

U.F.R SCIENCES DE LA TERRE
UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

Pour l'obtention du
Diplôme de Doctorat
en Dynamique et environnement sédimentaire
(arrêté du 25/04/2002)

Par

Nidal AL-ABOUD

OBSERVATION ET QUANTIFICATION DES MECANISMES DE PRESSION-DISSOLUTION DANS UN RESERVOIR GRESEUX

Soutenue le 18 Décembre 2003 devant la commission d'examen :

M. BUATIER
M. DUBOIS
Y. GERAUD
JL. POTDEVIN

Rapporteur
Président
Rapporteur
Directeur de thèse

Remerciements

Arrivée au terme de ce travail, je tiens particulièrement à remercier :

Jean-Luc POTDEVIN de m'avoir accordé sa confiance et m'avoir accueillie au sein de son laboratoire. Bien que toujours occupé, il n'a jamais hésité à me consacrer du temps. Je remercie particulièrement ses qualités scientifiques et humaines.

Dr. Abdalaha Abdu AL-RAHMAN (SCP - Syrie) qui m'a bien soutenu auprès de la compagnie syrienne du pétrole.

Je tiens à remercier les membres de jury qui ont bien voulu juger ce travail. **M. BUATIER, M. DUBOIS et Y. GERAUD.**

E. Brosse et l'IFP pour les documentations précieuses sur les puits étudiés.

La compagnie **Total-Fina-Elf**, grâce à laquelle on a pu obtenir des échantillons et des lames minces.

A. BLANCHET, m'a aidé dans l'étude d'inclusions fluides. **Philippe RECCOURT** pour les longues séances de MEB.

B.L. Hassouta, pour ses discussions et ses conseils.

Je tiens à remercier mes camarades au labo, **Y van, Manu, Julien, Célia, Nazé, Laurent, Nicolas et tous les personnels de SN5.**

SOMMAIRE

SOMMAIRE	5
INTRODUCTION	9
CHAP. I. CADRE GEOLOGIQUE	11
I.1. Le groupe du Brent (175-156 Ma).....	11
I.2. Le champ d'Ellon	12
I.3. Le champ de Dunbar.....	14
I.4. sources et Migration des hydrocarbures	14
CHAP. II. DIAGENESE DU BRENT - BIBLIOGRAPHIE	15
II.1. Définitions générales	15
II.2. Chronologie de la diagenèse dans le groupe du Brent.....	16
II.3. Les réactions diagenétiques dans le groupe du Brent.....	19
II.4. Les sources de la silice.....	26
II.5. conclusions	34
CHAP. III. METHODES D'ETUDE	35
III.1. Microscopie optique	35
III.2. Inclusions fluides.....	35
III.3. Microscope électronique à balayage (MEB).....	35
III.4. Comptage de points	36
III.5. analyse d'image	36
III.6. La cathodoluminescence (CL).....	36
III.7. Microsonde électronique	37
III.8. Séparation des grains	38

CHAP. IV. PETROGRAPHIE	39
IV.1. Introduction.....	39
IV.2. Les échantillons.....	39
IV.3. Le champ d'Ellon	40
IV.4. Champs de Dunbar - Le puits 3/14a-D05	52
IV.5. conclusions.....	56
CHAP. V. DISCUSSION DE LA DIAGENESE DANS LES GRES ETUDIES... 59	59
V.1. introduction	59
V.2. la diagenèse dans les grès étudiés.....	59
V.3. conclusion	66
CHAP. VI. OBSERVATION DES PHENOMENES DE PRESSION- DISSOLUTION	67
VI.1. l'effet de la pression-dissolution sur les grès étudiés	67
VI.2. Observation des surfaces des grains DE QUARTZ.....	69
VI.3. L'Effet des argiles sur la dissolution	74
VI.4. conclusions.....	80
CHAP. VII. BILANS DE MATIERE	81
VII.1. Introduction	81
VII.2. composition modale des précurseurs et des stylolites	82
VII.3. précurseurs et Zones adjacentes	82
VII.4. stylolites et zones adjacentes	88
VII.5. Conclusions.....	91
CHAP. VIII. QUANTIFICATION DE LA PRESSION-DISSOLUTION	93
VIII.1. Introduction	93

VIII.2. conclusions	98
CHAP. IX. SURCROISSANCE DE QUARTZ.....	99
IX.1. Introduction	99
IX.2. Quantification de surcroissances de quartz	99
IX.3. Taille et forme des grains.....	105
IX.4. Orientations des surcroissances.....	111
IX.5. conclusions.....	116
CONCLUSIONS GENERALES.....	117
REFERENCES CITEES	121
PLANCHES	131
ANNEXES.....	151
Liste de figures.....	169
Liste des tableaux.....	173
Liste des abreviations.....	175

INTRODUCTION

La réduction de la porosité des grès est contrôlée par trois processus majeurs : la **compaction mécanique**, la **pression-dissolution** et la **cimentation** (Houseknecht, 1984). Parmi ces trois processus, le phénomène de pression-dissolution est un des mécanismes majeurs de la déformation à basse température (<400 °C) des roches dans la croûte supérieure (Gratier, 1984). Schématiquement, on désigne par pression-dissolution, les processus **couplés** de dissolution et de (re) précipitation des minéraux qui résultent des contraintes mécaniques qui s'exercent sur la roche. Cette déformation **mécano-chimique** contrôle en grande partie la qualité d'un réservoir pétrolier gréseux par son effet sur la compaction des roches et donc l'évolution de ses paramètres pétrophysiques (porosité, perméabilité...). Cette compaction dite « physico-chimique » se traduirait dans les grès par la formation de structures de pression-dissolution comme les stylolites et les surcroissances de quartz. Toutefois, les mécanismes et les paramètres qui contrôlent la formation de ces structures restent très controversés. La connaissance des mécanismes de pression-dissolution est pourtant indispensable pour prétendre modéliser et simuler la compaction dans un bassin sédimentaire et sur un plan plus appliqué la qualité (porosité, perméabilité) d'un réservoir. Voici brièvement quelques unes des questions principales qui se posent.

- Quelles sont les sources et l'échelle des transferts de matière dans ces structures de pression-dissolution (stylolite, surcroissance de quartz) ?

- Quels sont les conditions physico-chimiques et les mécanismes qui conduisent à leur formation ?

- Quels sont les processus qui contrôlent la cinétique de leur développement : la dissolution, le transport des éléments chimiques (diffusion, advection) ou la précipitation ?

- Quel est le rôle ou l'influence que peut exercer sur la pression-dissolution la mise en place des hydrocarbures dans les grès ?

L'étude des phénomènes de pression-dissolution se heurte à deux types de difficultés. Leur complexité et leur cinétique extrêmement lente rendent difficile toute étude expérimentale même si de gros progrès ont été réalisés ces vingt dernières années dans ce domaine (Renard, 1997 ; 2000). D'autre part, leur observation dans les cas naturels ne montre que l'état final des structures alors que seule une comparaison avec l'état initial (bilans de matière, composition et structures initiales des stylolites...) permettrait de tenter de répondre aux questions ci-dessus.

Une des approches possibles pour progresser sur ces questions est d'étudier un objet géologique favorable dont la composition et la structure initiale ont été préservées des phénomènes de pression-dissolution. C'est cette approche que nous avons développée avec les grès particuliers que l'on rencontre dans un des champs pétroliers de la Mer du Nord (Champ d'Ellon). Ces grès ont été cimentés de façon hétérogène par de la calcite lors d'un épisode de la diagenèse précoce (Hassouta, 1999). Les parties cimentées complètement par de la calcite préservent la composition chimique, minéralogique et les structures initiales (tailles et forme des grains, réseaux poreux initial...) des grès. Les grès où la calcite est absente montrent le développement des structures de pression-dissolution (stylolites, surcroissances de quartz) lors de la diagenèse d'enfouissement. La limite entre grès cimentés et non cimentés par la calcite¹ est extrêmement tranchée. Elle recoupe la stratigraphie et permet des comparaisons à l'échelle du grain des structures de pression dissolution et de parties qui en ont été préservées.

L'ensemble de ces observations est utilisé pour tenter de préciser le mode de formation des surcroissances et les stylolites observées dans les grès étudiés. La comparaison grès cimentés- non cimentés doit permettre de quantifier le mieux possible les phénomènes de pression-dissolution et les différentes sources en silice qui contribuent à la formation des surcroissances de quartz.

Ce mémoire de thèse se divise en neuf chapitres. Après l'introduction, le premier chapitre donne le cadre géologique des grès étudiés. Le chapitre deux est une synthèse bibliographique sur la diagenèse dans les grès de la Mer du Nord et sur les phénomènes de pression-dissolution. Le chapitre trois présente les différentes méthodes et outils qui ont été utilisés. Le chapitre quatre est l'étude pétrographique détaillée des grès étudiés. Le chapitre cinq permet de reconnaître les différents processus diagénétiques qui ont affectés ces grès. Le chapitre six traite des structures de pression-dissolution des grès étudiés. Dans le chapitre sept, des bilans de matière ont été effectués pour comprendre la formation des stylolites et leurs « précurseurs » possibles dans les grès cimentés par de la calcite. Le chapitre huit tente de quantifier la silice dissoute entre deux grains et dans les stylolites. Enfin, le chapitre neuf permet de discuter des surcroissances de quartz et les tailles des grains et de les quantifier dans le cadre des processus globaux de la pression-dissolution.

¹ Pour simplifier, nous parlerons par la suite de grès cimentés et de grès non cimentés. Les grès cimentés sont les grès cimentés précocement par de la calcite. Les grès non cimentés (par la calcite) sont cimentés par la néoformation d'argile et les phénomènes de pression-dissolution.

CHAP. I. CADRE GEOLOGIQUE

Les grès étudiés dans le cadre de ce travail appartiennent aux formations jurassiques du Ness et du Tarbert du groupe du Brent. Ils proviennent de trois puits d'Alwyn-Sud et Sud-Est. Le puits principalement étudié est le 3/15-A02 qui appartient au champ d'Ellon.

I.1. LE GROUPE DU BRENT (175-156 MA)¹

I.1.1. LOCALISATION

La province du Brent est située dans la partie centrale de la Mer du Nord (60 – 62° N). Elle fait partie de l'ensemble Est Shetland-Graben viking qui constitue l'un des principaux bassins de la région de la Mer du Nord (Fig. I-1). Les formations du Brent constituent la plus grande réserve pétrolière de l'Europe du Nord-Ouest (Bowen, 1992).

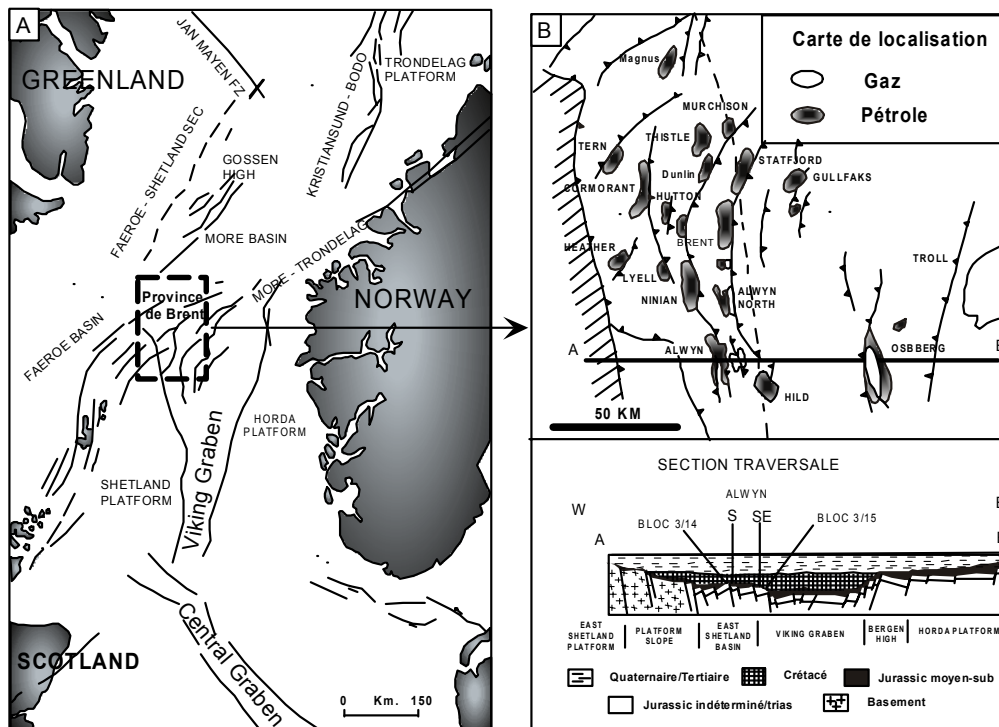


Fig. I-1. A) Carte de localisation de la province du Brent par rapport aux bassins de la Mer du Nord. Modifié d'après Lepercq and Gaulier (1994). B) Localisation des différents champs pétroliers dans la province du Brent et coupe transversale à travers le champ d'Alwyn Sud et Sud-Est. Modifié d'après (Jourdan *et al.*, 1987).

¹ Lepercq, J.-Y. and J.-M. Gaulier (1994).

À la fin du jurassique inférieure, la mer du Nord centrale était l'objet d'un soulèvement important interprété comme un dôme thermal régional (Ziegler *et al.*, 1989) marqué par l'ouverture du Viking Graben et la création de forts reliefs. Les matériaux résultants de l'érosion se sont déposés dans la zone Viking formant un complexe deltaïque pendant l'Aalénien-Bathonien. A la fin du Bathonien, une augmentation du niveau relatif de la mer et une subsidence induisent le retrait du delta du Brent vers le Sud.

I.1.2. LES FORMATIONS DU BRENT

A l'exception de la formation du Broom, le groupe du Brent dans le Nord de la Mer du Nord, semble être le résultat d'une progradation/rétrogradation d'un complexe deltaïque dominé par les vagues et les marées (Helland-Hansen *et al.*, 1992). La séquence du Brent enregistre la progression de l'environnement « **coastal shallow-marine** » du groupe du Brent inférieur, aux sables intercalés, deltaïques ou alluviaux, et les shales et charbons du Brent moyen. Elle se termine par les sables transitoires à marins du groupe du Brent supérieur qui sont recouverts à leur tour par les shales marins de la formation de Heather (Jourdan *et al.*, 1987).

Le groupe du Brent se compose de cinq formations gréseuses avec de la base au sommet : Broom, Rannoch, Etive, (Brent inférieur), Ness (Brent moyen) et Tarbert (Brent supérieur) (Brown *et al.*, 1987; Graue *et al.*, 1987; Inglis *et al.*, 1991). Ces cinq formations se sont déposées au Jurassique moyen et se rencontrent dans le bassin Est Shetland, le nord du Viking graben et dans certains zones de la plate-forme Horda (Richards, 1992).

I.2. LE CHAMP D'ELLON

I.2.1. LOCALISATION ET HISTOIRE TECTONIQUE

Avec le champ de Grant, le champ d'Ellon est un sous ensemble d'Alwyn Sud-Est (Fig. I-2) et constitue l'un des trois principaux champs de la zone d'Alwyn avec Alwyn Nord et Dunbar. Son histoire tectonique est gouvernée essentiellement par l'ouverture du Graben de Viking. Badley *et al.*, (1988) reconnaît deux épisodes majeurs de rifting suivis à chaque fois par un épisode de subsidence thermique. Le premier commence au Permien et se termine au Trias. Il voit le développement de failles bordières normales suivi d'une période de subsidence

thermique. Le deuxième épisode se produit du Bathonien au Kimméridgien ou Berriasien supérieur. Des failles listriques nord-sud, datées de la fin du Jurassique, structurent le champ en blocs basculés vers l'Ouest. Puis la phase cimmérienne soulève l'ensemble du bassin. Elle provoque une érosion importante, notamment au sommet des blocs basculés, et un hiatus important dans la sédimentation au Crétacé inférieur. Au Crétacé supérieur, une nouvelle phase d'extension tectonique, sans "rifting", engendre un fort taux de sédimentation. Au Tertiaire, le taux de sédimentation, régulier, reste important.

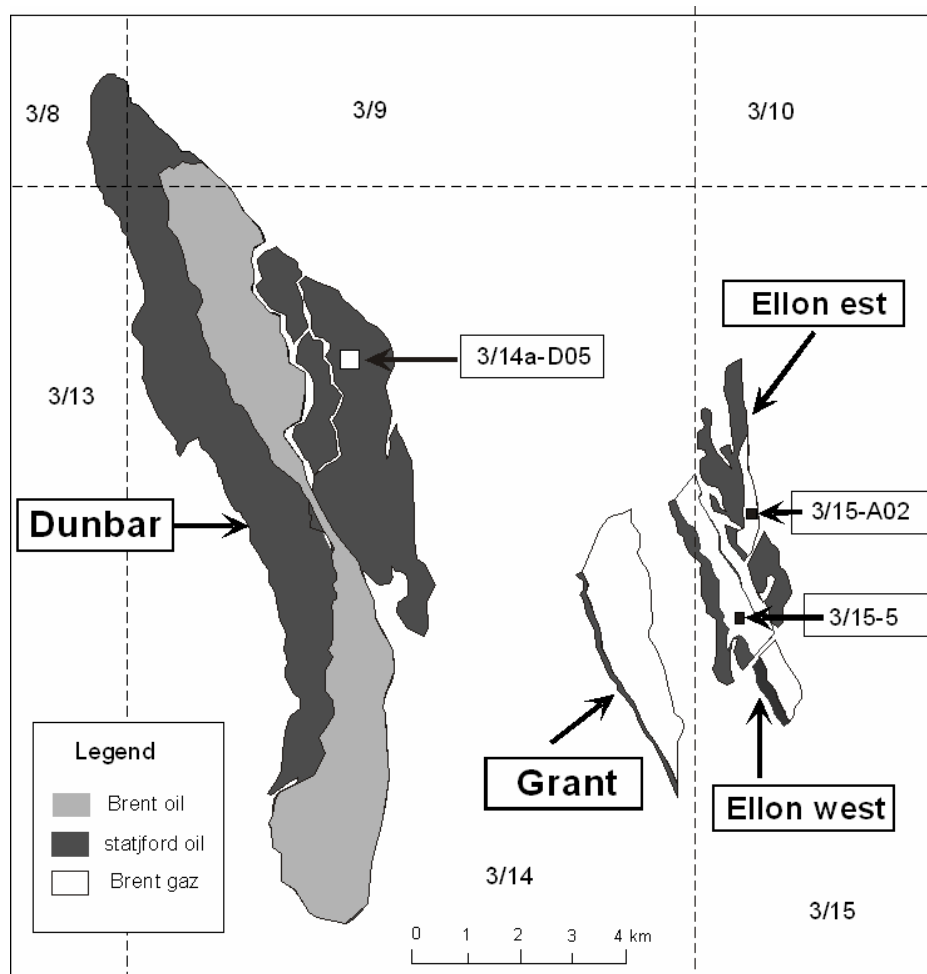


Fig. I-2. Carte montrant la localisation des puits étudiés et la répartition des hydrocarbures dans Alwyn-sud (Dunbar, Grant et Ellon)

I.3. LE CHAMP DE DUNBAR

I.3.1. LOCALISATION ET HISTOIRE TECTONIQUE

Le champ de Dunbar présente une structure plus fragmentée qu'Alwyn Nord. Trois blocs principaux sont distingués. Le flanc Ouest et le bloc central montrent des sédiments jurassiques relativement fins. Ils montrent des fortes érosions au sommet du bloc basculé principal. Le bloc frontal montre des dépôts plus épais. Les érosions et les hiatus ont eu lieu pendant la phase cimmérienne ainsi que pendant le Jurassique supérieur.

Les grès étudiés dans ce champ appartiennent aux formations Ness et Tarbert du puits 3/14a D05 (Fig. I-2) qui se situent sur le bloc frontal.

I.4. SOURCES ET MIGRATION DES HYDROCARBURES

Les formations argileuses (Statfjord, Dunlin, Brent et Kimmeridge) riches en matière organique du Jurassique supérieur sont la source principale en hydrocarbures dans Alwyn-Sud (Johnson *et al.*, 1987). La migration des hydrocarbures s'est produite entre la fin du Paléocène et aujourd'hui (Jourdan *et al.*, 1987). Les accumulations d'hydrocarbures sont contenues dans les pièges complexes aux crêtes des blocs basculés. Ils sont scellés par les formations argileuses de Heather et du Kimméridgien. Les températures qui règnent actuellement dans la formation de Brent vont de 126 à 130°C pour une profondeur de 3605 à 3687 mètres. Le gradient géothermique moyen est de 34,5° C km⁻¹ (Hogg *et al.*, 1995).

CHAP. II. DIAGENESE DU BRENT - BIBLIOGRAPHIE

La diagenèse est l'ensemble des processus physiques et chimiques qui affecte un sédiment après son dépôt (et avant son métamorphisme). Les phénomènes de pression-dissolution et les structures qui en résultent dans les grès (stylolite, surcroissances de quartz) sont donc des processus diagénétiques. Ils peuvent interagir avec d'autres processus de la diagenèse (réactions chimiques, transferts de matière par les fluides...). Il est donc essentiel de préciser les principaux processus de la diagenèse qui affectent les grès étudiés.

Dans ce chapitre bibliographique, après avoir donné quelques définitions générales, la chronologie de la diagenèse dans les grès de la Mer du Nord sera discutée d'après des travaux récents. Les principales données acquises sur les processus diagénétiques majeurs seront présentées. L'accent sera mis notamment sur les surcroissances de quartz et leurs sources potentielles en silice ainsi que sur les phénomènes de pression-dissolution.

II.1. DEFINITIONS GENERALES

Réservoir : Volume de sédiments présentant des vides, pores ou fissures, reliés entre eux et dans lequel peut circuler et se rassembler des fluides (eau, gaz, pétrole, etc...).

Porosité : Ensemble des volumes de petite taille pouvant être occupés par des fluides (gaz, eau, pétrole) à l'intérieur d'une roche. La porosité peut être primaire et liée, par exemple, aux espaces intergranulaires dans une roche sédimentaire détritique incomplètement cimentée, ou secondaire et liée, par exemple, à une dissolution succédant à une fracturation. Les roches poreuses peuvent être des roches réservoirs (Foucault *et al.*, 1995).

Compaction mécanique : Réduction de volume de la roche sous l'effet de la pression lithostatique. Elle se caractérise par la réorientation et le réarrangement des grains de la roche, une fracturation des grains fragiles et une déformation plastique des grains ductiles. La compaction mécanique réduit la porosité intergranulaire et n'affecte pas le volume de solide de la roche (Houseknecht, 1984).

Compaction mécano-chimique : Réduction du volume totale de la roche due à la dissolution des grains à leurs points de contacts sous l'effet des contraintes. Elle permet de continuer à réduire la porosité intergranulaire quand la compaction mécanique devient inefficace.

Cimentation : Occlusion du volume intergranulaire par la précipitation de minéraux authigènes qui entraîne une réduction de la porosité intergranulaire.

Mouillabilité : Capacité d'une roche de permettre à un fluide d'entrer en contact avec les surfaces des grains.

II.2. CHRONOLOGIE DE LA DIAGENESE DANS LE GROUPE DU BRENT

Plusieurs études ont tenté de déterminer la succession des phases diagénétiques dans les grès de la Mer du Nord. Chacune de ces études favorise un facteur qui pourrait être déterminant sur la diagenèse de ces grès, rôle des fluides, pression, température...

D'après Jourdan *et al.* (1987) (Fig. II-1), la diagenèse du groupe du Brent présente trois phases principales. La première est la précipitation de l'albite dans les dépôts sous influence marine. Pour les faciès deltaïques à marins peu profonds, les eaux d'origine météorique favorisent l'altération des feldspaths, avec une légère silicification ainsi que la néoformation de kaolinite vermiculaire qui constitue une deuxième phase majeure. Les derniers événements sont liés à une phase majeure de circulation de fluide et se traduisent par l'altération des feldspaths associés à un développement important de surcroissances de quartz et la précipitation de kaolinite vermiculaire à trapue. La séquence paragéométrique se poursuivrait dans la région d'Alwyn Sud par une nouvelle phase de dissolution des feldspaths suivie d'une intense illitisation et dans la région d'Alwyn Nord par la néoformation de feldspaths.

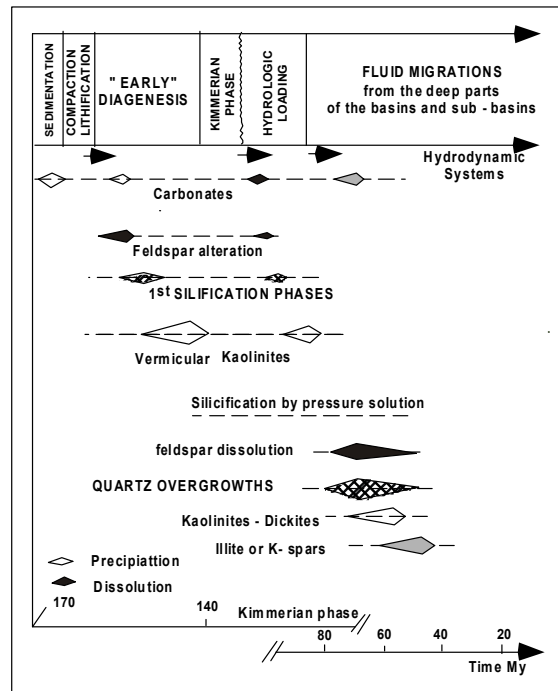


Fig. II-1. Chronologie et évolution de la diagenèse des réservoirs jurassiques dans la grande région d’Alwyn. D’après (Jourdan et al., 1987).

D’après ses travaux dans le champs de Dunbar, Hogg *et al.* (1995) propose le schéma suivant (Fig. II-2). Juste après le dépôt des sédiments du Brent au Jurassique, la pyrite –sidérite précipite avec la kaolinite vermiculaire qui continuerait à se former jusqu’à la fin du Jurassique. Puis la kaolinite vermiculaire se transforme en kaolinite en bloc (dickite) pendant l’enfouissement et jusqu’à l’Eocène alors qu’en même temps le feldspath se dissous. Enfin l’histoire se termine par une phase de précipitation majeure de surcroissances de quartz, d’illite, d’albite et d’ankérite ponctuée par la mise en place d’huile jusqu’à la fin du paléocène.

