement NE-SW).

Il est important de mentionner que les brèches hydrauliques, bien qu'associées de manière spectaculaire aux « Quartzites de Hamra », ne semblent pas limitées à cette seule formation. Les observations de terrains ont montré qu'elles sont omniprésentes dans toutes les successions cambro-ordoviciennes et même au sein du Dévonien. Les observations faites par Haddoum (communication orale) dans la région, montrent que ces brèches sont également associées aux séries crétacées (continental intercalaire), une observation qui plaide en la faveur d'un épisode d'hydrothermalisme tardif, associé probablement au bombement du massif du Hoggar au cours de l'Eocène.



**Fig.134–** *A***·** *Vue globale des dernières crêtes dentelées affleurant dans la partie médiane du pli, et leur délimitation systématique par des couloirs de brèches cimentés (principal facteur de résistance à l'altération). L'illustration schématique montre la réactivation répétitive des failles transverses et l'ordre d'apparition des phases de cimentation (d'abord oxydes de fer « Ox » puis phosphates d'origine hydrothermale « P »). B, C, D, E – Vue rapprochée des couloirs de brèches.* 

#### 2.2.2. Distribution régionale des fractures

Les systèmes de fractures observés au sein de l'anticlinal d'Abberaz sont compatibles avec une origine synplissement, qui s'est traduite par la réactivation au cours de l'Hercynien (et/ou à l'Autrichien), de fractures préformées (héritage de l'évènement panafricain). En effet, lorsque un substratum est saturé par un réseau systématique orthogonal ou suborthogonal, la déformation ultérieure, serait accommodée par de petits mouvements le long des plans de ruptures préexistants, plutôt que par la néofracturation (création de nouvelles familles de fractures), à moins que l'ancien réseau soit fortement cimenté (Euzen et al., 2005).

La distribution des fractures autour de la structure d'Abberaz (fig.135), montre qu'elles sont génétiquement liées à l'édification du pli. Les transverses peuvent alors s'être développées pendant le raccourcissement et les axiales résulter de la mise en place de régimes extensifs dus à l'apparition de la courbure. Les obliques sont des types particuliers de fractures syn-pli, initiés en cisaillement (réactivation cisaillante synplissement). Le système de fractures pourra continuer à évoluer par réactivation, liée soit à l'évolution tardive de l'état de contraintes synplissement, soit à une réactivation totalement dissociée liée à un polyphasage tectonique.



**Fig.135-** Distribution des principales familles de fractures autour de la structure d'Abberaz. Les rosaces directionnelles montrent deux directions principales NS et EW avec une direction secondaire oblique, particulièrement développée dans les zones de courbure, notamment au niveau de la terminaison périclinale du pli.

## 2.2.3. Approche statistique

La collecte systématique des données de fractures (orientation, morphologie, ouvertures cinématiques et hydrauliques, relations de recoupement, composition et texture du remplissage, épaisseur des unités mécaniques) et la prédiction de leur intensité à l'affleurement, est basée sur l'utilisation de scanlines. L'analyse quantitative est basée sur la recherche des lois mathématiques contrôlant les propriétés géométriques des réseaux de fractures. Quelque soit le type de rupture, la relation entre l'épaisseur de l'unité mécanique élémentaire et la densité de fracturation est discutée.

## A. Données des Scanlines

#### A.1. Scanline ABN

La ligne d'échantillonnage ABN a été effectuée le long du dernier secteur déprimé marquant la partie médiane du pli (fig.136). Cette scanline mesurant plus de 50m, a permis la collecte de 108 fractures, que l'on a pu regrouper en huit classes directionnelles d'orientation N20, N40, N70, N90, N110, N1130, N150 et N180, avec la nette prédominance des classes N40 à N70, relayées par la classe N90.



**Fig.136-** Localisation de la première scanline effectuée dans le Dj. Abberaz (site ABN). A- Image satellite couvrant la partie Nord du pli, illustrant la coïncidence du secteur déprimé avec le passage d'une mégadiaclase oblique. L'image montre également l'avancée vers l'ouest de la butte-témoin qui constitue les « Quartzites de Hamra » à la faveur d'une faille cambrienne transverse. Ce déplacement avait entrainé la juxtaposition des « Quartzites » à la formation des « Grès d'El Atchane ». **B-** Photo de terrain illustrant le secteur en question. **C-** Vue rapprochée montrant le passage rapide et brutal des faciès piperock de « Hamra » (**D**) aux faciès shoreface-tidaux « d'El Atchane » (**E**). Notons l'importante bréchification et la forte densité de fracturation qui caractérise ces derniers.

La sous-représentativité de la classe N180 est due au fait qu'elle soit parallèle à la direction de la scanline (biais d'échantillonnage). La densité moyenne relevée (toutes orientations confondues) est de 2,14 frac/m, alors que l'espacement moyen mesuré est de l'ordre de 0.46 m (fig.137).



**Fig. 137-** Données de la première scanline effectuée dans le site ABN (dernier secteur déprimé, limitant vers le Nord la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra »).

La fracturation de fond est dominée par des diaclases limitée à l'épaisseur de bancs individuels (faible persistance verticale), qui représentent environ 80% du système. La densité moyenne de ce type de fractures est de l'ordre de 1.73 frac/m, et leur espacement moyen est estimé à 0.54 m. Les diaclases à persistance moyenne, qui représentent environ 11% du système, sont caractérisées par une faible densité linéaire (0.23 frac/m) et un espacement moyen pouvant dépasser 4.34m. La population de fractures la moins représentée dans le système (environ 8%) correspond aux diaclases majeures, dont la densité n'excède pas 0.17 frac/m et l'espacement moyen dépasse 5.88m.

Les premières trentaines de mètres ont permis le recensement de onze plans de failles décrochantes transverses, présentant majoritairement une composante normale. Le passage des zones saillantes au secteur déprimé est marqué par une importante bréchification et par un changement brutal de faciès, qui passent très rapidement (au bout de quelques mètres) d'un faciès *Skolithos-piperock*, typique des « Quartzites de Hamra » à un faciès shoreface-tidal typique de la formation des « Grès d'El Atchane » mais aussi de la formation « In Tahouite ». Ce passage ne saurait être expliqué que par la présence d'une faille cambrienne transverse, qui aurait favorisé la remontée d'un panneau du socle, entrainant la juxtaposition des « Quartzites » à l'unité ordovicienne sous-jacente (formation des « Grès d'El Atchane »). Cette hypothèse est soutenue par les données satellitaires qui mettent en évidence des déplacements latéraux le long des failles transverses dans le secteur.

Lorsque l'on avance vers le Nord, la densité des failles diminue considérablement et la fracturation se limite au bruit de fond. La plupart de ces failles présentent une grande persistance verticale et des minéralisations sur leurs plans de cisaillement (plaquages oxydés, phosphates), avec parfois des indices d'oxydoréduction liés à des circulations hydrothermales. L'extension latérale (ouverture géométrique) varie globalement entre 10 et 17 cm et atteint dans le meilleur des cas 50 cm. Le reste des fractures présente des ouvertures variant entre 0.1 et 1cm.

#### A.2. Scanlines ABC

L'analyse des attributs géométriques des fractures dans la partie médiane du pli a été réalisée à partir des données de trois scanlines, mesurant respectivement 79m, 34.13m et 30m. La première scanline couvre les dernières crêtes dentelées affleurant au sud. La deuxième passe par le secteur déprimé qui les succède directement vers le Nord, alors que la troisième passe couvre les séries shoreface-tidales des « Grès de Ouargla».

#### a) Données de la première scanline (crêtes dentelées)

235 plans de fractures, regroupant diaclases, fractures à haute persistance verticales, couloirs fracturés, failles et brèches hydrauliques ont été relevés le long de cette scanline. La densité linéaire moyenne est évaluée à 2.94 frac/m (toutes orientations confondues), et la distance interfracturale est de l'ordre de 0.34m (fig. 138).

Les familles directionnelles sont dominées très largement par la famille EW (69.39% du système), relayée par la famille NE-SW, (13.61%), la famille NW-SE (12.76%), puis par la famille NS (3.82%) et enfin la famille NNW-SSE (0.42%). Ces systèmes de fractures sont dominés par les diaclases majeures dont l'importance atteint 46% du système, la densité moyenne 1.36 frac/m et l'espacement moyen 0.73m. La deuxième population de fractures correspond aux fractures confinées aux bancs individuels (35% du système), qui se présentent avec une densité moyenne égale à 1 frac/m et un espacement moyen régulier de l'ordre 1m. Cette population de fractures est relayée par les fractures à persistance moyenne (19%), avec une densité linéaire moyenne égale à 0.54 frac/m et un espacement moyen de 1.85m.


**Fig.138-** Données de la deuxième scanline, effectuée dans le site ABC (dernières crêtes dentelées marquant la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra »).

Les ouvertures géométriques, généralement inférieures au centimètre, peuvent atteindre exceptionnellement plusieurs dizaines de centimètres (32 à 53 cm). Ces valeurs sont associées aux couloirs fracturés et aux failles transverses.

Les failles sont systématiquement présentes, mais avec des distributions spatiales irrégulières. Elles montrent une légère densification le long des dix premiers mètres, et sont souvent précédées ou relayée par des diaclases à haut persistance verticale et parfois par des corridors fracturés transverses. La plupart de ces failles délimitent des zones saillantes fortement résistantes à l'altération, dont l'extension latérale varie entre 1.5m à 6 m. Ces Couloirs de failles montrent le long de leurs plans de glissement des brèches cimentées témoignant de la percolation de fluides pendant leur fonctionnement, ainsi que des indices de réactivation. Les minéralisations associées aux systèmes de fractures sont de nature ferrugineuse et oxydée, et sont le plus souvent associées aux familles EW, NS et NW-SE.

### b) Données de la deuxième scanline (secteur déprimé)

Dans le secteur déprimé, 104 plan de fractures ont été recensés (fig.139). La densité moyenne (toutes orientations confondues) est évaluée à 3.03 frac/m, et l'espacement moyen entre fractures est très réduit (0.33 m). Le système de fractures est dominé très largement par les diaclases majeures (53.6%), qui se présentent avec une densité linéaire égale à 1.63 frac/m, et un espacement moyen égal à 0.61m. Elles sont relayées par les fractures à faible persistance verticale (30.24 %), avec une densité évaluée à 0.93 frac/m et un espacement moyen de 1.07m, et enfin par les fractures à persistance moyenne (16.16%), avec une densité égale à 0.49 frac/m et un espacement moyen de l'ordre de 2.04m.

Les failles sont bien moins présentes en comparaison avec les zones saillantes et se limitent au premiers 18 mètres de la scanline. Les brèches hydrauliques et les indices de circulation de fluides se raréfient également dans cette partie des « Quartzites », par contre on continue à observer les mêmes familles directionnelles avec la prédominance continuelle de la famille EW.

### c) Données de la troisième scanline («Grès de Ourgla»)

La scanline que nous avons effectuée dans la formation des « Grès de Ouargla» et qui mesure 30m, a permis la collecte de 121 fractures, avec une densité linéaire très élevée (4.03 frac/m), favorisée très certainement par la stratification des sédiments (réduction de l'épaisseur des unités mécaniques élémentaires) et un espacement moyen extrêmement réduit (0.24 m) (fig.140).

Le système de fractures est dominé par des diaclases à haute persistance verticale qui se présentent avec une densité linéaire égale à 0.86 frac/m et un espacement moyen de 1.16m. Elles sont relayées par les fractures limitées à l'épaisseur d'une unité mécanique élémentaire, qui s'expriment avec de faibles densités linéaires (0.23 frac/m) et des espacements assez élargis (4.34m). Enfin, les fractures à moyenne persistance verticale, qui sont les moins représentées dans le système, s'observent avec des densités linéaires extrêmement faibles (0.06 frac/m) et les distances qui les séparent sont très grandes (de l'ordre de 16.66 m).

te	7	56	1,63	0,61		34,25
noyenne hau	en	17	0,49	2,04	Jamra	eur déprime
faible	1	32	0,93	1,07	10	Sector Se
Persistance	Coefficient	Nbre cumulé	densité	spacing		
180	7	0,2	5		res (cm) 10 100	
150	1	0,029	34,48		Ouvertu 1, 1,0	
130	3	0,08	12,5		nt de ciment 5 10	and the second se
110	7	0,2	S		Coefficie	
06	69	2,01	0,49		nt de persitance	
70	11	0,32	3,12		Coefficient 0 1 2	
50	2	0,05	20		so 120 160	
40	4	0,11	<b>60'6</b>		Onent 0 40	0 182 2,82 3,5 6,3 6,3 10,3 11,24 11,12 11,124 12,124 12,12
Famille	Nbre cumuld	densité	spacing			faille faille faille faille

**Fig.139-** Données de la troisième scanline, effectuée dans le site ABC (dans le secteur déprimé, qui précède les dernières crêtes dentelées).



**Fig.140-** Données de la quatrième scanline, effectuée dans le site ABC (dans la formation des « Grès de Ouargla»).

Conformément aux observations faites dans les zones saillantes, la famille directionnelle prédominante est toujours transverse (42.95% du système), relayée par les familles obliques, d'abord la NE-SW (28.09%) puis la NW-SE (13.22%), et enfin la famille NS (10.74%). La famille NNW-SSE est très peu exprimée et ne représente que 5% du système. La quasi-totalité des fractures est ouverte, les indices de circulation de fluides n'ont été observés que très localement, sous forme de plaquages oxydés associés aux diaclases majeures. Les minéralisations oxydées sont associées au réseau orthogonal alors que les plaquages phosphatés ont associés à la famille NE-SW. Les ouvertures géométriques sont pour la plupart inférieures au centimètre. Certaines fractures présentent des ouvertures pluricentimétriques, pouvant atteindre 17 cm.

## A.4. Scanline ABS (Terminaison périclinale du plí)

La scanline effectuée dans la terminaison périclinale du pli (fig.141) et qui mesure 27m, a été orientée obliquement par rapport à la stratigraphie, afin d'apprécier l'importance des fractures axiales. La scanline compte 104 fractures, réparties avec une densité moyenne élevée de l'ordre de 3.83 frac/m, et un espacement moyen réduit (0.33 m). La famille directionnelle prédominante correspond à la famille transverse, qui représente 35.57% du système. Cette famille se présente avec une densité linéaire de l'ordre de 1.37 frac/m et un espacement de 0.72m. Elle est relayée par la famille axiale (25.96%), avec une densité linéaire de 1 frac/m et un espacement de 1m. La famille NE-SW représente 16.34% du système de fractures. Elle montre une densité linéaire moyenne de 0.62 frac/m et un espacement moyen de l'ordre de 1.61m. Les fractures NW-SE représentent 15.38% du système, et une densité de 0.59 frac/m, et un espacement moyen de 1.69 m. Enfin la famille NNE-SSW, qui est la moins représentée, (6.75%), montre une densité linéaire de 0.25 frac/m et sont espacées de 4 m.

Du point de vue persistance verticale, les systèmes de fractures confinés aux unités mécaniques élémentaires représentent une majorité dans l'affleurement analysé (47.11%), relayées par les fractures à haute persistance verticale (38.46%), puis les fractures à persistance moyenne, avec 14.43% du système. Les fractures ne représentent que 2.33% du système. Elles correspondent à des failles axiales, caractérisées par la présence de brèches massives cohésives entre leurs plans de glissement. Les ouvertures de fractures sont dans la plupart des cas inférieures au cm. Certaines fractures à haute persistance verticales montrent des ouvertures variant entre 1.5 cm et 10 cm. La valeur maximale (50 cm) est associée à la dernière faille interceptée. Les indices de circulation de fluides sont omniprésents sous forme de précipitations ferrugineuses et phosphatées affectant aussi bien les fractures et veines que la matrice rocheuse. Cette dernière montre des indices de corrosion et de dissolution liés probablement à la nature agressive des fluides géothermaux.

### B. Analyse des attributs géométriques des fractures

L'approche statistique des attributs géométriques présentée dans ce qui suit, a été réalisée en exploitant les des données des scanlines effectuées dans la partie médiane du pli (ABC), où les «Quartzites de Hamra» présentent d'excellentes qualités d'affleurement, permettant des observations détaillées depuis l'échelle du mètre jusqu'à l'échelle du kilomètre. Le système fracturé, qui est dominé par les diaclases majeures et les failles, peut être classé comme un système non stratifié ou non limité par l'épaisseur de bancs individuels (*'non-stratabound fractures''*) au sens de Odling et al (1999). Ces systèmes sont souvent associés aux roches massives et compactes, où ils se présentent avec des densités très hétérogènes et des répartitions spatiales irrégulières, pouvant être ajustées à une loi de type de exponentielle négative (C > =1). Leur connectivité est généralement dominée par les fractures de fond (Olding et al., 1999).



**Fig. 141-** *Type de fractures et lois de distribution de la fracturation dans la terminaison périclinale du pli.* 

## a) Distribution des orientations

Les orientations de fractures peuvent être regroupées selon quelques directions préférentielles traduisant l'histoire de la formation des réseaux en fonction des contraintes extérieures. Les sites de mesures effectués le long de la coupe ABC (fig.142) montrent la

prédominance des obliques conjuguées dans les formations cambriennes. Ce réseau n'est observé qu'au niveau des zones les plus déformées, où passent les accidents du socle. Il se raréfie dans les successions ordoviciennes, où on note la prédominance de fractures orthogonales liées à l'édification du pli. La sous-représentativité des fractures axiales est liée à l'orientation des scanline qui n'a permis qu'un échantillonnage très limité de ce réseau. Les angles relatifs entre les différentes familles directionnelles et leur chronologie relative varient en fonction de l'évolution du régime des contraintes et des déformations à l'échelle locale, notamment de l'héritage structural prévalant la formation de ces systèmes de fractures.





26°38'13.72"N

**Fig.142-** Distribution des principales familles de fractures le long de la coupe ABC. Les rosaces directionnelles montrent la présence exclusive des fractures obliques conjuguées dans les séries cambriennes (rosace 1), et leur disparition progressive dans les successions ordoviciennes (rosaces 2 à 7)où seul le réseau orthogonal est représenté. Notons le développement remarquable des fractures transverses dans les formations des « Quartzites de Hamra » et des « Grès de Ouargla».

La chronologie d'apparition des systèmes de fractures (basée sur les relations de recoupement) montre que les transverses se sont formées en premier, relayées par les axiales qui viennent souvent buter sur elles. Le réseau suborthogonal est venu tardivement recouper l'ensemble. Notons que le réseau systématique (diaclases de fond) recoupe et postdate les veines à goethite associées aux bandes de cisaillement, et que les fractures d'orientation NE-SW à composante normale représentent le dernière phase de déformation.

### b) Distribution des distances interfracturales

Les structures cassantes relevées dans ce périmètre sont dominées très largement par les fractures transverses à haute persistance verticale, qui peuvent montrer une densification locale sous forme de corridors fracturés. Ces diaclases majeures montent une répartition spatiale très irrégulière, contrôlée en grande partie par la présence et la répartition des failles transverses. Elles se développent de manière très marquée à la limite « zone haute- zone basse», qui constitue une zone de fragilité, et participent de ce fait à la segmentation du pli et à la création du contraste morphologique observé (crêtes dentelées versus secteurs déprimés) (fig.143, 144).



**Fig.143-** Comparaison des attributs géométriques des familles EW et NS relevées dans les crêtes dentelées et les secteurs déprimés qui façonnent le modelé du paysage.

Quelque soit la famille directionnelle considérée, le coefficient de variation est supérieur à 1, traduisant un ajustement à une loi de distribution de type exponentielle négative (*clustered fractures*). Les diaclases majeures sont très peu connectées, sauf lorsque de petites variations d'orientation le permettent, et n'importe quelle connectivité observée à l'échelle de l'affleurement est associée à la fracturation de fond.

Les systèmes de fractures confinés à l'épaisseur de bancs individuels présentent des extensions limitées (souvent inférieures au mètre) et se terminent sur des hétérogénéités sédimentaires tels que les plans de stratification. Les unités mécaniques sont séparées par des joints stratigraphiques ou de fins niveaux argileux (quelques cm), qui découplent mécaniquement les bancs. La connectivité globale du système est bonne.



**Fig.144-** Comparaison des attributs géométriques des familles NW-SE et NW-SE relevées dans les crêtes dentelées et les secteurs déprimés qui façonnent le modelé du paysage.

Bien que les couches sédimentaires soient soumises globalement à la même sollicitation (contrainte), la répartition spatiale des diaclases apparait irrégulière et variable d'un niveau à l'autre et d'une pile sédimentaire à une autre. Parmi les paramètres indépendants du chargement et qui sont susceptibles de contrôler la distribution spatiale des diaclases, les plus couramment cités sont: (1) les propriétés de couplage des discontinuités sédimentaires (Anderson, 1981; Renshaw et Pollard, 1995; Cooke et Underwood, 2001), (2) les contrastes mécaniques entre les couches (Erdogan, 1972; Biot et al., 1983; Thiercelin et al., 1987; Helgeson et Aydin, 1991), (3) la distribution, la nature et les dimensions des hétérogénéités préexistantes au sein et aux limites des couches (Ruf et al., 1998; Weinberger, 2001; Eyssautier-Chuine et al., 2002), (4) la présence de fluides (Engelder, 1981; 1985), (5) l'épaisseur de la couche cassante (Bogdanov, 1947).

### c) Distribution des longueurs de traces

La distribution des longueurs de fractures présente une incidence majeure sur la connectivité du système. Cet attribut a été approché de manière qualitative, en attribuant des coefficients aux différents types de persistance verticale observés le long de la scanline. Ainsi, les fractures confinées aux bancs ont reçu le plus faible coefficient (1), celles qui présentent une persistance moyenne ont reçu un coefficient intermédiaire (3), alors que les fractures à plus haute persistance verticale ont reçu le coefficient le plus élevé (7). Les populations de longueur montrent une distribution spatiale irrégulière. Les coefficients de variation obtenus varient entre 1.27 et 1.76, traduisant un ajustement à une loi de type exponentielle négative (fig.145).



**Fig.145-** Comparaison des distributions de longueurs dans la zone saillante et le secteur déprimé de la partie médiane du pli. (1) faible persistance verticale, (2) fractures à persistance moyenne, (3) fractures à haute persistance verticale.

## d) Distribution des ouvertures

Ce paramètre affecte largement la perméabilité des fractures et par la suite, leur comportement hydromécanique (la distribution des perméabilités effectives associées aux systèmes fracturés est directement liée à la distribution des ouvertures de fractures). Il est défini comme étant la distance entre les deux épontes d'une discontinuité mesurée perpendiculairement à son plan moyen, et peut être mesuré soit directement et on parle d'ouverture géométrique, ou être déduit de mesures (tests) hydrauliques, et on parle alors d'ouverture hydraulique. Cependant les fractures ne sont pas des surfaces planes aux parois lisses et la mesure de l'ouverture varie dans le plan de fracture; elle ne peut être reliée facilement à l'ouverture hydraulique.

Les ouvertures géométriques mesurées le long de la scanline sont dominées par la classe millimétrique, qui représente environ 76% du système, relayée par la classe centimétrique (<10 cm) qui représente 19% du système, et enfin la classe décimétrique (>10 cm) qui ne représente que 5% de l'ensemble. Cette dernière est particulièrement associée aux couloirs fracturés et aux failles. Les minéralisations phosphatées et les plaquages oxydés peuvent être observés dans n'importe quelle classe d'ouvertures. Les distributions spatiales sont irrégulières et obéissent à une loi de type exponentielle négative (fig.146).



Ouverture des fractures (cm) Fig.146- Distribution des ouvertures cinématiques recensées le long de la scanline.

## 3. Conclusion

L'examen des réseaux observés conforté par les approches statistiques fait ressortir clairement des échelles de fracturation bien distinctes : les échelles globales ou régionales expriment principalement des zones de failles; les échelles intermédiaires expriment des zones de failles et des diaclases majeures. Les échelles locales montrent différentes types de fractures; (1) fractures de fond regroupant réseau axial, transverse et oblique, (2) veines et stylolithes, (3) fractures cisaillantes, (4) couloirs fracturés, (5) failles, (6) brèches hydrauliques et (7) joints thermiques.

➢ L'image satellite à faible résolution (grande échelle) fait ressortir cinq familles directionnelles (NS, EW, NE-SW, NW-SE et NNW-SSE), dominées très largement par les familles NE-SW et NS. La famille transverse (EW) qui suit en éventail la géométrie du pli, semble génétiquement liée à son édification, tandis que les autres familles présentent un caractère plus régional (associées aux différents ensembles morphostructuraux de Bled El Mass).

La scanline effectuée à grande échelle, parallèlement à la bande d'affleurement du Cambro-ordovicien, montre des distributions spatiales de type exponentielle négative pour les familles directionnelles EW, NW-SE et NNW-SSE, lognormale pour les familles NE-SW et NS. Les linéaments NE-SW montrent les extensions moyennes les plus importantes (510 m), relayées par les NW-SE (170 m), puis les NS (150 m), les EW (123 m) et enfin les NNW-SSE (77 m). Les valeurs maximales sont associées à la direction subméridienne.

➤ Les scanlines réalisées à échelle intermédiaire (partie médiane du pli) montrent l'existence des mêmes orientations de fractures, avec la sous représentativité de la famille NNW-SSE, qui semble cantonnée aux extrémités NW et SE du pli. La famille NS a été largement souséchantillonnée du fait de l'orientation défavorable de la scanline, qui ne permettait qu'un recensement très limité de ce réseau. Les fractures transverses représentent la famille prédominante. Les directions secondaires correspondent respectivement à la famille NE-SW et NW-SE. Les distributions spatiales sont uniformes pour la famille EW, lognormales pour le réseau oblique, clusterisé pour le réseau axial. Les extensions de fractures varient en moyenne entre 200 m et 300 m, avec des valeurs maximales de l'ordre de 1300 m, atteignant rarement 8500 m. les distributions spatiales des longueurs sont ajustées à une loi de distribution de type lognormal.

➤ A l'échelle de l'affleurement, le système fracturé est représentés par une large gamme de fractures, de nature et de taille variées. La distribution des différentes familles directionnelles autour du Djebel Abberaz montre qu'elles sont influencées par la géométrie du pli. En effet le réseau orthogonal couvre l'ensemble de la structure, alors que le réseau oblique apparait dans les zones de déformation intense et de forte courbure, favorisée très certainement par la réactivation de fractures préexistantes, héritées de l'évènement panafricain. Les variations locales dans la distribution des orientations sont le résultat de l'évolution du régime de contraintes et des déformations à l'échelle locale, notamment de la localisation et la distribution des structures héritées.

La répartition spatiale des distances interfracturales est très irrégulière, pouvant être modélisée avec une loi de type exponentielle négative (Cv >1 quelque soit la famille directionnelle et le type de persistance verticale considérés). Les distributions des longueurs est des ouvertures géométriques sont également irrégulières. La connectivité générale du système à haute persistance verticale (diaclases majeures et couloirs de failles) est faible, sauf lorsque certaines variations locales d'orientation le favorisent, alors que la connectivité du réseau de fond semble très élevée, et favorable à la percolation effective des fluides.

➤ Le système fracturé observé au sein des « Quartzites de Hamra » et qui est largement dominé par les diaclases à haute persistance verticales et les couloirs de failles, peut être classé comme un type (*non-strat-bound*) au sens de Olding et al (1999). Ce système non influencé par l'épaisseur des bancs individuels, semble avoir été favorisé par la nature propre des faciès (rampe tidale de haute énergie), et leur pauvreté en matériel argileux (qui se résume à de simples joints de stratification ou lamines d'épaisseur centimétrique), ce qui a assuré un bon couplage mécanique entre les bancs d'une même pile sédimentaire. La composition minéralogique de ces faciès (Quartzarenites matures) aurait également favorisé la précipitation d'un volume important de ciment siliceux dans les espaces intergranulaires (phénomène de pression-dissolution), modifiant de manière considérable les propriétés mécaniques de ces fractures. L'unité mécanique associée à ce système est d'échelle déca à hectométrique. Les terminaisons des grandes fractures sont difficiles à observer mais peuvent bien correspondre à des joints de stratification, les plans d'autres diaclases, ou encore des plans de failles.

La singularité morphologique des « Quartzites de Hamra » ne saurait être interprétée que comme un trait d'origine structurale, car elle est liée à toute évidence à l'existence de

couloirs de brèches cimentées. Les zones saillantes, d'une massivité tout à fait remarquable, se sont comportées à l'échelle de cet édifice structural comme un matériel plus résistant que les sédiments adjacents où les brèches hydrauliques se raréfient. Les contrastes morphologiques majeurs découlent donc bien de faits d'érosion différentielle.

> Il est clair que sur le plan de la macrofissuration, les zones de passage entre « secteur saillant » et « secteur déprimé » ont bénéficié d'un énorme avantage entrainant la segmentation du pli.

> Les plus fortes densités de fracturation enregistrées à grande échelle sont associées au décrochement majeur (F1) et à la zone d'interaction qu'il détermine avec le décrochement mineur (F2). Cela traduit l'influence des grandes structures régionales sur la répartition spatiale de la fracturation. A plus petite échelle (échelle intermédiaire), les densités les plus élevées sont associées aux secteurs déprimés qui séparent les crêtes dentelées des « Quartzites», et aussi à la formation des « Grès de Ouargla», où elles sont favorisées par la bonne stratification des sédiments.

> Probablement plusieurs épisodes d'hydrothermalisme ont affecté la région du Djebel Abberaz favorisant le développement de brèches hydrauliques dans les successions cambroordoviciennes, et la précipitation de paragenèses symptomatiques dominées par les hydroxydes de fer et les phosphates.

# 3. Caractérisation de la fracturation dans le Tassili de Ouallen

## 3.1. Approche de la fracturation par photographie aérienne

Les données de base utilisées dans l'approche de la fracturation à grande échelle correspondent à une série de photographies aériennes au 1:50 000, acquises par la NSREPAL en 1961 (fig.147). Les données auxiliaires ayant servi à la validation de l'information géologique regroupent une image Landsat7 ETM<sup>+</sup> extraite de la scène 81, acquise le 21 Mars 2000, le modèle numérique d'altitude (MNA-NASA-METI., 2009) et la carte géologique de Ouallen au 1/200000 (Beicip- Sonatrach, 1971). Nous n'avons pas eu recours aux techniques de rehaussement du fait de la haute résolution des photos aériennes, qui a permis un recensement optimal des fractures. La démarche adoptée dans l'approche statistique des fractures est la même que celle utilisée pour le Bled El Mass.



**Fig.147 –** Fond aérien au 1/50000<sup>ème</sup> ayant servi de base à l'analyse de la fracturation (NSREPAL, 1959).

## 3.3.1. Approche de la fracturation à grande échelle

La figure 148 montre la trame linéamentaire ayant servi de base à l'approche statistique. Le champ d'étude est un rectangle de 50.67\*48.9 km, couvrant la structure anticlinale d'Igamerene et une portion d'Adrar Tahenna. La trame linéamentaire obtenue montre une déformation cassante intense, dominée très largement par un réseau oblique suborthogonal. L'effectif total relevé est de 5267 linéaments que l'on a pu regrouper en sept familles directionnelles, correspondant par ordre décroissant à ; (1) la famille NE-SW (26.28% du réseau global), (2) la famille NNW-SSE (20.65%), (3) la famille NW-SE (18.12%), la famille NS (11.79%), la famille ENE-WSW (8.61%), la famille NNE-SSW (7.85%), et la famille EW (6.7%). Ces familles directionnelles ont été retrouvées également dans le bâti précambrien. L'histogramme des longueurs de fractures montre une large gamme de valeurs, comprise globalement entre 100m et 6300m, avec un mode situé autour de 300m, et une distribution non uniforme, pouvant être ajustée à une loi de type lognormal.



**Fig.148 –** Caractérisation de la fracturation à grande échelle (faible résolution). Le bâti structural obtenu à partir de l'interprétation des photos aériennes montre une densité linéamentaire très intense, dominée par des familles directionnelles obliques. Les extensions des traces varient globalement entre 100 et 1700m, le mode se situe autour de 300m, alors que les valeurs maximales peuvent atteindre 6300m.

# A. Description des grandes familles de fractures

## a) Les linéaments de direction NE-SW

La famille directionnelle NE-SW montre les densités surfaciques les plus élevées. Les zones endommagées sont localisées dans la partie Nord d'Igamerene, le long de la zone d'affleurement des successions ordoviciennes préglaciaires (site IG). L'extension des traces varie globalement entre 100 m et 3300 m. Le mode qui est situé autour de 200 m coïncide avec la deuxième classe de l'histogramme, donnant lieu à une allure de distribution de type lognormal (fig.149).



**Fig.149–***Histogrammes de distribution des longueurs de traces pour chaque famille directionnelle identifiée. Les histogrammes montrent des allures conformes à des distributions de type lognormal.* 

### b) Les linéaments de direction NNW-SSE

Le réseau linéamentaire NNW-SSE est tout aussi important dan la région. Les zones endommagées sont associées à la zone d'interaction entre les décrochements majeurs D1, D2 et D3. Les classes d'extension varient entre 200 m et 2700 m, le mode est situé autour de 300 m, traduisant bien une distribution de type lognormal (fig.149).

### c) Les linéaments de direction NW-SE

La famille directionnelle NW-SE se présente avec des densités surfaciques moyennes, et est particulièrement associée à la partie centrale de la structure. Les longueurs sont comprises entre 100 m et 2900 m. Le mode correspond à la troisième classe (300 m), traduisant une distribution de type lognormal (fig.149).

### d) Les linéaments de direction N-S

La famille directionnelle NS est bien développée dans la zone d'interaction entre les trois décrochements majeurs, où les classes d'extension varient entre 100m et 2400m, avec un mode situé autour de 300m, montrant un bon ajustement à une loi de distribution de type lognormal (fig.149).

### e) Les linéaments de direction E-W

La famille directionnelle EW, qui est la moins représentée dans la région, semble remplir la zone d'interaction de façon relativement uniforme. Les classes d'extension varient entre 100m et 2400m, avec un mode situé autour de 200m (fig.149). La distribution spatiale obtenue est de type lognormal. En réalité cette distribution suit une loi lognormale, car la première classe des longueurs (100m) qui compte très peu de linéaments, est sous-représentée (très proche de zéro). Le mode coïncidant avec la deuxième classe de l'histogramme donne à celui-ci une allure exponentielle négative, alors que la distribution réelle est lognormale.

### B. Approche statistique

#### a) Analyse des distances interfracturales (spacing)

L'analyse des distances interfracturales est basée sur les données de cinq scanlines, orientées perpendiculairement chaque famille directionnelle (fig.150). Les paramètres statistiques (espacement, espacement moyen, standard de déviation et coefficient de variation) ont été calculés pour chaque famille directionnelle. La figure 151 qui montre le nombre de fractures en fonction des distances le long des scanlines, révèle le caractère irrégulier de l'espacement. Cela est également attesté par les valeurs du standard de déviation qui sont nettement supérieures aux moyennes, traduisant une grande dispersion. Les coefficients de variation calculés sont pour la majeure partie des familles supérieurs à 1 (1.02<Cv<2.05), traduisant un ajustement à une loi exponentielle négative, conformément au modèle « *clustered fractures* » de Rives et al (1992).

Les histogrammes de distribution des distances interfracturales montrent également une allure exponentielle négative. Seule la famille NW-SE semble présenter une distribution fréquentielle de type lognormal (Cv=0.85). La figure 152, qui illustre la variation des distances interfracturales le long des profils d'échantillonnage montre une grande variabilité de cet attribut géométrique, autour d'une moyenne globalement stable. Les distances interfracturales mesurées montrent une large gamme de valeurs (entre 100 m et 8200 m), avec un mode situé, dans la plupart des cas autour de 100 m, à l'exception de la famille NW-SE, qui semble montrer des distances interfracturales relativement plus élargies (mode situé autour de 200 m).



Fig.150-Cartes linéamentaires 2D ayant servi de base à l'approche statistique de la fracturation.



**Fig.151–***Diagrammes illustrant le nombre de fractures relevé en fonction des distances le long des scanlines, avec les histogrammes de distribution des distances interfracturales associées. Cv : Coefficient de variation.* 



**Fig.152–***Variation des distances interfracturales (espacement, espacement moyen) le long des profils d'échantillonnage.* 

## 3.1.2. Approche de la fracturation à échelle intermédiaire

La fracturation à moyenne échelle a été approchée en appliquant un filtre directionnel à la portion Nord d'Igamerene, où les successions ordoviciennes préglaciaires sont préservées (une superficie de 256 km<sup>2</sup>). Cette fenêtre d'observation, compte plus de 830 traces de fractures, regroupées au sein des mêmes classes directionnelles identifiées à grande échelle, avec une continuelle prédominance de la famille NE-SW, qui représente environ 25,66% du réseau globale (fig.153-A à E). Les directions secondaires correspondent respectivement à la famille EW (20,84%), NW-SE (20,12%), NNW-SSE (19,51%), ENE-WSW (9,75%), NNE-SSW (3.37%) et enfin la famille NS (0,75%).

## A. Approche statistique

La caractérisation des systèmes de fractures à cette échelle d'observation est basée sur les données d'une scanline oblique, de 13 km de long, orientée perpendiculairement à la direction moyenne de la fracturation, soit une direction NE-SW. Les résultats de l'approche statistique sont synthétisés dans la figure 153 (F et G).

Les familles directionnelles échantillonnées correspondent respectivement à la famille NW-SE, qui montre la densité linéaire la plus élevée (1.46 fractures/km), relayée par la famille NNW-SSE (1.38 fractures/km), puis par la famille EW (1.23 fractures/km), et enfin la famille NE-SW (0.43 fractures/km). Cette population de fractures a été bien évidemment sous-estimée du fait de son orientation parallèle à la scanline. Les familles NNE-SSW et ENE-WSW n'ont pu être interceptées, du fait de leur faible densité surfacique et leur répartition spatiale très irrégulière dans ce périmètre.

## a) Analyse des distances interfracturales (spacing)

Les diagrammes qui illustrent la variabilité des fréquences de fractures le long des profils d'échantillonnage montrent le caractère irrégulier de la distribution spatiale des quatre familles directionnelles interceptées. Les coefficients de variation calculés varient entre 0.70 et 0.81 pour les familles EW, NE-SW et NW-SE, traduisant un ajustement à un modèle de distribution de type lognormal. Seule la famille NNW-SSE montre un coefficient de variation supérieur à 1 (Cv= 1.50), traduisant un ajustement à une loi exponentielle négative (distribution clustérisée). Les histogrammes qui illustrent la variation des distances interfracturales le long de la scanline (fig.154), traduisent bien ces modes de distribution (succession de zones de fractures très peu espacées et d'autres largement espacées). Ces histogrammes montrent également, que pour les familles EW et NNW-SSE, le mode se situe autour de 100 m, alors que pour les familles NW-SE et NE-SW, les valeurs deviennent plus étalées ((250 m à 2100 m).

## 3.2. Analyse de terrain

Le Tassili de Ouallen offre des sites exceptionnels pour l'analyse de la fracturation, notamment dans les successions cambriennes et glaciaires, en raison de leur conservation et excellentes conditions d'affleurement. Les séries ordoviciennes préglaciaires (dont les « Quartzites de Hamra ») présentent malheureusement de mauvaises qualités d'affleurement (zones ensablées ou couvertes par des éboulis) et sont très réduites volumétriquement, ce qui a constitué un handicape majeur pour l'approche statistique de la fracturation. Les géométries de certaines fractures sont restées tout de même perceptibles.

L'organisation spatiale des réseaux de fractures a été étudiée en exploitant les données de 21 stations de mesures, réalisées dans des contextes sédimentologiques et des positions stratigraphiques variés (un effectif total de 558 plans de fractures relevé), ainsi que les données de 03 scanlines (voir annexes). Ces dernières ont été effectuées dans les séries fluviatiles à influence tidale (unité II), affleurant au Sud d'Igamerene (site IGS), en faisant varier l'épaisseur des unités mécaniques, afin d'évaluer l'effet de la stratigraphie sur l'intensité de la fracturation.



Fig.153 – Analyse des attributs géométriques de la famille NE-SW le long de la scanline.



Fig.154 – Variation des distances interfracturales le long des scanlines.

## 3.2.1. Typologie des fractures

La fracturation est omniprésente et intense dans le Tassili de Ouallen. Les différents systèmes de fractures observés peuvent être classés en quatre catégories principales ; les fractures de fond, les fractures à haute persistance verticale, les corridors et les failles.

## A. Fractures de fond

La fracturation de fond est représentée par deux principaux réseaux ; un réseau systématique orthogonal et un réseau oblique marquant largement son effet dans le paysage.

Le réseau systéamtique, qui est particulièrement développé dans les formations de l'unité III (« Quartzites de Hamra », « In Tahouite »), est dominé par les fractures à faible persistance verticale, dont l'extension est fortement influencée par l'épaisseur des unités mécaniques élémentaires (augmentation des distances interfracturales proportionnellement à l'épaisseur des bancs) (fig.155, 156). Ce réseau montre une répartition spatiale relativement régulière, et des traces de minéralisations occasionnelles, souvent sous forme d'oxyds de fer.



Fig.155-Aspect du réseau systématique dans le l'anticlinal d'Igamerene.



**Fig.156**–Illustration de la relation densité de fracturation-épaisseur des bancs. **A, B-** Contact Unité IV (grosse barre sommitale)-séries cambriennes (zone à éboulis), Site (IGS). Les photos illustrent bien l'augmentation des distances interfracturales proportionnellement à l'épaisseur des bancs. **C-** Contact Unité IV (grosse barre sommitale) – unité III (site IG). **D-** Cimentation du réseau orthogonal par les oxydes de fer. Ce réseau représente un évènement précoce, car il est souvent recoupé par des réseaux systématiques et obliques non colmatés.

Le réseau oblique, qui est d'origine nettement tardive, recoupe et décale le réseau orthogonal systématique, et vient souvent buter sur les fractures de fond de direction axiale (fig.157). Ce réseau se développe et se densifie progressivement à proximité des zones de failles de même direction. Il s'observe avec des géométries variées (traces rectilignes, courbes, en echelon), traduisant des variations dans l'état de contraintes qui en est à l'origine. Les minéralisations oxydées occassionnellement observées (fig.158), correspondent à un évènement précoce (car elles sont recoupées systématiquement par un réseau suborthogonal ouvert).



**Fig.157–**Illustration du réseau suborthogonal observé dans le Tassili de Ouallen. A à C- Unité IV, Col de Tarit (Site CT). D et E- Grès fluviatiles cambriens (Unité II) (Site ATN).



**Fig.158–**Episode de cimentation précoce associé au réseau oblique suborthogonal. *A-* Chenal tidal dans les « Quartzites de Hamra », Site IG. *B-* Grès proglaciaires (site CT).

# B. Fractures à haute persistance verticales (Diaclases majeures)

Les fractures qui présentent une certaine persistance vis-à-vis des bancs sont particulièrement développées au sein des formations fluviatiles cambriennes et glaciaires, où elles se densifient localement pour donner lieu à des couloirs fracturés d'orientation transverse et oblique. Ces fractures traversent des unités mécaniques d'ordre décamétrique à hectométrique, et montrent des répartitions spatiales non uniformes, nettement influencées par la localisation et la répartition des failles (fig.159).

## C. Couloirs fracturés (Corridors)

Les couloirs fracturés rencontrés dans le Tassili de Ouallen sont parallèles aux réseaux réguliers transverse et oblique (fig.160), et se présentent généralement comme une densification de diaclases à forte persitance verticale, sur une zone assez bien délimitée, souvent déprimée par l'érosion. L'unité mécanique associée est d'échelle pluri décamétrique, rarement hectométrique. L'espacement mesuré dans les formations fluviatiles cambriennes varie entre 10 m et 15 m, et tend à devenir plus variable dans l'unité IV, où la répartition spatiale de ces structures cassante devient beaucoup plus hétérogène.

## D. Failles

Les failles qui affectent les successions cambro-ordoviciennes, notamment l'unité II et l'unité glaciaire sont peu exprimées morphologiquement, du fait de l'absence de contraste lithologique entre les différentes unités stratigraphiques (il s'agit souvent de dépôts de haute énergie associés soit aux épandages fluviatiles de l'unité II, soit aux dépôts glaciaires et périglaciaires de l'unité IV). Dans la région d'Igamerene, où les formations ordoviciennes marines sont préservées, les contrastes rhéologiques sont plus marqués, et l'expression morphologique des failles est mieux perçue, permettant de les cartographier avec une assez grande précision (fig.161-A, B).



**Fig.159**–Fractures à grande persistance verticale observées dans le Tassili de Ouallen (Col de Tarit). *A*– Dépôts proglaciaires, Tamadjert. *B*- Dépôts périglaciaires (faciès à mégarides) (Site CT). *C* – Grès fluviatiles cambriens (Site ATN).

Dans ce site, les séries cambro-ordoviciennes sont affectées par une petite faille inverse de direction N40 (fig.161-C). Cette faille recoupe de façon évidente les séries cambroordoviciennes préglaciaires et se prolonge vers le SSW, en direction du décrochement majeur D1, suggérant un lien génétique. Sa relation géométrique avec ce dernier (conformément au modèle de Riedel) permet de l'attribuer un type antithétique. Il est fort probable que cette faille ait été à l'origine normale (synsédimentaire), puis réactivée en inverse pendant la compression hercynienne ou autrichienne, comme le laisse suggérer l'épaississement relatif des séries cambro-ordoviciennes au le toit de la faille. Le plan glissement, qui correspond à la core zone, est marqué par une brèche cohessive cimentée par les oxydes de fer (fig.161-D, E). La zone endomagée est marquée par un débit dense de fractures N40, une direction qui persiste tout au long de l'intervalle ordovicien.

Le toit de la faille est marqué par une fracturation N160 très dense et fortement minéralisée (un assemblage de quartz, geothite, hématite, gypse, calcite et illite, représentant des systèmes chimiques et minéralogiques très hétérogènes), ainsi qu'une fracturation N130 partiellement ouverte, ayant joué par endroits en dextre.



**Fig.160**–Aspect des corridors fracturés observés dans le Tassili de Ouallen. A- Corridors obliques segmentant la formation Tamadjert (Site CT). B– Vue rapprochée. C- Corridor transverse sectionnant les épandages fluviatiles cambriens (Site ATN). D, E– Corridors transverses systématiques au sein des épandages fluviatiles cambriens (Site ATN).



**Fig.161–**Présentation des zones de failles dans le Tassili de Ouallen. **A-** Faille décrochante senestre à faible rejet, affectant la formation Tamadjert (Site CT), avec un zoom sur une sculpture rupestre contemporaine ? **B-** Jeu normal associé à une petite faille au sein de la formation Tamadjert (Site CT). **C-** Faille décro-inverse associée aux formations cambro-ordoviciennes (Site IG). **D-** Zoom sur le plan de glissement de la faille (core zone). **E-** Vue rapprochée illustrant le couloir de brèche associé au plan de la faille. Notons la cimentation de cette brèche par les oxydes de fer (indice de circulation de fluides).

## 3.2.2. Distribution régionale des fractures

La distribution des orientations de fractures dans le Tassili de Ouallen est fortement influencée par la distribution des grandes failles panafricaines, auxquelles elles sont intimement liées. Ces failles contrôlent à la fois la géométrie des structures plissées et celle des systèmes de fractures, comme l'illustrent bien les rosaces directionnelles dans la figure 162.



Fig.162- Distribution spatiale des orientations de fractures dans le Tassili de Ouallen.

### **3.2.3.** Approche statistique

### A. Analyse des distances interfracturales

Les mauvaises conditions d'affleurement des « Quartzites de Hamra » n'étaient pas favorables à une étude détaillée de la fracturation. L'approche statistique a cependant porté sur les grès fluviatiles cambriens (unité II). Les scanlines effectuées dans les séries cambriennes d'Igamerene (fig.163) ont révélé l'existence de trois familles directionnelles N40, N120 et N150 avec une famille accessoire de direction N70. Les fractures d'orientation N40 sont nettement prédominantes et présentent des densités linéaires moyennes de l'ordre de 1.21 fractures/mètre. L'espacement moyen entre fractures de même orientation est proportionnel à l'épaisseur des bancs. En effet, les espacements moyens varient entre 0.2 et 0.4 m pour une épaisseur de banc égale à 0.45 m, entre 1 et 1.5 m pour une épaisseur de l'ordre de 0.6, et entre 0.5 à 1m, pour une épaisseur de l'ordre de 0.9 m. Ces valeurs traduisent le contrôle de la stratigraphie sur la densité de fracturation.



**Fig.163-**Résultats statistiques des scanlines effectuées dans les séries fluviatiles cambriennes d'Igamerene (Site IGS).

### 3.3. Conclusion

Dans le Tassili de Ouallen, le système de fractures est influencé par la géométrie du grand décrochement (D1) qui délimite la structure plissée vers l'ouest. En effet, dans la partie septentrionale du pli (région d'Igamerene), où le tracé du grand décrochement est subméridien, la fracturation est dominée par la famille directionnelle NNW-SSW, alors que dans la partie méridionale (Adrar Tahenna), où le tracé devient NW-SE, on note la prédominance des fractures de même direction. Il est de même pour l'Ahnet central, où les orientations des fractures montrent un parallélisme parfait avec la direction des failles.

## 3. Caractérisation de la fracturation dans l'Ahnet central

La caractérisation des fractures dans le champ s'est appuyée principalement sur l'observation des carottes et sur les données bibliographiques concernant l'imagerie des puits W-4, W-5, W-1 et W-6 (exploitation des résultats du rapport de Beicip, 2003) et des données dynamiques (Addour, 2007). Elle était confrontée à plusieurs problèmes dont : (1) la non orientation des carottes ordoviciennes; (2) leur mauvaise conservation (problèmes de manipulation) et leur sur-échantillonnage; (3) l'absence des données d'imagerie au niveau de certains puits tels W-9, W-7, W-8; et (4) la difficulté de distinguer certaines fractures induites par endommagement mécanique (générées lors des opérations de forage ou de carottage), des fractures ouvertes non minéralisées. La majorité des puits sont verticaux, d'où la faible probabilité d'intercepter des fractures naturelles. Cependant, la présence de fractures dans ce type de puits, doit être prise comme un indicateur de fracturation importante du réservoir. En revanche, leur absence ne signifie pas que le réservoir n'est pas fracturé.

L'analyse de la fracturation consistait en un relevé exhaustif de toutes les structures cassantes présentes dans les carottes. Pour chaque structure identifiée, plusieurs paramètres sont mesurés et intégrés dans une base de données. Le type de fractures et de remplissage (cimentées, partiellement cimentées, ouvertes, induites, associées à la compaction, associées à la migration des hydrocarbures « présence de bitume »), la profondeur, la longueur, l'ouverture, le pendage apparent des fractures (mesuré par rapport à l'axe de la carotte), la nature et texture du remplissage, le taux de porosité visuelle, la terminaison des fractures par rapport à la surface de carottes, et aux hétérogénéités sédimentaires (fractures continues ou discontinues), la relation angulaire entre les différentes familles de fractures, leur interaction, leur chronologie relative, et les jeux, représentent les paramètres majeurs acquis.

Pour la présentation des résultats, des logs de fracturation sont établis pour chaque sondage, auxquels des diagraphies (principalement Gamma Ray) ont été couplées (voir volume confidentiel). Un graphe de fracturation sous forme de bâtonnets accompagne un log de fracturation synthétique, où tous les éléments structuraux observés sont reportés. Une image sismique 3D montrant la position de chaque puits par rapport aux grands linéaments (failles sismiques) de la structure est également jointe.

### A. Caractérisation des systèmes de fractures

Le long des 319.6 m de carottes décrites, 198 structures ont été identifiées. Elles regroupent :

(1) De longues fractures subverticales, sans indice de mouvement, pouvant être partiellement ou totalement remplies de quartz automorphe. Le remplissage se fait par un accroissement de cristaux des parois vers le centre des fractures (texture syntaxiale). Ce type de fracture est particulièrement développé dans le puits W-9 et W-4 (fig.164-A).

(2) Des fractures obliques organisées en échelon (*shear joints*), témoignant d'une réactivation cisaillante de fractures en modes ouvert (mode 1) préexistantes (fig.164-B). L'ouverture cinématique dans ce type de fractures est d'ordre millimétrique à pluricentimétrique. Le remplissage est de nature très variée, pouvant être quartzitique, carbonatée (sidérite, calcite ferrifère, dolomite ferrifère), chloriteuse, illitique, ou pyriteuse (voir chapitre diagenèse). Le taux de minéralisation se situe entre 80 et 100%. Ces fentes sont très souvent associées à des stylolithes, et apparaissent là où la densité de ces derniers devient importante. Cette association permet d'attribuer la silice de remplissage de fractures au processus de pression-dissolution.



*Fig.164:* Présentation des fractures en extension (en mode ouvert) et des fractures cisaillantes dans l'Ahnet central.

(3) Des fractures précoces à surfaces très planes et ouvertures inframillimétriques, souvent scellées (argile, pyrite, oxydes de fer), un remplissage qui peut prêter à confusion avec les bitumes (fig.165). Ce type de fracture s'arrête souvent sur les plans de stratification, et présente parfois un aspect en relais suggérant une réactivation par cisaillement (*shear joints*).

(4) Des fractures ouvertes inframillimétriques à millimétriques (jusqu'à 5mm), recoupant toutes les générations antérieures, et qui peuvent être confondues avec des fractures induites (fig.166).

(5) Des joints stylolithiques de types variés; pouvant être soit stratiformes (fig. 167-A), résultant d'une dissolution sous charge lithostatique, et souvent perpendiculaires aux fractures d'extension, ou verticaux d'origine tectonique (fig.167-B), et (3) plus rarement sous forme de joints verticaux soulignant les parois des Skolithos (fig. 167-C). Ces derniers ne sont pas représentatifs des contraintes régionales. Ils pourraient s'expliquer par le fait que les terriers avec leur remplissage plus grossier et mieux cimenté pourraient jouer le rôle d'objets durs dans une matrice plus soluble. Dans ce cas, il y a une répartition locale des contraintes autour des objets durs (plus peut être des effets chimiques de cinétique de dissolution à l'interface terriermatrice) qui explique le développement de stylolithes verticaux et la cimentation siliceuse poussée des remplissages de terriers.



Fig.165- Aspect de la petite fracturation (Hair-lines) dans l'Ahnet central.

(6) Des marques de déformation intraformationnelle regroupant des jeux normaux durant le dépôt des « Quartzites de Hamra » (fig. 168-A) et des glissements en masses « *slumps* » dans les dépôts périglaciaires de l'unité IV (fig. 168-B).

(7) Des brèches non cohésives interceptées par la trajectoire du puits déviés W-6 et W-8, (fig.169)

# B. Profils de fracturation

La fracturation dans le champ est représentée par des bandes de déformation localisées essentiellement dans les faciès gréseux, plus rarement argileux, et reste contrôlée par la nature lithologique et les limites des bancs. Exception faite pour les puits déviés W-6 et W-8, qui semblent avoir intercepté des failles ou des couloirs fracturés non cimentés le long de leur trajectoire. Ces derniers seraient responsables de la bréchification observée dans les dépôts interglaciaires de l'unité IV (diamictites et une partie des mégarides). Certaines terminaisons sont masquées et d'autres se perdent dans les zones bréchifiées, ou vont au-delà de la surface de carottes.

Sur l'ensemble des puits analysés, la distribution des fractures n'est pas uniforme, comme on le constate sur le log de fracturation du sondage W-4 (fig.170). La densité moyenne de fracturation déterminée à partir de l'observation des carottes est relativement importante pour un puits vertical (0.53 fractures/mètre), mais reste insuffisante pour justifier les résultats positifs des tests de formations. Les distances interfracturales moyennes sont estimées à 1,88 m.



Fig.166-Importance et aspect des stylolithes dans le réservoir « Quartzites de Hamra ».



**Fig.167-***Typologie des stylolithes dans le réservoir « Quartzites de Hamra ».***A-** *stylolithe stratiforme.***B-** *stylolithe tectonique.***C-** *stylolithe soulignant les parois des skolithos.* 



*Fig.168*– *A- Petite faille synsédimentaire relevée au sein des « Quartzites de Hamra ». B- Slump dans l'unité IV.* 



**Fig.169**– Brèches non cohésives dans le réservoir IV des puits déviés W6 et W-8 (illustration schématique de la répartition de la fracturation dans l'Ahnet central, modifiée d'après Beicip-Franlab, 2003).


Fig.170- Exemple d'un log de fracturation synthétique (puits W-4).

Plus de 55% de la population des fractures collectées présentent des ouvertures inférieures au millimètre, et des longueurs variant entre 4 cm et 36 cm. Les grandes fractures sont particulièrement développées dans les faciès gréseux propres des « Quartzites de Hamra » (W-9, W-5), des « Grès d'El Goléa (W-9) et de l'unité IV (W-1). Elles présentent des ouvertures libres significatives (millimétriques à centimétriques) et des longueurs d'ordre métrique. L'histogramme et les diagrammes de distribution des fractures (fig.171) montrent que les fractures verticales (0°≤pendage<20° par rapport à l'axe de la carotte) restent majoritaires par

le nombre (140 fractures), en comparaison avec les fractures obliques ( $20^{\circ} \le \text{pendage} < 70^{\circ}$ ; 48 fractures), et subhorizontales ( $70^{\circ} \le \text{pendage} < 90^{\circ}$ ; 11 fractures). Ces dernières sont particulièrement développées dans le puits W-4.

Il est fort probable que la fracturation soit plus importante, et que l'échantillonnage soit très limité et non représentatif de son état à proximité, même immédiate du puits. L'autre alternative, est que les fractures dans l'Ahnet central sont largement espacées, ou présentent des dimensions plus grandes que celles du diamètre de forage. En conséquence, la probabilité de les rencontrer dans un intervalle donné est faible, et même si de telles fractures sont interseptées, seules des données fragmentaires peuvent être collectées (Laubach, 2003; Laubach et al., 2004). Les grandes fractures sont également plus ouvertes que leurs équivalents plus petites, donc leur découverte sur carotte est toujours incomplète. Les forages horizontaux et déviés augmentent la chance de rencontrer de telles fractures, comme c'est le cas pour le puits W-6.



Fia.171 : Pendaae apparent des fractures observées sur carottes (Modèle structural établit par Filali, inédit). Les fractures verticales sont majoritaires dans tous les puits. Les fractures obliques et subhorizontales apparaissent dans les puits W-9, W-7 W-4. Les et fractures subhorizontales n'ont été observées qu'au niveau des puits W-7 et W-4.

## C. Intensité de fracturation

L'analyse structurale des carottes a montré que les fractures étaient diversement orientées. Par opposition à ces fractures naturelles, les fractures induites ont des directions uniformes sur les intervalles stratigraphiques étudiés, témoignant d'une orientation de contrainte homogène, qui selon l'ovalisation serait N134E. L'analyse des carottes a montré également qu'il n'existe aucune relation entre l'orientation des fractures naturelles et la nature du colmatage (ciments).

Compte tenue de l'incertitude sur les mesures d'orientation obtenues sur carottes, nous avons fait recours aux résultats d'imagerie (BHI) de Beicip-Franlab (2003), qui ont révélé une meilleure définition des attributs géométriques, et ont permis de définir les différents styles de fracturation (fractures diffuses et couloirs fracturés) ainsi que leur distribution. Bien que la résolution de cet outil soit inférieure à celle de l'observation oculaire des carottes, la densité moyenne de fracturation définie par le BHI (2.19 fractures/mètre) est trois fois supérieure à celle déduite de l'étude des carottes (0.5 fractures/mètre) (fig.172).

Sondage	Unité	Longueur	Taux de	Intensité de la fracturation (Nombre frac/m)								
	réservoir	carotte (m)	récupération (%)	Données carottes	Densité des farctures	Données d'imagerie	Densité des farctures					
W-1	UE-IV	35,1	100%	2	0,05	75	2,13					
W-9	UE-II, III2, IV	190,1	100%	107	0,56							
W-4	UE-III2, IV	56	90,60%	16	0,28	46	0,82					
W-5	UE-III2, IV	26,25	73,12%	10	0,38	79	3					
W-6	UE III2, IV	36,2	86%	2	0,05	103	2,84					
W-7	UE III2, IV	31,95	85,98%	61	1,9							

Fig.172 - Variation de l'intensité de la fracturation dans le champ.

- Nombre global des fractures détectées sur carottes = 198 m (veines = 17, petite fracturation ou "Hair-lines" = 71, fractures ouvertes =19).
- Nombre global des fractures révélées par le BHI= 303 (fractures ouvertes= 86, partiellement ouvertes = 139, et scellées = 78).

#### D. Orientation des fractures

Ouatre directions de fracturation orientées N150, N100, N60 et NS ont été mises en évidence par le BHI, avec une direction principale N150, correspondant à la principale orientation des failles dans le champ (fig.173). Cette direction demeure prédominante quelque soit la nature de la fracture (ouverte, partiellement ouverte ou cimentée). Il apparaît également que la majorité des fractures (plus des <sup>3</sup>/<sub>4</sub>) soit partiellement ouvertes. Il est fort probable que la prédominance de la famille N150 soit en rapport avec l'orientation du champ de contraintes actuel. En effet, une contrainte horizontale maximale SH Perpendiculaire à la direction principale de fracturation aura tendance à refermer les fractures. A l'opposé, une contrainte majeure subparallèle à une direction majeure de fracturation, aura tendance à réactiver les fractures au voisinage du puits, facilitant leur détection.



**Fig.173-** principales orientations des fractures dans l'Ahnet central, d'après les données d'imagerie (BHI). Beicip-Franlab, 2003.

# E. Typologie des fractures

L'analyse statistique des principaux paramètres de fracturation (attributs géométriques et dispersion) a montré que la majorité des fractures rencontrées étaient discontinues, ouvertes ou partiellement ouvertes, sauf pour les puits situés dans les zones de déformation intense (W-1 et W-9) où la plupart des fractures sont colmatées.

Deux styles de fracturation ont été mis en évidence par les données du BHI ; (1) les joints (fractures diffuses), qui semblent contrôlés par la nature lithologique des unités mécaniques, et sont localisés dans les grès compacts, et (2) les couloirs fracturés qui présentent une persistance verticale et sont contrôlés par des failles sismiques et subsismiques. La figure ci-après (fig.174) montre de très bonnes corrélations entre les familles de fractures au niveau des puits et la position des linéaments sismiques et subsismiques (carte de courbure au toit de la « Dalle de M'Kratta» réalisée par Issad, 2003) qui parcourent l'Ahnet central.



Fig. 174- Taux et répartition des différents types de fractures (ouvertes, *partiellement ouvertes* et cimentées) dans le champ. Les fractures ouvertes sont particulièrement développées dans le puits W-6, alors que les fractures cimentées sont prédominantes au niveau des puits W-9 et W-1 (synthèse des données de carottes et du BHI).

L'estimation de la fracturation par analyse de la courbure des couches est une approche classiquement utilisée pour évaluer la densité de fractures dans les zones plissées. Le principal attrait de cette méthode réside dans le fait qu'elle permet une évaluation rapide et peu coûteuse de la distribution statistique des fractures au sein des plis. Le postulat de base de cette approche est que l'intensité de la courbure d'une unité mécanique plissée donnée est fonction de son degré de déformation (Murray, 1968; Stewart et Podolski, 1998) et donc, dans le cas de roches cassantes, de fracturation. A partir de là, différentes méthodes de calcul sont proposées pour permettre d'obtenir une estimation statistique de la densité des fractures issues de la déformation en extension qui apparaît dans les zones de charnières (fig.175).

Le puits W-5, qui est localisé près d'un linéament NS, dans une zone considérée comme fortement déformée, montre une corrélation positive entre les orientations des fractures (N150, N080, N060) et des failles situées à proximité. Ce puits est caractérisé par une faible production de gaz dans la « Dalle de M'Kratta » et la partie supérieure des « Grès d'El Goléa ». Les principaux réservoirs (« Quartzites de Hamra » et «Grès d'Oued Saret ») sont secs en raison de leur position en dessous du contact eau-gaz estimé (Issad, 2003).



**Fig.175-** Distribution de la fracturation et relation avec les failles sismiques et subsismiques dans le champ. Fond sismique 3D (Sonatrach, inédit). Extraits de la carte structurale au toit de la « Dalle de M'Kratta » (Issad., 2003). Rosaces des orientations (Beicip-Sonatrach., 2003).

Le puits W-1 est également localisé près de la faille NS qui limite le bloc oriental affaissé. Tous les réservoirs ordoviciens sont secs car ils sont situés en dessous du contact eau-gaz (Issad., 2003). Le puits W-1 est caractérisé par une seule famille de fractures, de direction subméridienne (N150-160), montrant une différence angulaire de 20° avec l'orientation des failles sismiques localisées tout autour. Une corrélation positive semble toutefois se dégager entre cette famille de fractures et les linéaments de courbure localisés à 100 m à droite du puits.