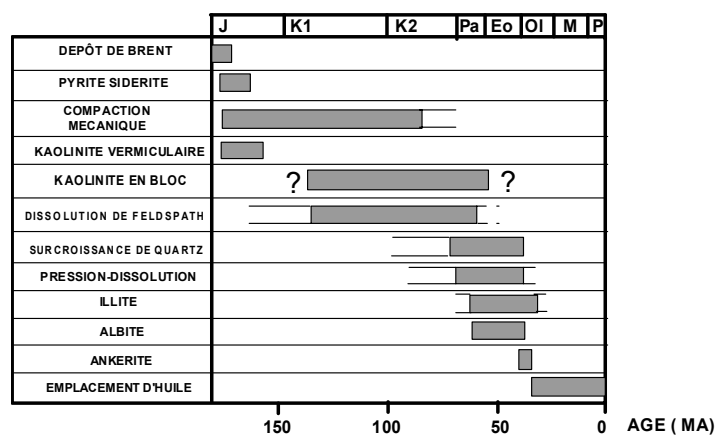


Fig. II-2. Séquences diagénétiques des grès du groupe du Brent dans Awyn-Sud. D’après Hogg et al., 1995.

Hassouta (1999) et Potdevin (1997) proposent une histoire de la diagenèse basée sur la comparaison détaillée de deux types de grès du champ d'Ellon (Zone d'Alwyn Sud-Est). L'un est cimenté précocement par de la calcite et montre les premiers stades de la diagenèse, l'autre non cimenté par la calcite a enregistré l'ensemble des processus de la diagenèse et notamment ceux liés à l'enfouissement.

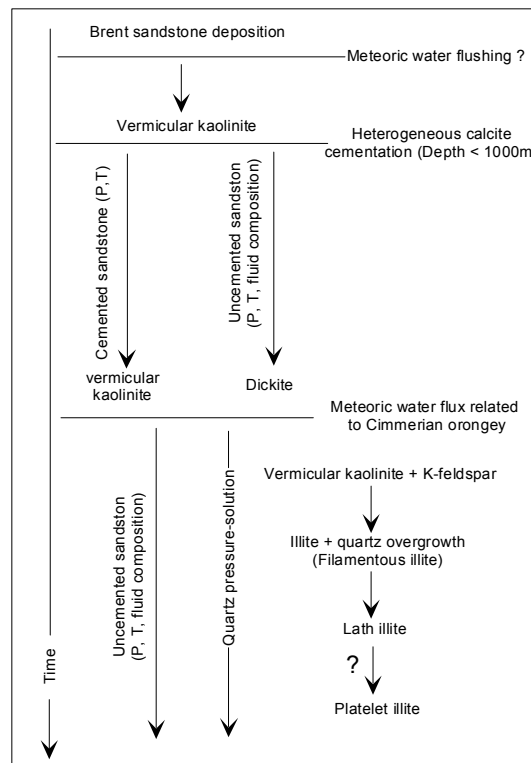


Fig. II-3. Relation entre l'évolution des minéraux argileux et les événements majeurs de la diagenèse dans les grès de la Mer du Nord (Hassouta *et al.*, 1999).

L'histoire de la diagenèse serait la suivante (Fig. II-3). Après le dépôt, l'infiltration d'eau météorique depuis le continent provoquerait le lessivage des minéraux allumino-silicatés (feldspath potassique et/ou plagioclase ?) et la précipitation de kaolinite. La muscovite commence également à s'altérer en kaolinite. Elle s'accompagne de surcroissances de feldspaths potassiques.

Un épisode majeur de cimentation par de la calcite à faible profondeur (<1000 m) affecte ensuite les grès. Les grès non cimentés par la calcite enregistrent la diagenèse d'enfouissement avec la transformation progressive avec la profondeur de la kaolinite en dickite, la néoformation d'illite et le développement des surcroissances de quartz.

Ces trois études révèlent de divergences concernant la succession et la datation des différents événements diagénétiques dans les grès de Mer du Nord, et en particulier la

chronologie relative de l'illitisation et de surcroissance de quartz. D'autre part, la composition et l'origine des fluides qui ont affecté ces grès sont différentes.

II.3. LES REACTIONS DIAGENETIQUES DANS LE GROUPE DU BRENT

Les réactions diagénétiques majeures qui ont affecté les grès du groupe de Brent sont :

- La précipitation de kaolinite
- La cimentation carbonatée
- La transformation de kaolinite en dickite
- La néoformation de l'illite
- La néoformation du quartz

II.3.1. LA PRECIPITATION DE LA KAOLINITE

La précipitation de la kaolinite semble précoce dans les grès de la Mer du Nord (Hancock *et al.*, 1978; Sommer, 1978; Bjorlykke *et al.*, 1979; Lonoy *et al.*, 1986; Bjorkum *et al.*, 1990; Bjorlykke *et al.*, 1992; Glassman, 1992; Potdevin *et al.*, 1997; Bjorlykke, 1998; Hassouta *et al.*, 1999). Deux hypothèses sont avancées pour expliquer sa formation.

- L'action d'acides organiques libérés lors de la maturation de la matière organique des roches mères (Burley *et al.*, 1985; Surdam *et al.*, 1989; Helgeson *et al.*, 1993; Lynch *et al.*, 1997) qui entraînerait la déstabilisation des minéraux alumino-silicatés (K-feldspath, muscovite).

- Le lessivage des grès par des eaux météoriques (Hancock and Taylor, 1978; Sommer, 1978; Bjorlykke *et al.*, 1979; Bjorlykke, 1998; Chuhan *et al.*, 2001). Elle est suggérée par des analyses isotopiques des kaolinites néoformées qui montrent une signature d'eaux météoriques (Glasmann *et al.*, 1989; Hogg, 1989; Fallick *et al.*, 1993; Macaulay *et al.*, 1993).

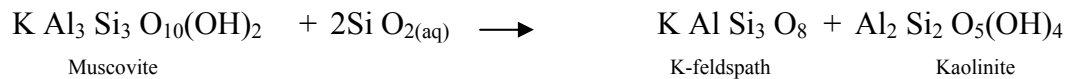
Dans la deuxième hypothèse, la kaolinite dériverait de la dissolution du feldspath potassique (Hancock and Taylor, 1978; Bjorlykke *et al.*, 1979; Ehernberg *et al.*, 1989; Bjorlykke *et al.*, 1994; Bjorlykke, 1998; Worden *et al.*, 2000) suivant une réaction du type:



Des évidences texturales de cette réaction sont observées dans des grès du Brent (Nedkvitne *et al.*, 1992). L'entretien de cette réaction implique la circulation d'un fluide qui fournit des protons et lessive les cations (Bjorlykke, 1998). D'après (Bjorlykke and Gran, 1994), une circulation de fluide de l'ordre de 10^3 - 10^4 m³/m² est nécessaire pour précipiter un volume

significatif de kaolinite et suggère un environnement fluvial ou marin peu profond en climat humide¹. Cette réaction implique une diminution de volume et pourrait créer de la porosité secondaire (Lonoy *et al.*, 1986; Bjorlykke and Aagaard, 1992).

D'autre part, les observations pétrographiques suggèrent la déstabilisation de la muscovite détritique en kaolinite (Nedkvitne and Bjorlykke, 1992; Ehrenberg *et al.*, 1993). (Bjorkum *et al.*, 1988) propose l'écriture suivante de cette réaction :



Elle expliquerait les surcroissances de feldspath potassique (Bjorkum and Gjelsvik, 1988). Son entretien implique un apport de silice qui pourrait provenir de la dissolution du quartz automorphe ou de la silice biogène. Par contre, elle ne semble pas pouvoir rendre compte des quantités de kaolinite observées.

Par ailleurs, la quantité de kaolinite formée à faible profondeur peut être un facteur qui contrôle la formation de l'illite dans la diagenèse d'enfouissement, surtout dans les faciès turbiditiques et continentaux distaux qui contiennent normalement peu de kaolinite authigène, où l'infiltration de l'eau météorique n'est pas efficace (Bjorlykke, 1998).

En conclusion, le lessivage par des eaux météoriques juste après le dépôt des sédiments permettrait une précipitation consécutive de kaolinite. Toutefois, les modalités du lessivage et les mécanismes de formation de la kaolinite restent à préciser.

II.3.2. LA TRANSFORMATION DE KAOLINITE EN DICKITE

Kaolinite et dickite sont des polymorphes de la famille des kaolins très difficiles à distinguer. On les différencie parfois en diffraction des rayons X et surtout en spectroscopie infrarouge. Au MEB, leur morphologie permet parfois de les distinguer. La dickite se montre en rubans constitués de blocs plus trapus et mieux cristallisés que ceux des vermicules de kaolinite. La kaolinite se transformerait progressivement en dickite avec l'enfouissement (Sommer, 1978; Lanson *et al.*, 1996; Beaufort *et al.*, 1998; Hassouta *et al.*, 1999, Macaulay, 1993).

¹ L'âge et les modalités du lessivage des grès du Brent sont discutés par Ziegler *et al* (1990), Bjorlykke, et Gran (1994), Hassouta *et al.* (1999).

II.3.3. LE CIMENT CARBONATE

La formation de ciments carbonatés est un phénomène largement reconnu dans les grès du Brent (Lonoy *et al.*, 1986; Scotchman *et al.*, 1989; Purvin, 1995; Gluyas *et al.*, 2000).

Ce ciment carbonaté est constitué généralement de calcite et se mettrait en place à des profondeurs variables mais relativement faibles (<1500 m) (Glasmann *et al.*, 1989; Scotchman *et al.*, 1989; Macaulay *et al.*, 1992, Hassouta, 1999). La dolomite, la sidérite et l'ankérite sont rares (Blanche *et al.*, 1978; Bjorlykke and Aagaard, 1992). Les températures de formation de ces ciments varient mais sont généralement inférieures à 70°C (Saigal *et al.*, 1987; Prosser *et al.*, 1993).

II.3.4. L'ILLITE DIAGENETIQUE

L'illitisation est un phénomène majeur de la diagenèse des grès de la Mer du Nord (Ehernberg and Nadeau, 1989; Hamilton *et al.*, 1992; Hogg *et al.*, 1993; Hassouta *et al.*, 1999). L'illite diagénétique est omniprésente dans les grès de la Mer du Nord. Elle se développe à des profondeurs de l'ordre de 3-4 Km dans les pores (Lonoy *et al.*, 1986; Glasmann *et al.*, 1989), sur les surfaces de grains (Machi, 1987; Hogg, 1989), ou entre les surcroissances de quartz et les grains détritiques (Hogg, 1989; Hassouta *et al.*, 1999). Elle peut aussi remplacer la kaolinite (Hancock and Taylor, 1978; Bjorlykke, 1984; Jourdan *et al.*, 1987; Hogg, 1989; Bjorlykke, 1998), la muscovite (Morad, 1990a) et le feldspath potassique (Hogg, 1989).

Comme pour les kaolins, plusieurs morphologies d'illite sont décrites au MEB mais sans que ces différences soient bien comprises (Kantorowicz, 1984; Bjorlykke and Aagaard, 1992; Bjorlykke, 1998). Il existe des illites en filaments, en lattes, en plaquettes, en rosettes.

La formation de l'illite et des surcroissances de quartz seraient en partie au moins contemporaines (Jourdan *et al.*, 1987; Hogg, 1989; Giles *et al.*, 1992). La température de formation de l'illite peut donc être déduite de celle estimée pour les surcroissances de quartz à partir de ses inclusions fluides. D'après la littérature, les températures de formation de l'illite varient. Glassman (1992) donne des températures de 50 à 60°C pour le champ d'Osberg mais des valeurs de 75 à 80°C sont plus généralement citées (Giles *et al.*, 1992; Harris, 1992; Haszeldine *et al.*, 1992). Par contre pour Bjorlykke (1998), la néoformation principale de l'illite se déroule à des profondeurs de près de 4 Km et des températures entre 130 et 140°C en accord avec les valeurs proposées par Ehernberg and Nadeau (1989) pour la formation de Garn et Jourdan *et al.* (1987) pour Alwyn.

Age des illites

La néoformation de l'illite peut être datée par la méthode potassium-argon (K—Ar) (Jourdan *et al.*, 1987; Ehernberg and Nadeau, 1989; Glasmann *et al.*, 1989; Hamilton *et al.*, 1989; Hogg *et al.*, 1993) même si ces datations doivent toujours être prises avec circonspection en raison d'une contamination possible liée à la présence de feldspath potassique.

Pour plusieurs auteurs, les âges des illites formées dans les grès de la Mer du Nord, sont comprises entre 27 et 55 Ma (Jourdan *et al.*, 1987; Glasmann *et al.*, 1989; Hogg, 1989; Hamilton *et al.*, 1992; Hogg *et al.*, 1993). Mais ces auteurs n'ont pas le même avis quant à la relation de ces âges avec la profondeur.

Ces âges indiquent l'arrêt de développement de l'illite à un moment donnée. Toutefois, les facteurs qui ont stoppé l'illitisation restent un sujet controversé (Brosse *et al.*, 1994; Thyne *et al.*, 2001).

Les mécanismes de formation de l'illite

Les diagrammes d'activité $\log(a_K^2/a_H^+) - \log(a_{H_4SiO_4})$ dans le système $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-H_2O-HCl$ à différentes températures et pressions permettent d'apprécier les conditions de stabilité des minéraux des grès et notamment les conditions de formation de l'illite (Fig. II-4 et voir, (Bjorkum and Gjelsvik, 1988; Baccar *et al.*, 1993; Bazin *et al.*, 1997; Hassouta, 1999)). D'après ces diagrammes, l'illite peut se développer à des températures inférieures à 100°C en système fermé dans des grès qui contiennent de la kaolinite et du feldspath potassique (Bjorkum and Gjelsvik, 1988; Giles *et al.*, 1992). En effet ces minéraux ne sont pas co-stables si le fluide est à l'équilibre avec le quartz. En revanche, la kaolinite et le feldspath potassique sont en équilibre si le fluide admet une sursaturation en quartz et donc une activité en silice qui dépasse le point triple kaolinite-muscovite-feldspath potassique (Bjorkum and Gjelsvik, 1988). Le rôle de la sursaturation en quartz pour la formation d'illite à basse température (<100°C) est une hypothèse souvent invoquée et elle semble confirmée par certaines analyses d'eau réalisées dans les réservoirs gréseux (Bjorkum and Gjelsvik, 1988; Bazin *et al.*, 1997). Toutefois, une cinétique extrêmement lente des réactions de dissolution de la kaolinite et/ou du feldspath potassique peut également expliquer la persistance de l'assemblage quartz-kaolinite-feldspath-K dans les grès. En effet, la cinétique de dissolution des feldspaths potassiques est 100 à 1000 fois plus lente à 20°C qu'à 100°C (Giles, 1987).

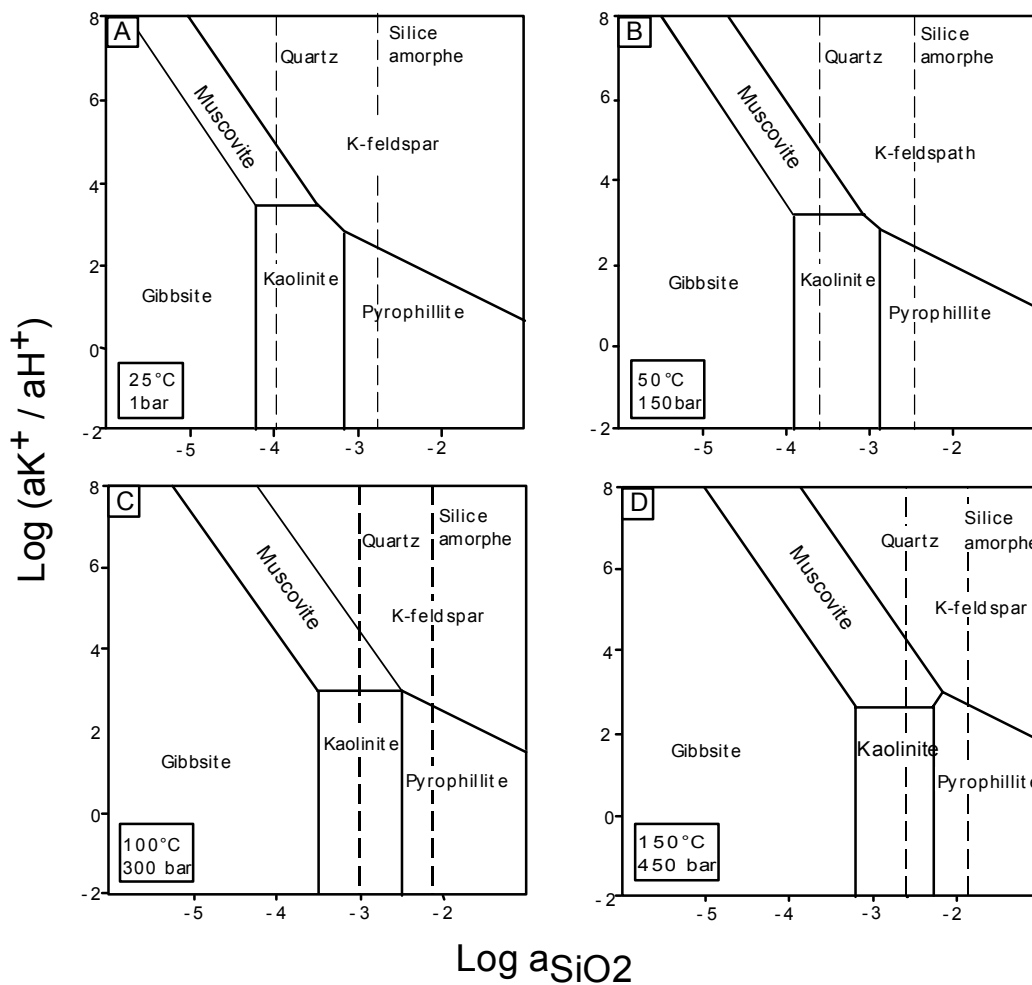


Fig. II-4. Diagrammes d'activité log (a_{SiO2})-log (a_K/a_{H+}) pour différentes conditions de P, T (d'après (Bjorkum and Gjelsvik, 1988; Bazin *et al.*, 1997; Hassouta, 1999)).

Au dessus de 100°C environ (selon la pression), l'association kaolinite-feldspath potassique n'est plus stable pour n'importe quelle activité en silice. La déstabilisation de la kaolinite et l'apparition de l'illite sont alors interprétées comme le résultat de la réaction en système fermé (Bjorlykke, 1984; Bjorkum and Gjelsvik, 1988):



Pour d'autres auteurs (Berger *et al.*, 1995; Lanson *et al.*, 1995), l'illitisation implique un apport de potassium, de silice et/ou de magnésium par les fluides et se déroule donc en système ouvert par une réaction du type:



D'après Berger et al. (1995), la néoformation d'illite à partir de la kaolinite implique de franchir une barrière d'énergie trop élevée dans un système fermé. De plus, la présence de magnésium dans l'illite impliquerait la circulation de fluides qui contiennent cet élément. Toutefois, d'après Bjørkum et Gjelsvik (1988), un apport de magnésium par les fluides n'est pas indispensable pour la réaction d'illitisation car celui-ci est en très faibles teneurs dans l'illite et pourrait donc provenir des eaux de formation.

Pour Bjorlykke et Gran, 1994; Chuhan *et al.*, 2000; Chuhan *et al.*, 2001, la réaction (3) contrôle l'illitisation et rend compte de la distribution de la kaolinite, du feldspath et de l'illite dans les réservoirs. En effet, dans la réaction (3) l'une des deux phases réactives (kaolinite ou feldspath) doit disparaître pour atteindre l'équilibre. Si la teneur en feldspath potassique est inférieure à celle de la kaolinite, celle-ci pourra subsister dans des réservoirs portés à des températures supérieures à 100°C.

En conclusion, il apparaît clairement que les mécanismes de formation de l'illite ne sont pas encore totalement compris.

II.3.5. LA NEOFORMATION DE QUARTZ

La néoformation de quartz dans les réservoirs gréseux de la Mer de Nord contribue fortement à la réduction de la porosité et à la destruction de la qualité du réservoir. Ainsi, plus de cinq zones irrégulières de surcroissances de quartz ont été distinguées dans le champ de Dunbar à des profondeurs de l'ordre de 3500m (Hogg, 1989; Hogg *et al.*, 1992; Blanchet, 2002). D'après Hogg *et al.*, (1992), ces zones traduiraient une précipitation rapide lié à la circulation de fluides chauds.

La distribution des surcroissances est irrégulière et varie selon les faciès dans les grès du groupe du Brent (Scotchman *et al.*, 1989). Elles forment 10 à 20 % en volume du grès pour la plupart des auteurs (Scotchman *et al.*, 1989; Hogg *et al.*, 1995). Elle augmente avec la profondeur (Scotchman *et al.*, 1989; Girard *et al.*, 2001) et surtout dans les grès à grains fins.

Des zones d'inclusions fluides (à eau et à hydrocarbure) sont observées dans les surcroissances. Les températures d'homogénéisation (T_h)² des inclusions vont de 90 à 130°C (Jourdan *et al.*, 1987; Hogg, 1989; Walderhaug, 1990; Giles *et al.*, 1992; Gluyas *et al.*, 1993; Walderhaug, 1994 b; Hogg *et al.*, 1995; Wilkinson *et al.*, 1998; Hassouta, 1999; Girard *et al.*,

² pour les inclusions aqueuses dans la plupart des bassins sédimentaires pétroliers, la différence entre température d'homogénéisation (T_h) et température de piégeage (T_p) est généralement ± 5 °C Hanor (1980).

2001; Blanchet, 2002). Les études d'inclusions fluides et les isotopes de l'oxygène des surcroissances typent des eaux d'origine marine dont la salinité est d'environ 4 wt % NaCl (Hogg *et al.*, 1995).

Pour certains, les surcroissances résultent d'un processus rapide et épisodique, pour d'autres, il s'agit d'un processus continu et lent.

Les températures données par les inclusions fluides sont utilisées pour défendre les deux hypothèses. Walderhaug (1990, 1994a) observe que ces températures sont égales ou légèrement inférieures à celles qui règnent actuellement dans les grès, suggérant un processus continu qui doit être encore actif.

Par contre, Gluyas *et al.*, (1993) mettent en évidence plusieurs populations de valeurs de températures dans différents réservoirs gréseux. A chaque population correspondrait un épisode de surcroissance lié à l'histoire thermique du bassin. Les surcroissances se dérouleraient pendant des périodes de forte subsidence quand la dynamique de fluide a été perturbée conduisant à des circulations importantes de fluides. Les zones mais surtout des marques de corrosion entre les zones suggèrent que la surcroissance est un processus discontinu (Hogg *et al.*, 1992; Hartman *et al.*, 2000). Ces zones, caractérisées par des variations de teneur en aluminium, pourraient marquer des changements de la composition du fluide liés à la nature de la source en silice (Kraishan *et al.*, 2000).

Les mécanismes de formation des surcroissances de quartz, le rôle des fluides, les sources de la silice et l'échelle de transport restent très discutés.

II.3.6. L'EMPLACEMENT D'HYDROCARBURES ET LES SURCROISSANCES

Longtemps, on a considéré que la mise en place des hydrocarbures bloque les processus diagénétiques et notamment la surcroissance du quartz. La préservation de la porosité dans des réservoirs où la mise en place de l'huile était antérieure aux surcroissances allait dans ce sens (Glasmann *et al.*, 1989; Robinson *et al.*, 1992; Gluyas *et al.*, 1993). Comme d'ailleurs le fait que les surcroissances continuaient à se développer dans les zones à eau alors qu'elles s'arrêtaient dans les zones à huile (Worden *et al.*, 1998).

Toutefois, des études récentes suggèrent que la surcroissance du quartz peut continuer en présence d'hydrocarbures. En effet, elle montre souvent des inclusions primaires d'hydrocarbure (Walderhaug, 1990; Guilhaumou *et al.*, 1998). D'autre part, certains réservoirs montrent le

même développement de surcroissances dans la zone à huile et dans la zone à eau (Ramm, 1992; Saigal *et al.*, 1992; Barclay *et al.*, 2000).

Pour certains auteurs, l'effet de la mise en place des hydrocarbures sur les surcroissances varie et dépend d'autres facteurs. Pour Walderhaug (1990); Saigal *et al.* (1992); Worden *et al.*, (1998), les surcroissances peuvent continuer à se développer si une certaine saturation en eau persiste alors qu'elles seraient bien sûr stoppées par une occupation totale des pores par de l'huile. Pour Haszeldine *et al.* (2003) une teneur en eau de moins de 20% stoppe la surcroissance. Barclay *et al.*, (2000) considère que l'effet inhibiteur des hydrocarbures sur la surcroissance dépendra de la mouillabilité des fluides et donc de leur composition et de la nature des grains de quartz.

II.4. LES SOURCES DE LA SILICE

Parmi les 23 sources potentielles en silice répertoriées par McBride (1989), quatre d'entre elles peuvent rendre compte du développement significatif de surcroissances de quartz dans les grès étudiés : la pression-dissolution et l'altération ou la dissolution de feldspath.

La nature interne (local) ou externe d'une source de silice est lié au mode de transport de la silice. Pour une source interne au grès, il s'agit de la diffusion qui n'opère pas à une échelle supérieure au mètre (Bjørlykke *et al.*, 1993). Pour une source externe, il s'agit de la circulation d'un fluide par advection qui peut opérer de l'échelle du mètre ou kilomètre.

Dans le champ d'Ellon, (Hassouta, 1999) a effectué une comparaison des analyses chimiques des grès cimentés et des grès non cimentés. Il a démontré que la silice, l'aluminium, et le potassium, sont des éléments immobiles lors de la formation de l'illite et des surcroissances de quartz. Ces éléments n'ont donc pas été apportés par les fluides lors de la diagenèse et les réactions de formation de l'illite et de surcroissances se sont donc déroulées en système fermé vis-à-vis de ces éléments. Par conséquent, la source dans ces grès est interne.

II.4.1. ALTERATION ET DISSOLUTION DU FELDSPATH POTASSIQUE

Dans les grès de la Mer du Nord, la dissolution du feldspath potassique est un processus diagénétique majeur (Jourdan *et al.*, 1987). Elle se caractérise par des reliques partiellement ou totalement remplacées par des argiles diagénétiques et/ou par la formation d'une porosité secondaire.

Le contenu en K-feldspath, dans les grès du Brent semble diminuer avec l'augmentation de l'enfouissement – au-dessous d'une profondeur dite cruciale (3700m)- (Giles *et al.*, 1992; Glassman, 1992), au profit de l'illite (Chuhan *et al.*, 2001).

Deux phases de dissolution sont distinguées dans le Brent (Ehernberg et Nadeau, 1989). Une phase précoce associée à la néoformation de kaolinite. Elle est antérieure aux surcroissances (Hassouta, 1999) et probablement liée à la circulation d'eaux météoriques (Bjorlykke, 1998). Une phase plus tardive associée à la dissolution de la kaolinite pour produire de l'illite (Bjorlykke et Aagaard, 1992) et liée à l'augmentation de la température avec l'enfouissement (Ehernberg et Nadeau, 1989). Elle serait contemporaine des surcroissances mais ne pourrait à elle seule rendre compte de leur quantité dans les grès (Hassouta, 1999).

II.4.2. LA PRESSION-DISSOLUTION

La pression-dissolution est un mécanisme de déformation des roches reconnu depuis plus d'un siècle (Sorby, 1863). De nombreuses études pétrographiques démontrent son importance dans la compaction des grès lors de la diagenèse (Heald, 1955; Thomson, 1959; Weyl, 1959; Sibley *et al.*, 1976; MacClay, 1977; Blatt, 1979; Houseknecht, 1984; Houseknecht, 1987; Dutton *et al.*, 1988; Tada *et al.*, 1989; Oelkers *et al.*, 1992; Bjorlykke and Egerberg, 1993; Sizun, 1995; Renard *et al.*, 1997; Walderhaug *et al.*, 2000; Sur *et al.*, 2002; Sheldon *et al.*, 2003). De nombreuses études expérimentales (Griggs, 1940; Heald *et al.*, 1966; Boer *et al.*, 1977; Tada *et al.*, 1986; Tada *et al.*, 1987; Schutjens, 1991; Elias *et al.*, 1992; Renard, 1997; Renard *et al.*, 2000) ou théoriques (Boer, 1977; Land *et al.*, 1978; Robin, 1978; Ortoleva *et al.*, 1982; Rutter, 1983; Porter *et al.*, 1986; Dewers *et al.*, 1990; Stephenson *et al.*, 1992; Onasch, 1993; Onasch, 1994) ont cherché à préciser les principaux paramètres qui contrôlent ce phénomène. Il est classiquement invoqué pour expliquer la formation des stylolites et pourrait également rendre compte de la formation des surcroissances de quartz.

Mécanisme élémentaire de la pression-dissolution

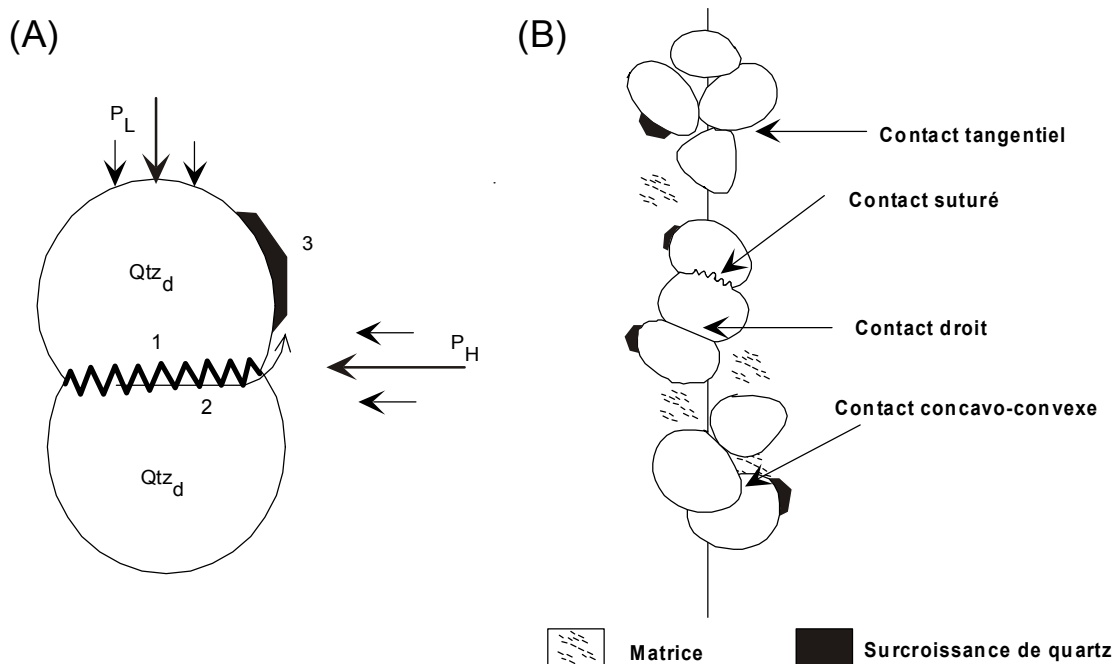


Fig. II-5. (A) Mécanismes élémentaires de la pression-dissolution entre deux grains de quartz 1) Dissolution de la silice aux contacts des deux grains (zone de plus forte contrainte). 2) Diffusion de la silice le long d'un film fluide piégé entre deux grains puis dans le fluide libre. 3) Précipitation de la silice sur les surfaces propres du quartz sous forme de surcroissances. P_L : pression lithostatique ; P_H : pression hydrostatique ; Qtz_d : quartz détritique. (B) Variétés des contacts grain-grain dont la morphologie serait liée à l'action de la pression-dissolution.

Les phénomènes de pression-dissolution sont variés. Le modèle le plus simple suppose que la pression-dissolution est activée par une différence de solubilité à l'échelle du grain induite par une différence entre la contrainte qui s'exerce au contact grain-grain (égale à la pression lithostatique) et celle sur les faces tournées vers les pores (égale à la pression hydrostatique). La pression-dissolution entre deux grains de quartz se déroulerait en plusieurs étapes (Fig. II-5) :

1. Dissolution dans les zones à forte contrainte,
2. Transport de solutés,
3. Précipitation dans les vides et les zones à faibles contraintes.

Ces étapes sont couplées et la cinétique du processus dépendrait de l'étape la plus lente. L'augmentation de l'énergie élastique et plastique au contact des grains (Renard, 1997) pourrait également être un des moteurs de la pression-dissolution.

Les différents modèles de pression-dissolution à l'échelle des grains

Actuellement deux modèles théoriques semblent acceptés pour rendre compte des mécanismes de pression-dissolution entre deux grains. Ils sont aussi bien utilisés pour rendre compte de simulations expérimentales que pour simuler numériquement la pression-dissolution (Tada and Siever, 1986; Tada *et al.*, 1987; Dewers and Ortoleva, 1990; Dewers *et al.*, 1991; Elias and Hajash, 1992; Renard, 1997; Renard and Ortoleva, 1997; Renard *et al.*, 1997; Renard *et al.*, 1999; Renard *et al.*, 2000).

1. Le modèle « film fluide piégé »

Ce modèle admet l'existence d'un film fluide piégé au contact entre deux grains de quartz (Weyl, 1959; Rutter, 1976, 1983; Tada and Siever, 1986; Renard, 1997) (Fig. II-6).

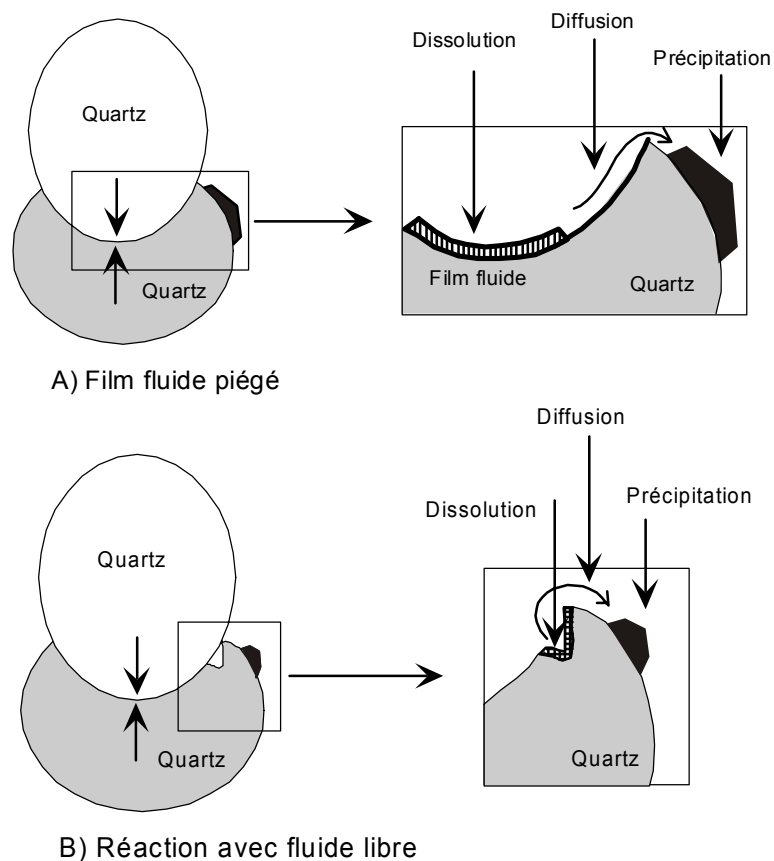


Fig. II-6. Représentation schématique des deux modèles théoriques de la pression-dissolution dans un contact concavo-convexe entre deux grains de quartz . A) « Film fluide piégé » : un film fluide piégé au contact entre deux grains est le milieu de dissolution et de diffusion de la silice qui précipite sur la surface libre du grain comme surcroissance. B) « Réaction avec fluide libre » : l'augmentation de l'énergie élastique et plastique (Renard, 1997) autour du grain pénétrant provoque la dissolution de la silice qui serait transportée par diffusion et précipitée sur la surface libre de grain comme surcroissance de quartz.

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 alors qu'il communique avec les pores. Pour expliquer cette particularité, (Renard *et al.*, 1997) considère que la surface du contact, chargée négativement, attire les cations du fluide du pore (Fig. II-7). Cela crée une différence de pression osmotique qui pourrait maintenir le film.

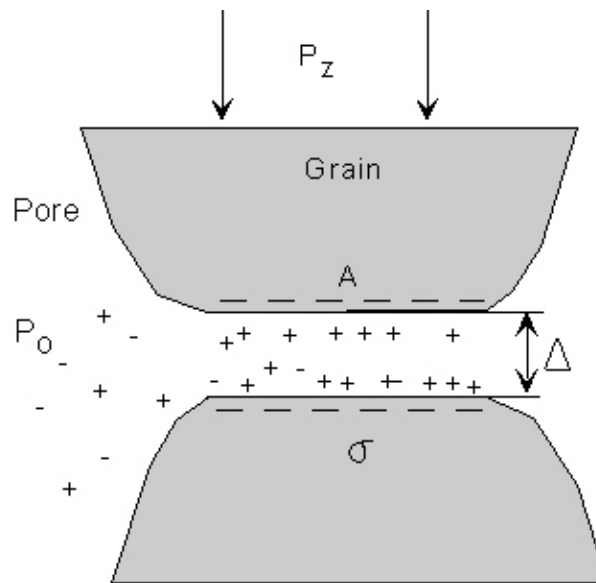


Fig. II-7. Schéma montrant la distribution des charges électriques dans un contact entre deux grains de quartz. Les charges négatives de la surface de grain sont compensées par un nuage d'ions positifs dans le film fluide piégé dans le contact. P_z : la contrainte compressive sur le grain à travers le contact. P_0 , σ : sont la charge électrique par unité de surface dans les pores et sur la surface du grain; A : la surface de contact, et Δ : l'épaisseur du film fluide piégé (d'après Renard *et al.*, 1997).

Caractéristiques du film fluide piégé

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 supérieures à 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 décroître et le coefficient de diffusion se rapprocher de celui dans un joint de grains. L'épaisseur du film fluide dépend de la nature des grains. Par exemple, le film piégé entre deux micas est plus épais que pour le quartz (Renard et Ortoleva, 1997).

2. Le modèle « réaction avec fluide libre »

Dans ce modèle, le gradient de potentiel chimique est créé par une différence d'énergie élastique et plastique provoquée par les variations de contrainte sur les parois des grains (Fig. II-6). 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.

Cinétique des modèles « film fluide piégé » et « réaction avec fluide libre »

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 inclusions³ est rapide du fait d'une faible distance de diffusion. Dans ce cas, le fluide d'inclusions atteint rapidement la saturation ; les inclusions ne sont plus stables et ont tendance à disparaître, en ce temps-là.

Lorsque les tailles des grains augmentent, la surface des contacts réels augmente aussi et la diffusion à l'intérieur du film fluide est ralentie. Cela diminue la cinétique du mécanisme « film fluide piégé ». 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 sont plus importantes (Renard *et al.*, 1999).

Etape limitante de la pression-dissolution

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 des grains favorise un contrôle par la cinétique de dissolution car la distance de transport est réduite et la diffusion est efficace. La

³ Le terme inclusion utilisé par Renard (1997) signifie un puits de dissolution aux contacts de deux grains.

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 de film fluide et le gradient de concentration du contact au pore.

(Bjorkum, 1996; Oelkers *et al.*, 1996) proposent une théorie selon laquelle la charge électrique des micas est susceptible de modifier localement le pH et de favoriser la dissolution de quartz qui est pénétré par le mica. Dans ce cas, la déformation est contrôlée par la cinétique de dissolution/précipitation du quartz et l'effet de la contrainte normale est peu important. Contrairement Renard (1997) qui considère que la contrainte normale effective est un facteur majeur qui affecte l'ensemble des processus de pression-dissolution.

Les stylolites

Les stylolites sont les structures les plus spectaculaires de pression-dissolution dans les roches sédimentaires. Dans les grès, ils sont définis comme des zones de concentration en minéraux solubles tels que le quartz et la calcite et en minéraux insoluble tels que les argiles, la pyrite et les minéraux lourds (Riches *et al.*, 1986). La silice dissoute dans ces zones migre et précipite localement dans les zones avoisinantes créant ainsi une altération des zones poreuses et d'autres riches en surcroissances, moins poreuses (Riches *et al.*, 1986; Oelkers *et al.*, 1992). Dans ce cas, la distribution de surcroissance est contrôlée par la distance entre stylolites (Oelkers *et al.*, 1992).

Les facteurs qui affectent la pression-dissolution

Hormis les facteurs que nous venons de voir dans le cadre des modèles, cinq facteurs principaux peuvent être retenus (Worden et Morad, 2000): la température, la surpression, la composition du fluide, la composition initiale de la roche, la texture de la roche.

1. La température

Le rôle de la température a été démontré dans les travaux expérimentaux de Boer (1977) et Boer *et al.*, (1977). **La température contrôle la concentration de la silice en solution et la cinétique des processus** (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).

2. La surpression

Un fluide est en surpression si sa pression dépasse le gradient de pression hydrostatique (Worden and Morad, 2000). Cela diminue la contrainte effective. La surpression peut donc potentiellement inhiber le processus de pression-dissolution (Porter and James, 1986; Tada and Siever, 1989).

Le réservoir gréseux de Fulmar (Mer du Nord) en est un bon exemple (Osborne *et al.*, 1999). Les porosités sont entre 20 et 30 % à 4 – 6 km de profondeur alors qu'elle devrait se situer normalement entre 10 et 15 % (Sclater *et al.*, 1980; Giles *et al.*, 1992). Parallèlement, les surcroissances sont peu importantes (~ 3 %) alors qu'elles atteignent 10 % dans d'autres réservoirs.

3. La composition du fluide

La composition de fluide peut influencer sur la solubilité de la silice. Ainsi une salinité élevée pourrait inhibé ou freiner la pression-dissolution. Les réactions de dissolution du feldspaths libèrent de la silice qui pourrait participer aux surcroissances de quartz. Ces réactions sont fortement influencées par la chimie de l'eau.

4. La composition initiale du grès

Comme pour la diagenèse en général, la composition initiale du grès peut jouer un rôle sur le développement ou non de surcroissances de quartz (Primmer *et al.*, 1997). Cette composition est elle-même contrôlée par de nombreux facteurs : nature des sources détritiques, climat, porosité initiale...

Par exemple, l'abondance de fragments ductiles diminuerait la compaction mécano-chimique en accommodant une partie de la déformation.

5. La texture du grès

Les grès à grains fins à moyen subissent plus de pression-dissolution que les grès à grains grossiers (James *et al.*, 1986; Porter and James, 1986; Houseknecht, 1988). En effet, le phénomène de « Ostwald ripening » conduit à la dissolution préférentielle de petits grains et la re-précipitation de la silice dissoute sur les grains les plus grands (Worden and Morad, 2000).

Une relation linéaire a été observée entre la taille moyenne des grains et la pression-dissolution intergranulaire dans plusieurs grès (Houseknecht, 1988).

L'effet du microquartz

La précipitation de microquartz implique une dissolution plus intense car le microquartz possède une solubilité légèrement plus élevée que le macroquartz (Oelkers *et al.*, 1996). Donc, l'existence de microquartz (moins de 0,8 μm en diamètre) dans les zones interstylolites empêche la pression-dissolution de macroquartz dans les stylolites en diminuant le gradient de concentration entre les contacts des grains et les pores (Aase *et al.*, 1996). Cela diminuerait à son tour la dissolution de feldspaths comme source de la silice car les feldspaths restent alors dans leur champs de stabilité (Aase *et al.*, 1996).

II.5. CONCLUSIONS

Ce chapitre bibliographique montre bien les différents processus diagénétique qui ont affecté les grès de la Mer du Nord. Néanmoins, la chronologie exacte de ces processus n'est pas encore établie, ni celle de la formation de certaines phases diagénétiques telles que l'illite précoce et la calcite tardive, ou encore les évidences texturales qui montre l'origine de la kaolinite.

Ce chapitre montre aussi les différents facteurs et modèles de la pression-dissolution au contact entre deux grains. Toutefois, la nature exacte de ce contact reste à préciser. Ainsi que les mécanismes et les facteurs qui pourraient jouer un rôle sur la formation des stylolites et des surcroissances de quartz comme structures reconnues de la pression-dissolution.

CHAP. III. METHODES D'ETUDE

Les différentes méthodes d'étude sont présentées dans ce chapitre. La description est brève quand il s'agit de méthodes ou d'outils classiques.

III.1. MICROSCOPIE OPTIQUE

Les échantillons ont été observés en lames minces (30 μm d'épaisseur) avec des microscopes optiques Olympus BH2, BX41 et BX60. Le BX60 permet d'observer les différents minéraux en lumière réfléchie. La détermination des minéraux en lumière transmise est facilitée par l'imprégnation de la roche dans une résine colorée qui fait apparaître la porosité en bleu et par la coloration des carbonates à l'alizarine (rouge). Le BX60 a été également utilisé pour reconnaître les inclusions fluide à hydrocarbure en fluorescence UV.

III.2. INCLUSIONS FLUIDES

L'étude des inclusions fluides a été effectuée sur des lames minces polies et épaisses. Les mesures des températures d'homogénéisation (T_h) ont été réalisées sur une platine microthermométrique de type USGS montée sur un microscope Olympus BX60. La mesure de la température sur cette platine a été calibrée en utilisant des inclusions fluides synthétiques (H_2O pure, température de fusion de la glace (T_m) = 0,0 °C; T_h (dans la phase critique) = 374,1°C; $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ et $T_m(\text{CO}_2)$ = -56,6°C. La précision de la mesure est de $\pm 0,1^\circ\text{C}$ à faible température et d'environ $\pm 0,5^\circ\text{C}$ aux températures maximales atteintes dans cette étude.

III.3. MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

Le bombardement d'électron qui balaye l'échantillon produit des émissions d'électrons secondaires, d'électrons rétrodiffusés, de rayons X et de cathodoluminescence. Les électrons secondaires permettent d'imager la morphologie de l'échantillon alors que les électrons rétrodiffusés permettent d'imager les variations de composition chimique et donc les relations entre les minéraux. L'analyse par dispersion d'énergie du rayonnement X (EDS) permet l'analyse chimique ponctuelle des minéraux et d'imager la répartition des éléments chimiques dans une zone donnée. Les observations ont été réalisées sur le MEB du laboratoire de

Paléontologie de l'Université de Lille1 sur un appareil Cambridge Stereoscan 240 équipé du système EDS KeveX Sigma III de la FDR 1818 « Milieux Naturels et Anthropisés ».

III.4. COMPTAGE DE POINTS

Des comptages de points ont été effectués sur lames minces pour quantifier le volume des phases minérales et de la porosité des grès étudiés. Un compteur de points Prior modèle G interfacé avec un micro-ordinateur Macintosh a été utilisé. Dans les roches gréseuses, 300 points suffisent habituellement pour déterminer une composition représentative (VanDer *et al.*, 1965; Ingersoll *et al.*, 1984). Ici, les comptages ont porté sur 1000 points pour assurer la meilleure précision possible et prendre en compte d'éventuelles hétérogénéités. L'obtention d'une bonne précision reste toutefois difficile pour des petits minéraux comme les argiles qui peuvent d'ailleurs être détruit partiellement lors de la confection de la lame mince. La coloration au bleu de méthylène de la résine facilite le comptage de la porosité.

III.5. ANALYSE D'IMAGE

L'analyse d'image a également été utilisée pour quantifier notamment l'orientation des surcroissances de quartz, ou quand la précision du comptage de point était insuffisante. Nous avons utilisé le logiciel Image Pro-Plus et Adobe Photoshop pour la retouche de certaines images. Les images sont numérisées à partir d'une caméra vidéo montée sur le microscope.

Les différentes techniques d'analyse d'image ont aussi servi pour l'étude granulométrique sur lames minces.

III.6. LA CATHODOLUMINESCENCE (CL)

III.6.1. PRINCIPE

La cathodoluminescence (CL) est l'émission de photons liés au bombardement électronique d'une phase minérale ou organique. Schématiquement, elle peut être liée à des défauts du réseau cristallin ou à la présence d'ions activateurs ou inhibiteurs. Par exemple, le manganèse est un activateur très commun de la cathodoluminescence dans les carbonates alors que le fer est un inhibiteur. Quelle que soit son origine, la cathodoluminescence permet d'obtenir une image en couleur (microscope optique) ou noir et blanc (MEB) de la surface

polie d'une lame mince. Elle fournit des informations non visibles en microscopie classique. En particulier, elle révèle les surcroissances de quartz.

III.6.2. CATHODOLUMINESCENCE ET SURCROISSANCE DE QUARTZ

Dans les grès étudiés, les quartz détritiques sont bleus ou rouge-marrons en CL, alors que la surcroissance est généralement beaucoup plus sombre. Cette différence est certainement liée aux conditions de précipitation du quartz et notamment à la température et la cinétique de précipitation. Les quartz détritiques sont en général d'origine ignée ou métamorphique. Il résulterait d'une précipitation « rapide » à haute température qui favorise la présence de défauts cristallins et la concentration d'éléments activateurs alors que les surcroissances se développent plus lentement et à plus basse température. Toutefois, l'origine et les mécanismes de la CL restent très controversés (Grant, 1989; Ramseyer, 1989).

III.6.3. APPAREILLAGE

Un microscope Olympus BX41 équipé d'objectifs lumineux et couplé à l'appareil à cathode froide 8200 MKIV de la société Technosyn a été utilisé. La tension du faisceau électronique est de 15-20 kv, pour un vide de 0,1 à 0,7 TORR et des intensités de 300 à 500 μ A. Les prises de vue ont été effectuées par une caméra numérique haute résolution-basse lumière (SPOT RT) pilotée par un micro-ordinateur (PC) grâce aux logiciels Image Pro-Plus ou SPOT. Le signal de CL des surcroissances et des grains détritiques est souvent très faible. Une caméra numérique basse lumière bien paramétrée est indispensable pour obtenir des images utilisables pour la quantification. Un réglage optimal de l'appareil de CL est également nécessaire.

III.7. MICROSONDE ELECTRONIQUE

Les analyses à la microsonde ont été réalisées sur une microsonde Cameca SX 50 au service d'analyse CAMPARIS de l'Université de Paris VI. La tension d'accélération était de 15 kV, le temps de comptage de 10-20 s et l'intensité du courant de 6 nA pour un diamètre du faisceau de 1 μ m. Les éléments Si, Al, K, Ti, Fe, Mg, Mn, Na, Ca, Ba et Sr ont été analysés.

III.8. SEPARATION DES GRAINS

Les grains des échantillons cimentés ont simplement été désagrégés par une attaque à l'acide chlorhydrique du ciment calcitique qui assurait la cohésion de la roche. Cette méthode ne peut pas être employée dans les grès non cimentés où la cohésion de la roche est assurée par les néoformations d'argile et les surcroissances de quartz qui se développent dans la porosité. La procédure suivante, similaire à celle utilisée pour séparer des échardes de verre dans du matériel volcano-sédimentaire, a alors été utilisée. Les échantillons (poreux) sont imbibés de pétrole pendant 24 heures. Ils sont ensuite placés dans des béciers avec de l'eau oxygénée qui réagit avec le pétrole et/ou la matière organique contenus dans les grès. Cette réaction est exothermique. Elle provoque des micro-explosions qui désagrègent les grains. Les béciers sont chauffés légèrement (température $< 70\text{ }^{\circ}\text{C}$) dans un bac à sable pour entretenir la réaction. Enfin le sable obtenu est observé à la loupe binoculaire et au MEB pour s'assurer que les grains soient bien séparés. La fraction argileuse contenue dans les sables est éliminée selon la loi de Stokes.

CHAP. IV. PETROGRAPHIE

IV.1. INTRODUCTION

Une étude pétrographique détaillée a été réalisée sur des échantillons de trois puits de la zone d'Alwyn. Elle confirme, complète ou précise les observations réalisées par Hassouta (1999) sur le puits 3/15-A02 du champ d'Ellon qui a été principalement étudié. Les puits, 3/15-5 du champ d'Ellon et 314a-D05 du champ de Dunbar, ont permis des observations complémentaires et une comparaison avec les observations réalisées sur le puits 3/15-A02 et notamment celles complètement nouvelles sur les phénomènes de pression-dissolution. Dans le texte, les résultats présentés concernent donc le puits 3/15-A02 sauf indication contraire.

Les différentes techniques d'observation (microscopies, microsonde, platine à inclusions fluide...) sont présentées dans le CHAP. III. Cette étude est basée principalement sur la comparaison des deux types de grès présents dans le puits 3/15-A02 qui résultent d'une cimentation précoce et hétérogène par de la calcite. Les grès cimentés par la calcite préservent les structures et la composition chimique et minéralogique avant la cimentation carbonatée précoce. Les grès dits « non cimentés » par la calcite ont enregistré l'ensemble de la diagenèse et notamment la diagenèse d'enfouissement.