Le puits W-4 est localisé sur une faille subsismique NW-SE (N140), corrélant parfaitement bien avec les orientations des fractures. Ce puits montre une bonne production avec un débit maximal enregistré dans les « Quartzites de Hamra » (test 10).

Le puits dévié W-6 présente la meilleure production dans le champ dans les « Quartzites de Hamra », les « Grès d'El Goléa » et les « Grès d'Oued Saret ». Il est localisé dans la partie centrale de la structure, dans une région fortement faillée, dominée par des accidents subméridiens, parallèles à la principale orientation des fractures (N150), et des failles d'orientation NW-SE.

Le puits W-9 est localisé dans la partie centrale, près de la faille NS (entre le puits W-5 et W-1). Il présente une production variable dans la « Dalle de M'Kratta » et la partie supérieure des «Grès d'El Goléa», et une meilleure production dans les « Quartzites de Hamra». Ce puits montre également une corrélation positive entre l'orientation verticale prédominante des fractures (déduite de l'analyse des carottes) et celle des linéaments.

Le puits W-7 est situé à l'intersection de trois failles sismiques dont l'une est orientée NE-SW, l'autre subhorizontale, et la plus importante subméridienne. Le réservoir « Quartzites de Hamra » au niveau de ce puits s'est avéré sec.

# F. Comportement du réservoir lors du forage et des tests de formationsF.1. Pertes de boue :

D'importantes quantités de perte de boue ont été enregistrées dans tous les forages à l'intervalle des formations « d'El Goléa » et de « M'Kratta » (Fig. 176 et 177), traduisant la présence de fractures ouvertes. Il semble qu'une étroite relation existe entre les pertes de boue et la densité de fractures observée sur les logs d'imagerie.



# F.2. Résultats de l'interprétation des tests de productions de courte durée

L'interprétation des résultats des deux tests de production, (Beicip, 2003) effectués sur le forage W-6 (fig. 178), a montré une concordance entre les modèles théoriques préétablis (*Wellbore Storage et Skin, Finite conductivite Fracture*) et les résultats obtenus.



*Fig.* 178- Résultats de l'interprétation des essais de production, réalisés au forage W-6, en considérant un modèle de réservoir à double porosité (Beicip, 2003).

Les principales conclusions se résument comme suit :

- Les perméabilités horizontales calculées (*Kh*) sont de l'ordre de 0,1 à 0,5 md,
- Les facteurs skin négatifs confirment la présence éventuelle d'une ou plusieurs fractures ouvertes,
- La présence de pressions constantes à des faibles distances du puits W-6 (5 à 23 m) est clairement observée dans chaque test, suggérant que le réseau de fractures, situé aux alentours du forage W-6, est connecté sachant qu'aucun niveau de contact n'a été identifié dans ces réservoirs.
- L'exploitation des tests de puits par FRACA (Beicip, 2003) en utilisant le modèle de fractures discrètes, a permis de quantifier la conductivité moyenne des fractures diffuses (5.2 mD.m), et d'estimer la valeur minimale de la conductivité des couloirs de fracturés (1560 mD.m). L'utilisation de ces propriétés dynamiques par FRACA, a permis ainsi, de calculer tous les paramètres de fracturation du champ et de les rendre exploitable dans d'autres modèles de simulation.

# F.3. Résultats de l'interprétation du test de production de longue durée

Un seul et unique test de longue durée (48 jours) a été effectué sur le forage W-6. La durée du premier *build-up* est de 6 jours, celle du deuxième *build-up* est de 42 jours. La courbe d'évolution de la production d'eau au cours du temps, semble suivre la même trajectoire que celle du gaz (Fig.179). Ceci est en faveur de l'hypothèse qu'il ne s'agit pas d'une production venant de l'aquifère. Elle devrait plutôt correspondre à l'eau induite dans les réservoirs par les pertes de boue.



**Fig. 179-** *Historique de production du gaz et de l'eau au cours du test de longue durée réalisé au forage W-6 (Beicip, 2003).* 

Les principales conclusions sont résumées comme suit (Fig. 180) :

- la perméabilité réservoir s'améliore au-delà d'une distance estimée à 25 m de la trajectoire du forage W-6. Deux hypothèses peuvent expliquer ce phénomène :
  - La connectivité du système est améliorée loin du puits (une plus forte densité de fracturation),
  - Les unités ordoviciennes productives sont interconnectées par le biais de failles subsismiques (amélioration de K).

- La connectivite du réseau de fractures est nettement confirmée par la présence des pressions constantes aux limites, déterminée à 500 m au-delà du forage W-6.
- La perméabilité obtenue durant le deuxième *build up* est de l'ordre de 26 Md.
- La différence entre cette valeur de perméabilité et celles estimées par les tests de courtes durées est importante. Cette différence pourrait être reliée à l'endommagement du réservoir engendré par les pertes de boue.



**Fig. 180-** *Résultats de l'interprétation du test de production de longue durée, forage W-6 (Beicip, 2003).* 

## 4. Conclusion

Il en ressort que les fractures en subsurface appartiennent à quatre familles de direction NS, N150, N100 et N60. La famille prédominante est N150. Ces ensembles de fractures correspondent aux principales orientations des failles dans le champ. La famille N150 demeure prédominante quelque soit le types de fractures (ouvertes, semi-ouvertes ou scellées).

Il apparaît que les fractures sont pour leur majorité partiellement ouvertes. Les données d'imagerie (BHI) couplées aux données de carottes confirment l'absence de relation entre le type de fracture (ouverte, semi-ouverte, scellée) et son orientation.

La densité de fracturation dans la partie supérieure de l'Ordovicien (unité IV) est très élevée (20 à 25 frac/m). Cela pourrait être expliqué par l'interception de failles ou de couloirs fracturés par les puits déviés W-6 et W-8.

Les systèmes de fractures sont principalement organisés en couloirs fracturés (*corridor sets*) dans la partie supérieure de l'Ordovicien (Unité IV, DMK), et en fractures diffuses dans les réservoirs préglaciaires. Les couloirs fracturés sont contrôlés à l'échelle du champ par des failles sismiques et subsismiques, alors que les fractures diffuses (joints) sont fortement influencée par la lithologie de l'unité mécanique élémentaire (banc), et sont particulièrement développées dans les niveaux gréseux propres et quartzitiques comme les « Quartzites de Hamra » et les « Grès d'Oued Saret » (*tight layers*).

Les données dynamiques montrent une relation claire entre les pertes de boue et la présence de fractures. Il apparaît aussi que les fractures responsables des grosses pertes de boue sont localisées dans les intervalles gréseux propres. Cependant, il n'existe pas de relation claire entre la densité de fracturation et le taux de perte de boue (absence de pertes dans l'unité

IV où les plus fortes densités ont été enregistrées). Cela indique que la conductivité des fractures est très variable, une conclusion qui a besoin d'être confirmée par les logs de production.

La présence d'un système fracturé productif est clairement démontrée par les tests de puits. Cependant, la contribution de la matrice à la production globale n'est pas très claire, et la question demeure encore débattue.

Les réinterprétations des tests de puits ont confirmé les observations faites sur PLT (production de gaz à partir des fractures partiellement ouvertes dans chaque intervalle testé). La présence d'une limite de pression constante dans les tests de puits traduit une bonne connectivité du système. Dans un tel gisement, sans contact bien défini, la présence d'une telle limite pourrait bien correspondre à une zone fortement fracturée nourrissant les tests productifs (« *fracture swarms* »).

La conductivité minimale des failles subsismiques calculée à partir de la limite de pression constante (test prolongé du puits W-6) a besoin d'être confirmée par de nouvelles données dynamiques (un nouveau puits traversant la faille subsismique ou un test de production plus long sur W-6).

# Chapitre VI

## DIAGENESE

#### 1. Introduction

- 2. Le Bled El Mass
  - 1. Composition détritique
  - 2. Maturité minéralogique et texturale
  - 3. Minéralogie authigène
  - 4. Brèches hydrauliques et transformations hydrothermales
  - 5. Séquence diagénétique
  - 6. Relation brèches hydrauliques-morphologie des «Quartzites de Hamra»
- 3. Le Tassili de Ouallen
  - 1. Composition détritique
  - 2. Maturité minéralogique et texturale
  - 3. Minéralogie authigène
  - 4. Relation cimentation siliceuse-déformation cassante
  - 5. Séquence diagénétique
- 4. L'Ahnet central
  - 1. Composition minéralogique
  - 2. Description et quantification des phénomènes diagénétiques
  - 3. Déformation cassante
  - 4. Analyse des inclusions fluides
  - 5. Isotopie du quartz
  - 6. Séquence diagénétique
    - 1. Histoire thermique et génération des hydrocarbures
    - 2. Paragenèse des « Quartzites de Hamra »
    - 3. Effet de la diagenèse sur les propriétés réservoirs
- 5. Conclusion

# Chapitre VI – Diagenèse

#### 1. Introduction

Dans le bassin de l'Ahnet, la diagenèse des grès ordoviciens, qui constituent les principaux réservoirs à gaz, est souvent dominée par la cimentation siliceuse, conduisant à une importante réduction du volume poreux et de la connectivité entre pores. Hormis les rapports internes de Sonatrach, très peu d'études se sont attachées à reconstituer l'histoire diagénétique de ces grès réservoirs (BP,1993; GEOCHEM-BHP,1994, 1995; GUSTAVSON,2000; Makhous, 2000; Djarnia et Fekirine, 1998), et aucune étude réalisée à ce jour n'a abordé de façon précise les relations pouvant exister entre les systèmes de dépôt et leur architecture diagénétique, et encore moins, entre la déformation cassante et les écoulements de fluides. La compréhension de certains aspects de la digenèse, comme l'origine du ciment siliceux qui affecte les réservoirs, les conditions physico-chimiques et thermodynamiques conduisant à sa formation, les paramètres qui contrôlent sa distribution, ou sa relation avec la génération des hydrocarbures (inhibition ou ralentissement du processus de cimentation suite à la mise en place du gaz dans les réservoirs). Ces points constituent un enjeu scientifique et économique d'intérêt majeur pour l'exploration et le développement futurs de ces réservoirs.

Nous allons dans ce qui suit, présenter une approche analytique multi-méthodes destinée à caractériser l'état diagénétique des grès ordoviciens, notamment la formation des «Quartzites de Hamra », et l'évolution des interactions fluide-roche au cours de leur histoire température-pression, en utilisant les données d'affleurement (Djebel Abberaz, Igamerene) et de subsurface (Ahnet central). Nous essayerons par la suite, de retracer la chronologie des évènements diagénétiques et des épisodes de fracturation, en les replaçant dans un cadre géodynamique suprarégional. Ce travail analytique pourra alimenter des travaux ultérieurs en modélisation de la diagenèse.

Les échantillons ayant servi de base à l'approche diagénétique à l'affleurement proviennent essentiellement de la formation des « Quartzites de Hamra ». Le prélèvement a été effectué de manière systématique, à intervalles réguliers dans des parties homogènes non fracturées, représentatives du grès hôte, et sélective dans les zones présentant des particularités (fractures cimentées, changement faciès, stylolites, etc.).

Les échantillons de subsurface proviennent des carottes ordoviciennes de six puits : W-1, W-4, W-5, W-6, W-7 et W-9. Ces échantillons ont été prélevés soit sous forme de *plugs* (2,5 et 4 cm de diamètre; 5 cm de hauteur) pour des fins pétrophysiques, soit sous forme de fragments de roche, pour la confection de lames minces et autres analyses. Nous avons adoptée la même méthode d'échantillonnage utilisée à l'affleurement. La figure 182 résume et chiffre l'ensemble des analyses réalisées dans le cadre de la thèse. La figure 183 montre la localisation et le taux de récupération des carottes ordoviciennes analysées.

_				Blee		lass (l	Djebe	I Abb	eraz )					
Mission	Site	Microscope optique	BSE	CL-optique	CL-MEB	DRX	Fx	Mesures Phi-K	Microthermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	АТ
2008	ABN	13	5			7	11							_
	ABC	48	5		3	39	48	3		1				
	SAB	15	2			8	15							
	ABS	9	3		3	4	9							
	DOL	11	3			11	6							
	ABN	16	3		1	4								
2009	ABC	37	2	24		22								
	ABS	2				2								
Total		151	23	24	7	97	83	3		1				
	1		1	Tassi	li de (	JUAL	LEN (	lgam	erene	?)	1	1	1	1
Mission	Site	Microscope optique	BSE	CL-optique	CL-MEB	х X D	Fх	Mesures Phi-K	Microthermométri	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	IAT
	IG	14	4											
2000	<u> </u>	14	4		3	13	13	0						
2008 Total	SO	9 23	3	24	3 2 1	13 9 22	13 9	9						
2008 Total	SO	9 23	3 5	24 SUB	3 2 1 SURI	13 9 22	13 9 Ahne	9 Pt cen	tral)					
2008 Total	os Site	Wicroscope optidue	3 5 88E	24 SUE	3 2 1 SURI	13 9 22 FACE (	13 9 Ahne	6 Mesures Phi-K	Microthermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	IAT
2008 Total	so site w-1	Wicroscobe obtidue	3 5 3 8 8 8 2	24 SUE 1	3 2 1 SURI 89 W	13 9 22 ACE	13 9 (Ahne	9 t cen Wesnues bhi-K	Microthermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	IAT
2008 Total	so et is w-1 w-4	23 23 3 16 22	3 5 8 8 2	24 SUE obtidue	3 2 1 SURI	13 9 22 ACE ( 3 3	13 9 (Ahne č	9 t cen Wesnres bhi-K	Wicrothermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	IAT
2008 Total	S0 S0 W-1 W-4 W-5 W-6	14           9           23           23           Wiccoscobe obtide           3           16           22           14	3 5 2 1	24 SUE	3 2 1 SURI 89 2 	13 9 22 ACE 3 3 22 14	13 9 (Ahne *	9 t cen Wirks Mesares 1 24 18 120	Wicrothermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	IAT
2008 Total	SO W-1 W-4 W-5 W-6 W-7	It           9           23           23           Microscope obtide           3           16           22           14           9	4 3 5 2 1 2	24 SUE		13 9 22 ACE 3 3 22 14 9	13 9 (Ahne *	9 t cen W-:H Sansa J 1 24 18 120 17	Wicrothermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	ІАТ
2008 Total	SO egg egg solution so	II4           9           23           23           Jane 1           9           23           Jane 2           16           22           14           9           78	4 3 5 2 1 2 10	24 SUE obtidue 1 2 3		13 9 22 ACE 3 3 22 14 9 67	13 9 (Ahne 	9 t cen Wi-t San San San San San San San San San San	Wicrothermométrie	Raman	d018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	IAT
2008 Total	S0 s0 s0 s0 s0 s0 s0 s0 s0 s0 s	It           9           23           23           3           16           22           14           9           78           4	4 3 5 2 1 2 10 3	24 SUE 90 10 1 2 3		13 9 22 ACE 3 3 22 14 9 67	13 9 (Ahne 	9 t cen Y-iud samsaw 1 24 18 120 17 13	Microthermométrie		80 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 0	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	ІАТ
2008 Total	SO W-1 W-4 W-5 W-6 W-7 W-9 W-1 W-4	14 9 23 23 23 23 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20	4 3 5 2 1 2 10 3	24 SUE nobidae 1 2 3		13 9 22 ACE 3 3 22 14 9 67	<u>*</u>	9 t cen Y-ių Saures Ji 24 18 120 17 13	Wicrothermométrie	La construction de la constructi	g018	© Byrolyse Rock-eval	Dosage COT	
2008 Total	S0 S0 W-1 W-4 W-5 W-6 W-7 W-9 W-1 W-4 W-5 W-6	II4           9           23           23           3           16           22           14           9           78           4           7           6           2	1 2 10 3 2 10 3 2	24 SUE		13 9 22 ACE 3 3 22 14 9 67	<u>13</u> 9 <u>(Ahne</u>	9 t cen M: H Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss Ss	Microthermométrie		8000 2018	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	
2008 Total 	SO 91 92 93 94 94 94 94 94 94 94 94 94 95 94 95 96 97 97 97 97 97 97 97 97 97 97	It           9           23           23           3           16           22           14           9           78           4           7           6           2           4           7           6           2           4	4 3 5 2 1 10 3 2 10 5	24 SUE 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	3 2 1 SURI SURI 2 	13 9 22 ACE 3 3 22 14 9 67	<u>13</u> 9 <u>Ahne</u>	9 t cen X it cen S it cen S ittre it ittre itttre i itttre i i ittre i ittre i i i i i i ittre i i i i i i i i	Microthermométrie		<b>8009</b>	Pyrolyse Rock-eval	Dosage COT	
2008 Total 2008 2009	SO W-1 W-2 W-5 W-6 W-7 W-9 W-1 W-4 W-5 W-6 W-7 W-9 W-1 W-4 W-5 W-6 W-7 W-8	It           9           23           23           3           16           22           14           9           78           4           7           6           2           4           7           6           2           4           3	4 3 5 2 1 2 10 3 2 1 5	24 SUE nobidide 2 3 3	3 2 1 SURI SURI 2 	13 9 22 ACE 3 3 22 14 9 67	<u>Ahne</u>	9 t cen Y-it cen 1 1 24 120 17 13	Wicrothermométrie		8100 0010 2 1	BArrolyse Rock-eval	Dosage CO1	

**Fig.182–** Données de base et approches analytiques utilisées dans la reconstitution de l'histoire diagénétique des grès ordoviciens.

5H 2006	7-W	<u>at</u> ]-		m [29]	CR1:75% CR2: 84%	CR3:100% 1766 m CR4:91%	1780 m		1878 m	C NG : 75M	II 886 II		₩ - 2030 m	
SH 1995	w-5	👰    532 m	CR3 : 100%	1550 m 1550 m	CR4: 100% CR5: 100%	CN6:100% 1630m CN2:21%	1 703.5 m			1743m CR8:6%	CR10: 92%	2000m	DE - 2050 m	
FE TRO NAS 2003	W-6	₫]	1420 m	CR1:66%	1426m CR2 et CR3	100%	1541.8 m	1 541 .8 m CR4 et CR5	1615.8 m	CN6 : 100%	1624.1 m		PF: 1800 m	
CREPS 1957	6- <b>M</b>	<b>-</b>			1350 m		CR6 à 28		1484 m	CR29 à 37		L 1578.5m	PF:1578.8 m	
SH 1995	W-1	<u>8</u> T1 045 m	CR4 : 100%	1963 m 1969 m	CR5: 100% CN6: 100%	1982.5 m							<u>т</u> FF:2352 m	a
5H 1996	W-4	A 55 m	CR1: 9006	1460 m 1465 m	CR2:100M CR3:80M	1493 m			1 645 m CR4: 85%	CINS: 100%	PF: 1684 m			FF: Profondeur Fina
	ikovisi	Rés												
	UNITE LITHO - TRATIGRAPHIQUE	EN	Dalle M' Kratta	Diamictites	Grès d'El Goléa	Grès d'Oued Saret	Grès d'Azzel	Argiles d'Azzel - Tressino		Grès d'Ouargla	Quartzites de Hamra	Zone alternances		18 R I E N
	N EORM.	URI		ert TR IV	smeT TIV(J		etiuo £.III	deToI arivi			ะา <del>ว</del> () (-111	A set L-III	Grès d UNTRU	CAN
	AG E	5 (1		HIRNANTIEN	NE					)	ARENIGIEN	TRBMADOC	C A M B R I E N	IN FRA
	SH CREPS PETRONAS SH CREPS PETRONAS SH 2003 1995 2006	AGE 2 STRATIGRAFURIUE 20 W-5 W-1 W-9 W-6 W-5 W-7	AGE 21UBRIEN SH SH CREPS RETROMAS SH SH 1996 1995 1957 2003 1995 2006 N-4 W-1 W-9 W-6 W-5 W-7 SILUBRIEN 201 1955 2006	AGE     SH 2     SH 1996     SH 1995     SH 1995     SH 2003     SH 2003     SH 2003     SH 2003     SH 2005       AGE     2     MITELLING- C     1995     SH 2003     SH 2003     SH 2003     SH 2003     SH 2003       AGE     2     MITELLING- C     1995     SH 2003     M-6     W-6     W-7       AGE     2     M-6     W-6     W-6     W-6     W-7       S1LURIEN     2     945 m     945 m     945 m       M Kratta     M Kratta     Ctu1 90%     Ctu1 100%	AGE         SH STATIGATING- STLURIEN         SH STROMS         SH STROMS	AG IE     SH IS     SH ISS     SH ISS	AG IE     SH     SH	Act     SH     CREFS     FTHOMAS     SH     CREFS     ETHOMAS     SH     SH       Act     doi:not:commune     summer:commune     1957     1957     2003     1955     2005     2056       Act     doi:not:commune     doi:commune     doi:not:commune <th>Ac t         SH STL ATTICE ATTION AS T         SH STL ATTICE AST CATATION STL ATTICE         SH STL ATTICE AST CATATION STL AST CATATION STA AS</th> <th>AG IT         SH I JOG         <t< th=""><th>Art         SH 1956         SH 1955         SH 1758         SH</th><th>Act         SH         SH</th><th>AL         ML-1         ML-3         SH         <th< th=""><th>Act         SH         SH</th></th<></th></t<></th>	Ac t         SH STL ATTICE ATTION AS T         SH STL ATTICE AST CATATION STL ATTICE         SH STL ATTICE AST CATATION STL AST CATATION STA AS	AG IT         SH I JOG         SH I JOG <t< th=""><th>Art         SH 1956         SH 1955         SH 1758         SH</th><th>Act         SH         SH</th><th>AL         ML-1         ML-3         SH         <th< th=""><th>Act         SH         SH</th></th<></th></t<>	Art         SH 1956         SH 1955         SH 1758         SH	Act         SH         SH	AL         ML-1         ML-3         SH         SH <th< th=""><th>Act         SH         SH</th></th<>	Act         SH         SH

*Fig.183–* Localisation et taux de récupération des carottes ordoviciennes analysées.

#### 2. Le Bled El Mass (Djebel Abberaz)

#### 2.1. Composition détritique

La minéralogie détritique des « Quartzites de Hama » est dominée par le quartz monocristallin, qui représente 60-95% du volume total de la roche, les composants détritiques mineurs (<5%) regroupent feldspaths potassiques, débris lithiques, micas, minéraux lourds et porosité. Les grains de quartz présentent une granulométrie assez homogène, variant entre 100-300  $\mu$ m. Ils présentent une morphoscopie subarrondie et un bon tri granulométrique, tendant généralement à se détériorer dans les bandes de déformation cataclastiques, où la fragmentation des grains entraine la création d'une sous-classe très fine à silteuse. Les contacts entre grains détritiques sont souvent indentés ou microstylolithiques, témoignant de la mise en œuvre de phénomènes de pression-dissolution.

Les feldspaths potassiques s'observent souvent en voie de dissolution, qui entraine soit la création de porosité secondaire ou la précipitation d'illite.

Les débris lithiques sont limités à la partie sommitale des « Quartzites de Hamra», où ils sont associés aux gros chenaux tidaux (faciès les plus proximaux) qui assurent la transition vers la formation des « Grès d'Ouargla» sus-jacente. Il s'agit de quartz polycristallins à morphoscopie arrondie à très arrondie, portant souvent les traces d'une importante déformation plastique. Le degré d'arrondi est le résultat d'une reprise de matériel recyclé déjà évolué, car la plupart des grains proviennent de sables cambriens remaniés.

Les micas détritiques sont rares. Ils s'agit généralement de plaquettes de biotite en voie de chloritisation, ou de lamelles légèrement flexueuses de muscovite montrant des indices de déstabilisation. Cette dernière est bien observée aux extrémités des baguettes, où les clivages baillent, laissant apparaître de petits amas d'illite néoformée à texture kaolinitique.

Les minéraux lourds s'observent généralement en traces sous forme de zircons, d'anatase et d'apatite.

#### 2.2. Maturité minéralogique et texturale

De part leur grande richesse en quartz monocristallin, leurs paramètres texturaux évolués, et le faible pourcentage de la matrice argileuse (<5%), les grès constitutifs des « Quartzites de Hamra » peuvent être classés comme des *Quartzarenites matures* au sens de Folk (1968). L'enrichissement remarquable des niveaux supérieurs de la formation en débris lithiques, et la détérioration du tri granulométrique qui l'accompagne, permettent de classer ces intervalles comme des *Sublitharenites* et *Litharenites submatures* (fig. 184).

#### 2.3. Minéralogie authigène

La minéralogie authigène est dominée par le quartz dans les faciès gréseux non déformés, et par les phosphates d'origine hydrothermale et les oxydes de fer (hématite, goethite, magnétite) dans les zones de déformation cataclastique. Les phases authigènes secondaires regroupent les carbonates (calcite, sidérite), les sulfates (gypse, anhydrite, bassanite), et les phyllosilicates (illite, kaolinite, chlorite et clinochlore).



**Fig.184–** Classification minéralogique de la formation des « Quartzites de Hamra ».Qz : quartz, Dl : débris lithiques, Ft : feldspath, Si : ciment siliceux, Ag : ciment argileux, Cb : ciment carbonaté, Ps : ciment phosphaté.

# 2.3.1. Ciment siliceux

#### A. Morphologie et distribution du ciment siliceux

#### A.1. Auréoles de surcroissances

Les grès épargnés de la déformation cataclastique et des altérations hydrothermales montre une importante cimentation siliceuse, qui se présente principalement sous forme d'auréoles syntaxiales en continuité cristallographique avec les noyaux détritiques. Ces auréoles occupent une grande partie de l'espace disponible, réduisant la porosité d'un facteur considérable. Elles sont généralement reconnaissables grâce à leurs faces automorphes, ou à la présence d'alignements d'inclusions fluides, ou de liserés d'argile qui les séparent des grains hôtes (fig.185-A, B). En cathodoluminescence couplée au MEB, ces surcroissances se différencient en deux auréoles successives, représentant chacune un épisode de cimentation bien distinct (fig.185-C, D).

• La première auréole (S1), se présente sous forme d'une pellicule irrégulière (<8  $\mu$ m), non luminescente (sombre), contrastant avec le noyau détritique dont elle comble les aspérités. Toutefois, les différences sont parfois si faibles qu'elles ne sont pas directement perceptibles par l'observateur mais seulement par le système de prise de vue. Il faut donc réunir les meilleures conditions d'observation pour pouvoir réalisation la quantification du volume de surcroissances (qualité du poli de lame mince, réglage de la cathodoluminescence et de la caméra numérique).

• La deuxièmes phase (S2), plus luminescente, apparait comme un ciment de blocage (18-110 µm) dans lequel les zonations sont peu exprimées et difficilement discernables.

# A.2. Quartz de fractures

Le ciment siliceux associé aux systèmes de fractures ne représente qu'un faible pourcentage du volume total de silice. Il se présente sous trois principales formes ;



**Fig.185–** Morphologie des surcroissances de quartz observées au sein des « Quartzites » non déformées (échantillon ABC-5). **A**, **B**–Surcroissances vues sous microscope optique. Les auréoles de nourrissage se reconnaissent grâce à des alignements d'inclusions fluides (If) qui les séparent des noyaux détritiques. **C**, **D**- texture des surcroissances révélées par la CL couplée au MEB.

• Un ciment séquestré le long des microfractures intragranulaires générées au cours du processus de compaction. Cette silice (S3), indétectable en lumière naturelle (souvent confondue avec le volume granulaire), montre un caractère non luminescent rappelant celui de la première auréole de surcroissance (S1), vers laquelle les microfractures se propagent (fig. 186-A). Cela suggère que la première phase de surcroissance (S1) et la phase de remplissage des microfissures (S3) présentent une même signature géochimique et qu'elles ont précipité à partir du même fluide.

• Dans les grès cataclastiques, deux autres générations de silice (phases S4 et S5) associées aux veines et aux fractures en "crack-seal" peuvent être distinguées. La phase (S4), dont l'intensité de luminescence rappelle celle de la phase (S2), se fait distinguer par une texture syntaxiale de type « *elongate blocky* », dans laquelle les cristaux nouvellement formés sont relativement allongés et en continuité optique avec les grains détritiques qui soulignent les parois de la veine (fig. 186-B à H). La croissance cristalline est dirigée des parois vers le centre de la veine, et montre des évidences de compétition de croissance contrôlée par l'orientation cristallographique des grains (géométrie cristalline irrégulière). En effet, les faces cristallines orientées dans la direction de croissance générale, se sont développées plus rapidement et ont acquis des dimensions supérieures à celles des cristaux défavorablement orientées.



**Fig.186**–Texture et répartition du ciment siliceux associé aux grès cataclastiques. **A**- Phase de cimentation (S3) associée aux fractures intragranulaires. **B**, **C**- Images prises en LP et CL, illustrant la texture de la phase (S4) qui nourrie les grains localisés sur les épontes. Notons la compétition cristalline des cristaux de quartz néoformés, leur remplacement par la goethite, et leur recoupement par la phase (S5), associée aux fractures en "crack-seal". **D**- Image en BSE du même échantillon de veine. **E**- Vue rapprochée en composition colorée illustrant la texture en crack-seal (alignement d'inclusions solides) et l'épigénie de la phase (S4) par la goethite. **F**- Autre prise de vue en CL illustrant la répartition et les relations de recoupement entre les différentes phases de silice. **G**, **H**-Images en LN et LP prises dans la même veine, illustrant la texture en "crack-seal" associée au ciment ferrugineux).

Cette texture est le résultat d'un transfert local de solutés (diffusion) à partir des sites de pression-dissolution (principalement stylolithes), et leur précipitation sur les surfaces libres des grains se trouvant sur les parois de la veine (Renard, 2000). Elle a été mise en évidence dans les trois parties de l'édifice structural (ABN, ABC er ABS), traduisant un phénomène global. Les veines ouvertes étant des zones privilégiées de l'activité des fluides, les conditions physico-chimiques (température, pression, nature des substances dissoutes...) peuvent changer, entraînant des remplacements minéralogiques et la précipitation d'une grande variété minérale.

• La phase (S5), est associée à de fines fracture transgranulaires (ouverture cinématique variant entre 6 à 50  $\mu$ m), montrant des évidences de "crack-seal" (trains de petites inclusions solides arrachées aux parois, fig.187). Cette phase de cimentation luminescente recoupe et se superpose à toutes les générations antérieures traduisant une origine probablement tardive.



**Fig.187** - **A**-Image en CL prise dans un grès cataclastique (échantillon ABS-1), illustrant les fractures transgranulaire "en crack-seal" auxquelles est associée la phase (S5). **B**- Illustration schématique des relations de recoupement entre les différentes générations de silice.

#### B. Quantification du volume de silice

Le volume des surcroissances estimé à l'aide des chartes visuelles, varie entre 10 et 16%, pour une moyenne de 12%. Ces valeurs sont certainement imprécises car le microscope optique classique ne permet de pas de différencier le quartz authigène des noyaux détritiques. Une nouvelle méthode de quantification faisant appel à des techniques d'analyse d'image (segmentation couleur, mesures de surfaces et) a été cependant mise en œuvre. Cette approche consiste à traiter dans des conditions optimales, des images haute résolution acquises en cathodoluminescence couplée au MEB, en vue de procéder à des opérations de segmentation couleur.

Des prétraitements visant à améliorer la qualité des images bruitées sont parfois nécessaires. Le logiciel utilisé pour ce genre d'opération est « Image Ready V 8.01». Quant à la segmentation, elle est l'étape critique et sans doute la plus difficile. Elle consiste à séparer les surfaces occupées par chacune des phases minérales dans la portion de lame étudiée, avec des nuances de couleur ou des niveaux de gris. Cela permet d'estimer les pourcentages en surface et donc en volume de chaque constituant pétrographique. Le logiciel utilisé pour accomplir ces opérations est « Image Pro-Plus V6.1 ».

Nous avons choisi deux échantillons représentatifs pour l'application de cette méthode; le premier échantillon (ABS-5) a été pris dans des «Quartzites » non déformés, où les plus fortes teneurs en surcroissances de quartz ont été enregistrées, alors que le second (ABS-1) a été pris dans un grès cataclastique, où un volume appréciable de silice est associé aux fractures en "crack-seal" (fig.188). Le volume de silice mesuré dans le premier échantillon correspond, à la surface totale des surcroissances de quartz, (toutes phases confondues, y compris le quartz séquestré dans les fractures intragranulaires), divisée par la surface de l'image étudiée. Dans le deuxième échantillon le quartz associé aux fractures en 'crack-seal' a été considéré à part.

Les résultats du comptage montrent une répartition hétérogène des proportions de surcroissances dans les deux échantillons analysés. La teneur en volume de surcroissances dans



les grès non déformés est de l'ordre de 27.6%, alors qu'elle est de l'ordre de 14% dans les grès cataclastique. La silice associée aux fractures transgranulaires représente 6% du volume totale de silice dans cet échantillon.

**Fig.188–**Quantification du volume de silice à partir des techniques d'analyse d'image (segmentation couleur, mesure de surface), réalisé à l'aide du logiciel Image –Pro Plus V6.1.

#### C. Origine du ciment siliceux

Les surcroissances de quartz traduisent une précipitation de la silice à partir de fluides sursaturés occupant les espaces intergranulaires. Cette silice peut provenir des réactions diagénétiques, de la pression-dissolution ou de la circulation de fluides externes. Afin de contraindre l'origine de ce ciment dans la formation des « Quartzites de Hamra», nous avons procédé de deux manières ;

(1) une analyse comparative sur la géochimie élémentaire du protolithe, supposé représenter la composition initiale des «Quartzites» avant leur déformation cassante, et celle des grès cataclastiques, représentant l'état de déformation final. Cette analyse devrait permettre d'apprécier les transferts (gains et pertes) d'éléments chimiques associés aux circulations de fluides, et de vérifier si le phénomène de cimentation siliceuse n'était pas associé à une éventuelle source externe.

(2) une analyse détaillée du sill doléritique affleurant au Sud de Hassi-Taïbine, visant à évaluer son état d'altération (contamination par d'éventuels fluides tardi-magmatiques), et par conséquent, son influence sur le processus de cimentation siliceuse.

#### C.1. Bilans de matière

#### C.1.1. Méthode des bilans de matière

La variation de masse de la roche ( $\Delta m$ ) rapportée à sa masse initiale (Mo) est donnée

par :

$$\Delta M/Mo = Fv.(d/do)-1$$
(1)

où do et d sont les densités de la roche initiale et de la roche transformée et Fv est le facteur de volume défini par le rapport final (V) et le volume initial de la roche (Vo). La variation de volume vaut :

$$AV/Vo = Fv-1$$
(2)

Rapporté à la masse de la roche initiale, le gain ou la perte de masse de chaque élément lors de la transformation est donné par Gresens (1967) :

$$\Delta m/Mo = m - mo/Mo = c. Fv.(d/do) - co$$
 (3)

où mo et m sont les masses de l'élément et co et c ses teneurs pondérales dans la roche initiale et dans la roche transformée.

Il est possible de construire un diagramme de mobilité relative (Potdevin et Marquer, 1987 ; Potdevin, 1993), où l'on reporte, en fonction de Fv, la variation de masse de chaque élément par rapport à sa masse dans la roche initiale :

$$\Delta m/mo = m mo/mo = (c/co). Fv. (d/do)-1$$
(4)

Ce diagramme permet de comparer la mobilité de l'ensemble des éléments quelles que soient leur teneurs dans la roche.

# C.1.2. Mobilité des éléments chimiques

Les résultats des analyses chimiques (Fx) montrent que la teneur en SiO2 varie peu dans les grès non déformés (92.41%-97.03% pour une moyenne de 95.5%), alors qu'elle diminue dans les grès cataclastiques (54% - 87%, pour une moyenne de 71.89%), avec l'augmentation corrélative de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO et de TiO2 comme représenté dans la figure 189. Les diagrammes de mobilité construits pour quelques échantillons représentatifs des grès cataclastiques (fig.220), illustrent bien la mobilité du SiO2 et du P2O5 dans ces systèmes.



**Fig.189–**Comparaison de la composition chimique des grès non déformés (protolithe) et des grès cataclastiques au sein des « Quartzites de Hamra ».

La mobilité du SiO2 est interprétée comme le résultat d'une perte de volume granulaire par dissolution (perte de matière), non compensée par la précipitation de quartz authigène dans la matrice, alors que la mobilité positive du P2O5, est interprétée comme un apport par un fluide externe. L'espace créé suite au départ de la silice, se trouve rapidement rempli par des précipitations de nature phosphatées (fig.190).



**Fig.190–**Diagrammes de mobilité relative construits pour les échantillons des grès cataclastiques, illustrant la mobilité du SiO2 et du P2O5 dans ces niveaux de roches.

Le fait que la teneur en SiO<sub>2</sub> est relativement constante dans les grès non déformés (protolithe), suggère que les réactions diagénétiques génératrices de silice, se sont déroulées en système fermé vis à vis de cet élément, et que les surcroissances de quartz ne résultent pas d'un apport lointain de silice par les fluides mais de sa remobilisation à une échelle locale. Les deux types de phénomènes qui peuvent rendre compte des surcroissances de quartz à cette échelle sont les réaction de néoformation de l'illite et les phénomènes de dissolution-recristallisation du quartz.

#### a) Néoformation de l'illite

L'illitisation des feldspaths potassiques ou de la muscovite peut certes fournir de la silice pour les surcroissances de quartz, mais la maturité minéralogique de la formation ne semble pas plaider en la faveur de cette source, et les volumes d'illite néoformée (<3%), ne sont pas suffisants pour rendre compte des quantités de surcroissances observées (fig.191). Il apparait clairement que la majeure partie des surcroissances résulte des phénomènes de pressiondissolution intergranulaire. Les réactions d'illitisation peuvent d'ailleurs jouer un rôle non négligeable sur ces mécanismes. Ainsi, d'après Bjørkum et al (1993), l'illitisation peut fournir de la silice dans les eaux interstitielle et retarder la dissolution des grains de quartz au contact des grains.

# b) Pression-dissolution

Les observations au microscope optique et en cathodoluminescence ont révélé l'importance des structures de pression-dissolution au sein des « Quartzites de Hamra ». Il s'agit de mécanismes de dissolution cristallisation qui opèrent soit à l'échelle du grain, soit à l'échelle de quelques centimètres.



**Fig.191–** A- Néoformation d'illite dans un échantillon de grès non déformé (ABN-10). L'illite s'observe sous forme de pseudomorphose de feldspath, et de fines pellicules irrégulières autour des grains détritiques. B- Paillette de muscovite en voie d'illitisation (image prise en BSE). C-Illitisation d'un feldspath potassique (image prise en BSE).

La dissolution à l'échelle du grain est favorisée par des contacts de type concavo-convexe et suturé. Il peut s'agir de contact grain-grain, grain-surcroissance, ou surcroissancesurcroissance. Le quartz dissout dans la zone de contact migre par diffusion vers les pores, où il précipite sous forme de surcroissance et de remplissage de microfractures (fig.192). Ce phénomène parait être catalysé par la présence de lamelles de micas ou de tapissages d'illite autour des grains détritiques.

La dissolution des surcroissances semble résulter de la mise en contact lors de la compaction d'une surcroissance avec un grain détritique ou de deux surcroissances. Ce type d'observation montre que les phénomènes de pression dissolution s'inscrivent dans un continuum de compaction et que la surcroissance qui vient de se former peut être à son tour dissoute si elle est mise en contact avec un grain ou une autre surcroissance. A l'échelle du centimètre, la dissolution du quartz se concentre dans certains lits alors que les surcroissances se développent dans les interlits. La silice migrerait sur quelques centimètres des lits vers les interlits.



**Fig.192–**Structures de pression-dissolution observées au sein des « Quartzites de Hamra ». **A**-Dissolution intergranulaire du quartz favorisée par les contacts concavo-convexes (Cc) et suturés (Cs). **B**- Images CL, illustrant la perte de matière dans les zones de contact et sa précipitation dans les pores.

La pression-dissolution dans les stylolithes est une source envisageable de silice, car ces structures sont très développées dans la formation des « Quartzites de Hamra » (fig.193-A à C). L'observation de terrain a montré l'association fréquente des stylolithes stratiformes à des veines minéralisées d'orientation globale EW (fig.193-D). Ces veines se présentent sous forme de segments individuels d'extensions centimétrique à pluridécimétrique, pouvant coalescer avec de petites veines secondaires pour former un réseau anastomosé. Ces deux types de structures mécaniquement compatibles, peuvent être contemporains ou se succéder dans le temps. Les stylolithes étant des sites d'accumulation de contraintes, peuvent initier de nouvelles fractures en extension.

A l'échelle des lames minces, les stylolithes sont soulignés par une surface brunâtre due aux concentrations en argile et en minéraux insolubles. Leur nombre varie de 1 jusqu'à 5 par lame, et leur épaisseur ne dépasse généralement pas la dizaine de microns. Les distances qui les séparent (échelle des transferts de silice) sont de quelques dizaines de microns. (fig.193-E, F).



**Fig. 193–** Pression-dissolution par stylolithisation. **A, B-** Stylolithes stratiformes très peu espacés (site ABS). **C-** Stylolithe tectonique (partie sommitale des « Quartzites », site ABC). **D-** Association veines –stylolithe (site ABS). **E, F-** Développement de drapages stylolithiques (Ds) au sein des « Quartzites ». Notons la réduction de la taille des grains (par perte de matière) dans la zone stylolithique.

# C.2. Rôle du magmatisme dans la cimentation siliceuse

# C.2.1. Stratégie d'échantillonnage

Le sill doléritique encaissé dans les grés famméniens, a fait l'objet d'un échantillonnage exhaustif, depuis la zone de contact jusqu'au cœur de l'intrusion (fig.194-A). Le but étant de rechercher une évolution potentielle de la minéralogie et de la composition chimique en fonction de la distance au contact. Les échantillons prélevés (Dol-1 à Dol-11) ont fait l'objet d'un examen pétrographique détaillé, complété par des approches minéralogique (DRX, MEB-EDS) et géochimique (éléments majeurs), destinées à valider les observations et à identifier les produits d'altération non résolus en optique (de nombreux minéraux sont difficiles à déterminer compte tenu de leurs propriétés optiques ou de leur taille trop petite).

# C.2.2. Description du corps doléritique

Le sill analysé affleure de façon continue sur plusieurs dizaines de kilomètres, et présente une épaisseur estimée à plus de 50m. Il s'agit d'une venue magmatique qui se plisse de la même façon que les terrains qui l'encaissent, et qui se trouve traversée et décalée par des filons failles (dykes) d'orientation NE–SW. Les datations géochronologiques de ce sill ont révélé un âge Jurassique inférieur (≈200 Ma) contemporain de la Province Magmatique Centre Atlantique (Haddoum et al, 2001; Chabou, 2001; Medaouri, 2004).

La zone métamorphique est stratiforme, de la longueur du sill et montre un cortège de roches très compactes, affecté par une intense fracturation, de sorte que la plupart des contacts originels entre l'intrusion et les grés littoraux du Famménien sont oblitérés (fig.194-B). Cette fracturation n'est pas significative d'un évènement tectonique, mais résulte de la poussée latérale exercée par le corps central encore chaud (et relativement plus visqueux), sur les bordures en cours de refroidissement.



**Fig.194– A**-Stratégie d'échantillonnage du sill doléritique encaissé au sein des séries famméniennes de Hassi Taïbine. **B**- Vue rapprochée illustrant la zone de contact. **C**- Corps central du sill doléritique 'Dol'.

On n'observe aucun indice de glissement banc sur banc, comme il devait y avoir entre deux formations de compétence différente, ce qui laisse suggérer que le corps intrusif n'a pas subie de déformation post-Jurassique. Le corps central (cœur du sill) est très frais, en comparaison avec les bordures, et montre des coulées de laves en boules (fig.194-C).

# C.2.3. Caractéristiques géochimiques et pétrologiques du corps magmatique

La composition chimique du sill doléritique indique qu'il est d'affinité tholéitique (fig.195). Ses caractéristiques géochimiques sont identiques à celles des basaltes des grandes provinces volcaniques (Girod, 1978). En effet, le corps magmatique est saturé en SiO2 (teneur variant entre 51 et 53%), et possède une forte teneur en Al2O3 (entre 13% et 15%), avec très peu de Na2O (entre 2,11% et 2,44%) et de K2O (0,66-0,88%). Le Sill montre une texture ophitique à subophitique constante sur toute son épaisseur, à l'exception de la zone de contact avec les grès famméniens, où la texture devient microlitique porphyrique, traduisant le refroidissement rapide de l'intrusion à proximité du contact. Cette zone apparaît avec une épaisseur fine compte tenu de la taille du sill: à 30 cm à peine au-delà du contact, la texture de la roche magmatique devient plus grossière.



*Fig.195–* Evolution de la composition minéralogique et chimique du sill doléritique, depuis la zone de contact (zone figée), jusqu'au corps central (cœur de l'intrusion).

# • Pétrographie de l'encaissant

Les grès famméniens (Dol-1) montrent une importante richesse en quartz monocristallin et en débris organiques carbonisés. Les feldspaths et micas sont rares. Les quartz détritiques sont affectés par une déformation plastique de haute température (micro-indentations, migration des joints de grains, création de sous grains), et présentent une taille comparable à celle des silts moyens. Les ciments sont dominés par les clinochlores et la calcite ferrifère. Cette dernière est localisée de façon préférentielle le long des veines et des fractures où elle remplace, en grande partie (fig.196). La présence de l'illite est accessoire.



**Fig.196–**Minéralogie détritique et authigène de l'encaissant. A-Image prise en LP analysée, illustrant l'importance de la déformation plastique qui affecte l'encaissant (grès famménien). Notons la carbonisation des débris organiques, et le remplissages des espaces intergranulaires par le clinochlore (Clc) et la calcite ferrifère (Cf).**B-** Carte chimique, illustrant le colmatage des espaces intergranulaires par du clinochlore (Clc), et le remplissage des veines par les oxydes de fer (Ox) et la calcite ferrifère. Présence accessoire d'oxyde de titane (Ti). **C-** EDS d'un clinochlore.

# • Pétrographie de la zone de contact

La division inférieure du sill (Dol-2) est une bande étroite figée, de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, constituée de petits cristaux de plagioclases et de pyroxènes, noyés dans une pâte finement grenue (fig.197). Les minéraux accessoire regroupent quartz, micas, apatite et ferro-titane. Les indices d'altération sont très nombreux (Chlorites, oxydes de fer et

vermiculites). Au delà de cette distance, le corps doléritique est préservé de l'altération, et conserve bien sa texture doléritique.



**Fig.197–** Composition minéralogique et aspect textural de la zone de contact. **A-** fracturation intense marquant la zone de contact. **B-** Texture microlitique porphyrique de la zone de contact vue sous LP analysée. **C-** Carte de répartition des éléments chimiques, illustrant le remplissage espaces délimités par les fines baguettes feldspathiques (Pl), par du pyroxène (Px), du quartz authigène (Qz)et des produits d'altération, principalement chlorite (Cl).

# • Pétrographie du corps doléritique

A partir de 1m du contact , la texture du corps magmatique et sa composition minéralogique deviennent homogènes, et on n'observe plus que des dolérites holocristallines, dans lesquelles les cristaux de feldspaths et des pyroxènes atteignent des tailles millimétriques, traduisant un refroidissement lent, contrastant avec celui de la division inférieure. Les plagioclases forment de grands cristaux prismatiques, appuyés les unes contre les autres, et ménagent des interstices occupés essentiellement par des cristaux poecilitques de clinopyroxènes. Des textures myrmékitiques (ou graphique) tardi-magmatiques sont parfois observées (fig.198). Ces textures, assez typiques des sills basaltiques de la CAMP, résultent d'une cristallisation relativement rapide (disons à vitesse intermédiaire entre le pluton, très lent, et la lave, instantané). Le liquide magmatique résiduel, après cristallisation des grands cristaux de plagioclase et pyroxène, est enrichi en H2O, K, Si (et Al?), et cristallise sous forme de cristaux de quartz et de feldspath potassique enchevêtrés dans les interstices des grands cristaux antérieurs (Lameyre, 1975).



**Fig.198–** Composition minéralogique et aspect textural du sill doléritique loin de la zone de contact. **A**, **B-** Exemple de texture subophitique observée en LP analysée. Les cristaux automorphes de plagioclases sont jointifs, bien exprimés et inclus dans des cristaux poecilitques de pyroxène. Notons la présence de texture myrmékitique tardi-magmatique (Mr). **C-** Carte chimiques, illustrant la coexistence de feldspathiques (Fth), de pyroxène (Diopside 'Dio'), du quartz authigène (Qz)et de très faibles taux de chlorite (Cl).

La composition minéralogique varie en moyenne de 50 à 60% pour les plagioclases (Anorthite) et 20 à 30% pour les pyroxènes (Augite). Les minéraux opaques (oxydes de fer) sont accessoires. Les produits d'altération sont peu fréquents, représentés essentiellement par la chlorite, le clinochlore et la vermiculite, plus rarement par le talc et l'illite. Quelques grains d'apatite et d'olivine à faible iddingsitisation marginale (bande rougeâtre d'oxydes de fer et de minéraux argileux soulignant les contours des grains et/ou s'insinuant dans les fractures), complètent la paragenèse.

#### C.2.4. Relation magmatisme-cimentation siliceuse

La bonne préservation des phénocristaux et des texture myrmékitiques (Mr) dans les échantillons de dolérites, ainsi que le faible taux des produits d'altération, suggèrent une évolution tardi-magmatique modérée, ce qui ne semble pas plaider en la faveur d'une source externe de silice associée aux intrusions magmatiques. Ainsi, le rôle de la pression-dissolution dans la cimentation siliceuse des « Quartzites » s'avère bien établi.

# 2.3.2. Ciment ferrugineux

# A. Morphologie et distribution du ciment ferrugineux

Le ciment ferrugineux qui affecte les « Quartzites de Hamra » est constitué principalement d'hématite et de goethite. La présence de la magnétite est accessoire et n'a été mise en évidence que par les analyses radiocristallographiques. L'hématite peut être observée sous deux principales formes ; (1) en masses microgrenues brun-rougeâtre, tapissant les surfaces des grains détritiques (coatings irréguliers), et inhibant la précipitation des surcroissances de quartz (fig.199-A, B, C). Cette phase de cimentation prédate le processus de compaction chimique, et doit avoir une origine précoce. (2) En phase de remplissage associée à la goethite le long des bandes de déformation cataclastique (fig.199-D à G). Cette forme de cimentation, qui recoupe les structures de pression-dissolution (ciment siliceux de blocage), serait d'origine sans doute tardive.



**Fig.199–** Morphologie et distribution du ciment hématitique observé au sein des « Quartzites de Hamra ». A-Ciment hématitique précoce, en fines pellicules irrégulières, prédatant la première surcroissance de quartz, observé en lumière naturelle (LN). **B-** Prise de vue en lumière polarisée analysée (LP). **C-** Prise de vue en lumière réfléchie (LR). **D-** Grès cataclastique observé dans la partie supérieure des « Quartzites de Hamra » (site ABN). **E-** Echantillon de roche analysé, montrant des veines orthogonales à ciment ferrugineux. **F-**Exemple d'un ciment hématitique associé aux bandes de déformation cataclastiques.

La goethite est également observée sous différentes formes ; (1) en fines couches jauneorange, à texture foliacée (fig.200-A, B), parfois radiée (fig.200-C), recouvrant les auréoles de surcroissances qu'elle postdate. (2) En masses compactes associées aux fractures et veines à texture en crack-seal (fig.200-D, E, F). Cette phase est tardive par rapport à l'histoire de la diagenèse, car elle recoupe toute les structrures de pression-dissolution observées (ciment siliceux, stylolithes). Son association à des textures en crack-seal indique la mise en œuvre de processus de fracturation hydraulique (fracturation assistée par les fluides). Cette phase peut dans certains cas remplacer le quartz authigène qui nourri les parois des veines, comme l'illustre bien la figure 201.



**Fig.200-** Morphologie et distribution de la goethite au sein des « Quartzites de Hamra ». **A**-Goethite en fines couches concentriques autour des grains détritiques, vue en LN. **B**- Même champ de vision en LP analysée. **C**- Goethite à structure radiée, postadant les surcroissances de quartz, LP. **E** à **G**- Goethite associée à des fractures en crack-seal, observée respectivement en LN, LP et LR.

# B. Conditions de formation du ciment ferrugineux

La goethite (FeO-OH) et l'hématite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) sont observés au sein des « Quartzites de Hamra». La goethite est le minéral typique des processus d'altération. Elle cristallise dans des conditions oxydantes ambiantes (à des températures et des pressions ordinaires), à partir de la dissolution de gels ferriques hydraté (ferrihydrites). L'hématite est considérée comme une phase post-dépôt, qui se forme pendant la diagenèse, à partir d'une déshydratation interne et d'un réarrangement structural (Gross, 1987). L'origine de cet oxyde de fer demeure non claire et débattue. Les origines proposées dans la littérature, regroupent la formation *in situ* de sols hématitiques, le vieillissement de limonite amorphe, la déshydratation de goethite et la dissolution de goethite originelle (Gross, 1987).



**Fig.201–** Goethite de pseudomorphose de quartz (ABN-2). **A-** Image en LN illustrant le remplacement du quartz authigène par la goethite le long de la veine. **B-** Vue rapprochée en LP analysée. **C-** Analyse EDX montrant la composition élémentaire de l'échantillon de veine. **D-** Carte chimique illustrant la concentration du fer dans la veine et les espaces poreux situés à proximité.

# 2.3.3. Argiles authigène

# A. Description du cortège argileux

Le cortège argileux extrait des « Quartzites de Hamra » est constitué d'illite et de kaolinite. L'illite est la phase minérale prédominante dans les faciès gréseux non déformés. Elle se présente généralement sous forme fibreuse ou lamellaire, enrobant les grains détritiques et remplissant les espaces intergranulaires (fig.202-A,B), plus rarement sous forme de pseudomorphose de feldspaths et de micas détritiques (fig.202-C, D). La kaolinite est présente en traces dan les échantillons non déformés, où elle s'observe dans les extrémités des micas déstabilisés. Elle particulièrement développée dans les grès cataclastiques, où elle est associée aux pores secondaires (fig.202-E) et aux systèmes de fractures (fig. 202-F).

# B. Origine du ciment argileux

L'illite en tapissage de quartz, peut être localement incluse dans les auréoles de surcroissances, témoignant d'une néoformation contemporaine, au moins en partie, de la cimentation siliceuse. Cette illite pourrait avoir pour origine possible, la réaction d'illitisation des smectites illite/smectite et d'altération des feldspaths potassiques. L'illite en remplissage de pores provient d'après les observations microscopiques de la dissolution des feldspaths et/ou de la transformation de micas détritiques. L'association des kaolins aux zones uniquement endommagées (grès cataclastiques), témoigne d'une origine incontestablement tardive, via des fluides d'origine probablement hydrothermale. Cette hypothèse gagnerait à être confirmé par des analyses isotopiques sur les kaolinites néoformées.



**Fig.202-** Texture et distribution du cortège argileux dans les « Quartzites ». **A-** Illite (ill) de remplissage de pores, résultant de l'altération des feldspaths (LP). **B-** Illite en fines pellicules autour des grains détritiques (LP). **C-** Image en BSE illustrant l'altération d'un plagioclase (Pl) en illite. **D-**Image en BSE illustrant la transformation de muscovite détritique (Mc) en illite. **E-** Kaolinite (Ka) de remplissage de pores. **F-** Kaolinite de remplissage de fractures).

#### 2.3.4. Ciment carbonaté

# A. Description du ciment carbonaté

Le ciment carbonaté est une composante mineure dans l'ensemble des échantillons analysés. Il occupe environ 1% de la minéralogie totale, mais ses proportions peuvent augmenter localement pour atteindre une valeur de l'ordre de 8%. Les minéraux carbonatés d'après les analyses EDS-X sont presque exclusivement calcitiques. La dolomite ferrifère est très rarement observée. Il s'agit dans la plupart des cas de petits cristaux automorphes disséminés dans les grès, ou de phases cristallines remplissant les veines et les microfractures. Sa disposition par rapport aux grains détritiques et aux surcroissances indique toujours une précipitation tardive ayant eu lieu après la compaction et la cimentation siliceuse. La calcite montre une distribution très hétérogène. Elle s'exprime dans les grès non déformés soit; sous forme de petits ciments sparitiques isolés, remplissant les pores de dissolution et englobant les grains de quartz qu'elle tend à remplacer (fig.203-A), soit sous frome d'un mince revêtement ("coating") d'une dizaine de microns, corrodant les auréoles de surcroissances (fig.203-B), ou encore sous forme de grandes plages sparitiques xénomorphes, sans zonage visible, remplissant les espaces intergranulaire et dégradant totalement la porosité (fig.203-C). Ce dernier cas est extrêmement localisé, et n'a été observé que dans un seul échantillon (ABC-4), provenant du premier secteur déprimé observé au sein des « Quartzites » (zones basses contrastant morphologiquement avec des zones saillantes résistant à l'altération).

Dans les grès cataclastiques, la calcite est particulièrement abondante dans les fractures et les veines de brèches. Elle constitue souvent une phase de remplissage tardive, et peut dans certains cas remplacer le quartz authigène qui nourrit les parois des fractures (fig.203-D), ou la kaolinite dans les pores secondaires (fig.203-E). Dans les veines de brèches, la calcite s'observe souvent en petits cristaux aciculaires, parfois prismatiques, colmatant les cavités ultimes et remplaçant un ciment radiaxial primaire, de nature phosphaté (fig.203-F).

La dolomite ferrifère n'a été observée que dans de rares échantillons cataclastiques. Elle s'observe en cristaux parfois rhomboédriques, à faces et clivages courbes, remplaçant les clinochlores, ainsi que le quartz authigène et les phosphates de fer le long des veines de brèches et des microfissures (fig.203-G).

# B. Origine du ciment carbonaté

Le statut des minéraux carbonatés dans les « Quartzites de Hamra» est clairement secondaire, car ces minéraux remplissent et obstruent les pores secondaires et résiduels, ainsi que les systèmes de fractures. De plus, les surcroissances de quartz, ont pu vraisemblablement se former avant l'occlusion des pores par la calcite. Deux hypothèses peuvent être émises quant à l'origine du fluides responsable de la précipitation de la calcite au sein des « Quartzites » : une origine mésodiagénétique tardive (post pression-dissolution) favorisée par des fluides évolués, et une origine externe liée à la circulation de fluides géothermaux.

**1.** Dans le cas d'une origine mésodiagénétique tardive, la calcite, et notamment son carbone, proviendrait d'anciens ciments de calcite d'origine marine, dissous puis reprécipités. Cette réaction diagénétique est favorisée en présence d'acides organiques ou de CO2 provenant des argiles riches en matière organique comme la formation d'Azzel-Tiferouine sus-jacente. Malheureusement l'absence de données isotopique ne permet pas de vérifier cette hypothèse.

**2.** Dans le cas d'une affiliation hydrothermale, la calcite se formerait par l'écoulement de fluides minéralisateurs chauds d'origine probablement magmatique. La précipitation se fait par plusieurs mécanismes qui peuvent jouer seul ou en combinaisons diverse : baisser de température, de pression, changement de *pH*, d'état d'oxydoréduction, réaction avec les roches encaissantes et mélange de fluides, qui peut provoquer une saturation (Beaudoin, 2006). L'origine hydrothermale de la calcite est appuyée par certaines observations microscopiques et analyses EDX, qui révèlent l'association de cette phase aux solutions solides phosphates phosphatées dans les bandes de déformation cataclastiques (fig.204-A à C) et les veines de brèches hydrauliques (fig.204-D, E).

**3.** L'association de la dolomite ferrifère aux clinochlores et aux phosphates de fer et de calcium le long des veines, suggèrent également que la dolomite ferrifère soit liée à la percolation d'un fluide externe, d'origine hydrothermale.



Fig.203- Morphologie et distribution du ciment carbonaté dans les grès non déformés et les grès cataclastiques. A- cristaux isolés de calcite enrobant et remplaçant les grains détritiques. B- coatings microsparitiques autour des grains détritiques. C- Calcite de remplissage de pores, occultant la porosité. D- Epigénie du quartz authigène par la calcite (Ca) le long de la paroi de la veine. E- Remplacement de la kaolinite(Ka) par la calcite dans un pore secondaire par la calcite dans un pore de dissolution. F- Calcite tardive de remplissage de veines. (Ø) : porosité, (Pc): phosphate de calcium. G- Association dolomite ferrifère-clinochlore-phosphate le long des veines.



**Fig.204-** *A-* Association phosphates-carbonates dans une bande de déformation cataclastique (SAB-3). *B-* Vue rapprochée de la solution solide. C- Analyse BSE-EDX de la solution solide dans le même échantillon. *D-* Image BSE d'une solution solide calcite-crandalite observée au sein d'une veine de brèche (ABC-10). *E-* Carte chimique, montrant la concentration du calcium pure (en jaune) en liserés discrets autour de la solution solide (dernier stade de croissance).

# 2.3.5. Ciment sulfaté

# A. Description des minéraux sulfatés

Des sulfates de baryum et de calcium ont été observés en faibles teneurs dans les « Quartzites ». Les observations au MEB et les résultats radiocristallographiques ont confirmé l'existence de barytine (BaSO4, fig.205-A, B), d'anhydrite (CaSO<sub>4</sub>, fig.205-C à E), de gypse (CaSO4·2H2O, fig.205-F), et de bassanite (2CaSO4(H2O), fig.205-G). L'ensemble de ces observations a montré également que les sulfates ont cristallisé au contact des faces planes des surcroissances de quartz (postérieurs à la pression-dissolution), et qu'ils sont associés aux pores secondaires.

# B. Origine des minéraux sulfatés

Les sulfates sont des phases tardives associées à la porosité résiduelle. Ils pourraient bien se former à partir d'eaux chargées en éléments évaporitiques, provenant des intervalles argileux sous-jacents, comme la formation d'El Gassi, ou à partir de la précipitation des sels d'une saumure interstitielle (remobilisation des sels de surface, comme le laisse suggérer la présence de Sebkhas dans la région). Cependant, la source la plus probable serait un fluide hydrothermal minéralisant, comme le laisse suggérer l'association sulfates-phosphates dans les pores secondaires (fig.206). Il est unanimement admis que les fluides hydrothermaux changent constamment de composition, depuis leur source au piégeage de leurs métaux, par l'effet de leur interaction avec les matériaux des parois des conduits (Reed, 1997). Ils tendent à chaque instant à s'équilibrer avec ces matériaux qui influencent, à la fois, leurs concentrations élémentaires, leur état redox et leur *pH* tout en se modifiant eux même par altération hydrothermale.


**Fig.205-** *A-* Sulfate de baryum observé au BSE. *B-* EDX du même échantillon. *C, D-* Cristal d'anhydrite développé au contact d'une surcroissance automorphe (vue en LN puis en LP analysée). E- EDX du même échantillon. *F-BSE-EDX d'un gypse tardif postdatant les surcroissances de quartz. G-* BSE-EDX d'une bassanite en remplissage de pores secondaires.



**Fig.206-** Analyse BSE-EDX d'un échantillon de grès cataclastique (ABN-4), illustrant l'association des sulfates (anhydrite) et des phosphates (variscite, crandallite) dans les pores secondaires.

#### 2.4. Brèches hydrauliques et transformations hydrothermales

#### 2.4.1. Description des brèches hydrauliques

L'observation de terrain a montré, comme nous l'avons indiqué dans le chapitre V, l'existence hors des zones de failles, de fractures bréchifiées polyminérales, différentes de celles décrites dans les corezones, et qui sont vraisemblablement d'origine hydraulique. Ces brèches sont composées de débris hétérométriques allochtones, cimentés par des phases de nature variée, regroupant; phosphates (70%), oxydes de fer (20%), carbonates (6%), sulfates (3%) et phyllosilicates (1%) (fig.207, 208). Les ouvertures cinématiques sont en grande partie pluricentimétriques, mais peuvent dans certains cas atteindre le mètre. Les extensions sont généralement guidées par les fractures préexistantes, et varient de quelques décimètres à plusieurs centaines de mètres. Les structures principales présentent un caractère polyphasé, et se ramifient en filonnets centimétriques qui constituent alors des structures secondaires. Il s'agit de veines syntaxiales, à textures en crack-seal, montrant les mêmes phases de remplissage que les grandes structures.

Les fragments d'épontes, qui résultent de la déstabilisation mécanique aux parois sous l'effet de la pression des fluides, peuvent être de nature quartzitique, comparable à celle de la matrice rocheuse, ou polygénique, rappelant les phases de remplissage. Ces figures de chute présentent une forme moyenne légèrement oblongue, et des distributions de taille variables, qui semblent indiquer des conditions hydrodynamiques très contrastées. En effet, ces figures peuvent être pluricentimétriques, témoignant d'un fort régime d'écoulement, ou microcristallines, traduisant une énergie hydrodynamique plus faible.