L'étude pétrographique doit fournir des informations pour mieux comprendre le phénomène de pression-dissolution qui sera développée progressivement dans ce mémoire de thèse.

Dans ce chapitre, une description des différents minéraux, détritiques et diagénétiques est donnée. Elle est en partie un rappel du travail de Hassouta (1999). Cependant, elle présente des éléments nouveaux pour certains aspects de la diagenèse.

IV.2. LES ECHANTILLONS

Un échantillonnage des carottes des différents puits a été réalisé par Hassouta (1999) d'après les études sédimentologiques et pétrographiques préliminaires réalisées par la compagnie Total.

Dans le puits principal 3/15-A02, environ 190 mètres des formations gréseuses du Ness et du Tarbert ont été carottées dans la zone à hydrocarbures. Environ 200 lames minces polies et couvertes de 30 μm d'épaisseur ont été confectionnées à partir de « plugs » ou de « sucres »

taillés dans les carottes pour cette étude. La résine d'imprégnation dans les lames a été colorée en bleu afin de mieux visualiser la porosité. Certains de ces échantillons ont été étudiés dans la thèse de Hassouta (1999), d'autres n'avaient pas été du tout exploités.

Cinquante lames minces supplémentaires ont été confectionnées dans cette étude. Ces échantillons ont choisi pour montrer les structures de la pression-dissolution. Les échantillons ont été lavés afin d'éliminer les hydrocarbures qui peuvent gêner la confection des lames minces et aussi éviter la confusion entre ces hydrocarbures et la matière organique lors de la quantification des phases minérales.

Une vingtaine d'échantillons de puits 3/14a-D05 (champ de Dunbar) et une dizaine du puits 3/15-5 (champ d'Ellon) ont été aussi étudiés afin de comparer et apprécier leurs phénomènes de pression-dissolution et de surcroissances de quartz. L'ensemble des nombreux échantillons disponibles a donc été repris pour compléter les observations sur la diagenèse et surtout pour sélectionner les échantillons les plus favorables à l'étude des phénomènes de pression-dissolution.

IV.3. LE CHAMP D'ELLON

IV.3.1. LE PUIITS 3/15-A02

Les grès sont composés principalement de quartz, feldspaths (albite, microcline), micas détritiques (muscovite), minéraux argileux (illite, kaolinite et dickite), fragments de roches, débris organiques, minéraux lourds (apatite, zircon, pyrite, rutile), porosité et ciment carbonaté (calcite et très ponctuellement dolomite ou ankérite). Le ciment carbonaté est absent en dessous de 3266m. Au dessus, la cimentation est hétérogène, avec une limite nette entre parties cimentées et non cimentées (Fig. IV-1). Cette limite est complexe et ne correspond pas à une hétérogénéité initiale mais plutôt à un front de dissolution. Quelques plages de ciment carbonaté isolées ont été observées dans les grès non cimentées. Elles correspondent à une phase diagénétique plus tardive (CHAP. V).

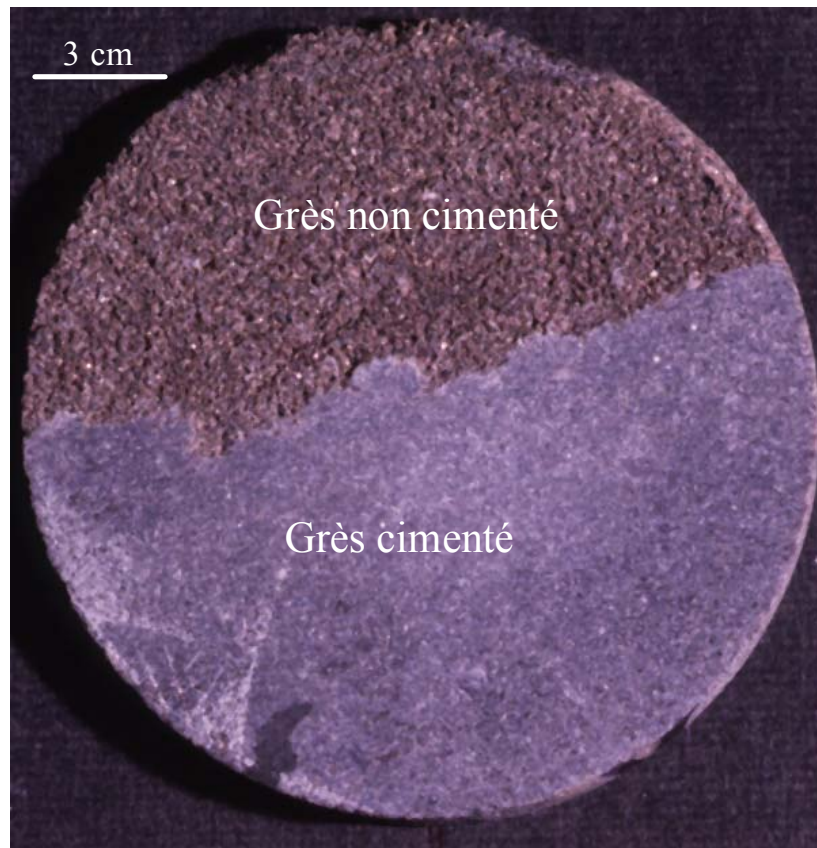


Fig. IV-1. Echantillon d'une section de carotte du puits 3/15-A02 qui montre la limite entre les deux types de grès observés.

IV.3.2. GRES CIMENTES PAR LA CALCITE

Le ciment carbonaté a préservé ces grès des effets de la diagenèse d'enfouissement. Ils se distinguent donc des grès non cimentés par la présence de ce ciment, l'absence des structures et des minéraux de la diagenèse d'enfouissement et la préservation des minéraux détritiques ou des structures de la diagenèse précoce.

Le ciment carbonaté

Il s'agit de calcite avec très rarement un peu de dolomite. Elle remplit totalement la porosité initiale du grès. Elle forme de grands cristaux poecilitiques qui englobent les différents grains détritiques. Sa composition, très homogène, est très proche du pôle pur théorique (Annexe I). La cathodoluminescence (CL) montre en de rares endroits des zonations de croissances. Elles révèlent la recristallisation du ciment, sa structure sparitique initiale et le remplissage d'une porosité primaire (PL. I-A). La teneur en ciment, de l'ordre de 40 % d'après

les comptages de point, est d'ailleurs très homogène quelque soit le faciès sédimentaire (Tabl. IV-1). La présence de dolomite est très rare.

Le quartz

Il ne s'agit que de grains détritiques qui constituent 39 à 55 % en volume de la roche (Tabl. IV-1). Aucune surcroissance de quartz n'a été observée. Les grains sont le plus souvent monocristallins. Leur taille varie généralement entre 140 et 300 μm . Ils montrent des formes subanguleuses à anguleuses. Les grains sont séparés les uns des autres par le ciment et les points de contact sont très peu nombreux et ne montrent pas d'indice de pression-dissolution. Quelques rares grains montrent des golfes de dissolutions cicatrisés par de la calcite et seraient reliés à la mise en place du ciment.

Le feldspath

Des grains détritiques de feldspaths potassiques (2 à 4 %) et d'albite détritiques (moins de 1%) sont présents (Tabl. IV-1). Des reliques de feldspath potassique et des golfes de dissolution cicatrisés par la calcite témoignent de son altération. L'altération du feldspath a créé une porosité secondaire ou entraîné la précipitation d'argiles (CHAP. V).

Toutefois, les feldspaths sont dans l'ensemble bien préservés. Certains feldspaths potassiques montrent d'ailleurs en (CL) des surcroissances d'une dizaine de microns d'épaisseur (PL. II-D). Les analyses à la microsonde montre que la teneur en sodium dans les feldspaths potassiques est inférieure à 2 % alors que dans les surcroissances il est pratiquement absent (Hassouta , 1999).

La muscovite

Bien préservés dans l'ensemble, les plaquettes de muscovite détritique ont parfois une forme flexueuse peu prononcée qui marque une légère déformation. Elles sont parfois altérées, notamment à leurs extrémités. Les clivages baillent et de la kaolinite voire de l'illite néoformée se développent entre les feuillets. Des concentrations de muscovites sont observées dans certains échantillons (Tabl. IV-1).

La kaolinite

Différents types de kaolins sont observés : en remplacement de la muscovite, en produit de la dissolution des feldspaths, en accordéons vermiculaires qui occupent la porosité intergranulaire ou encore entre les feuillets des muscovites exfoliées.

L'illite

Des plages d'illites fibreuses ou en lattes sont observées au microscope optique et en (CL). Leur quantité ne dépasse pas 2 % du volume de la roche. Il s'agit de l'illite précoce.

Elles dérivent principalement de l'altération partielle ou complète de muscovites (PL. II-B et E). Ce type d'illite est le plus observé. Parfois des plages plutôt sombres en (CL) apparaissent remplaçant une partie d'un feldspath potassique. La même chose est observée dans les amas de kaolinite (PL. II-I et J). Les analyses de muscovite à la sonde révèlent parfois un pourcentage de fer relativement faible par rapport à la muscovite intacte (Annexe I). Cette observation pourrait expliquer le début de transformation de muscovite en illite. Ces illites sont d'origine diagénétique précoce. Elles se sont formées avant la mise en place de la calcite qui a gelé la diagenèse dans ces parties.

La pyrite

Elle se présente en grains de quelques microns disposés entre les clivages de la muscovite, en inclusion dans le ciment calcitique ou dans des plages de matière organique. Sa teneur varie entre 0,2 et 3,2 % (Tabl. IV-1). Elle est principalement euhédrale et très rarement framboïdale. Sa répartition est assez homogène dans les deux grès, cimentés et non cimentés.

Echantillon (m) TVD	Qtz _D	surc.	KFs	Alb	Mica	Ill	Kln	Cal	F.R	M.O	Py	φ	taille des grains (μm)
3200c	54,7	0	4,1	0	0	0	0,4	39	0,4	0,2	0,2	1	337
3200nc	63,1	5	4	0,2	0,5	0,7	1,2	0	0,2	2,5	0,6	22	298
3222c	39	0	3,9	0,4	4,5	0,4	2,3	42,2	2,2	4,1	0,8	0,2	197
322nc	53,3	7,5	3,6	0	1,2	4,6	2,3	0	1,2	1,6	0,5	24,2	276
3229c	43,9	0	3,4	1	1	0,4	3	44,4	0,5	0,2	1,6	0,6	195
3229nc	52,2	5,8	3,2	0,2	1,6	6,4	5,4	0	0	0,8	1,2	23,2	245
3234c	40,2	0	4,1	0	2,6	1,8	1,6	43,2	0,6	4,5	1,4	0	144
3234nc	50,2	7,6	3,2	0,3	5	6,2	6,3	0	0,2	6	1	14	169
3244c	42,4	0	2,5	0	3,2	1,2	1	43,6	0,8	2,1	3,2	0	174
3244nc	54,4	6,2	1,6	0,2	1,8	3,8	4,4	0	0,6	2,6	1,4	23	202
3245c	44,5	0	2,1	0,1	2	0,8	2,6	44	0	2,6	1,3	0	158
3245nc	51	4,5	3,5	0,3	3,6	5,4	4,6	0	0,8	2,8	1,2	22,3	200
3246c	45,5	0	2	0	3,8	1,6	2,6	41	0	3	0,5	0	149
3246nc	46,5	9,8	2,4	0,4	4	7,6	6,1	0	1,4	3,8	1	17	164
3254c	41,9	0	2,2	0	2,1	0,6	2,2	42,2	4,3	1	2,9	0,6	155
3254nc	44	7	2,8	0	4,5	13,4	3,6	0	1,6	3	1,6	18,5	167
3256c	44,7	0	2,3	0	1,8	2,4	1,2	43	0	2,6	2	0	155
3256nc	45,3	6,8	2,2	0,4	3,8	11,2	4,5	0	1,6	3,2	2,4	18,6	181
3257c	41,3	0	2,7	0,2	4	0,8	1,8	43	0	3,5	2,2	0,5	158
3257nc	51,2	5,8	2,6	0,4	5,3	8,5	2,9	0	0	3,2	5,1	15	184

Tabl. IV-1. Compositions modales des grès du puits 3/15 A02 par comptage de points (1000 points). Elles montrent une différence importante en les grès cimentés (c) et non cimentés par de la calcite (nc).

Les fragments de roche

Composés principalement de débris de quartzite, ils peuvent constituer jusqu'à 4 % du volume de la roche (Tabl. IV-1).

IV.3.3. GRES NON CIMENTES

Hormis la calcite du ciment, ils montrent les mêmes minéraux détritiques que ceux observés dans les grès cimentés par la calcite. Par contre, ces minéraux peuvent être altérés sous l'effet de la diagenèse d'enfouissement.

La porosité

La porosité est de l'ordre de 20 % (Tabl. IV-3). La taille des pores est variable, de quelques microns jusqu'à plusieurs centaines de microns. La porosité est réduite par la compaction et la surcroissance de quartz. Les deux types de porosité sont présents : primaire et secondaire. La porosité secondaire résulte essentiellement de la dissolution de feldspath

potassique. Elle est estimée à 5 % de volume total de la roche, soit 25 % de la porosité. Elle est souvent occupée par les argiles (illite et kaolinite) qui résultent de l'altération du feldspath potassique. Une microporosité est observée surtout dans les treillis d'illite néoformée ou dans les clivages de feldspath.

Estimation de la compaction

De nombreux travaux ont cherché à estimer la part de la compaction mécanique de la part de la compaction chimique ou mécano-chimique dans la réduction de porosité d'un grès réservoir (Ehrenberg, 1989; Lundegard, 1992; 1995).

Ehrenberg (1989, 1995) a développé les équations suivantes dont nous avons gardé la notation originale :

$$COPL = OP - \frac{(100.IGV) - (OP.IGV)}{(100 - IGV)} \text{ avec } IGV = P + CEM \quad (1)$$

COPL est la perte de volume porale due à la compaction mécanique et rapportée au volume initial de grès, OP est sa porosité initiale, P sa porosité finale, CEM sa teneur en ciment¹. Le volume intergranulaire IGV est la somme de la porosité finale et de la proportion en volume de ciment dans le grès. Le modèle que décrit les équations ci-dessus implique que la cimentation s'est effectuée à partir d'un apport de matière par les fluides et qu'il n'y a pas, au cours de la compaction, de variation du volume de la partie solide du grès lors des réactions diagénétiques (Fig. IV-2).

IV.3.4. APPLICATION SUR LES GRES D'ELLON- PUIITS 3/15-A02

A partir d'une analyse modale qui distingue les ciments (surcroissances de quartz, calcite) et la porosité des grès du puits 3/15 A02, il est possible d'appliquer les calculs d'Ehrenberg à la compaction qui s'est déroulée après la mise en place de la cimentation carbonaté. En effet, cette cimentation préserve le réseau poral initial du grès. La porosité initiale est donc tout simplement la proportion en volume de la calcite dans les grès cimentés. A priori le volume intergranulaire est constitué des pores et des surcroissances de quartz. Toutefois ici, la source de silice des surcroissances est interne et la variation du volume de solide est limitée (Hassouta, 1999). Il ne faut donc pas prendre en compte les surcroissances et le volume

¹ Il s'agit ici de surcroissance de quartz

intergranulaire est simplement la porosité actuelle. Le Tabl. IV-2 illustre l'application de l'équation (1) à différents grès du puits 315/A02.

TVD(m)	Surc.	Φ	COPL
3200,0	3,2	24,6	21,8
3203,9	6,0	23,0	23,4
3213,7	2,0	11,6	33,3
3222,0	8,8	20,7	25,6
3223,2	5,2	21,0	25,3
3229,0	9,2	22,8	23,6
3232,2	8,6	10,2	34,3
3234,0	9,6	15,0	30,6
3237,8	11,6	16,1	29,7
3241,4	7,2	17,2	28,7
3244,0	7,5	22,3	24,1
3245,0	7,5	19,5	26,7
3246,1	5,3	15,6	30,1
3253,8	11,2	11,8	33,1
3256,0	7,8	15,0	30,6
3262,0	12,7	23,0	23,4
3270,5	7,9	17,0	28,9
3272,1	6,5	21,8	24,6
3274,8	14,4	20,6	25,7
3276,3	8,4	17,4	28,6
moyenne	8,0	18,3	27,6

Tabl. IV-2. Estimation de réduction de la porosité par compaction mécanique (COPL) dans les grès du puits 3/15-A02. Φ : la porosité (=IGV ici). La porosité initiale est de 41 en moyenne.

Discussion

L'estimation de « **COPL** » dans les échantillons étudiés donne une gamme de valeurs limitée. Ces valeurs sont comprises pour la plupart, entre 20 et 30 % sauf pour trois échantillons qui dépassent 30 % (maximum 34,3 %) (Tabl. IV-2). Cela correspond bien aux variations de volume estimées par bilan de matière par Potdevin et Hassouta (1997) et Hassouta (1999) dont les valeurs sont comprises entre 15 et 30 %.

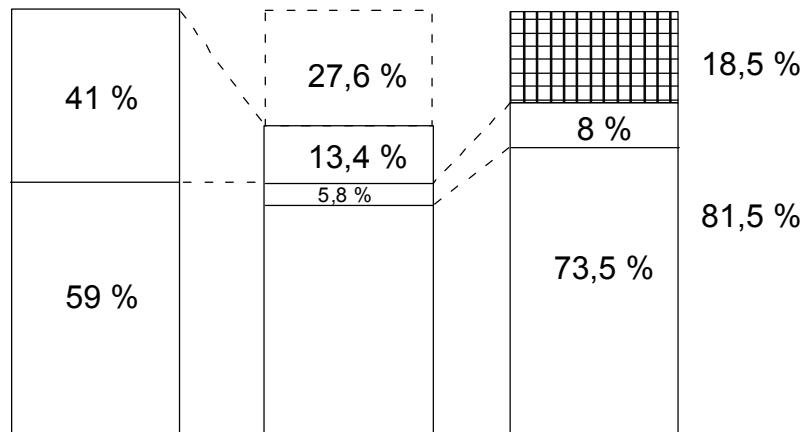


Fig. IV-2. Réduction de la porosité initiale par la compaction mécanique et chimique (27,6 % du volume de la roche initiale en moyenne estimée dans 20 échantillons). La porosité après la compaction est de 18,3 % et la surcroissance est de 8%.

Le quartz

La plupart des grains sont monocristallins et leurs formes sont en général sub-arrondies. Ils constituent de 50 à 75 % du volume total de la roche. Leur taille moyenne est assez homogène (Tabl. IV-3) et varie de 150 à 300 μm . Différents types de contacts entre les grains de quartz ou avec d'autres grains détritiques comme la muscovite suggèrent la mise en œuvre de phénomènes de pression-dissolution.

Seuls les grès non cimentés montrent des surcroissances de quartz. Elles sont syntaxiales c-à-d, en continuité cristallographique avec les grains hôtes. En lame mince, leur largeur est variable mais ne dépasse pas 50 μm (Tabl. IX-2). En CL, les surcroissances de quartz montrent de rares zonations de croissance. La limite entre le noyau détritique et la surcroissance est parfois soulignée par un liseré d'impuretés d'argiles (illite ou kaolinite) ou mica et/ou des inclusions fluides. Les inclusions fluides ont été étudiées par Hassouta (1999). Elles indiquent des températures de formation de surcroissance de l'ordre de 100 – 110°C et la présence de fluides riches en hydrocarbures (Annexe II).

Le feldspath

Le feldspath potassique montrent une dissolution beaucoup plus poussée que dans les grès cimentés. Elle se marque par la conservation de reliques qui préservent la forme initiale du grain et qui mettent en évidence la création d'une porosité secondaire. L'intensité de cette dissolution augmente avec la profondeur.

Contrairement aux grès cimentés, aucune surcroissance de feldspath potassique n'a été observée. Elles ont été probablement re-dissoutes au cours de la diagenèse d'enfouissement. Les feldspaths détritiques analysés à la microsonde montrent des compositions chimiques similaires à celles des feldspaths des grès cimentés (Annexe I).

Les micas blancs

Dans les grès non cimentés, leur teneur en volume varie de 0 à 15 % (Tabl. IV-3). Leur altération et leur déformation est beaucoup plus poussée que dans les grès non cimentés. Les baguettes de micas poinçonnent souvent les grains de quartz. Elles sont généralement déformées ou altérées en kaolinite et/ou en illite. Des concentrations de micas sont parfois observées, éventuellement en association avec des concentrations en argiles (illite et kaolinite) et en matière organique.

L'illite

L'illite diagénétique est beaucoup plus développée dans les grès non cimentés. Au microscope optique, elle occupe la porosité primaire et les espaces créés par la dissolution du feldspath et du quartz. Elle remplace la kaolinite, la muscovite et le feldspath potassique (PL. I-B, PL. V).

Parfois, elle est englobée par la surcroissance de quartz ou elle pousse sur celle-ci. Cela montre qu'elle lui est contemporaine au moins en partie.

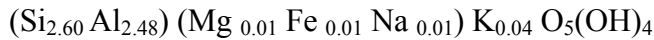
Les analyses à la sonde (Annexe I) montrent les mêmes compositions chimiques que celles présentées par Hassouta (1999).

Les kaolins

La teneur en kaolinite est plus élevée dans les grès non cimentés que dans les grès cimentés (4% contre 1,5% en moyenne, Tabl. IV-3). Les mêmes trois types de kaolins décrits par Hassouta (1999) sont observés :

Des vermicules en accordéons comme dans les grès cimentés
des pseudomorphoses de mica,
des kaolins en "blocs".

L'origine de ces différents types est discutée dans le chapitre (V). L'analyse des kaolinites par microsonde électronique donne la formule structurale suivante :



Cette composition est comparable à celles obtenue par Hogg (1989).

La pyrite

Elle garde la même apparence que dans les grès cimentés et son volume est aussi comparable.

La calcite

Il s'agit de plages isolées de calcite poecilitique. Sa fréquence dans ces grès est très faible. Elle apparaît comme des reliques résultant d'une dissolution plutôt qu'une précipitation. Mais ces plages recouvrent la surcroissance de quartz caractéristique de la diagenèse d'enfouissement (voir CHAP. V).

Les fragments de roches

Ils constituent 0 à 2 % du volume total de la roche. Ils sont composés d'anciens quartz et feldspath d'origine magmatique ou volcanique. Ils se comportent de la même façon que les grains de quartz ou de feldspath détritique et montrent des golfes de dissolution ou des structures de pression-dissolution.

IV.3.5. LE PUIITS 3/15-5

Les grès sont généralement à grains fins à moyens, moyennement à bien triés et relativement matures (quartzarénite – subarkose) (Fig. IV-3).

Les grains de quartz constituent 40 à 75 % du volume total de la roche (Tabl. IV-3). Leur taille moyenne varie de 100 à 600 μm . Ils montrent des structures de pression-dissolution développées (concavo-convexe et suture). Les surcroissances de quartz sont abondantes 5-16 % (Tabl. IV-3). Elles montrent parfois une zonation mais le plus souvent sont homogènes.

On retrouve le même cortège argileux que dans le puits 3-15/A02. Il semble toutefois moins abondant. Ces grès montrent des reliques de ciment carbonaté sauf pour un échantillon

(3258,95) qui présente 44 % de ciment carbonaté de type poecilitique avec une grande plage de micrite (Tabl. IV-3). Les observations ne montrent pas des figures qui peuvent suggérer la dissolution du ciment carbonaté.

Les marqueurs de la diagenèse ne montrent pas de différences notables entre les différents faciès du puits 3-15-5.

La dissolution de feldspath potassique semble responsable d'une porosité secondaire importante (plus de 65 % de la porosité actuelle, estimée par l'analyse d'image).

La diagenèse précoce se marque par une cimentation carbonatée très peu abondante, une légère dissolution du feldspath potassique et de la muscovite, la néoformation de pyrite et de kaolinite. Ces grès enfouis à des profondeurs plus de 3000 m, montrent une diagenèse d'enfouissement très développée avec de nombreuses surcroissances de quartz, une dissolution importante des feldspaths et la néoformation d'illite et de kaolinite vermiculaire.

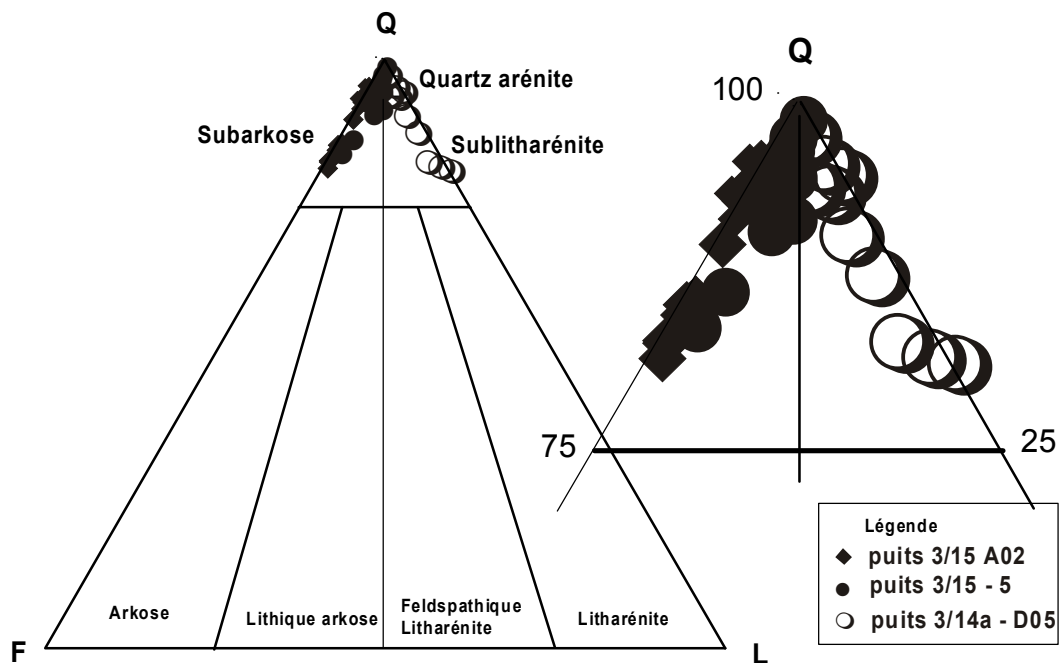


Fig. IV-3. Classification des grès d'Alwyn sud d'après (Folk, 1974)

puits	TVD (m)	surc.	Qtz d.	KFs	Alb	mica	Ill.	Kln	CAL.	F.R	M.O	Py	φ	Taille des grains (μm)	P-D
Puits 3/15 A02	3200,00	3,20	65,60	4,40	0,00	0,20	0,20	0,60	0,00	0,00	0,80	0,40	24,60	298,00	0,50
	3203,86	6,00	56,30	9,70	0,20	0,00	1,40	1,80	0,00	0,30	1,20	0,10	23,00	185,00	0,90
	3213,67	2,00	40,20	7,80	2,00	9,50	2,50	8,60	10,40	0,10	4,20	1,10	11,60	232,00	0,50
	3222,00	8,80	55,30	3,60	0,20	2,00	3,60	2,20	0,00	0,40	2,50	0,70	20,70	276,00	1,30
	3223,17	5,20	49,00	8,00	1,00	1,20	8,00	2,60	0,00	0,00	3,40	0,60	21,00	289,00	0,40
	3229,00	9,20	48,00	3,20	0,30	1,80	6,30	6,00	0,00	0,20	2,20	0,00	22,80	180,00	0,80
	3232,18	8,60	33,20	7,70	0,70	6,60	19,80	0,80	0,00	0,00	12,40	0,00	10,20	105,00	0,50
	3234,00	9,60	46,60	3,60	0,80	5,10	6,70	5,30	0,00	0,40	5,40	1,50	15,00	169,00	0,80
	3237,76	11,60	42,10	5,00	0,60	3,80	8,30	1,60	0,00	0,00	10,30	0,60	16,10	123,00	2,20
	3241,41	7,20	47,10	7,40	0,40	0,00	8,80	3,60	0,00	0,90	1,80	5,60	17,20	177,00	1,10
	3244,00	7,50	52,20	1,50	0,50	3,70	4,80	3,80	0,00	0,60	2,00	1,10	22,30	170,00	0,60
	3245,00	7,50	50,20	2,70	0,20	3,20	6,10	4,50	0,00	1,20	3,40	1,50	19,50	145,00	0,50
	3246,14	5,30	43,60	9,60	0,30	5,80	11,00	5,00	0,00	0,20	3,60	0,00	15,60	96,50	1,20
	3253,81	11,20	37,60	3,50	1,50	14,50	4,50	6,50	0,00	0,60	7,00	1,30	11,80	145,00	1,20
	3256,00	7,80	48,80	2,50	0,20	5,00	11,10	4,50	0,00	0,50	2,40	2,20	15,00	160,00	1,50
	3261,95	12,70	61,13	0,07	0,00	0,00	1,40	0,00	0,00	1,30	0,40	0,00	23,00	213,00	2,10
	3270,54	7,90	53,10	3,60	0,00	2,40	8,20	0,20	0,00	1,20	6,20	0,20	17,00	135,00	1,30
	3272,10	6,50	57,60	3,70	0,10	1,70	3,10	0,00	0,00	0,00	4,80	0,70	21,80	152,00	1,30
	3274,77	14,40	55,70	2,70	0,00	3,80	2,40	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	20,60	217,00	0,80
3276,26	8,40	50,30	1,80	0,00	9,80	7,40	1,80	0,00	0,30	2,30	0,50	17,40	194,00	1,10	
moyenne	8,03	49,68	4,60	0,45	4,01	6,28	2,97	0,52	0,41	3,84	0,91	18,31	183,08	1,03	
Puits 3/15-5	3195,69	4,70	49,00	3,40	0,00	5,00	6,00	4,40	0,00	1,10	2,70	1,70	22,00	143,00	1,00
	3199,92	7,40	39,90	7,80	1,10	3,60	16,20	1,20	0,00	0,40	8,60	2,00	11,80	135,00	0,40
	3212,18	9,00	45,60	6,70	0,60	3,30	5,80	1,80	0,00	0,80	4,00	0,00	22,40	193,00	1,60
	3226,93	12,10	46,00	1,10	0,00	5,60	14,40	4,40	0,00	0,00	6,40	4,60	5,40	129,00	0,60
	3233,20	7,00	50,00	0,00	0,00	4,00	8,00	1,00	0,00	0,00	6,00	0,00	24,00	200,00	1,80
	3237,25	6,70	68,00	4,10	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	1,50	0,80	0,00	18,60	441,00	1,30
	3239,00	6,00	67,20	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,80	22,00	547,00	1,10
	3243,70	10,00	56,00	3,00	0,00	1,00	2,00	1,00	0,00	2,00	3,00	1,00	21,00	120,00	1,20
	3252,95	0,00	37,00	1,00	0,00	3,00	1,50	3,00	44,00	0,50	2,00	5,00	3,00	135,00	0,90
	3258,70	15,70	61,60	1,00	0,00	0,00	1,80	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	19,30	325,00	0,80
moyenne	7,86	52,03	3,11	0,20	2,55	5,57	1,74	4,40	0,63	3,45	1,51	16,95	236,80	1,07	
Puits 3/14a-D05	4124,50	8,15	55,65	1,00	0,00	7,00	7,40	3,20	0,00	12,00	1,60	0,00	4,00	565,00	2,48
	4154,85	7,80	66,60	1,80	0,00	7,00	7,20	0,60	0,00	7,60	0,40	0,00	1,00	693,40	3,99
	4228,00	5,00	55,00	9,00	0,00	0,00	3,00	2,00	0,00	12,00	0,00	0,00	14,00	330,00	4,50
	4239,50	8,20	49,20	2,00	0,00	8,60	13,20	2,00	0,00	9,00	1,40	0,00	6,40	208,60	1,95
	4244,00	6,50	62,80	1,30	0,00	6,50	11,20	1,40	0,00	2,60	0,80	0,00	6,90	215,20	2,29
	4267,25	9,30	53,60	1,50	0,00	3,70	5,60	1,40	0,00	4,30	0,00	0,00	20,60	306,20	3,12
	4281,00	11,70	59,10	0,00	0,00	0,40	0,40	0,00	9,00	15,00	0,80	0,00	3,60	454,00	4,22
	4291,00	11,60	71,00	0,40	0,00	3,40	6,40	1,00	0,00	3,00	0,00	0,00	3,20	345,20	3,74
	4315,50	9,70	60,10	0,80	0,00	6,20	5,80	4,00	0,00	1,60	0,20	0,00	11,60	380,20	4,03
	4358,20	16,68	49,92	2,00	0,00	5,00	12,80	3,00	0,00	1,40	1,20	0,00	8,00	302,60	3,57
	moyenne	9,46	58,30	1,98	0,00	4,78	7,30	1,86	0,90	6,85	0,64	0,00	7,93	380,04	3,39

Tabl. IV-3. Composition modale de grès des puits 3/15 A02, 3/15-5 et 3/14a D05 obtenu par comptage de points (1000). P-D : pression-dissolution. M.O : matière organique. Kfs : feldspath potassique. F.R : fragments de roches.

IV.4. CHAMPS DE DUNBAR - LE PUIT 3/14A-D05

La composition des grès est similaire à celles des puits précédents. Toutefois ici les fragments de la roche peuvent atteindre jusqu'à 15 %. Ces fragments sont composés de quartzites, grès conglomératiques et des argiles.

Les grains de quartz constituent entre 50 et 80 % du volume du grès (Tabl. IV-3). Leur taille varie entre 200 et 700 μm mais est en moyenne plus élevée que celle des grains dans le champs d'Ellon. Les bordures des grains sont bien imbriquées avec des formes concavo-convexes et des sutures. Elles marqueraient un développement important des phénomènes de pression-dissolution. Les stylolites, zones privilégiées de la pression-dissolution (CHAP. VI), sont quasiment absents dans ce puits. La pression-dissolution se fait essentiellement entre les grains de quartz.

Les surcroissances sont d'ailleurs assez importantes (9,5 %). Elles présentent en CL jusqu'à cinq zones de croissances différentes similaires à celles observées dans des puits du même champ (Hogg, 1989).

La taille des pores peut atteindre plusieurs centaines de microns, voire le millimètre. Ces pores de grande taille résultent de la dissolution du feldspath potassique comme l'atteste parfois la présence de reliques de ce minéral. Ces grès devaient d'ailleurs être initialement subarkosiques ou sublitharénitiques.

La porosité primaire est peu abondante (moins de 25 % de la porosité totale). Elle est souvent remplie par l'illite et la kaolinite. Par contre, la porosité secondaire est importante et peut être reconnue par différentes structures (Fig. IV-4) :

- Des moulages dont la forme rappelle celle du minéral préexistant (feldspaths),
- des « Grains en nids d'abeilles », qui résulteraient de la dissolution partielle des grains et surtout des feldspaths,
- des pores allongés et des pores surdimensionnés avec ou sans petits grains flottants. Ils résultent vraisemblablement de la dissolution complète de plusieurs grains jointifs.
- Des pores limités par des bordures dont la forme traduirait la dissolution des grains et notamment de celle du quartz.

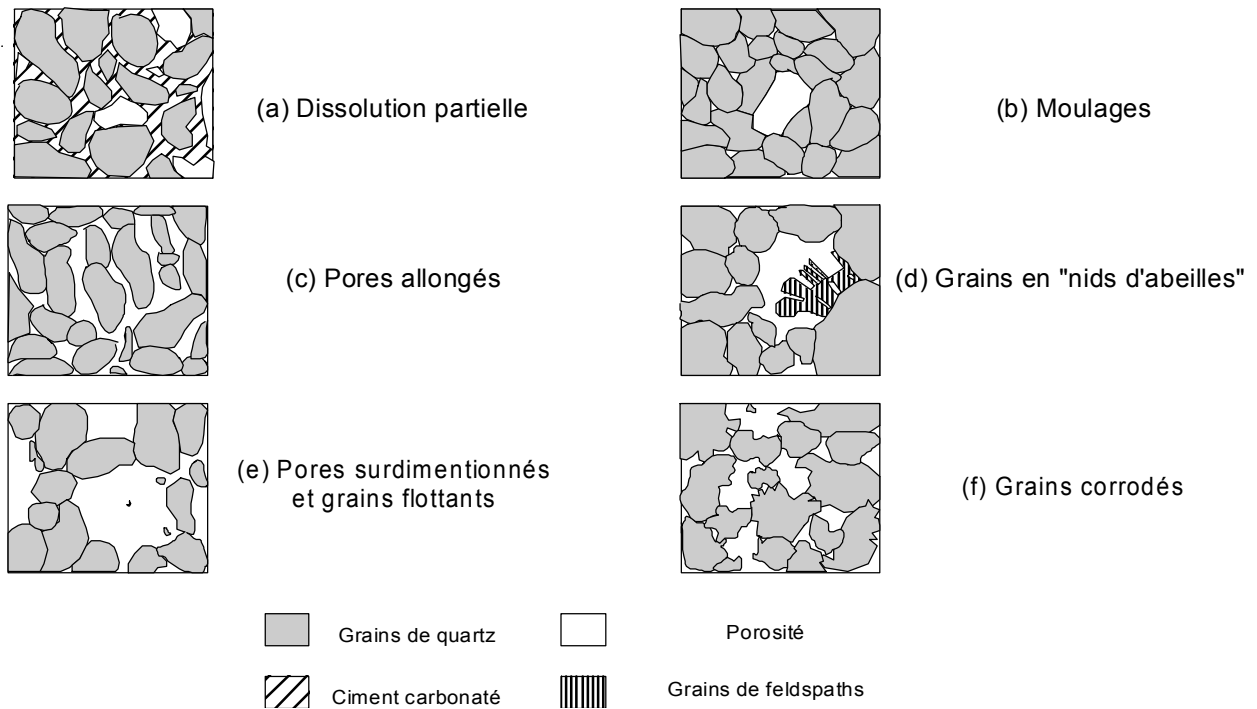


Fig. IV-4. Les principaux types de porosité secondaire rencontrés dans les grès du puits 3/14A-D05 et des structures similaires peuvent être trouvées dans les deux autres puits.

Le ciment carbonaté existe sur un seul échantillon, et là il s'agit de calcite précipitée postérieurement à la formation des surcroissances de quartz.

Les inclusions fluides

Les inclusions fluides (IF) des huit échantillons du puits 3/14-D05 ont été comparées en microscope optique (LPA, fluorescence, CL) et en microthermométrie avec celles étudiées dans le puits 3-15/A02. Plusieurs types d'IF ont été distingués :

- Des IF de l'ordre de 10 μm de diamètre isolées dans les grains détritiques et qui sont manifestement ante-dépôt.
- Des IF à la limite entre grains détritique et surcroissance. Leur diamètre est d'environ 10 μm . La fluorescence révèle la présence d'IF aqueuses et à hydrocarbures.
- Des IF qui forment des alignements au travers des noyaux détritiques et rejoignent souvent les IF aux interfaces « grain détritique-surcroissance ».

Dans l'échantillon étudié en microthermométrie, trois zones d'IF ont été analysées (voir images en Annexe II) :

Des IF biphasées aqueuses avec un rapport phase vapeur/phase liquide (R_v) faible ($\sim 0,07\%$) localisées à l'interface "grain détritique-surcroissance". Elles sont métastables car à température ambiante, la phase vapeur n'est pas systématiquement présente. Les bulles de vapeur sont très peu mobiles. Les formes des inclusions sont légèrement irrégulières en 2D : ovales, rondes, carrées émoussées et certaines avec un appendice.

Des IF biphasées hydrocarbonées piégées dans des plans secondaires pouvant traverser plusieurs grains et recouper des surcroissances. Ces inclusions présentent une fluorescence variant du vert-jaune au bleu. Aucune de ces inclusions n'a été observée à l'interface "grain détritique – surcroissance".

Quatre assemblages d'inclusions fluides ont été étudiés dans cet échantillon : zones B (4 IF), zone C (9 IF), zone C' (1 IF) et zone G (5 IF). Après la microthermométrie, ces zones ont été observées en cathodoluminescence. Toutes les inclusions étudiées sont localisées à l'interface "grain détritique-surcroissance" (c.f. Annexe II).

Les inclusions étudiées en microthermométrie (Tabl. IV-4) mesurent entre 3 et 13 μm . Leur remplissage est homogène, avec un R_v qui varie entre 0,05 et 0,12.

1. Température de fusion de la glace

La petite taille des inclusions n'a pas permis de déterminer la température de première fusion de la glace. D'autre part, la bulle vapeur disparaît lors du refroidissement, donc leurs températures ne sont pas mesurables. Les seules températures mesurables sont donc celles de la réapparition de la phase vapeur (entre -3 et $-0,6^\circ\text{C}$) qui ne correspondent pas aux températures de fusion de la glace. Il n'est donc pas possible de déterminer la salinité de ces inclusions. Celles-ci doivent toutefois être peu salées puisque la prise en glace conduit à la disparition de la bulle vapeur.

2. Températures d'homogénéisation

Les températures d'homogénéisation varient de 98,8 à 126,2 pour l'ensemble des 19 inclusions analysées dans cet échantillon (Fig. IV-5) avec une moyenne à $110,6^\circ\text{C}$.

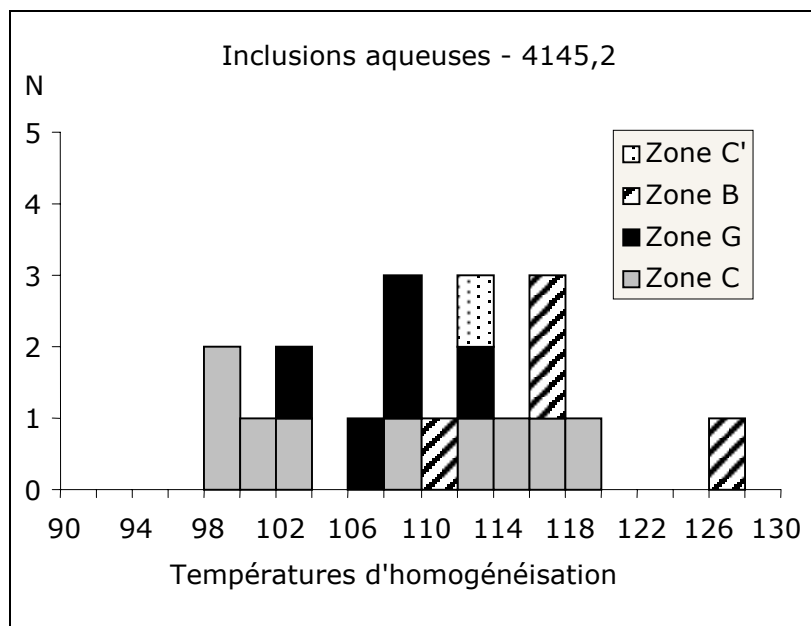


Fig. IV-5. Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses piégées le long de quatre interfaces grain détritique-surcroissance de l'échantillon 4145,2 du puits 3/14-D05 du champ de Dunbar.

Les inclusions aqueuses n'ayant pas été piégées en même temps que les inclusions hydrocarbonées, on ne peut pas supposer qu'elles soient saturées en méthane. Les températures d'homogénéisation sont donc des températures minimales de piégeage des inclusions et de formation des surcroissances de quartz.

Zone	N°	Type	Rv	Taille max (μm)	T réapparition de la bulle	T homogénéisation	en phase ...
C	1	biphasé aqueuse	0,08	4	-1,2	108,1	L
C	2	biphasé aqueuse	0,06	5	-1,1	113,3	L
C	3	biphasé aqueuse	0,12	7	-1,4	119,4	L
C	4	biphasé aqueuse	0,05	6	-1,7	117,6	L
C	5	biphasé aqueuse	0,08	4	-1,5	101	L
C	6	biphasé aqueuse	0,06	4	-1,5	98,8	L
C	7	biphasé aqueuse	0,12	6	n.d.	115,3	L
C	8	biphasé aqueuse	0,08	4	-1	102,5	L
C	9	biphasé aqueuse	0,07	3	-1,2	100	L
C'	1	biphasé aqueuse	0,06	10	-1,4	113,5	
G	1	biphasé aqueuse	0,06	12	-1,3	109,9	L
G	2	biphasé aqueuse	0,07	13	-1,2	112,6	L
G	3	biphasé aqueuse	0,05	5	-0,6	108,4	L
G	4	biphasé aqueuse	0,07	4	-1,1	103,6	L
G	5	biphasé aqueuse	0,07	5	-1,2	106,5	L
B	1	biphasé aqueuse	0,12	6	-2,5	117,3	L
B	2	biphasé aqueuse	0,08	10	-3	126,2	L
B	3	biphasé aqueuse	0,09	9	-2,2	116,6	L
B	4	biphasé aqueuse	0,1	5	-1,5	110,6	L

Min	0,05	3	-3	98,8
Max	0,12	13	-0,6	126,2
Moyenne	0,1	6,4	-1,5	110,6

Tabl. IV-4. Données microthermométriques d'inclusions fluides étudiées sur l'échantillon 4145,2 du puits 3/14-D05 du champ de Dunbar. T : température, n.d : non déterminé, Rv : remplissage vapeur.

En résumé, les températures d'homogénéisation des inclusions fluides des surcroissances de quartz dans ce puits sont en accord avec les températures obtenues par Hassouta (1999) dans le champs d'Ellon et Hogg (1989) dans d'autres puits du champ de Dunbar. Elles indiqueraient une température de formation des surcroissances entre 100 et 130°C pour une profondeur de l'ordre de 3000 m si un gradient géothermique de $34.5^{\circ} \text{C km}^{-1}$ (Hogg *et al.*, 1995) est retenu.

IV.5. CONCLUSIONS

La comparaison pétrographique des grès cimentés et non cimentés par la calcite du puits 3/15-A02 du champ d'Ellon nous a permis de confirmer les principales observations réalisées par Hassouta (1999). En particulier, elle montre bien que le ciment carbonaté précoce empêche la formation des surcroissances de quartz qui sont clairement liée à la diagenèse

d'enfouissement. Nos nouvelles observations, et notamment la comparaison des contacts grain à grain dans les deux types de grès, suggèrent le déroulement de phénomènes de pression-dissolution qui pourraient jouer un rôle majeur dans la formation de ces surcroissances. Les structures de pression dissolution seront étudiées dans le chapitre (VI).

La comparaison pétrographique des grès du champs d'Ellon et de Dunbar, met en évidence les points suivants :

- Les grès du champ de Dunbar, sont de type sublitharénite à arénite, tandis que les grès d'Ellon sont de type subarkosique (Fig. IV-3). Ces derniers montrent une porosité supérieure à celle de Dunbar mais les tailles des grains et la quantité de surcroissances sont inférieures (Tabl. IV-3). La réponse de chaque type de grès est différente vis-à-vis de la diagenèse d'enfouissement notamment la pression-dissolution et la distribution des surcroissances du quartz.
- Les inclusions fluides des surcroissances de quartz, mesurées dans les deux champs marquent la même gamme de températures. Cela signifie que la formation de surcroissances a débuté dans les mêmes conditions thermodynamiques et à des profondeurs comparables.

Cette étude révèle par rapport à l'étude de Hassouta (1999), la présence de l'illite précoce dans les grès cimentés et des plages de calcite isolées dans les grès non cimentés par de la calcite. Ces deux phases diagénétiques seront discutées dans le chapitre suivant.

CHAP. V. DISCUSSION DE LA DIAGENESE DANS LES GRES ETUDIES

V.1. INTRODUCTION

L'étude pétrographique montre que la diagenèse des grès étudiés est complexe et polyphasée. Il est donc important de préciser la chronologie des différents épisodes diagénétiques et de discuter de leurs interactions possibles avec les phénomènes de pression dissolution. En particulier, on s'interrogera sur la source potentielle en silice que peut former certaines des réactions diagénétiques suggérées par l'étude pétrographique. Dans les grès d'Ellon, la mise en place du ciment carbonaté fournit un repère chronologique précieux qui permet de distinguer une diagenèse précoce ante cimentation d'une diagenèse d'enfouissement post cimentation.

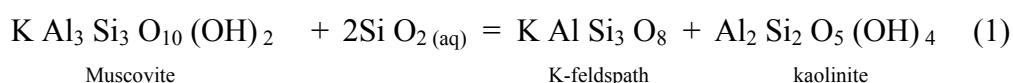
Dans ce chapitre, la diagenèse des différents minéraux est discutées, brièvement quant il s'agit de certaines phases diagénétiques bien décrites dans l'étude de Hassouta (1999), et plus en détail pour ce qui concernent nos nouvelles observations.

V.2. LA DIAGENESE DANS LES GRES ETUDIES

V.2.1. SURCROISSANCE DU FELDSPATH POTASSIQUE

Les surcroissances de feldspath potassique ne sont observées que dans les grès cimentés (PL. II-D). Elles indiquent que les fluides présents avant la cimentation ont du être sursaturés à un moment donné au moins par rapport au feldspath potassique alors que celui-ci montre par ailleurs des évidences de dissolution. Toutefois, elles sont très rares et quelle que soit leur réaction de formation, celle ci doit avoir un rôle très limité en terme de bilan de masse sur l'aluminium, le potassium et la silice.

Le potassium nécessaire à la néoformation de K-feldspath peut provenir de la déstabilisation de la muscovite détritique, par la réaction proposée par Bjorkum and Gjelsvik, (1988) :



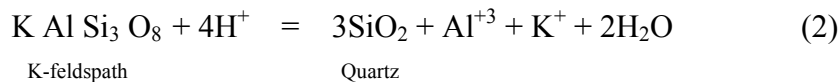
Cette réaction entraîne la surcroissance de K-feldspath et la précipitation de la kaolinite. Elle se déroule à faible température (25-50 °C), dans un système fermé, au contact d'un fluide sursaturé en silice. La silice nécessaire pour maintenir la réaction peut provenir du quartz automorphe ou biogène.

V.2.2. LA DISSOLUTION DE FELDSPATH

La dissolution du feldspath potassique est une source potentielle interne bien connue de la silice dans la diagenèse des grès de la Mer du Nord (Jourdan *et al.*, 1987; Hogg, 1989). D'après l'étude pétrographique, deux phases majeurs de dissolution sont distinguées:

- La première concerne un (ou plusieurs) épisode précoce ante-cimentation. Elle semble liée à la néoformation de certaines formes de kaolinite et traduirait un lessivage par des eaux météoriques (Bjorlykke, 1983).
- Une phase post-cimentation, liée à la formation de la kaolinite et de l'illite en système fermé due probablement à l'augmentation de la température liée à l'enfouissement (Hassouta, 1999).

Seule la deuxième phase peut être couplée aux phénomènes de pression dissolution. La dissolution de feldspath potassique pourrait alors rendre compte de la formation de quartz par une réaction du type :



Cette réaction pourrait se dérouler à des faibles profondeurs (diagenèse précoce) vu l'échange des ions possible entre le réservoir et l'eau météorique ou avec les eaux marines via les failles bordières dans le champs d'Ellon pendant la phase cimmérienne.

Toutefois, si l'aluminium et le potassium sont immobiles (système fermé, Hassouta, 1999), ces ions doivent être consommés par d'autres réactions et notamment la formation de l'illite ou de la kaolinite.

V.2.3. LE CIMENT CALCITIQUE

Deux ciments carbonatés sont observés dans les grès étudiés :

1. Précipitation de calcite à un stade précoce de la diagenèse,
2. re-précipitation tardive de calcite.

La première phase est observée dans le champs d'Ellon, tandis que la deuxième est observée dans les grès d'Ellon et Dunbar.

Dans le champ d'Ellon, l'épisode majeur de cimentation s'est probablement mis en place à des profondeurs de moins de 1000 m (Hassouta, 1999) et des faibles températures (40-50 °C) (Glasmann, 1989). Le ciment forme des lits continus ou nodules aux formes parfois arrondies mais le plus souvent irrégulière. Leur épaisseur est d'une dizaine de centimètres à quelques mètres. Ce ciment est de type poecilitique remplissant totalement la porosité primaire (Fig. V-1). L'absence de toutes reliques de fossiles carbonatés et les analyses d'isotopes stables suggèrent une provenance externe des éléments qui constituent cette calcite (Hassouta, 1999).

Un deuxième phase de cimentation est observée dans les grès non cimentés à Ellon (Tabl. VI-2) et à Dunbar (échantillon 4281,8m). Il s'agit de calcite poecilitique que se présente sous forme de plages isolées dans les grès non cimentés du champ d'Ellon. Dans le champ de Dunbar, ces plages peuvent s'étaler sur toute la lame mince sauf dans quelques pores qui sont restés libres (Fig. V-1). La quantité de cette calcite est mineure dans les deux champs. Elle est postérieure à la formation des surcroissances qui montrent des bordures bien droites aux contacts avec la calcite (PL. III-B, C et D).