**Fig. 207-** *A-* Brèche hydraulique interstratifiée au sein des « Quartzites de Hamra » (site ABC). *B-*Echantillon de brèche prélevé dans la partie médiane du pli. La structure principale montre des fragments d'épontes polygéniques soutenus par une phase de nature phosphatée. Notons la présence d'une petite ramification (veine) avec le même type de remplissage. *C-* Echantillon de brèche pris dans la partie Nord de l'affleurement (site ABN), renfermant des figures de chutes grossières. Ces dernières peuvent évoluer en structures fines traduisant la baisse de l'énergie hydrodynamique.



**Fig. 208- A-** Echantillon de brèche hydraulique observé sous LP analysé (SAB-2. L'échantillon montre une phase de remplissage rougeâtre à structure rubanée, remaniant des fragments d'épontes dominés par le quartz. **B, C-**Photos prises en LP dans le même échantillon de brèche, montrant la présence de fragments millimétriques de nature ferrugineuse et phosphatée. **D, E-**Carte chimique et EDX montrant de solutions solides entre phosphate de fer et phosphate d'aluminium. Notons la composition hétérogène des figures de chute.

Plusieurs études ont démontré que les textures des phases de remplissage caractérisent les conditions de formation des veines (Dowling et Morrison, 1989; Vearncombe, 1993; Dong et al, 1995). En effet, les textures en crack-seal couramment observées, montrent des relations mutuelles et des recoupements, suggérant des événements répétitifs de pressurisation des fluides (fig.209).



Fig. 209- Mise en évidence de textures en crack-seal au sein des brèches. A- Veine de brèche observée en LN. La bordure de la veine est sectionnée longitudinalement par des fractures transgranulaires coalescentes, remplies de phosphates de fer (Pf) (premier épisode de cracksealing). B- Même champ de vision pris en LP analysée, révélant la réactivation du système avec précipitation de phosphates d'aluminium et de calcium (Pac) (deuxième épisode de crack-sealing). C- Analyse BSE-EDX de l'échantillon de brèche. D-E, vues rapprochées des textures en crack-seal, (1) phosphate de calcium et d'aluminium, (2) phosphate de fer et d'aluminium.

En milieu imperméable et suprahydrostatique, la bréchification hydrothermale des épontes se produit par explosion et par implosion (Phillips, 1972, Sibson, 1987, Craw et McKeag,1995, Jébrak, 1998), suite à la pressurisation des fluides à des niveaux excédants les conditions lithostatiques et la résistance à la tension du matériel. La bréchification par explosion, correspond à une fracturation hydraulique induite par une forte pression des fluides. La bréchification par implosion se produit lorsqu'un conduit, pressurisé à un niveau supralithostatique, subi un relâchement brusque de la pression des fluides. Ceci a pour effet d'engendrer l'expansion instantanée des fluides pressurisés se trouvant dans les épontes de la veine.

#### 2.4.2. Altérations hydrothermales

Les observations de terrain ont montré la modification de la nature des roches à proximité des brèches hydrauliques. Cette modification peut se traduire de diverses manières ; (1) variation de la couleur du faciès liée à des réactions d'oxydoréduction, (2) déformation par dissolution-recristallisation, (3) phénomènes de corrosion-dissolution, et (4) précipitation de paragenèses peu habituelles dominées par le groupe des phosphates.

#### A. Variation du potentiel redox

Un des faits marquants dans les grès cataclastiques est la modification de la couleur du protolithe à proximité des veines et des brèches hydrauliques qui, selon les cas, peut être grisbleuté (fig.210-A), gris-vert (fig.210-B) ou rubanée (fig.210-C), rappelant l'aspect des BIF archéens (*Banded Iron Formations*). Ces ségrégations de couleur sont décrites dans la littérature comme résultant des réactions d'oxydoréduction qui entrainent l'apparition de nouvelles espèces minérales. Ces réactions s'effectuent avec échange d'électrons. Les oxydants sont des corps susceptibles de fixer des électrons; les réducteurs sont susceptibles de céder des électrons. L'ensemble d'un oxydant et de son produit de réduction d'oxydation forme un système oxydoréducteur ou couple redox.



**Fig.210-** *A* à *C*- *Aspects faciologiques des zones ayant connu des réactions d'oxydo-réduction. D* à *H*- *Observations microscopiques d'un échantillon de veine prélevé dans le faciès B (encadrement jaune).* 

\* Veine, \* zone de réduction, \* zone d'oxydation.

Selon Chenevoy et Piboule (2007), la production de gaz carbonique et d'ions d'hydrogène par les fluides hydrothermaux, conduisent à une baisse brutale du *pH* et du potentiel redox, et par conséquent à la réduction du fer. La présence de cet élément en forte teneurs se traduit sur le plan morphologique par l'apparition de teintes gris-bleuté à gris-vert très caractéristiques sur les épontes des fractures. En effet, les analyses pétrographiques, appuyées par les données DRX, ont montré que cet environnement réducteur renfermait des précipitations de phosphates (fig.210-D à G), de type hydroxylapatite  $Ca_5(PO_4)_3(OH)$  et crandalite CaAl3(PO4)2(OH)5(H2O)avec un peu de carbonates. Le fer ferreux (réduit) étant facilement réoxydé lorsque les valeurs du potentiel d'oxydoréduction augmentent, on assiste alors à la précipitation de composés ferriques, dans notre cas les oxydes de fer (fig.210-H), avec occasionnellement des phosphates d'aluminium de type Augelite[ $Al_2$  (PO<sub>4</sub>) (O H)<sub>3</sub>]. Cela entraine la modification de la teinte des épontes, qui devient brunes à jaune-rouge, contrastant avec la couleur de fond du protolithe.

# B. Déformation par dissolution-recristallisation

La percolation des fluides géothermaux au sein des « Quartzites de Hamra » avait pour effet d'augmenter la cohésion mécanique de cette formation, ainsi que son degré de résistance à l'altération. Cette modification des propriétés mécaniques se manifeste microscopiquement par la déformation intragranulaire du quartz, et sa recristallisation en conditions statiques (fig.211).



**Fig. 211-** Effet de la circulation de fluides chauds sur les propriétés mécaniques des « Quartzites ». *A*, *B*-Photos de faciès illustrant des états altération sévères se traduisant par des phénomènes dz dissolution-recristallisation (déformation plastique "Dp" du quartz). *C*, *D*- échantillons de roches altérées observés en LP analysée. Notons la recristallisation poussés des quartz détritiques (migration des joints de grains, création de sous-grains).

En effet, lorsque la température augmente de manière significative, il se crée des dislocations au sein du quartz détritique. Ces dislocations qui représentent un « stock d'énergie élastique », deviennent spontanément mobiles et provoquent une réorganisation de la

structure des cristaux en deux étapes : restauration puis recristallisation. La nature des phases ne change pas, les atomes gardent le même réseau, mais les joints de grain et l'orientation des cristallites changent (Passchier, 2005).

# C. Phénomènes de corrosion-dissolution

L'observation de terrain a montré la présence, dans les zones de déformation cataclastique, de faciès de corrosion multiformes, aux quels sont associés des figures de dissolution (fig.212). Il est clair que des fluides agressifs sous-saturés par rapport au quartz ont dû percoler dans la formation et attaquer les composants détritiques. De part l'importance des précipitations minérales dans les réseaux poreux secondaire, on est naturellement tenté de voir la corrosion poussée des grains et des auréoles de surcroissances comme le résultat d'un déséquilibre, au moment de la mise en place d'une action hydrothermale.



**Fig.212-** *A,B-* photos de faciès illustrant le développement de macroporosité secondaire importante à proximité des brèches hydrauliques. *C, D-* Corrosion sévère des grains détritiques par les phases phosphatées. *E,F-* Développement d'un réseau poreux interconnecté dans les zones ouvertes aux circulations hydrothermales.

Cet épisode de corrosion ne doit pas être contemporain des précipitations minérales, car ces dernières tendent généralement à remplir l'espace nouvellement créé. Le remplacement du quartz n'a été observé que très localement. Ces transformations ont abouti à la fragilisation des « Quartzites », et ont entrainé la création d'une importante porosité interconnectée (jusqu'à 35%), facilitant l'ouverture du système aux circulations des fluides, et favorisant les transformations minéralogiques.

#### D. Précipitations phosphatées

Les circulations hydrothermales à travers les systèmes de fractures avait provoqué des transformations qui se sont traduites par l'altération des épontes et la précipitation d'assemblages minéralogiques spécifiques, regroupant phosphates, carbonates, sulfates et phyllosilicates. Ces assemblages minéralogiques dominés très largement par les phosphates, présentent une zonalité typique, qui se manifeste par une variation de la composition minéralogique et texturale des veines témoignant de l'évolution chimique progressive des fluides au cours de leur ascension, et de la mise en œuvre de processus complexes et polyphasés lors de la formation des veines. Les phosphates sont généralement représentés par des solutions solides continues, dont la composition varie depuis le terme ferreux jusqu'au terme calcique et/ou alumineux (fig.213).



**Fig.213**-Images BSE (A, B) et cartes chimiques (C, D) correspondantes, illustrant la présence de phosphates sous forme de solutions solides associés aux veines et aux pores secondaire.

Ils remplissent toutes les structures cassantes disponibles (fig.214, 215, 216), dont les joints stylolithiques, ainsi qu'une partie de la porosité matricielle secondaire. Ils se présentent avec des textures et des caractéristiques optiques extrêmement variées, qui les rendent parfois très difficiles à reconnaître microscopiquement.



**Fig.214–**Photos de microfaciès illustrant les variétés des précipitations phosphatées associées aux systèmes de fractures.



**Fig.215-A, B-** Photos de faciès illustrant l'altération chimique (Ah) du protolithe à proximité des brèches. Les précipitations phosphatées (P) apparaissent en vert (A) ou en blanc (B). **C-** Aspect microscopique de la brèche observée en (A). **D**-remplissage de la porosité secondaire par la même phase de remplissage que (C). **E** à **G** – Quelques illustrations des différents précipitations phosphatées observées. Notons la grande variation des textures et des propriétés optiques des phosphates. **H-**Association phosphates-clinochlore et dolomite ferrifère dans des macropores secondaires.

Les analyse radiocristallographiques (DRX) ont révélé la présence de Variscite  $[Al(H_2O)_2(PO_4)]$ , Hydroxylapatite, Crandallite  $[CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O]$ , Millisite  $[(Na,K)CaAl_6(PO_4)_4(OH)_93H_2O]$ , Silvialite  $[(Ca,Na)_4[(SO_4,CO_3)](Al_2Si_2O_8)_3]$ , Montgomeryite, Svanbergite  $[SrAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6]$ , Brushite  $[CaPO_3(OH)_2H_2O]$ , Wyllieite  $[(Na, Ca, Mn, Fe, Mg, Al)(PO_4)_3]$ , et de Strengite  $[(FePO_4)_3 2(H_2O)]$ , avec cependant une nette prédominance des Crandallites et des Strengites.



**Fig.216–**Stylolithe réactivé, cimenté par des phosphates (Ps). **B-** Aspect microscopique du joint stylolithique. **C-** Analyse BSE-EDX de l'échantillon, montrant le remplissage du stylolithe par une solution solide entre phosphate de calcium et phosphate d'aluminium. **D-** Carte chimique du même échantillon de roche.

# 2.5. Séquence diagénétique

Les relations texturales observées entre les minéraux et les marqueurs de la diagenèse ont permis de proposer une paragenèse pour la formation des « Quartzites de Hamra » (fig.217). La cimentation siliceuse constitue un indice chronologique important dans cette région, puisqu'elle est omniprésente dans les échantillons étudiés et montre ainsi des relations texturales avec la plupart des minéraux authigènes.

L'histoire diagénétique des «Quartzites» dans les grès non déformés, est dominée par la compaction chimique et la cimentation siliceuse, auxquelles sont associés d'autres phénomènes mineurs tels que la néoformation d'illite, la déstabilisation des micas, la dissolution des feldspaths potassiques et la précipitation de pyrite dans les pores secondaires. La cimentation siliceuse sous ses deux formes (auréoles de surcroissances et remplissage des fractures de compaction), aurait entrainé la dégradation quasi-totale des caractéristiques matricielles, conférant aux « Quartzites » un aspect compact. La porosité secondaire associée aux feldspaths dissouts, est très faible en termes de volume, et n'aurait pas eu d'incidence sur la capacité de circulation des fluides. La plupart des pores sont de petite taille (50-150  $\mu$ m) et disconnectés (isolés).



Fig.217- Séquence diagénétique des « Quartzites de Hamra » dans la région du Dj. Abberaz.

A cette histoire de la diagenèse vient se superposer une histoire complexe de la déformation, qui commence par la création de veines de quartz à texture en crack-seal. L'association fréquente de ces veines aux structures de pression-dissolution (stylolithes), indiquent qu'elles se sont formées durant un stade tardif de la mésodiagenèse, en présence de fluides réactifs pressurisés.

Dans les grès cataclastiques, la cimentation siliceuse des veines est interrompue par une première arrivée de fluides géothermaux, qui favorisent la précipitation d'un volume notable de goethite. Les textures en crack-seal et les ouvertures incrémentales associées, attestent du caractère polyphasé de la déformation. La régularité des cristaux de goethite suggère une stabilisation des épontes par la pression des fluides. On peut donc supposer une forte énergie hydrodynamique durant ce stade. La déshydratation ultérieure de la goethite et son réarrangement structural entrainent la formation de l'hématite.

Le deuxième épisode hydrothermal aurait provoqué la dissolution de la matrice rocheuse (perte de silice), la création d'une importante porosité secondaire, et la précipitation de paragenèses symptomatiques, correspondant par ordre d'apparition aux phosphates, carbonates, sulfates, clinochlore et à la kaolinite. Les sulfates et les minéraux argileux sont des microséquences secondaires qui apparaissent tardivement dans les pores résiduels. Plusieurs types de réouvertures ont pu être distinguées. Le premier type correspond à une ouverture au cœur de la structure donnant un remplissage parfaitement symétrique (croissances cristallines centripètes). Le second correspond à une ouverture à la limite encaissant/veine. Le troisième type correspond à une ouverture entre des phases préexistantes. La succession des microséquences se fait soit par reprise de croissance de cristaux préexistants, soit par croissance sur les épontes des veines. La spécificité des deux événements hydrothermaux précédemment décrits, est démontrée, outre par les relations de recoupement et la minéralogie des altérations hydrothermales, par leur signature géochimique spécifique, caractérisée par la méthode des bilans de matières (fig.218).

	Eléments chimiques	Si 02	AI203	Fe203	CaO	MgO	MnO	Na2O	K20	P205	Ti02	Cr203	S03	Zr02	SrO	Rb20	PbO	ZnO	cno	NiO	BaO	PAF	TOTAL	
- [	SiO2	1	-0,8	-0,78	-0,7	-0	-1	-1	-0	-0,8	-0,7	0,5	-0	0	-1	-0	1	-1	-0	0	-1	-1	-0,426	10 - a 6 - 19 - a
	AI2O3	-0.78	- 1	0.3	0.74	-0	0	0.9	0.3	0.89	0.83	-0	0.3	0	0.7	_1	-0	0	0	-0	0	0.8	0.191	
	Fe2O3	-0,784	0,3	1	0,21	0	1	0,3	0,2	0,31	0,22	-1	0,1	-1	0,2	0	-1	1	-0	-0	1	0,67	0,346	
	CaO	-0,689	0,74	0,21	1	-0	0	0,8	0,2	0,67	0,83	-0	0,7	0	0,7	0	-0	0	0	-0	0	0,76	0,456	
	MgO	-0,031	-(	0,15	-0	- 1	0	0,1	0,3	-0,2	-0,1	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	0	-0	0,292	a finite and a second second
	MnO	-0,569	0,27	0,66	0,26	0	1	0,3	-0	0,28	0,3	-0	0,2	-0	0,3	0	-1	0	0	-0	0	0,49	0, 193	
	Na2O	-0,/14	0,80	0,26	0,82	0	0	1	0,2	0,76	0,92	-0	0,4	0	0,6	1	-0	0	0	-0	0	0,72	0,445	
ch,	K20	-0,205	0.32	0,16	0.2	0	-0	0.2	- 1	-0,1	0.28	0	0,2	-0	-0	0	-0	-0	0	-0	0	0,18	0,005	State State States
ч	F205	-0,770	0,85	0,31	0,07	-0	0	0,8		0.74	0,71	-0	0,3	0	0,8	1	-0	0	0	-0	-0	0,83	0, 164	
	Cr2O3	0.538	-0.3	-0.53	-0.4	-0	-0	0,9	0,3	-0.4	-03	-0	0,4	0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-1	-0.5	-0.250	
	502 502	-0.306	0.31	0,33	0.73	-0	-0	0.4	0.2	0.27	0.45	-0	-0	0	0.2	-0	-0	-0	-0	-0	- 1	0.52	0,203	
B	7r02	0,419	0.06	-0.78	0 13	-0	-0	0.2	-0	0.04	0.27	0.3	c	1	0,5	0	1	-0	0	0	-0	-0.3	-0.259	
	SrO	-0.633	0.71	0.23	0.67	-0	ŏ	0.6	-0	0.83	0.55	-0	0.3	0	1	Ő	-0	ŏ	ŏ	-0	1	0.67	0,149	
	Rb2O	-0.495	0.55	0.27	0.49	-0	0	0.6	0.1	0.43	0.73	-0	0.2	0	0.4	1	-0	0	0	-0	0	0.44	0.157	and the second second
	PbO	0,82	-0,4	-0,98	-0,3	-0	-1	-0	-0	-0,4	-0,3	0,6	-0	1	-0	-0	1	-1	-0	0	-1	-0,7	-0,33	A STATE AND STATE
	ZnO	-0,6	0,38	0,68	0.02	-0	0	0.2	-0	0,5	0.11	-0	-0	-0	0,4	0	-1	1	0	-0	0	0,54	-0.026	and the second se
	CuO	-0,142	0,27	-0,01	0,23	-0	0	0,3	0,1	0,25	0,42	-0	0,1	0	0,1	0	-0	0	1	-0	0	0,15	-0, 122	The States
- h	NiO	0,277	-0,2	-0,24	-0,3	-0	-0	-0	-0	-0,2	-0,2	0,5	-0	0	-0	-0	0	-0	-0	1	-0	-0,3	-0, 158	
	BaO	-0,621	0,43	0,51	0,43	0	0	0,4	0	0,53	0,38	-1	0,2	-0	0,6	0	-1	0	0	-0	1	0,62	0,242	19 A. 19
-	PAF	-0,973	0,8	0,67	0,76	-0	0	0,7	0,2	0,83	0,68	-1	0,5	-0	0,7	0	-1	1	0	-0	1	1	0,389	
Ŀ	TOTAL	-0.426	0.19	0.35	0.46	0	0	0.4	0	0.16	0.33	-0	0.3	-0	0.1	0	-0	-0	-0	-0	0	0.39	1	Dialestan Plane

**Fig.218-** Matrice de corrélation calculée pour les éléments majeurs et en traces dans les grès cataclastiques. Le coefficient de corrélation linéaire entre Fe2O3 et P2O5 présente une valeur très faible (0.31), traduisant l'indépendance des deux systèmes.

En effet, la matrice de corrélation calculée pour l'ensemble des éléments chimiques dans les grès cataclastiques, montre l'existence de deux axes anticorrélés: un axe portant Fe2O3 qui présente des corrélations positives avec MNO et ZnO, et un axe portant P2O5, montrant une colinéarité avec Al2O3, CaO, Na2O, TiO2, SrO et BaO. Le coefficient de corrélation linéaire calculé pour Fe2O3 et P2O5 est faible (0.31), témoignant d'une relation négative entre ces deux éléments. Ces résultats attestent premièrement, qu'il s'agit d'événements distincts de minéralisation et non pas de styles différents reliés à un événement hydrothermal unique et deuxièmement, que des conditions physico-chimiques relativement particulières caractérisent chacun de ces événements.

La succession des différentes phases (phosphates, carbonates, sulfates et phyllosilicates) dans le deuxième système traduit bien l'évolution de ce système hydrothermal. Il est difficile de fournir des contraintes quant à l'âge précis de ces épisodes hydrothermaux, qui pourrait bien être Jurassique (CAMP, 200 Ma) ou Eocène. Néanmoins, certaines évidences structurales (présence de voies de communication entre les sills doléritiques et la bande d'affleurement du Cambro-orodovicien, correspondant pour leur majorité au réseau transverses), et pétrographiques (présence dans les « Quartzites » des mêmes minéraux d'altération observés dans la zone de contact avec le sill doléritique, et qui sont principalement représentés par les clinochlores et les carbonates).

#### 2.6. Relation brèches hydrauliques-morphologie des «Quartzites de Hamra»

L'étude pétrographique comparative des « Quartzites » indurés, constituant l'essentiel des reliefs du Djebel Abberaz, et de leurs équivalents latéraux localisés dans les secteurs déprimés, a montré très peu de variations en termes de texture et de composition minéralogique et chimique des roches (fig. 219). Il s'agit dans les deux cas de Quartzarenites matures, ayant connu une importante déformation par pression-dissolution, avec précipitation d'un volume considérable de quartz authigène, principale cause de perte de porosité dans ces grès. La seule différence à retenir serait une teneur de carbonates tardifs (post pression-dissolution) un peu plus forte dans les zones déprimées. Mais pour intéressante qu'elle soit, cette abondance toute relative de carbonates n'est sans doute pas en mesure d'expliquer les contrastes morphologiques observés en surface.

A cette diagenèse siliceuse, succède une grande mobilité chimique associée à la remontée de fluides chauds d'origine hydrothermale à travers les systèmes de fractures. On assiste alors à l'altération thermique des roches, et à la formation d'un système complexe de brèches hydrauliques. Cela avait pour effet d'augmenter de la cohésion mécanique des roches, et par conséquent leur résistance à l'altération superficielle. Loin des zones de brèches, les faciès sont beaucoup moins indurés et plus facilement altérables.

Les transformations minéralogiques et chimiques opérant dans les zones déformées entrainent la corrosion des unités gréseuses avec développement d'une importante porosité secondaire, favorisant l'ouverture du système aux circulations des fluides, succédé par la précipitation de paragenèse symptomatiques dominées par les phosphates.

Ainsi, les contrastes morphologiques majeurs qui marquent le terrain, découlent de l'existence et de la répartition inégale des brèches hydrauliques, ainsi que de faits d'ordre tectonique et climatique (érosion différentielle).

# <image>

# ZONES INDUREES (saillantes)

ZONES BASSES (secteurs déprimés)

**Fig.219-** Pétrographie comparative entre zones saillantes et secteurs déprimés dans les « Quartzites de Hamra ».

# 3. Le Tassili de Ouallen (*Igamerene*)

# 3.1. Composition détritique

Dans la région d'Igamerene, les « Quartzites de Hamra» sont dominées par le quartz monocristallin, qui représente environ 85% du volume total de la roche. Les composants mineurs, dont les proportions ne dépassent pas 5%, sont représentés par des feldspaths altérés, des débris lithiques et des micas blancs. Ces derniers montrent des flexuration et sont souvent altérés à leurs extrémités. Les minéraux accessoires regroupent apatite, tourmaline et zircon. Les grains détritiques montrent une granulométrie fine (150-200µm), une morphoscopie généralement subarrondie à arrondie, et un bon tri granulométrique, traduisant une grande maturité texturale.

# 3.2. Maturité minéralogique et texturale

Les « Quartzites de Hamra » sont minéralogiquement et texturalement évoluées et peuvent de ce fait être classées comme des Quartzarenites submature à matures (fig.220).



Fig.220- Composition minéralogique des « Quartzites de Hamra » dans la région d'Igamerene.

# 3.3. Minéralogie authigène

# 3.3.1. Cimentation siliceuse

La minéralogie authigène est dominée par le quartz, dont la valeur moyenne est estimée à 22.4% par rapport au volume total de la roche. La cathodoluminescence a révélé l'existence de deux phases successives de cimentation siliceuses. La première phase correspond à des auréoles de surcroissance irrégulières et non luminescentes (S1), contrastant avec la couleur grisâtre des noyaux détritiques. La deuxième phase, qui est plus luminescente (S2), occupe une grande partie de l'espace intergranulaire, réduisant d'un facteur important la porosité matricielle (fig.221). La troisième forme de silice (S3) est associée aux microfractures de compaction (fractures limitées à l'échelle de grains individuels). Cette silice présente les mêmes caractéristiques CL que la phase (S1), suggérant une même composition des fluides. Les évidences texturales montrent que la principale source de silice est liée au processus de pression-dissolution intergranulaire (catalysée par la présence de tapissages illitiques aux contacts entre grains), et le long des stylolithes, qui sont très largement développés dans cette formation.



**Fig.221-** Principales phases de cimentation siliceuse observées au sein des « Quartzites de Hamra» (IG-5). **A-** Auréoles de surcroissance (S, S2) observées en lumière polarisée analysée (LP). **B-** Vue en CL d'une partie du même échantillon.

La cimentation siliceuse présente une répartition spatiale non uniforme. En effet, le volume de silice peut varier horizontalement et verticalement, en fonction de la distribution des tapissages illitiques, et en fonction de la présence ou non de cimentation ferrugineuse précoce. Cette dernière a eu pour effet d'inhiber le développement des structures de pression-dissolution, et par conséquent la précipitation du quartz.

# **1.3.2.** Cimentation ferrugineuse

Le ciment ferrugineux précoce, ses deux formes goethite et hématite, n'a été observé que dans les termes de base des « Quartzites de Hamra », où il constitue une phase majeure de remplissage de pores, dont l'importance peut dépasser 38% du volume total de la roche (fig.222). La mise en place précoce de ce ciment fournit un repère chronologique précieux, qui permet de distinguer une diagenèse précoce anté-cimentation siliceuse, d'une diagenèse d'enfouissement post cimentation. Dans les grès cimentés par la silice, le ciment ferrugineux est accessoire et tardif, limité aux pores secondaires et aux microfissures.

Des évidences texturale de la transformation de la goethite en hématite ont été observées. Ce phénomène mésodiagénétique, qui intervient avec l'augmentation de la température d'enfouissement, entraine la déshydratation de la goethite et sa restructuration interne sous forme d'hématite. Ce phénomène est déjà observé et décrit dans le Bled El Mass. Le ciment ferrugineux est parfois observé en association avec des veines ouvertes (épisode de fracturation précoce, prédatant l'édification du pli, car souvent recoupé par les diaclases de fond), où il montre une texture rubanée et une croissance syntaxiale (centripète), signe d'une extension (fig.223-A). Il peut également s'observer en association avec l'illite dans les pores de dissolution (fig.223-B).



**Fig.222- A-** « Quartzites » à aspect peu induré. **B-** Ciment ferrugineux précoce (LP). **C-** Image en BSE avec analyse EDX du même échantillon. **D-** Carte chimique dans le même échantillon.



**Fig.223-** A- Veine syntaxiale à goethite. B- remplissage des pores de dissolution par les oxydes de fer. (Fe) : Fer, (Fth) : Feldspaths altéré, (P) : Pore de dissolution.

#### 3.3.3. Minéraux argileux

Les minéraux argileux sont représentés principalement par l'illite et la kaolinite, dont la teneur ne dépasse pas 6% dans le système.

**L'illite** est le minéral argileux majeur de la diagenèse d'enfouissement des « Quartzites ». Elle s'observe en association avec la muscovites, les feldspaths potassiques et les kaolins.

- L'illite qui se développe entre les feuillets de muscovite et à ses extrémités, conduisant parfois à sa pseudomorphose (fig.224-A,B). La transformation muscovite-illite est une réaction indépendante de la température. Ses facteurs de contrôle restent peu connus. Le rapport potassium sur aluminium est plus élevé dans la muscovite que dans l'illite (≈1-1,3 fois). Ceci-dit il n'est pas nécessaire d'apporter le potassium pour former l'illite, et la transformation se déroule en système fermé vis-à-vis de la silice (Al-Aboud, 2003).
- *L'illite associée aux feldspaths potassiques altérés.* Cette réaction se déroule en système fermé, et le potassium résultant est consommé par la réaction d'illitisation. La silice résultante, précipite sous forme de surcroissances de quartz. Cette forme d'illite est souvent associée à de petits cristaux de sulfates et de calcite dans les pores secondaires et les microfissures (fig.224-C, E, F).
- *L'illite qui se forme à partie des* kaolins (fig.224-D). Le feldspath potassique qui reste de l'altération, et la kaolinite qui existe déjà dans le système peuvent également interagir pour former l'illite. Dans ce cas, la formation des surcroissances de quartz et de l'illite seraient en mois en partie contemporaines.

**La kaolinite** observée dans les échantillons pourvus de ciment ferrugineux, est intimement liée aux paillettes de muscovite et aux feldspaths potassiques, alors que celle développée dans les échantillons cimentés par la silice, est une phase tardive, associée à la porosité de dissolution (fig.224-F à G).

La néoformation de la kaolinite à partir de la déstabilisation des muscovites dans les grès non cimentés par la silice, est une réaction décrite par (Bjorkum et Gjelsvik, 1988) comme suit :

Cette réaction indique que le potassium libéré des muscovites est utilisé pour nourrir les feldspaths potassiques. Elle se déroule selon ces auteurs, à faible température (25-50°C), dans un système fermé, au contact d'un fluide sursaturé en silice, qui pourrait provenir du quartz automorphe. Elle est très rare, et doit avoir un rôle très limité en terme de bilan de masse sur l'aluminium, le potassium et la silice.

La kaolinite tardive, en association avec les feldspaths dissouts, est une réaction favorisée par la percolation de fluides météoriques. Elle se déroule à de faibles profondeurs, vu l'échange des ions possible entre les grès et les eaux de surface (Bjorlykke, 1983).

# 3.3.4 Carbonates et sulfates

Les carbonates (calcite) et les sulfates (bassanite, gypse) sont des phénomènes tardifs par rapport à la pression-dissolution et aux surcroisances de quartz. Ils s'observent sous forme de petites inclusions que l'on voit associées à l'illite dans les pores secondaires. Leur apparition tardive pourrait être mise sur le compte des réactions argileuses, qui pourront libérer les éléments nécessaires pour la formation de ces minéraux. L'alternative serait de les associer à la dissolutions des plagioclases (qui renferment les éléments Ca et Ba).



**Fig.224-** A- Minéralogie authigène observée au sein des « Quartzites de Hamra ». A- Néoformation d'illite "Ill" (tapissage des grains et pseudomorphose de feldspaths). B- Déstabilisation de muscovite, C- Altération de feldspaths. D- Illite à texture en accordéon. E- Précipitation d'illite, de bassanite (Bas) et de barytine (Bar) dans les pores de dissolution. F- Précipitation des sulfates (barytine et bassanite) dans les fractures. G- Kaolinite dans un pore de dissolution. G- EDX du même échantillon.

#### 3.4. Relation cimentation siliceuse-déformation cassante

Les zones de failles peuvent constituer soit des voies préférentielles pour les écoulements de fluides ou des barrières de perméabilité. Comprendre les facteurs qui contrôlent ce double comportement est d'une importance cruciale pour prédire la distribution des fluides

dans les zones cataclastiques (affectées par les failles). Deux principaux facteurs peuvent affecter le comportement hydraulique des zones de failles : (1) le contraste de perméabilité entre les volumes de roches juxtaposés par le mouvement de la faille, et (2) les changements texturaux associés aux conditions de la diagenèse au moment de la déformation (Fisher et Knipe, 1998; Labaume et al, 2001). Ces derniers impliquent des interactions complexes entre les aspects de la déformation (fracturation, compaction..) et les effets d'écoulements de fluides (dissolution, cimentation, transformations minéralogiques).

Les structures de déformation associées aux failles sont distribuées sur quelques mètres, ou quelques dizaines de mètres, de part et d'autre du plan de la faille. Cette bande de déformation, qui est communément appelée « zone de faille », se différencie qualitativement en : (1) plan de la faille (core zone) avec une déformation intense et un litage fortement perturbé, (2) zone endommagée périphérique (damaged zone), où la déformation est atténuée, et le litage est globalement préservé, (3) protolithe, où la roche est épargnée de la déformation cassante.

Nous allons dans ce qui suit, tenter de déterminer les facteurs qui contrôlent l'anisotropie de perméabilité dans une zone de faille, affectant les successions cambroordoviciennes d'Igamerene. La faille choisie est une petite faille inverse d'orientation N040, caractérisée par un pendage de 54° vers le SE, un rejet vertical de 9 m, et une zone endommagée périphérique estimée à 5 m. La brèche constituant le cœur de la faille est cohésive, constituée de clastes quartzitiques monogéniques, de même nature que la matrice rocheuse. La stratégie d'échantillonnage qui est résumée par la figure 225, consistait à faire un prélèvement sélectif le long d'un horizon stratigraphique repère, que l'on a pu suivre dans les deux compartiments de la faille, et ce afin de minimiser toute variation lithologique et assurant la continuité microstructurale. Ainsi, sept échantillons orientés furent prélevés, dont un dans la zone de mouvement (SO8), un dans la zone endommagée (SO7), trois dans le compartiment soulevé (SO4 à 2m de la zone endommagée, SO5 à 5m, puis SO6 à 20m de celle-ci), et trois dans le compartiment affaissé (SO1 à 1 m de la zone endommagée, le SO2 à 5m, et le SO3 à 20m).



**Fig.225-** Illustration de la stratégie d'échantillonnage de la zone de faille de d'Igamerene (échelle horizontale non respectée).

# 3.4.1. Pétrologie des grès

L'unité échantillonnée est constituée de Quartzarenites diagénétiques submatures, renfermant 70-90% de quartz monocristallin, et un faible taux (<10%) de feldspaths et micas,

avec des traces de débris lithiques et de minéraux lourds (zircon, tourmaline, anatase). La minéralogie authigène, qui est représentée par le quartz, l'illite, la kaolinite, la calcite, la barytine et le gypse, est présente aussi bien dans la zone de faille que dans le protolithe. La porosité matricielle primaire est très faible à nulle (*tight*), et se résume à de petits pores irréductibles ou à des pores secondaires disconnectés, associés à la dissolution des feldspaths. La diagenèse d'enfouissement est évaluée à partir des échantillons précédemment décrits, et qui ont été prélevés en dehors de la zone de faille. Cela permet de distinguer les aspects de la diagenèse de ceux liés à la déformation.

La minéralogie argileuse est représentée essentiellement par l'illite et la kaolinite, qui s'observent généralement en pseudomorphose de grains fragiles (feldspaths et les muscovites). L'illite est particulièrement développée dans le compartiment soulevé, notamment à proximité (≈2m) de la zone endommagée, où elle s'observe en tapissage de grains et en remplissage de pores, réduisant la perméabilité d'un facteur considérable (fig.226).

L'analyse de la fraction argileuse par diffraction des rayons X, a permis de caractériser les trois compartiments de la faille. La zone endommagée montre la présence d'illite et de kaolinite avec des proportions relativement similaires (45% pour la kaolinite et 50% pour l'illite), et d'interstratifiés (I-M) en faibles teneurs (5%). Le compartiment soulevé est dominé très largement par l'illite, qui représente environ 85% de la minéralogie argileuse. Les interstratifiés (I-M), devienne relativement plus fréquents (10%), alors que la kaolinite tend à se raréfier (<5%). Dans le compartiment affaissé, l'illite est présente avec des teneurs variant entre 45 et 70%, alors que la kaolinite et les interstratifiés montrent des proportions relativement plus importantes, comprises entre 20 et 35% pour la kaolinite, et entre 10 et 15% pour les interstratifiés (I-M).

La compaction chimique est un phénomène général qui a été observé dans les trois compartiments de la faille. La pression-dissolution intergranulaire a donné lieu, dans le compartiment soulevé, à un important volume de surcroissances (jusqu'à 28%) entrainant une perte quasi-totale de la porosité. Les teneurs de surcroissances les plus élevées sont enregistrées dans le protolithe non déformé (SO6). Dans le compartiment affaissé, le volume des surcroisances diminue au profit des carbonates (calcite) et des minéraux argileux (principalement la kaolinite). L'examen des échantillons en cathodoluminescence a révélé l'existence, en plus des trois générations de quartz authigènes précédemment décrits, de deux autres phases de cimentation dont l'une (S4) est associée aux fractures transgranulaires, et l'autre (S5) aux bandes cataclastiques de la zone endommagée. Les relations de recoupement, indiquent que les phases S4 et S5 sont contemporaines, mais postérieures aux autres formes de silice. Les caractéristiques en CL de ces deux phases sont proches de celle de la phase S2, suggérant un transfert en système clos, dans une eau en équilibrer chimique avec le grès hôte. Cette hypothèse gagnerait à être vérifier par des analyses isotopiques.

Labaume et Moretti (2001) stipulent que la cimentation siliceuse des grès cataclastiques résulte d'un transfert local de silice par pression-dissolution à des température  $\geq$  80°C qui sont nécessaires pour activer la cinétique de dissolution/précipitation (Oelkers et al., 1996; Renard et a., 1999; 2000). Cela implique que la distribution du ciment siliceux est fonction de la profondeur à laquelle la déformation se produit. Tenant compte des conditions paléogéothermiques élevées dans le terrane de l'Ahnet (qui constitue le soubassement des séries paléozoïques de Ouallen), les structures scellées par le quartz se seraient développées à une profondeur relativement faible, n'excédant pas 2 km.

La calcite se présente sous forme de plages poecilitques, remplissant les espaces interstitiels et corrodant les grains détritiques. Sa teneur moyenne dans le compartiment affaissé est estimée à 9%. Son association aux minéraux d'altération le long des pores secondaires lui confère une origine tardive postdatant la compaction chimique. Le gypse et la barytine sont accessoires et tardifs, souvent associés aux minéraux argileux dans les pores secondaires.

Il est clair que des processus différents transforment le matériau de part et d'autre de la faille ; goethite dans corezone, illite dans la zone endommagée du compartiment soulevé, auréoles de surcroissances dans le protolithe du compartiment soulevé, entrainant une perte quasi-totale de la porosité, calcite et kaolinite dans le compartiment affaissé, avec dégradation de l'espace poreux secondaire par la précipitation des sulfates.



**Fig. 226-***Minéralogie et microstructures associées à la zone de faille d'Igamerene.* (*Qz*) : quartz, (ill) : illite, (ka) : kaolinite, (cal) : calcite.

#### 3.4.2. Microstructures associées à la déformation dans la zone de faille

L'examen des échantillons prélevé au microscope optique et en cathodoluminescence montre que la déformation des «Quartzites de Hamra» dans la zone de faille est dominée par des processus cataclastiques, corrélés avec la cimentation siliceuse (fig.227).

*Dans le protolithe*, qui est localisé à 20m (échantillons SO6, SO3) de la principale zone de mouvement, la roche est constituée de grains non déformés, présentant des microstructures intragranulaires héritées. Cependant, même ici, certains grains montrent des microfractures intragranulaires. Ce type de fractures est généralement précoce, et se développe lorsque le grès est encore poreux, suite à des concentrations de contraintes aux contacts des grains.

Dans la zone endommagée périphérique, qui constitue les marges externes de la zone de faille ( $\approx$ 5m) (échantillons SO1, SO2, SO4, SO5), la déformation débute à l'échelle de grains individuels et est essentiellement caractérisée par le développement de microfractures intragranulaires, avec également l'apparition de fractures transgranulaires subparallèles, traduisant une plus grande homogénéité mécanique (une plus forte cimentation par le quartz authigène). La déformation augmente lentement, mais progressivement vers la principale zone de mouvement de la faille, et est caractérisée par des fractures d'extension sans cataclasites.

A proximité de la zone de mouvement de la faille, les cataclasites augmentent en fréquence (échantillon SO7). Ils semblent se développer à partir des fractures transgranulaires aboutissant à la formation d'une microstructure anastomosée. La localisation de la déformation entraine la concentration de la fracturation dans des bandes de cisaillement d'épaisseur millimétrique, caractérisées par une réduction importante de la taille des grains. Ces bandes décrites dans des zones de failles similaires (Aydin et Johnson, 1983 ; Antonellini et al, 1994 ), sont désignées sous le nom de bandes de glissement cataclastiques.

La zone de déplacement/cisaillement principale (échantillon SO8), montre des roches broyées, résultant de la fracturation locale induite par friction entre les deux compartiments en mouvement. Les fragments de roches sont hétérométriques, mal classés et anguleux, maintenus par une phase de nature goethitique.

Il y a là une progression dans l'histoire de fracturation. D'abord les microfractures intragranulaires initiales vont se relier pour former des fractures transgranulaires, puis des fractures d'extension sans cataclases, qui seront ultérieurement exploitées pour former des bandes cataclastiques au sein des quelles opèrent la fracturation et l'écoulement des particules.

La texture et le volume du quartz authigène varient en fonction de l'architecture de la zone de faille. Dans la zone endommagée le quartz authigène est en grande partie localisé dans les fractures transgranulaires et les bandes de déformation cataclastique, entrainant une importante perte de porosité de fractures, alors que dans le protolithe, loin de la zone de mouvement, le quartz est présent sous forme de surcroissances, favorisée par la pression-dissolution intergranulaire. La fracturation du ciment de blocage (phase S2) et sa reprécipitation dans la zone de cataclase (phase S5) fournit une évidence d'opération cyclique et/ou simultanée de processus de fracturation et de mécanismes de transfert de soluté par diffusion au cours de la dislocation. Cela signifie que l'ensemble des fractures s'est formé dans les conditions de la diagenèse, et que la faille de l'Igamerene était à l'origine normale, puis a rejoué en inverse pendant la tectogenèse hercynienne. Cela est attesté par le stade diagénétique plus avancé qui caractérise le compartiment soulevé (qui aurait été exposé à de plus fortes températures du moment qu'ils ne renferme que des surcroissances de quartz et de l'illite), par rapport au compartiment affaissé, où prédominent des phénomènes d'altération (néoformation de kaolinite) et des précipitations de calcite.



Fig. 227-Relation déformation cassante-cimentation siliceuse dans la zone de faille d'Igamerene.

# 3.5. Séquence diagénétique

L'étude pétrographique montre que la diagenèse des « Quartzites » dans la région d'Igamerene est complexe et polyphasée (fig.228). La diagenèse précoce (éodiagenèse) est marquée par le tapissage des grains par les smectites, et dans certains cas par les hydroxydes de fer, qui entrainent un retard à la compaction et bloque la diagenèse d'enfouissement. Elle est

également marquée par la néoformation de kaolinite vermiculaire à laquelle pourrait être associée une surcroissance très limitée de feldspath potassique. Une illite précoce liée à la transformation de la muscovite et du feldspath potassique pourrait également se former.



Fig. 228-Séquence diagénétique des « Quartzites de Hamra » dans la région d'Igamerene.

Le diagenèse d'enfouissement (mésodiagenèse) est marquée dans les échantillons riches en fer, par la transformation de la goethite en hématite, et dans les autres échantillons par des processus de pression-dissolution qu'accompagne la néoformation d'illite à partir de la transformation des kaolins et des smectites. Cela entraine la précipitation du quartz sous forme de surcroissances (phases S1, S2) et de remplissage de fractures intragranulaires (S3), et sous forme de remplissage de fractures transgranulaires et de cataclasites dans la zone de faille. La dissolution des feldspaths détritiques entraine la création de porosité secondaire, qui sera en grande partie détériorée par la précipitation de calcite et de kaolinite. La séquence s'achève par la précipitation des sulfates (gypse et barytine) dans les pores de dissolution, et par la création d'un réseau de fines fractures ouvert qui se superpose à toutes les structures diagénétiques et de déformation précédente, entrainant une certaine amélioration des caractéristiques matricielles.

# 4. L'Ahnet central (subsurface)

#### 4.1. Composition minéralogique

#### 4.1.1. Unité III-1 (Zone des alternances)

L'unité III-1 qui est attribuée à un environnement estuarien, est constituée de « Litharenites feldspathiques », évoluant localement en « Quartzarenites » polymodales assez mal triées (fig.229).La minéralogie détritique est essentiellement représentée par le quartz (en moyenne 75%), qui montre souvent des indices de déformation plastique (extinction roulante, lamelles de Boehm, ombres de contraintes), les débris lithiques ( entre 10% et 18%) et les feldspaths, essentiellement microclines (jusqu'à 12%). Les minéraux accessoires regroupent micas, zircon et leucoxène.

La minéralogie authigène est dominée par illite (7-15%), qui montre parfois des textures en accordéon, suggérant un précurseur kaolinitique. Les phases secondaires regroupent kaolinite, calcite et pyrite.



**Fig.229-** *A-* Unité III-1 observée en lumière naturelle (LN). *B-* Vue en lumière polarisée analtsée.

# **4.1.2.** Unité III-2 (Quartzites de Hamra)

L'unité III-2, interprétée comme une rampe clastique tidale, montre peu de variations d'ensemble des caractères minéralogiques et texturaux. Les matériaux constitutifs sont des grès quartzeux qui prédominent très nettement par rapport aux matériaux plus grossiers (fragments de roches) ou plus fins (silts et argiles). Ces grès sont minéralogiquement et texturalement matures, et peuvent être dans certains cas submatures ou supermatures. La plupart des échantillons sont classés comme « Quartzarenites » de part leur richesse en quartz monocristallin (fig.230-A). La partie basale du réservoir peut être localement enrichie en débris de roches (W-9 et W-5), faisant d'elle une «Sublitharenite» (fig.230-B).

Le quartz monocristallin est le composant détritique majeur (75 à 90%). Sa granulométrie est très variable (du très fin au très grossier) mais se situe en moyenne entre les classes fines et moyennes. Sa morphoscopie subarrondie à arrondie témoigne d'un long transport et de l'éloignement probable de la source d'apport. Le classement souvent modéré à bon à l'échelle des lames minces, témoigne d'un niveau d'énergie assez élevé. Les contacts entre les grains détritiques sont variables, pouvant être tangentiels et droits dans les échantillons cimentés par la silice, ou concavo-convexes et suturés dans les sites de pression-dissolution (fig.230-C).

Les feldspaths sont présents en faibles teneurs, Ils s'observent souvent en voie de dissolution, donnant lieu à des pores secondaires parfois interconnectés (fig.230-D). Les débris lithiques sont limités à la partie basale des « Quartzites », où ils sont représentés par des fragments mal triés, de quartz polycristallin. Les micas sont également très peu présents, et montrent souvent des indices de déformation plastique et des pseudomorphoses. Les éléments *accessoires* regroupent les *minéraux lourds* (zircon, tourmaline, leucoxène et grenat), et des débris organiques pyritisés

La minéralogie authigène est dominée par les surcroissances de quartz (14-28%), qui constituent la principale cause de perte de porosité, relayées par l'illite (2-6%) qui s'observe sous forme de tapissage de grains et parfois en remplissage de pores. Les ciments accessoires regroupent pyrite, dolomite ferrifère et brytine.



**Fig.230-** *A- Quartzarenite mature constituant l'essentiel de l'unité III-2 observée en lumière polarisée analysée. L'image montre la prédominance du ciment siliceux (Qz), et la présence accessoire d'illite (ill) de remplissage de pores, ainsi que des indices de déformation plastiques. B-Litharenite mal triée constituant la base du réservoir. (Dl) : Débris lithique. C- Contacts indentés et suturés, favorisant la pression-dissolutino intergranulaire. D- Pores de dissolution (Phi) arrondis de la taille des grains détritiques environnants sont apparents.* 

# 4.1.3. Unité III-3 (In Tahouite)

La partie basale de l'unité III-3, qui correspond à la formation des « Grès d'Ouargla », est attribuée à un environnement marin de type shoreface-tidal. La composition minéralogique détritique correspond en moyenne 70% de quartz, 7% de feldspaths potassiques, 3% de micas et 1% de minéraux accessoires (zircon, oxydes de titane, tourmaline). Les micas, qui sont représentés essentiellement par la muscovite, présentent des concentrations particulières le long des joints stylolithiques. La granulométrie est très fine à fine, et le tri généralement est modéré à bon (fig.231-A). Les faciès peuvent être classés, selon leur richesse en feldspaths, comme « Quartzarenites » ou « Subarkoses ». Ces dernières sont particulièrement développées dans les puits W-5 et W-6, où les proportions des feldspaths détritiques peuvent atteindre 12% (fig.231-B).

La minéralogie authigène est dominée par les surcroissances de quartz (8-26% en moyenne), favorisées par les structures de pression-dissolution (fig.231-C), et par l'illite (3-9% en moyenne) qui se présente sous plusieurs formes : tapissage de grains, remplissage de pores, pseudomorphoses, avec des concentrations particulières le long s des joints stylolithiques (fig.231-D). Les ciments accessoires (<2%) sont représentés par la pyrite, la calcite ferrifère, et les bitumes.



**Fig.231– A-** Unité III-3 (Grès de Ouargla) observée en LN. Le microfaciès montre le tapissage des grains par l'illite (ill), et le développement de porosité de dissolution (Phi). **B-** Image en CL optique révélant la richesse des grès en feldspaths (Fth). **C-** Interpénétration des grains et développement de structures de pression-dissolution. **D-** Concentration de l'illite le long des joints stylolithiques.

L'unité réservoir supérieure qui correspond à la formation des « Grès d'Oued Saret », et qui appartient au même type d'environnement sédimentaire (shoreface-tidal), est constituée de Quartzarenites submatures à matures (fig.232-A, B), intercalées de grauwackes quartzeuses, dans lesquelles la matrice argileuse peut représenter jusqu'à 65% du volume totale de la roche (fig.232-C). La minéralogie détritique des Quartzarenitiques est composée de quartz monocristallin (70 à 95%), et d'argiles en quantité variable (3 à 12%). La muscovite est assez fréquente, mais sa teneur ne dépasse pas 5%. Les minéraux lourds sont accessoires (zircon, tourmaline, rutile) sont rares. La granulométrie est très fine à fine, et le tri est modéré à bon. Les phases authigènes correspondent par ordre d'importance aux auréoles de surcroisances (6-24%), et à l'illite (5-18%, avec accessoirement les carbonates de fer (calcite, dolomite), et les sulfates (barytine, anhydrite).

Les grauwackes montrent une richesse notable en lamelles de micas (muscovite) orientées dans le plan de stratification, ainsi que des indices de déformation cassante (veinules à quartz automorphe).



**Fig.232– A-** Unité III-3 (Grès d'Oued Saret) observée en LN. L'image montre un microfaciès propre, riche en quartz monocristallin, montrant des indices de pression-dissolution (stylolithe perméable, tapissé de pyrite (Pr) et d'oxydes de Titane (Ti). **B-** Image en lumière polarisée montrant une Quartzarenite submature, modérément triée, à paillettes de muscovite fréquentes, et figures de pression-dissolution. C- Grauwackes quartzeuse très riche en micas, qui montrent une orientation parallèle aux plans de stratification. Le microfaciès montre une fracture scellée par la quartz (Qz).

# 4.1.4. Unité IV (Tamadjert)

L'unité IV est constituée de deux principales unités, attribuées à un environnement périglaciaire : les « Diamictites » (ou Argiles microconglomératiques), et les « Grès d'El Goléa ». Les diamictites sont constituées de grauwackes mal triées, renfermant des grains hétérométriques de nature essentiellement quartzitique (fig. 233-A), pouvant être également sidéritiques (fig.233.B). Les données DRX ont montré que cette formation présente une composition essentiellement chloriteuse, avec la présence accessoire d'illite et d'interstratifiés (I-M).

Les « Grès d'El Goléa », qui sont attribués à des mégarides chevauchantes, montrent une minéralogie détritique dominée par le quartz (85 à 98%, fig. 233-C). Les argiles sont présentes

en quantités variables variable (2 à 16%), et les minéraux accessoires sont rares (<1%). Il s'agit de Quartzarenites polymodales, texturalement immatures à submatures, pouvant être supermatures. Les grains montrent des contacts droits et concavo-convexes, parfois suturés, attestant d'une importante compaction chimique (fig.233-D). La minéralogie authigène est dominée par le quartz, et regroupe accessoirement illite, chlorite, pyrite, sidérite et dolomite ferrifère.



**Fig.233– A-** Unité IV (« Diamictites ») observée en lumière polarisée analysée, montrant une matrice argileuse, dans laquelle flottent des grains de quartz de taille variée. La matrice montre une veine cimentée par le quartz (Qz) et la sidérite (Sid). **B-** Vue rapprochée d'un débris quartz-sidéritique baignant dans la matrice (LN). C et D- « Grès d'El Goléa » observés en LP. les grès montrent une importante usure mécanique des grains de feldspaths (Fth) et de muscovite (Mus).

# 4.1.5. Discussion

Les grès ordoviciens de l'Ahnet central contiennent des Quartzarenites et des Subarkoses, plus rarement des Grauwackes (unité III-3 et IV). Les paramètres texturaux sont variables, mais montrent une évolution verticale caractéristique. La granulométrie moyenne s'affine et le tri devient meilleur lorsqu'on passe de l'unité III-1 à l'unité III-3. L'unité IV ne montre pas d'évolution caractéristique, ni horizontalement, ni verticalement. La morphoscopie des grains peut être subanguleuse, arrondie, voire même très arrondie, traduisant des degrés d'usure variables. La maturité texturale est plus élevée dans la plupart des Litharenites et Sublitharenites (unité III-1 et la base de l'unité III-2), car le matériel provient en grande partie des sables cambriens remaniés et déjà évolués. Les débris lithiques sont globalement rares, associés uniquement aux faciès les plus proximaux de l'unité III-1 et III-2. Les teneurs en argiles sont très variables, et tendent à augmenter dans les unité III-3 et IV. Les valeurs estimées regroupent à la fois argiles détritiques et authigènes (fig.234).



Fig.234–Composition minéralogique et maturité texturale des réservoirs ordoviciens.

Les feldspaths sont présents en très faibles teneurs, sauf dans l'unité III-1 et l'unité III-3 (« Grès de Ouargla »), où leur importance peut dépasser 12%. Ces feldspaths s'observent généralement en voie d'altération dans l'unité III-1, alors qu'il sont complètement dissouts dans les autres unités, générant de la porosité secondaire. Dans l'unité III-3, une grande partie des feldspaths reste bien préservée.

#### 4.2. Description et quantification des phases diagénétiques

Les phases authigènes observées au sein des grès ordoviciens sont représentées principalement par le quartz, les argiles authigènes, et en moindres proportions par les carbonates (calcite, calcite ferrifère, dolomite ferrifère, sidérite), les sulfates (barytine, anhydrite), la pyrite, et l'oxyde de titane.

#### 4.2.1. Quartz authigène

#### A. Description du quartz authigène

Le quartz authigène a été observé dans toutes les unités ordoviciennes, principalement sous forme d'accroissements syntaxiaux en continuité optique avec les quartz détritiques, remplissant une grande partie du volume poreux intergranulaire. Les auréoles de surcroissances présentent des épaisseurs variant globalement entre 5 et 60µm, et peuvent dans certains cas dépasser 100µm. Elles sont séparer des noyaux détritiques par des inclusions fluides ou par des leur reconnaissance au microscope optique. liserés d'illite, qui facilitent En cathodoluminescence, le quartz de nourrissage montre comme dans le cas des affleurements, deux principales phases de surcroissance quasiment toujours associées ; une première auréole fine, discontinue et opaque (Q1), et une deuxième plus épaisse et fortement luminescente (Q2), englobant partiellement le grain détritique et la phase Q1 (fig.235-A, B). C'est cette dernière qui peut croitre librement dans l'espace intergranulaire entrainant une perte importante de porosité. L'observation de zonations de croissance dans les grès de la l'unité III-1 suggère que la cimentation siliceuse s'est opérée en phases successives, sur une assez longue période de temps. Cette unité montre également une troisième phase (Q3) de surcroissance a été observée (fig.235-C, D). Cette dernière est non luminescente, et se présente avec des caractéristiques proches de celle de la première surcroissance Q1.

La proportion des auréoles de surcroissance est très hétérogène dans chaque unité réservoir, et semble fortement contrôlée par le taux et le mode de distribution des argiles (fig.236-A, B). En effet, dans les zones où les argiles de remplissage de pores sont bien développées, les auréoles de surcroissances sont réduites en termes d'épaisseur (fig.236-C), et tendent dans bien des cas à se raréfier. Ces argiles jouent ainsi le rôle de barrière de perméabilité, inhibant l'accessibilité des fluides de pores chargés en silice aux surfaces exposées du quartz. Cela ne semble pas être le cas pour les argiles de tapissage, qui au contraire ont favorisé le développement des auréoles de surcroissances (fig.236-D, E).

# B. Origine du quartz

La nature du contact entre grains détritiques est dans un grand nombre d'échantillons de type concavo-convexe, attestant de l'importance du phénomène de pression-dissolution intergranulaire. Dans certains cas, la dissolution de quartz augmente de manière considérable, entrainant l'apparition de contacts suturés et microstylolithiques. Ainsi, la principale source de silice est interne et liée la compaction chimique. Ce phénomène diagénétique majeur a été mis en évidence sous deux principales formes : la stylolithisation qui est répartie de manière relativement homogène dans la formation ; et la dissolution de quartz intergranulaire qui est en revanche bien localisée car déclenchée par la présence locale de fines pellicules illitiques ou de paillettes micacées dans les zones de contact entre grains. Les stylolites sont pour leur part formés au niveau de lamines argileuses considérées comme précurseurs (Walderhaug et al., 2006). Ils constituent une source de silice majeure dans les grès étudiés tout comme dans de nombreux réservoirs gréseux à travers le monde (Worden et Morad, 2000).

La quantité de silice libérée à partir des stylolithes peut, selon les bilans de Walderhaug et Bjørkum (2003), former à elle seule entre 4 et 11% de silicification lorsque l'espace entre les stylolites est supérieur à 1m, et entre 10 et 20% de silicification quand les stylolites sont espacés de moins d'1m. Cette relation a été également mise en évidence dans les « Quartzites de Hamra» et autres grès ordoviciens et suit la même tendance que dans leur étude (fig.237). En effet, l'examen des carottes a montré que le nombre des stylolithes au sein des « Quarzites de Hamra » variait entre 2 et 5 par mètre, et qu'il pouvait atteindre exceptionnellement 8 stylolithes par mètre. Les distances interstylolithiques sont ainsi d'ordre décimétrique, voire même centimétrique, ce qui justifie largement le volume de quartz dans la formation.



**Fig.235– A-** Image en CL-MEB, illustrant la présence de deux zonations de surcroisances (Q1 et Q2) au sein des « Quartzites de Hamra » (W-9). **B-** Vue rapprochée de A (image traitée). **C-** Image CL-MEB d'un échantillon pris dans l'unité III-3 (W-9), illustrant le nourrissage des quartz et des débris lithiques (D1). La source des surcroissances est associée au stylolithe (Sty). **D, E-** Aspect des surcroisances dans l'unité III-1. Notons l'apparition d'une troisième phase (Q3) non luminescente, et la bonne expression des stries de croissance. F- Auréoles de surcroisances dans l'unité III-2 (W-9). Notons l'importante fracturation des grains et la cimentation des fractures par le quartz.

La dissolution intergranulaire du quartz dans les grès ordoviciens ne semble pas liée à la profondeur, car un grand nombre d'échantillons appartenant à unité III-1, ne montrent pas de figures de compaction chimiques, mais des phénomènes de néoformation liés à la déstabilisation de grains fragiles. La dissolution du quartz semble plutôt influencée (catalysée)

par la présence de coatings illitiques et de paillettes de micas aux points de contact entre grains. La présence de ces minéraux provoque des variations dans la chimie interstitielle, qui devient proche de celle des argiles, favorisant la dissolution du quartz et sa diffusion vers les niveaux gréseux propres et moins compactés (zones de moindre pression). Le fait que la cimentation siliceuse soit dépendante des surfaces exposées du quartz (sites de nucléation), cela montre que l'étape de « précipitation » constitue un facteur de contrôle important dans le processus de cimentation (Rimstidt et Barnes., 1980 ; Walderhaug, 1994).



**Fig.236–**Effet de la répartition des argiles sur le développement des surcroissances de quartz. **A**-Image prise en LN dans l'unité III-2 (W-9). **B**- Même champ de vision vu en LP. **C**- Inhibition du développement des stries de croissance (Zc) par l'illite de remplissage de pores. **D**, **E**-Développement de zonations de croissance en présence d'illite de tapissage de grains.

Les sources internes d'ordre secondaire regroupent les réactions d'altération des feldspaths et de déstabilisation des micas, et les réactions argileuses, notamment celles qui permettent l'aggradation des smectites et de kaolins en illite. Une source externe associée aux réactions argileuses opérant dans les mudrocks (formation « d'Azzel-Tiferouine », « Diamictites » et les intercalations argileuses des « Grès de Ouargla ») est également envisageable, car l'observation des carottes a montré que les réservoirs deviennent plus cimentés (indurés) à proximité des intervalle argileux.


**Fig.237**–Augmentation du volume des surcroissances à proximité des stylolithes. A- Echantillon de carotte, prélevée dans les « Quartzites de Hamra (W-9), montrant des drapages stylolithiques où se concentrent des argiles riches en matière organique. observé sous binoculaire (binoculaire). **B**-Même échantillon de roche observé en LN. **C**, **D**- Images BSE et CL prise dans le même échantillon. La zone interstylolithique parait fortement cimentée. **E**, **F**-Image en BSE et carte chimique d'un échantillon de «Quartzites» montrant de la pression-dissolution par stylolithisation. Notons l'augmentation du volume de quartz au dessus du stylolithe (Sty).

## 4.2.2. Argiles authigènes

Les argiles authigènes sont présentes avec des proportions très variables d'un réservoir à l'autre, et au sein d'une même unité stratigraphique. Elles sont globalement plus élevées dans l'unité glaciaire (jusqu'à 18% dans les « Grès d'El Goléa » et 54% dans les « Diamictites »), certaines partie de l'unité III-3 (jusqu'à 18%), et dans les grès constitutifs des la « Zone des alternance » (jusqu'à 15%). Elles tendent généralement à se raréfier dans la formation des « Quartzites de Hamra » et les « Grès de Ouargla ». La variation de l'argilosité au sein d'une même unité réservoir semble dépondre du mode d'expression des minéraux argileux. Les argiles de tapissage de grains et de pores présentent généralement les plus faibles teneurs (<4%), alors que les argiles de pseudomorphose et de remplissage de pores présentent les valeurs les plus élevées (jusqu'à 25% ou même plus).

• **L'illite** domine très souvent le cortège argileux, et constitue avec le ciment siliceux la principale cause de perte de porosité. Elle a été observée dans tous les puits, avec différents modes d'expression : en tapissage de grains « *coating* »(fig.238-A à C) et de parois de pores « pore-lining » (fig.238-D,E), en remplissage de pores « pore-*filling* » (fig.238-F,G), en remplacement de feldspaths potassiques (fig.239-A, B), de plaquettes de muscovite (fig.239-C,D), et de kaolinite (particulièrement dans le cas de l'unité III-1, fig.239-E), et plus rarement en remplissage de microfractures (fig.239-F). Les données DRX ont montré également l'association de l'illite aux interstratifiés illite/smectite (stade intermédiaire entre l'illite et la smectite, fig.240). Cette aggradation est un exemple classique de la diagenèse argileuse profonde.

L'illite de tapissage de grains se développe dans les faciès qui ont connu une importante pression-dissolution. Son association aux surcroisances de quartz indique qu'elles sont en moins en partie contemporaines. L'illite de remplissage de pores provient en grande partie de la déstabilisation des grains fragiles (feldspaths potassiques, muscovites) et se développe dans les zones les moins affectées par la compaction chimique (exemple de l'unité III-1). Cette forme d'illite est tardive par rapport aux surcroissance de quartz. L'illite qui provient de la transformation des kaolins présente une texture en plaquettes et en blocs organisées typiquement en accordéons (type vermiculaire). Cette forme d'illite remplie les espaces intergranulaire ainsi que les pores de dissolution. Son origine est contemporaine de la pression-dissolution. L'illite de remplissage de fractures est postérieure aux surcroissances de quartz. L'illite qui provient de la transformation des smectites, passant par le stade Interstratifiés (I-M) est une réaction mésodiagénétique, qui se fait à des températures variant entre 70°C et 120°C (le développement maximal se fait entre 120° et 140°C), et qui consiste en une perte d'eau, une adsorption de K<sup>+</sup> et un réarrangement des ions au sein des feuillets (Boles et Franks, 1979; Buller et al., 2005).

• La chlorite a été détectée au MEB et par l'analyse radiocristallographique, qui ont montré sa présence dans l'unité glaciaire (W-1, W-6 et W-7) et dans la partie sommitale de l'unité III-3 (W-6, W-7), où elle s'associe à l'illite pour tapisser les grains et remplir les pores (fig.241-A à C). Elle pseudomorphose de biotite détritique (fig.241-D). Dans les intervalle argileux qui constituent les diamictites, la chlorite constitue une phase prédominante (fig.241-E, F), et s'observe même dans les veines et les microfractures (fig.241.G, H).

La chloritisation des biotites débute dans la télodiagenèse, bien avant l'affleurement, et est sans doute active au cours de la mésodiagenèse, et assez discrète lors de l'éodiagenèse (Galloway, 1984). Elle est à l'origine des masses opaques, finement grenues qui colmatent les espaces interstitiels. La chlorite observée en association avec l'illite de tapissage et de remplissage de pores est sans doute mésodiagénétique. Elle se forme dans un milieu alcalin et réducteur, dans des conditions de températures élevées (165°C–200°C), lors de l'aggradation des interstratifiés (I-M) en illite (Hillier, 1994). La chlorite associée aux structures cassantes est tardive, et provient des réaction diagénétique opérant dans les diamictites (compaction chimique).





W-9: Unité III-2

**Fig.238–** *A***-** Illite de tapissage de grains observée en lumière polarisée analysée. **B**- Illite (ill) de tapissage à morphologie filamenteuse observée au MEB. **C**- Illite filamenteuse englobée dans une auréole de surcroissance (MEB). **D**- Illite tapissant les pores et les surcroissances de quartz (Qz) (porosité intergranulaire en noir, MEB). **E**- illite fibreuse de tapissage, s'épaississant relativement dans le pore (MEB). **F**- Illite de remplissage de pores (BSE). **G**- Carte chimique illustrant le remplissage des espaces intergranulaire par l'illite.



**Fig.239** – *A*- Transformation de feldspath "Fth" potassique en illite "ill" (MEB). **B**- Illite associée u un feldspath dissout (BSE). **C**- Illite issue de la déstabilisation de muscovite "Mus" (MEB). **D**- transformation de muscovite en illite (BSE). **E**- Illite à texture kaolinitique (BSE). **F**- Illite de remplissage de fractures (MEB).



**Fig.240-** Evolution de la minéralogie argileuse dans les réservoirs ordoviciens de l'Ahnet central. (Les exemples dévolution verticale sont donnés par les puits W-6 et W-9).



W-1: Unité IV

**Fig.241– A-** Tapissage des grains par un assemblage chlorite-illite (MEB). **B-** Chlorite (Ch) en rosaces et plaquettes tapissant les surfaces de quartz (MEB). **C-** Plaquettes de chlorite en remplissage de pores. **D-**Pseudomorphose de biotite détritique. **E-** carte chimique établie dans un échantillon de "Diamictites" illustrant la teneur élevée de la chlorite (en jaune). **F-** EDX du même échantillon. **G-** Remplissage de veine par des feuillets de chlorite (BSE-EDX). H- Carte chimique du même échantillon.

### 4.2.3. Dissolution des feldspaths détritiques

Les espaces poreux observés dans les réservoirs ordoviciens ne sont pas primaires, ayant échappé à la destruction par cimentation ou par compaction, mais secondaires, générés par la dissolution de feldspaths détritiques (fig.242). Les pores de dissolution sont souvent isolés, de taille équivalente aux grains détritiques voisins, mais peuvent, dans certains cas, être interconnectés, parfois par le biais de fines microfissures transgranulaires ouvertes. Leur quantification est souvent difficile en raison des précipitations ultérieures de minéraux authigènes. L'estimation visuelle montre que la porosité varie globalement entre 3-12% dans l'ensemble des échantillons.

Les pores secondaires peuvent être, selon les cas, totalement ou partiellement tapissés d'illite, de carbonates de fer, de pyrite, d'oxydes de titane ou de barytine (fig.243). Leur création doit être contemporaine ou postérieure à la pression-dissolution, comme le laisse suggérer le développement des réseaux secondaires dans des niveaux où les contacts entre grains détritiques sont concavo-convexes et stylolithiques. Les fluides dissolvants doivent soit d'origine mésodiagénétique, associés à la décarboxylation de la matière organique dans les niveaux roches mères (une réaction qui devient importante à partir de 100°C, Surdam et al., 1989), soit d'origine télodiagénétique associés à un lessivage par des eaux météoriques.



**Fig.242-**Dissolution de feldspaths potassiques et création de porosité secondaire dans les réservoirs ordoviciens de l'Ahnet central. **A-** Feldspath potassique partiellement dissout (BSE-EDX). **B-** Grains détritiques complètement dissouts apparentés à des feldspaths potassiques. Les grains présentent des formes et des dimensions très proches des grains environnants. **C-** Carte chimique d'un feldspath dissout montrant le remplissage du pore par l'illite et des inclusions d'oxydes de titane. **D-** EDX du même échantillon.



Fig.243. A- Remplissage de la porosité de dissolution par l'oxyde de titane (BSE, W-5, Unité III-2). B- Cristaux isolés de barytine remplissant les espaces secondaire (BSE, W-5-Unité III-2). C- Carte chimique montrant la coexistence de cristaux de calcite ferrifère, de barytine, de gypse et d'illite dans les pores de dissolution (W-9, Unité III-3). D- EDX du même échantillon. E-Images BSE et EDX associés, illustrant la précipitation de calcite ferrifère, d'illite et de barytine dans les pores secondaire (W-6, Unité III-3).

### 4.2.4. Carbonates

Le ciment carbonaté constitue dans la majorité des puits une phase accessoire, et tend à se développer relativement dans l'unité IV, où il est essentiellement représenté par la dolomite ferrifère et la sidérite (fig.244). Il est souvent représenté par des cristaux isolés de calcite ferrifère, dolomite ferrifère ou de sidérite obturant les espaces poreux, et corrodant les grains détritiques. Il peut également se présenter sous forme résidus concentrés le long des stylolithes. Il constitue avec le quartz authigénique les principales phases de remplissage des microfractures et des fentes de tension, notamment dans l'unité III-3 (W-9) et l'unité IV (W-1).

la calcite est tardive ne montre pas de traces de dissolution. Dans les grès cambro-ordoviciens l'absence apparente d'une source de calcium conduirait à penser que le calcium composant cette calcite proviendrait d'un fluide marin ou météorique. Cependant, la calcite s'est formée à une profondeur d'au moins 2000 m d'après l'histoire de l'enfouissement et la paragenèse, profondeur à laquelle les échanges de fluide avec la surface sont peu envisageables. Selon Makhous (2000), dans d'autres bassins paléozoïques de la plate-forme saharienne la calcite est d'origine marine précoce, et aurait été dissoute par l'acidification liée à l'évolution de la matière organique dans les roches mères, puis recristallisée tardivement dans des conditions moins acides. Cette dernière hypothèse est privilégiée dans le champ étudié car la calcite est observée uniquement dans le puits 3 qui a subi une diagenèse post-silicification moins acide que dans la plupart des autres puits

**La dolomite ferrifère** est le ciment carbonaté le plus communément observé. Ce ciment thermodynamiquement stable, est généralement associé à la pyrite, à la barytine et aux bitumes le long des microfissures. Il occupe quelques fois les espaces secondaires créant des barrières de perméabilité. Son origine est à rechercher soit dans la transformation de la calcite éodiagénétique ou plus probablement à la décarboxylation de la matière organique (migration des HC) (Irwin et al; 1977). Une provenance associée à des circulations de fluides est également envisageable.

➤ La sidérite a été observée sous forme de remplissage de pores. Sa précipitation a été probablement favorisée par l'interaction du fer libéré de la chlorite, avec le carbone provenant de la dégradation de la matière organique lors du mécanisme de sulfato-réduction (Irwin et al ; 1979). Elle pourrait également provenir de la libération des composés de fer et de Mg lors de l'illitisation des interstratifiés (I-M) à des températures supérieures ou égales à 100°C (Irwin et al ; 1977).

**La** *pyrite* a été également observée en faibles proportions, sous forme fromboïdale associés à des débris de matière organique, ou en petits cristaux cubiques au sein des réseaux poreux et des microfractures (fig.245). Il peut s'observer également sous forme de ciment éodiagénétique inhibant l'interpénétration des grains détritiques. Cette forme de pyrite ainsi que la forme fromboïdale résultent probablement de la réduction microbienne des sulfates en présence du fer libéré par la chlorite et la sidérite. Les cristaux de forme cubique sont d'origine tardive, et seraient probablement associés à la réduction du ciment ferrugineux en présence des hydrocarbures (Elmore et al ; 1987, Burley et Worden; 2003).



Fig.244- Les différentes formes de ciment carbonaté observées dans les grès ordoviciens.



**Fig.245–** Les différentes formes de ciment siliceux associées aux grès ordoviciens de l'Ahnet central. (A) Image au MEB, illustrant une pyrite fromboïdale emballée dans une illite filamenteuse (B). BSE-EDX illustrant des cristaux cubiques de pyrite dans un pore secondaire. (D) : association pyrite-illite filamenteuse au sein des pores secondaires. (C) Image prise en LR, montrant le colmatage partiel d'une microfissure par la pyrite. (D). Image prise en LR montrant un ciment pyriteux précoce dans lequel baignent les grains détritiques.

#### 4.2.5. Sulfates

Les sulfates sont représentés par de petits cristaux de barytine, remplissant les espaces poreux secondaires (fig.246) et les microfractures (fig.247). Leur origine tardive est probablement liée à la circulation d'eaux perascendum chargées en sulfates, provenant de la compaction argileuse, ou de la décomposition des feldspaths (le *Barium* est un des éléments constitutifs des feldspaths). La substitution du potassium par le baryum est courante dans les feldspaths potassiques. S'il y a présence de sulfate dans le milieu, lors de la dissolution des feldspaths le baryum est libéré et comme la barytine (BaSO4) a une solubilité très faible, elle précipite alors à faible distance.



Fig.246- Colmatage partiel des pores de dissolution par la barytine. A- Unité III-2. B- Unité III-3.



#### 4.3. Déformation cassante

La fracturation avait exercé une influence majeure sur l'histoire de la diagenèse des grès ordoviciens, par l'augmentation des sites de précipitation des ciments et en offrant des voies d'écoulement aux fluides, favorisant la création de porosité secondaire et le développement de réservoirs à double porosité. L'examen microscopique des échantillons de carottes a montré une relation très étroite entre la fracturation et la cimentation siliceuse. Cela est probablement dû au fait que les fractures constituent des sites favorables (surfaces fraiches et propres) pour la nucléation du quartz, en comparaison avec les surfaces granulaires, qui sont souvent enrobées d'argiles (*coating*) ou présentent des irrégularités inhibant la précipitation de ce ciment. Les fractures, en fournissant ces surfaces propices vont donc favoriser l'augmentation du volume global du quartz, et modifier les propriétés mécanique des réservoirs.

#### 4.3.1. Description des fractures

Les fractures observées dans les réservoirs ordoviciens présentent des morphologies, orientations, ouvertures et distributions variées, et peuvent selon les cas, être ouvertes, partiellement ouvertes ou scellées par le quartz authigène et autres ciments accessoires comme les carbonates de fer, l'illite, la chlorite ferrifère, la barytine, la pyrite et l'oxyde de titane. Leur répartition (et densité) ne semble pas contrôlée par la nature de l'environnement sédimentaire ou la profondeur d'enfouissement, mais par la proximité des systèmes de failles qui affectent le champ, comme le laisse suggérer l'augmentation de la densité de fracturation dans les puits situés sur le décrochement majeur (W-1 et W-9).

# **4.3.2.** Fractures intragranulaires (à l'échelle de grains individuels)

Ce type de fractures est souvent invisible en microscopie classique en raison de sa continuité optique avec les grains détritiques, mais peut être reconnu grâce à la présence de trains d'inclusions fluides à l'échelle de grains individuels. Il montre en cathodoluminescence des morphologies variées pouvant être à traces droites ou prismatiques, avec des ouvertures maximale tournées vers la zone de contact entre grains (fig.248). Le caractère non luminescent du quartz de remplissage rappelle celui des premières surcroissances de quartz, suggérant une même signature géochimique (précipitation du quartz à partir d'un même fluide parent). Dans les grès déformés, la multiplication des microfractures intragranulaires et leur cimentation consécutive par le quartz authigène entrainent souvent l'augmentation du volume granulaire (expansion). Dans les stades extrêmes de déformation cassante, la fragmentation intense le long des zones de contact entraine la perte totale des pourtours originels des grains, et le déplacement des particules résultantes les unes par rapport aux autres. Il en résulte la modification des textures sédimentaires (diminution de la taille des grains, et détérioration de leur tri), et l'altération des caractéristiques pétrophysiques des roches (diminution de la capacité d'écoulement des fluides). Ce processus est très actif à proximité des zones de failles (W-1 et W-9).



**Fig.248-**Photos BSE-CL prises dans les puits (W-9, W-1, W-7 et W-6) montrant les différentes morphologies de microfractures intragranulaires observées au sein des réservoirs ordoviciens. **A**: microfractures à aspect prismatique. **B**: microfractures à traces droites. **C**: microfractures en échelons, parfois associées à des golfs de dissolution cimentés par la silice (flèches jaune ou par le TiO2 (flèche rouge). Notons la présence d'indices de déformation plastique (flèche bleue). Certains grains présentent une déformation cataclastique avec préservation de leur pourtour originel (exemple du 2<sup>ème</sup> et du dernier grain de la catégorie B).

### **4.3.3.** Fractures transgranulaires (à l'échelle de plusieurs grains) Plusieurs types de fractures peuvent s'inscrire au sein de cette catégorie ;

(1) Des fractures transgranulaires à traces fines, parfois organisées en échelon, pouvant être remplie de quartz, de matière organique pyritisée (bitumes), d'oxyde de titane, de barytine ou d'illite (fig.249). Leur origine mésodiagénétique, serait probablement contemporaine ou postdate légèrement la mise en charge du bassin.

(2) Des fractures transgranulaires s'initiant aux points de contacts entre grains, où la contrainte effective est maximale, et se développant le long des lignes de contacts. Ces fractures peuvent dans certains cas former des chenaux anastomosés et fragmenter suffisamment la roche, pour produire des déformations comparables à celles intervenant dans les bandes de déformation cataclastiques (fig.250). Ces systèmes de fractures sont souvent cimentés par du quartz à texture en crack-seal, plus rarement par les carbonates de fer. Les relations de recoupement suggèrent qu'elles sont d'origine tardive, postérieure à la compaction chimique et aux surcroissances de quartz.



**Fig.249**: Illustration de fractures transgranulaires à traces fines observées au sein de l'unité III-12. **A-** Image CL-BSE illustrant des fractures transgranulaires colmatées par le quartz authigène. **B-**Sucre de carotte montrant la coexistence de fines fractures remplies de quartz (Qz) et de bitumes (Bi). **C-** Fracture transgranulaire remplie de matière organique pyritisée observée en LR. **D-** Carte chimique d'un échantillon de carotte révélant des fractures transgranulaires partiellement colmatées par l'oxyde de Titane (Unité III-2). **E-** Carte chimique et EDX d'une fracture transgranulaire remplie d'illite et d'inclusions de carbonates. **F.** Image MEB illustrant le remplissage partiel d'une fracture transgranulaire par l'illite fibreuse.



**Fig. 250-** Fractures transgranulaires coalescentes, typiques des zones de déformation cataclastique (CL-BSE). Les différents tons de luminescence témoignent de signatures géochimiques variées (plusieurs épisodes de fracturation).

(3) Des veines ouvertes d'extension métrique, montrant des minéralisations de nature essentiellement quartzitique, pouvant admettre des ciments accessoires de nature carbonatée (calcite ferrifère, dolomite ferrifère, sidérite), chloriteuse ou sulfatée. Ces veines recoupent généralement les stylolithes stratiformes, traduisant une origine tardive, postérieure à la compaction chimique. Leur association fréquente à des slicolithes (stylolithes d'origine tectonique, recoupant la stratigraphie à angle fort) indique qu'elles sont liées à un épisode de déformation.

Dans les « Quartzites de Hamra », les veines présentent des minéralisations de nature exclusivement quartzitique (fig.251-A, B). Les cristaux néoformés peuvent être plus moins equidimensionnels (texture de type "blocky") avec des orientations aléatoires (fig.251-C), ou relativement allongés (texture de type "elongate blocky"), montrant des évidences de compétition de croissance, contrôlées par l'orientation cristallographique des grains qui soulignent les épontes (fig.251-D, E). La croissance cristalline est toujours syntaxiale, dirigée des parois vers le centre des veines. Dans les textures "elongate blocky", les faces cristallines orientées dans la direction de croissance générale, sont plus développées que celles des cristaux défavorablement orientées, donnant lieu à une espèce de ponts quartzitiques isolés (quartz bridges), qui se projettent d'une paroi à l'autre, préservant de la porosité résiduelle. Ce sont ces ponts qui contiennent les textures en crack-seal, attestant du caractère syncinématique du quartz (contemporain de l'ouverture du quartz), et gardant en mémoire l'histoire d'ouverture et de fermeture des fractures.

Les observations en cathodoluminescence associée au MEB ont révélé une relation étroite entre la taille de l'ouverture des veines et la texture du ciment siliceux *in situ*. En effet, lorsque les ouvertures sont d'ordre inframillimétrique, les veines sont totalement scellées, et le quartz de remplissage montre des textures uniformes, correspondant à une seule ouverture incrémentale. Lorsque les veines sont plus larges, les textures en crack-seal développées, enregistrent plusieurs évènements d'ouverture, et la porosité résiduelle est localement préservée (fig.252). Le volume du quartz doit dépendre d'un certain nombre de paramètres incluant la vitesse de croissance de la veine, la température (variation locale du gradient géothermique), le temps de résidence du fluide dans la veine, son état de saturation du fluide par rapport au quartz, ainsi que les cinétiques de précipitation.



Fig. 251- Principales caractéristiques des veines observées au sein des « Quartzites de Hamra ». A et B-Sucre de carottes (W-5, W-9), illustrant des veines ouvertes à quartz automorphe, recoupant des stylolithes stratiformes (St), et associées à des slicolithes (Sl). C- Image MEB (W-9) illustrant une veine quartzitique à texture "blocky". D- Image MEB (W-5), illustrant une veine de type "elongate blocky". E- Image prise LN dans une veine poreuse de type "elongate blocky".



**Fig. 252-** Image prise en CL-BSE dans un échantillon de « Quartzites », illustrant le développement de textures en crack-seal (Cs) dans les grandes fractures (veines), avec préservation de porosité résiduelle (Phi).

Dans l'unité III-3, les veines sont souvent recoupées par des slicolithes (fig.253-A, B), et montrent des textures variées, pouvant être primaires, de type *"blocky"* ou *"elongate blocky"* (fig.253-C), ou secondaire (recristallisation de textures primaires), dans lesquelles le quartz néoformé ne montre aucune évidence de *crack-sealing*, et remplace une phase précoce de nature carbonatée (fig.253-D), que l'on rencontre également le long des pores secondaires.

L'origine mésodiagénétique tardive de cette phase de carbonatation est à rattacher soit à la recristallisation de minéraux carbonatés préexistants, où à la percolation d'un fluide évolué, chargé en calcium, et qui serait probablement associé à la migration des hydrocarbures dans le champ (Morad, 1998 ; Rossi et al., 2001). Cette dernière hypothèse est la plus plausible car les grès constitutifs de ce réservoir sont encadrés par les argiles ordoviciennes supérieures réputées pour constituer des roches mères secondaires dans le bassin. Certaines veines montrent une combinaison de textures à la fois de type *"elongate blocky "et "stretched "* (fig.253.E, F), dans lesquelles le quartz apparait en cristaux très allongés, sans indices de compétition cristalline, remplissant la totalité des espaces ouverts, agissant négativement sur les propriétés hydrauliques des fractures. Dans ces veines la porosité résiduelle peut est souvent occupée par un ciment tardif de nature carbonatée (calcite ferrifère) ou sulfatée (petits cristaux de barytine).



**Fig. 253-** Quelques illustrations des veines observées au sein du réservoir III-3. **A** et **B**- Veines à quartz recoupant les stylolithes stratiformes et recoupées par des slicolithes. **C**- Veine quartzitique à texture primaire ("blocky"). **D**- Veine à texture secondaire (remplacement de la calcite ferrifère par le quartz authigène). **E** et **F**- Veines à textures combinées ("elongate blocky" et "stretched"), montrant un changement dans l'orientation cristalline du quartz (donc de la direction de contraintes). **G**- Image prise en CL, illustrant le remplissage des pores résiduels de la veine par des cristaux allongés de calcite ferrifère. **H** et **I**- BSE-EDX et carte chimique du même échantillon.

Ainsi, par opposition aux veines développées dans les « Quartzites de Hamra », et qui sont restées ouvertes, la plus grande partie des veines dans l'unité III-3 montre la précipitation d'un ciment carbonaté tardif (postcinématique) dans les pores résiduels, agissant très négativement sur les propriétés d'écoulement des fractures.



Les veines observées dans l'unité IV sont limitées en grande partie aux faciès distaux périglaciaires (fig.254). Ces veines présentent des extensions d'ordre métrique et des

**Fig.254-** *A* et **B**- Echantillons de carottes portant des veines composites développées dans des faciès périglaciaires distaux (diamictites). Les veines montrent plusieurs ouvertures incrémentales et des ciments variés pouvant être de nature quartzitique (Qz), sidéritique (Sd) ou chloriteuse (Ch). *C*-Sucre de carotte montrant une veine poreuse syntaxiale à remplissage quartzitique. *D*-Carte chimique de la veine composite dans la figure (A). *E*- Image MEB d'ne veine à quartz et chlorite ferrifère. *F*- BSE-EDX d'une veine composite à quartz et chlorite ferrifère. *G*- Carte chimique dans une veine composite à quartz et sidérite. *H*- Carte chimique montrant la présence au sein de la matrice rocheuse des mêmes précipités chimiques développés au sein des veines.

ouvertures cinématiques qui peuvent dépasser le centimètre. Elles peuvent être de nature quartzitique comparable à celles décrites dans les « Quartzites de Hamra », ou composites, montrant plusieurs stades d'ouverture, auxquels sont associés par ordre d'apparition : sidérite, chlorite ferrifère et quartz mésocristallin. Dans ce dernier cas, les caractéristiques hydrauliques des fractures sont très altérées. Les cartes chimiques réalisées dans ces faciès ont confirmé l'existence de ces trois composants chimiques dans la matrice, ce qui confirme dans ce cas la relation étroite qui relie la formation des veines au processus de pression-dissolution (matériel provenant essentiellement de la compaction de la matrice).

(4) De fines fractures transgranulaires ouvertes, recoupant toutes les générations de fractures précédemment décrites (fig.255). Cet épisode de fracturation tardif correspond soit à des structures d'endommagement mécanique, soit à des fractures naturelles ouvertes, associées aux phases tectoniques qui ont marqué l'histoire d'évolution de la région après l'Hercynien.



**Fig.255-** Illustration de fractures tardives ouvertes observées au sein des réservoirs ordoviciens. **A** et **B-** Fracture ouverte le long de joints stylolithiques (LN). **C-** Photo MEB d'une petite fracture transgranulaire ouverte postadant une veine à quartz. **D-** Vue rapprochée de la petite fracture.

# 4.3.4. Déformation des veines

Le quartz de remplissage d'un grand nombre de veines ordoviciennes montre des indices de déformation se manifestant par des microstructures révélatrices de recristallisation dynamique, et de processus de cataclase, témoignant d'un broyage relativement intense. La plasticité cristalline du quartz est matérialisée par des extinctions onduleuses, la création de sous-grains de forme irrégulière, et s'accompagne dans certains cas par la migration des joints de grains (fig.256). Elle témoigne d'une rupture cassante dans des conditions thermiques assez élevées, typiques de la zone métamorphique à faible intensité (250°> T°> 400°C, Passchier, 2005). Les textures cataclastiques sont variables, caractérisées dans les zones fortement broyées par la précipitation de minéraux argileux telle que l'illite. Pour leur part, les carbonates (principalement calcite ferrifère) se développent plutôt sporadiquement en plages irrégulières, en plus de suivre le développement des minéraux argileux.



**Fig.256-** Microstructures indicatrices de la déformation des veines ordoviciennes. **A-**Plasticité cristalline du quartz de remplissage des veines (unité III-3, LP). **B-** Développement de cataclases et précipitation de calcite ferrifère dans les bandes de déformation (unité III-3, LP). **C, D-** Association illite-cataclases (Unité III-3, unité III-2, LP). **E, F-** Recoupement du quartz de remplissage des veines par les cataclases (unité IV, unité III-2, CL). **G, H-** Bandes de déformation cataclastiques recoupant les veines quartzitiques (unité IV, LP, CL). **I** à **K-**Images MEB prises dans des échantillons cataclastiques ("I et J" dans l'unité III-2, "K" dans l'unité IV).

### 4.4. Analyse des inclusions fluides

Les inclusions fluides piégées dans les zonations de croissance du quartz de fractures gardent leurs signatures en pression-température ainsi qu'en composition associée à la cristallisation de ce minéral (Poty et al., 1976; Bodnard, 1993). Leur caractérisation par les méthodes pétrologiques, microthermométriques (mesure des différentes transitions de phases lors des cycles de chauffage et de refroidissement d'inclusions individuelles), et par la spectroscopie Raman (détermination de la composition et de la concentration des constituants) ont permis d'estimer les conditions de piégeage du fluide parent, et par conséquent les conditions de mise en place de la minéralisation.

Les observations pétrologiques ont montré des inclusions de forme variées, se répartissant indifféremment au sein du quartz authigène. Il est possible d'en distinguer deux types principaux: (1) des inclusions monophasées (en grande partie liquides) de petite taille (1- $5 \mu m$ ) empêchant par endroits des mesures de précision, et (2) des inclusions biphasées assez abondantes, de taille variable ( $5-20 \mu m$ ), dans lesquelles la phase liquide est toujours dominante (rapport liquide/vapeur "Rv" oscillant faiblement entre 5% et 10%). Une grande partie des inclusions observées est d'origine pseudo-secondaire (formées pendant les derniers stades de la croissance cristalline), et possède des formes subarrondies, plus rarement irrégulières.

Les mesures microthermométriques ont été réalisées sur de petits fragments de 3 à 8 mm extraits à partir de sections épaisses (85 -150  $\mu$ m) provenant d'échantillons du puits W-1 (1977.5 m) et W-9 (1401 m). Le principe des cycles (Roedder, 1984) a été adopté pour mesurer les Th afin de s'assurer de l'exactitude des températures. Il consiste à refroidir légèrement l'IF lorsque l'homogénéisation semble atteinte et d'observer ensuite son comportement. Si l'homogénéisation a bien été atteinte, la bulle de vapeur réapparaît brusquement à une température inférieure d'au moins à une dizaine de degrés par rapport à la température d'homogénéisation. En revanche si l'homogénéisation n'a pas été atteinte, la bulle de vapeur réapparaît immédiatement lors du refroidissement et grossit progressivement en suivant le chemin inverse du réchauffement. La succession de ces cycles a donc été effectuée pour déterminer les températures d'homogénéisation. Seules les inclusions dont les Th ont pu être mesurées avec précision ont été prises en compte (N=261 pour l'unité III-3 et 235 pour l'unité IV).

Les mesures de Th varient dans de larges intervalles entre 140° et 277,8 °C pour l'unité IV, et entre 150° et 220°C pour l'unité III-3, avec un mode très net situé dans les deux cas autour de 190°C (fig.257). Ces températures considérées comme indicatrices des températures minimales de cristallisation du quartz dans les veines, traduisent des conditions mésodiagénétiques tardives. Cette hypothèse est appuyée par le fait que les inclusions fluides ne présentent aucun indice de déformation ou de rééquilibrage thermique postérieur à leur formation, comme le laisse suggérer un certain nombre de paramètres dont : (1) la petite taille des inclusions (la plupart des inclusions fluides analysées mesurent moins de 6  $\mu$ m, elles sont donc relativement résistantes au rééquilibrage thermique), (b) les plus fortes valeurs qui caractérisent les températures d'homogénéisation en comparaison avec les températures actuelles obtenues aux mêmes profondeurs, (c) l'association très peu fréquente des inclusions fluides tardives dans une même zone, traduisant la possibilité d'étranglement des inclusions fluides (Tournier, 2010).

Les températures de fusion de la glace (eutectique), qui donnent des indications sur la composition des différents fluides en présence montrent des valeurs comprises entre -4,3°C et - 1,4°C. Ces températures sont reliées à la salinité par différentes équations empiriques calculées à partir d'inclusions fluides synthétiques (Potter et al., 1978; Bodnar, 1992). Elles indiquent de faibles salinités, de l'ordre de 2 à 4% équivalent NaCl.



*Fig.257- Températures d'homogénéisation des inclusions fluides situées dans le quartz des veines ordoviciennes analysées (W-9 : unité III-3, et W-1 : unité IV).* 

Les analyses réalisées en spectroscopie Raman ont montré que toutes les veines ordoviciennes renfermaient du méthane (CH-4), avec la présence accessoires d'autres gaz tels que le CO2, le N2 et le H2O (fig.258). Aucune fluorescence des inclusions fluides n'a été détectée par observation sous illumination UV.

Le calage des données d'inclusions fluides par rapport au modèle thermique du champs a permis de fournir des contraintes sur l'âge de l'épisode de déformation responsable de la formation de ces veines, et qui serait Carbonifère supérieur (période hercynienne précoce).

L'analyse des veines affectant la formation des « Quartzites de Hamra» n'a pu être entamée pour une raison de temps, mais il est permis de supposer qu'elles soient mises en place à la faveur d'un même événement. Cette hypothèse est confortée, outre les caractéristiques texturales et les signatures géochimiques, par la présence des même types d'inclusions dans les différentes veines à quartz ordoviciennes.



Fig.258- Bilan Raman obtenu dans la veine à quartz de l'unité IV.

# 4.5. Isotopie de l'oxygène

Les compositions isotopiques des minéraux authigènes couplées à leur température de cristallisation permettent de déterminer la signature isotopique initiale ainsi que l'âge du fluide minéralisateur (parent) impliqué dans leur formation. Dans cette étude, l'isotopie de l'oxygène a porté essentiellement sur des concentrés de quartz de fracture, sélectionnés à la main sous la loupe binoculaire afin de s'assurer de leur pureté. Ainsi, six analyses ont été analysées au Laboratoire d'isotopes stables de l'Université du Michigan, en partenariat avec le Professeur Zachary Sharp. Les valeurs d180 SMOW obtenues sont comprises entre 14.28 et 16,71 ‰ pour les unités III-2 et IV, et entre 8.93 ‰ et 18.65 ‰ pour l'unité III-3 (fig.259).



**Fig.259-**Diagrammes de fractionnement isotopique de l'oxygène entre le quartz et l'eau en fonction de la température (d'après l'équation de fractionnement de Zheng, 1993), appliqués aux valeurs mesurées dans le quartz des veines des puits W-5, W9 et W-1.

L'utilisation de l'équation de fractionnement de Zheng (1993), nous a permis d'obtenir les valeurs d180 SMOW du fluide parent, en combinant le d180 SMOW des cristaux de quartz et les températures d'homogénéisation obtenues dans les mêmes cristaux :  $\begin{array}{l} 1000 \mbox{ ln a (quartz - eau) = 4,48 (106 . 1/T2) - 4,77 (103 . 1/T) + 1,71 \\ a (quartz - eau) = d180 \mbox{ SMOW (quartz) + 1000 / d180 \mbox{ SMOW (eau) + 1000} \\ a : coefficient de fractionnement T : température en °K \end{array}$ 

Les courbes de fractionnement isotopique de l'oxygène obtenues d'après l'équation de Zheng (1993) sont présentées dans les figures 259, 260. Ces courbes montrent que les valeurs d180 du fluide parent sont comprises entre  $+5\%_0$  et  $+7\%_0$  dans le cas des « Grès d'Oued Saret » (unité III-3) pour des températures d'homogénéisation variant entre 186.4°c et 200°C, traduisant un fluide évolué (diagénétique). Les valeurs d180 comprises entre  $-4,9\%_0$  et  $-2,3\%_0$ , obtenues pour les mêmes gammes de température sont manifestement erronées et ne sont pas représentatives d'une composition différente (météorique) de fluides, car il s'agit d'un échantillon prélevé dans la même veine (à 10 cm du premier). Les valeurs d180 SMOW du fluide parent ayant permis la précipitation du quartz dans les veines de la formation Tamadjert (unité IV) sont comprises entre  $-1\%_0$  et  $+5,5\%_0$ , pour des températures d'homogénéisation variant entre 150°C et 250°C.

En l'absence de données microthermométriques dans le quartz des veines affectant l'unité III-2 ("Quartzites de Hamra"), nous avons calculé le d180 SMOW du fluide parent en supposant que les températures de cristallisation étaient similaires à celles obtenues dans l'unité III-3 (entre 150°C et 200°C), étant donné qu'il s'agit du même type de veines, et du même puits. Le d180 smow du fluide obtenu serait compris entre +1‰ et +5‰, traduisant également un fluide évolué.



Fig.260-Composition isotopique de l'oxygène des fluides parents en fonction de la température.

Ainsi, les veines ordoviciennes contenant du quartz authigène présentent des caractéristiques minéralogiques, géochimiques et isotopiques qui indiquent qu'elles se sont formées au cours d'un épisode de déformation assisté par des fluides évolués en surpression, et qu'elles étaient contemporaines d'un épisode de génération de gaz sec dans le champ.

## 4.6. Séquence diagénétique

# 4.6.1. Histoire thermique et génération des hydrocarbures

Afin de mieux contraindre l'histoire diagénétique des « Quartzites de Hamra », d'estimer l'époque de formations de certains minéraux authigènes, et de comprendre l'interaction entre les phénomènes diagénétiques et les conditions de pression-température, la fracturation, ou l'expulsion des hydrocarbures, une étude géochimique fut lancée, à partir de 213 échantillons de carottes et 29 déblais, provenant des formations argileuses paléozoïques de huit sondages (W-9, W-1, W-3, W-4, W-5, W-6, W-7 et W-8). Les différentes méthodes géochimiques utilisées sont ; (1) le dosage du COT pour l'estimation de la richesse organique, (2) la pyrolyse Rock-Eval pour cerner les potentialités pétrolières, et (3) les mesures optiques (IAT) afin d'estimer le degré de maturité de la matière organique et conforter les résultats des analyses précédentes.

Les méthodes de pyrolyse ont permis de dresser des logs géochimiques des forages étudiés (voir volume II) et de déterminer, par le calcul, les paramètres classiques de la méthode standardisée Rock-Eval ; le carbone organique total (COT), la quantité d'hydrocarbures gazeux et liquides libres (S1), le potentiel pétrolier résiduel (S2), la quantité du CO2 obtenue au cours du craquage du kérogène (S3), le potentiel pétrolier (PP), l'index de production (IP), l'index d'hydrogène (IH), l'index d'oxygène (IO), et la température de pyrolyse enregistrée au sommet du pic S2 (Tmax).

Les périodes principales de génération des hydrocarbures ont été déterminées à partir de simulation 1D, par une approche de type Genex, version 3.3.0. Les modèles élaborés ont permis d'obtenir des estimations réalistes des paléotempératures et des paléo-enfouissements atteints par les réservoirs ordoviciens. Ces données cruciales ont été par la ensuite comparées à des paléo-thermomètres tels que les inclusions fluides et les isotopes stables, permettant ainsi de dater de manière indirecte les épisodes de fracturation et de transformations diagénétiques (cimentation-dissolution).

### A. Caractérisation des roches mères

Les résultats géochimiques obtenus montrent que la principale roche mère dans le périmètre d'étude est d'âge Silurien, à laquelle s'ajoutent d'autres sources secondaires ; dans l'Ordovicien (Argiles d'Azzel-Tiferouine, Argiles microconglomératiques) et le Dévonien inférieur (Gédinien). Nous n'avons malheureusement pas pu analyser l'intervalle Frasnien-Famménien, qui constitue la seconde roche mère importante dans l'Ahnet, faute de carottes et de cuttings.

#### A.1. Le Silurien

Les argiles radioactives siluriennes (niveaux "*hot shales*"), qui constituent la source la plus prolifique à la génération des hydrocarbures dans la plateforme saharienne, ne sont pas carottées dans le champ, on ignore cependant leur richesse en matière organique. Les autres intervalles testés ont révélé une matière organique sapropélique de type marin (type II), avec une teneur de carbone organique total résiduel supérieure à 1%, et un potentiel pétrolier (S2) inférieur à 2mgHC /g de roche. Seuls trois cuttings prélevés dans les sondages W-7 et W-8, ont révélé des S2 variant entre 2.12 et 3.71 mg HC/g de roche, traduisant une richesse organique moyenne. L'interprétation des données de maturité (Tmax, IAT) indique que le Silurien se trouve en phase de génération des hydrocarbures gazeux, les valeurs de l'IAP variant entre 3,5 et 4, et la Tmax entre 469 et 497°C (fig.261). Ainsi, les valeurs actuelles obtenues ne reflètent pas le potentiel pétrolier réel (initial), car nous avons en face de nous une province mature. Le potentiel pétrolier semble perturbé par l'état de cuisson, qui se trouve en phase à gaz et qui a été atteint, comme nous le verrons plus tard, vers la fin du Paléozoïque.

## A.2. Le Dévonien inférieur

A l'instar du Silurien analysé, les valeurs du COT obtenues sur les 45 échantillons du Dévonien inférieur (W-2, W-8), sont faibles et s'échelonnent entre 0.15 et 0.88%. A ces valeurs sont associés des paramètres de pyrolyse tout aussi faibles. Le potentiel pétrolier résiduel ne dépasse pas le seuil de 1mgHC /g de roche. L'état de maturité fixé par les enregistrements Tmax et IAT indique la phase à gaz (fig.262).

# A.3. L'Ordovicien

Les échantillons ordoviciens présentent également une faible richesse en matière organique. Le COT résiduel moyen enregistré ne dépasse pas 0.75%. Le potentiel pétrolier résiduel n'excède pas 0.52 mg HC/g de roche, d'où des Tmax insignifiants (fig.263). L'état de maturité évalué par les mesures optiques nous situe également dans la phase à gaz (IAT = 3.5, sondage W-5).



**Fig.261-** Caractérisation des intervalles roches-mère siluriens dans le champ, à partir des données de pyrolyse et des mesures optiques. **A-** Diagramme de richesses organique illustrant les faibles valeurs relevées du COT. **B-** Diagramme de variation de l'index d'hydrogène en fonction de la profondeur (rapport des hydrocarbures libérés lors de la pyrolyse au carbone organique total). **C-** Variation des données de maturité (Tmax) en fonction de la profondeur, avec illustration de palynofaciès à maturité thermique avancée. **D-** Diagramme de variation du potentiel pétrolier total généré par les niveaux roches-mères siluriens en fonction de la profondeur.



**Fig.262** Caractérisation de la roche mère gédinnienne. **A-** Diagramme de richesses organique, illustrant les faibles teneurs du COT résiduel. **B-** Diagramme de variation de l'index d'hydrogène en fonction de la profondeur. **C-** Diagramme de variation du potentiel pétrolier (pp) en fonction de la profondeur. **D-**Variation des données de maturité (Tmax) en fonction de la profondeur.



**Fig.263**- Caractérisation des roches mères ordoviciennes. **A**- Diagramme de richesses organique, illustrant les très faibles teneurs du COT résiduel. **B**- Diagramme de variation de l'index d'hydrogène en fonction de la profondeur. **C**- Diagramme de variation du potentiel pétrolier (pp) en fonction de la profondeur, illustrant les très faibles valeurs de celui-ci d'où des valeurs de Tmax insignifiantes.

# B. Modélisation thermique de la matière organique

En s'appuyant sur l'évolution géodynamique du bassin de l'Ahnet, développée dans le chapitre II, et les données géochimiques obtenues, un travail de modélisation a été engagé, portant sur quatre sondages (W-1, W-4, W-7 et W-9), sélectionnés en fonction de leur position structurale dans le champ.

# B.1. Hypothèses utilisées dans les modèles

Les hypothèses géologiques, géochimiques et géothermiques utilisées dans ces modèles sont les suivantes ;

- Une roche mère principale d'âge Silurien et des roches mères secondaires d'âge Dévonien inférieur et ordovicien.
- Une matière organique de type II.
- Une colonne paléozoïque complète, renfermant des termes allant du Cambrien jusqu'au Carbonifère, tout en tenant compte des différentes discordances érosives connues dans l'Ahnet; discordance panafricaine, discordances intra-ordoviciennes (à la base des « Quartzites de Hamra », discordance intra-Arenig au toit des « Grès d'Ourgla », discordance Taconique à l'Ordovicien terminal), discordance calédonienne, discordance intra-Dévonien supérieur, discordance hercynienne et discordance autrichienne. Toutes ces discordances sont bien évidemment de moindre importance que la discordance hercynienne.
- La quantification de l'érosion est basée sur une étude comparative fine entre les volumes sédimentaires accumulés dans le champ, et ceux préservés dans l'Ahnet Nord. La coupe de référence choisie est celle du puits ECF-1.
- L'absence de la couverture méso-cénozoïque dans le champ est attribuée à un hiatus stratigraphique persistant jusqu'à l'actuel (onlap progressif du Mésozoïque saharien, du NE vers le SW).
- Un flux thermique variable à travers le temps (entre 60 et 70 mW/m2), avec un pic anormalement élevé (supérieur à 140mW/m2) pour la période fin Trias – début Jurassique, conformément aux interprétations des données de traces de fission d'apatite (AFTA) et de zircon (ZFTA) faites par Logan et Duddy (1998), et Akkouche (2007).
- L'estimation des paléotempératures de surface à travers le temps (sea surface temperatures), a été obtenue en compilant les données de paléolatitudes déduites de l'abaque établi par Wygrala (1989) (*The Global Mean surface Température*). Aucune correction n'a été faite pour les paléobathymétries. Une correction d'élévation a été faite pour la période hercynienne, au cours de laquelle d'importants reliefs se sont formés. Les températures de surface ont été cependant baissées. L'autre période qui un enregistré un minimum de température est la période glaciaire fini-ordovicienne. La température prise par défaut est à -10°C (du début du Caradocien supérieur à la fin de l'Ashghillien inférieur, soit une période de 445 à 440 millions d'années).
- En l'absence de mesures de PRV (pouvoir réflecteur de la vitrinite), les données de calage pour la calibration sont la Tmax de pyrolyse et l'IAT. Les indicateurs de maturation ont été calibrés après plusieurs tests sur des scénarii d'évolution géodynamique du bassin, dans lesquels nous avons fait varier les amplitudes de la subsidence et les taux d'érosions ainsi que les histoires de flux thermique. Cela nous a permis de reconnaître le scénario le mieux adapté pour calibrer nos modèles.

En l'absence de paramètres géochimiques de maturité, nous avons employé uniquement le module de *«Backstripping»* pour simuler l'histoire de subsidence des puits W-4 et W-1.

# B.2. Résultats de la modélisation

Les résultats de la modélisation géochimiques sont présentés sous forme de graphiques (fig.264 et 265). L'histoire d'enfouissement pour chaque sondage a été obtenue en ajustant les quantités de sédiments érodés et les flux thermiques lors du maximum d'enfouissement jusqu'à ce qu'un bon calage entre les données de maturité mesurées et calculées soit observé (fig.266).

Les sondages modélisés présentent des histoires d'enfouissement semblables ; un cycle principal de subsidence d'âge paléozoïque, au cours duquel on assiste à l'accumulation d'au moins 3.9 km de sédiments dans la région. Ce cycle prend terme avec le soulèvement et l'érosion hercyniens (fin Carbonifère-Permien), qui entrainent une phase de refroidissement, et de suspension du processus de mise en charge. Le taux d'érosion associé à cette phase varie 1948m (W-1) et 2620m (W-9). A ces évènements succède une longue période de non dépôt, qui persiste du Carbonifère terminal jusqu'à l'actuel. La reprise modérée de la subsidence qui marque la période fin Crétacé-début Eocène, trouve son origine thermique, non pas dans l'enfouissement, mais dans l'augmentation notable du flux de chaleur régional, suite au bombement du massif du Hoggar.

La région aurait connu un gradient paléogéothermique anormalement élevé au cours du Paléozoïque (65°C/ km). Les températures maximales atteintes vers la fin du Carbonifère étaient suffisamment importantes (230-250°C) pour porter les roches mères siluriennes à la fenêtre à gaz sec et les roches mères ordoviciennes au stade de destruction.

Le pic thermique de la période Trias-Lias n'aurait eu aucune influence sur les niveaux roches-mères, étant donné que l'essentiel de la maturation a été réalisé pendant la phase d'enfouissement maximal. Le seul cas envisageable serait le Dévonien supérieur qui était à un stade moins mature (phase à huile) avant la structuration hercynienne. Ces résultats corroborent avec ceux de Logan et Duddy (1998), qui ont démontré grâce aux données de la réflectance de vitrinite ( $R_0$  équivalent du puits W-5), qu'à des profondeurs modestes (2km), la matière organique avait dépassé les niveaux requis pour la génération de gaz sec (Ro équivalent = 3.5%).

Nos modèles suggèrent que les roches mères d'âge Silurien et Dévonien inférieur ont expulsé leurs huiles au cours du Dévonien supérieur, et que vers le début de la surrection hercynienne, elles étaient bel et bien en phase de génération de gaz. Il est donc très probable que la relation entre la période de mise en charge et la période de structuration des pièges ne soit pas favorable, et qu'une quantité importante d'hydrocarbures soit détruite par dismigration au cours de l'érosion hercynienne.



**Fig.264-** Modèles d'enfouissement et de maturation des puits W-1, W-4, W-7 et W-9, issus de la compilation des données géochimiques, géothermiques et géodynamiques dans la région.



**Fig.265-** Modèles géochimiques illustrant l'histoire de génération des hydrocarbures dans le champ. Ces modèles montrent d'une manière générale que le Silurien est rentré en phase d'expulsion de gaz sec au cours du Carbonifère, alors que le Dévonien inférieur était en phase de génération de gaz humide, et le Frasnien-Famménien en phase à huile. Il est clair que les successions paléozoïques ont atteint leur maximum d'enfouissement vers la fin du Carbonifère, et donc toute donnée de maturité doit refléter la période pré-hercynienne.



**Fig.266-** Illustration de la bonne calibration du modèle W-7. Le modèle W-9 n'est pas calibré car les S2 sont trop faibles et les Tmax n'ont pu être enregistrés en pyrolyse à cause d'une forte maturité (seules deux valeurs ont pu être enregistrées traduisant un état de maturité avancé). Aussi, nous ne disposons dans ce puits que d'une seule valeur IAT, alors que pour calibrer il faudra au moins deux valeurs, ce qui n'est pas le cas ici.

## 4.6.2. Paragenèse des « Quartzites de Hamra »

L'évolution diagénétique de la formation des « Quartzites de Hamra » est représentée schématiquement sur la figure 267. Cette histoire est complexe et fortement influencée par la sédimentologie des faciès et par l'histoire thermique de la région qui n'a pas été uniforme malgré son appartenance à une aire cratonique reconnue stable. L'histoire diagénétique est reliée à une longue phase d'enfouissement prenant terme avec le soulèvement et la structuration hercynienne. Deux cycles majeurs ont pu être distingués : (1) un cycle pré-hercynien comprenant une phase éogénétique (Ordovicien) et une phase mésogénétique prolongée (Silurien-Carbonifère), (2) un cycle post-hercynien (Méso-Cénozoïque) marqué par des érosion et des hiatus, ainsi qu'une augmentation notable du flux de chaleur au cours du passage Trias-Jurassique et à l'Eocène.

# A. Cycle Pré-hercynien

# A.1. Processus éogénétiques (diagenèse précoce)

Ces processus s'opèrent au cours de l'intervalle de temps s'écoulant entre le dépôt final et le début de l'enfouissement effectif. Ils affectent la partie supérieure des sédiments, siège d'extrêmes variations de pH et du potentiel d'oxydoréduction (Burley et Worden ; 2003), dans laquelle la chimie des eaux interstitielles est fondamentalement contrôlée par l'environnement de surface.

L'éogenèse commence avec l'infiltration d'un très faible taux d'argiles détritiques (interstratifiés Illite-Montmorillonite ou plus probablement Smectites), sous forme de remplissages interstitiels et de revêtements granulaires superficiels. La compaction mécanique, très active à ce stade, va favoriser la réorientation et l'agencement des grains détritiques, et dans un stade ultime leur rupture (*premier épisode de fracturation*).

La précipitation locale de pyrite fromboïdale dans les réseaux primaires témoigne de l'origine précoce de cette phase minérale. Les faibles teneurs enregistrées sont certes trop faibles pour influencer les propriétés pétrophysiques du réservoir, mais leur présence constitue un bon indicateur de conditions éogénétiques. Le soufre nécessaire à la précipitation de ciment provient selon un grand nombre d'auteurs de l'activité de bactéries sulfatoréductrices et d'eaux marines (Love, 1967; Berner & Davies, 1973; Berner, 1981; Gautier, 1982; Burley et Kantorowicz, 1986; Hurst et Bjørkum, 1986; Füchtbauer et Richter,1988; Bruno et al., 1992, Moore et al., 1992).



**Fig.267-** Séquence diagénétique synthétique de la formation des « Quartzites de Hamra » dans l'Ahnet central.

# A.2. Processus mésogénétiques (diagenèse d'enfouissement)

Ces processus caractérisent la période comprise entre le début de l'enfouissement effectif (à une température supérieure à 70°C) et la période d'exhumation. Il s'agit de modifications physicochimiques (cimentations, transformations de minéraux, dissolutions de grains détritiques et de ciments) liées généralement à la compaction chimique et à la maturation thermique du kérogène (Morad et al., 2000; Burley et Worden, 2003).

Les transformations de minéraux affectent principalement les minéraux argileux et les feldspaths détritiques en raison de leur sensibilité aux changements de température et de composition chimique des fluides. D'après Morad et al. (2000), la distribution spatiale et temporelle des altérations mésogénétiques est majoritairement influencée par: (1) la distribution et l'extension des altérations éogénétiques ; (2) le temps de résidence à certaines conditions de pression et de température, indiquant un contrôle cinétique sur les réactions mésogénétiques ; et (3) les altérations au sein des formations argileuses, comme la maturation de la matière organique et la formation d'acides organiques, la dissolution des feldspaths et l'illitisation des smectites.

Dans les « Quartzites de Hamra », la néoformation d'illite et la précipitation du quartz authigène constituent les premiers indicateurs d'une évolution du fluide. En effet, avec l'augmentation de la profondeur d'enfouissement, le changement des conditions thermodynamiques et de la chimie interstitielle vont permettre aux minéraux précédemment stables de réagir et de retrouver un nouvel équilibre. Ainsi, les fluides interstitiels enrichis en silice dissoute, en aluminium et en potassium vont favoriser la précipitation du quartz sous formes d'auréoles de surcroissances et de remplissage de microfractures, ainsi que la néoformation d'illite.

La précipitation des surcroissances de quartz débute avec la phase de cimentation Q1, à une température comprise entre 80 et 100°C, soit une profondeur modérée n'excédant pas 1 Km. Il est donc supposé que le quartz formant la phase Q1 soit dérivé des argiles siluriennes, notamment de la réaction d'illitisation des smectites qui produit du quartz (Boles et Franks, 1979; Bjorlykke et Brendsdal,1986; Lonoy et al, 1986; Nedkvitne et Bjorlykke,1992). Le ciment de blocage Q2 qui s'injecte dans les espaces poreux provoquant une importante détérioration des caractéristiques pétrophysiques, provient essentiellement de la dissolution de quartz intergranulaire et de la stylolithisation, autrement dit de la compaction chimique opérant au cours de la mésogenèse. Cette phase de cimentation serrait en partie contemporaine de la mise en charge du bassin, et de la création de fractures transgranulaires d'ouverture inframillimétrique, qui se remplissent ultérieurement de quartz, de bitumes, d'illite, de barytine et d'oxydes de titane.

La distribution des auréoles de surcroissances dans les « Quartzites de Hamra » est étroitement liée à la distribution des tapissages argileux (*grain coatings*).. Dans les zones à forte dissolution intergranulaire, la présence des tapissages illitiques autour des grains détritiques de quartz a eu pour conséquence de ralentir la précipitation du quartz, qui ne se développe alors qu'à partir de petits nucléus au niveau des surfaces de quartz détritique non recouvertes d'argiles.

Le paragenèse impliquée dans ce modèle situe la phase de dissolution des feldspaths potassiques et la création de la porosité secondaire comme postérieure à la zonation de croissance Q2 et antérieure à la mise en gaz du réservoir. La réaction de dissolution des feldspaths suppose un changement de la composition chimique du fluide. En règle générale, les feldspaths subissent une dissolution intense au-delà de 100 à 120°C par l'action des acides carboxyliques et du CO2 libérés lors de la maturation thermique du kérogène dans les niveaux roches-mères.

Les pores secondaires issus de la dissolution des feldspaths font l'objet de cimentation tardive par la pyrite, la dolomite ferrifère, la barytine et par l'oxyde de titane. La pyrite précipite sous forme de petits cristaux cubiques en association avec la dolomite ferrifère le long des pores secondaires et des microfractures, suggérant un lien génétique. Selon certains auteurs (Carpenter, 1980; Land, 1980; Lumsden and Chimahusky, 1980; Hurst, 1981; Elmore et al., 1987, Worden et Burley, 2003), ces deux phases minérales sont à mettre en relation avec la

migration des hydrocarbures dans les réservoirs dépourvus de minéraux carbonatés éogénétiques.

La barytine et l'oxyde de titane s'observent en petits cristaux isolés au sein des pores résiduels et des microfractures transgranulaires. L'origine de la barytine est à rechercher dans les éléments fournis par la compaction argileuse, ou plus probablement dans la dissolution des plagioclases. Le titane est un élément qui pourrait provenir de l'altération en milieu réducteur (condition nécessaire pour solubiliser le fer) d'anciens grains détritiques à Fe-Ti comme le rutile, le leucoxène et le grenat (couramment observés dans les grès étudiées). Le titane est lui très insoluble et est immobilisé sur place sous forme d'oxyde de titane.

### B. Prémisses de la structuration hercynienne

Les prémisses de la tectogenèse hercynienne au cours du Carbonifère entrainent la création au sein des réservoirs ordoviciens, de nombreux stylolithes et fractures en extension (veines). Ces dernières, en présence de fluides réactifs chargés principalement en silice, subissent une cimentation qui affecte leurs propriétés hydrauliques. Les textures en crack-seal qui caractérisent le quartz de remplissage des veines, et les ouvertures incrémentales associées, témoignent de la présence de fluides en surpression et attestent de l'importance des transferts de matière dans les fluides pendant les épisodes de déformation.

L'analyse du quartz des veines en cathodoluminescence suggère un transfert de matière en système clos, dans une eau en équilibre chimique avec le grès hôte. L'apparition de zonations non luminescentes dans les cristaux de quartz pourrait traduire des variations de chimie des eaux au cours de la déformation. Elles pourraient également correspondre à des précipitations en système ouvert dans une eau non équilibrée (fluides externes d'origine probablement météorique lorsque les structures deviennent suffisamment connectées ?).

Les analyses en spectroscopie Raman ont montré que toutes les veines ordoviciennes renfermaient du méthane (CH4), avec accessoirement du CO2, N2 et H2O. Cela indique que cet épisode de fracturation était contemporain d'une phase de génération de gaz sec dans le champ.

L'isotopie du quartz (d180) a confirmé la nature évoluée (diagénétique) des fluides parents, responsables de la précipitation du quartz des veines, et a montré que cet épisode de fracturation a eu lieu en présence de fluides diagénétiques réactifs. L'association fréquente des veines aux slicolithes indique que la pression-dissolution par stylolithisation était en grande partie responsable de la cimentation des veines. Il s'agit ainsi de structures de transfert de matière par dissolution-cristallisation sous contrainte, un mécanisme lent décrit comme étant lent par Labaume et al (2004).

Les températures d'homogénéisation mesurées dans les inclusions à méthane contenues dans le quartz des fractures, sont considérées équivalentes aux températures réelles de piégeage et ne nécessitent donc pas de correction de pression (Hanor, 1980). L'ensemble des inclusions fluides analysées dans le quartz des fractures homogénéisent dans une large gamme entre 140° et 250°C avec exceptionnellement des valeurs de l'ordre de 277,8°C. Cela signifie que la précipitation progressive du quartz s'est produite sur une période de temps relativement longue pendant laquelle les conditions physicochimiques du milieu ont certainement évolué. L'intervalle de température atteint au cours du Carbonifère dans les réservoirs Ordovicien (150° à 250°C) est aussi en accord avec les températures de silicification maximales données par le inclusions fluides.

L'augmentation maximale du flux thermique pendant la période Trias-Jurassique (140mW/m<sup>2</sup> à 200Ma selon les estimations de Logan et Duddy) avait généré des températures supérieures ou égales à 300°C dans les réservoirs ordoviciens, ce qui en
permet donc pas d'expliquer les températures de silicification obtenues. Ainsi, la précipitation du quartz dans les veines est uniquement possible au Carbonifère, durant l'enfouissement pré-hercynien.

## C. Structuration hercynienne

Après la longue période d'enfouissement carbonifère, le changement du régime tectonique conduit la colonne sédimentaire à des profondeurs variant entre 0 m (Carbonifère) à 2200 m (Ordovicien). Ces nouvelles conditions vont favoriser la réactivation des structures panafricaines et le développement d'un réseau important failles et fractures, favorisant l'infiltration d'eaux météoriques potentiellement acides et oxygénées, contrastent avec les fluides évolués de la mésodiagenèse (qui sont généralement salins et réducteurs, Burley et Worden, 2003).

## D. Cycle post-hercynien

Cette phase s'applique à la période méso-cénozoïque qui fait suite à la structuration hercynienne. Les processus télogénétiques associés à ce cycle sont influencés par un certain nombre de paramètres dont : (a) le processus d'érosion, (b) l'infiltration des eaux météoriques, (c) la réintroduction de conditions oxydantes et (d) l'augmentation importante du flux de chaleur au cours des périodes Trias-Jurassique et Eocène.

Les principaux phénomènes télodiagénétique mis en évidence dans la formation des « Quartzites de Hamra » regroupent la déformation plastique du quartz des veines et le développement de cataclasites avec la précipitation conséquente d'illite.

## 4.6.3. Effet de la diagenèse sur les propriétés réservoirs

Les qualités réservoirs, très dégradées, des formations ordoviciennes les situent dans la catégorie des réservoirs « *tight* » (K<0.1 md) et « *ultratight* » (K < 0.001). Ces caractéristiques présentent des répartitions horizontales et verticales très hétérogènes, liées aux effets combinés de l'environnement sédimentaire (maturité minéralogique et texturale) et des transformations diagénétiques. La compaction chimique et l'importante cimentation siliceuse qui en a résulté, sont les principales causes de perte de porosité dans ces grès. Toutefois, les différents épisodes de fracturation naturelle, notamment ceux rattachés à la phase hercynienne et/ou autrichienne, et la dissolution des feldspaths détritiques, ont eu pour effet de pallier aux faibles caractéristiques matricielles, et de développer des réservoirs à double porosité.

La porosité intracristalline associée aux veines et la porosité intragranulaire associée aux feldspaths potassiques sont les principales formes de porosité effective dans ces grès. Les pores secondaires sont souvent isolés, mais peuvent, dans certains cas, être interconnectés par le biais de fines fractures transgranulaires ouvertes (génération tardive), facilitant la capacité de circulation des fluides.

Les diagrammes pétrophysiques des échantillons analysés (fig.268) montrent l'inexistence de lien entre qualités réservoirs et profondeurs d'enfouissement actuelles, et ce, en raison de l'histoire structurale très complexe de la région. Ces diagrammes montrent également que l'Ordovicien basal (unité III-1) présente des caractéristiques matricielles typiques des réservoirs *«tight»*. Les perméabilités relevées varient globalement entre 0.03 et 0.1 (et atteignent rarement 1.4 md) et les porosités sont comprises entre 4.8 % et 6.41%. La détérioration des qualités réservoirs dans cette unité est essentiellement due à l'altération des feldspaths potassique, qui entraine la dégradation de la maturité minéralogique de la roche par la précipitation d'un volume important d'argile authigène (illites à textures kaolinitiques). Elle est liée dans certains cas à la précipitation de surcroissances de quartz.



Fig.268- Diagrammes Phi/K des échantillons formations cambro-ordoviciennes.

Les unité III-2 et III-3 montrent également l'individualisation de deux classes pétrophysiques. Une classe de type «t*ight*» prédominante, dans laquelle les perméabilités moyennes varient entre 0.04 md et 0.1 md et les porosités entre2% et 9%. Ces faibles caractéristiques matricielles sont essentiellement dues au développement excessif du quartz authigène sous forme d'un ciment de blocage (*outgrowths*), accompagné d'illite fibreuse et autres authigènes accessoires (carbonates de fer, barytine, oxydes de titane, pyrite) dans les pores. Ce développement a été probablement favorisé par sa maturité minéralogique et texturale élevée des formations, par leur richesse en quartz monocristallin, et par la présence de tapissages illitiques ayant catalysé le processus de pression-dissolution. Une classe à caractéristiques relativement meilleures (observée au niveau du puits W-7), dans laquelle les perméabilités moyennes varient entre 0.1 md et 0.6 md et peuvent atteindre une valeur maximale de l'ordre de 56.56 md pour une porosité de 9%, en raison de la présence de fracture ouverte.

La formation Tamadjert (unité IV) est « *ultratight* » au niveau des puits W-4 et W-5, comme l'attestent les valeurs presque nulles des perméabilité relevées (0.002 à 0.006 md pour des porosités moyennes variant entre 1% et 7%). Elle est de type « *tight* » au niveau des puits W-1, W-6 et W-7, où pour les mêmes gammes de porosité, les perméabilités sont de l'ordre de 0.01 à 0.1 md. Ces mauvaises qualités réservoirs sont dues principalement à la faible maturité minéralogique (enrichissement en argile détritique) de certains intervalles réservoirs, à laquelle s'ajoutent d'autres phénomènes comme la compaction chimique et la précipitation de phases authigènes variées de nature quartzitique, argileuse (illite, chlorites) et carbonatée (sidérite, dolomite ferrifère) dans les pores.

### 5. Conclusion

Les différentes analyses effectuées sur les échantillons de subsurface ont montré que la diagenèse des réservoirs ordoviciens est fortement influencée par l'histoire thermique du bassin et par les critères sédimentologiques hérités de l'environnement de dépôt (maturité minéralogique et texturale), qui ont contrôlé la structure primaire du réseau poreux par la distribution des classes granulométriques (tailles des grains), les hétérogénéités, les structures sédimentaires ainsi que les géométries des corps gréseux.

Les réservoirs ordoviciens ont connu une histoire diagénétique préhercynienne liée essentiellement à l'enfouissement. Les profondeurs atteintes avant la discordance hercynienne ont favorisé la dégradation des qualités réservoirs par compaction chimique et la précipitation d'un volume important de ciment siliceux de blocage. Dans les faciès enrichis en argile détritiques et éogénétique, les surcroissances de quartz sont inhibées et la perte de porosité est essentiellement réalisée par la néoformation des illites fibreuses et des chlorites de remplissage de pore.

A cette diagenèse siliceuse succède, au cours du Carbonifère, un épisode de fracturation qui entraine le développement de fractures en extension à textures en crack-seal, bien mises en évidence dans les trois unités ordoviciennes (unités III-2, III-3 et IV)

Dans les « Quartzites de Hamra », les veines sont toutes tapissées de quartz automorphe. Les textures de ce dernier peuvent être de type « *blocky* », lorsque les cristaux nouvellement formés sont relativement equidimensionnels et orientés aléatoirement, ou « *elongate blocky* », lorsque ces cristaux deviennent relativement allongés. La croissance cristalline est toujours syntaxiale, dirigée des parois vers le centre des veines, et montre des évidences de compétition de croissance, contrôlées par l'orientation cristallographique des grains. En effet, les faces cristallines orientées dans la direction de croissance générale, se sont développées plus rapidement et ont acquises des dimensions plus grandes que celles des cristaux défavorablement orientées, donnant lieu à une espèce de ponts quartzitiques isolés (*quartz bridges*), qui se projettent d'une paroi à l'autre, préservant de la porosité résiduelle. Ce sont ces ponts qui contiennent les indices de *crack-sealing*, attestant du caractère syncinématique du quartz, et gardant en mémoire l'histoire d'ouverture et de fermeture des fractures.