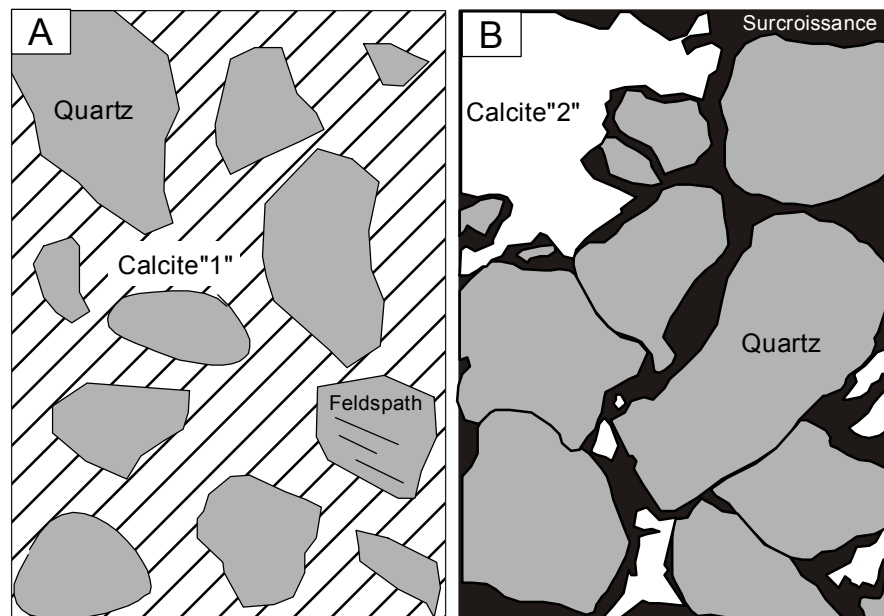


Fig. V-1. Les deux types de ciment rencontrés dans les grès étudiés. La calcite « 1 » est un ciment carbonaté précoce tandis que la calcite « 2 » est postérieure aux surcroissances de quartz.

Dans le champ d'Ellon, le deuxième ciment calcitique est probablement lié à une dissolution-reprécipitation vu l'échange très limité du fluide avec l'extérieur.

Aucune dissolution importante de calcite n'a été observée dans les grès étudiés. Par contre, quelques structures de dissolution sont présentes dans des structures particulières des grès cimentés appelés « les précurseurs » (voir CHAP. VI).

La transition entre la partie cimentée et non cimentée par de la calcite est brutale (Fig. IV-1). Elle témoignerait d'un front de dissolution de la calcite plutôt que d'une précipitation. Un argument peut être avancé en faveur de cette hypothèse :

Si cette limite correspond à la limite initial lors du dépôt du ciment ; comment explique-t-on la re-précipitation de la calcite observée à quelques centimètres à côté ? autrement dit : quelle est l'origine des plages isolées de la calcite ? Ces plages se sont formées à des profondeurs et températures assez élevées où l'échange de fluide avec l'extérieur est limité (voir ci-dessus). Donc, il est probable que ces plages soient le résultat d'une redistribution locale de la calcite.

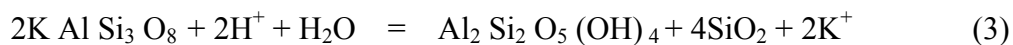
Si l'hypothèse d'un front de dissolution est réaliste, le (les) mécanisme de cette dissolution et la nature et l'origine du fluide impliqué dans le processus restent à préciser.

Dans le champs de Dunbar, l'absence de reliques de fossiles et les structures de remplacement de minéraux qui contiennent le calcium (le plagioclase, par exemple) indiquerait une origine externe. Toutefois cette hypothèse reste discutable, car la calcite s'est formée à plus de 3500 m de profondeur, là où les échanges de fluide avec l'extérieur sont limités.

V.2.4. DIAGENESE DES MINERAUX ARGILEUX

L'origine de la kaolinite :

Hassouta (1999), a bien étudié la précipitation de la kaolinite et notamment son lien avec la déstabilisation de la muscovite. D'après nos observations, la kaolinite pourrait résulter également de l'altération du feldspath potassique. Cette kaolinite est vermiculaire. Elle forme des grandes plages sans trace de feldspath, mais parfois soulignées par des fantômes de celui-ci et de la porosité secondaire. Des pseudomorphoses de feldspath potassique avec quelques reliques sont observées (PL. IV) dans les deux types de grès. Quelques auteurs considèrent que cette kaolinite a été néoformée à partir de feldspath potassique au cour d'une diagenèse précoce (Bjorkum et Gjelsvik, 1988). Cette altération peut être expliquée par la réaction (Giles, 1987):



K-feldspath

Kaolinite

Quartz

Dans les grès cimentés par de la calcite, cette réaction impliquerait le lessivage de potassium et de la silice. Elle s'est déroulée très probablement dans un système ouvert sous l'influence de l'eau météorique (Bjorlykke *et al.*, 1979). Elle pourrait expliquer en grande partie la formation de la kaolinite dans les grès cimentés où des évidentes texturales de cette réaction ont été observées (PL. II-A).

Dans les grès non cimentés, des pseudomorphoses de K-feldspath en kaolinite sont observés (PL. IV). Mais ici les mécanismes de l'altération ne sont pas claires. En effet, le système à ce stade est fermé (Potdevin et Hassouta, 1997). Le potassium est un élément immobile, il doit être consommé par une autre réaction. L'illitisation de la kaolinite est une réaction possible.

V.2.5. LA NEOFORMATION D'ILLITE

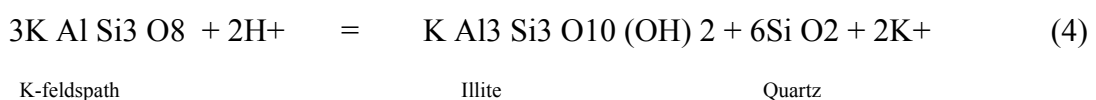
L'illite est le minéral argileux majeur de la diagenèse d'enfouissement dans les grès étudiés. Une phase précoce de néoformation de l'illite a également été reconnue. Ante cimentation, elle s'est formée à des températures certainement inférieures à 60 °C.

Trois types d'association ont été distinguées en pétrographie :

- l'illite qui se développe entre les feuillets de muscovite et à ses extrémités et qui peut d'ailleurs conduire à sa pseudomorphose (PL. II-E et F),
- l'illite associée à l'altération du feldspath potassique (PL. II- G et H),
- l'illite qui se forme à partir de la kaolinite (PL. II-I et J).

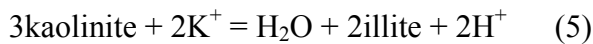
L'illite précoce résulte principalement de la déstabilisation de la muscovite (PL. II-I et J). La transformation muscovite - illite est indépendante de la température, car elle se trouve à la fois dans les grès cimentés et non cimentés par de la calcite. Les facteurs qui contrôlent cette transformation sont peu connus. Le rapport potassium sur aluminium est plus élevé dans la muscovite que dans l'illite ($\approx 1-1,3$ fois). Ceci dit il n'est pas nécessaire d'apporter le potassium pour former l'illite et la transformation peut se dérouler en système fermé vis à vis de la silice, le potassium et l'aluminium.

La formation de l'illite à partir de l'altération de feldspath potassique peut suivre la réaction (Giles, 1987):

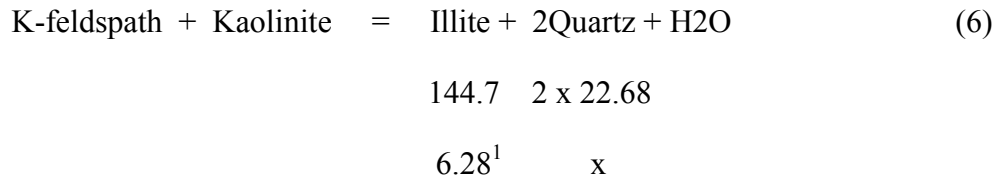


A basse température (< 60 °C) et dans les grès cimentés, les ions peuvent être introduits dans le système par un apport des eaux météoriques ou par des réactions biogènes ou thermiques mettant en jeu la transformation de la matière organique. Le système plutôt acide doit être ouvert pour lessiver le potassium et la silice.

A haute température (> 60 °C, grès non cimentés) la réaction (4) se déroule en système fermé, et le potassium résultant doit être consommé par une autre réaction. Quant à la silice, elle peut précipiter et former des surcroissances de quartz. L'illitisation de la kaolinite est une réaction possible pour consommer le potassium (Thyne, 2001) :



Le feldspath potassique qui reste de l'altération et la kaolinite peuvent se réagir pour former l'illite et le quartz par une réaction similaire à celle proposée par (Bjorlykke, 1983) :



Cette réaction est beaucoup plus réaliste que les réactions (4) et (5), car l'illite résulte directement de la kaolinite et le feldspath potassique qui existent déjà dans le système. La réaction précédente peut avoir lieu à partir de températures de l'ordre de 10° (en quantité mineure) (Thyne, 2001). Donc, cette réaction peut également rendre compte d'une partie de l'illite néoformée dans les grès cimentés par de la calcite.

D'après cette réaction, la formation de surcroissances de quartz, et de l'illite seraient au moins en partie contemporaines. Il est possible d'effectuer un bilan volumique de la silice formée par la réaction (6), à partir des volumes molaires des différents minéraux en cm³ (voir au-dessous de la réaction). Ces calculs montrent que la surcroissance engendrée par cette réaction ne peut pas dépasser 2 %², du volume de la roche. Donc, l'illitisation ne peut pas rendre compte de la quantité de surcroissance observée dans ces grès (8%, voir CHAP. IX).

Quoi qu'il en soit, les observations montrent la coexistence du K-feldspath, kaolinite, illite et parfois la muscovite l'un à côté de l'autre. Les signes de la déstabilisation de K-

¹ Il s'agit du volume d'illite quantifié par comptage de points dans les grès non cimentés.

² La quantité de surcroissance formée (1-2 %) par la réaction (6) dépend de la formule structurale de l'illite.

feldspath en kaolinite et/ou en illite sont évidents, toutefois la déstabilisation de la kaolinite en illite n'est pas bien claire, bien qu'elles se mélangent parfois.

Il paraît que les mécanismes d'illitisation ne sont pas encore compris, surtout le rôle exact de potassium dans l'ensemble des réactions présentées précédemment.

V.2.6. SEQUENCE DIAGENETIQUE

L'étude pétrographique des grès cimentés et non cimentés du puits 3/15-A02 du champ d'Ellon permet de proposer une chronologie des différents épisodes diagénétiques observés et d'essayer de les replacer dans le cadre régional (Fig. V-2).

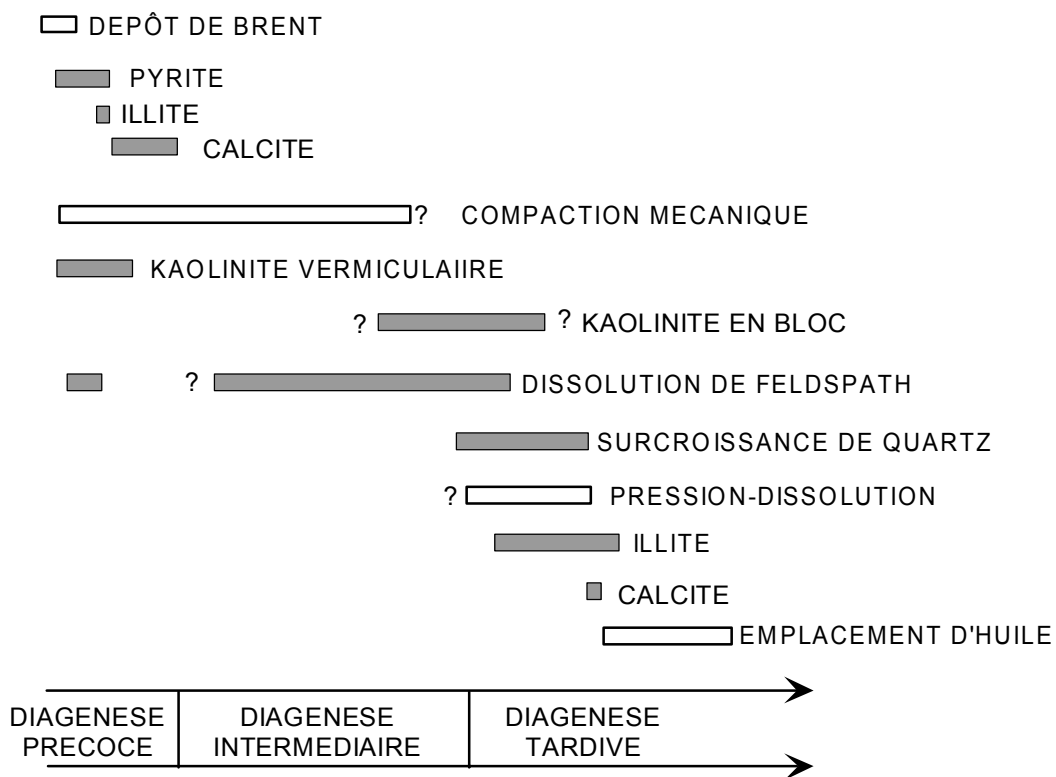


Fig. V-2. Schéma synthétique de la succession des épisodes diagénétiques enregistrés dans les grès étudiés (Puits 3/15-A02).

La diagenèse précoce, enregistrée par les grès cimentés, se marque par la néoformation de kaolinite vermiculaire à laquelle pourrait être associée une surcroissance très limitée de feldspath potassique (réaction « 1 »).

La formation de kaolinite se poursuit massivement, due essentiellement à l'altération de feldspath potassique et la transformation de muscovite, sous l'influence des eaux météoriques, pendant la fin de la phase cimmérienne. La formation de la kaolinite, et d'une faible quantité

d'illite précoce est liée à la transformation de la muscovite et du feldspath potassique. La cristallisation de la pyrite a lieu à partir des eaux marines dans les pores pendant la réduction bactériennes de la matière organique.

Une dissolution du ciment calcitique est probable pendant la phase cimmérienne et invoquée par plusieurs auteurs (Sommer, 1978; Jourdan *et al.*, 1987; Glasmann *et al.*, 1989). Dans les grès étudiés, il n'y a pas d'évidences texturales de cette dissolution, à part quelques structures individuelles (PL. X-C et D). Par contre, la présence d'une calcite tardive pourrait expliquer une redistribution locale de cette calcite par un processus de dissolution - re-précipitation.

La mise en place précoce du ciment carbonaté dans les grès cimenté bloque les processus de la diagenèse d'enfouissement qui sont enregistrés dans les grès non cimentés. Elle se caractérise principalement par le développement des surcroissances de quartz et l'illitisation qui sont en partie au moins contemporaines.

Une grande partie de l'illite néoformée résulte de la transformation de la kaolinite vermiculaire. Le reste de cette kaolinite serait progressivement remplacée par de la dickite avec la profondeur (Hassouta *et al.*, 1999).

La présence d'un second ciment calcitique qui recouvre les surcroissances de quartz montre qu'il leur est postérieur. Toutefois, ce ciment présent en faible quantité apparaît antérieur à la formation de l'illite.

V.3. CONCLUSION

Les observations pétrographiques dans les grès cimentés du champ d'Ellon montrent clairement la formation de l'illite précoce. Elle s'est formée avant la mise en place de la calcite à des températures de moins de 60 °C. Cette illite aurait pour origine la déstabilisation de la muscovite, et l'altération du feldspath potassique.

Cette étude a révélé la présence d'une phase calcitique tardive. Cette calcite pourrait avoir pour origine la dissolution de la calcite précoce par un phénomène de dissolution- re-précipitation .

CHAP. VI. OBSERVATION DES PHENOMENES DE PRESSION-DISSOLUTION

Dans ce chapitre, nous chercherons à caractériser les structures qui pourraient être liées à des phénomènes de pression-dissolution : zone à l'allure de stylolites dans les grès non cimentés et ses précurseurs possibles dans les grès cimentés, contact entre grains, surface de contact... Pour cela nous nous servirons de la comparaison entre grès cimentés, préservés des phénomènes de pression-dissolution et grès non cimentés qui les ont subis. Enfin, le rôle de la minéralogie sur le développement des stylolites sera abordé par une comparaison des grès du champ d'Ellon et de ceux de Dunbar. Le rôle de la limite entre grès cimentés et non cimentés sera discuté pour comprendre la formation de ces stylolites.

VI.1. L'EFFET DE LA PRESSION-DISSOLUTION SUR LES GRES ETUDIES

Dans les grès cimentés, les morphologies des grains de quartz sont anguleuses à sub-anguleuses (Fig. VI-1). Les contacts sont rares. En 2D, les grains apparaissent baignés dans le ciment calcitique qui les englobe (PL. I-A). Dans les grès non cimentés, les grains sont en général de forme sub-arrondies (PL. I-B). La pression-dissolution leur confère une forme plutôt aplatie dans la stratification alors que les grains dans les grès cimentés sont dispersés dans tous les sens, sans ordre. Les grains dans les grès non cimentés montrent souvent des surcroissances (Fig. VI-1), des surfaces de dissolution ou des précipitations d'argiles à leur surface (PL. VII-B et PL. VIII). La taille des grains est plus élevée dans les grès non cimentés que dans les grès cimentés (CHAP. VI)

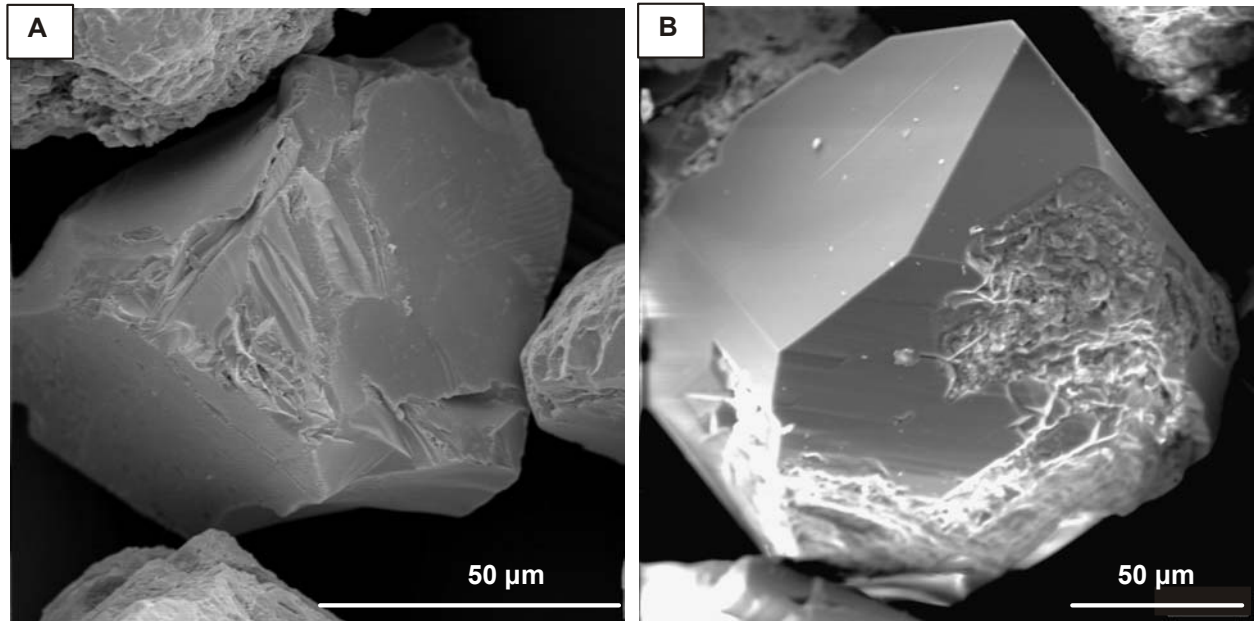


Fig. VI-1. Grains de quartz séparés observés au MEB. A. Grain de quartz des grès cimentés. B. Grain de quartz des grès non cimentés montrant des surcroissances.

En lames minces, les grains des grès non cimentés montrent tout type de contact depuis un contact normal jusqu'à contact mature (VI-2 ; PL.VI).

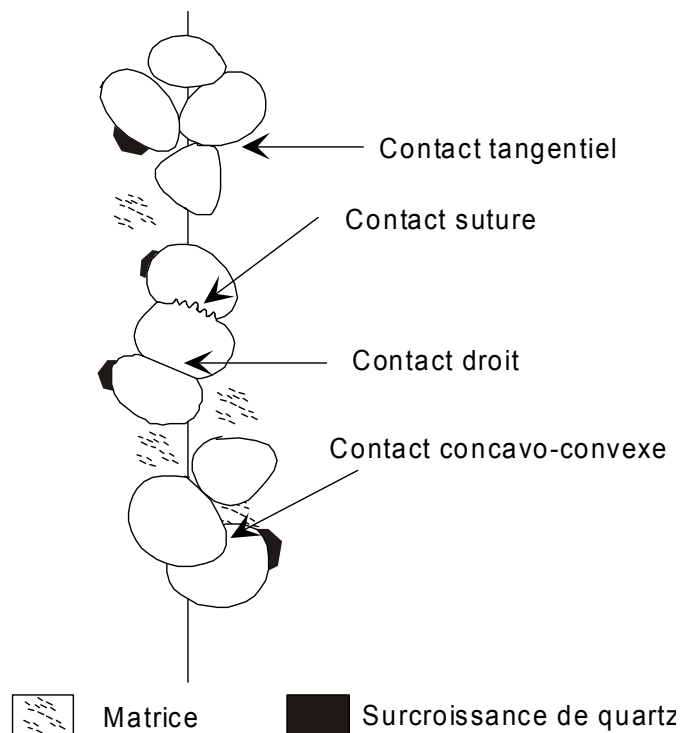


Fig. VI-2. Représentation schématique des contacts entre grains dans les grès non cimentés.

Trois types de contacts matures sont bien observés :

- Contacts **concavo-convexes**, ces contacts sont les plus souvent rencontrés. Les grains sont indentés l'un dans l'autre, sans toutefois de facteurs visibles qui montrent la susceptibilité d'un grain d'être indenté plus que l'autre.
- Contacts suivant des zones en forme de **suture** plus moins régulière. Ces sutures peuvent occuper une partie ou la totalité du contact entre deux grains.
- Contacts **droits**, ils semblent être les plus matures parmi les trois types présents et les plus rares. Le volume des grains est plus réduit par ce type de contact que par les deux autres.

Les paramètres qui peuvent contrôler les directions de ces contacts n'ont pas été étudiés dans cette étude. Pour Onasch (1993), (1994), les directions des contacts sont liés à celle de la contrainte principale que les grains ont subie.

Ces contacts sont interprétés comme des structures de pression-dissolution dans les grès étudiés. La quantification des valeurs de quartz dissous dans les contacts sera développée dans le chapitre VIII.

VI.2. OBSERVATION DES SURFACES DES GRAINS DE QUARTZ

Nous avons cherché à caractériser les surfaces des grains de quartz dans les grès cimentés et non cimentés. Pour cela, les grains ont été séparés par attaque chimique (voir Chapitre III). Puis ces grains ont été observés au MEB. Différents types de surfaces sont distingués (PL. VII) :

Les surfaces dites « libres ». Il s'agit des surfaces tournées vers les pores. Dans les grès cimentés, il s'agit des surfaces cimentées par la calcite. Ces surfaces sont lisses. Elles montrent parfois des cicatrices au contact avec la calcite et l'argile (Fig. VI-3). Au contact avec de la calcite, les formes de ces cicatrices sont irrégulières, mais sont parfois allongées comme des petits chenaux. Au contact d'argiles, leur forme est comme un nid d'abeilles.

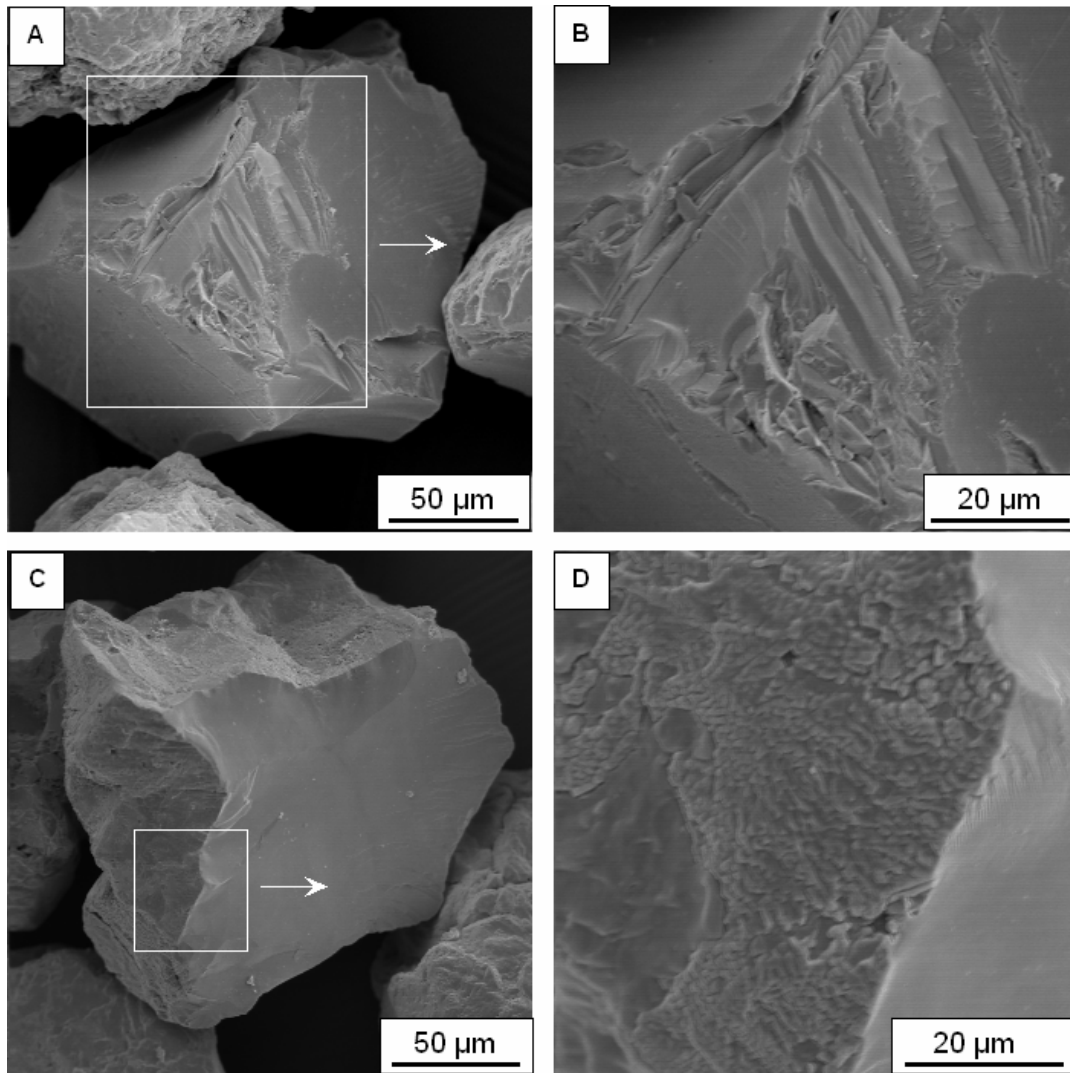


Fig. VI-3. Surfaces des grains dans les grès cimentés. A et B : "cicatrices" au contact entre la surface et le ciment calcitique, sous forme des chenaux. C,D : emplacement d'argiles sur cette surface en forme de nids d'abeille.

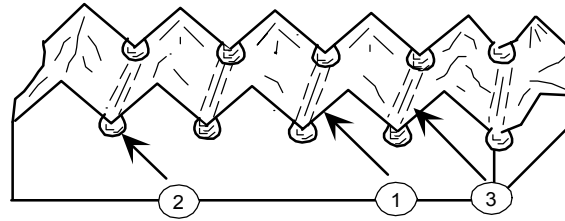
- Les surfaces de contact avec l'illite néoformée. L'illite se dispose en nids d'abeilles (PL. VII-B).
- Les surfaces recouvertes de cristaux de micro-quartz. La taille des cristaux varient de moins de 1 µm jusqu'à 5 µm. Ils ont la forme pyramidale d'un cristal de quartz. Leur emplacement sur la surface de grain a la même forme et la même taille.
- Les surfaces à inclusions fluides ou solides. Ces inclusions sont localisées dans les surcroissances ou à la limite entre surcroissances et noyau détritique.
- Les surfaces couvertes par des surcroissances de quartz. Deux formes principales de surcroissances de quartz ont été distinguées (PL. XIII-C et D):

- Des surcroissances syntaxiales de cristaux grossiers autour des grains détritiques. Ce type de surcroissance est le plus souvent rencontré. Elle montre des faces cristallographiques parfaites.
 - 1) Des surcroissances de petits cristaux séparés par des autres cristaux surtout d'argile. Ce type de surcroissance est rencontré lorsque la surface des grains détritiques est occupée partiellement par des argiles (surtout illite en rosettes) ou de microquartz.
 - 2) Les surfaces à défauts cristallins. Généralement situés au contact de deux surfaces de surcroissance. Les défauts sont réguliers et forment des dépressions en forme de cristaux négatifs de quartz. La surface est parfaitement plane entre les défauts (PL.VII-F).
- Les surfaces de dissolution du quartz. Parfois elles sont accompagnées par la dissolution des surcroissances de quartz qui se situe sur le même grain (PL. VIII, PL. VI-E et F).

VI.2.1. GEOMETRIE DE LA SURFACE DE DISSOLUTION DU QUARTZ

Au MEB, la surface de dissolution n'est pas plane (PL. VIII). Globalement, elle présente une forme en **boîte à œufs**. Elle montre des microdépressions séparées par des micropics (Fig. VI-4). Les parois des micropics et des microdépressions sont bien lisses. Les microdépressions ont parfois une forme hexagonale ce qui suggère qu'elles étaient en contact avec les micropics de la surface opposée. Leur distribution sur la surface est irrégulière. La taille des microdépressions varie de 1 à 3 μm avec des puits de dépression d'un diamètre de moins de 1 μm . Elles s'alternent avec des micropics de même taille. Les microdépressions peuvent être connectées pour former des petits chenaux (PL. VIII) dont la longueur varie entre 5 et 20 μm .

Les micropics correspondraient à un contact effectif entre les grains alors que les microdépressions constitueraient des microcavités où un fluide pourrait être présent et éventuellement circuler si les puits sont connectés entre eux (Fig. VI-4).



- 1) Contact réel (1-3 μm)
- 2) Puits de dissolution (1 μm)
- 3) Microchenal entre deux puits de dissolution (5-20 μm)

Fig. VI-4. Représentation schématique de la surface de dissolution observée sur les grains de quartz séparés dans les grès non cimentés.

Nos observations conduisent à suggérer un modèle (Fig. VI-5) similaire à celui de Raj *et al.*, (1981) et Renard, (1997). Ce modèle suppose que la déformation au niveau du contact entre les grains se produirait par l'interaction entre deux mécanismes. Le mécanisme du « film fluide piégé » sur les contacts réels (les micropics) et le mécanisme « réaction avec fluide libre » dans les puits de dissolution qui se trouvent au fond des microdépressions.

Renard (1997) propose deux explications concernant l'origine des puits de dissolution observés :

La première suppose que la contrainte normale est localement plus élevée à l'aplomb d'un micropic. La dissolution est donc favorisée dans ces zones. La deuxième considère que les puits pourraient correspondre à des dislocations dans le cristal, zones de faiblesse favorables à la dissolution.

L'observation de ces surfaces montre aussi que le nombre de puits de dissolution est inférieur aux contacts réels. En effet, les puits de dissolution disparaissent en se regroupant pour former les microchenaux qui les remplacent. A des profondeurs assez élevées comme dans les grès étudiés, un certain équilibre s'établit entre les deux mécanismes de déformation, et la déformation se divise entre les contacts réels et les microchenaux. Parmi les paramètres qui affectent cet équilibre, la profondeur d'enfouissement de la roche et les tailles des grains sont des paramètres cruciaux (Renard, 1997).

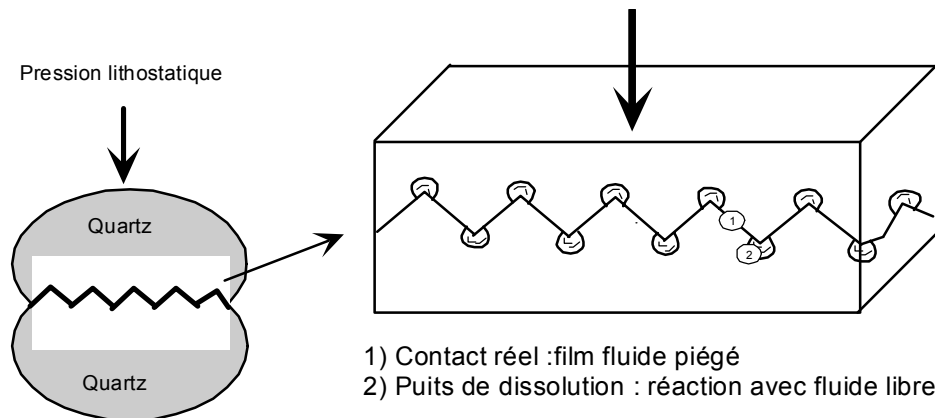


Fig. VI-5. Modèle de surface de dissolution ayant deux mécanismes de déformation. Les contacts réels : sont le foyer de déformation par le mécanisme " film fluide piégé", et les puits de dissolution sont : le foyer de déformation par " réaction avec fluide libre".

Dans le modèle de Renard (1997), le contact réel représente un microstylolite, tandis que dans ce mémoire, le microstylolite est l'ensemble du contact (le contact réel + le puits de dissolution).

Une différence fondamentale entre les observations de Renard (1997) et celles présentées ici est que la surface de dissolution naturelle des grains dans son travail ressemble plutôt à la surface d'un simple contact entre deux surcroissances dans le notre (voir PL. VI-D et PL. VII-F). Elle est plane avec des cristaux négatifs de forme pyramidale très régulière de 3 à 4 facettes. En effet, la surface de dissolution de quartz présentée ici ressemble beaucoup à celle observée par Gratier (1984) sur les grains de quartz déformés expérimentalement les microchenaux.

VI.2.2. GEOMETRIE DE LA SURFACE DE DISSOLUTION DES SURCROISSANCES DE QUARTZ

La dissolution d'une surcroissance semble résulter de la mise en contact lors de la compaction d'une surcroissance avec un grain détritique ou de deux surcroissances (Fig. VI-6). 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. D'autre part, cela indiquerait bien que dissolution et surcroissance ne répondent pas à un changement d'un paramètre intensif du système (pression, température, composition des fluides...) mais bien à un changement local de l'état de contrainte.

La surface de dissolution d'une surcroissance (PL. VIII) montrent aussi des micropics et des microdépressions. Toutefois la taille des microdépressions est en général plus petite (environ $1\ \mu\text{m}$) et la fréquence des micropics et des microdépressions plus élevée.

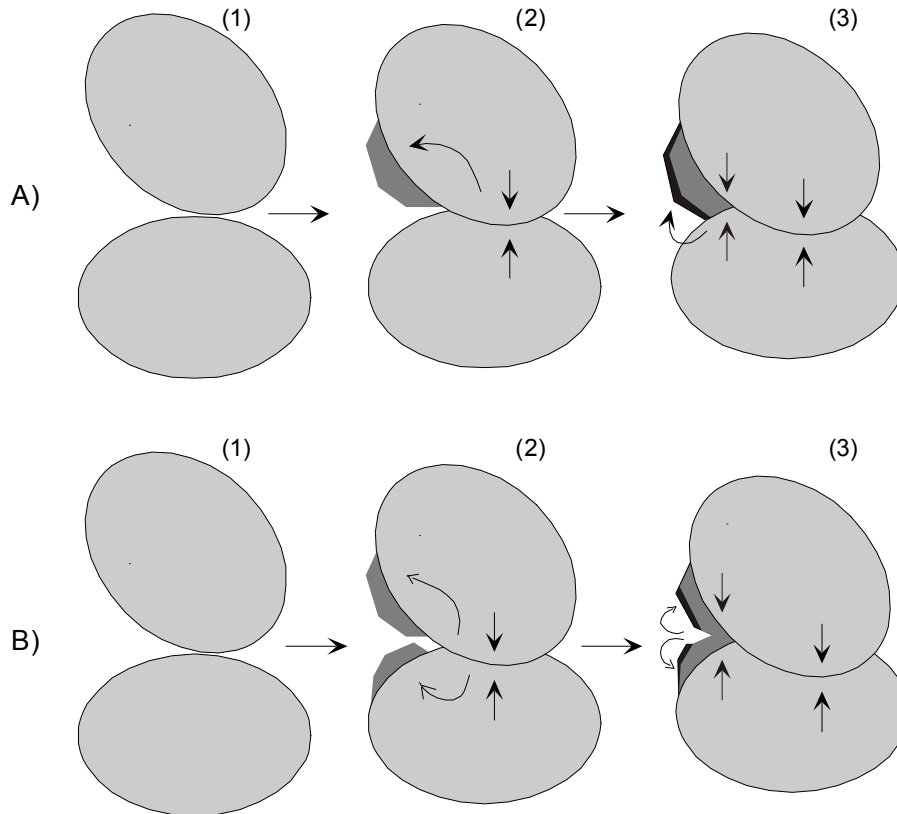


Fig. VI-6. Dissolution d'une surcroissance. A) Dissolution entre une surcroissance et un grain détritique. B) Dissolution entre deux surcroissances. La silice dissoute précipiterait pour former une deuxième zone de surcroissance.

VI.3. L'EFFET DES ARGILES SUR LA DISSOLUTION

Les observations en microscopie (PL. IX) des grès étudiés montrent que la présence des argiles et notamment l'illite peut affecter fondamentalement le processus de pression-dissolution par différents mécanismes.

Les illites détritiques ou diagénétiques qui constituent le matériel argileux dominant (voir Tabl. IV-3) présentent différentes morphologies suivant leur position dans les grès. La forme la plus courante de l'illite est la forme fibreuse ; elle forme des ponts à l'entrée et à travers les pores (« pore bridging »). Cette illite peut former des barrières contre la diffusion de la silice dissoute, et endommage dramatiquement la perméabilité. Par conséquent, elle ralentit le processus de pression-dissolution, voir l'empêche.

Le deuxième type d'illite est celle en recouvrement des surfaces de quartz. Dans ce cas, la précipitation de quartz est ralentie car les argiles recouvrent la surface disponible. Le fluide de pore devient alors sursaturé en silice et le gradient de concentration entre le contact et le pore diminue fortement ainsi que la cinétique de processus de pression-dissolution.

Le troisième type d'illite est celui qui existe aux interfaces quartz - quartz (PL. IX-C, D, E et F). Ce type d'illite pourrait catalyser la dissolution du quartz. Cet effet des argiles est attribué à l'amélioration de la diffusion des solutés sur les surfaces des argiles (Weyl, 1959; Dewers et Ortoleva, 1991; Oelkers *et al.*, 1992; Bjorkum, 1996; Renard et Ortoleva, 1997).

Les associations illite-surcroissance observées pourraient être expliquées par différents mécanismes :

L'illite et la surcroissance pourraient précipiter conjointement sur les surfaces libres de quartz par la réaction (6) du chapitre (VI). Elles sont contemporaines dans ce cas-là (PL. XII-G).

La surcroissance pourrait précipiter sur la surface de quartz recouverte partiellement par l'illite. La surcroissance de quartz forme des petits cristaux séparés par de l'illite (PL. XIII-C).

L'illite peut être postérieure à la formation de surcroissance et peut recouvrir celle-ci (PL. XIII-H).

VI.3.1. LES PRECURSEURS

Nous avons appelé précurseurs dans les grès cimentés, des zones qui pourraient avoir évolué en stylolites dans les grès non cimentés. Par rapport aux zones adjacentes, elles se caractérisent par une concentration plus élevée en baguettes de muscovites, en argiles (kaolinite), en matière organique, en rutile, en pyrite et parfois, par quelques rares structures de dissolution de la calcite et de pression-dissolution du quartz.

A l'échelle de la lame mince, elles forment des bandes de 1 à 3 précurseurs, parallèles à la stratigraphie. Leur longueur varie de quelques millimètres jusqu'à 3 cm. Leur épaisseur est de 1 mm à 5 mm. Ces zones apparaissent plus sombres et plus compactées que les zones adjacentes.

La minéralogie des précurseurs est la même que celle des grès cimentés. Toutefois, la kaolinite est plus abondante. L'illite est rare et essentiellement associée aux muscovites déstabilisées. La pyrite et le rutile sont en concentrations plus élevées que dans les zones adjacentes. Le feldspath potassique et l'albite sont relativement bien préservés par rapport aux grains de quartz présents dans les zones adjacentes.

La porosité primaire est totalement occultée par le ciment calcitique. Toutefois, il existe une faible porosité secondaire (<1%) liée apparemment à la dissolution de la calcite (PL. X).

Par rapport aux grès non cimentés, les baguettes de muscovite sont relativement peu déformées. Elles montrent une forme flexueuse et elles se courbent autour des grains de quartz. D'autres sont cassées ce qui suggère un effet de la compaction mécanique.

Des indices de dissolution du quartz sont observés dans les précurseurs. Dans la planche (X-B), un grain de quartz est pénétré par une muscovite. Cette dernière montre une altération en argile. Les grains de quartz sont émoussés et leur taille est plus petite que ceux dans les zones adjacentes. Ils montrent des golfes de dissolution remplis par la calcite et parfois par les argiles. Par contre, les grains de quartz sont rarement jointifs et les contacts grain à grain ne montrent pas de structures qui pourraient marquer de la pression-dissolution.

Les précurseurs présentent des concentrations des minéraux décrits ci-dessus et des structures de pression-dissolution (pénétration de quartz par des micas, golfe de dissolution aux contacts de calcite ou/et d'argiles). Donc, ces zones sont différentes des grès cimentés où ces concentrations et ces indices sont absents.

Finalement, ces zones pourraient être des précurseurs potentiels des stylolites, car tous les ingrédients de la formation des stylolites sont présents (voir le paragraphe suivant). La mise en place du ciment carbonaté précocement a pu probablement empêcher ces zones de se développer en stylolites. Cependant, nos observations n'ont pas montré de précurseurs qui traversent la limite entre les parties cimentée et non cimentée à travers. Quoiqu'il en soit, la présence de précurseurs dans les zones cimentées démontre que les processus de pression-dissolution pourraient s'initier à faibles profondeurs (moins de 1000 m).

VI.3.2. LES STYLOLITES

Dans les grès étudiés, les stylolites se développent globalement parallèlement à la stratigraphie. Ils sont présents dans la plupart des échantillons étudiés où la distance entre les échantillons est de 0,25 à 1 mètre (CHAP. IV).

A l'échelle des lames minces, ils sont soulignés par une surface noirâtre ou brunâtre due aux concentrations en argile et en matière organique. Ils se montrent asymétriques. Le nombre de stylolites varie de 1 jusqu'à 3 par lame mince. La distance entre les stylolites est de quelques centaines de microns à quelques dizaines de centimètres. Leur épaisseur va de quelques centaines de microns au millimètre.

Globalement, les zones de stylolites sont plus épaisses que celles des précurseurs. Au microscope optique et à faible grossissement, il est difficile de distinguer stylolites et précurseurs. La seule différence est le ciment calcitique présent dans ces derniers.

Par rapport aux zones adjacentes, les stylolites se caractérisent par (PL. XI):

- Un volume de quartz beaucoup plus faible que l'encaissant interprété comme le résultat d'une dissolution importante non compensée par la précipitation de surcroissances. Les contacts quartz-quartz, quartz-muscovite et quartz-argiles et parfois quartz-feldspath ou feldspath-muscovite attestent de cette importante dissolution. Ces contacts sont développés en structures de pression-dissolution telles qu'elles sont décrites au début de ce chapitre avec surtout des structures concavo-convexes. Les reliques de grains montrent des bordures irrégulières interprétées comme des golfes de dissolution. La taille des grains de quartz dans les stylolites est inférieure à celle des grains dans les zones adjacentes (voir CHAP. IX).
- Une plus forte concentration en argiles (surtout l'illite) et en baguettes de muscovites.
- Une plus forte concentration en matière organique et en minéraux lourds, tels que la pyrite, la rutilite et l'apatite.
- Une déformation et une transformation plus importante des baguettes de muscovite. Elles sont bien altérées en minéraux argileux. Les moins déformés, ils peuvent poinçonner les grains de quartz et/ou les feldspaths par pression-dissolution.

Dans cette étude, les stylolites sont définis comme les zones où se concentrent la matière organique, les argiles et les structures de pression-dissolution. Ils s'étendent par quelques centaines de microns autour des zones qui apparaissent noirâtres ou brunâtres en lames minces .

Comparaison entre Ellon et Dunbar pour comprendre la formation de stylolite

Les grès d'Ellon montrent des structures de pression-dissolution intergranulaire dans tous les échantillons et des stylolites dans une grande partie. Par contre dans Dunbar, les structures intergranulaires sont présentes mais les stylolites sont absents. Quelle pourrait être l'origine de cette différence alors que les deux champs montre des conditions favorables au développement de la pression-dissolution ? La taille des grains, la porosité et la teneur en matière organique sont sensiblement différents entre les deux champs et pourraient jouer un rôle (Tabl. VI-1)

% volume de la roche (en moyen)	Ellon		Dunbar
	3/15-A02	3/15-5	3/14a-D05
Quartz détritique	49,7	52,0	58,3
Surcroissance	8,0	7,9	9,5
K-feldspath	4,6	3,1	2,0
Albite	0,5	0,2	0,0
Mica blanc	4,0	2,6	4,8
Illite	6,3	5,6	7,3
Kaolinite	3,0	1,7	1,9
Calcite	0,5	4,4	0,9
Fragments de roche	0,4	0,6	6,9
Matière organique	3,8	3,5	0,6
Pyrite	0,9	1,5	0,0
Porosité	18,3	17,0	7,9
Taille des grains (μm)	183,1	236,8	380,0

Tabl. VI-1. Comparaison des grès non cimentés par la calcite des champs d'Ellon et de Dunbar. Pourcentage volumique des différents constituants des grès et taille des grains.

La taille moyenne des grains est plus élevée dans Dunbar que dans Ellon. C'est l'inverse pour la porosité.

La taille des grains est un facteur important de la pression-dissolution et de la formation des stylolites (CHAP. IX). Toutefois, les lames minces montrent que les stylolites peuvent être absents des zones où la taille des grains est faible. La porosité pourrait jouer un rôle sur la répartition des contraintes qui est un paramètre important du développement des stylolites.

La différence du contenu en matière organique entre les deux champs pourrait être expliquée par le fait que la présence de celle-ci au cours de l'enfouissement peut fournir des acides carboniques qui abaisseraient le pH et faciliterait la re-précipitation de la silice donc elle pourrait jouer un rôle sur la cinétique des processus de dissolution-précipitation.

Il est également possible que l'absence de stylolite à Dunbar traduise des différences dans des paramètres qui ne sont pas ou plus visibles (état de contrainte, composition des fluides...).

Echantillon (TVD)m	Plages isolées du ciment calcitique	précurseur	dissolution de la calcite	Limite (c – nc)
3195,7	x			
3197	x			
3200,7				Zones de concentrations en muscovite et argiles
3203,2	x			
3203,6				Grains mal classés
3208			x	
3214	x	x		
3214,5	x			
3216,8	x			hétérogénéité
3219,3		x		
3222,5				Concentrations en muscovite, argiles et M.O
3224,5			x	
3228,7	x			
3229,6		x		
3230		x		Concentrations en mica, M.O, et des argiles. Muscovites déformées ou transformées.
3231,8				Concentrations muscovites et M.O
3234			x	
3234,4			x	
3234,5			x	
3236	x			
3237			x	
3243,8		x		Concentrations en muscovites, argiles et M.O
3234,8	x			
3245,7		x		stylolite à limite (cimentée-non cimentée) et un autre dans la partie non cimentée avec des concentrations en M.O
3246,5	x			hétérogénéité
3256,8				hétérogénéité
3258,3	x			
3262,7	x			
3236,2	x			
3263,9	x			
3265,3	x			
3267,6	x			
3269	x			
3272,1	x			
3272,4	x			
3274	x			
3276,9	x			

Tabl. VI-2. Tableau récapitulatif des observations pétrographiques particulières dans les grès du puits 3/15-A02. M.O : matière organique ; c : grès cimentés par de la calcite ; nc : grès non cimentés.

VI.4. CONCLUSIONS

Les observations montrent l'impact de la pression-dissolution sur les grès étudiés. Elle diminue dramatiquement la porosité et change les formes et les tailles des grains.

La surface de dissolution du quartz n'est pas plane. Elle a une forme de boîte à œufs. Elle contient des microdépressions séparées par des micropics.

Les argiles, notamment l'illite, affectent les processus de pression-dissolution par différents mécanismes :

- L'illite dans les pores diminue la perméabilité et donc, la diffusion de la silice dissoute.
- L'illite qui existe au contact de deux grains de quartz pourrait catalyser la pression-dissolution en facilitant la diffusion des solutés.
- L'illite qui recouvre les surfaces des grains empêche la précipitation de la silice, et par conséquent l'ensemble du processus de pression-dissolution.

Les précurseurs sont des zones qui contiennent des structures de pression-dissolution formées précocement dans l'histoire diagénétique des grès étudiés. Leur présence démontre que la pression-dissolution pourrait débiter à faibles profondeurs.

Dans les stylolites, les baguettes de muscovite ou leurs formes en cas d'altération en illite et/ou kaolinite sont préservées. Les grains de quartz montrent des structures connues de pression-dissolution et apparaissent dissous et parfois totalement. Cela permet de dire que ces zones ont été l'objet d'une compaction mécano-chimique intense.

L'hétérogénéité minéralogique initiale, la taille des grains et la porosité sont des paramètres cruciaux qui affectent les processus de pression-dissolution, et plus particulièrement la formation des stylolites.

CHAP. VII. BILANS DE MATIERE

VII.1. INTRODUCTION

L'observation en lames minces des grès cimentés a révélé l'existence de structures (voir CHAP. VI) qui ressemblent sur certains points aux stylolites qui se développent dans les parties non cimentées. Ces structures montrent des concentrations en minéraux argileux, muscovite et/ou matière organique d'origine sédimentaire et la néoformation significative d'illite et de quelques structures de pression-dissolution liées à la diagenèse. Elles pourraient être les « précurseurs » des stylolites qui se développeraient donc, au moins en partie, sur des hétérogénéités sédimentaires initiales.

Nous avons donc bien sûr cherché un échantillon qui montrerait, de part et d'autre d'une limite partie cimentée/partie non cimentée, la transition entre un précurseur et un stylolite. Nous n'avons jamais observé cela ni d'ailleurs un contact franc entre cette limite et un stylolite ou un précurseur.

La fréquence de « précurseurs » dans les grès cimentés semble plus faible (Tabl. VI-2) que la fréquence de stylolites dans les parties non cimentées. Le précurseur ne serait donc pas indispensable pour former un stylolite. L'absence de structure de transition entre précurseur et stylolite à la limite entre grès cimentés et non cimentés peut être lié à un défaut d'observation. La transformation en stylolite d'un précurseur peut également ne s'effectuer qu'à une certaine distance de la limite cimenté/non cimenté. Quoi qu'il en soit, il est évident que le ciment calcitique a arrêté la transformation de « précurseurs » en stylolites. En effet, les deux « précurseurs » étudiés ici montrent un début d'évolution en stylolite qui se marquent par quelques structures de pression-dissolution.

Nous avons cherché à préciser la composition minéralogique de deux « précurseurs », de deux stylolites et de leurs zones adjacentes pour essayer de discuter de la part d'éventuelles hétérogénéités sédimentaires dans le développement des stylolites et pour essayer de quantifier d'éventuels transferts de matière entre stylolite et zone adjacente. Pour cela nous avons comparé les compositions des stylolites, des précurseurs et de leurs zones adjacentes en utilisant la méthode des bilans de matière (Potdevin et Marquer, 1987).

VII.2. COMPOSITION MODALE DES PRECURSEURS ET DES STYLOLITES

Les cartes d'éléments chimiques de portions de lames minces ont été utilisées pour reconstituer les surfaces des différents minéraux présents dans les précurseurs, les stylolites et les zones adjacentes. Si, Al, K, Ca, Fe, S, Mg, Ti, Na, et P sont les éléments utilisés dans les cartes acquises au MEB en mode EDS. Les éléments O, N, Mn, Sr, et Ba n'ont pas été utilisés soit parce qu'ils sont en trop faible teneur, soit parce qu'ils n'apportent pas vraiment d'informations utiles pour la reconstitution de la surface des minéraux.