Les observations en cathodoluminescence associée au MEB ont révélé une relation étroite entre la taille de l'ouverture des veines et la texture du ciment siliceux *in situ*. En effet, lorsque les ouvertures sont d'ordre inframillimétrique, les veines sont totalement scellées, et le quartz de remplissage montre des textures uniformes, correspondant à une seule ouverture incrémentale. Lorsque les veines sont plus larges, les textures en crack-seal développées, enregistrent plusieurs évènements d'ouverture, et la porosité résiduelle est localement préservée. Le volume du quartz doit dépendre d'un certain nombre de paramètres incluant la cinétique de croissance de la veine, la température (variation locale du gradient géothermique), le temps de résidence du fluide dans la veine, l'état de saturation du fluide par rapport au quartz, ainsi que les cinétiques de précipitation. Dans l'unité III-3, les veines peuvent présenter des textures secondaires (recristallisation de textures primaires) dans lesquelles le quartz ne montre aucune évidence de *crack-sealing* (n'est pas contemporain de l'ouverture de la fracture), et remplace une phase précoce de nature carbonatée. Cette phase d'importance mineure, est représentée par de petits cristaux de calcite ferrifère irrégulièrement répartis sur les parois des veines, ou de petites inclusions piégées entre les cristaux du quartz. Elle est également présente dans la matrice, où elle est associée aux pores secondaires. Son origine sans doute mésodiagénétique tardive est à rattacher soit à la recristallisation de minéraux carbonatés préexistants, où à la percolation d'un fluide évolué, associé à la migration des hydrocarbures dans le champ (Morad, 1998 ; Rossi et al., 2001). Cette dernière hypothèse est la plus plausible car ces grès sont encadrés par les argiles ordoviciennes supérieures réputées pour constituer des roches mères secondaires dans le bassin.

Le ciment siliceux associé à ce type de veines, peut montrer une combinaison de textures à la fois de type "elongate blocky" et "stretched", où le quartz apparait en cristaux très allongés, sans indices de compétition cristalline, remplissant la totalité des espaces ouverts, agissant négativement sur les propriétés hydrauliques des fractures. Dans ces veines la porosité résiduelle est souvent occupée par un ciment tardif de nature carbonatée (calcite ferrifère) ou sulfatée (petits cristaux de barytine). Ainsi, par opposition aux veines développées dans les « Quartzites de Hamra », et qui sont restées ouvertes, la plus grande partie des veines dans l'unité III-3 montrent la précipitation d'un ciment carbonaté tardif (postcinématique) dans les pores résiduels, agissant très négativement sur les propriétés d'écoulement des fractures.

Les veines observées dans l'unité IV sont limitées aux faciès argileux périglaciaires ("*diamictites*" ou "*dropstones*") et n'affectent en aucun cas les unités gréseuses. Ces veines présentent des extensions d'ordre métrique et des ouvertures cinématiques qui peuvent dépasser le centimètre. Elles peuvent être de nature quartzitique comparable à celles décrites dans les « Quartzites de Hamra », ou composites, montrant plusieurs stades d'ouverture, auxquels sont associés par ordre d'apparition : sidérite, chlorite ferrifère et quartz mésocristallin. Dans ce dernier cas, les caractéristiques hydrauliques des fractures sont totalement altérées. Les cartes chimiques réalisées dans ces faciès ont confirmé l'existence de ces trois composants chimiques dans la matrice, ce qui confirme encore une fois la relation étroite qui relie la formation des veines au processus de pression-dissolution (matériel provenant essentiellement de la compaction de la matrice).

Les textures en crack-seal dans les veines ordoviciennes et les ouvertures incrémentales associées, indiquent que cet épisode de fracturation était assisté par des fluides en surpression. Les analyses en spectroscopie Raman ont montré que toutes les veines ordoviciennes renfermaient du méthane (CH4), avec accessoirement du CO2, N2 et H2O. Cela indique que cet épisode de fracturation était contemporain d'une phase de génération de gaz sec dans le champ. L'isotopie du quartz (d18O) a confirmé la nature évoluée (diagénétique) des fluides parents, responsables de la précipitation du quartz de veines, et ont montré que cet épisode de fracturation a eu lieu dans un environnement diagénétique, en présence de fluides réactifs. L'association fréquente des veines aux slicolithes (joints stylolithiques à angle faible, recoupant la stratigraphie), indique que la pression-dissolution par stylolithisation était en grande partie responsable de la cimentation des veines.

Les mesures microthermométriques effectuées sur les inclusions fluides dans le quartz des veines ont révélé des températures d'homogénéisation comprises entre 186,4°et 200°C, avec un mode situé autour de 190°C pour l'unité III-3, et entre 150° et 250°C, avec un mode autour de 170°C pour l'unité IV. Le calage de ces données par rapport aux courbes d'enfouissement dans le champ a permis de fournir des contraintes sur l'âge précis de cet épisode de déformation, qui serait Carbonifère supérieur (période hercynienne précoce). L'analyse microthermométrique des veines contenues dans les « Quartzites» n'a pu être entamée pour des impératives de timing, mais il est permis de supposer qu'elles soient de même âge, de part les caractéristiques communes qu'elles présentent avec les autres veines ordoviciennes.

L'histoire post-hercynienne est marquée à l'échelle régionale par une augmentation notable du flux de chaleur, notamment au cours de la période fin Trias-début Jurassique ( $\approx$ 200 Ma), où on assiste à l'ouverture de l'Atlantique central, et à la mise en place d'intrusions doléritiques (CAMP) dans les séries dévono-carbonifères du Djebel Abberaz. Le deuxième évènement thermique, qui est d'âge Eocène ( $\approx$ 50 Ma), est associé au volcanisme du socle Hoggar.

Les observations de terrain ont montré que l'altération des « Quartzites de Hamra» dans la région d'Abberaz était hétérogène et sélective. En effet, l'affleurement montre l'individualisation de couloirs très indurés, d'orientation EW, non affectés par l'érosion, contrastant avec les secteurs déprimés adjacents. L'observation détaillée de ces couloirs a révélé l'existence de fractures bréchifiées parallèles au réseau orthogonal, et dont les caractéristiques diffèrent de celles décrites dans les zones de failles. En effet, ces fractures bréchifiées ne montrent aucun indice de mouvement cisaillant, et sont généralement marquées par des textures de *crack-seal* accompagnées de paragenèses symptomatiques regroupant phosphates, hydroxydes de fer, quartz, carbonates, sulfates, clinochlore et kaolinite.

Au contact des brèches le protolithe est très altéré et montre des indices de déformation plastique sévère, ainsi que des phénomènes de corrosion et de dissolution qui ont développé un important réseau secondaire, favorisant l'ouverture du système aux circulations des fluides. Des changements de couleur associés à la variation du potentiel redox et la précipitation de nouvelles phases minérales sont couramment observés. Toutes les caractéristiques précitées rappellent celles des brèches associées aux filons magmatiques (Phillips, 1972). Il s'agit vraisemblablement ici de brèches hydrauliques, générées aux cours d'un (ou plusieurs) épisode de circulations hydrothermales.

Il est malaisé de préciser l'âge exact de cet épisode de fracturation hydraulique, néanmoins, certains faits structuraux semblent privilégier la période de chauffe jurassique. En effet, les accidents transverses et obliques reliant les intrusions doléritiques { la bande d'affleurement du Cambro-ordoviciens, pourraient constituer les principales voies de migration des fluides géothermaux. Ces fluides auraient circulé à travers les zones endommagées, entrainant l'altération thermique et chimique des roches.

Le deuxième paramètre qui plaide en la faveur d'une telle hypothèse, est la présence au sein des brèches et des veines des mêmes minéraux d'altération (principalement clinochlore et carbonates) observés dans la zone de contact entre le sill doléritique de Hassi Taïbine et l'encaissant dévonien. Les phosphates pourraient également être mis en relation avec les intrusions doléritiques, car l'apatite est l'un des composants volatiles les plus fréquents dans ce type de magmatisme.

La chronologie des évènements basée sur le principe de recoupement montre que les microséquences les plus anciennes (premiers stades d'ouverture) des veines de brèches sont à quartz et goethite, relayées par la précipitation de solutions solides entre phosphates de fer et phosphates d'aluminium et de calcium. Les microséquences les plus récentes regroupent carbonates, sulfates, clinochlore et kaolinite. Ces microséquences sont secondaires et cristallisent dans la porosité résiduelle, mais présentent toujours une croissance syntaxiale, témoin d'une extension. Cette succession paragénétique traduit bien l'évolution d'un système hydrothermal.

Dans le Tassili de Ouallen et l'Ahnet central, aucun indice d'hydrothermalisme n'a été mis en évidence, hormis la déformation plastique de grains et des veines quartzitiques, attestant de conditions thermodynamiques sévères.

# CHAPITRE VII : Synthèse et conclusions générales

### 1. Rappel des objectifs de thèse

Le sujet de thèse se rattache à la thématique scientifique «caractérisation des réservoirs gréseux non conventionnels», dits "tight gas". Il avait pour principal objectif d'étudier les relations entre la sédimentologie des faciès, le mode de fracturation et les mécanismes de la diagenèse dans une unité réservoir à faibles caractéristiques matricielles, afin de prédire les variations de ses propriétés pétrophysiques et comprendre son comportement hydraulique lors de sa mise en production.

Les réservoirs "tight" se caractérisent par une faible perméabilité des roches qui rend délicate et complexe leur mise en production. Comprendre leur caractérisation est complexe, et passe par l'identification des hétérogénéités sédimentaires et structurales, qui sont les zones les plus perméables, et donc les plus favorables pour initier un développement ("sweet spots"). Cette approche a été appliquée à la formation des "Quartzites de Hamra", qui est l'un des réservoirs les plus prolifiques de la province gazière de l'Ahnet (Sahara central). Cette formation à faciès homogènes et grande extension régionale, s'est déposée à l'Arenig dans un environnement marin peu profond. Son homogénéisation par la bioturbation verticale (Ichnofaciès Skolithos) a occulté toutes les structures physiques primaires, rendant la reconstitution de l'environnement sédimentaire extrêmement difficile. Ce dernier est resté mal connu à l'échelle régionale.

Les « Quartzites » sont intensément silicifiés aussi bien à l'affleurement qu'en subsurface. A priori on rattachait les variations de qualité du réservoir à des variations verticales et latérale de cette silicification. Cependant, aucune analyse réalisée à ce jour, n'aborde réellement les relations pouvant exister entre les faciès sédimentaires et leur architecture diagénétique, et encore moins, entre la déformation cassante et les écoulements de fluides. la compréhension de certains aspects de la diagenèse, comme l'origine du ciment siliceux, les conditions physico-chimiques conduisant à sa formation, les paramètres qui contrôlent sa distribution, ou encore sa relation avec la génération des hydrocarbures, est encore loin d'être totale, voire n'a jamais été étudiée précisément.

En fait l'unité réservoir produit grâce à la fracturation naturelle qui pallie aux faibles caractéristiques matricielles. Comprendre les paramètres susceptibles de contrôler la nature et la distribution des fractures est un enjeu très important, pour pouvoir construire des modèles réservoir statiques (faciès et diagenèse) et dynamiques (écoulement des fluides) réalistes, permettant de faciliter l'implantation des puits de production ou d'injection.

Dans ce travail, nous avons combiné diverses analyses, allant de la télédétection jusqu'aux analyses de laboratoire. Deux exemples de terrain localisés à proximité de la suture panafricaine, et un exemple de subsurface situé dans l'Ahnet central ont pu être analysés. Le premier cas de terrain correspond au Tassili d'Ouallen, une province ignorée, d'accès difficile, située au Nord du rameau pharusien occidental, et donnant sur le désert du Tanezrouft-Erg-Chech. Le principal objet de recherche dans ce périmètre est l'anticlinal d'Igamerene, l'unique site où les successions ordoviciennes préglaciaires sont présentes et préservées. Le deuxième cas de terrain correspond à la boutonnière paléozoïque de Bled El Mass, qui est une région structuralement complexe au sein de la ride d'Azzel-Matti. Nous avons concentré nos efforts de recherche sur la structure du Djebel Abberaz, qui est un monoclinal régulier, constitué en grande partie de terrains rapportés à la formation des « Quartzites de Hamra ». Le cas subsurface correspond à un des plus grands champs à gaz dans le bassin de l'Ahnet. Les conclusions principales sont mentionnées ci-dessous.

# 2. Principaux résultats

# 2.1. Du point de vue sédimentologique

## 2.1.1. Mise en évidence d'une série marine à la base des épandages fluviatiles cambriens

Les travaux menés dans le Tassili de Ouallen ont permis de mettre en évidence, et pour la première fois, à la base des grandes nappes détritiques du Cambrien supérieur, et apparemment en parfaite continuité, d'une série marine de type shoreface-tidal, typique des période de haut niveau marin. Cette série, épaisse d'environ 30 m, indique que la région était envahie par une mer peu profonde, soumise à l'action des marées et des tempêtes, avant l'arrivée brutale des épandages fluviatiles du Sud. Sa reconnaissance n'était que très partielle dans les Monts de l'Ougarta, où elle a été datée du Cambrien inférieur-moyen.

## 2.1.2. Reconstitution de l'environnement sédimentaire

## A. Analyse des faciès

Les « Quartzites de Hamra » sont constitués de grès fins à moyens, bien triés, à aspect massif, organisés en bancs fortement amalgamés, et extrêmement bioturbés. Cette bioturbation est représentée par un assemblage dense de terriers verticaux, donnant lieu à une ichnofabrique monospécifique, connue sous le nom de « Skolithos pipe-rock ». Aucune structure sédimentaire n'est apparente, hormis quelques stratifications sigmoïdales et drapages argileux, avec de rares rides de vagues et des structures obliques en mamelons (HCS).

Les facies «Skolithos pipe-rock» décrits dans les trois régions d'étude, sont des grès minéralogiquement et texturalement matures, que les Skolithos ont eu le temps de coloniser abondement. Ces faciès sont attribués à un domaine côtier de haute énergie, totalement oxygéné, dans lequel, les substrats sableux sont propres, bien classés et peu compactés. Les conditions environnementales stressantes pour un grand nombre d'organismes expliquent la faible diversité de la population benthique, la prédominance de morphologie simple, et la diminution de la taille des terriers en comparaison avec leurs homologues franchement marins. La préservation locale de niveaux gréseux modérément bioturbés, à litage sigmoïdal et drapages argileux, suggère une grande influence de courants de marées. La présence exceptionnelle de petites rides d'oscillation et de structures obliques en mamelons témoigne d'une légère influence de vagues.

### B. Association verticale des faciès

Sur les coupes verticales, les faciès « Skolithos pipe-rock » (PTP) peuvent admettre des grès grossiers à coquilles de Lingulla (DRM), des grès fins à Daedalus (PTD), ou encore de gros distributaires tidaux (RCT). L'organisation verticale de ces différents faciès définit un environnement de type rampe tidale sableuse bioturbée. L'une des caractéristiques frappante de cette association de faciès est la remarquable persistance, non seulement en termes de « fabrique de roche » mais aussi en termes de continuité latérale, traduisant une période d'étalement et d'uniformisation générale de la sédimentation; la subsidence devient identique partout, et la sédimentation est tout à fait continue. Les sables sont remaniés vers l'offshore par une forte hydrodynamique tidale, donnant lieu à une rampe sableuse plate, s'étendant très au large du littoral.

La succession (DRM)-(PTP)-(PTD) traduit un approfondissement progressif du milieu de dépôt. Le faciès (DRM) est une surface de ravinement tidale qui a une valeur régionale (discordance de base des « Quartzites de Hamra»). Elle se surimpose à une surface d'érosion régionale qui est responsable de la troncature des termes sommitaux de la formation des « Grès d'El Atchane » sousjacente, et dans certains cas (Tassili de Ouallen, subsurface) de tous les termes antérieurs jusqu'à la base du Trémadoc (la « Zone des alternances »). Le faciès (RCT) qui est typique des domaines confinés soumis à plus forte action de courants de marées, est principalement développé dans la partie sommitale des « Quartzites » où il marque le passage vers la formation des « Grès de Ouargla ». La base de cette unité est également une discordance érosive à valeur régionale, puisqu'elle a été mise en évidence dans d'autres régions comme la structure du Djebel Tamamat et en subsurface.

## C. Organisation séquentielle

Cinq séquences (S2 à S6, la séquence S1 étant cambrienne), comprenant chacune plusieurs séquences à moyen terme, ont été mises en évidence au sein des successions ordoviciennes préglaciaires. La durée de ces séquences varie entre 7 et 15 Ma, mais elles sont sans doute séparées par des lacunes stratigraphiques importantes, de durée inconnue. La superposition de ces séquences traduit une rétrogradation à long terme, pendant laquelle on assiste à la disparition progressive des systèmes fluviatiles et au développement de conditions marines ouvertes de mieux en mieux exprimées lorsqu'on que l'on se déplace vers le NNW. Les séquences sont délimitées par des discontinuités matérialisées soit par des surfaces de ravinement transgressives, soit par des surfaces de progradation maximale, plus ou moins faciles à suivre. Les surfaces d'émersion subaériennes sont très peu observées mais les corrélations régionales attestent d'érosions majeures, de grande longueur d'onde, au niveau de la plupart des limites de séquences. La

définition des cortèges sédimentaires est malaisée sur une plateforme très peu profonde sans rupture de pente, la physiographie en rampe ne permettant pas de différencier les cortèges de bas niveau marin des cortèges de haut niveau.

La formation des « Quartzites de Hamra » s'inscrit dans la séquence S3, supposée d'âge Arenig inférieur. Cette séquence est limitée à sa base par la discordance érosive (SB3), et au sommet par une surface de ravinement tidal (SB4). Elle est marquée dans le Tassili de Ouallen par un simple contact abrupt entre les premiers dépôts de shoreface des « Grès d'Ourgla » et les faciès tidaux des « Quartzites de Hamra ». Dans l'Ahnet central, cette discontinuité est très peu exprimée et passe à une surface de concordance; le contact entre les deux formations est souvent progressif. La puissance de cette séquence varie entre 20 et 40m dans le Tassili de Ouallen et dans l'Ahnet central, mais peut atteindre des valeurs de l'ordre de 100m dans la région du Djebel Abberaz. Ces variations d'épaisseur témoignent de troncatures d'érosion au sommet des quartzites, et de variations de dépocentres liées à la subsidence régionale.

### D. Hiérarchisation de l'enregistrement stratigraphique au sein de la séquence S3

Cinq séquence d'ordre inférieure ont pu être déterminées et corrélées à l'échelle du flanc ouest du Djebel Abberaz. Ces paracycles bien exprimés dans l'enregistrement stratigraphique présentent un caractère relativement isopaque (système de compensation, traduisant l'irrégularité des paléotopographies héritées), avec cependant une expansion stratigraphique bien marquée au niveau de la partie centrale de l'affleurement, traduisant une variation brusque du potentiel d'accommodation, sans doute lié à un contrôle par faille.

# E. Architecture stratigraphique

L'architecture stratigraphique des successions cambro-ordoviciennes a enregistré les différentes phases de structuration qui ont marqué l'histoire d'évolution des régions d'études. La géométrie des séquences de dépôt montre d'importantes variations d'épaisseurs, qui pourraient bien être expliquées par un jeu combiné de variations eustatiques et d'épisodes tectoniques (réactivation des structures panafricaines et phases de déformation à grande longueur d'onde affectant la plate-forme saharienne).

Durant l'intervalle Cambrien-Trémadoc (séquences S1, S2), la zone de suture et l'Ahnet central ont connu une subsidence active, favorisant la mise en place d'au moins 100m de sédiments (400m pour l'Ahnet). La vitesse de sédimentation très faible au cours de cette période de temps (10m par Ma, Euzen et al, 2005), contrastant avec le mode de dépôt rapide des épandages fluviatiles de base (Unité II), permet de penser que cette sédimentation était fréquemment interrompue par des lacunes de sédimentation dont la durée nous échappe. Dans ce contexte de faible taux d'accommodation, les chutes eustatiques du niveau marin relatif ont été bien enregistrées, notamment au droit du paléorelièf de socle, où se développent des discordances progressives et se surimposent aux discordances tectoniques régionales, donnant lieu à des géométries de prismes stratigraphiques complexes. La charte eustatique du Paléozoïque (Haq et

Shutter, 2008) montre que les variations eustatiques durant la période cambro-ordovicienne étaient relativement limitées en termes d'amplitude, mais suffisantes pour créer l'émersion des paléorelièf durant les chutes du niveau marin relatif.

A l'Arénig (séquences S3, S4), le môle Tamamat, toujours très actif, montre un enrichissement notable en dépôts de haute énergie autour d'une zone proche de l'émersion. L'Igamerene et l'Ahnet central jouent également pendant la sédimentation, quoi que de façon moins spectaculaire. La séquence S4 est en grande partie érodée sous la discordance SB5, témoignant de mouvements positifs dans ce secteur. Seul le Djebel Abberaz continue sa subsidence sans être trop influencé par les déformations intra-Arenig.

Au Llanvirnien-Llandelien (séquence S5), les variations d'épaisseur cessent brusquement au droit du môle, traduisant l'arrêt de ces jeux de failles. Les faciès tidaux bioturbés des « Grès de Ouargla » sont recouverts passivement par les argiles marines de la formation d'Azzel-Tiferouine. Le Tamamat commence alors sa subsidence et l'on assiste à la migration du dépocentres vers cette zone.

Les temps ordoviciens supérieurs sont complexes et difficiles à comprendre à cause des effets de soulèvements locaux attribués à la phase Taconique qui déforme l'ensemble e la plateforme. Dans le Tassili de Ouallen et l'Ahnet central, la succession de l'Ordovicien supérieur (séquence S6) est en grande partie érodée sous l'effet combiné de la discordance Taconique et de l'érosion glaciaire.

A l'Ordovicien terminal, le réseau des allées glaciaires est lui-même contrôlé par la topographie, mais il n'existe pas d'évidence directe d'activité tectonique durant la sédimentation, excepté les effets glacio tectoniques. La période glaciaire aurait été probablement trop courte (entre 0.2 et 0.5 Ma, Sutclife et al., 2000) pour enregistrer les effets de subsidence tectonique à long terme.

La période silurienne serait une période de stabilité tectonique au cours de laquelle les régions se trouvent passivement inondées lors de la transgression du Silurien, déposant les argiles à graptolites.

Contrairement à ce que l'on s'attendait d'une zone de suture active au cours des temps cambro-ordoviciens, les déformations enregistrées dans cette zone sont limitées à de simples flexurations (flambage), induisant des variations d'épaisseurs, avec quelques basculements régionaux sur lesquels les successions ordoviciennes sont soit érodées ou non déposées. Les paléorelièfs du socle réactivés au cours de cette période ont influencé l'architecture séquentielle et la distribution des faciès. La remontée discontinue de ces môles au cours des phases de structuration paléozoïques a ainsi contrôlé à la fois la distribution des roches mères et des niveaux réservoirs, qui ont été préférentiellement préservés dans les zones basses où règnent des conditions anoxiques, et érodés ou non déposés sur les paléorelièfs.

# 2.2. Du point de vue Structural

### 2.2.1. Mouvements synsédimentaires au cours du Cambro-ordovicien

Au voisinage des grands accidents subméridiens qui parcourent le Tassili de Ouallen, des variations latérales brusques aussi bien dans les faciès que dans les épaisseurs ont été observées, traduisant un régime de subsidence variable lié à une tectonique synsédimentaire active au cours de la période cambro-ordovicienne. Pour la première fois, des évidences de failles synsédimentaires affectant les séries du cambro-ordovicien sont décrites à l'affleurement dans le secteur de Ouallen.

# 2.2.2. Mise en évidence d'un paléorelief dans la région du Dj. Abberaz

Les données de télédétection ont montré l'existence, dans la partie septentrionale du Djebel Abberaz, d'un paléorelièf antérieur au dépôt de l'unité II (dépôts fluviatiles cambriens). Il s'agit d'une petite remontée de socle de quelques kilomètres de large, sur laquelle une réduction progressive des premiers termes de la couverture paléozoïque a pu être distinguée. On a donc là un petit paléorelief de socle ayant contrôlé l'architecture stratigraphique de l'unité II, mais qui ne semble pas avoir joué pendant la sédimentation comme dans le cas du Djebel Tamamat (absence de discordance angulaire progressive).

# 2.2.3. Un style structural similaire dans les trois sites étudiés

La déformation dans les trois régions d'étude est représentée par une succession de structures subméridiennes plissées, séparées par des failles crustales, de direction subméridienne héritées de la tectonique panafricaine. La réactivation successive de ces grandes failles décrochantes au cours de l'histoire tectonique polyphasée de la plateforme Nord-Gondwanienne, avait entrainé le déplacement de blocs crustaux individualisés les uns par rapport aux autres, le détachement de la couverture paléozoïque et son écrasement sous les remontées du socle. Les décrochements majeurs sont décalés obliquement par une série d'accidents mineurs de direction NE-SW et NW-SE dont l'organisation en échelon et les relations géométriques indiquent une association génétique (failles de Riedel). Un système d'accidents mineur d'orientation EW a été également observé, mais cette population de failles présente un caractère très local. Dans la région du Djebel Abberaz, cette population de faille suit en éventail la courbure du pli, suggérant une association génétique.

# 2.3. Du point de vue fracturation naturelle

# 2.3.1. Distribution des orientations des fractures et influence des structures régionales

Cinq principales familles (NS, NNW-SSE, EW, NE-SW et NW-SE), ont été observées à l'affleurement et en subsurface, dominées très largement par les familles subméridiennes et NE-SW qui présentent un caractère régional. Ces différentes orientations de fractures sont également présentes dans le socle précambrien. Leur distribution autour des grandes structures régionales montre qu'elles ont été influencées par la distribution des failles et la géométrie des plis. En effet, dans la région du Djebel Abberaz, le réseau transverse suit en éventail la courbure du pli, alors que le réseau axial et oblique couvre tous les ensembles morphostructuraux, avec une densité surfacique particulièrement élevée dans les zones de déformation intense, comme les terminaison du pli, la zone d'interaction entre les grands décrochements subméridiens (D1 et D2), les séries du soubassement et la zone endommagée par les dykes doléritiques (Sud de Hassi Taïbine).

Dans le Tassili de Ouallen, le système de fractures est influencé par la géométrie du grand décrochement (D1) qui délimite la structure plissée vers l'ouest. En effet, dans la partie septentrionale du pli (région d'Igamerene), où le tracé du grand décrochement est subméridien, la fracturation est dominée par la famille directionnelle NNW-SSW, alors que dans la partie méridionale (Adrar Tahenna), où le tracé devient NW-SE, on note la prédominance des fractures de même direction. Il est de même pour l'Ahnet central, où les orientations des fractures montrent un parallélisme parfait avec la direction des failles.

# 2.3.2. Géométrie et distribution complexe des réseaux de fractures

Les fractures naturelles sont omniprésentes dans tous les affleurements visités. Elles montrent des géométries complexes et des distributions spatiales sur plusieurs ordres de grandeur, avec notamment des corrélations qui produisent des densités de fracturation très hétérogènes. Les observations de terrain confortées par les approches statistiques développées à partir de l'imagerie satellitaire, font ressortir clairement des échelles de fracturation bien distinctes : (1) des échelles globales ou régionales exprimant principalement des zones de failles, (2) des échelles intermédiaires exprimant des zones de failles et des diaclases majeures et, (3) des échelles locales

exprimant fracturation de fond, diaclases majeures et failles. A ces réseaux de fractures s'ajoutent un système de brèches hydrauliques, que l'on n'a pu observer qu'au niveau des affleurements du Djebel Abberaz.

L'approche statistique à grande et moyenne échelle a montré que la distribution spatiale des fractures le long des profils d'échantillonnage (scanlines) était non uniforme, souvent ajustée à une loi de type exponentielle négative (Cv>1) pour la grande échelle, et log-normale (Cv  $\approx$ 1) pour l'échelle intermédiaire, sauf dans le cas de la famille EW, qui présente une distribution régulière (Cv<1) le long de la structure du Djebel Abberaz. Les zones à fortes densité de fracturation correspondent dans la région d'Abberaz, aux séries intermédiaires du socle, à la zone d'interaction entre les deux décrochements subméridiens (F1, F2), et la zone endommagée par les dykes (Sud de Hassi Taïbine). Dans le Tassili de Ouallen les densités maximales sont associées aux zones d'ouverture triangulaires liées au décrochement (D1).

Les observations de terrain ont montré une combinaison de deux systèmes de fractures au sein de la formation des Quartzites de Hamra » : un système confiné aux bancs (limité à l'épaisseur d'un banc individuel) "Stratabound", dans lequel la stratification des sédiments joue le rôle de facteur de contrôle sur la géométrie et l'extension des fractures (et par conséquent leur influence sur les écoulements de fluides), et un système "Non-stratabound, 's'affranchissant de l'épaisseur des bancs.

Dans le système "Stratabound", les fractures se forment lorsque les bancs élémentaires qui constituent la pile sédimentaire sont découplés mécaniquement les uns des autres. Ces systèmes sont essentiellement composés de diaclases de fond, dont les attributs géométriques peuvent changer d'un niveau à l'autre. Les distributions des longueurs de traces, souvent ajustées à une loi log-normale, présentent une échelle limitée (quelques centimètres à plusieurs décimètres), et des espacements relativement uniformes (Cv<1), notamment dans le Tassili de Ouallen. La connectivité du réseau de fond est souvent importante (présence de plusieurs familles directionnelles), et favorable à la percolation effective des fluides.

Dans le système "Non-stratabound" les failles et les fractures à grande persistance verticale (diaclases majeures) prédominent. L'unité mécanique est d'échelle déca à hectométrique, et les terminaisons des fractures sont difficiles à observer. La distribution des fractures est hétérogène (randomly to clustred distribution,  $Cv \ge 1$ ), souvent ajustée à une loi de type exponentielle négative. Ce système est particulièrement développé dans la région du Djebel Abberaz, où il semble avoir été favorisé par la grande massivité des roches, et leur pauvreté en matériel argileux, qui se résume à de simples joints de stratification. Cela a assuré un bon couplage mécanique entre les bancs d'une même pile sédimentaire. La massivité des « Quartzites » dans cette région résulte des effets combinés de la diagenèse siliceuse et des altérations hydrothermales, qui se sont manifestées par la mise en place de brèches hydrauliques et de la déformation plastique sévère du protolithe (recristallisation des grains détritiques). La connectivité générale de ce système est faible, sauf lorsque certaines variations locales d'orientation le favorisent. Il est important de souligner l'augmentation systématique de la densité de fracturation à proximité des failles dans ce secteur.

Dans l'Ahnet central, l'analyse des carottes a montré que les « Quartzites de Hamra » étaient fracturées, mais la densité moyenne de cette fracturation (0.53 frac/m) semble insuffisante pour justifier les résultats positifs des tests de formation. Il est fort probable que la fracturation soit plus importante et que son échantillonnage ne soit pas représentatif. Les fractures peuvent largement espacées, ou possèdent des dimensions supérieures à celles du diamètre de forage (corridors ou failles). La bréchification de l'unité IV dans les puits déviés W-6, où les meilleurs résultats de tests de formation ont été enregistrés, plaide en la faveur de cette dernière hypothèse. Notons que le même type de bréchification a été observé dans le sondage W-8.

Les fractures observées sur carottes correspondent à des fractures de fond (joints), dont la plus grande partie (65%) présente des ouvertures inframillimétriques "hair-line" et des longueurs atteignant rarement le décimètre. Cette population de fractures est généralement cimentée par les argiles (l'illite), les bitumes et en moindres proportions par la silice, la barytine et la pyrite. Les fractures productrices de gaz correspondent à des veines ouvertes, partiellement cimentées par le quartz, et accessoirement par les carbonates de fer. Les ouvertures hydrauliques de ce système de fractures est inférieures au centimètre, et leur extension est d'ordre métrique. La majeure partie de ces fractures sont subverticales (parallèles à l'axe des carottes) et présentent une répartition non uniforme.

## 2.3.3. Une histoire de déformation complexe et polyphasée

Il est très malaisé de retracer de manière satisfaisante l'histoire d'évolution des domaines tels que la zone de suture panafricaine et le bassin de l'Ahnet, ayant connu une histoire de déformation complexe et polyphasée, et de préciser d'une manière réaliste, l'âge de la fracturation qui les affecte à partir des données satellitaires et de quelques observations de terrain. Il est clair qu'une étude exhaustive de terrain, destinée à l'établissement des états de contraintes et de la déformation s'avère indispensable, et cela constitue bien évidemment un objet de thèse en soi. Nous allons dans ce qui suit, proposer un scénario chronologique de la déformation et spéculer sur le rôle spécifique de cinq épisodes tectoniques successifs dans l'organisation spatiale des fractures. Ce scénario est basé pour l'essentiel sur les relations de recoupement des fractures et la compatibilité de leur cinématique avec les états de paléocontraintes connus dans l'Ahnet et le Bled El Mass.

Le principe de recoupement suggère que la famille de fractures qui recoupe systématiquement une autre en rompant son colmatage, ou s'arrête fréquemment en butée sur elle, doit être nécessairement plus récente (Gross., 1993 ; Laubach., 1999). Le décalage de fractures par rejet cisaillant (le cisaillement responsable du décalage d'une fracture donnée est postérieur à sa création). Pour les systèmes Riedel (fractures nées par cisaillement simple), la séquence de fracturation est généralement plus aisée à interpréter. Les fractures les plus courtes postdatent les plus longues auxquelles elles sont génétiquement liées. Si l'angle d'intersection entre fractures est non orthogonal, la deuxième famille s'est forcément formée sous des conditions de contraintes différentes, car les systèmes conjugués se forment simultanément le long de plans principaux orthogonaux (Washington., 1986). Il est important de rappeler que ces relations ne peuvent pas contraindre le timing absolu de la formation des fractures. Elles peuvent être utilisées pour séparer des populations de fractures contemporaines, résultant de conditions de contraintes similaires. L'âge précis de la fracturation ne peut être obtenu qu'en combinant diagenèse et tectonique.

### • Le serrage Panafricain

Le rôle de la collision panafricaine dans la création des grands accidents méridiens du socle «NS megashear zones », et le découpage de celui-ci en différents blocs crustaux de composition hétérogène est classiquement admis. Ainsi, le réseau linéamentaire NS serait le plus ancien, relayé par le réseau transversal (EW) qui le décale. Ce dernier aurait été probablement généré durant la phase de relaxation succédant au serrage.

### • Les phases Baïkaliennes (Panafricain tardif)

La réactivation des failles crustales au cours des évènements panafricains tardifs, aurait probablement créé la population des failles conjuguées NE-SW et NW-SE, qui sectionnent le bâti précambrien selon une géométrie losangique. Ces épisodes compressifs d'orientation globale EW, auraient selon Legrand (1964), Choubert et al (1968), provoqué l'arrêt du fonctionnement des bassins intramontagneux, et donné aux séries molassiques du NW de l'Ahaggar leur cachet définitif (état de déformation final).

## • La tectogenèse Hercynienne

Après une période d'accalmie relative au cours du Paléozoïque, la tectogenèse Hercynienne s'accompagne d'un régime transpressif orienté globalement ENE-WSW (Donzeau et al., 1981 ; Donzeau., 1983 ; Piqué., 1994 ; Haouchine et al., 1996 ; Haddoum et al., 1996; 2001; Zazoun., 2001; 2008, Smith et al., 2006 ; Haddoum et al., 2009; IFP Energies nouvelle, inédit :). Les études des états de contraintes menées récemment dans le Sahara central, le Bled El Mass et les Tassilis N'Ajjers (Zazoun., 2001 ; 2008 ; Haddoum., 2009), ont toutes confirmé l'évolution de la direction de raccourcissement hercynien au cours du temps, et la légère rotation de l'axe de contraintes ( $\delta$ 1) dans le sens horaire, passant d'une direction NE-SW à une direction WNW-ESE. Tenant compte de cette évolution, il est tout à fait plausible d'envisage le scénario suivant ;

La direction de raccourcissement NE-SW, aurait réactivé les anciennes structures subméridiennes en décrochements dextres et généré les failles en échelon de direction NE-SW révélées par l'imagerie satellitaire et la sismique. C'est cette phase qui aurait esquissé les structures plicatives et réactivé le réseau systématique hérité du Panafricain.

La direction de raccourcissement NW-SE aurait réactivé en décrochement senestre les anciennes failles subméridiennes dextres, inversé le sens du jeu des failles NE-SW, et généré le réseau de failles NW-SE, entrainant les extrusions latérales du socle et des décollements locaux qui les accompagnent. Le réseau de failles conjugué précambrien aurait pu jouer le rôle d'anisotropies préexistantes réactivées au cours du fonctionnement des décrochements subméridiens. L'effet de cette tectonique compressive tardive a été mis en évidence grâce à la télédétection et aux données de sismique 3D, qui ont révélé la réactivation en senestre des grandes failles décrochantes subméridiennes. Cette cinématique est attestée par les jeux senestres observés sur les failles NE-SW et par la courbure de leurs extrémités aux points d'intersections avec les failles décrochantes majeures. Elle ne peut être obtenue qu'avec une direction de contraintes NW-SE, compatible avec l'épisode hercynien tardif, mais également avec la phase atlasique qui présente la même direction de raccourcissement.

### • La phase Barrémienne (Autrichienne)

Il est certes difficile de pouvoir mettre en lumière nettement le rôle spécifique de cette phase, surtout en l'absence de tout marqueur stratigraphique. Néanmoins, le tronçonnement des grandes failles décrochantes dans la région de Bled El mass et l'Ahnet central, attesté par le déplacement dextre des petits morceaux de ces failles, plaide en la faveur d'une réactivation des accidents NE-SW en décrochement dextre pendant une phase de raccourcissement de direction EW, soit la direction de la phase autrichienne. L'effet de cette dernière dans le Tassili de Ouallen est difficile à mettre en évidence.

# • La distension mésozoïque

Il parait évident que le réseau linéamentaire NE-SW qui recoupe l'ensemble des structures soit d'origine tardive. Les jeux coulissant senestres qui caractérisent cette population de failles dans la zone d'affleurement des « Quartzites de Hamra » et au Sud de Hassi Taïbine (zone des dykes), ainsi que les mouvements normaux enregistrés le long des failles transverses (données de terrain), traduisent clairement la manifestation d'une tectonique distensive, affectant le socle, induisant à une dislocation de sa couverture (par le jeu répété des accidents panafricains et probablement tardi-hercynien). Cette tectonique distensive serait le reflet de l'expansion des domaines océaniques téthysien et Atlantique. Elle aurait commencé de manière effective dès le Jurassique inférieur (distension EW), ainsi que le suggèrent les intrusions doléritiques engagées dans les fractures d'orientation NE-SW et EW de Hassi Taïbine (Dj. Abberaz), et les indices d'hydrothermalisme dans la région (brèches hydrauliques, minéralisations exotiques).

Il est tout à fait plausible d'en déduire que les zones de fractures, amorcées au Jurassique, aient été amplifiées lors de la distension du Crétacé inférieur (distension NNW-SSE) et le soulèvement tardif du Hoggar, donnant au paysage son modelé définitif (contraste morphostructuraux entre zones saillies et creux topographiques). Haddoum (2009) dans sa publication, a souligné que l'arrêt des formations géologiques et des failles au Nord de Bled El Mass serait dû à la présence d'un mégalinéament NE-SW d'âge probablement Crétacé, séparant le Tidikelt et les formations quaternaires des successions paléozoïques. Ce mégalinéament qui passe globalement par In Salah, Aoulef et Reggane, semble se continuer vers l'ouest, dans le Craton ouest africain, où il coïncide avec la limite sud de la dorsale Reguibat (Accident Nord Taoudéni) ; il serait en relation avec l'ouverture de l'Atlantique et jouerait en distension. Dans le Tassili de Ouallen et l'Ahnet central, l'effet de cette tectonique distensive est moins marqué.

## 2.4. Du point de vue de la diagenèse

### 2.4.1. Composition minéralogique et maturité texturale

Les « Quartzites de Hamra » sont minéralogiquement et texturalement matures mais peuvent être dans certains cas submatures ou supermatures. La plupart des échantillons sont des "Quartzarenites" caractérisées par leur richesse en quartz détritique monocristallin. Les « Subarkoses » n'ont été observées qu'en subsurface où un enrichissement local en feldspaths potassique est visible. Les parties basales et sommitales des « Quartzites » sont généralement enrichies en débris lithiques faisant d'elles des "sublitharenites".

## 2.4.2. Hiérarchisation des phénomènes diagénétiques

Le principal phénomène diagénétique qui contrôle les propriétés pétrophysiques des réservoirs est la précipitation du quartz authigène lié soit à des phénomènes de pressiondissolution associé à la compaction mécano-chimique, soit à la formation de veine et de stylolithes. Il s'accompagne de phénomènes classiques de la diagenèse comme la néoformation de kaolins, la néoformation d'illite, la dissolution des feldspaths potassiques et la précipitation tardive de dolomite ferrifère, de pyrite et de sulfates dans les pores secondaires. Il s'agit de phénomènes qui sont assez fréquemment observés dans des grès ayant été enfoui à des profondeurs d'au moins 2000 à 3000m, comme par exemple en Mer du Nord (Morton et al., 1992), dans le Golfe du Mexique (Houseknecht et Pittman, 1992) ou dans d'autres bassins paléozoïques sahariens (Eschard et al, 2006 ; Kracha, 2006).

• La compaction chimique et la précipitation du quartz authigène rendent compte d'une perte pratiquement totale de la porosité lors de la première et principale phase de la diagenèse liée à l'enfouissement des « Quartzites de Hamra». Le volume de ciment atteint plus de 24% dans la majorité des faciès. Une telle abondance de quartz authigène est également observée dans les séries ordoviciennes supérieures, notamment dans les formations des « Grès de Ouargla » et des « Grès d'Oued Saret ». Elle s'explique par la maturité minéralogique des faciès (prédominance de quartz détritique, faible abondance de matrice argileuse) et une diagenèse d'enfouissement poussée en durée et en température.

Le quartz authigène se présente principalement sous forme de surcroissances syntaxiales autour des quartz détritiques. La cathodoluminescence montre différentes zonations avec généralement une première génération relativement fine, irrégulière et non luminescente suivie d'une seconde génération fortement luminescente occupant les espaces poreux (outgrowth). C'est ce ciment de blocage qui est responsable de la détérioration des caractéristiques matricielles des « Quartzites ».

Du ciment siliceux est également associé aux fractures dans les zones de déformation cataclastique. Les analyses menées dans la zone de faille de l'Igamerene, ont montré une relation positive entre le volume de silice et la déformation cassante. Ainsi, le volume de silice est plus important dans la zone endommagée (volume de roche adjacent au plan de glissement) où il est préférentiellement localisé dans les fractures transgranulaires et les bandes de déformation cataclastiques. • Les réactions argileuses, notamment l'illitisation des smectites et la néoformation d'illite, sont beaucoup moins importantes en termes de volume que la compaction chimique. Ces réactions dépendent largement de la température (120 à 140°C ; Worden et Morad, 2000), et conduisent à la libération de silice et donc à une cimentation potentielle de quartz qui restent néanmoins très limitée par rapport aux phénomènes de pression-dissolution.

• La dissolution des feldspaths potassiques est un phénomène qui a été observé aussi bien à l'affleurement qu'en surface, où il est responsable de la création de pores secondaires et de l'amélioration des caractéristiques matricielles des "Quartzites". Les pores générés sont souvent isolés, mais peuvent dans certains cas être interconnectés par le biais de microfissures transgranulaires ouvertes, augmentant la capacité d'écoulement des fluides. La réaction de dissolution des feldspaths est postérieure à la première auréole de surcroissances (S1), et serait probablement contemporaine de la phase (S2), mais ne pourrait à elle seule rendre compte de leur quantité dans les grès. Le volume de feldspaths dissous évaluée à travers la porosité de dissolution demeure sous-estimée, en raison notamment de la précipitation ultérieure de phases authigènes, comme la dolomite ferrifère, l'illite, les sulfates et la pyrite. Cependant, ces mesures bien que minimales indiquent que la quantité originelle de feldspaths serait comprise entre 1 et 8%.

• La dolomite ferrifère est un ciment tardif qui postdate les surcroissances de quartz et la dissolution des feldspaths potassiques. Ce ciment s'observe en très faibles proportions (< 3%), sous forme de petits cristaux isolés le long des pores secondaires et des réseaux de fractures, créant des hétérogénéités de perméabilité. L'origine de la dolomite ferrifère dans les «Quartzites » est spéculative. En l'absence apparente de précurseurs carbonatés dans la formation, ce ciment pourrait se former à partir d'un afflux de CO2 en relation avec la migration des hydrocarbures, et d'éléments alcalins et ferrifères, en provenance de la décomposition de grains réactifs, ou de roches argileuse et évaporitiques adjacentes (Burley et Worden, 2003).

• La pyrite est très fréquente dans les grès ordoviciens mais ne présente aucune influence sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs, de part sa faible teneur (traces -1%).

• Les sulfates constituent également une phase accessoire. Ils ont été observés sporadiquement sous formes de petits cristaux automorphes d'anhydrite et de barytine grisâtre, associée à la calcite ferrifère et à l'illite dans les pores secondaires et les petites fractures. Leur origine mésodiagénétiques tardive pourrait être expliquée par l'arrivée d'un fluide acide externe dans le réservoir, provenant de la compaction des roches argileuses adjacentes (roches mères ordoviciennes), comme dans le cas des grès jurassiques en Mer du Nord (Haszeldine et al., 1992; Marchand et al., 2002). Une origine associée à la décomposition des feldspaths détritiques qui ont résisté à l'altération au cours des premiers stades de la diagenèse est également possible.

# 2.4.3. Origine du ciment siliceux qui affecte les « Quartzites de Hamra»

La diagenèse siliceuse des « Quartzites » est essentiellement liée à l'enfouissement. Les bilans chimiques et les analyses pétrographiques réalisées sur les intrusions doléritiques du Djebel Abberaz (sill de Hassi Taïbine), ont permis d'exclure le magmatisme comme source potentielle pour la silice. En effet, ces analyses ont montré que le corps magmatique (sill) était frais et préservé des altérations tardi-magmatiques, ce qui ne semble pas plaider en la faveur d'une source externe via des circulations hydrothermales.

### 2.4.4. Séquence diagénétique et déformation cassante

### A. Histoire diagénétique préhercynienne

Les « Quartzites de Hamra » ont connu une histoire diagénétique préhercynienne liée à l'enfouissement qui se marque par une perte pratiquement totale de leur porosité. Elle est suivie par un épisode de fracturation, qui s'est manifesté aussi bien à l'affleurement qu'en subsurface par

le développement de fractures ouvertes (veines en crack-seal), mises en évidence dans les trois unités ordoviciennes: « Quartzites de Hamra » (unité III-2), « In Tahouite » (unité III-3) et « Tamadjert » (unité IV).

Dans les « Quartzites de Hamra », les veines sont toutes tapissées de quartz automorphe. Les textures de ce dernier peuvent être de type « blocky », lorsque les cristaux nouvellement formés sont relativement equidimensionnels et orientés aléatoirement, ou « elongate blocky », lorsque ces cristaux deviennent relativement allongés. La croissance cristalline est toujours syntaxiale, dirigée des parois vers le centre des veines, et montre des évidences de compétition de croissance, contrôlées par l'orientation cristallographique des grains. En effet, les faces cristallines orientées dans la direction de croissance générale, se sont développées plus rapidement et ont acquises des dimensions plus grandes que celles des cristaux défavorablement orientées, donnant lieu à une espèce de ponts quartzitiques isolés (quartz bridges), qui se projettent d'une paroi à l'autre, préservant de la porosité résiduelle. Ce sont ces ponts qui contiennent les indices de cracksealing, attestant du caractère syncinématique du quartz, et gardant en mémoire l'histoire d'ouverture et de fermeture des fractures.

Les observations en cathodoluminescence associée au MEB ont révélé une relation étroite entre la taille de l'ouverture des veines et la texture du ciment siliceux in situ. En effet, lorsque les ouvertures sont d'ordre inframillimétrique, les veines sont totalement scellées, et le quartz de remplissage montre des textures uniformes, correspondant à une seule ouverture incrémentale. Lorsque les veines sont plus larges, les textures en crack-seal développées, enregistrent plusieurs évènements d'ouverture, et la porosité résiduelle est localement préservée. Le volume du quartz doit dépendre d'un certain nombre de paramètres incluant la cinétique de croissance de la veine, la température (variation locale du gradient géothermique), le temps de résidence du fluide dans la veine, l'état de saturation du fluide par rapport au quartz, ainsi que les cinétiques de précipitation.

Dans l'unité III-3, les veines peuvent présenter des textures secondaires (recristallisation de textures primaires) dans lesquelles le quartz ne montre aucune évidence de crack-sealing (n'est pas contemporain de l'ouverture de la fracture), et remplace une phase précoce de nature carbonatée. Cette phase d'importance mineure, est représentée par de petits cristaux de calcite ferrifère irrégulièrement répartis sur les parois des veines, ou de petites inclusions piégées entre les cristaux du quartz. Elle est également présente dans la matrice, où elle est associée aux pores secondaires. Son origine sans doute mésodiagénétique tardive est à rattacher soit à la recristallisation de minéraux carbonatés préexistants, où à la percolation d'un fluide évolué, associé à la migration des hydrocarbures dans le champ (Morad, 1998 ; Rossi et al., 2001). Cette dernière hypothèse est la plus plausible car ces grès sont encadrés par les argiles ordoviciennes supérieures réputées pour constituer des roches mères secondaires dans le bassin.

Le ciment siliceux associé à ce type de veines, peut montrer une combinaison de textures à la fois de type "elongate blocky" et "stretched', où le quartz apparait en cristaux très allongés, sans indices de compétition cristalline, remplissant la totalité des espaces ouverts, agissant négativement sur les propriétés hydrauliques des fractures. Dans ces veines la porosité résiduelle est souvent occupée par un ciment tardif de nature carbonatée (calcite ferrifère) ou sulfatée (petits cristaux de barytine). Ainsi, par opposition aux veines développées dans les « Quartzites de Hamra », et qui sont restées ouvertes, la plus grande partie des veines dans l'unité III-3 montrent la précipitation d'un ciment carbonaté tardif (postcinématique) dans les pores résiduels, agissant très négativement sur les propriétés d'écoulement des fractures.

Les veines observées dans l'unité IV sont limitées aux faciès argileux périglaciaires ("diamictites" ou "dropstones") et n'affectent en aucun cas les unités gréseuses. Ces veines présentent des extensions d'ordre métrique et des ouvertures cinématiques qui peuvent dépasser le centimètre. Elles peuvent être de nature quartzitique comparable à celles décrites dans les « Quartzites de Hamra », ou composites, montrant plusieurs stades d'ouverture, auxquels sont associés par ordre d'apparition : sidérite, chlorite ferrifère et quartz mésocristallin. Dans ce dernier cas, les caractéristiques hydrauliques des fractures sont totalement altérées. Les cartes chimiques réalisées dans ces faciès ont confirmé l'existence de ces trois composants chimiques dans la matrice, ce qui confirme encore une fois la relation étroite qui relie la formation des veines au processus de pression-dissolution (matériel provenant essentiellement de la compaction de la matrice).

Les textures en crack-seal dans les veines ordoviciennes et les ouvertures incrémentales associées, indiquent que cet épisode de fracturation était assisté par des fluides en surpression. Les analyses en spectroscopie Raman ont montré que toutes les veines ordoviciennes renfermaient du méthane (CH4), avec accessoirement du CO2, N2 et H2O. Cela indique que cet épisode de fracturation était contemporain d'une phase de génération de gaz sec dans le champ. L'isotopie du quartz (d18O) a confirmé la nature évoluée (diagénétique) des fluides parents, responsables de la précipitation du quartz de veines, et ont montré que cet épisode de fracturation a eu lieu dans un environnement diagénétique, en présence de fluides réactifs. L'association fréquente des veines aux slicolithes (joints stylolithiques à angle faible, recoupant la stratigraphie), indique que la pression-dissolution par stylolithisation était en grande partie responsable de la cimentation des veines.

Les mesures microthermométriques effectuées sur les inclusions fluides dans le quartz des veines ont révélé des températures d'homogénéisation comprises entre 186,4°et 200°C, avec un mode situé autour de 190°C pour l'unité III-3, et entre 150° et 250°C, avec un mode autour de 170°C pour l'unité IV. Le calage de ces données par rapport aux courbes d'enfouissement dans le champ a permis de fournir des contraintes sur l'âge précis de cet épisode de déformation, qui serait Carbonifère supérieur (période hercynienne précoce). L'analyse microthermométrique des veines contenues dans les « Quartzites» n'a pu être entamée pour des impératives de timing, mais il est permis de supposer qu'elles soient de même âge, de part les caractéristiques communes qu'elles présentent avec les autres veines ordoviciennes.

### B. Histoire diagénétique post-hercynienne

L'histoire post-hercynienne est marquée à l'échelle régionale par une augmentation notable du flux de chaleur, notamment au cours de la période fin Trias-début Jurassique ( $\approx$ 200 Ma), où on assiste à l'ouverture de l'Atlantique central, et à la mise en place d'intrusions doléritiques (CAMP) dans les séries dévono-carbonifères du Djebel Abberaz. Le deuxième évènement thermique, qui est d'âge Eocène ( $\approx$ 50 Ma), est associé au volcanisme du socle Hoggar.

Les observations de terrain ont montré que l'altération des « Quartzites de Hamra» dans la région d'Abberaz était hétérogène et sélective. En effet, l'affleurement montre l'individualisation de couloirs très indurés, d'orientation EW, non affectés par l'érosion, contrastant avec les secteurs déprimés adjacents. L'observation détaillée de ces couloirs a révélé l'existence de fractures bréchifiées parallèles au réseau orthogonal, et dont les caractéristiques diffèrent de celles décrites dans les zones de failles. En effet, ces fractures bréchifiées ne montrent aucun indice de mouvement cisaillant, et sont généralement marquées par des textures de crack-seal accompagnées de paragenèses symptomatiques regroupant phosphates, hydroxydes de fer, quartz, carbonates, sulfates, clinochlore et kaolinite. Au contact des brèches le protolithe est très altéré et montre des indices de déformation plastique sévère, ainsi que des phénomènes de corrosion et de dissolution qui ont développé un important réseau secondaire, favorisant l'ouverture du système aux circulations des fluides. Des changements de couleur associés à la variation du potentiel redox et la précipitation de nouvelles phases minérales sont couramment observés. Toutes les caractéristiques précitées rappellent celles des brèches associées aux filons magmatiques (Phillips, 1972). Il s'agit vraisemblablement ici de brèches hydrauliques, générées aux cours d'un (ou plusieurs) épisode de circulations hydrothermales.

Il est malaisé de préciser l'âge exact de cet épisode de fracturation hydraulique, néanmoins, certains faits structuraux semblent privilégier la période de chauffe jurassique. En effet, les

accidents transverses et obliques reliant les intrusions doléritiques à la bande d'affleurement du Cambro-ordoviciens, pourraient constituer les principales voies de migration des fluides géothermaux. Ces fluides auraient circulé à travers les zones endommagées, entrainant l'altération thermique et chimique des roches.

Le deuxième paramètre qui plaide en la faveur d'une telle hypothèse, est la présence au sein des brèches et des veines des mêmes minéraux d'altération (principalement clinochlore et carbonates) observés dans la zone de contact entre le sill doléritique de Hassi Taïbine et l'encaissant dévonien. Les phosphates pourraient également être mis en relation avec les intrusions doléritiques, car l'apatite est l'un des composants volatiles les plus fréquents dans ce type de magmatisme.

La chronologie des évènements basée sur le principe de recoupement montre que les microséquences les plus anciennes (premiers stades d'ouverture) des veines de brèches sont à quartz et goethite, relayées par la précipitation de solutions solides entre phosphates de fer et phosphates d'aluminium et de calcium. Les microséquences les plus récentes regroupent carbonates, sulfates, clinochlore et kaolinite. Ces microséquences sont secondaires et cristallisent dans la porosité résiduelle, mais présentent toujours une croissance syntaxiale, témoin d'une extension. Cette succession paragénétique traduit bien l'évolution d'un système hydrothermal.

Dans le Tassili de Ouallen et l'Ahnet central, aucun indice d'hydrothermalisme n'a été mis en évidence, hormis la déformation plastique de grains et des veines quartzitiques, attestant de conditions thermodynamiques sévères.

### 2.4.5. Origine du contraste morphologique des «Quartzites» à l'affleurement

L'étude pétrographique comparative des « Quartzites » indurés, constituant l'essentiel des reliefs du Djebel Abberaz, et de leurs équivalents latéraux localisés dans les secteurs déprimés, a montré très peu de variations en termes de texture et de composition minéralogique et chimique des roches. Il s'agit dans les deux cas de Quartzarenites matures, ayant connu une importante déformation par pression-dissolution, avec précipitation d'un volume considérable de quartz authigène, principale cause de perte de porosité dans ces grès. La seule différence à retenir serait une teneur de carbonates tardifs (post pression-dissolution) un peu plus forte dans les zones déprimées. Mais pour intéressante qu'elle soit, cette abondance toute relative de carbonates n'est sans doute pas en mesure d'expliquer les contrastes morphologiques observés en surface.

A cette diagenèse siliceuse, succède une grande mobilité chimique associée à la remontée de fluides chauds d'origine hydrothermale à travers les systèmes de fractures. On assiste alors à l'altération thermique des roches, et à la formation d'un système complexe de brèches hydrauliques. Cela avait pour effet d'augmenter la cohésion mécanique des roches, et par conséquent leur résistance à l'altération superficielle. Loin des zones de brèches, les faciès sont beaucoup moins indurés et plus facilement altérables. Ainsi, les contrastes morphologiques majeurs qui marquent le terrain, découlent de l'existence et de la répartition inégale des brèches hydrauliques, ainsi que de faits d'ordre tectonique (développement du réseau de fracturation oblique) et climatique (érosion différentielle).

# **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- 1. Aase. N.E., Bjørkum. M.A et Nadeau. P.H (1996). The effect of grain-coating microquartz on preservation of reservoir porosity. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 80, 1654-1673.
- 2. Abdel Aal, A., Day, R. A. et Lelek, J.J. (1992). Structural evolution and styles of the northern Sinai, Egypt. Eleventh EGPC Expl. and Prod. Conf., Cairo.
- 3. Abercrombie. H.J, Hutcheon.I.E, Bloch.J.D et DeCartitat.P (1994). Silica activity and the smectite-illite reaction. Geology 22, 539-542.
- 4. Ackermann. R.V., Schlinsche, R.W., and Withack, M.O. (2001). The geometric and statistical evolution of normal fault systems: An experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 1803–1819, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00028-1.
- 5. Addour. L (2007). Caractérisation et modélisation des réservoirs des l'Ordovicien terminal dans le bassin de l'Ahnet (Algérie). Mémoire de master, ENSPM. 50p.
- 6. Aït-Kaci.A et Fabre. J. (1984). Les formations volcano-sédimentaires terminales du cycle panafricain au Sahara algérien et malien. 27th IG.C, Moscow. Abstract II, 247.
- 7. Aït Kaci. A et Moussine-Pouchkine.A (1987). Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intramontagneux de la chaine Pan-Africaine: la Série pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie. Journal of African Earth Sciences. Volume 6, Issue 4, 1987, Pages 525-535.
- 8. Akkouche. M (2007). Apport de la méthode de datation par les traces de fission a l'analyse de la thérmicité de bassins a potentiel pétrolier. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algerie). Thèse d'état Univ. De Grenoble.
- 9. Al-Aboud. N (2003). Observation et quantification des mécanismes de pressiondissolution dans un réservoir gréseux. Thèse de doctorat de l'Université des sciences et Technologie de Lille.
- Allen. G. P. (1991). Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary--A model for macrotidal estuarine systems; in, Clastic Tidal Sedimentology, D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin, and R. A. Rahmani, eds.: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16, p. 219-226.
- 11. Alpert. S. P. (1974). Systematic review of the genus Skolithos. Journal of Paleontology, 48 4:661-669.
- 12. Alpert. S.P. (1975). Planolites and Skolithos from the upper Precambrian-Lower Cambrian, White-Inyo Mountains, California: Jour. Paleontology, v.49, no.3, 508-521, 3 pls. and fluid-driven mass transfers in the recent fault zones of the Corinth Rift (Greece). Comptes Rendus Geoscience, 336, 375–383.
- 13. Andersen.T.B, Terje Osmundsen.P, et Jolivet.L (1994). Deep crustal fabrics and a model for the extensional collapse of the southwest Norwegian Caledonides. Journal of Structural Geology. Volume 16, Issue 9, September 1994, Pages 1191-1203.

- 14. Anderson. D.L (1981). A global geochemical model for the evolution of mantle, in Evolution of Earth, Geodyn. Serv., vol.5, edited by R.J.O'Connell and W.S.Fyte, pp. 6-18, AGU, Washington, D.C.
- 15. Antonellini. M., A. Aydin, and D. D. Pollard (1994). Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah, J. Struct. Geol., 16, 941 959.
- Aplin. A.C., Warren E.A., Grant S.M. & Robinson A.G. (1993) Mechanisms of quartz cementation in North Sea reservoir sandstones: constraints from fluid composition. Pp. 7À22 in: Diagenesis and Basin Development (A. Horbury & A. Robinson, editors). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol., 36.
- 17. Arab. M, Kerdjidj.M.K, Berrabah.M, Abselouahab.N, Mehieddine.D, e Nouiouet.S (2008). Synthèse géochimique et reevaluation du système pétrolier des basins algériens. Rapp. Int. Sonatrach.
- 18. Arbey. F. et Caby, R. 1966. Présence de dreikanters à la base du Cambrien de la Sebkha el Melah; remarques sur la discordance du Paléozoïque et sur l'âge du soubassement dans la région des Monts d'Ougarta (Sahara algérien). Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France. 63–64.
- 19. Armstrong. H.A., Turner, B.R., Makhlouf, I.M., Weedon, G.P., Williams, M., Al Samdi, A. et Abu Salah, A., (2005). Origin, sequence stratigraphy and depositional environment of an upper Ordovician (Hirnantian) deglacial black shale, Jordan. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 220, 273-289.
- Askri. H., Belmecheri. A., Benrabah. B., Boudjema. A., Boumendjel. K., Daoudi. M., Drid. M., Ghalem. T., Docca. A. M., Ghandriche. H., Ghomari. A., Guellati. N., Khennous. M., Lounici. R., Naili. H., Takherist. D., Terkmani. M (1999). Géologie de l'Algérie. Contribution de SONATRACH Division Exploration, Centre de Recherche et Développement et Division Petroleum Engineering et Développement.
- 21. Attar. A., Fournier, J., Candilier, A.M., Coquel, R. (1980). Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du Bassin D'Illizi (Fort Polignac) Algérie. Rev. Inst. Fr. Pét. 35, 585–61.
- 22. Avigad. D., Kolodner, K., McWilliams, M., Persing, H., and Weissbrod, T (2003). Origin of northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating: Geology, 31, 227-230.
- 23. Aydin. A., and Johnson, A. M., 1983, Analysis of faulting in porous sandstones: Journal of Structural Geology, v. 5, p. 19–31.
- 24. Ayyad. M. H., Darwish, M., (1996). Syrian Arc Structures: A unifying model of inverted basins and hydrocarbon occurrences in North Egypt. EGPC Expl. and Prod.Conf., Cairo.
- 25. Azzouni-Sekkal. A., Liégeois, J.P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S. and Bonin, B (2003). The "Taourit" magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuared Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence: Journal of African Earth Sciences, v. 37, p. 331-350.
- 26. Badsi. M (1993). Failles et fractures dans le bassin de l'Ahnet. Apport du retraitement sismique. Mémoire D.E.A, Géosciences E.N.S.P.M , Université Pierre et Marie Curie.

- 27. Badsi. M (1998). Fracturation naturelle des roches : Application au bassin de l'Ahnet (ALGERIE), thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie.
- 28. Baertschi. P., et Silverman, S.R (1951). The determination of relative abundances of the oxygen isotopes in silicate rocks. Geochim. Cosmochim. Acta 317-328.
- 29. Bannari. A.D, Morin.G.B, Benie.F et Bonn.F (1995).Theoretical Review of Different Mathematical Models of Geometric Corrections Applied to Remote Sensing Images, Remote Sens. Rev. 13: 27-47.
- 30. Barclay. S. A. Worden, R. H. Parnell, J. Hall D. L. et Sterner S. M. (2000). APG Bulletin; v. 84; no. 4; p. 489-504; American Association of Petroleum Geologists (AAPG).
- 31. Barclay.S.A et Worden.R.H (1997). Reservori wettability and its effect upon cementation in oil fields. In : Exempled Abstract, Volume of the Geofluids II, 1997 Conference. (eds Hendry, J., Carey, P., Parnell.J, Ruffell, A et Worden.R.H.) pp. 264-267. The Geofluids Research Group, Belfast.
- 32. Barclay.S.A et Worden.R.H (2000). Effects of reservoir wettability on quartz cementation in oil fields. In: Quartz cementation in Sandstones. (eds Worden,R.H & Morad, S.)pp. 103-117. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 29. Blackwell Science, Oxford.
- 33. Barclays. S.A et Worden, R.H (1997). Reservoir wettability and its effect upon cementation in oil fields. In; Extended anstract, Volume of the Geofluids II, 1997 Conference (eds Hendry, J., Carey, P., Parnell, J., Ruffell, A. et Worden, R.H) pp. 264-267. The geofluids Tesearch Group, Belfast.
- 34. Barthélémy.P (1992). Etude de la géométrie des réseaux de fractures à différentes échelles. Reconnaissance de structures hiérarchisées. Thèse de Doctorat de l'Universitè Paris-Sud. 291 p.
- 35. Barwise. A.J.G., Clarke. P.N. Bishop. C.D. et Malek.B. (2003). Charge Modelling in the Ahnet-Timmimoun Basin, Algeria-Timing of Gas Generation and Migration. AAPG HEDBERG CONFERENCE "Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Africa" February 18-20, 2003, Algiers, Algeria.
- 36. Bayer. R., et Lesquer, A (1978). Les anomalies gravimetriques de la bordure orientale du craton ouest--africain: geometric d'une suture pan-africaine. Bulletin de la societe Geologique de France 6, 863–876.
- 37. Bazalgette, L (2004). Relations plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile : Accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les articulations. Possibles implications dynamiques dans les écoulements des réservoirs. Thèse de doctorat. Université Montpellier II. 252p.
- Beauchamp. J., Courtinat. B., Desteucq, C., Ferrandini. J., Potherat. P., Roy-dias. C. et Sagon.
  J. (1985). L'Autuno-stéphanien du sondage OT6 Bis dans le Haouz oriental de Marrakech: étude préliminaire. Bulletin de l'Institut des Sciences, Rabat, 9, 11-20.

- 39. Beauchamp. W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. Tectonics 18,163-184.
- 40. Becker. A. et Gross, M.R. (1996). Mechanism for joint saturation in mechanically layered rocks: an example from southern Israel: Tectonophysics, v. 257, p. 223-237.
- 41. Becker.A et Gross.M.R (1996). Mechanism for joint saturation in mechanically layered rocks: an example from southern Israel. Tectonophysics, v. 257.
- 42. Beicip (1975)- Synthèse du bassin de l'Ahnet-Tidikelt.
- 43. Beicip-Sonatrach (1979). Synthèse du bassin de l'Ahnet-Tidikelt.
- 44. Beicip-Franlab (2003). 3D fracture modeling and fracture properties computation on Ahnet Field. Rapport interne SONATRACH.
- 45. Belfoul. M.A, Faik,F et Hassenforder (2001). Mise en évidence d'une tectonique tangentielle antérieure au plissement majeur de la chaine hercynienne de l'Anti-Atlas occidental, Maroc. J. African Earth. Sci., 32 ; 723-739.
- 46. Bellini. E. et Massa, D., (1980). A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the southern basins of Libya. In: The Geology of Libya. Volume I. (eds M.J. Salem, and M.T. Busrewil). Academic Press, London, 3-56.
- 47. Benison. K.C. and Goldstein, R.H. (2000). Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, USA. Journal of Sedimentary Research 70, 159–169.
- 48. Bennacef. A., Beuf, S., Biju-Duval, O., De Charpal, O., Gariel. O and Pognon, P. 1971. Example of Cratonic Sedimebtation: Lower Palaezoic of Algerian Sahara. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55, (12), 2225-2245.
- 49. Bennet, P et Siegel, D.I. (1987). Increased solubility of quartz in water due to complexing by organic compounds. Nature 326, 684-686.
- 50. Berner & Davies (1973). Mechanism of feldspar weathering: II observation of feldspars from soil. Geochim. Cosmochim. Acta 43. 1173-1186.
- 51. Berner. R.A. (1981). Kinetics of weathering and diagenesis. In kinetics og Geochemical Processes (eds. A.C Lasaga and R.J. Kiekpatrick). Mineralogical Society of America, Princeton, N.J. vol.8. pp. 111-134.
- 52. Bernini. M., Boccaletti, M., Gelati, R., Moratti, G., Papani, G., El Mokhtari, J. (1999). Tectonics and sedimentation in the Taza-Guercif Basin, northern Morocco: Implications for the Neogene evolution of the Rif – Middle Atlas Orogenic System. J.Petroleum Geology, 22, 115-128.
- 53. Bertrand-Sarfati.J (1972a). Stromatolites columnaires de certaines formations carbonatées du précambrien supérieur du bassin congolais (Bushimay, Lindien, Ouest congolien). Ann. Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren, série in-8°, Sc. Geol. 74, 10pl., 45p.
- 54. Bertrand-Sarfati.J, Fabre.J et Moussine-Pouchkine.A (1977). Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques : quelques exemples sahariens (geodynamics of the cratonic

sedimentary areas : some Saharan exemples). Bull. Centres Rech. Exml. Prod. Elf-Aquitaine.I (1) : 217-231.

- 55. Bertrand-Sarfati. J., Moussine-Pouchkine, A., Caby, R. (1987). Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest: nouvelle interprétation géodynamique. Bulletin de la société Géologique de France 8, 855–865.
- 56. Beuf. S., Biju-Duval. B., Mauvier, A., Legrand Ph. (1968). Nouvelles observations sur le "Cambro-Ordovicien" du Bled El Mass (Sahara central), Publ. Serv. Géol. Algérie, Bulletin n° 38, p.39-51.
- 57. Beuf. S., Biju-Duval. B., De Charpal. O., Rognon. P., Gariel. O., et Bennacef, A. (1971). Les grès du Palaeozoique inferieur du Sahara. Publication Institute Français du Petroleum, Collection Science et Technologie du Petrole, Paris, No. 18. 484 p.
- 58. BHP-Sonatrach (1995). Potentiel pétrolier des basins de l'Ahnet, Timimoun et de Reggane. Rapport final. Module 3 : Géologie de réservoir.
- 59. Biemi. J (1992). Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subshéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest; hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la Haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Nationale de Côte d'Ivoire, 450 p.
- 60. Bi-ju Duval.B., Charpal.O, Beuf.S et Benacef.A (1968). Lithostratigraphie du Dévonien inférieur dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, bull. n°38, pp.83-104.
- 61. Biot. M.A, Medlin.W.L, Masse.L (1983). Fracture penetration through an interface. Society of Petroleum Engeneers 23, 857-869.
- 62. Bjørkum. P. A., E. H. Oelkers, P. H. Nadeau, O. Walderhaug, and W. M. Murphy (1998). Porosity prediction in quartzose sandstones as a function of time, temperature, depth, stylolite fre- quency, and hydrocarbon saturation: AAPG Bulletin, v. 82, p. 637–648.
- 63. Bjørlykke. K (1979). Cementation of sandstone : discussion. J. Sedim. Petrol. 49, 1358-1359.
- 64. Bjørlykke. K (1983). iagenetic reactions in sandstones. In Parker, A., and Sellwood, B.W. (Eds)., Sediment Diagenesis. NATO ASI Ser. C, 169-213.
- 65. Bjørlykke. K et Brendsdal.A (1986). Diagenesis of the Brent Sandstone in the Statfjord field, North Sea, in Gautier, D. L., (ed). Roles of organic matter in sediment diagenesis. SEPM Special. Publication No. 38: 203p.
- 66. Bjørlykke. K et Kaare. H (1997). Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. Marine and Petroleum Geology Volume 14, Issue 3, May 1997, Pages 267-276.
- 67. Black. R (1966). Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. C.R. Ac. Fr., t. 262, pp. 1046-1049.

- 68. Black. R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boullier, A.M., Fabre, J. & Lesquer, A (1979). Evidence for Late Precambrian plate tectonics in West Africa, Nature, 278, 223–227.
- 69. Black. R., Latouche, L., Liegois, J-P., Caby, R. & Bertrand, J.M.L., (1994). Pan-African displaced terranes in the Tuareg Shield (Central Sahara). Geology, 22, 7, 641-644.
- 70. Blès. J.L (1969). Les relations des microfractures avec le plissement dans la région du Djebel Ben Tadjine et au 'km 30' (Chaînes d'Ougarta-Sahara occidental, Algérie). Publication Service Géologique Algérie 39, 193-204.
- 71. Blès. J.L et Feuga. B (1981). La fracturation des Roches: Manuel et Méthodes. BRGM.
- 72. Bogdanov. A (1947). The intensity of cleavage as related to the thickness of the bed (Russian Text). Sov. Geol., 16.
- 73. Bodnard. R.J (1993). Received equation and table for determining the freezing point depression of H2O. Nacl solutions. Geochimica et Cosmochimica, Acta, 57, 683-4.
- 74. Boles.J.R, et Franks.S.J (1979). Clay diagenesis in Wilcox sandstones of south-west Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation.J. Sediment. Petrol.49:55-70.
- 75. Boles.J.R (1982). Active albitisation of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. Am. J.Sci.282: 165-80.
- 76. Boote. D. R., Clark-Lowes, D. D. and Traut, M.W (1998). Paleozoic Petroleum systems of North Africa, in Macgregor, D.S, Moody, R.T.J. and Clark-Lowes Editors, Petroleum Geology of North Africa, Geological Soc. Sp. Publ. 132, p. 7-69.
- 77. Borthwick. J., et Harmon,S.R (1982). A note regarding CIFS as an alternative to BrF, for oxygen isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Ada. 46, 1665-1668.
- 78. Boudjema. A., (1987). Evolution Structurale Du Bassin Petrolier (Triassique) du Sahara Nord Orientale (Algerie). Unpublished Ph.D Thesis. Universite de Paris Sud, Centre D'Orsay.
- 79. Boukhallat. S, Rahmani.A, Tahir.O (2003). Structural evolution of Ahnet Basin, Algeria. AAPG HEDBERG CONFERENCE. "Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Africa" February 18-20, 2003, Algiers, Algeria.
- 80. Boullier. A-M. & Bertrand, J.M.L., (1981). Tectonique tangetielle profonde et couloirs mylonitiques dans le Hoggar Central Polycyclique (Algerie). Bulletin Geological Society of France, 23,17-22.
- 81. Boullier. A-M., (1982). Etude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et tectogenese. Thèse d'Etat INPL, Nancy, 327p.
- 82. Boullier. A-M., (1991). The Pan-African Trans-Saharan Belt in the Hoggar Shield (Algeria, Mali, Niger): A Review. In: The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives (eds R.D. Dallmeyer and J.P. Lecorche), 85-105.

- 83. Boullier. A.M., France-Lanord. C., Dubessy.J., Adamy. J. et Champenois.M. (1991). Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). Contrib. Mineral. Petrol., 107, p. 358-372.
- 84. Bourgeois. J. (1980). A transgressional shelf seque,ce exhibiting hummocky stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), south-western Oregon. Journal of sedimentary petrology 50: 681-702.
- 85. Bourque. P.A, Madi.A et Mamet.B (1995). Waulsortian-type bioherm development and response to sea-level fluctuations: upper Visean of Bechar basin, western Algeria. Journ. Sed. Research, vol. B65, 1, 80-95.
- 86. Boutaleb. S., El Hammichi. F., Tabyaoui, H., Bouchaou. L et Dindane. L (2009). Détermination des écoulements préférentiels en zone karstique (Tafrata, Maroc), apport des données satellitaires SAR ERS-1 et Landsat ETM+ et de la prospection géophysique. Revue des sciences de l'eau, Journal of Water Science, vol. 22, n° 3, 2009, p. 407-419.
- 87. BP-Sonatrach (1993). Algeria District 3 convention. Modules 1 to 4.
- 88. Brede. R., Hauptmann. M., Herbig. H.-G. (1992). Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco The Mesozoic-Cenozoic development of the Central High Atlas and the Middle Atlas. Geologische Rundschau, 81, 127-141.
- Brenchley. P.J., Romano. M., Gutierrez-Marco, J.C. (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: Knight, R.J., McLean, J.R. (Eds.), Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 2, 241e255.
- 90. Brennan. S.T., et Lowenstein. T.K. (2002). The major-ion composition of Silurian seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 66, p. 2683-2700.
- 91. Britt. E.M et Moen. K.M.M (2007). Compaction microstructures in quartz grains and quartz cement in deeply buried reservoir sandstones using combined petrography and EBSD analysis. Journal of Structural Geology, Volume: 29, Issue: 11, Pages: 1843-1854.
- 92. Brocco. J et Nyssen. R (1959). Nouvelle observations sur les « Grès inférieurs » cambroordovicien du Tassili interne (Nord-Hoggar). Bull. Soc. Géol. Fr., 7<sup>ème</sup> série, t.I, n°2, pp. 197-206.
- 93. Bromley. R. G. (1996). Trace Fossils, biology, taphonomy and applications: Chapman and Hall, London, 360 p.
- 94. Bromley. R.G. (1996). Trace fossils. Biology, taphonomy and applications, 2nd edition: Chapman & Hall, London, 361 p.
- 95. Bruno. J., Cross. J.E., Eikenberg. J., McKinley, I.G., Read. D., San- dino. A., Sellin. P. (1992). Testing models of trace element geo-chemistry at Pocos de Caldas. J. Geochem. Explor. 45, 451 – 470.
- 96. Buatois. L.A. et Mángano. M.G. (2003). Sedimentary facies and depositional evolution of the Upper Cambrian to Lower Ordovician Santa Rosita Formation in northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 16:343-363.

- 97. Burley. S.D, Kantorowicz. J.D, et Waugh B. (1985). Clastic diagenesis. In: Brenchley. P.J, Williams. B.P.J, editors. Sedimentology: recent developments and applied aspects. Geological Society Special Publication, vol. 18. p. 189 226.
- 98. Burley. S.D., et Kantorowicz. J.D. (1986). Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones: Sedimentology, v. 33, p. 587-604.
- 99. Burley. S.D. et Worden. R.H. (2003). Sandstone diagenesis: from sand to stone.. In: Burley.S.D and Worden. R.H (eds). Clastic diagenesis: recent and ancient. International Association of Sedimentologists, . Blackwells, Oxford.
- 100. Burruss. R.C (1987). Diagenetic paleotemperatures from aqueous fluid inclusions; Reequilibration of inclusions in calcium carbonate cements by burial heating; Mineralogical Magazine, v.51, p. 477-481.
- 101. Busch. D.A. (1971). Genetic units in delta prospecting, Bulletin of American Assoc. Petrol. Geol. 55.1137-54.
- 102. Busson. G. (1970). Le Mésozoïque saharien. 2e partie. Synthèse des données des sondages algéro-tunisiens, tome. 1, 340 p. Publication du Centre de Recherche des Zones Arides, série géologique, 11, Editions du CNRS, Paris.
- 103. Caby.R (1963). Les formations précambriennes de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Yetti-Eglab (Sahara algérien occidental). –Bull. Soc. Geol. Fr., 7, VII, 341-352.
- 104. Caby, R. et Moussu, H (1967). Une grande serie detritique du sahara. Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, IX: 876-882.
- 105. Caby.R. (1967). Existence du Cambrien à faciès continental (« série pourprée », « Nigritien ») et importance du volcanisme et du magmatisme de cet âge du Sahara central (Algérie). C.R Acad. Sci. Paris, 264, 1386-1389.
- 106. Caby. R. (1968). Une zone de décrochements à Véchelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. Bull. Soc. géol. Fr., (7), X, PP- 577-587.
- 107. Caby. R. (1972). Evolution pré-orogénique, site et agencement de la chaine pharusienne dans le Nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien); sa place dans l'orogenèse panafricaine en Afrique occidentale. Coll. Intern. CNRS sur les correlations du Précambrien, Rabat, 3-23 mai 1970. Edit. Serv. Geol.. Maroc, n°.192, 65-80.
- 108. Caby. R., Dostal. J., Dupuy. C. (1977). Upper Proterozoic volcanic graywackes from western Hoggar (Algeria). Geology and Geochemistry. Precambrian Research 5, 283–297.
- 109. Caby. R. (1978). Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali. Bull. Soc. géol. Pr., XX, 6 : 557-861.
- 110. Caby. R., Bertrand. J.M.L. et Black. R. (1981). Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In: Precambrian Plate Tectonics (ed A. Kroener) Elsevier, Amsterdam, 407-434.

- 111. Caby. R. (1987). The Pan-African belt of West Africa from the Sahara desert to the Gulf of Benin. In: Schaer, J.P., Rodgers, J. (Eds.), Anatomy of Mountain Ranges. Princeton University Press, pp.129–170.
- 112. Caby. R. et Andreopoulos-Renaud. U., (1987). Le Hoggar oriental, bloc exotique cratonise a 730Ma dans la chaine Pan African du nord du continent Africain. Precambrian Research, 36, 335-344.
- 113. Caby. R., Andreopoulos-Renaud.U., Pin. C (1989). Late Proterozoic arc-continent and continent continent collision in the Pan-African Trans-Saharan belt of Mali. Canadian Journal Earth Sciences 26, 1136–1146.
- 114. Caby.R. (1994). First record of Precambrian coesite from Northern Mali: implications for Late Proterozoic plate tectonics around the west African craton. European Journal of Mineralogy 6, 235–244.
- 115. Caby. R. (1996). Rapport de la mission de terrain dans le Grand Sud- Ouest algerien. Memoires du Service Geologique de l'Algerie 8, 49–51.
- 116. Caby. R. (2003). Terrane assembly and geodynamic evolution fo central-western Hoggar: a synthesis: Journal of African Earth Sciences, v. 37, p. 133-159.
- 117. Caby. R. et Monié. P. (2003). Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence: Journal of African Earth Sciences, v. 37, p. 269-293.
- 118. Cailleux. Y., Gonord. H., Le Guern, M. et Sauvage. M. (1983). Taphrogenèse et magmatisme permien dans le Maroc central. Bulletin de la Faculté des Sciences, Marrakech, n° spec. 1, 24-39.
- 119. Caine. J.S, Evans. P et Forster. C.B. (1996). Fault zone architecture and permeabilibty structure, Geology, 24, 1025-1028.
- 120. Caine. J. S. et Forster, C. B. (1999). Fault zone architecture and fluid flow: Insights from field data and numerical modeling: in Haneberg, W.C., Mozley, P. S., Moore, J. C. and Goodwin, L. B., editors, Faults and sub-surface fluid flow in the shallow crust: AGU Geophysical Monograph 113, p. 101-127.
- 121. Caine. J.S., Bruhn. R.L., et Forster. C.B. (2010). Internal Structure, Fault Rocks, and Inferences Regarding Deformation, Fluid Flow, and Mineralization in the Seismogenic Stillwater Normal Fault, Dixie Valley, Nevada: Journal of Structural Geology, doi: 10.1016/j.jsg.2010.03.004.
- 122. Caloz. R., et Collet. C. (2001). Précis de télédétection ; vol. 3 : Traitements numériques d'images de télédétection. Presses de l'Université de Québec et Agence universitaire de la Francophonie, Sainte-Foy (Québec) ISBN 2-7605-1145-6.
- 123. Carpenter. R. (1980). The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, pp.1967-1976.
- 124. Carr. I.D. (2002). Second-order sequence stratigraphy of the Palaeozoic of North Africa. Marine Petroleum Geology 25, 259–280.

- 125. Castaing.C, Halawani. M.A et al. (1996). Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea Rifting. Tectonophysics. 261, 291-314.
- 126. Chabou. M.C. (2001). Etude petrographique et géochimique du magmatisme mesozoïque de l'Ouest d la plate forme saharienne. Mém. Magist. Ecol. Nat. Polytheq., Alger, pp. 181.
- 127. Chabou. M.C, Sebai. A, Féraud. G et Bertrand. H (2007). Datation 40Ar/39Ar de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. C. R. Geoscience 339, 970–978. Elsevier.
- 128. Chappell. J. et Woodroffe. C. D., (1994). Macrotidal estuaries. In: Carter, R. W. G. and Woodroffe, C. D. (Eds.) Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics, pp. 187-218. Cambridge University Press.
- 129. Chenevoy, M. et Piboule, M. (2007). Hydrothermalisme. Spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux. EDP Science, p.
- 130. Chester. F.M et Logan. J.M (1987). Composite planar fabric of gouge from the punchbowl Fault. California. Journal of Structural Geology, 9.621-634.
- 131. Chester. F.M, Evans. J.P et Biegel. R.L (1993). Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas. Journal of Geophysical Research, 98.771-786.
- 132. Chester. J. S., F. M. Chester, et A. K. Kronenberg (2005). Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system, Nature, 437, 133 –136.
- 133. Choubert. G (1963). Histoire grologique du Pr r c ambr i en de l'Anti-Atlas. Notes Mrm. Serv. Grol. Maroc, 162,352 pp.
- 134. Choubert. G. et Faure-Muret, A. (1968). Sur la serie stratigraphique precambrienne de la partie sud-ouest du massif du Bas Dra (Tarfaya, Sud marocain). Comptes Rendus Academie Sciences Paris 269, 759-762.
- 135. Clayton. R. N. et Maydedat, K (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. Cosmochim. Acta 21,43-52.
- Clifton. H.E. (1983). Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. Journal of Sedimentary Petrology, v. 53, no. 2, p. 353-369.
- 137. Cocks. L.R.M. & Fortey, R.A. (1988). Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana. In: Gondwana and Tethys (eds M.G. Audley-Charles and A. Hallam). Geol. Soc. London, Spec. Publ., 37, 183-200.
- 138. Cohen. Z., Kaptsan, V., Flexer, A. (1990). The tectonic mosaic of the southern Levant: Implications for hydrocarbon prospects. J. Petroleum Geology, 13, 437-462.
- 139. Collomb, G.R. (1962). Étudé géologique du Jebel Fezzan et de sa bordure paléozoique. Notes Mém Comp. Fr. Pétrole, 1, 35 p.
- 140. Conrad. J. (1972). Distension jurassique et tectonique eocrétacé sur le Nord-Ouest de la plate forme africaine (bassin de Reggan, Sahara Central). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. 274, 2423-2426.

- 141. Conrad.J (1980). Mise en évidence du Carbonifère moyen (Moscovien) au Sahara central, Bassin de Reggan, et conséquences paléogéographiques. Bull. Sci. Géol. Fra. 7, 22, 1, 115-124. 1 pl.
- 142. Conrad. J. (1981). La part des déformations post-hercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine, C. R. Acad. Sci., Paris, 292, 1053–1056.
- 143. Conrad. G., Donzeau, M. et Chikhaoui. M. (1981). Carte Géologique de l'Ougarta Editée par la direction des mines et de la géologie. Ministère de l'industrie lourde. Algérie.
- 144. Conrad. J. (1984). Les séries carbonifères du Sahara central algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences Naturelles, faculté des Sciences et techniques de st Jérome, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix Marseille.
- 145. Conrad. J et Lemosquet,Y (1984). Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin de l'Ahnet-Timimoun-Béchar (Sahara Algérien) au cours du Carbonifère. Données paléoclimatiques. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 26 : 987-994.
- 146. Cooke. M. L., and C. A. Underwood (2001). Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 223–238.
- 147. Corbett. K.,M. Friedman.N et Spang.J (1987). Fracture development and mechanical stratigraphy of Austin Chalk, Texas: AAPG Bulletin, v. 71, no. 1. p. 17–28.
- 148. Cornet.C (1948). Evolution tectonique et morphologique de la provence depuis l'Oligocène. Mém. Soc. Géol. France, n° 103, 252p., 36 fig., 11 pl.
- 149. Cotter. E. (1978). The evolution of fluvial style, with special reference to the central Appalachian Paleozoic. In: Miall, A.D. (ed.), Fluvial Sedimentology. Can. Soc.
- 150. Cotter. E. (1983). Shelf, paralic and fluvial environments and sea level fluctuations in the origin of the Tuscarora Formation (Lower Silurian) of central Pennsylvania. Journal of Sedimentary Petrology, 53, 25-49
- 151. Coward. M. P. and Ries, A. C. (2003). Tectonic development of North African basins. In: Petroleum Geology of Africa. In: T.J. Arthur, D.S. Macgregor and N.R. Cameron Eds. Geological Society of London, Special Publication, 207, 61-83.
- 152. Cox.D.R et Lewis.P.A (1966). The statistical analysis of series of Events. Methuen, London.
- 153. Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.I., Keely, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S. and Hamblett, C. (2006). Structural Styles and Prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa. III Symposium geology of east Lybia Binghazi, GSPLAJ.
- 154. Craw.D et McKeag. S.A (1995). Structural control of Tertiary Au-Ag bearing breccias in an extensional environment, Nelson area, Southern Nevada. USA. Mineral. Deposita, v.30, s. 1-10.

- 155. Crimes.T.P (1975). The stratigraphical significance of trace fossils. In: Frey, R.W. (Ed.): The study of trace fossils (p.109-130).-Springer Verlag. New York.
- 156. Crimes. T.P. et Anderson, M.M. (1985). Trace fossils from Late Precambrian-Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): Temporal and environmental implications. Journal of Paleontology, 59:310-343.
- 157. Cross. T.A. (1988). Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. In : Wilgus C.K. et al. (eds). Sea level changes : an integrated approach. SEPM Special Publication 42, p. 371-380.Cross et al., 1993.
- 158. Cross. T.A. (1989). Quantitative Dynamic Stratigraphy. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 625 p.
- 159. Curtis. B.E (2002). Introduction to Unconventional Petroleum Systems AAPG Bulletin 2002 86: 1851-1852.
- 160. Dabrio. C.J (1980). Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain. Sedimentary Geology.Volume 32, Issues 1-2, May 1982, Pages 141-151.
- Dalrymple. R. W. (1992). Tidal depositional systems. In: Walker, R. G., and James, N. P. (Eds) Facies models; response to sea level change. Geological Association of Canada. pp. 195-218.
- 162. Dalrymple. R. W., Zaitlin, B. A., and Boyd, R. (1992). Estuarine facies models--Conceptual basis and stratigraphic implications: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p. 1,130-1,146.
- 163. Daoudi.M., Sadeg.K et Haddoum.H (1999). Rapport de mission effectuée dans le Bled El Mass et l'Ahnet occidental (du 27-10-1999 au 13-11-1999)- Sonatrach Exploration.
- 164. Dautria J.M. et 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.
- 165. Debblee. T.W., Jr. (1977). Geology of Southwestern Santa Barbara County. Calif. Div. Mines & Geol Bull. 150.
- 166. Del Ben. A., Finetti. I. (1991). Geophysical study of the Sirt Rise. In: The Geology of Libya (eds M.J. Salem, A. M. Sbeta, M.R. Bakbak). v. 6. Elsevier, Amsterdam, 6, 2417-2431.
- 167. 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.
- 168. Dercourt. J, Gaetani.M, et al (eds) (2000). Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps. Gauthier-Villars, Paris.
- 169. Derder. M.E.M, Smith B., Henry.B, Yelles.A.K, Bayou.B, Djellit.H, Aït Ouali.R, et Gandriche.H (2000). Juxtaposition and superimposed paleomagnetic primary and secondary components from the folded middle carboniferous sediments in the Reggane Basin (Sahara craton, Algeria). Tectonophysics, 332, 403-422.

- 170. Desaubliaux. G, Callot.J.P, Cacas.M.C, Eschard.T, Euzen.T, Deschamps.R (2004). Sedimentology of the orodovician reservoir in the Sbaa Basin outcroup Study of the Bled El mass Area: Sedimentology, Sequence stratigraphy and structural geology. Rap. Conf. Ifp.
- 171. Deschamps. R., Eschard. R (2006). Sedimentology of the Cambro-ordovician and Devonian Reservoirs in M'Sari Area. Phase2: Subsurface correlation of the Cambro-ordovician and Devonian reservoirs in M'Sari-Akabli Area (Ahnet basin, Algeria). Rap. Conf. Ifp.
- 172. Desjardins. R.S., Iris. D.W. Roy. G.H. Lemieux, G., Toutin , T. (2000). Efficacité des données de Radarsat-1 dans la reconnaissance des linéaments : un bilan. J. Can.Télédétection, 26, 537-548.
- 173. Deynoux. M., Trompette. R., Clauer. N., et Sougy. J. (1978). Upper Precambrian and Lowermost Palaezoic correlations in West Africa and in the western part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite: Geol. Rundschau, 67, 615-630.
- 174. Deynoux. M. et Trompette, R. (1981). Late Precambrian tillites of the Taoudeni Basin, West Africa. In: Hambrey, M.J. and Harland, W.B. (eds) Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, Cambridge, p. 123-131.
- 175. Deynoux. M. (1985). Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three case studies from the late Proterozoic and late Ordovician glacial drifts in West Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51, 97-141.
- 176. Deynoux. M., Sougy, J., et Trompette. R. (1985). Lower Palaeozoic rocks of West Africa and the western part of Central Africa. In: Lower Palaezoic of north-western and west central Africa (ed C.H. Holland). John Wiley & Sons Ltd., 337-495.
- 177. Dixon. A, Summers. D.M et Surdam. M.C. (1989). Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), Southern Alabama. American Association of Petroleum Gologists Bulletin 73 (6), 707-728.
- 178. Djarnia. M.R et Fekirine. B. (1998). Sedimentological and diagenetic controls on Cambro-Ordovician reservoir quality in the southern Hassi Messaoud area (Saharan Platform, Algeria). The Geological Society, v. 132, p. 167-174.
- 179. Dolomieu. D. de Gratet (1972). Sur de l'huile de pétrole dans le cristal de roche et les fluides élastiques tirés du quartz. Observ. Phys., Hist. nat. Arts, 42, p. 318-319.
- 180. Dong. H., Hall, C., Peacor, D. and Halliday, A. (1995). Science, 267, 355-359.
- 181. Donsimoni. M. (1981). Le bassin houiller lorain. Mémoire du BRGM, France, n°117.
- 182. Donzeau. M., Fabre, J. et Moussine Pouchkine, A. (1981). Comportement de la dalle saharienne et orogenèse varisque. Essai d'interprétation. Bulletin de la Société de l'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord, Alger, 69, 3-4, 137-172.
- 183. Donzeau. M. (1983). Tectonique des monts d'Ougarta, 118–120. In Fabre, J. (ed.) Afrique de l'Ouest, Introduction Géologique et termes stratigraphiques. Lexique stratigraphique international, Nouvelle série 1. Pergamon Press, Oxford.

- 184. Dott. (JR) R.H., et Bourgeois. J. (1982). Hummocky stratification; Significance of its variable bedding sequences. Geological Society of America Bulletin, 93, 663-680.
- 185. Dott. R.H., JR., et Bourgeois. J. (1983). "Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences": reply to discussion by R.G. Walker et al.: Geological Society of America, Bulletin, v. 94, p. 1245–1251.
- 186. Dourthe. P. (1959). Sur une discordance dans les grès inférieurs d'Ouallène (nord-ouest du Hoggar). CR Soc. géol. Fr., pp. 214-215. Farrand (W. R).
- 187. Dove. P. M., and D. A. Crerar (1990). Kinetics of quartz dissolution in electrolyte solutions using a hydrothermal mixed flow reactor, Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 955 969.
- 188. Drid. M. (1989). Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Sahara Central Algérien). Thèse doct., Univ. Bordeaux, 3, 239 p.
- 189. Droser. M.L. et Bottjer, D.J. (1986). A semiquantitative field classification of ichnofabric. Journal of Sedimentary Research, 56, 558-559.
- 190. Droser. M.L. (1987). Trends in extent and depth of bioturbation in Great Basin Precambrian-Ordovician strata, California, Nevada, and Utah: Unpublished Ph.D. Thesis, University of Southern California, Los Angeles, 365 p.
- 191. Dubois. M., Ayt Ougougdal, M., Meere, P., Royer, J.J., Boiron, M.C., Cathelineau, M. (1996). Temperature of paleo-to modern self-sealing within a continental rift basin: the fluid inclusion data (Soultz sous Forets, Rhine graben, France). Eur. J. Mineral. 8, 1065 – 1080.
- 192. Dullien. F.A.L., Allsop,H.A, MacDonald, I.F et Chatzis,I (1990). Wettability and miscible displacement in Pembina Cardium Sandstone. Journal Of Canadian Petroleum Technology 29 (4), 63-74.
- 193. Durand. J. (1985). Le Grès Armoricain. Sédimentologie-Traces Fossiles. Milieux de dépôt : Centre Armoricain d'étude structurale des socles : Mémoires et documents, v.3, p-1-150.
- 194. Dutton, S., Clift, R., Hamilton D (1993). Major Low-Permeability Sandstone Gas Reservoirs in the Continental United States, Bureau University of Texas, Austin.
- 195. Echikh. K. (1998). Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames Basin, Algeria, Tunisia, and Libya, in Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D., eds., Petroleum geology of North Africa: Geological Society, London, Special Publication 132, p. 109–129.
- 196. Echikh. K. and Sola, M.A. (2000). Geology and Hydrocarbon Occurrence in the Murzuq Basin, S.W. Libya. In: Sola, M.A. and Worsley, D. (eds.) Geological Exploration in the Murzuq Basin. Elsevier Science B.V.
- 197. Ehrenberg. S.N (1993). Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf: A.A.P.G. Bulletin, v. 77, p. 1260-1286.

- 198. Ekdale. A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G., 1984. Ichnology; the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Short Course Notes, 15, 317.
- 199. El Euchi. H. (1996). Structural styles and tectonic habitats in northern Tunisia. In: Proc. 5 th Tunisian Petrol. Expl. Conf., Tunis, 15-18 Oct 1996, ETAP Mem. 10, 123-132.
- 200. El Wartiti. M., Broutin. J. et Freytet. P. (1987). Premières découvertes paléontologiques dans les séries rouges carbonatées permiennes du bassin de Tiddas (Maroc central). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 303, (II), 3, 263-268.
- 201. El-Makhrouf. A. (1996). The Tibisti-Sirt orogenic belt, Libya, G.S.P.L.A.J. In: The Geology of Sirt Basin (eds M.J. Salem, A.A. Busrewil, A.A. Misallati, M.A.Sola). Amsterdam, Elsevier, 3, 107-121.
- 202. Elmore. E.D, Engel. M.H, Crawford. L, Nick. K, Imbus. S et Sofer. S (1987). Evidence for relationship between hydrocarbons and authigenic magnetite : Nature, v. 325, p 428-430.
- 203. El-Rweimi. W.S. (1991). Geology of the Aouinet Ouenine and Tahara Formations, Al Hamadah Al Hamra area, Ghadamis Basin. In: The Geology of Libya (eds M.J. Salem, A. M. Sbeta and M.R. Bakbak). Volume VI, 2185-2193.
- 204. Emery. D, Smalley.P.C et Oxtoby.M. (1993). Synchronous oil migration and cementation in sandstone reservoirs demonstrated by quantitative description of diagenesis. Philosophical transactions of the Royal Society of London A 344, 115-125.
- 205. Engelder. T. (1981). A natural example of the simultaneous operation of free-face dissolution and pressure solution, Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 69 74.
- 206. Engelder. T. (1985). Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, USA: Journal of Structural Geology, v. 7, p. 459–476.
- 207. Erdogan. F (1972). Stresses in bonded materials with a crack perpendicular to the interface, Int. J Engng. Sci., 10, 667-696. 50.
- 208. Eschard. R., Tveiten. B., Desaubliaux. G., Lecomte. J.C. et Van Buchem. F. (1993). Highresolution sequence stratigraphy and reservoir prediction of the Brent Group (Tampen Spur Area) using an outcrop analogue (Mesa Verde Group, Colorado). In : Eschard R. and Doligez B. (eds.), Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations", Technip Éditions, p. 35-52.
- 209. Eschard, R., Desaubliaux,G., Deschamps, R., Mantadert, L., Ravenne, C., Bekkouche, D., Abdhallah, H., Belhaoues, S., Benkouider, M., Braik, F., Henniche, M., Maache, N. Mouaici, R (2003). Illizi-Berkine Dévonien réservoir consortium: Rap. Conf. Ifp.
- 210. Eschard. R., Callot. J.P. Cacas. M.C.C. Desaubliaux. G et Euzen. T (2004). Sedimentology of the Devonian reservoir in the Reggane basin. Phase 2: Outcrop study of the Bled El Mass area; Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Structural Geology, IFP Report Ref: 58077.

- 211. Eschard. R., Abdhallah. H., Braïk. F., H. et Desaubliaux. G (2005). The Lower Paleozoic succession in the Tasilli outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. First Break 23, 27–36.
- 212. Eschard.R, Hellat.C, Malla.M, Bénamane.K, Betioui.H, Callot.J.P, Carpentier.B, Chelcheb.S, Couprie.E, Dahi.M, Delmarre.S, Desaubliaux.G, Deschamps.G, Euzen.T, Hachemi.L, Hannoun.R, Jacolin.J.E, Lassal.A, Leblond.C, Levêque.I, Lorant.F, Mokhtari.N, Lorin.T, Rabary.G, Rudkiewicz.J.L, Wattine.A. (2006). Berkine Gas project. Evaluation of the Gas potential in the Berkine basin (Algeria). Rap. Conf. Ifp.
- 213. Eschard. R, Braik.F, Bekkouche.D, Ben Rahuma.M, Desaubliaux.G Deschamps.R et Proust. J. N. (2010). Paleohighs: their influence on the North African Paleozoic petroleum systems. Geological Magazine, 147 (1), 28-41.
- 214. Espitalie. J., Laporte. J.L., Madeck. M., Marquis. F., Leplat, P., et Paulet. J. (1977). Méthodes rapides de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Fr. pétrol., 32 ,1 : 23-45.
- 215. Essarraj. S., Boiron. M.C., Cathelineau. M. S., Fourcade. N (2001). Multistage deformation of Au-quartz veins (Laurieras, French Massif Central): evidence for late gold introduction from microstructural, isotopic and fluid inclusion studies. Tectonophysics, Volume 336, Issues 1-4, 10 July 2001, Pages 79-99.
- 216. Essonni. N. (1998). Etude de la dynamique des sels nutritifs et des métaux lourds en relation avec la sédimentologie et l'hydrodynamique dans le large du Golf de Tunis. Th\_se de doctorat, Université de Tunis II, 222p.
- 217. Etheridge. M.A, Wall. V.J, Vernon. R.I (1983). The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. Journal of Metamorphic geology, v.I, p.205-226.
- 218. Euzen .T, Eschard.R, Cacas. M.C, Callot. J.P, Deschamps. R (2005). Field survey of teh M'Sari Area : sedimentology, structural geology and fracturation. Rap. Conf. Ifp.
- 219. Eyles. N., Clark, B.M. (1986). Significance of hummocky and swaley cross-stratification in Late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. Geology 14, 679–682.
- 220. Eyssautier-Chuine.S., Odonne. F et Massonnat. G. (2002). Control of bioclast abundance on natural joint density in carbonate rocks.
- 221. Fabre. J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Société Nationale d'édition et de diffusion, Alger, Algérie, 422p.
- 222. Fabre. J., Ait Kaci Ahmed. A., Bouima. T. et Moussine-Pouchkine. A. (1988). Le cycle molassique dans le Rameau trans-saharien de la chaîne panafricaine. Journal of African Earth Studies, 7, 41-55.
- 223. Fabre. J. (2005) : Géologie du Sahara occidentale et centrale. Musée royal de l'Afrique centrale (Ed), Tervuren, Belgique. 572p.
- 224. Fabre. J. et Kazi-Tani, N. (2005). Ordovicien, Silurien, Devonien, Permo-Carbonifere, 147– 360. In Fabre, J. (ed.) Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren African Geoscience Collection 108. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren.

- 225. Fairhead. J.D., (1988). Mesozoic plate reconstructions of the central South Atlantic Ocean: The role of the West and Central African rift system. Tectonophysics, 155, 181-191.
- 226. Fassi-Fihri. O, Robin.M et Rosenberg. E (1991). Wettability studies at the pore level : a new approach by the use of cryo-scanning electron microscopy. Proceedings of the 66<sup>th</sup> Annual Technical Conference and Exhibition of the society of Petroleum En gineers (Dallas) G. SPE 22596, 97-110.
- 227. Fekirine. B. et Abdallah. H. (1998). Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan Platform, Algeria. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (eds.) Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. London Spec. Publ. 132, 87-108.
- 228. Ferrandini. J., Cornée. J. J. et Saber. H. (1987). Mise en évidence d'une compréssion subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental (Maroc). Evolution de l'éllipsoïde de déformation depuis l'orogenèse hercynienne jusqu'à la distension triasique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 304, (II), 20, 1243-1248.
- 229. Fisher. Q.J., et Knipe. R.J. (1998). Fault sealing processes in silisiclastic sediments. In: Jones et al. (eds) Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs. Geol. Soc Spec. Publ., 117-134.
- 230. Follot. J. (1953). Sur les différentes phases tectoniques ayant affecté la bordure septentrionale du Hoggar. Travaux de l'Institut de Recherches Sahariens, Alger, IX, 137-142.
- 231. Follot. J. (1952). Ahnet et Mouydir. 19<sup>e</sup> cong. Géol. Intern. Alger, Monographies régionales, le sér. N°1, 80p.
- 232. Franchil. A., Wrightr. P., Gibson, E. K. et Pillinger C. T. (1989). The laser microprobe: A technique for extracting carbon, nitrogen, and oxygen from solid samples for isotopic mea- surements. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf 16th; J. Geophys.Res. 91, 5 14-524.
- 233. Frazier. D.E (1974). Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Geological Circular, vol. 1, no. 1. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.
- 234. Frey. R.W. et Seilache, A (1980). Uniformity in marine invertebrate ichnology. Lethaia 23, 183–207.
- 235. Frey. R. W., and Pemberton, S. G (1984). Trace fossil facies models, In Walker, R. G. (ed.), Facies Models, 2nd Ed., Gesocience Canada, p. 189-207.Pemberton et al (1992) Beicip (2003).
- 236. Füchtbauer. H., and Richter, D. K. (1988). Karbonatgesteine. In Fücht- bauer, H. (Ed.), Sedimente und Sedimentgesteine (4th ed.): Stuttgart (Schweizerbart), 233-434.
- 237. Furon. R. (1965). Le Sahara; géologie: ressources minérales mise en valeur. 2e éd. (Bibliothèque scientifique).
- 238. Gale.F.W et Holder.J. (2009). Natural fractures in some US shales and their importance for gas production. Petroleum Geology Conferences Ltd. Published by the Geological Society, London.
- 239. Galeazzi. S, Point.O, Haddadi.N, Mather.J, Druesne.D. (2008). Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview. Marine and Petroleum Geology. Volume: 27, Issue: 1, Publisher: Elsevier Ltd, Pages: 143-178.
- 240. Gallagher. J.J, Friedman. M, Handin. J.W et Sowers. G.M (1974). Experimental strudies relating to microfracture in sandstone. Geophysics 21, 203-247.
- 241. Galloway. J.P. (1984). Bibliography of published radiocarbon dates for Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 84-21, 44 p.
- 242. Galloway. W.E (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 73, 125–142.
- 243. Gariel.O, de Charpal.O, Bennacef.A (1968). Sur la sédimentation des grès du Cambroorodovicien (Unité II) dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). Publ. Serv. Géol. Algérie (Nlle série), Bull, n°38.
- 244. Gautier. D. L (1982). Siderite concretions: Indicators of early diagenesis in the Gammon Shale (Cretaceous). Journal of Sedimentary Petrology 52, 859-871.
- 245. Geochem Group Limited-BHP/Hamilton Oil Company limited (1994). A sedimentological and petrographical evaluation of predominantly lower Devonian core materials from selected wells in Districts 3 and 7, central Algeria. Volume1.
- 246. Geotrack (1994). Rapport final #537 préparé pour BHP-HAMILTON OIL CO. LDT.
- 247. Geotrack (1995). Timimoun, Ahnet, Sbaa and Reggane basins. Thermal, structural and hydrocarbon generation histories assessed using apatite fission track analysis, vitrinite reflectance and rock-eval. Geotrack reports, 441 and 537 (final report).
- 248. Ghenima, R. (1995). Hydrocarbon generation and migration in the Ghadames Basin: application to the filling history of the El Borma oil field. Proc. Se,. Source Rocks and Hydrocarbon Habitat in Tunisia. 15-18 November, ETAP, Mem. No.9, 316.
- 249. Ghienne. J.F. et Deynoux. M. (1998). Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, Western Africa. Sedimentary Geology, 119, 141-159.
- 250. Ghienne. J.F., Bartier D., Leone F., Loi Alfredo. (2000). Caractérisation des horizons manganésifères de l'Ordovicien supérieur de Sardaigne : relation avec la glaciation fini-Ordovicienne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 331, 257-264.
- 251. Ghienne. J.F, Deynoux. M, Manatschal.G et Rubino J.L. (2003). Palaeovalleys and faultcontrolled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). C. R. Geoscience 335, pp. 1091-1100.
- 252. Ghienne. J.F. (2003). Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and postglacial transgression in the Taoudeni basin, West Africa: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 189.

- 253. Ghienne. J.F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P. et Salem, H. A. (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(3), 183–214.
- 254. 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. and Siegert, M. (eds.) Glacial Sedimentary Processes and Products. Special Publication n°39, International Association of Sedimentologists, Blackwells, Oxford, pp. 295-319.
- 255. Gibsone. K. JR. et Carr, R. H. (1989). Laser microprobequad- rupole mass spectrometer system for the analysis of gases and vol- atiles from geological materials. In New Frontiers in Stable Isotope Research: Laser Probes, Ion Probes, and Small-Sample Analysis (eds. W. C. SHANKSIII and R. E. CRIB); US Geol. Surv. Bull. 1890, pp. 35-5 I.
- 256. Giles. M.R., Stevenson, S., Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D. et Samways, G.M. (1992). The reservoir properties and diagensis of the Brent Group : a regional perspective. In: Morton, A.C., Hazeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S. (eds), Geology of Brent Group. Geological Society, London, Special Publications, 61, 289-327.
- 257. Gilvarry. J. J. (1961). Fracture of Brittle Solids, 1. Distribution Function for Fragment Size in a Single Fracture, J. Appl. Phys. 32, 391-399.
- 258. Girod. M. (1978). Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural. DOIN, Paris, 239 p.
- 259. Glover. R.T., (1999). Intraplate deformation in Saharan cratonic basins. Unpublished PhD Thesis, University of Wales.
- 260. Gluyas. J.G., Robinson, A.G., Emery, D., Grant, S.M. et Oxtoby, N.H (1993). The link between petroleum emplacement and sandstone cementation. In; Petroleum Geology of Northwest Europe ; Proceeding of the 4<sup>th</sup> Conference. (ed. Parker, J.R.) pp. 1395-1402. Geological Society of London.
- 261. Goldstein. R.H. et Reynolds, T.J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Society for Sedimentary Geology Short Course 31, 199 pp.
- 262. Goldstein, R.H. (2003): Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. 32, 9-53.
- 263. Goodwin. P. W. et Anderson, E. J. (1974). Structures of a Cambrian tidal sand body. / . Geol. 82, 779-799.
- 264. Götte. T., et Richter, D. K (2004). Mineralogical Magazine; February 2004; v. 68; no. 1; p. 199-207; Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- 265. Gouge. N (2007). Etude structurale du champ de Bahar El Hammar. Sonatrach, rap. Int.

- 266. Grabowski, G. J., Sullivan, M. A., Steritz, J. W., Ferderer, R.J. and Creaney, S (2002). The Hercynian event in Arabia and North Africa: timing, distribution and possible controls. GeoArabia, 7(2), 230.
- 267. Grandstein. F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. et al., (2004). A Geological Time Scale.
- 268. Gratier J.P, Chen.T et Hellmann.R. (1994). Pressure solution as mechasim of crack sealing around faults. In: Hickman.S, Sibson.R et Bruhn.R (eds) Proceedings USGS Red Book Conferenceon the Mechanical Involvement of fluids in faulting. United States Geological Survey Open File Report, 94-228. 279-300.
- 269. Gray. J. (1985). The microfossil record of early land plants: advances in understanding of early terrestrialization, 1970-1984. Phil.Trans. R. Soc. Lond. B 309, 167-195.
- 270. Gresens. R.L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism: Chem. Geology, v. 21.
- 271. Gross. G.A (1987). Mineral deposits on the deep seabed. Marine, Mining 6, 109-119.
- 272. Gross. M.R (1993). The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara coastline, California, Journal of Structural Geology, v. 15, p. 737-751.
- 273. Gross. M. R., G. Gutierrez-Alonso, T. Bai, M. A. Wacker, K. B. Collinsworth, and R. J. Behl. (1997) Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations, J. Struct. Geol., 19, 171 – 183.
- 274. Guerrak. S. (1985). Metallogenesis of cratonic oolitic ironstone deposits in the Bled el Mass, Azzel Matti, Ahnet and Mouydir basins, Central Sahara, Algeria Geologische Rundschau 76/3-903-922 Stuttgart.
- 275. Guillocheau. F. (1991). " Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées ".Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 15, 2, p. 383-410.
- 276. Guiraud. R., Bellion, Y., Benkhelil, J., Moreau, C., (1987). Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. Geological Journal, 22, 433-466.
- 277. Guiraud. R (1988). L'hydrogéologie de l'Afrique. Journal of Africa Earth Sciences, Vol 7, n°3, p.519-543.
- 278. Guiraud. R et Maurin. J.C. (1991). Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. Bull. Soc. Géol. France. T. 162 N°5, pp.811-823.
- 279. Guiraud. R et Maurin. J.C. (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central AFrica: an overview. In: P.A Ziegler (Editor), Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa. Tectonophysics, 213: 153-168.
- 280. Gunter. G. W., Finneran. J. M., Hartman. D. J. et Miller. J. D. San Antonio. T.X (1997). Early Determination of Reservoir Flow Units Using an Integrated Petrophysical Method: s.n., 5-8 October 1997. SSPE Annual Technical Conference and Exhibition.

- 281. Guiraud R. (1998). Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin : an overview. In : MacGregor D.S., Moody R.T.J. et Clark-Lowes D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. London Spec. Publ, 132, 217-229.
- 282. Guiraud. R. et Bosworth. W. (1998). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: implications to models of plate-boundary intra-plate dynamics (conference abstract) Comparative Evolution of Peri-Tethyan basins, third annual meeting 19th 24th March, Cairo, Egypt, 26p.
- 283. Guiraud. R et Bosworth. W. (1999). Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and northwestern Arabian platform. Tectonophysics, 315, 73-108.
- 284. Guiraud. R., Bosworth. W., Thierry. J. et Delplanque. A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of Africa Earth Sciences, 43, 83-143.
- 285. Gustavson Associte, Inc (2000). Etude sédimentologique, diagénétique, Modélisation sismique des réservoirs paléozoïques du Bassin de l'Ahnet-Timimoun, et évaluation des réservoirs.
- 286. Haddadi. A. (1996). The influence of basement fabrics on the development of structural highs in the Timimoun basin, Algeria. Master of Sciences. Basin evolution and dynamics. Royal Holloway College, University of London, 26p, 3 Maps.
- 287. Haddoum. H (1984). Lithologie, évolution structurale et géodynamique des terrains précambriens d'Abankor-Timgaouine (Hoggar occidental, Algérie). Thèse de doc. 3<sup>ème</sup> cycle, Paris II, France, 182p.
- 288. Haddoum. H, Benmoussa.S, Rahmani. A et Arezki (1996). Relations entre le socle et couverture sédimentaire paléozoïque dans la région de Aïn Tidjoubar (Ahnet oriental) au cours de l'orogenèse hercynienne. Coll. Nation. Des Sciences de la terre, INH, Boumerdès, Algérie, recceuil de résumés, p.108.
- 289. Haddoum. H (1998). Le Sahara central dans les régions de l'Ahnet et de Bled El Mass : Une zone mobile hercynienne. Dans 3ème séminaire de Géologie Pétrolière, Algérie, 82 (Résumé).
- 290. Haddoum. H, Choukroune. P et Peucat. J.L (1999). Evolution of the Precambrian In Ouzzal block (Central Sahara, Algeria)- Precambrian Res., 65, 155-166.
- 291. Haddoum. H., Guiraud, R. et Moussine-Pouchkine. A. (2001). Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan platform: far-field stress effects of the late palaezoic orogeny. Terra Nova, 13, 220-226.
- 292. Haddoum. H (2009). Les structures hercyniennes dans la couverture sédimentaire paléozoïque de l'Ahnet occidental et de Bled El Mass (N.O du Hoggar, Algérie) : une conséquence du rejeu des failles panafricaines. Service géologique National, pp221-243.
- 293. Haldman. S. S. (1840). Supplement to number one of "A monograph of the Limniades, or freshwater univalve shells of North America", containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa. J. Dobson, Philadelphia, 3 p.

- 294. Hallam. A. and Swett, K. (1966). Trace fossils from the Lower Cambrian pipe rock of the north-west highlands. Scottish Journal of Geology, v.2, p. 101-106.
- 295. Hallet. D. (2002). Petroleum geology of Libya. New York, Elsevier, 503p. Hammouda, O.S., (1980). Geological factors controlling fluid trapping and anomalous freshwater occurrence in the Tadrart Sandstone, Al Hamadah Al Hamra area, Ghadamis Basin. In: Salem, M.J. & Busrewil, M.T. (eds) The Geology of Libya. Volume II, Academic Press London, 501-508.
- 296. Hancock. J (1978). Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany. Jl geol. Soc. Lond. 135, 35-40.
- 297. Hancock. N.J. et Taylor A.M. (1978). Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent sand formation. Journal of the Geological Society of London, 135, 69 72.
- 298. Handford. C. R. (1986). Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates-Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. Journal of Sedimentary Petrology vol. 56:p. 123–137.
- 299. Hantzschel. W. (1975). Trace fossils and Problematica. In: Teichert, C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W: Miscellanea. University of Kansas Press and Geological Society of America, p. WI-W269.
- 300. Haouchine. (1996). Structural evolution and implication of fracture distributions: Ahnet Basin, Algeria, In: AAPG International Conference.
- 301. Haq, B. U., Hardenbol, J., et Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). Science, 235, 1156–1167.
- 302. Haq, B. U. et Schutter, S.R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science 322 (5898), 64-68.
- 303. Harris. J.P., Crossley. R., Aktas, G., Matthews. S.J., et Boudda, A. (1991). Carboniferous sedimentation and tectonics in Southern Morocco. (abstract) American Association of Petroleum Geologists Bulletin.
- 304. Harris. P. T., Pattiaratchi. C. B., Cole. A. R., et Keene. J. B. (1992). Evolution of subtidal sandbanks in Moreton Bay, eastern Australia. Marine Geology. 103:225-247.
- 305. Hart. B.S., et Pearson, R (2002). 3-D seismic horizon-based approaches to fracture-swarm sweet spot definition in tight-gas reservoirs The Leading Edge; January 2002; v. 21; no. 1; p. 28-35; DOI: 10.1190/1.1445844 © 2002 Society of Exploration Geophysicists.
- 306. Hassouta. L (1999). La compaction de grès cimentés et de grès non cimentés par la calcite du groupe de Brent (Zone d'Alwyn, Mer du Nord). Une clé pour l'établissement de bilans de matières et la compréhension des processus de formation du quartz et des argiles (illite, kaolinite, dickite). Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologie de Lille.
- 307. Haszeldine. R. S., Brint. J. F., Fallick. A. E., Hamilton. P. J., et Brown, S. (1992). Open and restricted hydrologies in Brent Group diagenesis: North Sea. In A. C. Morton, R. S.

Haszeldine, M. R. Giles, & S. Brown (Eds.), Geology of the Brent Group (pp. 401–419). Geological Society, London, Special Publication, 61.

- 308. Heap. A. D., Bryce. S., et Ryan. D. A., (2004). Quantifying the areas of geomorphic and sedimentary facies in Australian clastic coastal depositional environments: insights into the Holocene evolution of estuaries and deltas.
- 309. Hearst. J.R et Nelson. P.H (1985). Well logging for physical properties. McGraw-Hill, NewYork, 571 pp.
- 310. Helgeson. D. E. et Aydin. A. (1991). Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks: Journal of Structural Geology, v. 13, no. 8, p. 897–911.
- 311. Hendry. J.P. et Trewin. N.H. (1995). Authigenic quartz microfabrics in Cretaceous turbidites: evidence for silica transformation processes in sandstones. Sedimentary Research, A65, 380-392.
- 312. Henniche. M. (2002). Architecture et model de dépôt d'une série sédimentaire Paléozoïque en contexte cratonique : Le Siluro-Dévonien du bassin d'Illizi (Sahara oriental, Algerie), Thèse-Université de Rennes.
- 313. Herzog. U., El Ila, A., Clebsch. C. and El Seaiti. S.O (2004). Al Kufrah Basin, Libya Geological history review and refinement. Sedimentary Basins of Libya, Third Symposium. Geology of East Libya (Abstracts), Binghazi, November 21-23, 2004, p.57.
- 314. Hillier. S. (1994). PoreJining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: Electron microscope,SEM, and XRD data, and implications for their origin. Clay Minerals, 29, 665-67 9.
- 315. Himyari. S.M., Christian. H., Benzakour. M., et EL Hadani. D. (2002). Étude structurale du Haut Atlas Oriental (Maroc) à l'aide de l'analyse linéamentaire des images HRV (XS) de SPOT, Télédétectionvol. 2, n° 4, p. 243-253.
- 316. Hippler. S.J. (1993). Deformation microstructures and diagenesis in sandstone adjacent to an extensional fault; implications for the flow and entrapment of hydrocarbons. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77, 625 637.
- 317. Hoepffner. C., Soulaimani. A. et Piqué. A. (2005). The Moroccan Hercynides. Journal of African Earth Sciences, 43, 144-165.
- 318. Hogg. AJ.C., Sellier. E. et Jourdan. A.J. (1992). Cathodoluminescence of quartz cements in Brent Group sandstones, Alwyn South, UK North Sea. In: Geology of the Brent Group (Ed. By A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R Giles et S. Brown). Spec. Publ. Geol. Soc., 61, 421-440.
- 319. Hollard.H. (1967). Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental, in Oswald.D.H (ed.) "Intern. Symp. Dévonian System, Calgary, 1967, 1", Puvl. Alberta Soc. Petrol. Geol. : 203-244.
- 320. Homewood. P (1981). Faciès et environnements de dépôt de la molasse de Fribourg. Eclog. Geol.Helv. 74, 29-36.
- 321. Homewood.P et Allen.P.A (1981). Wave-, tide- and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, western Switzerland. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 65, 2534-2545.

- 322. Homewood. P., Guillocheau. F., Eschard, R. et Cross. T.A. (1992). Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 16, 2, p. 357-381.
- 323. Homewood. P.W. et Eberli, G.P. (2000). Genetic Stratigraphy on the Exploration and Production Scales: Case Studies from the Pennsylvanian of the Paradox Basin and the Upper Devonian of Alberta. Bull. Centr Rech. Elf Explor. Prod. Memoir v. 24, 290pp.
- 324. Hooker .J.N, Laubach.S.E, Gomez.L, Marett.R, Eichhubl.P, Diaz-Tushman.K et Pinzon.E (2011). Fracture size, frequency, and strain in the Cambrian Eriboll Formation sandstones, NW Scotland. Scottish Journal of Geology, 47 (1): 45-56.
- 325. Hori. K., Saito. Y., Zhaq. Q., Cheng,. X., Wang. P., Sato. Y., et Li. C. (2001). Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression: Marine Geology, v. 177, p. 331–351.
- 326. Horita. J., Zimmermann. H., Holland, H.D (2002). The chemical evolution of seawater during the Phanerozoic: implications from the record of marine evaporites. Geochim. Cosmochim. Acta 66, 3733–3756.
- 327. 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. 54/2, p. 348-361.
- 328. Houseknecht. D.W. (1991). Use of cathodoluminescence petrography for understanding compaction, quartz cementation, and porosity in sandstone. In luminescence Microscopy and Spectroscopy: Quantitative and qualitative Applications (eds.C.E Barker and O.C. Kopp). Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, OK, Short Course, vol.25, pp.59-75.
- 329. Houseknecht. D.W (1987). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: A.A.P.G. Bulletin, v. 71, p. 633-642.
- 330. Houseknecht. D.W et Pittman. E.D (1992).Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones: SEPM Special Publication, v. 47.
- 331. Huang. Q. et Angelier.J (1989). Fracture spacing and its relation to bed thickness: Geological Magazine, v. 126, no. 4, p. 355–362.
- 332. Hurst. A. et Bjorkum. P. A. (1986). Discussion, thin section and SEM textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. Sedimentology 33, 605-614.
- 333. Hurst. A. (1981). A scale of dissolution for quartz and is implications for diagenetic processes in sandstones. Sedimentology. 28, 451 459.
- 334. Irwin. Hilary, Curtis, C. D., et Coleman, M. (1977). Isotopic evidence for sources of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments: Nature 269, 209-213.
- 335. Issad. M (2003). Strucutral study of Bahar El Hammar field. Sonatrach, rap. Int.

- 336. Jackson. T.J. (2002). Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. Hydrogeology journal n° 10, p.40-51.
- 337. Jacobs. J. et Thomas. R.J. (2004). Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic early Paleozoic East African- Antarctic orogen: Geology, 32, 721-724.
- 338. Janssen. M.E., Stephenson. R.A. et Cloetingh. S. (1995). Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. Geological Society of America Bulletin, 107, 11, 1317-1332.
- 339. Jébrak.M. (1998). Cours sur l'hydrothermalisme.
- 340. Ji. S. et Saruwatari. K. (1998). A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness. Journal of Structural Geology 20, 1495±1508.
- 341. Johnson. W.J et Goldstein. R.H. (1993). Cambrian sea water preserved as inclusions in marine low-magnesium calcite cement. Nature 362, 335-337.
- 342. Jorand. C (2007). Mod'elisation exp'erimentale de la fracturation d'un milieu s'edimentaire. Thèse de doctorat. Univ. Nice-Sophia Antipolis. 210p.
- 343. Karpoff. R (1989). Déformations récentes dans la vallée du Niger, Géochronique, 29, p. 7-8.
- 344. Kazitani. N (1999). Introduction à la géologie de l'Algérie, Géoresources-Sonatrach/CRD. Tome1 (non publié), 245p.
- 345. Keeley. M. L., Massoud, M.S. (1998). Tectonic control on the petroleum geology of NE Africa, in D. S. MacGregor, Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D., ed., Petroleum Geology of North Africa, London, Geological Society Special Publication, v. 137: p. 265-281.
- 346. Kelly. J. M. (1998). Seismic isolation of civil buildings in USA, Progress in Structural Engineering and Materials, Vol 1(3), 279-285.
- 347. Kim. Y.S, Andrews. J.R et Sanderson.D.J (2000). Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip faults evolution, Crackington Haven, southwest England. Geoscience Journal 4, 53-72.
- 348. Klitzsch. E. (1971). The structural development of parts of North Africa since Cambrian time. In: Gray, C. (Ed.), Symposium on the Geology of Libya, Tripoli, 14- 18 Apr 1969, Faculty of Science, Univ. Libya, 254-262.
- 349. Kovalevich. V.M., Peryt, T.M., et Petrichenko, O.I (1998). Secular variation in seawater chemistry during the Phanerozoic as indicated by brine inclusions in halite. J. Geol. 106, 695–712.
- 350. Kracha.N. (2006). Evaluation de l'impact diagénétique sur les potentialités pétrolières des « Quartzites de Hamra », Bassin de Berkine (Algérie)–Mémoire de Master2, Université Pierre et Marie Curie de Paris (UPMC).
- 351. Kreisa, R.D. (1981). Storm generated sedimentary structures in sub tidal marine facies with examples from Middle and Upper Ordovician of south western Virginia. Journal of Sedimentary Petrology, 51, 823-848.

- 352. Krishnamurthy. J., Venkatesa Kumar. N., Jayaraman. V. et Manivel. M. (1996) An approach to demarcate ground water potential zones through remote sensing and geographic information systems. International Journal of remote Sensing 17 (10) p. 1867 1884.
- 353. Kulik. J.W. (1962). A sedimentary and stratigraphic study of the Aladdin Sandstone of the northern Black Hills of South Dakota, Rapid City, South Dakota School of Mines and Technology B.S. thesis.
- 354. Kulik. J.W. (1965a). Stratigraphy of the Deadwood Formation, Black Hills, South Dakota and Wyoming, Rapid City, South Dakota School of Mines and Technology M.S. thesis, 263 p.(1965b). Stratigraphy of the Deadwood Formation, Black Hills, South Dakota and Wyoming [abs.], Geological Society of America Special Paper 76, p. 280. [MBC/QE/1/.G299].
- 355. Kumati. S.M. et Anketell. J.M. (1982). Structural analysis of Western Sirte Basin, Libya. (S.P.L.A.J.) American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66, 5, 591.
- 356. Labaume. P, Betty.C. et Laurent.T.P (1991). Syndiagenetic evolution of shear structures in superficial nappes: an example from the Northern Apennines (NW Italy). Journal of Structural Geology, 13, 385–398.
- 357. Labaume. P. et Moretti. I. (2001). Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean zone: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 1659–1675, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00024-4.
- 358. Labaume. P., Carrio-Schaffhauser. E., Gamond. J.F, et Renard. F (2004-a). Deformation mechanisms and fluid-driven mass transfers in the recent fault zones of the Corinth Rift (Greece) : C.R. Geoscience 337-383.
- 359. Labaume. P, Carrio-Schaffhauser. E, Gamond. J.F et Renard. D.F (2004-b)-Fluid-driven mass transfer in recent normal fault zones of the Corinth Rift (Greece). Constraints from microstructural and geochemical analysis of calcite cements. In: Re'union des Sciences de la Terre, Poster Proceeding. Socie'te' Ge'ologique de France, Strasbourg.
- 360. Lafont. F. (1994). Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles. Thèse, Rennes 1.
- 361. Lagarde. J.L (1985). Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la méséta marocaine. Hercynica, 1, p.29-37.
- 362. Land. L.S. (1980). The isotopic and trace element geochemistry of dolomites: state of the art. In: D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington (Editors).
- 363. Lander. R. H., Gale. J. F. W., Laubach. S. E. et x Bonnell. S. E. (2002). Interaction between quartz cementation and fracturing in sandstone (abs.): AAPG Annual Convention Program, v. 11, p. A98–A99.
- 364. Lander. R. H., Larese. R. E et Bonnell. L. M. (2008). Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: AAPG Bulletin, v. 92, p. 1537–1563.

- 365. Lapparent. A.F. DE (1960). Les Dinosauriens du Continental intercalaire du Sahara central. Mémoires de la Société Géologique de France. (Nouvelle série). Mémoire 88A.
- 366. Lasaga. A et Kirkpatrick. R.J. (1981). Kinetics of geochemical processes. Reviews in Mineralogy, 8 Mineral Society of America, 398pp.
- 367. Latreche. S. (1982). Evolution structurale du bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien) au Paléozoïque supérieur. D.E.S Sciences, Université Aix-Marseille III.
- 368. Laubach. S. E., Reynolds. S.J., et Spencer.J.E. (1987). Mesozoïc stratigraphy of Granite Wash Mountains, west-central Arizona, in Dickinson.W.R and Klute, M.A., eds., Mesozoic geology of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v.18, p.91-100.
- 369. Laubach. S. E (1988). Subsurface fractures and their relationship to stress history in east Texas basin sandstone: Tectonophysics,v. 156, p. 37 49.
- 370. Laubach. S.E (1989). Paleostress directions from the preferred orientation of closed microfractures (fluid-inclusion planes) in sandstone, east Texas Basin, U.S.A.: Journal of Structural Geology, v. 11, no. 5, p. 603 611.
- 371. Laubach. S.E (1997). A method to detect strike in sandstone. AAPG Bulletin. 87, 561-579.
- 372. Laubach. S. E. et Lorenz. J (1992). Preliminary assessment of natural fracture patterns in Frontier Formation sandstones, southwestern Wyoming, in C. E. Mullen, ed., Rediscover the Rockies: Denver, Wyoming Geological Association, 43rd Field Conference Guidebook, p. 87 – 96.
- 373. Laubach. S. E (1997). A method to detect fracture strike in sandstone: AAPG Bulletin, v. 81, no. 4, p. 604 623.
- 374. Laubach. S. E. (1999). New fracture characterization methods for mature fields (ext. abs.), in Revitalización de provincias petrolíferas maduras, Tercera Conferencia Internacional Conjunta, Veracruz, Mexico: Asociacion Mexica.
- 375. Laubach. S. E and Doherty. E. (1999). Oriented drilled sidewall cores for natural fracture evaluation: Society of Petroleum Engineers, SPE Paper 56801, p. 793 800.
- 376. Laubach, S. E (2003). Practical approaches to identifying sealed and open fractures. The American Association of Petroleum Geologists. All rights reserved. AAPG Bulletin, v. 87, no. 4 (April 2003), pp. 561–579.
- 377. Laubach. S.E., Olson. J.E, et Gales. J (2004a). Are open fractures necessarily aligned with maximum horizontal stress? Earth and Planetary Science Letters, 222, 191-195.
- 378. Laubach. S.E., Reed. R.M., Olson. J.E., Lander, R.H., and Bonnell, L.M. (2004b). Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: Cathodoluminescence observations of regional fractures: Journal of Structural Geology, v. 26, p. 967-982.
- 379. Laubach. S.E., Reed. R.M., Olson. J.E., Lander. R.H., Bonnell. L.M (2004c). Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. Journal of Structural Geology 26, 967–982.

- 380. Laubach. S. E., et Ward. M. W. (2006). Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic 1a Boca Formation, North–East Mexico: Tectonophysics, v. 419, p. 75–97.
- 381. Laubach. S. E., Olson. J. E. et Gross. M. R. (2009). Mechanical and fracture stratigraphy: AAPG Bulletin, v. 93, no. 11, p. 1413–1426.
- 382. Lawn. B et Wishaw. T. R. (1975). Indentation fracture, J Mat Sci, 10, 1049-1081.
- 383. Le Heron. D.P., Craig. J., Sutcliffe. O.E., and Whittington. R (2006). Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya. Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 655-677.
- 384. Le Heron. D.P. and Craig. J. (2008). First-order reconstructions of a Late Ordovician Saharan ice sheet. Journal of the Geological Society v. 165, p 19-29.
- 385. Leckie. D.A. et Walker. R.G. (1982). Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval- Outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 66, p. 138-157.
- 386. Leckie. D.A., Singh. C., Goodarzi. F., et Wall. J.H. (1990). Organic-rich, radioactive marine shale: a case study of a shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbury Formation, Alberta, Canada": Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, p. 101-117.
- 387. Lefranc.J.P et Guiraud. R (1990). The continental intercalaire of northwestern Sahara and its equivalents in the neighboring regions. J. African Earth Sci., 10 (1/2). 27-77.
- 388. Legrand. Ph, Pouyeto. A, et Rouaix. S. (1959). De quelques faunes des grès inférieurs sur la bordure septentrionale du Hoggar (Sahara). Bull. Soc. geol. Fr. (7), 796-802.
- 389. Legrand. Ph. (1964). Découverte de nouveaux gisements fossilifères dans les Grès inférieurs du Tassili N'Ajjer. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1: 14-15.
- 390. Legrand. Ph. (1966). Précisions biostratigraphiques sur l'Ordovicien inférieur et le Silurien des chaînes de l'Ougarta (Sahara algérien). Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France 97, 243–245.
- 391. Legrand. Ph. (1969). Description de Westonia chudeaui nov. sp., brachiopode inarticulé de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental). Bull. Soc. géol. France, 11: 251-256.
- 392. Legrand. Ph. (1974). Essai sur la paléogéographie de l'Ordovician au Sahara algérien. Mém. C. Fr. Petr., 11, 121-138.
- 393. Legrand. Ph. (1983). Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque inférieur et le Dévonien. In : Lexique strat. Intern., Afrique de l'Ouest-West Africa (Fabre ed.), Pergamon, 96-108.
- 394. Legrand, Ph. (1985). Lower Palaeozoic rocks of Algeria. In Holland C. H. (ed.), Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa. Lower Palaeozoic rocks of the World 4: 5-89, New York (John Wiley and Sons).
- 395. Legrand-Blain. M (1983). Le Carbonifère marin du Sahara algérien. In : Afrique de l'Ouest-West Africa (Fabre ed.), Pergamon press, 109-117 et p. 273.

- 396. Lesquer. A., Bourmatte A., Ly S. et Dautria. J.M. (1989). First heat flow determination from the central Sahara : relationship with the Pan-African belt and Hoggar domal uplift. J. African Earth Sci., 9, 1, 41-48.
- 397. Lesquer. A., Takherist D., Dautria J.M. et Hadiouche O. (1990). Geophysical and petrological evidence for the presence of an "anomalous" upper mantle beneath the Sahara basins (Algeria). Earth Planet. Sci. Lett., 96, 407-418.
- 398. Lessertisseur. J.(1955). Traces fossiles d'activité animale et leur significance paléobiologique, Mémoires de la Société Géologique de France. Length, 150 pages.
- 399. Liégeois. J.P., Navez, J., Hertogen, J. and Black, R. (1998). Contrasting origin of postcollisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. Lithos, 45, 1-28.
- 400. Liégeois. J.P., Latouche. L., Boughrara.M., Navez.J., Guiraud.M. (2003). The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. Journal of African Earth Sciences 37 (2003) 161–190. Elsevier.
- 401. Lloyd. J.W. (1999). Water resources of hard rock aquifers in arid and semi-arid zones. UNESCO, Paris. Massoud H. (1988) Modélisation de la petite fracturation par les techniques de la géostatistique. Document B.R.G.M., p. 155- 197.
- 402. Logan. P et Duddy. I. (1998). An investigation of the thermal history of the Ahnet and reggan basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accummulation- Geologcal society,London Special publication N° 132 155.
- 403. Lorenz. J.C, et Hill. R.E. (1991). Subsurface fracture spacing: comparison of inferences from slant/horizontal core and vertical core in Mesaverde reservoirs: SPE Formation Evaluation, v. 9, p. 66-72.
- 404. Love. J.D (1967). Gold-bearing sedimentary rocks in northwest Wyoming a preliminary report: U.S. Goological Survey Circular 541, 12 p.
- 405. Lowell. J. D. (1995). Mechanics of basin inversion from worldwide examples. In: Buchanan, J. G., Buchanan, P. G. (Eds.), Basin inversion. Geol. Soc. Spec. Publ. 88, 39-57.
- 406. Lowenstein. T.K., Timofeeff. M.N., Brennan. S.T., Hardie. L.A., Demicco. R.V. (2001). Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: evidence from fluid inclusions in salt deposits. Science 294, 1086–1088.
- 407. Lucazeau. F., Lesquer A. et Vasseur. G. (1990). Trends of heat flow density from west Africa, In V. Chermak, I. Rybach, and D. Blackwell, eds., Terrestrial heat flow and the structure of the lithosphere: London, Blackwell Sciences, 417-425.
- 408. Lüning. S., Kuss. J., Bachmann. M., Marzouk. A. M., Morsi. A. M. (1998). Sedimentary response to basin inversion: Mid Cretaceous Early Tertiary pre-to syndeformational deposition at the Areif El Naqa anticline (Sinai, Egypt). Facies 38: 103136.
- 409. Lucazeau. F et Dhia. H. B. (1989). Heat flow from Tunisia and Pelagian Sea: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 993–1000.

- 410. Lüning. S., Craig. J., Loydell. D. K., Štorch. P. et Fitches. B. (2000). Lower Silurian hot shales in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. Earth-Science Reviews. 49, 121-200.
- 411. Lüning. S. Wendt. J. Belkac. Z. Kaufmann. B. (2003). Temporal–spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new field data from the Ahnet Basin (Algeria). Sedimentary Geology 163 (2004) 237–264. Elsevier.
- 412. Lüning. S., Shahin. Y.M., Loydell. D., Al-Rabi. H.T., Masri. A., Tarawneh. B. and 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, 1397-1427.
- 413. Lumsden. D. N. et Chimahusky. J. S. (1980). Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. SEPM Special Publication, 28, 123–137.
- 414. Lundegard. P.D., LAND. L.S. et Galloway. W.E. (1984). Problem of secondary porosity: Frio Formation, Texas Gulf Coast: Geology, v. 12, p. 399-402.
- 415. Maarouf. I et Mouaïci. R. (1994). Analyse du potentiel pétrolier de l'Ahnet-Timimoun. Rap interne Sonatrach.
- 416. MacGregor. D.S. (1995). Hydrocarbon habitat and classification of inverted rift basins In: Buchanan, J. G., Buchanan, P. G. (Eds.), Basin Inversion. Geological Society of London. Special Publication, 88: 83-93.
- 417. MacGregor. D. S., et Moody. R.T.J. (1998). Mesozoic and Cenozoic petroleum systems of North Africa, in D. S. MacGregor, Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D., ed., Petroleum Geology of North Africa, London, Geological Society Special Publication, v. 132: p. 201-216.
- 418. Mackenzie. A.S et Quigley.T.M. (1988). Principles of geochemical Prospect Appraisal. AAPG Bull, Vol.72/4, pp.399-415.
- 419. Makhous. M., Galushkin. Y. et Lopatin. N. (1997). Burial history and kinetic modeling for hydrocarbon generation, part II: Applying the GALO model to Saharan basins. American Association of Petroleum Geology Bulletin. 81, 1679-1699.
- 420. Makhous. M. (2000). The Formation of Hydrocarbon Deposits in the North African Basins. Geological and Geochemical Conditions. Geological Magazine; May 2001; v. 138; no. 3; p. 368.
- 421. Makhous. M et Galushkin. Y. (2003). Thermal and Maturation Histories in the Saharan Basins. AAPG HEDBERG CONFERENCE "Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North and Triassic Petroleum Systems in North Africa" February 18-20, 2003, Algiers, Algeria.
- 422. Makowitz. A (2004). The genetic association between brittle deformation and quartz cementation: examples from burial compaction and cataclasis- Thesis The University of Texas at Austin
- 423. Mandell. J.F., Creed, R.J., Jr., Pan, Q., Combs, D.W., and Shrinivas, M. (1994). Fatigue of Fiberglass Generic Materials and Substructures, Wind Energy 1994, SEDVol. 15, ASME, p. 207.

- 424. Marchand. A.M.E, Macaulay.C.I, Hazeldine.R.S et Fallick. A.E (2002). Pore water evolution in oilfield sandstones: constraints from oxygen isotope microanalyses of quartz cement: Chemical Geology, v. 191, p. 285-304.
- 425. Marett. R.A et Laubach. S.E. (2001). Fracturing during burial diagenesis. In: Marett, R.A (ed) Genesis and Controls of reservoir-scale Carbonate Deformation, Monterry, Salient, Mexico. Bureau of Economic Geology, the Universiity of Texas at Austin, Guidebook, 28, 83-107.
- 426. Marett. R., et Laubach. S.E. (2001). Fracturing during burial diagenesis : in Marett, R, ed., Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, Mexico: Texas, Bureau of Economic Geology, Gudebook 28, p. 109-123.
- 427. Martel. S.J, Pollard. D.D, et Segall. P. (1988). Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot Quadrangle, Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am. Bull. 100, 1, 451-1,465.
- 428. Massa. D. (1988). Paléozoique de Libye Occidentale. Stratigraphie et paléogéographie. -Thèse Sci., Université de Nice, 1-2: 514 pp.
- 429. Masters. J.A (1979). Deep Basin gas trap, western Canada. AAPG Bulletin, v. 63, #2, p. 152-181.
- 430. Matte. Ph. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoiques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, II, (1), 9-24.
- 431. Matte. Ph. (2001). The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13 (2), 122–128.
- 432. Matthews, A., Ayalon, A., Bar-Matthews, M. (2000). D/H ratios of fluid inclusions of Soreq cave (Israel) speleothems as a guide to the Eastern Mediterranean Meteoric Line relationship in the last 120 ky. Chemical Geology, 166, 183-191.
- 433. Mauldon. M, Dunne. W.M et Rohrbaugh. J.R.M.B. (2001). Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces Journal of structural geology 23 (2001), 247-258.
- 434. Maurin. J-C. et Guiraud. R. (1993). Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African Rift System. Tectonophysics, 228, 81-95.
- 435. McBride. E. F (1989). Quartz cement in sandstone:a review. Earth Sci. Rev. 26: 69-112.
- 436. McConaughy, D.T., et Engelder, T. (2001). Joint initiation in bedded clastic rocks: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 203-221.
- 437. McCoy. M.R. (1952). Ordovician sediments in the northern Black Hills, IN Sonnenberg, F.P., ed., Black Hills-Williston basin: Billings Geological Society Guidebook, no. 3, p. 44-47.
- 438. McCrory. U.C.L. et Walker. R.G. (1986). A storm and tidally-influenced prograding shoreline e Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada. Sedimentology 33, 47e60.
- 439. Mccubbin. D. G. (1982). Barrier-Island and Strand-Plain Facies: in Sandstone Depositional Environments, AAPG Mem. 31. p.247-279.

- 440. McEwen. T. J (1981). Brittle deformation in pitted pebble conglomerates. Journal of Structural Geology, v. 3, no. 1, p. 25-37.
- 441. McKay. J et Longstaffe. F.J. (2003) Sulphur isotope geochemistry of pyrite from the Upper Cretaceous Marshybank Formation, Western Interior Basin: Sedimentary Geology, v. 157, p. 175-195.
- 442. McKerrow. W.S et Scotese. C.R. (1990). Palaeozoic Biogeography and Paleogeography, Geological Society of London, Memoir 12, 435 pp.
- 443. McNaughton. D. (1997). Sediment Data from the Legion Park Tributary, Blackwell, Oklahoma. PTI-Environmental services.
- 444. Medaouri. M. (2004). Etude structurale de la jonction Ougarta-Anti-Atlas, Région de Zemoul-Adhim Filou (Plateforme saharienne occidentale, Algérie). Thèse de Magister, Univ. des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (U.S.T.H.B) –ALGER p.47-65.
- 445. Mercier. J et Vergely. P. (1992). Tectonique. Dunod, 1992.
- 446. Meshri. I. D. (1986). On the reactivity of carbonic and organic acids and generation of secondary porosity. SEPM Special Publication 38. pp. 123-128.
- 447. Mezlah. H (2006). Les mud-mounds du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes (Sud-Ouest algérien). Sédimentologie Diagenèse. Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris.
- 448. Michard. A. (1976). Eléments de géologie marocaine. Notes Mém, Serv. Géol. Maroc, 252 : 1-408.
- 449. Mickus. K. et Jallouli. C. (1999). Crustal structure beneath the Tell and Atlas Mountains (Algeria and Tunisia) through the analysis of gravity data. Tectonophysics 314, 373-385.
- 450. Miller. M.F. et C.W. Byers. (1984). Abundant and diverse early Paleozoic infauna indicated by the stratigraphic record. Geology, 12:40-43.
- 451. Milliken. K. L., et Land. L. S., (1982). Fluid dynamics for cap-rock formation in Gulf Coast: Discussion: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 2685–2687.
- 452. Milliken. K. L., et Land. L. S., (1993). The origin and fate of silt sized carbonate in subsurface Miocene-Oligocene mudstones, south Texas Gulf Coast: Sedimentology, v. 40, p. 107–124.
- 453. Milliken. K. L., (1994). Cathodoluminescent textures and the origin of quartz silt in Oligocene mudrocks, south Texas: Journal of Sedimentary Research, v. A64, p. 567–571.
- 454. Milliken. K. L., Mack. L. E., et Land. L. S. (1994). Elemental mobility in sandstones during burial: Whole-rock chemical and isotopic data, Frio Formation, south Texas: Journal of Sedimentary Research, v. A64,p. 788–796.
- 455. Milliken. K.L. et Laubach. S.E. (2000). Brittle deformation in sandstone diagenesis as revealed by scanned cathodoluminescence imaging with application to characterization of fractured reservoirs. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), Cathodoluminescence in Geosciences.

- 456. Mitchum. R.M. Jr et Van Wagoner. J. C. (1991). High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sedimentary Geology, 70, p.131-160.
- 457. Mokhtari. N. (2003). The Ordovician Tight Gas Reservoir of the Ahnet-Timimoun Basin. AAPG HEDBERG CONFERENCE "Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Africa" February 18-20, 2003, Algiers, Algeria.
- 458. Monod. T. (1931). L'Adrar Ahnet, contribution à l'étude physique d'un district saharien. Description géologique. Bull . Lab. Géograph . phys . Fac. Sci. Paris 4, 223-263.
- 459. Monod. T. (1932). L'adrar Ahnet. Contribution à l'étude archéologique d'un district saharien.196 pages.
- 460. Moody. J. D. et Hill. M. J. (1956). Wrench-Fault Tectonics: Geological Society of America Bulletin, Vol. 67, t9, pg. 1207- 1246.
- 461. Moore. S.E., Ferrell. J.R et Aharon. P. (1992). Diagenetic siderite and other ferroan carbonates in an modern subsiding marsh sequennce. Sedimentology, 62: 357-366.
- 462. Morad. S. (1998). Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, in: Morad, S. (ed), Carbonate Cementation in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 26, p. 1-26.
- 463. Morad. S., K. Al-Ramadan. J., Ketzer.M. et De Ros. L. F. (2010). The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy: AAPG Bulletin, v. 94, p. 1267–1309.
- 464. Morris. R. C. et Fletcher. A. B. (1987). Increased solubility of quartz following ferrousferric iron reaction. Nature. V 330, pp. 558-561.
- 465. Moussine-Pouchkine. A, Bertrand-Sarfati. J, Ball. E et Caby. R (1988). Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques protérozoïques impliquées dans la Chaîne panafricaine : la région de l'Adrar Ahnet (NW Hoggar, Algérie). J. Afr. Earth Sci., 7, 1, 57-75.
- 466. Mulrennan. M. E. et Woodroffe C. D. (1998). Holocene development of the lower Mary River plains, Northern Territory, Australia. The Holocene. 8:565-579.
- 467. Murphy.W.M, Oelkers. E.H et Michtner. P.C. (1989). Surface reaction versus diffusion control of mineral dissolution and growth rates in geochemical processes. Chemical Geology 78, 357-380.
- 468. Murray. G.H. (1968). Quantitative Fracture StudySanish pool, Mc Kenzie County, North Dakota: AAPG Bulletin, v.52.
- 469. Naïk. G.C. (2002). Tight Gas Reservoirs An Unconventional Natural Energy Source for the Future.
- 470. Narr. W et Sppe. J. (1991). Joint spacing in sedimentary rocks. J. struct. Geol. 15, 1037-1048.
- 471. Narr. W (1996). Estimating average fracture spacing in subsurface rock: AAPG Bulletin, v.80, n°10, p.1565-1586.

- 472. Nedkvitne. T et Bjorlykke. K. (1992). Secondary porosity in the Brent Group (Middle Jurassic) Hulddra field, North sea: implication for predicting lateral continuity of sandstones. Journal Sedimentary Petrology. 62, 23-34.
- 473. Nelson. R. A. (1985). Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs; Gulf Publishing Co., Houston, TX, 320p.
- 474. Newton. R. C. (1986). Fluids of granulite facies metamorphism. In : WALTHER, J. V. et WOOD, B. J. (Eds.), Fluid-rock interactions during metamorphism. Springer-Verlag, New-York, 5, p. 36-59.
- 475. Nicholson. C., Seeber. L., Williams. P., et Syles. L.R. (1986). Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California: Tectonics, v. 5, p. 629–648.
- 476. Nicolas. A. (1984). Principes de tectonique Masson, Paris. 200 pp.
- 477. Nielsen. B.M. (2004). Crustal architecture and spatial distribution of mineral occurrences in the Precambrian shield of central West Greenland based on geophysical and geological data. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2004/26, 63 pp., 8 appendices. Ph.D. thesis 2004. Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Denmark.
- 478. Nürnberg. D. et Müller. R.D. (1991). The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic topresent, Tectonophysics, 191: 27-53.
- 479. Oelkers. E.H., Bjorkum. P.R. et Murphy. W.M. (1996). A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones: American Journal of Science, v. 296/4, p. 420-452.
- 480. Olding, Gillespie.P, Bourgine.B, Castaing.C, Chilés.J-P, Christensen.N.P, Fillion.E, Genter. A, Olsen.C, Thrane.L, Trice.R, Aarseth.E, Walsh.J.J et Watterson.J. (1999). Variation in fracture system geometry and their implications for fluid fow in fractured hydrocarbon reservoirs. Petroleum Geosciences, Vol.5 1999, pp. 373-384.
- 481. Oelkers. E. H., Bjørkum. P. A. Walderhaug. O. Nadeau. P. H. et Murphy. W. M. (2000). Making diagenesis obey thermodynamics and kinetics: the case of quartz cementation in sandstones from offshore mid-Norway: Applied Geochemistry, v. 15, p. 295–309.
- 482. Olson. J. E., Hennings. P. H. et Laubach. S. E. (1998). Integrating wellbore data and geomechanical modeling for effective characterization of naturally fractured reservoirs, SPE/ISRM Eurock Conference, Trondheim, Norway, July 8-10.
- 483. Olson, J.E (2003). Joint pattern development: effects of subcritical crack-growth and mechanical crack interaction. Journal of Geophysical Research.98 12,251-12,265.
- 484. Orlando. J.Ortega, Marrett. R et Laubach. S.E. (2006). Extent of power-law scaling for natural fractures in rock. AAPG Bulletin, v.90 no. 2p. 193-208.
- 485. Ortolevaet. P, Merino. E et Strickholm. P. (1982). Kinetics of metamorphic layering in anisotropically stressed rocks; American Journal of Science, v. 282, p.617-643.
- 486. Oulebsir. L. et Paris. F. (1995). Chitinozoaires du Sahara algérien: biostratigraphie et affinités paléogéographiques. Review of Palaeobotany and Palynology, 86: 49-68.

- 487. Oyarzun. R., Doblas. M., Lopez-Ruiz. J., Cebria. J. M. (1997). Opening of Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for magmatism in western North Africa and Europe. Geology, 25: 727-730.
- 488. Paris. F, Deynoux. M et Ghienne. J.F. (1998). Chitinozoaires de la limite Ordovicien-Silurien en Mauritanie. CR Acad. Sci. Paris, 326, 499-504.
- 489. Paris. F., Bourahrouh. A. et Herissé. A. L. (2000b). The effects of the final stages of the Late Ordovician Glaciation on the marine palynomorphs (chitinozoans, acritarchs and leiospheres) in well NI-2 (NE. Algerian). Review of Palaeobotany and Palynology 11, 87-104.
- 490. Pascal. C, Angelier. J, Cacas. M et Hancock. P.L. (1997). Distribution of joints : probabilistic modeling ans dase study near Cardiff (Wales, UK.). Journal of Strucutral Geology, 19, 1273-1284.
- 491. Passchier. C.W (2005). Microtectonics. 2nd, Revised and Enlarged Edition with 322 Images.
- 492. Paul. J. Mankiewicz. Robert. J. Pottorf. M., Kozar, G. et Peter Vrolij. K. (2009). Gas geochemistry of the Mobile Bay Jurassic Norphlet Formation: Thermal controls and implications for reservoir connectivity APG Bulletin; v. 93; no. 10; p. 1319-1346; DOI: 10.1306/05220908171 American Association of Petroleum Geologists (AAPG)
- 493. Paxton. S. T., Szabo. J. O., Ajdukiewicz. J. M. et Klimentides. R. E. (2002). Construction of an intergranular compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid grained sandstone reservoirs: AAPG Bulletin, v. 86, p. 2047–2067.
- 494. Peacock. D.C.P (2005). Evolution of the controls on fracturing in reservoir rocks: Journal of Petroleum Geology, v. 28, p. 385-396.
- 495. Pemberton. S. G. (1992). Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance, in R. G. Walker and N. P. James, eds., Facies models: response to sea-level change: Geological Association of Canada, p. 47–72.
- 496. Pemberton. S.G., Van Wagoner. J.C., et Wach. G.D. (1992a). Ichnofacies of a wavedominated shoreline, in S.G. Pemberton, ed., Application of ichbology to petroleum exploration, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Core Workshop, v.17, p.339-382.
- 497. Perez. R. J et Boles. J. R. (2005). Interpreting fracture development from diagenetic mineralogy and thermoelastic contraction modeling: Tectonophysics, v. 400, p. 179–207, doi:10.1016/j.tecto.2005.03.002.
- 498. Phillips. W.J (1972). Hydraulic fracturing and mineralisation. Journal of Geological Society of London, 128, 337-359.
- 499. Pineau. A. (1985). Echantillonnage des espacements entre fractures: Une distribution exponentielle negative troquée: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences , II, v. 301 , p. 1043 –1046.

- 500. Piqué. A et Michard. A. (1981). Les zones structurales du Maroc hercynien. Sciences Géologiques Bulletin 34, 135-146.
- 501. Piqué. A. Bossiere. G., Boullin. J-P., Chalouan, A. et Hoepffner. C. (1993). Southern margin of the Variscan belt: the north-western Gondwana mobile zone (eastern Morocco and Northern Algeria). Geologische Rundschau, 82, 432-439.
- 502. Piqué. A. (1994). Géologie du Maroc: les domains régionaux et leur evolution structurale. PUMAG (Eds.), Marrakech, 284p.
- 503. Plink-Björklund. P. (2005). Stacked fluvial and estuarine deposits in high-frequency (4thorder) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen, Sedimentology, 52, 391-428.
- 504. Porter. E.W et James. W.C (2003). Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis in quartzose sandstones Chemical Geology Volume 57, Issues 3-4, 30 December 1986, Pages 359-369.
- 505. Posamentier. H.W, Jervey. M.T, Vail. P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework 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 Intergrated Approach, vol. 42 SEPM Special Publication, pp.110-124.
- 506. Potdevin. J.L. (1993). Gresens 92: A simple Macintosh program of the Gresens method. Computers & Geosciences, v. 19, n°9, p. 1229-1238.
- 507. Potdevin. J.L. et Marquer. D. (1987). Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. Geodinamica acta, 193-206.
- 508. Poty. B., L,eroy,J., et Jackimowicz, L. (1976). Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: L'installation de micro- thermométrie Chaixmeca. Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie,99, 182-186.
- 509. Pound. C. J. (1984). Storm sedimentation. Journal of the Geological Society of London. v. 142; no. 2; p. 411-412; DOI: 10.1144/gsjgs.142.2.041.1
- 510. Priest. S. D., et Hudson. J. A. (1976). Discontinuity spacings in rock, Int. J. Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., 13, 135 148.
- 511. Priest. S.D. et Hudson. J.A. (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 13, 135-148.
- 512. Prigmore. J.K., Butler. A.J. et Woodcock. N.H. (1997). Rifting during separation of Eastern Avalonia from Gondwana: evidence from subsidence analysis. Geology, 25, 3, 203-206.
- 513. Putot. C., Chastanet, J., Cacas, M.C., Daniel, J.M. (2001). Fractography in sedimentary rocks: Tension joints sets and fracture swarms. Oil Gas. Sci. Technol., 56, 431-449.
- 514. Qahtani. A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform: GeoArabia, v. 10/2, p. 127-160.
- 515. Rahmani. A., Semmad. A., Aggoun. N. (1998). Synthèse des résultats pétroliers de la structure de Bahar El Hammar. Rap. Interne.SH.

- 516. Ramm. M. (1992). Porosity-depth trends in reservoir sandstones: theoretical models related to Jurassic sandstones, offshore Norway Marine and Petroleum Geology 9, 553-567.
- 517. Ramsay. J. (1980). The crack-seal mechasism of rock deformation, Nature, 284, 135-139.
- 518. Raynaud. D., Jouzel. J., Barnola. J.M., Chappellaz, J., Delmas, R. J., et Lorius. C. (1993). The ice record of greenhouse gases. Sc i enc e, 2 5 9(5097), 926-934.
- 519. Rechemann. J (1973). Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale, Cah. ORSTOM. Géol. Min. 84, p. 281.
- 520. Reed. M.H. (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: H.L. Barnes (Editor), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd Edition. John Wiley and Sons, pp. 303-366.
- 521. Reineck. H.E., Singh. I.B. (1975). Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous Clastics. Springer-Verlag, 439p.
- 522. Reineck. H.E et Singh I.B. (1980). Depositional sedimentary environments. Sedimentary Geology, vol. 32, issue 1-2, p. 153
- 523. Renard. F., Ortoleva. P. et Gratier. J. P. (1997). Pressure solution in sandstones: Influence of clays and dependence on temperature and stress, Tectonophysics, 280, 257 266.
- 524. Renard. F., Park. A. Ortoleva. P. et Gratier. J.P. (1999). An integrated model for transitional pressure-solution in sandstones, Tectonophysics, 312, 97–115.
- 525. Renard. F., Brosse. E., et Gratier. J.P. (2000). The different pro- cesses involved in the mechanism of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions, in R. H. Worden and S. Morad, eds., Quartz cementation in sandstones: International Association of Sedimentologists Special Publication 29, p. 253–270.
- 526. Renard. F., Gratier. J. P et Jamtveit. B. (2000). Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution and compaction around active faults, J. Struct. Geol., 22, 1385 1407.
- 527. Renard. F, Voisin. C, Marsan. D et Schmidtt-Buhi. J. (2006). High resolution 3D laser scanner measurments of strike-slip fault quantify its morphological anisotropy at all scales. Geophysical research Letters. 33, doi: 10.1029/2005GL025038.
- 528. Renshaw. C.E., et Pollard. D.D. (1995). An experimentally veried criterion for propagation across unbonded frictional interfaces in brittle, linear elastic materials. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science and Geomechanics Abstracts 32, 237±249.
- 529. Ribeyrolles. M. et Lavenu. A. (1976). La chaîne hercynienne du Maroc central Sud-Est. Notes et Mémoires du service géologique du Maroc, Rabat. 261,170p.
- 530. Richard. M. A., Duncan. R. A., et Courtillot. V. E. (1989). Flood basalts and hotspot tracks: Plume heads and tails: Science, v. 246, p. 103–107.
- 531. Rimstidt. J. D. et Barnes. H. L (1980). The kinetics of silica-water reactions, Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 1683-1699.

- 532. Rives. T., Razach. M., Petit. J.P. et Rawnsley. K.D. (1992). Joint spacing: analogue and munerical simulations. Jour. Struct. Geol. 14/8/9, 625-637.
- 533. Rives. T., Rawnsley., K. D., Petit. J.P. (1994). Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. Journal of Structural Geology, Vol. 16, No. 3, 419-429.
- 534. Roberts. S.M. et Spencer. R.J. (1995). Paleotemperatures preserved in fluid inclusions in halite. Geochim. Cos-mochim. Acta 59, 3929–3942. Roedder, E. (1984). The fluids in salt. Am. Mineral.
- 535. Robertson. A. H. F., Dixon. J. E., Brown. S., Collins. A., Morris. A., Pickett. E., Sharp. I., Ustaömer. T. (1996). Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic – Early Tertiary developments of Tethys in the Eastern Mediterranean region. In: Morris, A. & Tarling, D. H. (Eds.), Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean region. Geol. Soc. London Sp. Publ. 105, 239-263.
- 536. Robinson. A et Gluyas. J. (1992). Marine and Petroleum Geology Volume 9, Issue 3, Pages 324-327
- 537. Roedder. E. (1962). Studies of fluid inclusion I : Low temperature application of a dualpurpose freezing and heating stage. Econ. Geol., 57, p. 1045-1061.
- 538. Roedder. E. (1963). Studies of fluid inclusion II: Freezing data and their interpretation. Econ. Geol., 58, p. 167-211.
- 539. Roedder. E. et Skkiner. B. J. (1968). Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Econ. Geol., (7), 63, p. 715-730.
- 540. Roedder. E. (1984). Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, 646 p.
- 541. Rogers. J.J.W., Unrug, R. Sultan, M., (1995). Tectonic assembly of Gondwana. Journal of Geodynamics, 19, 1, 1-34.
- 542. Rognon. P, de Charpal. O, Biju-Duval. B, Gariel. O. (1968). Les glaciations « siluriennes » dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). Publ. Serv. Géol. Algérie (Nlle série), Bull. n°38.
- 543. Rohlich. P. (1980). Tectonic development of Al Jabal al Akhdar. Second Symposium on the Geology of Libya. vol. 3 (eds. M.J. Salem and M.T. Busrewil).
- 544. Rosendahl, B.R., Kilembe, E. & Kaczmarick, K., (1992). Comparison of the Tanganiyka, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data. Tectonophysics, 213, 1-2, 235-256.
- 545. Ross. J.R et Ross. C.A. (1992). Paleogeographic information System Manual, Earth in Motion tech.
- 546. Rossi. C., Marfil. R., Ramseyer. K., Permanyer. A. (2001). Facies-related diagenesis and multiphase siderite cementation and dissolution in the reservoir sandstones of the Khatatba Formation, Egypt's western desert. J Sediment Res;71:459 72.

- 547. Rouzeau. O. et Scanvic. J.Y (1989). Interprétations structurales de linéaments observés sur des données spatiales thermiques multidates et multicapteurs dans le bassin de Paris. SFPT Bull.,no.113, pp.8-12.
- 548. Ruf.J.C., Rust. K.A., et Engelder. T. (1998). Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. Tectonophysics 295, 245±257.
- 549. Runkel. A. C., McKay, R. M., et Palmer. A. R. (1998). Origin of a classic cratonic sheet sandstone: Stratigraphy across the Sauk II-Sauk III boundary in the Upper Mississippi Valley: GSA Bulletin, v. 110, no. 2, p. 188-210.
- 550. Saber. H (1989). Les événements sédimentaires et tectoniques au tardi-hercynien dans le Haut-Atlas occidental: exemple des bassins des Ida Ou Ziki, de l'Oued Zat et du bloc d'Imin Tannoute (Maroc). Thèse de 3ème Cycle, Université Cadi ayyad, Marrakech, 145p.
- 551. Saber. H. (1992). Données sédimentologiques et évidence d'une tectonique distensive synsédimentaire dans le bassin stéphano-permien des Ida Ou Ziki, Sud-Ouest du massif ancien du Haut-Atlas (région d'Argana, Maroc). Bulletin du service Géologique de l4algérie, 3, (1), 9-14.
- 552. Saber. H., El Wartiti M., Hmich, D., Schneider, J.W. (2007). Tectonic evolution from the Hercynian shortening to the Triassic extension in the Paleozoic Western High Atlas (Morocco)- Journal of Iberian Geology, 33 (1), 31-40.
- 553. Salzman. M.R., et Young, S.A. (2005). Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia: Geology, v. 33, p. 109-112.
- 554. Satterfield. C.L., Lowenstein. T.K., Vreeland. R.H., Rosen- zweig. W.D., et Powers, D.W. (2005a). New evidence for 250 million-year age of halotolerant bacterium from a Permian salt crystal. Geology 33, 265–268.
- 555. Satterfield. C.L., Lowenstein. T.K., Vreeland. R.H., et Rosenzweig. W.D. (2005b) Paleobrine temperatures, chemistries, and paleoenvironments of Silurian Salina Formation F-1 salt, Michigan Basin, U.S.A., from pet- rography and fluid inclusions in halite. Journal of Sedimentary Research 75 534–546.
- 556. Savané. I. (1997). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odienné (nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Apports de la télédétection et d'un Système d'Information Hydrogéologiques à Référence Spatiale. Thèse de doctorat ès Sciences Naturelles, Université d'Abidjan, Côte d'Ivoire, 386 p.
- 557. Savostin. L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.p. Lepichon, X. & Roulet, M.J. (1986). Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics, 123, (1-4), 1-35.
- 558. Scanvic. J. Y. (1983). Utilisation de la Télédétection dans les Sciences de la Terre. Manuels et Méthodes, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- 559. Schandelmeier, H., Richter, A. & Harms, U., (1987). Proterozoic deformation of the East Saharan Craton in Southeast Libya, south Egypt and north Sudan. Tectonophysics, 140, 233-246.

- 560. Schandelmeier. H. (1988). Pre-Cretaceous intraplate basins of NE Africa Episodes 11, 270-274.
- 561. Schieber. J. (1988). Redistribution of rare-earth elements during diagenesis of carbonate rocks from the mid Proterozoic Newland Formation, Montana, U.S.A. Chem. Geol. 69, 111–126.
- 562. Schmidt. V., et McDonald. D.A. (1979). The role in secondary porosity in the course of sandstone diagenesis: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 26, p. 175–207.
- 563. Schuman. W.U., Richard. H et Groshong. J.R. (1991). Low-temperature deformation of sandstone, southern Appalachian fold-thrust belt. SA Bulletin; v. 103; no. 7; p. 861-875. Geological Society of America.
- 564. Schwartz. M.O. (1989). Determining phase volumes of mixed CO2–H2O inclusions using microthermometric measurements Mineral. Deposita 24, 43–47.
- 565. Scotese. C.R., Boucot A.J., et Mckerrow W.S. (1999). Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. Journal of African Earth Sciences, Volume 28, Number 1, 99-114.
- 566. Scotese C.R., Boucot A.J., Mckerrow W.S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. Journal of African Earth Sciences, Volume 28, Number 1, 99-114.
- 567. Seilacher, A. 1983. Upper Palaeozoic trace fossils from the Gilf. Kebir-Abu Ras area in southwestern Egypt. Journal of African Earth Sciences, 1:21-34.
- 568. Seitz, J. C. Pasteris, J. D. et Wopenka. B. (1987). Characterization of  $CO_2 CH_4 H_2O$ fluid inclusions by microthermometry and laser Raman microprobe spectroscopy: Inferences for clathrate and fluid equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 1651– 1664.
- 569. Serra.O. (1987). Diagraphies différées. Bases de l'interprétation, t. I : Acquisition des données diagraphiques.
- 570. Sestini. G., (1984). Tectonic and sedimentary history of the NE African margin (Egypt Libya). In: Dixon, J. E. & Robertson, A. H. F. (Eds.), Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 161175.
- 571. Sharma. K.N.M., Singhroy. V.H., Madore. L., Lévesque, J., Hébert. et Hlinse, M (1999). Use of radar images in the identification of major regional structures in the Greenville province, western Quebec, Can. J. Remote Sens., 25, 278-290.
- 572. Sharp. Z.D (2008). A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. Geohimica ef Cosmochimica ACID Vol. 54, pp. 1353-1357.
- 573. Sharp. Z. D., et O'NEIL. J. R (1990). A laser-based carbon reduction technique for oxygen isotope analysis of silicates and oxides. Car- negie. Inst. Wash. Yearb. 89,72-78. SHIMIZUN. (1978) Analysis of the zoned.
- 574. SH-Beicip. (1972). Carte géologique de l'Ahnet Central au 1/200000
- 575. SH- Beicip. (1972). Carte géologique de Reggane au 1/200000

- 576. SH- Beicip. (1972). Carte géologique de Aoulef au 1/200000
- 577. SH- Beicip. (1972). Carte géologique de Ouallen au 1/200000
- 578. Sheldon. H.A, Wheeler J, Richard. H, Wordenand. M, Cheadle J. (2003). An Analysis of the Roles of Stress, Temperature, and pH in Chemical Compaction of Sandstones. Journal of Sedimentary Research; January 2003; v. 73; no. 1; p. 64-71.
- 579. Shelley. D. et Bossière. G (2000). A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia. Journal of Structural Geology, 22, 757-776.
- 580. Sibson. R.H (1982). Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. Seismological Society of Ammerica Bulletin, v72, p.151-163.
- 581. Sibson. R.H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology 15, 701e704.
- 582. Sincock. K.J et Black. CJ.J. (1988). Validation of water/oil displacement scaling criteria using microvisualisation techniques. Proceedings of the 64 th Annual Techniques Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers (San Antonio). SPE 18294, 339-347.
- 583. Smith. B., Derder. M. E. M., Henry. B., Bayou. B., Yelles. A. K., Djellit. H., Amenna. M., Garces M., Beamud. E., Callot J. P., Eschard R., Chambers A., Aifa. T., Ait Ouali. R. et Gandriche. H (2006). Relative importance of the Hercynian and post-Jurassic tectonic phases in the Saharan platform: a palaeomagnetic study of Jurassic sills in the Reggane Basin (Algeria). Geophys. J. Int. 167, 380–396.
- 584. Smith. C.N., Kesler. S.E., Blum. J.D., et Rytuba. J.J. (2008). Isotopic geochemistry of Hg in source rocks, mineral deposits and spring waters of the California Coast Ranges, USA: Earth and Planetary Science Letters, v. 269, p. 398-406.
- 585. Sokoloski. W.P. (2005). Sedimentology and ichnology of Late Cambrian to Early Ordovician Skolithos sandstone in the Deadwood Formation, northern Black Hills, South Dakota, and southeastern Bear Lodge Mountains, Wyoming.- M.Sc. Degree in Geology, University of Toledo (USA), 220 p.
- 586. Sommer. F. (1978). Diagenesis of Jurassic sandstones in the Central Graben. Journal of the Geological Society of London, 135, 63-67.
- 587. Stampfli. G.M. et Borel. G.D. (2002). A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic place boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196, 17-38.
- 588. Stampfli. G.M., Von Raumer. J.F. et Borel. G.D. (2002). From peri-Gondwana to Variscan collision, The Palaeozoic evolution of pre-Variscan relicts in the Variscan domain of Europe a discussion, GSA, ed., Geological Society of America Special Paper, GSA, 364, 263-280.
- 589. Stanley. C.R. (1984). The geology and geochemistry of the Daisy Creek Prospect, A stratabound Copper-Silver occurrence in Western Montana. M.S.c. thesis, Univ. British Columbia, Vancouver, B.C.

- 590. Stanley. R.S et Ratcliffe. N.M. (1985). Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New E,gland : Geological Society of America Bulletin,v.96.p. 1227-1250.
- 591. Staplin. F.L (1969). Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrences. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 17:47–66.
- 592. Steefel. C.I et Van Cappelen. P (1990). A new kinetic approach to modelling water-rock interaction : the role of nucleation, precursors and Ostwald ripening. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 2657-2677.
- 593. Stets. J., Wurster. P. (1981). Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. Geologische Rundschau, vol. 70 (3), p. 801-841.
- 594. Stewart. R. et Podolski. S.A. (1998). Curvature analysis of gridded surfaces. In: Structural Geology in Reservoir Characterization (eds Coward, M.P., Daltaban, T.S. and Johnson, H.), Vol. 127, pp. 133–147. Geological Society Special Publications, London.
- 595. Surdam. R.C, Boese. S.W et Crossey. L.J (1984). The chemistry of secondary porosity, in D.A. McDonald et R.C. Surdam, eds., Clastic diagenesis: AAPG Memoir 37, p. 127-149.
- 596. Surdam. R.C, Crossey. L.J, Hagen. E.S et Heasler. H.P (1989). Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis : AAPG Bulletin, v.73, p. 1-23.
- 597. Surma. F. (1999). Etude des mécanisme de colmatage d'un grès affecté par une faille normale : utilisation des techniques de pétrophysique, minéralogie, étude des inclusions fluides et géochimie. Strasbourg, DEA de l'Université Louis Pasteur, 30 p.
- 598. Sutcliffe. O.E., Dowdeswell. J.A., Whittington. R.J., Theron. J.N. et Craig. J. (2000). Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of the Earth's Orbit. Geology, 23, 967-970.
- 599. Sutcliffe. O.E., Dowdeswell. J.A., Whittington. R.J., Theron. J.N., Craig. J. (2000a). Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. Geology 28, 967–970.
- 600. Swift. D. J. P. (1968). Shoreface erosion and transgressive stratigraphy. J. Geol., 39: 18-33.
- 601. Szabo. C., et Bodnar. R. J. (1995). Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nógrád-Gömör Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia. Geochim. Cosmochim. Acta, (19), 59, p. 3917-3927.
- 602. Taha. M. A. (1992). Mesozoic rift basins in Egypt Their southern extension & impact on future exploration. Eleventh EGPC Expl. and Prod. Conf., Cairo, Nov. 1992, vol. 2 exploration.
- 603. Tait. J. A., Bachtadse. V., Franke. W. et Soffel. H. C. (1997). Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geologische Rundschau 86, 585-598.
- 604. Takherist. D (1986). Etude Géothermique et Gravimétrique dans les Bassins Sédimentaires de l'Ahnet, du Mouydir et d'Illizi, DEA, Université des Sciences et des Techniques du Languedoc, Montpellier.

- 605. Takhrist. D. et Lesquer A. (1989). Mise en évidence d'importantes variations régionales de flux de chaleur en Algérie. Canadian Journal of Earth Science., 26, 615-626.
- 606. Takherist. D (1990). Structure Crustale, Subsidence Mésozoïque et Flux de Chaleur dans les Bassins Nord Sahariens (Algérie) Apport de la Gravimétrie et des Données de Puits, Thèse de Doctorat, Académie de Montpellier. 220 p.
- 607. Takherist.D. (1991). Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie) : apport de la gravimétrie et des données de puits. Documents et travaux du centre géologique et géophysique, Vol 29. Montpelier.
- 608. Takherist.D et Hamdi.L (1995). Anomalie thermique d'In Salah : Analyse géodynamique et conséquences possibles sur le potentiel pétrolier. Rapport interne Sonatrach.
- 609. Terry. R.D et Chilingar. G.V (1955). Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. Shvetsov Journal of sedimentary Petrology., 25, pp.229-234.
- 610. Terzhagi. R. D. 1965: Sources of error in joint surveys. Geotech. 15, 287-304.
- 611. Thiercelin. M., Roegiers. J.C., Boone, T.J., Ingraffea. A.R. (1987). An investigation of the material parameters that govern the behavior of fractures approaching rock interfaces, Proc. 6th Int. Congress on Rock Mech., pp. 263-269.
- 612. Timofeeff. M.N., Lowenstein. T.K., Brennan. S.T., Demicco. R.V., Zimmermann. H., Horita. J., Von Borstel. L.E. (2001). Evaluating seawater chemistry from fluid inclusions in halite: examples from modern marine and nonmarine environments: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 65, p. 2293-2300.
- 613. Torsvik. T.H., Smethurst. M.A., Meert. J.G., Van der Voo. R., McKerrow. W.S., Brasier. M.D., Sturt. B.A. et Walderhaug. H.J. (1996). Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic:A tale of Baltica and Laurentia. Earth Science Reviews, 40, 229-258.
- 614. Touret. J. (1971). Le faciès granulite en Norvège méridionale. Lithos, 4, 239-249; p. 423-436.
- 615. Touret. J. (1981). Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks. In : HOLLISTER, L. S. et CRAWFORD, M. L. (Eds.), Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineralogical Association of Canada, 6, p. 182-208.
- 616. Touret. J. (1984). Les inclusions fluides : Histoire d'un paradoxe. Bull. Mineral., 107, p. 125-137.
- 617. Touret. J. L. R. (1987). Fluid inclusions and pressure-temperature estimates in deepseated rocks. In : HELGESON, H. C. (Ed.), Chemical transport in metasomatic processes. Reidel Publ. Co., Dordrecht (The Netherlands), p. 91-121.
- 618. 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. Université Paris Sud.

- 619. Trémolières. P. (1981). Mécanismes de la deformation en zones de platefrorme : methods et applications du basin de Paris. Revue de l'Institut Français du Pétrole, 36, 4, 579-593.
- 620. Trompette.R.(1973). Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (Bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse Doct. Etat Univ. Aix-Marseille, France.
- 621. Tucker. M.E. (1999). Sedimentary Petrology. Third Edition Introduction to sedimentary rocks, their environment of formation and petrology.
- 622. Unternehr. P. D., Curie. J.L., Olivet. J., Goslin, et Beuzart.P. (1988). South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South. America: Tectonophysics, v. 155, p. 169-179.
- 623. Vail. P.R., Hardenbol, J. et Tedd, R.G. (1984). Jurassic unconformities, chronostratigraphie and biostratigraphy. In : Schlee, J.S. (éd.). Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. A.A.P.G. memoir 36, 129-144.
- 624. Vail. P. R (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stra- tigraphy, part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In : Bally A. W., Ed, Atlas of Seismic Stratigraphy, volume 27, chapter 1, 1–10. AAPG Studies in Geology.
- 625. Vail. P. R., Audemard. F., Bowman S. A., Eisner. P. N. & Perez-Cruz C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology an overview. In : G. Einsele,W.Ricken et A. Seilacher, Cycles and events in stratigraphy : Berlin, Springer-Verlag, 617-659.
- 626. Van Wagoner. J.C. et al. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops, AAPG Methods in Exploration Series, No. 7, 55 p.
- 627. Vearncombe. J. R. (1993). Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archean gold-vein deposits: Ore Geology Reviews, v. 8, p. 407–424.
- 628. Villeneuve. M, Bassot. J.P, Robineau.B, Dallmeyer.R.D et Ponsard.J.F (1991). The Bassaride Orogen. In : Dallmeyer.R.D et Lécorché.J.P (eds). The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives. Spruinger, Berlib, 151-185.
- 629. Von Raumer. J., Stampfi. G.M., Borel. G.D. et Bussy. F. (2002). The organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. International Journal of Earth Sciences, 91, 35-52.
- 630. Vossler. S.M., et Pemberton. S.G. (1988). Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: An ichnofossil example of opportunistic ecology: Lethaia, v. 21, p. 351-362.
- 631. Walderhaug. O. (1996). Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs: AAPG Bulletin, v. 80, p. 731–745.
- 632. Walderhaug. O. (2000). Modeling quartz cementation and porosity in Middle Jurassic Brent Group sandstones of the Kvitebjørn field, northern North Sea: AAPG Bulletin, v. 84, p. 1325–1339.

- 633. Walderhaug. O., Bjørkum. P.A., et Aase. N.E. (2006). Kaolin-coating of stylolites, effect on quartz cementation and general implications for dissolution at minerals interfaces: Journal of Sedimentary Research, v. 76, p. 234-243.
- 634. Walderhaug. O. (1990). A fluid inclusion study of quartz-cemented sandstones from offshore mid-Norway, possible evidence for continued quartz cementation during oil emplacement. J. Sed. Pet. 60, 302 à 310.
- 635. Walderhaug. O. (1994). Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf Đ evidence from fluid inclusions. J. Sed. Res. A64, 311 à 323.
- 636. Walderhaug. O. et Bjorkum.P.A. (2003). The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Stø Formation in well 7120/6-1, southern Barents Sea. Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 145-155.
- 637. Walker. G et Burley. S.D. (1991). Luminescence petrographyand spectroscopic studies of diagenetic minerals. In Luminescence MicroscopyandSpectroscopy: Qualitativeand QuantitativeApplications (C.E. Barker & O.C.Kopp, eds.). SEPMShort Course 5,83-96.
- 638. Washington. D.C. (1986). Diagenesis of sandstones, pp. 964-1014. U.S. Government Printing Office.
- 639. Washington. D.C. (1996). Rock Fractures and Fluid Flow, Contemporary Contemporary anderstanding and applications. National Academies Press, 551 pages.
- 640. Weinberger. R. (2001). Evolution of polygonal patterns in stratified mud during dessication: The role of flaw distribution and layer boundaries: Geological Society of America, Bulletin, v. 113, p. 20-31.
- 641. Wendt. J. et Kaufmann. B. (1998). Mud buildups on a Middle Devonian carbonate ramp (Algerian Sahara). In Carbonate Ramps (eds V. P. Wright and T. P. Burchette), pp. 397–415. Geological Society of London, Special Publication no. 149.
- 642. Wendt. J., Kaufmann. B., Belka. Z., Klug. C. et Lubeseder. S. (2005). Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara), Geol. Mag 143, p. 269-299.
- 643. Wendt. J, Kaufmann. B, Belka. Z, Klug. C et Lubeseder. S. (2006). Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). Geol. Mag. 143 (3), 2006, pp. 269–299. c\_ 2006 Cambridge University Press 269, doi:10.1017/S0016756806001737 Printed in the United Kingdom.
- 644. Williams. H, Turner. F.J, Gilbert. C.M. (1953). Petrography: an introduction to the study of rocks in thin-sections.' (W. H. Freeman and Company: San Francisco, CA).
- 645. Wilson. B., T. Dewers Reches. Z., et Brune. J. (2004). Particle size and energetics of gouge from earthquake rupture zones, Nature, 434, 749–752.
- 646. Wiltschko. D.V., et Morse. J.W. (2001). Crystallization pressure versus "crack seal" as the mechanism for banded veins: Geology, v. 29, p. 79–82.

- 647. Woodroffe. C.D., ChapellL. J., Thom. B.G., et Wallensky. E. (1989). Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, northern Australia: Sedimentology, v. 36, p. 737–756.
- 648. Worden. R.H., Warren E.A., Smalley P.C., Primmer T.J. et Oxtoby N.H. (1995). Discussion of Evidence for resetting of fluid inclusion temperatures from quartz cements in oilfields' by Osborne and Haszeldine (1993). Marine Petrol. Geol. 12, 566 à 570.
- 649. Worden. R.H. (1996). Controls on halogen concentrations in sedimentary formation waters. Mineral. Mag. 60, 259 à 274.
- 650. Worden. R.H., Oxtoby N.H. et Smalley P.C. (1998). Can oil emplacement prevent quartz cementation in sandstones, Petrol. Geosci. 4, 129 à 137.
- 651. Worden. R.H. et Morad, S. (2000). Quartz cementation in sandstones. International Association of Sedimentologist Special Publication Blackwells, Oxford.
- 652. Worden. R et Burley. S (2003). Sandstone diagenesis. Volume4. The International Assocaition of sedimentologists.
- 653. Worden. R. H., Needham. S. J. and Cuadros.J. (2006). The worm gut: A natural clay factory and possible cause of diagenetic grain coats in sandstones: Journal of Geochemical Exploration, v. 89, p. 428–431.
- 654. Wouter van der Zee et Urai. Janos L. (2005). Processes of normal fault evolution in a siliciclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia. Journal of Structural Geology 27. 2281–2300.
- 655. Wu. H., et Pollard. D.D. (1995). An experimental study of the relationships between joint spacing and layer thickness: Journal of Structural Geology, v. 17, p. 887–905, doi: 10.1016/0191-8141(94)00099-L.
- 656. Wu. H., et Pollard. D.D. (1992). Propagation of a set of opening-mode fractures in layered brittle materials under uniaxial strain cycling. Journal of Geophysical Research 97, 3381–3396.
- 657. Zanguina. M., Bruneton. A. et Gonnard. R. (1998). An introduction to the petroleum potential of Niger. Journal of Petroleum Geology, 21, 83-103.
- 658. Zazoun. R. S. (2001). La tectogenèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la région de Bled El-Mass, Sahara Algérien : un continuum de déformation. Journal of African Earth Sciences, Volume, 32, N°.4, 869-887.
- 659. Zazoun. R. S. (2008). The Fadnoun area, Tassili-n-Azdjer, Algeria: Fracture network geometry analysis. Journal of African Earth Sciences, 50(5), (2008), 273-285.
- 660. Zheng. Y.F (1993a). Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochim. Cosmochim. Acta 57, 1079–1091.
- 661. Zheng. Y.F. (1993b). Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth Planet. Sci. Lett. 120, 247–263.
- 662. Ziegler. P., Cloetingh.S, et Wees.J. (1995). Dynamics of intraplate compressional deformation. The Alpine foreland and other examples, Tectonophysics, 252, 7–60.

663. Ziegler. P. A., van Wees. J.D., Cloething. S. (1998). Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. Tectonophysics 300, 103-129.

- 1. Introduction
- Principales formes de quartz authigène observées dans les grès
  A. Surcroissances de quartz
  - B. Quartz microcristallin
  - C. Quartz de fractures
- 3. Influence des facteurs géochimiques sur la cimentation siliceuse
- 4. Origine du ciment siliceux
  - 1. Sources internes
  - 2. Sources externes
- 5. Durée du processus de cimentation
- 6. Relation cimentation siliceuse-compaction
  - 1. Estimation du volume poreux intergranulaire
  - 2. Compaction et cimentation siliceuse dans les zones de failles
- 7. Effet de la mise en place du pétrole sur la cimentation siliceuse
- 8. Conclusion

## **CHAPITRE II –** Approche bibliographique Cimentation siliceuse des grès

### 1. Introduction

Le ciment siliceux est le minéral le plus développé dans les réservoirs gréseux profondément enfouis (>2500 m), du fait que les grains de quartz jouent le double rôle de substrats (sites de nucléation), et de source pour la silice. La capacité de prédire la distribution de ce ciment au sein des réservoirs, permet une meilleure analyse et évaluation des prospects ainsi qu'une découverte plus rapide des hydrocarbures (Worden et Morad., 2000).

L'origine du ciment siliceux, la durée et les conditions physico-chimiques favorisant sa précipitation, les paramètres qui contrôlent sa distribution, son mode de transport, ainsi que l'effet de la mise en place des hydrocarbures sur son développement, demeurent des sujets de débat et de controverses scientifiques.

Les sources internes de silice regroupant la pression-dissolution, les réactions d'altération de feldspaths, les transformations des minéraux argileux, et la dissolution de silice amorphe, sont toutes dépendantes de la minéralogie primaire et des conditions thermodynamiques. Les sources externes restent à l'état d'hypothèse, en raison de l'absence d'évidences directes, et des problèmes liés à la faible solubilité de silice, et aux volumes considérables de fluides, qu'il faudra mobiliser pour accomplir le processus de cimentation (Renard et al., 2000).

La cimentation siliceuse est une réaction contrôlée par la température. Le quartz est le seul minéral à constituer un ciment majeur dans les grès soumis à une température supérieure à 80°C. Elle est également contrôlée cinétiquement, mais nous ne savons pas encore si le ciment siliceux se forme continuellement en faibles proportions, ou rapidement au cours d'une courte période (Giles et al., 1992; Gluyas et al., 1993; Worden et Morad, 2000).

La contrainte effective est potentiellement un important paramètre de contrôle, car le ciment siliceux tend à se raréfier dans les grès en surpression (Renard et al., 2000). La composition primaire du lithofaciès exerce également un important contrôle sur la cimentation siliceuse, car la précipitation du quartz nécessite des substrats propre. Le processus tend à être inhibé en présence soit, de revêtements phyllosilicatés, soit d'argiles infiltrées ou de microquartz (Aase et al., 1996; Jahren et Ramn, 2000).

La mise en place du pétrole dans le réservoir doit probablement inhiber le processus de cimentation. Le degré d'inhibition dépendra de la saturation en eau résiduelle, de la mouillabilité, et de la pression des fluides dans le grès. L'arrivée de la silice par advection sera totalement stoppée dans les champs pétroliers car la perméabilité relative du réservoir par rapport à l'eau devient basse à de fortes saturations en huile. Les évidences empiriques directes concernant ce phénomène ne sont pas encore fournies, en raison du manque de données (Worden et al., 1998; Barkley et Worden, 2000). Aussi, il n'existe pas encore de modèles prédictifs incorporant toutes les sources et paramètres de contrôle discutés plus haut.

# 2. Principales formes de quartz authigène observées dans les grès

### 2.1. Surcroissances de quartz

Le ciment siliceux se développe par des mécanismes de nucléation homogène et hétérogène. La nucléation hétérogène qui est le processus prédominant, est représentée par des nourrissages syntaxiaux, de même orientation cristallographique que les quartz détritiques (Mc Bride, 1989). Certains ciments se présentent sous forme surcroissances isopaques (*overgrowths*) autour des grains détritiques (fig.1-A,B), d'autres sous forme de projections localisées dans les pores (*outgrowths*) (fig.1-C,D). Ces derniers sont également syntaxiaux, mais tendent à occuper les espaces poreux adjacents, provoquant une plus grande détérioration de la perméabilité.



**Fig.1-** Photos de microfaciès montant les principales textures associées au ciment siliceux. (A) et (B) Auréoles de nourrissage observées respectivement en lumière naturelle et en cathodoluminescence. Cette dernière montre deux générations de silice, ainsi que la cimentation de fractures intragranulaires. (C) et (D) Ciment siliceux interstitiel (outgrowth) observé respectivement en LN et au MEB, où il es entouré d'illite fibreuse.

L'examen en cathodoluminescence (CL), des surcroissances de quartz, permet d'observer des zonations de croissance, indétectables en lumière transmise (fig.2-A, B). Ces zonations (fig.2-C) sont souvent attribuées à des variations dans le contenu en éléments traces (Al) (fig.3), mais pourraient bien correspondre à des déséquilibres locaux ou des imperfections cristallographiques au sein du minéral (Kraishan et al., 2000). Leur présence traduit le caractère irrégulier et épisodique de la croissance cristalline du quartz, ainsi que l'évolution des fluides de pores au cours de ce processus. Le paramètre qui provoque le changement de la composition chimique de ces fluides reste mal contraint. Certains auteurs (Kraishan et al., 2000) l'associent aux variations dans les concentrations en aluminium dissout, suite à un changements dans le taux de la dissolution des feldspaths ou d'un autre minéral silicaté.



**Fig.2-** Structure interne du ciment siliceux. (A) Vue générale en LN, montrant une surcroissance automorphe développée autour d'un grain subarrondi «G», avec subsistance de porosité intergranulaire «P». (B) Vue rapprochée de la surcroissance «O». (C) Fabrique interne de la surcroissance révélée par la CL-MEB. La haute résolution de cet outil fournie une information précise sur la taille des grains, le volume des ciments, leur distribution et chronologie relative. La zone interne « T » correspond à un quartz désordonné, traduisant la création primaire de sites de nucléation multiples. la zone « C » montre des surcroissances systématiques « C », avec une variation de luminescence, traduisant différents épisode de cimentation (Hendry et Trewin., 1995 ; Hogg et al., 1995). Largeur du microfaciès = 620  $\mu$ m.



**Fig.3-** Variation du contenu en aluminium, le long d'une coupe passant par plusieurs grains détritiques. (A) Vue CL de la zone analysée. Les zones endommagées sont fortement luminescentes (B) Vue rapprochée. (C)Représentation schématique des principales phases de silice observées(Q1, Q2). (D) Diagramme montrant la variation du taux en Al, révélée par la microsonde électronique. (Tournier., 2010).

#### 2.2. Quartz microcristallin

Le quartz microcristallin est une forme peu fréquente de silice secondaire. Il se présente sous forme de revêtements polynucléaires tapissant la surface des grains (fig.4-A), ou d'agrégats de cristaux discrets remplissant les espaces poreux (4-B). La petite taille du cristal pourrait avoir plusieurs origines ; un volume insuffisant de silice, une sursaturation par rapport à la silice, l'absence de substrats appropriés pour une nucléation macrocristalline homogène, ou la diminution de la vitesse de croissance du quartz macrocristallin, suite à une baisse dans les gradients chimiques, entre les sites de dissolution et les espaces poreux (Selon Aase et al., 1996; Jahren et Ramn, 2000; Worden et Morad, 2000).



**Fig.4-** Formes accessoires du ciment siliceux. (A) Quartz microcristallin en revêtements de grains. (B) Quartz microcristallin en position interstitielle.

#### 2.3. Quartz de fractures

On a longtemps considéré les processus mécaniques et chimiques comme étant des processus séparés, mais en réalité, ils jouent simultanément, sous forme de rupture de grains et de cimentation siliceuse, influençant l'évolution de la porosité dans les grés compacts et déformés (Hathon et Houseknecht, 1991; Hippler, 1993).

La cimentation siliceuse a longtemps été considérée comme un facteur stabilisateur des fabriques de roches, et inhibiteur de la fracturation. Cependant, les travaux récents (Marett et Laubach, 1997; Milliken et Laubach, 2000; Renard et al., 2000; Wiltschko et Morse, 2001; Makowitz et Milliken, 2002; Labaume et al., 2003; Makowitz; 2003; Olson et al., 2003; Laubach et al., 2003; 2004; Laubach et Ward., 2005; Gaumez et Laubach, 2005; Britt et Moen, 2007; Hooker et al., 2009; Gale et al., 2009) montrent que les fractures peuvent se former avant et durant le processus de cimentation siliceuse, et que la précipitation d'un faible taux de silice suffirait pour provoquer la déformation cassante, en inhibant les déplacements des grains (glissement, rotation), et en augmentant la cohésion mécanique de la fabrique, favorisant sa rupture (fig.5).

La rupture mécanique des grès s'effectue à travers un continuum de déformation qui commence avec l'enfouissement et s'achève par un large spectre de scénarii cataclastiques. Cette rupture est exprimée par des fractures en mode ouvert, qui commence leur propagation à partir des points de contact entre grains (zones de pression critique), vers les espaces poreux. Il en résulte un changement effectif dans la géométrie des réseaux poreux, qui évoluent d'un système intergranulaire primaire, en un système intragranulaire secondaire, de fractures (Gallagher et al., 1974 ; Gallagher et al., 1987 ; McEwen, 1981; Paxton, 2002).

La fracturation des grains est contrôlée par un certain nombre de paramètres dont, la granulométrie et la morphoscopie, le volume poreux, la nature et le taux des ciments, ainsi que la composition minéralogique de la roche. Elle a pour effet d'augmenter le taux des surfaces réactives (sites de nucléation), promouvant ainsi la cimentation siliceuse (Zhang et al., 1990; Bruno et Nelson, 1991; Dvorkin et al., 1994; Yin et Dvorkin., 1994; Wong et Wu, 1995; Menendez et al., 1996; Chuhan et al., 2002).


**Fig.5-** Illustration schématique d'une séquence progressive de déformation cassante, avec une augmentation des taux de rupture et de cimentation siliceuse. (A) Grès au moment du dépôt présentant une forte porosité intergranulaire. (B) Enfouissement précoce >> rotation et le glissement des grains avec formation de quelques fractures. (C) Initiation de la cimentation siliceuse suite à l'augmentation du gradient de température. La fabrique de la roche devient rigide, favorisant la déformation cassante. (D) Précipitation d'un volume important de silice >> augmentation de la résistance de la roche à la fracturation. (E) Précipitation continue de silice alors que les contraintes différentielles dans la roche devient favorable à une fracturation transgranulaire (Makowitcz, 2003).

Ce processus entraine souvent l'expansion des grains (augmentation de leur volume apparent) contrairement à la pression-dissolution, qui provoque leur réduction. La silice séquestrée dans les petites ouvertures va apparaitre en lumière transmise comme un volume granulaire, d'où la nécessité de la considérer, dans les calculs du volume poreux intergranulaire (fig.6). La taille des grains peut jouer un rôle dans l'intensité de fracturation, et peut par conséquent contrôler le taux du ciment siliceux séquestré dans les grains.



**Fig.6-** Représentation schématique simplifiée des relations qui résultent de la fracturation des grains. (A) Grain avant fracturation. IGV1=espace poreux. (B) et (C) Grain après fracturation. Etant donné que les fractures sont en mode ouvert, le volume de grain observé en microscopie conventionnelle (B), a augmenté, occupant l'espace qui constituait une partie de l'IGV. Le volume apparent du grain va augmenter et l'IGV va diminuer par un volume égal à celui de la fracture. Ici, l'IGV2 = espace poreux+ciment intergranulaire. Le volume réel du grain observé en CL (C1)représente le ciment intergranulaire. (C) est égal au volume du grains, moins le volume du ciment dans la fracture (Cf). l'IGV réel est égal à l'IGV mesuré en lumière transmise, plus le Cf. Ici l'IGV3 = espace poreux+ ciment intergranulaire+ ciment dans la fracture (Makowitz, 2003-modifié).

Dans les grès déformés, le ciment siliceux est localisé dans les grains fracturés et les espaces entre grains, que sous forme de surcroissances (fig.7-A). Cela est dû au fait que les fractures présentent des surfaces lisses et propres, propices pour la nucléation de la silice, alors que les surfaces granulaires, qui sont souvent pourvues de revêtements phyllosilicatés (fig.7-B) ou microquartzitiques, tendent à inhiber le processus de cimentation (McEwen, 1981; Gallagher, 1987; Zhang et al., 1990, Chhan et al, 2002).



**Fig.7-** (A) Image CL de fractures intragranulaires scellées par le quartz authigénique. (B) Image BSE illustrant le revêtement des surfaces granulaires (flèches jaunes) par des argiles authigènes (flèche rouge), qui tendent à inhiber la précipitation du ciment siliceux autour des grains (Makowitz, 2003-modifié).

En termes structuraux, les microfractures peuvent être classées en trois catégories; le type I, type II et type III (Laubach, 1997).

Le *type I* est caractérisé par des fractures intragranulaires (à l'échelle d'un grain individuel), de forme souvent prismatique, avec une ouverture maximale tournée vers la zone de contact entre grains adjacents (fig.8-A). Les plus grandes ouvertures sont généralement significatives d'un plus grand déplacement des fragments de grains, du fait d'un faible taux de ciment siliceux et d'une importante porosité primaire.

Au *type II* correspondent des fractures transgranulaires (recoupant plusieurs grains), à tracés fines et rectilignes, sans aucun élargissement vers la zone de contact (fig.8-B). Cette catégorie est très fréquente dans les grès fortement cimentés, soumis à de fortes contraintes effectives.

Le *type III* est caractérisé par des grains cataclasés (écrasés), ayant fait l'objet de plusieurs épisodes de fracturation (fig.8-C,D). Les fragments résultants seront déplacés et réorientés, ce qui entrainent généralement une détérioration du classement (incidence négative sur la perméabilité) (Engelder, 1974; Pittman, 1981; Blenkinsop, 1991; 1994; Fisher, 2000; Paxton, 2002). Les proportions des fragments fins augmentent généralement avec le taux de déplacement et avec l'augmentation de la pression de confinement. Ce type de fractures est très fréquent dans les zones de failles, où il est favorisé par des conditions de forte contrainte déviatorique et une faible température (Engelder, 1974).



**Fig.8-** Typologie de la déformation cassante des grès révélée par la CL. (A) Microfracture intragranulaire (type I). (B) Microfractures transgranulaires (type II). (C) Déformation cataclastique du grains avec expansion du volume (type III). (D) Cataclasite typique des zones de failles (gouge). Les zones délimitées par le jaune « F » correspondent à de petits fragments de grains très mal triés. Les lignes oranges délimitent les grains originels impliqués dans le processus de cataclase (Makowitcz, 2003).

#### 3. Influence des facteurs géochimiques sur la cimentation siliceuse

La précipitation du ciment siliceux dans les formations gréseuses nécessite une force motrice thermodynamique, qui pourrait provenir d'un équilibre chimique comme la transformation de la smectite en illite, ou d'une instabilité texturale comme la dissolution des grains fins, et leur reprécipitation sur les surfaces des grains plus grossiers (phénomène de « *Ostwalde ripening* ») (Steefel et Van Cappelen, 1990; Abercrombie et al., 1994). Cette précipitation dépend de trois étapes se succédant dans le temps; (1) la génération de silice, (2) le transport à partir des sites nourriciers vers les substrats de nucléation et, (3) la précipitation sous forme de ciment (fig.9). C'est l'étape la plus lente qui aura le contrôle sur le taux global de cimentation (Lasaga et Kirkpatrick, 1981).

Le contrôle par précipitation rend le processus de cimentation fortement dépendant des surfaces exposées de quartz, ce qui explique l'absence de cimentation siliceuse dans les grès profondément enfouis, pourvus de revêtements phyllosilicatés (Heald et Larese. 1974; Ehrenberg, 1993).



**Fig.9-** Représentation schématique des principaux paramètres géochimiques qui contrôlent le processus de cimentation siliceuse (Worden et Morad, 2000).

# 4. Origine du ciment siliceux

La cimentation de quartz peut provenir de multiples sources potentielles de silice. Certaines sont volumétriquement plus importantes que d'autres. Nous parlerons de sources internes lorsque la silice est transportée localement par diffusion, et de sources externes lorsqu'une circulation de fluides transporte la silice par advection sur de grandes distances (fig.10) (Worden et Morad, 2000).



**Fig.10-** Diagramme schématique montrant les principales sources de silice dans les grès. Les sources internes sont désignées par des flèches noires, et les sources externes par des flèches rouges (Worden et Morad, 2000).

#### 4.1. Sources internes

Vingt-trois sources de silice ont été répertoriées par Mc Bride (1989), mais peu d'entre elles sont capables de fournir une quantité de silice suffisante pour développer une cimentation de quartz significative. En effet, seules quatre sources de silice sont considérées comme véritablement effectives, il s'agit de l'altération des feldspaths (Fothergill, 1955; Hawkins, 1978; Bjorlykke, 1980; Sorby, 1980), de l'illitisation et chloritisation des smectites (Boles et Franks, 1979; Abercombie et al., 1994; Gluyas et al., 2000), de la pression-dissolution de quartz (au contact grain-grain et par stylolithisation) (Waldschmidt, 1941; Heald, 1955; 1956; 1959; Füchtbauer, 1974; Boer, 1977; Dewers et Ortoleva, 1990; Bjorlykke, 1994; Oelkers et al., 1994; Hendry et Trewin, 1995).

#### 4.1.1. Source liée aux Feldspaths détritiques

Les feldspaths sont des composants importants d'une grande variété de grès. Ils proviennent essentiellement des roches ignées et métamorphiques formées à forte température (> 300°C), et sont cependant en déséquilibre avec la pression diagénétique, la température et la chimie des fluides de pores, ce qui les rend susceptibles à une multitude de processus d'altération diagénétiques afin d'atteindre un nouvel état d'équilibre (Hower et al., 1976; Giles et al., 1992 ; Glassman, 1992).

Les principales formes d'altération de feldspaths sont la dissolution, l'altération en minéraux argileux et l'albitisation. La dissolution qui peut créer une porosité secondaire de moulage (fig.11) et une libération d'ions (Ca, K et Na) dans les eaux de formations, est souvent à l'origine de Quartzites diagénétiques (Harris, 1989).



**Fig.11-** Illustration de la dissolution de feldspaths (Worden et Burley., 2003–modifié). (A) Vue en LN d'une dissolution partielle (Ds) de Feldspaths potassique (Fth) avec formation d'auréoles de nourrissage feldspathiques (Nf), de surcroissances de quartz (Sq) et de porosité secondaire. (B) Vue au MEB du phénomène de dissolution.

Le remplacement des feldspaths par les minéraux argileux est essentiellement contrôlé par la chimie des eaux de formation (sensibilité au pH et à l'activité du potassium aqueux), et par la température. Toutes les réactions qui impliquent l'aggradation des minéraux argileux à partir des feldspaths, aboutissent à la formation de silice, et par conséquent à un potentiel de cimentation siliceuse :

$\begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	(1a)
$\begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	(1b)
KAISi3O8 + Al2Si2O5 (OH)4 = KAI3Si3O10 (OH)2 + 2SiO2 + H2Ofeldspath-Kkaoliniteillitequartz	(2)

La principale raison pour laquelle les feldspaths sont une source de silice, est leurs rapports Si/Al plus élevés que les minéraux argileux qui les remplacent. Les feldspaths alcalins (séries K-Na) présentent un rapport Si/Al égal à 3, alors que l'illite et la kaolinite montrent des rapports Si/Al d'environ 1. Selon Boles (1982), la réaction d'une unité de volume de feldspath-k selon le mode (1) produit 0.43 unités de volume de silice, alors que dans la réaction (2), qui est moins efficace, chaque unité de volume de réactifs donnerait environ 0.10 moles d'unité de silice. La réaction (1b) est effective lorsque la température atteint la fourchette de la fenêtre à silice ( $\approx$  80°C). A des températures plus élevées ( $\approx$  125°C), les feldspaths potassiques subsistants vont réagir avec la kaolinite diagénétique pour former l'illite et la silice.

La kaolinite est remplacée, dans les grès appauvris en feldspath-k, par son polymorphe dickite  $Al_2Si_2O_5$  (OH)<sub>4</sub>. Cette dernière est thermodynamiquement plus stable que la kaolinite et serait ainsi plus résistante à l'illitisation (Morad et al., 1994). Dans un grand nombre de grés, l'altération des feldspaths en kaolinite ou en illite est accompagnée de la coprécipitation des carbonates (calcite), et ce en raison de leur sensibilité opposée au *pH*. Cette précipitation est initialement favorisée par des réactions de type (1), car l'eau étant chargée en calcium et en bicarbonates présente un faible *pH*. Elle va permettre par la suite la libération de protons, qui seront utilisés dans d'autre processus de dissolution de feldspath, selon la réaction :

 $Ca_2 + HCO_3$ - = CaCO3+ H<sup>+</sup>

(3)

La décroissance fréquemment constatée dans le taux des feldspath-k en fonction de la profondeur, est associée dans de nombreux cas à une albitisation pseudomorphique (Morad., 1986) selon la réaction :

Cette forme d'altération fréquente dans les réservoirs gréseux, consiste en une redistribution du matériel au sein du système géochimique au lieu de sa perte ou sa conversion totale (Morad et al., 1990). Le processus pourrait commencer à de basses températures (environ 65°C), mais il est dans la plupart des cas typique des gammes avoisinant 130°C. La réaction est fortement contrôlée par la température et le chimisme des eaux de formation ( $aNa^+/aH^+$ , taux de salinité, pH), avec l'assemblage « albite-illite-quartz » devenant plus stable à des températures élevées. Notons que l'albitisation est le processus qui donne le moins de ciment siliceux en comparaison avec les autres réactions silicatées. Pour chaque unité de volume réactif, seules 0.05 unités de volumes de ciment siliceux sont produits (Boles, 1982; Morad et al.,1990).

#### 4.1.2. Source liée à l'aggradation des smectites

La smectite est un minéral argileux fréquent aussi bien dans les formations gréseuses que dans les roches argileuses (mudstones). Elle présente une composition chimique très variable, mais son rapport Si/Al est relativement élevé, ce qui fait d'elle une source potentielle pour la cimentation siliceuse (Boles et Franks, 1979).

La réaction de transformation smectite-illite est contrôlée cinétiquement par le flux potassique et les conditions thermiques. Elle peut avoir lieu, aussi bien dans les roches argileuses, qu'au sein des corps gréseux. La conversion est décrite par Abercombie et al (1994) comme suit :

La silice résultante sera transportée par diffusion vers les surfaces exposées des grains de quartz, et précipitera sous forme de surcroissances (Gluyas et al., 2000).

La chloritisation des smectites, qui se s'effectue à une gamme de température similaire à celle de l'illitisation, peut fournir de la silice aux fluides de pores. La réaction se produit dans les sédiments enrichis en silicates de fer détritiques, en oxydes de fer et en oxydes de titanium, car elle nécessite un rapport  $aFe^{+2}/(aH^+)^2$  élevé, et un rapport  $aK^+/aH^+$  faible, contrairement à l'illitisation, qui se produit dans les sédiments enrichis en feldspaths potassiques (Worden et Morad, 2000). La composition originelle de la smectite peut aussi avoir une influence relative sur la voie de transformation (*transformation pathway*). Les smectites enrichies en Mg-Fe tendent à être chloritisées, alors que les smectites riches en potassium, calcium et sodium tendent à être illitisées (chang et al., 1986).

#### 4.1.3. Source liée à la pression-dissolution

Il est unanimement admis que certaines formes de silice proviennent du phénomène de pression-dissolution, un mécanise de déformation et de compaction très efficace dans la croûte supérieure (Heald, 1955 ; Thomson, 1959 ; Weyl, 1959; Sibley et al., 1976; McClay, 1977; Blatt, 1979; Houseknecht, 1984; 1987; Dutton et al., 1988; Tada et al., 1989; Oelkers et al., 1992; Bjorlykke et Egerberg, 1993; Sizn, 1995; Renard et al., 1997; Walderhaug et al., 2000; Sur et al., 2002; Sheldon et al., 2003). Ce mécanisme connu depuis plus d'un siècle (Sorby., 1863), est classiquement invoqué pour expliquer la formation des stylolithes et pourrait également rendre compte de la formation des surcroissances de quartz.

#### A. Pression dissolution intragranulaire

La pression-dissolution à l'échelle des grains est activée par une différence de solubilité, induite par une différence entre la contrainte qui s'exerce au contact graingrain (égale à la pression lithostatique) et celle qui s'exerce sur les faces tournées vers les pores (égale à la pression hydrostatique) (Worden et Morad, 2000). La géométrie de la surface de dissolution n'est pas plane, et apparait au MEB sous forme d'une boîte à œufs, avec des microdépressions séparées par des micropics à parois bien lisses. Les microdépressions peuvent être connectées pour former de micro-chenaux dont la longueur varie entre 5 et 20  $\mu$ m (El Aboud., 2002).

Les simulations numériques de Cunndle et Strack (1979) montrent que les contraintes sont transmises par les gros grains résistants, car les grains ductiles sont, sous contraintes, équivalents à la pression de pore. La trajectoires de propagation est appelée « *Cordes de transmission de contraintes* » (fig.12).

La présence de grains peu résistants aux conditions de la diagenèse profonde, pourrait entrainer la rupture de ces cordes, et inhiber le processus de pressiondissolution (Giles, 1997). Cette hypothèse permet selon Worden et Morad (2000), d'expliquer l'importance de ce phénomène dans les grès profondément enfouis, mais elle ne pourrait l'expliquer dans le cas des grès silteux, et ceux enrichis en revêtements illitiques et micacés.



**Fig.12-** Illustration des mécanismes élémentaires de la pression-dissolution grain-grain. (A) Vue en CL d'un échantillon de grès enfouis à plus de 3600m (Groupe Hauchi, Oman). La photos montre une dissolution de grains (flèches blanches) dans les zones de contraintes (points de contacts), et la précipitation de la silice authigénique (AuQz) dans les pores et sur les surfaces exposées des quartz. (B) Modèle conceptuel de la transmission de contraintes au cours de la pression-dissolution (Burley et Worden, 2006 – modifié).

La pression-dissolution entre deux grains se déroulerait en plusieurs étapes : (1) dissolution dans les zones à fortes contraintes (points de contacts entre grains détritiques), (2) transport de solutés par diffusion, et (3) précipitation du ciment dans les zones à faibles contraintes (vides et surfaces exposées du quartz) (fig.13). Ces étapes sont couplées et la cinétique du processus dépendrait de l'étape la plus lente.

La dissolution d'une surcroissance semble résulter de la mise en contact lors de la compaction d'une auréole de nourrissage avec un grain détritique ou de deux surcroissances. Ce type d'observation montre que les phénomènes de pression -dissolution s'inscrivent dans un continuum



de compaction, et que la surcroissance qui vient de se former peut être à son tour dissoute si elle est mise en contact avec un grain ou une autre surcroissance.

Les équations qui décrivent la redistribution de la silice par pression-dissolution dépendent d'un certain nombre de variables physico-chimiques et géométriques dont : (1) la contraintes effective, (2) la température, (3) l'augmentation de l'énergie élastique et plastique au contact des grains, (4) la chimie du fluides de pores, (5) la minéralogie de la roche, (6) la concentration des micas et illites détritiques le long des interfaces granulaires, (7) la taille des grains, (8) la géométrie de l'interface grain-grain et (9) l'épaisseur du film fluide piégé dans les puits de dissolution (Schutjens, 1991; Elias et al., 1992; Bjorjum, 1996; Oelkers et al., 1996; Renard, 1997, Renard et al., 2000) ou théoriques (Boer, 1977; Land et al., 1978; Robin, 1978; Ortolevaet al., 1982; Onash, 1994).

La modélisation de ces variables permet de déterminer les conditions sous lesquelles la pression-dissolution est efficace dans les bassins sédimentaires, et de contraindre les paramètres qui contrôlent le taux de dissolution et de la cimentation siliceuse. Le résultat est un modèle qui pourrait estimer les variations de la porosité et de la cimentation siliceuse, en fonction de la pression, la température et la texture de la roche (Renard et al., 2000). Les paramètres qui, en revanche, peuvent retarder ou inhiber la pression-dissolution, correspondent selon certains auteurs (Dove, 1994; Ortoleva, 1994; Worden et al., 1997; 1998) à :

(1) Une forte saturation en silice, due à la présence d'épaisses argiles infiltrées, de revêtements microquartzitiques, ou à un volume important de silice, provenant de sources locales comme l'altération des feldspaths, et l'aggradation des argileuse. Tous ces phénomènes ont pour effet de réduire le gradient de concentration entre les sites de dissolution et les espaces poreux (Aase et al., 1996).

(2) Un enrichissement des faciès en fragments ductiles, susceptibles d'évoluer en pseudomatrice. Ce phénomène va entrainer une perte rapide de la porosité par compaction mécanique.

(3) Une augmentation de la pression hydrostatique jusqu'à atteindre la pression lithostatique. Cette condition va entrainer la disparition du gradient de solubilité entre les points de contact et les espaces interstitiels,

(4) Un changement dans la composition chimique des fluides (*pH*, concentration élevée en Na+), qui pourrait modifier les taux de dissolution, de transport et de précipitation du quartz.

(5) Un fort contenu en pétrole, qui aura tendance à diminuer le taux de déformation, du fait de la faible solubilité du quartz dans l'huile,

Les modèles théoriques acceptés pour rendre compte des mécanismes de pression-dissolution à l'échelle des grains, et des simulations expérimentales (Tada et Siever, 1986; 1987; Dewers et Orteleva, 1990; Dewers et al., 1991; Elias et Hajash, 1992; Renard, 1997; Renard et al., 1999, Renard et al., 2000), sont le modèle de « *film fluide* » piégé sur les contacts réels, et le mécanisme de « *réaction avec fluide libre* » dans les puits de dissolution.

• Le modèle de « *film fluide piégé* » admet l'existence d'un film d'eau au contact de deux grains de quartz (Weyl, 1959; Rutter, 1976; 1983; Tada et Siever, 1986; Renard, 1997). Ce film est le milieu de dissolution et de transport par diffusion de la silice vers le pore. Pour se maintenir, ce film doit exercer sur les grains une contrainte normale supérieure à la pression hydrostatique. Pour expliquer cette particularité, Renard et al (1997) considèrent que la surface du contact, chargée négativement, attire les cations du fluide de pore. Cela crée une différence de pression osmotique qui pourrait maintenir le film (fig.14). L'épaisseur du film fluide diminue si la contrainte effective augmente. Cela expliquerait la possible diminution de la déformation mécano-chimique dans les bassins sédimentaires à des profondeurs dépassant 4-5 km (Renard, 1997). Le coefficient de diffusion dans le film fluide varie avec la température, la nature de l'élément chimique qui diffuse et l'épaisseur du film fluide. Si le film est épais, la diffusion s'effectue comme

dans l'eau libre. En revanche, si l'épaisseur diminue, la mobilité des solutés doit décroitre et le coefficient de diffusion se rapprocher de celui dans un joint de grains (Renard et Oertoleva, 1997).

• Le modèle « *réaction avec fluide libre* » admet la création d'un gradient de potentiel chimique, sous l'effet d'une différence d'énergie élastique et plastique, provoquée par les variations de contrainte sur les parois des grains. La dissolution intervient à la limite entre le contact grain-grain et diminue sa surface. Si cette surface devient trop faible, la résistance du solide ou la limite de plasticité est atteinte et les deux grains se rapprochent par effondrement de l'interface du contact.



**Fig.14-** Illustration du mécanisme de pression-dissolution à l'échelle des grains. (A) Vue CL d'une dissolution intergranulaire. Les lignes blanches encerclent les surfaces granulaires dissoutes (IDD). Le taux de silice dissoute dans cet exemple est d'environ 8%. Det.Q : quartz détritique – Qcem : ciment siliceux (Tournier, 2010). (B) Schématisation du modèle « film fluide piégé (modifié d'après Burley et Worden, 2006).

D'après les simulations de Renard (1997), pour les grains de petite taille, le modèle du film fluide dominerait car la distance de diffusion à partir des contacts réels vers les inclusions est rapide du fait d'une faible distance de diffusion. Lorsque la taille des grains augmente, la surface des contacts réels augmente aussi, et la diffusion à l'intérieur du film fluide est ralentie. Dès lors, la taille des inclusions augmente et le mécanisme « *réaction avec fluide libre* » devient dominant. La transition entre les deux modèles est due à deux facteurs. Premièrement, la mobilité à l'intérieur d'un film fluide piégé entre deux grains diminue avec l'augmentation de la contrainte. Deuxièmement, les inclusions à l'intérieur des contacts entre deux grains doivent être localisées dans les zones où la densité des dislocations initiales est plus importante (Renard et al., 1999).

#### 4.1.4. Dissolution le long des stylolithes

La dissolution du quartz le long des stylolithes est considérée par Bjorkum (1996); Oelkers et al (1996) comme un stade ultime de pression-dissolution, induit par la présence d'argiles et de micas détritiques, connus pour leur effet catalytique sur la solubilité du quartz. La silice dissoute dans ces zones migre et précipite localement, dans les zones avoisinantes, créant ainsi une alternance de zones riches en surcroissances et d'autres poreuses. La distribution de cette silice va dépendre selon Oelkers et al (1996), des températures d'enfouissement et des distances inter-stylolithiques (fig.15). Si

l'étape de contrôle est le transport, le taux de silice sera très élevé aux abords des surfaces stylolithiques (Riches et al., 1986, Oelkers et al., 1992).

Les stylolithes fonctionnels varient selon Al-Aboud (2002) de grain micacé singulier et de film argileux entre deux grains de quartz, à des lamines dépassant les dizaines de mètre d'extension latérale. Les drapages argileux primaires, les revêtements argileux autour des structures de bioturbation, les lamines matricielles, et tous les autres aspects où l'argile et les micas se retrouvent en contact avec le quartz, peuvent faire partie de cette définition de stylolithe.

Au sein des stylolithes, la charge sur les surfaces des micas et des argiles provoque une variation dans la composition du fluide de pore qui devient proche de celle des micas et des argiles. Le quartz pourrait être plus soluble au sein de ces lamines à eau par rapport aux pores adjacents, et la silice dissoute au niveau des stylolithes pourrait diffuser vers les surfaces exposées du quartz pour former des surcroissances.

L'étape de précipitation semble être l'étape la plus lente et gouvernera ainsi la cimentation, excepté lorsque l'espacement entre stylolithes devient plus large que d'habitude et les distances de diffusion correspondantes seraient plus grandes (> 0.2 - 0.5 m en fonction de la température) (Oelkers et al., 1992; 1993; 1996; Walderhaug, 1996; Bjorkum et al., 1998). Hormis les facteurs de contrôle que nous venons de voir dans le cadre du modèle de pression-dissolution à l'échelle des grains, cing facteurs principaux peuvent être retenus dans le cas des stylolithes (Worden et Morad, 2000): la température, la surpression, la composition du fluide, la composition initiale de la roche, la texture de la roche.

✓ Le rôle de la température a été démontré dans les travaux expérimentaux de Boer (1977), Boer et al (1977). La température contrôle la concentration de silice en solution et la cinétique des processus.



**Fig.15-** Illustration de la pressiondissolution par stylolithisation. (A) Vue binoculaire d'une quartzite à gros drapages stylolithiques. (B) Vue en BSE montrant une concentration de résidus insolubles (minéraux lourds en blancs). (C) Vue CL montrant la localisation du ciment dans la zone interstylolithique. (D) Variation du volume de silice en fonction de la distance au stylolithe le plus proche. Comparaison des résultats obtenus en Mer du Nord (Walderhaug et Bjørkum, 2003) et dans le Sahara Central (Tournier, 2010).

(dissolution, transport et précipitation), qui induisent les surcroissances de quartz. Le rapport dissolution/précipitation augmente avec la température et varie avec le *pH* et les concentrations en ions (Renard et al., 1999).

- ✓ La surpression des fluides a pour effet de diminuer la contrainte effective, et peut donc potentiellement inhiber le processus de pression-dissolution (Porter et James, 1986; Tada et Siever, 1989; Worden et Morad, 2000).
- ✓ La composition du fluide peut influencer la solubilité de la silice. Ainsi, une salinité élevée pourrait inhiber ou freiner la pression-dissolution.
- ✓ La composition initiale du grès joue un rôle important dans le développement ou non des surcroissances de quartz (Primmer et al., 1997). L'abondance, par exemple, de fragments ductiles diminuerait la compaction chimique en accomodant une partie de la déformation.
- ✓ Les grès à grains fins à moyens subissent plus de pression-dissolution que les grès plus grossiers (James et al., 1986; Porter et James, 1986; Houseknecht, 1988). En effet, le phénomène de «*Ostwald ripening*» conduit à la dissolution préférentielle de petits grains et la reprécipitation de la silice dissoute sur les grains les plus grands (Worden et Morad, 2000). Une relation linéaire a été observée entre la taille moyenne des grains et la pression-dissolution dans plusieurs grès (Houseknecht, 1988).
- ✓ La précipitation de microquartz (< 0.8 µm en diamètre) implique une dissolution plus intense car le microquartz possède une solubilité légèrement plus élevée que le macroquartz (Oelkers et al., 1996). Ainsi, l'existence de microquartz dans les zones interstylolithiques empêche la pression-dissolution du macroquartz dans les stylolithes, en diminuant le gradient de concentration entre les points de contact et les pores (Aase et al., 1996). Cela affecterait aussi, de façon particulère, la dissolution des feldspaths, qui restent dans leur champ de stabilité (Aase et al., 1996).

#### 4.2. Sources externes

Les sources externes de silice est un sujet encore débattu (Friedman, 1954; Riezebos, 1974 ; Towe, 1962; Wood et al., 1983); Haszeldine et al., 1984; Leder et Park, 1986; Fang et al., 1987; Jourdan et al., 1987; Scotchman et al., 1989; Scotchman et al., 1989; Robinson et Gluyas, 1992; Burley, 1993; Gaupp et al., 1993). L'échelle de l'advection est conditionnée par le gradient de pression et par la prédominance du processus de transport par rapport aux autres paramètres de contrôle. Le transfert des solutés s'effectue sur une échelle de 1-10m ou plus, et peut avoir lieu sur une échelle de plusieurs dizaines de mètres aux kilomètres (Oelkers et al., 1992; Worden et Morad, 2000). Cependant, pour transporter d'énormes volumes de silice par advection, il faut des apports considérables d'eau (Bjorlykke, 1994). Ces derniers pourraient avoir une origine météorique, ou provenir de la compaction argileuse et des corps gréseux avoisinants, de formations argilo-gréseuses profondément enfouis, des intrusions magmatiques (fluides chaux véhiculés le long des plans de failles), ou des roches du soubassement (Worden et Morad, 2000).

### 5. Durée du processus de cimentation

La cimentation siliceuse peut être un processus continu et lent ou rapide et épisodique. La durée précise de chaque modèle, va dépondre de la nature lithologique, de l'histoire d'évolution des fluides, et de l'histoire thermique et d'enfouissement du bassin (Worden et Morad., 2000). Les facteurs qui peuvent favoriser l'un ou l'autre scénario restent des sujets de controverses pour de nombreux auteurs (Walderhaug., 1990;1994; Robinson et Gluyas., 1992 ; Grant et Oxtoby.,1992; Gluyas et al.,1993). Selon Robinson et Gluyas (1992), la cimentation siliceuse est effective au cours des périodes de subsidence rapide, lorsque les fluides sont mobilisés favorisant des circulations intenses au sein des compartiments sous pression.

Morad et al (1994) stipulent que dans les bassins cratoniques faiblement subsidents, la cimentation siliceuse opère sur une longue période de temps (une dizaine de million d'années), à des températures relativement faibles (<100°C). Une cimentation rapide à des températures plus élevées peut également être observée.

Dans les bassins fortement subsidents comme ceux du Golf Coast Américain et en Mer du Nord, le volume des surcroissances de quartz augmente avec l'augmentation de la profondeur d'enfouissement. Les valeurs des températures d'homogénéisation sont alors interprétées comme des témoins du caractère lent et continu de la cimentation siliceuse (Walderhaug et al., 1994). Notons que les approches expérimentales de Crerar et al (1988), et l'examen des inclusions fluides par Grant et Oxtoby (1992); Gluyas et al (1993), ont révélé que le processus cimentation serait beaucoup moins lent que celui démontré par Walderhaug et al (1994).

#### 6. Relation cimentation siliceuse- compaction

La compaction des sédiments est un processus par lequel un volume de roche est réduit sous l'effet de charge lithostatique. Il est communément admis que la compaction mécanique est active à des profondeurs faibles à moyennes (<3km), entrainant un réarrangement de la fabrique de la roche (tassement, réorientation des grains), une déformation cassante «localisée» des grains rigides, et la déformation plastique des grains ductiles.

Les travaux empiriques de Lade et al (1996) ; Chuhan et al (2002) ont montré que la déformation cassante joue un rôle important au cours de la compaction des grès, et ce à des profondeurs très variables, pouvant aller de moins de 1000m à plus de 5000m. Les modèles théoriques qui ont décrit les géométries des limites de grains à micro-échelle ont également montré que les processus mécaniques et chimiques sont génétiquement liés durant la compaction. La microfissuration et la cimentation siliceuse qui la suit seront responsables de l'expansion du volume apparent des grains, contrairement à la pression-dissolution, qui aura tendance à le réduire.

Le modèle développé par Gratz (1991), et appuyé par les expériences empiriques de Milliken et Laubach (2000), suggère que les microfractures intragranulaires localisées à proximité des joints de grains dissouts, ont pour effet de développer le système de connectivité « *plumbing* » dans les zones de contact, aboutissant à une augmentation du taux de déformation par pression-dissolution, comme en témoigne la présence de fractures scellées dans des quartz à contacts indentés. Ainsi, une association microfracturation-pression dissolution peut avoir lieu dans des réservoirs gréseux

profondément enfouis, comme c'est le cas pour les réservoirs de Tuscarora (Elias et Hajash, 1992 ; Onash, 1994).

#### 6.1. Estimation du Volume Poreux Intergranulaire (IGV)

La compaction et la cimentation siliceuse sont les principales causes de perte de porosité dans les grès. Elles jouent simultanément au cours de l'enfouissement, aboutissant à la dégradation de la porosité originelle, qui passe de 35-40%, à une porosité résiduelle d'environ 15-20% (Swarbrick, 1994 ; Osborne et Swarbrik, 1999; Renard et al 2000; Worden et Burley, 2003). La perte de porosité est gouvernée, selon Giles (1997), par l'augmentation verticale de la contrainte effective, définie comme étant la différence entre la pression lithostatique et la pression hydrostatique.

L'importance relative de la compaction et de la cimentation siliceuse et leur impact sur la réduction de la porosité peut être exprimée en traçant le volume des ciments siliceux et le volume intergranulaire dans le diagramme de Houseknecht (1987) (fig.16). Une transition lisse (*smooth*), vers 50% de porosité originelle, semble caractériser le passage de la perte de porosité par compaction, à sa réduction par cimentation siliceuse, suggérant un continuum de processus opérateurs.



**Fig.16**- Diagramme de Houseknecht (1987), illustrant les différentes formes de perte de porosité dans les grès. Le volume intergranulaire ( $IVG=\Sigma$  ciment de remplissage de pores+porosité+matrice) n'inclut pas les ciments de pseudomorphose ou la porosité secondaire. Le graphe considère une porosité initiale (de dépôt) d'environ 40%. La zone (a) représente les grès dont la perte de porosité est essentiellement réalisée par compaction. La région (b) représente les grès dont la perte de porosité est induite par cimentation. Les grès de la zone (a) renferment 5% de ciment et 20% de porosité intergranulaire, suggérant que les 15% de perte de porosité sont dues à la compaction. Par opposition, les grès de la zone (b) possèdent 25% de ciment mais 10% de volume poreux intergranulaire, suggérant que seulement 5% de perte de porosité résultait du processus de compaction (Worden et Burley, 2003).

Le volume poreux intergranulaire (IGV) est conventionnellement calculé comme étant la somme entre la porosité primaire, le ciment intergranulaire, et la matrice détritique (Paxton et al., 2002). Son importance dans les grès bien triés, est d'environ 40% au moment du dépôt (Graton and Fraser, 1935). La détermination de l'IGV dans les grès fracturés, ne peut être correcte en utilisant la microscopie conventionnelle, en raison de la négligence ou la sous-estimation du ciment séquestré dans les grains (Cf). L'utilisation de la CL optique, permet une évaluation correcte de ce ciment, qui serait considéré comme une phase authigène et non comme partie intégrante du volume granulaire. La perte de porosité par compaction (COPL) peut être calculée en utilisant la formule suivante (Lundegard, 1992)

$$COPL = \underline{P_i} - (100 - \underline{P_i}) \cdot IGV$$

100 – IGV

La perte de porosité par cimentation (CEPL) peut être également calculée selon la formule (Ehrenberg, 1995) :

$$CEPL = (P_i - COPL) \cdot \underline{C}$$

IGV

où : Pi est la porosité initiale égale à 0.40.

L'index de compaction (Icomp) est le rapport de la perte de porosité par compaction sur la perte de porosité totale :

$$L_{comp} = \underline{COPL}$$
  
 $COPL + CEPL$ 

Notons que la multiplication du volume des grains fracturés (Gfrac) par le volume moyen du ciment siliceux intragranulaire, permet de déterminer le volume du ciment intragranulaire total (Cf) dans la roche :

 $G_{frac} \bullet Avg.$  Intragranular Qtz Cement =  $C_f$ 

#### 6.2. Compaction et cimentation siliceuse dans les zones de failles

Les zones de failles sont reconnues pour être des chemins de drainage préférentiel des fluides à l'échelle des bassins sédimentaires (Hippler, 1993; Caine et al., 1996; Renard et al., 2000). Les fluides s'écoulent parallèlement et perpendiculairement au plan de faille, faisant apparaître une anisotropie de perméabilité (Crauls et Bareley, 1994), qui est généralement liée à la fracturation(Etheridge et al., 1983). Ces chemins d'écoulement ont une courte durée de vie, du fait notamment d'une cimentation très rapide du réseau ouvert, qui sera en grande partie contrôlée par la minéralogie de la roche et des conditions thermiques. Les solutés sont transportées des zones de dissolution-production, vers les zones de précipitation, par un réseau plus ou moins complexe qui correspond, pour partie, au réseau poreux matriciel. Après le colmatage rapide du réseau macroscopique de fractures, le seul réseau qui reste efficace peut être celui de la matrice. La géométrie de ce réseau « déformé », va conditionner les circulations « actuelles » des fluides dans les bassins (Renard et al., 2000).

Dans les zones de failles, les perméabilités moyennes des grès baissent considérablement dans les «brèches » et « *gouges*» de la « *core zone* » (zone formant le cœur de faille, où l'essentiel du glissement est accommodé), en raison de leur broyage sous l'effet du mouvement (lorsque la roche est peu compétente, le broyage va réduire la roche en un matériel très fin, argileux, dit « gouge ») (fig.36). La fragmentation intense des grains va augmenter le taux des surfaces réactives, et entrainer très rapidement leur

compaction chimique (pression-dissolution-cimentation siliceuse). Cette dernière, sera très rapide en comparaison avec celle des zones endommagées, à cause des différences dans la distance du transport, et dans l'épaisseur des zones dissoutes (Seront et al., 1998; Caine and Foster, 1999; Lin, 2001; Renard, 2000; Wilson et al., 2003).

Dans les « *zones endommagées* » périphériques, la déformation est moins importante que la gouge, et est essentiellement accommodée par des réseaux complexes de veines et de petites failles, associées à des stylolithes (structures de transfert de matière par dissolution-cristallisation sous contrainte) (Chester and Logan,1987; Chester et al., 1993; Labaume et al., 2004). La densité des structures cassantes atteint les valeurs maximales à proximité des « gouges ». La cimentation des veines est intimement liée à la pression-dissolution intragranulaire et à la dissolution le long des plans de stylolithes dans les roches environnantes (Gratier et al., 1994) ; Evan et Chester, 1995), comme en témoignent de nombreux arguments géométriques (veines buttant contre des surfaces de dissolution), et chimiques (même phase minérale dissoute dans la matrice, retrouvée dans les veines) (Renard et al, 2000).

La nature du remplissage des veines, va dépondre en grand partie de la composition minéralogique de la roche et des conditions thermiques. Au-delà de 3 km de profondeur, c'est la cimentation siliceuse qui prédomine, comme l'attestent de nombreuses histoires d'enfouissement. Selon les modèles de Renard et al (2000), la distance moyenne interstylolithique tend à diminuer avec le temps, sous l'effet de la dissolution, alors que les veines tendent à se fermer sous l'effet de la précipitation. Le temps nécessaire pour accomplir ces processus, va dépendre surtout du coefficient de diffusion. Le phénomène s'arrête avec la cimentation totales des veines.

Dans le « *protolith* », qui correspond au grès hôte, les aspects de la diagenèse ne seront pas perturbés par la déformation cassante (Chester et al., 1993; Caine et al., 1996), et le quartz continuera à précipiter sous forme de surcroissances (fig.17). L'orientation de la perméabilité maximale, aussi bien dans le mur que dans le toit, ne sera dépendante, que des structures sédimentaires initiales (Surma et al., 2003; Labaume et al., 2001; 2004).

Les interactions entre les processus mécaniques et diagénétiques durant le développement des fractures constituent le domaine d'intérêt de Laubach et ses collaborateurs (Laubach et al., 1988; 1997; 2003; 2004; 2006; 2009), qui stipulent que les fractures développées dans les environnements diagénétiques (>1000m -  $\approx$ 6000m), en présence d'une forte température et de fluides réactifs, ont des attributs géométriques fortement contrôlés par les effets de la diagenèse (précipitation, dissolution des ciments). L'importance de ces interactions a pu être estimée grâce à des textures particulières connues sous le nom de « *crack-seal* », et qui peuvent être associées à une large gamme d'histoires tectoniques, d'enfouissement et de pression de fluides (Renard et al., 2000).



**Fig.17-** Relation déformation cassante-diagenèse dans les zones de failles. (A) Modèle théorique simplifié, montrant l'architecture d'une zone de faille normale, avec les principales interactions fluides-roches s'y déroulant (modifié d'après Labaume et al., 2004). Voir les commentaires dans le texte. (B) cimentation siliceuse et structures de pression-dissolution dans une bande de glissement cataclastique. (1) photo de terrain prise dans le Sarawak (Malaisie), montrant un maximum de déformation dans la « corezone », avec la fragmentation intense des grains et la cimentation siliceuse des fragments résultants, comme l'illustrent les photos de microfaciès prises en LN (2) et en BSE (3). La zone endommagée (4) est le siège d'une déformation importante par cataclases et fractures transgranulaires, également scellées par le quartz. Le microfaciès (5) correspond à la zone externe «protolith», et montre la déformation des grains par pression-dissolution avec précipitation locale de silice sous forme de surcroisances (modifié d'après Wouter Van Der Zee et Urai, 2005)

Ces textures apportent des renseignements très précieux sur le comportement mécanique des roches, les vitesses d'ouvertures, et les transferts de solutés (Renard et al., 2000). Elles résultent d'une ouverture récurrente le long d'une fracture en cours de cimentation. Les incréments de croissance et le ciment associé, représentent selon Renard et al (2004), des variations fossiles de relâchement des contraintes, associées à la résistance de la roche à une tension effective. La très petite dimension de l'ouverture des microfractures et les effets capillaires faciliteraient le transfert de matière par diffusion entre la matrice et la veine (Andréani et al., 2004).

Les textures de crack-seal sont intimement liées à la précipitation du ciment siliceux, en raison de sa prédominance dans les grès modérément à profondément enfouis (Laubach, 1997). Les fluides responsables de l'ouverture progressive des fractures, sont les mêmes fluides qui autorisent la précipitation du quartz, suggérant l'origine syncinématique de ce dernier. Dans les modèles diagénétiques et les expériences de précipitation à forte température (Lander et al., 2002), les grosses veines (ouverture > 1mm), développées dans les conditions de la diagenèse, ne sont jamais totalement cimentées, même à des conditions d'enfouissement profonds, contrairement à celles qui se forment dans les environnements métamorphiques (fig.18).



**Fig.18-** Illustration de textures de « crack-seal » relativement simples dans une quartzarenite. (A) Vue en LN d'une macrofracture subverticale associée à des stylolithes. Le pont de quartz est désigné par la flèche rouge. (B) Mosaïque d'images prises en CL, montrant la structure interne des ponts, et mettant en évidence la succession de plusieurs épisodes de crack-seal (variation de luminescence au sein des craquelures). (C) Représentation schématique des trains d'inclusions solides perpendiculaires à la direction de déplacement. (D) Mosaïque d'images CL prise dans une arkose lithique cimentée par la silice. Les grains de quartz et le ciment siliceux constituent la majeure partie de la photo. (E) Veine de crack-seal, montrant un ciment siliceux syncinématique, relayé par un ciment carbonaté postcinématique. Ce dernier serait à l'origine de la destruction totale de la porosité de fracture (modifié d'après Laubach et al., 2003 ; Laubach et Ward, 2006).

Les crack-seal sont souvent réduits à une espèce de ponts mono ou pluricristallins, discontinus, entourés de porosité de fractures, ou de ciment postcinématique tardif, de nature souvent carbonatée (Laubach et al., 2003). La cristallisation de ces ponts, est conditionnée par la présence d'évènements répétitifs de fracturation, et par un taux de croissance de fracture qui ne doit pas être très supérieur à celui de la précipitation de silice. Leur taille est fortement dépendante du temps de résidence du fluide dans la fracture, de l'histoire thermique, de la nature du paramètre qui va contrôler le taux et le volume du ciment, et du taux d'ouverture des fractures (Lander et al., 2002).

Ces ponts, souvent en continuité optique avec les grains des parois (épontes de fracture), présentent une apparence décrite par Ramsay (1980) comme étant « étirée » (*stretched crystals*). Les fragments de roches ou de ciment définissent souvent des bandes d'inclusions solides parallèles aux parois, et perpendiculaires à la direction de déplacement. Les observations en CL montrent que ces ponts portent des dizaines voir des centaines de microcraquelures (<à 1 $\mu$ m de large), scellées par le quartz authigénique, et qui sont dépourvues de trains d'inclusions fluides, ce qui les rend quasiment indétectables en lumière transmise.

## 7. Effet de la mise en place du pétrole sur la cimentation siliceuse

La mise en place du pétrole dans le réservoir a longtemps été considérée comme un facteur inhibiteur des réactions diagénétiques inorganiques s'y déroulant. Les hypothèses d'inhibition sont toutes basées sur la préservation apparente de la porosité dans certains réservoirs gréseux en Mer du Nord (Dixon et al., 1989; Emery et al., 1993; Gluyas et al., 1993). Cependant, les travaux de Walderhaug (1990), Oelkers et al (1992) et Ramm (1992) stipulent que la diagenèse n'est en aucun cas affectée par la mise en place du pétrole, et ce en se basant sur certains faits comme ; la présence fréquente d'inclusions hydrocarbonées primaires dans les surcroissances de quartz, la prédominance, selon les calculs cinétiques, du processus de précipitation en dessous de 130°C, et la préservation, dans certains réservoirs, du même volume de silice, aussi bien dans les niveaux à eau que les niveaux à huile.

Les travaux de modélisation réalisés par Murphy et al (1989) ont montré que le taux de précipitation du quartz était le facteur de contrôle, dans la plupart des conditions diagénétiques. Ils ont montré également que la diffusion de la silice dans les réservoirs pétroliers était beaucoup plus lente en comparaison avec l'aquifère sousjacent. Le retard a été évalué par Worden et al (1998) et semble dépendre du rapport eau/huile et de la mouillabilité (capacité d'une roche à permettre aux hydrocarbures de rentrer en contact avec les surface minérales).

La saturation en eau irréductible « *Swi* » (volume d'eau subsistant après une saturation maximale en huile) est fortement affectée par la mouillabilité du système roche-eau-huile. Elle est généralement faible dans les réservoirs mouilles à l'huile (0,1 – 0,15), alors que dans les réservoirs mouilles à l'eau, son importance atteint 0,2 à 0,25 (Hearst et Nelson, 1985 ; Baeclay et Worden, 1997; 2000).

Selon Dullien et al (1990), la plupart des réservoirs gréseux présentent une mouillabilité mixte, car certains assemblages minéralogiques comme le quartz et les feldspaths sont mouilles à l'eau (Fassi-Fihri et al., 1991), alors que d'autres (illite et chlorite) sont susceptibles d'être mouilles à l'huile (fig.19) (Sincock et Black, 1988; Fassi-Fihri et al., 1991; Barclay et Worden, 2000). Cependant, cette mouillabilité est une fonction complexe qui dépond d'un grand nombre de facteurs, comme la chimie du pétrole, l'eau, la minéralogie, le pH, la pression, la température, ainsi que le rapport huile-gaz (Barkley et Worden, 2000)



**Fig.19** –*Effet de la mouillabilité du réservoir sur le développement du ciment siliceux (modifié d'après Barclay et Worden, 2000).* 

Le cas des grès très mouilles à l'huile est plus difficile à évaluer quantitativement. La diffusion dans les niveaux à huile sera énormément ralentie par rapport aux niveaux à eau (Worden et al., 1998). La «*Swi*» devient plus basse, entrainant une diminution du volume des solutions aqueuses dans lesquelles la silice peut diffuser. Il en résulte la diminution du taux de précipitation et de dissolution du fait de l'inaccessibilité de l'eau à la surface des minéraux (fig.20).

Le taux de cimentation tend à être plus bas dans les niveaux à huile. Plus le système est mouille à l'huile, et plus l'effet inhibiteur du pétrole sur la cimentation siliceuse devient grand.



**Fig.20** - Effets relatifs de la mise en place du pétrole sur le taux de diffusion des fluides chargés en silice (modifié d'après Worden et al., 1998)

L'augmentation de la mouillabilité avec la croissance de la pression capillaire suggère l'inhibition de la précipitation et l'augmentation des taux d'apport dans la colonne à huile. La cimentation siliceuse sera ainsi plus inhibée vers les charnières (*crests*) des champs pétroliers (Worden et Morad, 2000).

#### 8. Conclusion

Il en ressort de cette synthèse bibliographique les points suivants ;

**1.** La silice secondaire ne possède pas une seule source qui pourrait être prédite à l'échelle universelle. Elle pourrait provenir localement, et subir par la suite une redistribution au sein de faciès variés, ou être transportée par advection sur de logues distances, à partir des zones profondes du bassin.

2. La cimentation siliceuse doit être étudiée dans le contexte global de la diagenèse d'enfouissement, et pas simplement en fonction de l'histoire thermique. En effet, les gammes de températures et de profondeur à partir desquelles la cimentation siliceuse est effective, coïncident avec le début d'un nombre important de processus diagénétiques sensibles à la température, et générateurs de silice, comme la pression-dissolution intergranulaire, la formation de stylolithes, la dissolution, l'albitisation, et l'altération des feldspaths détritiques en argile, ainsi que l'illitisation de la kaolinite et des smectites.

**3.** La silice est essentiellement transportée par diffusion, car le transport par advection nécessite la mobilisation de volumes considérables (non raisonnables) de fluides. En plus, la rareté des fractures scellées par le quartz ne semble pas plaider en la faveur d'un écoulement de fluides le long des failles (ces dernières ne constituent donc pas le principal mode de transport).

4. Plusieurs modèles de cimentation siliceuse sont nécessaires pour pouvoir expliquer les différentes situations géologiques. Il n'y a aucun model capable, à lui seul, de prédire la cimentation siliceuse dans tous les grès. La compaction mécano-chimique peut être limitée par la réaction (dissolution ou précipitation) ou par la diffusion dans le film fluide. Ceci peut d'ailleurs changer au cours du temps en fonction des modifications de la texture de la roche ou de l'évolution des paramètres physico-chimiques pendant l'enfouissement. Une faible taille de grains favorise un contrôle par la cinétique de dissolution car la distance de transport est réduite et la diffusion est efficace. La température par son effet sur la cinétique de réaction, devient un paramètre important. Pour une taille de grain élevée, nous avons l'effet inverse. La variable clé est alors la contrainte normale effective qui contrôle l'épaisseur du film fluide et le gradient de concentration du contact au pore.

**5.** La cimentation peut être un processus lent et continu ou rapide et épisodique. Il existe une anomalie majeure entre les taux expérimentaux et les taux empiriques pour des cas où la croissance du quartz secondaire est continue et lente. La zonation du ciment siliceux observée en cathodoluminescence suggère que ce dernier n'est pas un processus continu mais qui se produit en phases successives.

**6.** La cimentation siliceuse tend à avoir lieu à des températures élevées, car la température contrôle la solubilité du quartz, ainsi que la plupart des réactions libérant du SiO2. Le rôle de la pression est incertain mais l'absence relative du ciment siliceux dans les réservoirs en surpression suggère qu'elle soit d'une grande importance. En termes de chimie des eaux, la cimentation siliceuse est légèrement favorisée par un *pH* élevé, une faible concentration en potassium, et une forte salinité (contenu en NaCl). La cimentation siliceuse est plus abondante dans les quartzarenites propres, qui ne présentent pas de ciments carbonatés éodiagénétiques ou de revêtements argileux et microquartzitiques.

**7.** La cimentation siliceuse est intimement liée à la déformation cassante dans les zones de failles. La répartition asymétrique du volume de silice le long des failles résulte d'une interaction fluide-faille et non d'une variation latérale de faciès. La fracturation intense et cyclique de la « *corezone* » sous l'effet du glissement, entraine le broyage de la

roche, et l'augmentation le taux des surfaces réactives, qui a pour effet de promouvoir la compaction chimique. La perméabilité initialement créer, va très rapidement baisser sous l'effet de la cimentation siliceuse. Dans la « *zone endommagée* » périphérique, la déformation est accommodée par des veines associées à des surfaces de dissolution intragranulaire et stylolithiques. Le transfert de solutés par diffusion, au cours de la rupture, entraine la cimentation progressive des veines. Les textures de « crack-seal » observées au sein de ces dernières, et la porosité de fracture associée, témoignent de l'interaction de processus diagénétique et mécaniques au cors de la croissance des fractures. La présence d'incréments de croissance au sein des «ponts» minéralogiques qui joignent les parois des veines, témoigne d'une compétition entre la précipitation de silice et les taux d'ouverture durant la croissance des fractures. Ces structures ne sont pas le produit d'une circonstance unique au cours de l'histoire d'enfouissement et d'écoulement de fluides, mais reflètent la confluence de la géochimie de la roche, qui varie énormément dans l'espace et dans le temps, avec la fracturation causée par un large spectre de conditions tectoniques et lithostatiques.

**8.** La cimentation siliceuse qui est en partie synchrone, ou postdate légèrement la mise en place des hydrocarbures dans les grès, est probablement plus inhibée en comparaison avec l'aquifère sous-jacent. Le degré d'inhibition dépend de la mouillabilité de la roche (elle même fonction de la chimie huile-eau-roche, de la pression, de la géométrie des pores et du temps), de la source du ciment siliceux, et du mécanisme de transport dominant. La cimentation siliceuse sera relativement inhibée dans les champs pétroliers mouilles à l'eau, présentant une source interne de silice et un régime de transport dominé par la diffusion. Dans ces circonstances, le taux global pourrait être retardé de deux ou plusieurs ordres de grandeur par rapport à l'aquifère. Les données empiriques disponibles sont trop mal contraintes pour aider à résoudre le degré d'inhibition de la cimentation siliceuse dans les champs mouilles à l'huile.

# Analyse des affluerments

# Données de base

COUPES	Abréviation échelle	échelle	Coordonnées	Stratigraphie		Sites de mesures	Scanlines	Echantillons
		géographiques	Base	Sommet				
A A A			TASSILIS D'OUALLEN	P				
Igamerene	IG	1/100	N24°34'12"- E001°15'13"	Cambrien	Tamadjert		8	21
Igamerene Nord	IGN	1/100	N24°45'58,5"- E001°08'08,9"	Cambrien	Tamadjert		6	
Igamerene Sud	IGS	1/500	N24°43'48,6"- E001°08'14,7"	Cambrien	Tamadjert		3	
Igamerene Ouest	IGW	synthétique	N24°47'13,89"- E001°01'52,9"	Infracambrien	Tamadjert			
Adrar Tahenna	ATN	synthétique	N24°23'252"- E001°26'01"	Cambrien	Tamadjert		1	
Col de Tarit	CDT	synthétique	N 24°35'53,2"- E001°17'0,4"	Infracambrien	Tamadjert	32	2	5
aller.			BLED EL MASS					
Abberaz Centre	ABC	1/100	N26°37'35,6" - E000°29'10,6"	El Atchane	Ourgla		6 3	54
Abberaz Nord	ABN	1/500	N 26° 39'58,9" - E000° 29'46"	Cambrien	Ourgla		4 2	11
Abberaz Sud	ABS	1/500	N 26° 35'10" - E000° 30'0 2, 3"	Cambrien	Ourgla		4 1	
Hassi Taïbine	DOL	synthétique	N26"28'43,4" - E000"25'04,4"	Jurassique inf,	Jurassique in	f,	1	11

Inventaire des travaux réalisés dans le cadre de la première mission de terrain (Tassilis d'Ouallen-Bled El Mass, automne 2008).

topo	reux graphique	zone en sailli		- APZIN
17 and	1 11	outro and the		and the second
COLIPES	Abréviation	Coordonnées géographiques	Scanlings	Echantillons
000120	Abreviation	coordonnees geographiques	Jumies	Lenantmons
		BLED EL MASS		
Abberaz Centre	ABC	N 26°37'35,6" - E000°29'10,6"	2	49
Abberaz Nord	ABN	N26°39'58,9" - E000°29'46"	1	5
Abberaz Sud	ABS	N26°35'10" - E000°30'02,3"		
Terminaison,p,	TMP	N26°35'10" - E000°30'02,3"	1	4

Inventaire des travaux réalisés dans le cadre de la deuxième mission de terrain, effectuée dans les affleurements du Djebel Abberaz, en hivers 2009. Terminaison,p : périclinale.



Site	Contexte tectonique	Unité stratigraphique	Coupe	Coordonnées géographiques
1	flanc de l'anticlinal	Unité II	ABN	N26°39'58,9" E00°29'46,0"
2	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABN	N26°39'45,2" E00°29'37,9"
3	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABN	N26°39'41,8" E00°29'38,1"
4	flanc de l'anticlinal	Quartzites de Hamra	ABC	N26°37'41,2" E00°29'19,7"
5	flanc de l'anticlinal	Quartzites de Hamra	ABC	N26°37'34,8" E00°29'10,3"
6	flanc de l'anticlinal	Zone des alternances	ABC	N26°37'36,2" E00°29'21,7"
7	flanc de l'anticlinal	Quartzites de Hamra	ABC	N26°37'36,4" E00°29'19,4"
8	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABC	N26°37'34,7" E00°29'10,4"
9	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABC	N26°37'34,7" E00°29'05,1"
10	terminaison périclinale	Unité II	ABS	N26°35'13,7" E00°30'06,2"
11	terminaison périclinale	Dalle à Lingulles	ABS	N26°35'10,3" E00°29'57,4"
12	terminaison périclinale	Dalle à Lingulles	ABS	N26°35'05,7" E00°29'59"
13	terminaison périclinale	Dalle à Lingulles	ABS	N26°34'51,6" E00°30'05,4"
14	terminaison périclinale	Grès d'Ourgla	ABS	N26°34'44,8" E00°21'53,9"
15	Relais des failles F1 et F2	Quartzites de Hamra		N26°34'46,3" E00°30'40,2"
16	Relais des failles F1 et F2	Dalle à Lingulles		N26°34'29,8" E00°30'40,0"
17	Zone de faille F2	Quartzites de Hamra		N26°34'10,6" E00°30'49,0"
18	Zone endommagée	Dyke jurassique		N26°28'83,4" E00°25'41,8"
19	Zone endommagée	Dyke jurassique		N26°28'46,7" E00°27'51,4"
20	Zone endommagée	Dyke jurassique		N26°28'43,4" E00°25'04,4"
21	Zone endommagée	Dyke jurassique		N26°28'43,2" E00°25'05,0"
22	Zone endommagée	Dyke jurassique		N26°29'42,8" E00°27'40,3"
23	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABS	N26°37'35,2" E00°29'12,5"
24	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABS	N26 <sup>°</sup> 37'35,6" E00 <sup>°</sup> 29'10,6"
25	flanc de l'anticlinal	base de l'Unité II	ABS	N26°37'33,2" E00°29'30,5"
26	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABN	N26°44'23,14" E00°28'56,00"
27	flanc de l'anticlinal	Quartzites de Hamra	ABN	N26°43'57,88" E00°29'10,16"
28	flanc de l'anticlinal	Grès d'Ourgla	ABN	N26°42'11,26" E00°29'28,02"

Inventaire des mesures de fracturation effectuées pendant les missions 2008 (bulles en rouge sur l'image satellite) et 2009 (bulles bleues).



Site de	Contexte	Unité	Coupe	Coordonnées	Scanline
mesure	tectonique	stratigraphique	lithostratigraphique	géographiques	
1	Décrochement panafricain D3	Unité IV	CDT	N024°35′53.2′′ E001°17′0.4′′	
2	Décrochement panafricain D4	Unité IV	CDT	N024°35′51.7′′ E001°17′0.9′′	
3	Décrochement majeur D1	Unités II	IGS (cirque glaciaire)	N24°35'44.28" E1°13'42.47"	3 dans l'unité II
4	Décrochement majeur D1	Unités II	IGS (cirque glaciaire)	N24°36'1.09" E1°13'36.10"	
5	Décrochement majeur D1	Unités IV	IGS (cirque glaciaire)	N24°36'0.74" E1°13'29.15"	
6	Faille N40 antithétique inverse	Unités II	IG	N24°45'0.39"N E 1° 8'27.51"	
7	Faille N40 antithétique inverse	Unités III	IG	N24°44'44.57" E 1° 8'45.35"	
8	Faille N40 antithétique inverse	Unités III	IG	N24°44'22.81" E1° 8'50.96"E	
9	Faille N40 antithétique inverse	Unités III	IG	N24°44'23.79" E1° 9'0.62"	
10	Faille N40 antithétique inverse	Unités III	IG	N24°45'4.27" E 1° 9'49.73"	
11	Faille N40 antithétique inverse	Unités IV	IG	N24°43'44.24" E1°10'5.05"	
12	Faille N40 antithétique inverse	Unités IV	IG	N24°43'51.49" E1°10'55.17"	
13	Faille N40 antithétique inverse	Unités III	IG	N24°45'47.89" E1° 8'45.40"	
14	Décrochement majeur D1	Unité II	ATN	N 24°23'38.79" E1°26'30.88"	
15	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N24°45'59.70" E1° 8'3.48"	
16	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N24°46'16.55" E1° 7'56.06"	
17	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N 24°46'40.15" E1° 7'48.57"	
18	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N24°46'51.87" E1° 7'57.48"	
19	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N24°47'0.87" E1° 8'17.66"	
20	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N24°47'0.94" E1° 8'27.87"	
21	Flanc de l'anticlinal	Unités III	IGN	N24°47'0.48" E1° 8'30.92"	
22	Faille crustale NNW-SSW	Unités IV	IGW	N 24°46'9.92" E1° 2'9.20"	

Inventaire des mesures de fracturation effectuées dans le Tassili d'Ouallen pendant la mission 2008.