Les cartes chimiques ont été ensuite travaillées par des logiciels de traitement et d'analyse d'images (Photoshop et Image Pro Plus) pour obtenir une image qui montre, par des couleurs différentes, les surfaces occupées par chacune des phases minérales dans la portion de lame étudiée. Le logiciel Image Pro Plus permet alors d'estimer les pourcentages en surface et donc en volume des différentes phases distinguées (voir Annexe III). La matière organique et la porosité ont été estimées par comptage de points. Comme les lames minces sont métallisées au carbone, le volume de matière organique et la porosité, difficile à distinguer sur les images MEB, ont dû être estimé au compteur de points.

Au total, cette méthode d'estimation de la composition modale est beaucoup plus longue qu'un comptage de points mais elle est beaucoup plus précise, notamment pour les phases en faible teneur ou de petite taille comme la pyrite et le rutile.

VII.3. PRECURSEURS ET ZONES ADJACENTES

La comparaison de deux «précurseurs» révèle des différences de composition (Tabl. VII-1). Le « précurseur » 3214 m contient plus de quartz (+15%), de muscovite (+20%) et une porosité sensiblement plus élevée (+4%). Il contient moins de kaolinite (-18%), d'illite (-15%) de carbonates (-8%) et de pyrite (-1%).

	3214 m		3219 m	
	Précurseur	Zone adjacente	Précurseur	Zone adjacente
Quartz	25,18	46,80	10,31	32,66
Calcite	0,00	7,62	10,97	35,07
Dolomite	1,86	4,97	0,00	0,00
Albite	2,49	2,39	2,35	2,87
K-Feldspath	10,46	7,55	10,23	8,09
M. Organique	9,90	2,60	7,16	3,56
Pyrite	1,61	0,34	2,67	0,22
Rutile	0,91	0,03	1,08	0,34
Apatite	0,00	0,00	0,02	0,03
Muscovite	26,78	7,01	5,30	0,60
Illite	5,20	1,83	19,24	4,86
Kaolinite	11,56	7,31	29,67	9,74
porosité	4,70	11,54	0,99	1,98

Tabl. VII-1. Compositions modales de deux précurseurs et de leurs zones adjacente (Ellon).

Ces différences sont pour partie d'origine sédimentaire, pour partie d'origine diagénétique. Ainsi une teneur plus élevée en illite traduit une transformation plus importante de la muscovite.

Le précurseur 3214 m peut représenter un cas particulier car il contient 4,7 % de porosité et moins de 2 % de carbonates, et sa zone adjacente contient environ 12 % de porosité et 12 % de carbonates. Ce précurseur pourrait se situer près de la limite grès cimentés/grès non cimentés où quelques figures de la dissolution de la calcite ont été observées.

La comparaison entre les deux zones adjacentes montre aussi une différence de composition. La zone adjacente 3214 m contient plus de quartz (+16%), de muscovite (+6%) et surtout de porosité (+9%). Elle contient moins de carbonates (-23%), d'illite (-3%) et de kaolinite (-1,5%). La porosité plus élevée en pourrait traduire une certaine degré de dissolution des carbonates.

D'autre part, il y a une différence de composition entre les précurseurs et leurs zones adjacentes. Par exemple, le précurseur 3214 contient plus de muscovite (~ +20%), de matière organique (~+7%), de kaolinite (~+4%) et d'illite (~+3%), moins de quartz (~-20%) et de porosité (~-7%). Ces différences seront discutées dans les paragraphes suivants.

VII.3.1. BILANS DE MATIERE

Les différences de composition modale entre stylolite, précurseurs et zones adjacentes peuvent résulter de différences de composition initiale d'origine sédimentaire ou de transferts de matière associés à la dissolution ou à la néoformation des minéraux. Pour discuter de ces deux hypothèses, il est possible d'effectuer des bilans de matière par une approche dérivée de celle de Gresens (1967). Classiquement, dans cette approche, on doit comparer la composition d'une

roche qui a subi des transferts de matière à sa composition initiale. Dans la pratique, on compare la composition de cette roche avec celle d'une roche identique qui a été préservée des transferts. Ainsi Hassouta (1999) a utilisé cette approche pour comparer les grès non cimentés, soumis à la diagenèse d'enfouissement, aux grès cimentés qui en sont préservés. Il a montré que cette comparaison devait se faire dans le même niveau stratigraphique et de part et d'autre d'une limite partie cimentée/partie non cimentée pour s'affranchir des importantes différences de composition d'origine sédimentaire. Il s'agit d'une contrainte qui nous empêche ici de comparer directement la composition d'un stylolite et d'un précurseur. Nous avons donc décidé de comparer par l'approche de Gresens, précurseur et zone adjacente d'une part et stylolite et zone adjacente d'autre part.

En effet, l'approche de Gresens permet de comparer, de façon quantitative, la composition d'un précurseur et de sa zone adjacente et d'interpréter leurs différences, soit en termes de transferts de matière par les fluides liés à la dissolution ou la précipitation des minéraux, soit en termes de différences de composition initiale corrigées d'une éventuelle différence de compaction.

Nous présenterons essentiellement la méthode sous l'angle d'une interprétation en termes de transferts mais nous chercherons également à interpréter les résultats en termes de différences de compositions initiales. Pour cela nous comparerons bien sûr le résultat de l'analyse des couples précurseurs/zone adjacente et stylolite/zone adjacente.

En termes de bilan de matière, la variation de volume d'un minéral rapportée au volume de roche initiale, appelée variation de volume absolue, est donnée par :

$$\frac{\Delta v_m}{V_o} = v_m F v - v_o^m$$

où v_o^m est la proportion en volume du minéral m dans la zone adjacente du précurseur et v_m la proportion en volume du minéral dans le précurseur. Fv , le facteur de volume, est le rapport entre le volume du précurseur et le volume initial de zone adjacente qui lui a donné naissance. Une variation de volume positive traduit une précipitation du minéral dans le précurseur. Négative, il s'agit d'une dissolution. Nulle, le minéral est insoluble et n'a pas précipité. La variation de volume d'un minéral rapportée à son volume dans la roche initiale, appelée variation de volume relative, est donnée par :

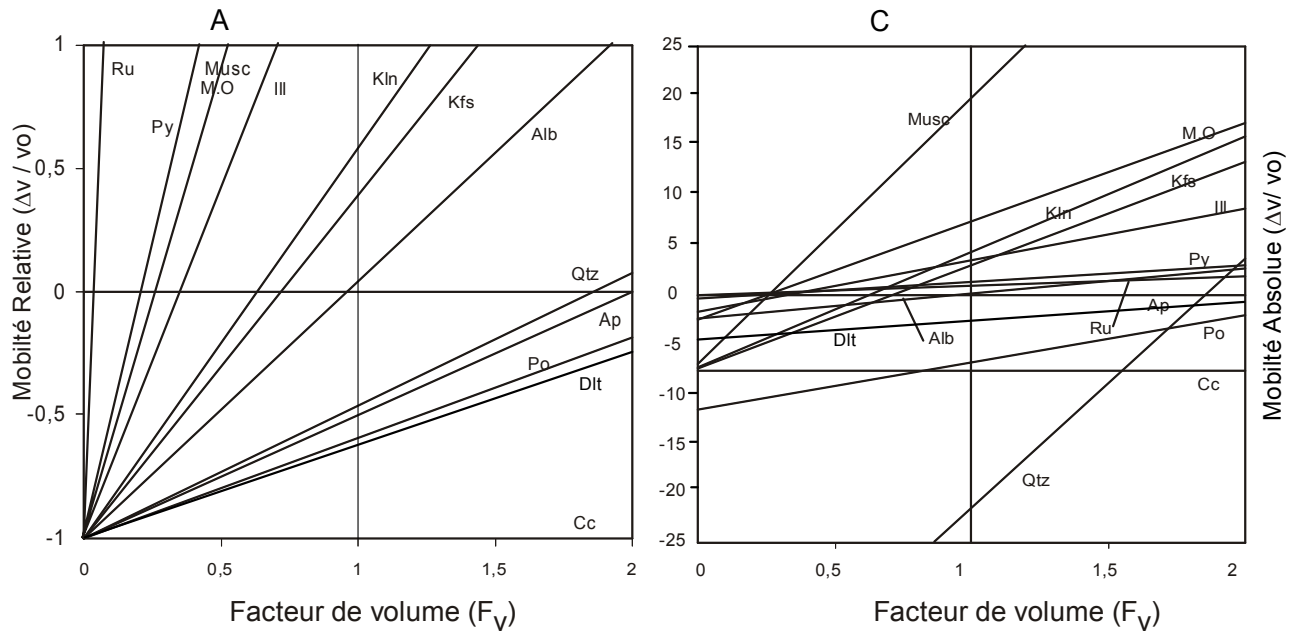
$$\frac{\Delta v_m}{v_o^m} = \frac{v_m}{v_o^m} F v - 1$$

A partir de ces équations, il est possible de construire des diagrammes (Gresens, 1967) où l'on reporte la variation du volume absolue ou relative de chaque minéral en fonction de F_v (Fig. VII-1). La variation de volume de chaque minéral est une droite. Dans ce type de diagramme, une seule valeur de F_v correspond à la transformation étudiée. La visualisation graphique de l'ensemble des solutions possibles permet souvent de préciser sa valeur. (Potdevin, 1987; Potdevin, 1996; Potdevin et Hassouta, 1997).

Ces diagrammes visualisent également les différences de composition entre deux grès liés à des variations des flux détritiques lors du dépôt. Des variations de volume identiques indiquent a priori cette fois que les minéraux concernés se sont déposés dans les mêmes proportions.

Les diagrammes de variations de volume absolue et relative ont été construits pour les deux précurseurs étudiés (Fig. VII-1).

Echant. 3214 mètres



Echant. 3219 mètres

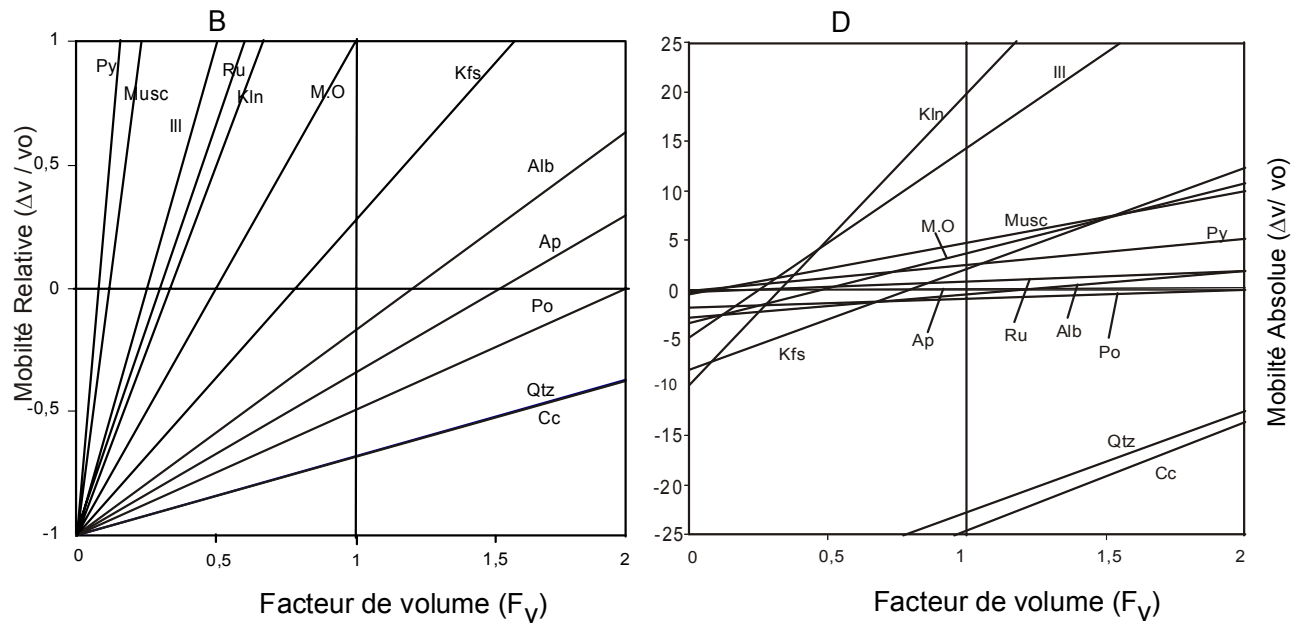


Fig. VII-1. Diagrammes composition modale-volume de la comparaison de deux précurseurs avec leurs zones adjacentes. A, C : 3214 m ; B, D : 3219m. Cc : calcite, Qtz :quartz, Po :porosité, Ap :apatite, Alb :albite, Kfs :feldspath potassique, M.O :matière organique, Kln :kaolinite, Ru :rutile, Ill :illite, Musc :muscovite, Py :pyrite.

Dans l'ensemble des diagrammes, les minéraux montrent des variations de volume très différentes. La gamme de valeurs de F_v pour laquelle les minéraux sont insolubles est très étendue (0,1 pour la muscovite à plus de 2 pour le quartz). Toutefois ces valeurs, ou, dans le diagramme de variation de volume relative, l'agencement des droites, sont similaires dans les

deux exemples traités comme d'ailleurs pour la comparaison stylolite/zone adjacente présentée ci-dessous. Cela démontre que les variations de compositions modales entre précurseur (ou stylolite) et zones adjacentes vont toutes dans le même sens.

Les observations pétrographiques montrent que la muscovite est un minéral détritique relativement insoluble et dont la concentration est relativement élevée. Nous avons donc cherché à quantifier les variations de volume des autres minéraux si la muscovite était réellement insoluble (Tabl. VII-2).

Les valeurs de F_v sont de 0,11 et 0,26 pour les deux précurseurs et la variation de volume totale vaut 74% et 89%.

Précurseur 3214 ($F_{v \text{ immobile}}=0,262$)				
	Zone adjacente	Précurseur	$\Delta V/v_0$ relative	$\Delta V/v_0$ absolue
Qtz	46,80	25,2	-85,9	-40,2
Cc	7,62	0,0	-100,0	-7,6
Dlt	4,97	1,9	-90,2	-4,5
Alb	2,39	2,5	-72,7	-1,7
Kfs	7,55	10,5	-63,7	-4,8
Carbon	2,60	9,9	-0,3	0,0
Py	0,34	1,6	23,7	0,1
Ru	0,03	0,9	628,6	0,2
Ap	—	—	—	—
Mus	7,01	26,8	0,0	0,0
Ill	1,83	5,2	-25,7	-0,5
Kln	7,31	11,6	-58,6	-4,3
porosité	11,54	4,7	-89,3	-10,3
Précurseur 3219 ($F_{v \text{ immobile}}=0,113$)				
	Zone adjacente	Précurseur	$\Delta V/v_0$ relative	$\Delta V/v_0$ absolue
Qtz	32,66	10,31	-96,45	-31,50
Cc	35,07	10,97	-96,48	-33,83
Dlt	—	—	—	—
Alb	2,87	2,35	-90,77	-2,60
Kfs	8,09	10,23	-85,79	-6,94
Carbon	3,56	7,16	-77,39	-2,76
Py	0,22	2,67	39,16	0,08
Ru	0,34	1,08	-63,74	-0,21
Ap	0,03	0,02	-92,68	-0,03
Mus	0,60	5,30	0,00	0,00
Ill	4,86	19,24	-55,44	-2,69
Kln	9,74	29,67	-65,73	-6,40

Tabl. VII-2. Variations de volume des minéraux calculées pour la muscovite insoluble dans la comparaison de deux précurseurs et de leurs zones adjacentes.

Les variations de volume calculées sont très importantes (Tabl. VII-2). Elle dépasse 30 % en volume absolu et plus de 80 % en volume relatif pour le quartz. La dissolution d'une telle quantité de quartz n'est pas compatible avec les quelques indices de pression-dissolution observés dans les « les précurseurs ».

Les observations pétrographiques comme la comparaison des compositions modales montrent clairement que les différences précurseur/zone adjacente doivent être en grande partie sédimentaires et notamment la concentration en muscovite. Cette comparaison doit toutefois

nous servir de référence pour apprécier si les différences entre stylolite et zone adjacente sont du même type ou si une part de leurs différences peut s'interpréter par des transferts de matière.

VII.4. STYLOLITES ET ZONES ADJACENTES

Les compositions modales montrent également d'importantes différences entre stylolites et zones adjacentes dans les grès non cimentés (Tabl. VII-3). Par exemple, le stylolite 3254 contient plus d'illite (+16%), de matière organique (+5%), de muscovite (+11%) et de kaolinite (+8%). Il contient moins de quartz (-30%) et de porosité (-13%).

La comparaison de ces différences avec celles des précurseurs (Tabl. VII-4) montre qu'il y a plus d'illite (+3 pour +16%) et de kaolinite (+4 pour +8%). Par contre il y a moins de quartz (-20 pour -30%), de muscovite (+20 pour +11%) et de porosité (-7 pour -13%).

	3254 m		3275 m	
	Stylolite	Zone adjacente	Stylolite	Zone adjacente
Quartz	21,48	51,12	33,70	69,83
Albite	1,18	2,06	0,00	0,00
K-Feldspath	4,24	3,94	2,91	1,70
M.organique	11,30	6,10	16,89	1,36
Pyrite	3,54	0,67	1,35	0,24
Rutile	1,21	0,35	0,81	0,37
Apatite	0,23	0,28	0,00	0,00
Calcite	0,33	0,03	0,00	0,00
Porosité	1,14	14,60	6,50	20,30
Muscovite	12,57	1,81	13,74	2,10
Illite	26,74	10,63	18,75	2,90
Kaolinite	16,02	8,48	5,36	1,95

Tabl. VII-3. Composition modales de deux stylolites et de leurs zones adjacentes.

Ces différences montrent l'importance de la diagenèse des minéraux argileux, et la pression-dissolution dans les stylolites que dans les précurseurs.

	Différences entre précurseur et zone adjacente (3214m) %	Différences entre stylolite et zone adjacente (3254m) %
Illite	3	16
Kaolinite	4	8
Matière organique	7	5
Muscovite	20	11
Quartz	-20	-30
porosité	-7	-13

Tabl. VII-4. Comparaison des différences entre précurseur- zone adjacente avec celles de stylolite- zone adjacente.

VII.4.1. BILANS DE MATIERE

Les diagrammes de variation de volume absolue et relative ont été construits pour la comparaison des deux stylolites avec leurs zones adjacentes (Fig. VII-2), ils sont similaires à

ceux établis pour la comparaison précurseur- zone adjacente. En particulier, l'agencement des courbes est très proche. Les variations de volume ont également été calculées pour la muscovite insoluble. F_v vaut 0,14 et 0,15 et la variation de volume totale 85% et 86% pour les deux stylolites. La variation de volume du quartz est encore plus importante que pour la comparaison précurseur/zone adjacente : 48 % et 65 % en volume absolu et plus de 90 % en volume relatif. La encore, une dissolution aussi importante du quartz et des autres minéraux n'est pas compatibles avec les observations pétrographiques même si les structures de pression-dissolution sont beaucoup plus nombreuses que dans les précurseurs.

Les variations de porosité, plus de 90 % en variation de volume relatif, ne sont pas non plus réalistes. Comme dans les précurseurs, les différences de composition entre stylolites et zone adjacentes ne peuvent pas s'expliquer par des transferts de matière mais doivent résulter de différences de composition initiales. Toutefois les bilans montrent une plus faible variation de volume absolu du quartz (32 et 40 %) pour les précurseurs que pour les stylolites (48 et 65 %) pour la même hypothèse de la muscovite insoluble.

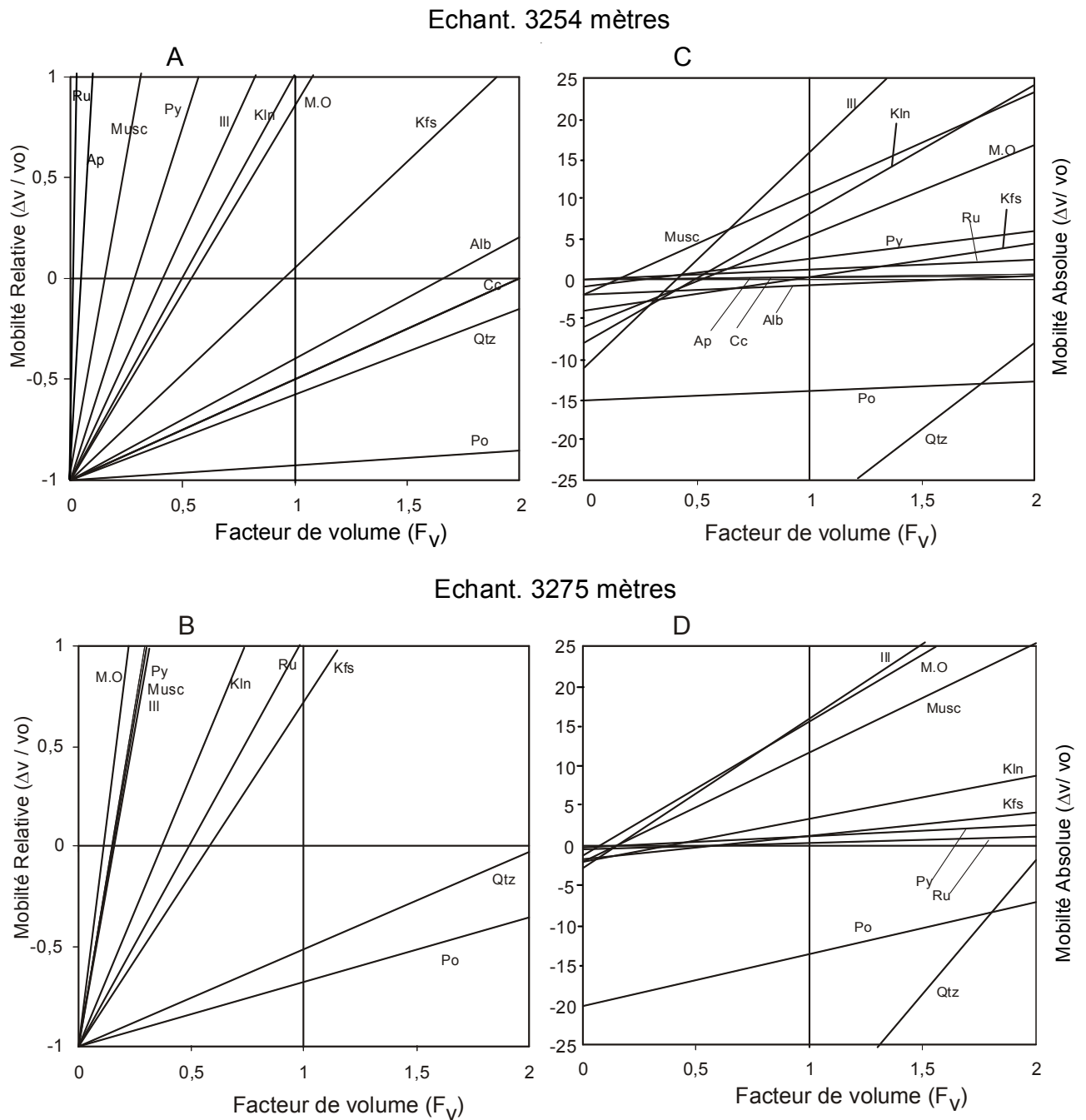


Fig. VII-2. Diagrammes composition modale-volume de la comparaison de deux stylolites avec leurs zones adjacentes. A, C : 3254 m ; B, D : 3275m. Cc : calcite, Qtz : quartz, Po : porosité, Ap : apatite, Alb : albite, Kfs :feldspath potassique, M.O : matière organique, Kln : kaolinite, Ru : rutile, Ill : illite, Musc : muscovite, Py : pyrite.

Il est donc tentant d'interpréter la première comme l'effet de l'hétérogénéité sédimentaire initiale et la deuxième comme l'effet cumulé de l'hétérogénéité initiale et d'une certaine dissolution du quartz couplée à l'absence de toute reprecipitation sous forme de surcroissances.

Stylolite 3254 ($F_{v \text{ immobile}}=0,144$)				
	Zone adjacente	Stylolite	DV/v ₀ relative	DV/v ₀ absolue
Qtz	51,12	21,48	-93,94	-48,02
Alb	2,06	1,18	-91,70	-1,89
Kfs	3,94	4,24	-84,48	-3,33
M-O	6,10	11,30	-73,29	-4,47
Py	0,67	3,54	-23,98	-0,16
Ru	0,35	1,21	-50,28	-0,18
Ap	0,28	0,23	-88,20	-0,24
Cc	0,03	0,33	49,43	0,02
porosité	14,60	1,14	-98,87	-14,44
Mus	1,81	12,57	0,00	0,00
Ill	10,63	26,74	-63,74	-6,78
Kln	8,48	16,02	-72,76	-6,17
Stylolite 3275 ($F_{v \text{ immobile}}=0,153$)				
	Zone adjacente	Stylolite	DV/v ₀ relative	DV/v ₀ absolue
Qtz	69,83	33,70	-92,64	-64,69
Alb	—	—	—	—
Kfs	1,70	2,91	-73,94	-1,26
M-O	1,36	16,89	89,45	1,22
Py	0,24	1,35	-15,07	-0,04
Ru	0,37	0,81	-66,19	-0,24
Ap	—	—	—	—
Cc	—	—	—	—
porosité	20,30	6,50	-95,11	-19,31
Mus	2,10	13,74	0,00	0,00
Ill	2,90	18,75	-1,32	-0,04
Kln	1,95	5,36	-58,13	-1,14

Tabl. VII-5. Variations de volume des minéraux calculées pour la muscovite insoluble dans la comparaison de deux stylolites et de leurs zones adjacentes.

VII.5. CONCLUSIONS

Une méthode d'estimation de la composition modale des stylolites, des précurseurs et des zones adjacentes a été mise au point. Elle est basée principalement sur l'analyse et le traitement informatique des cartographies des éléments chimiques réalisées au MEB-EDS. Elle est plus précise que le comptage de points.

Les compositions modales et leurs comparaisons par une approche « bilan de matière » de type Gresens (1967) montre les principaux points suivants :

- Des différences importantes de compositions modales entre précurseur ou stylolite et leurs zones adjacentes. Ces différences sont assez similaires pour les deux précurseurs comme pour les deux stylolites étudiés.

- Par rapport aux zones adjacentes, une forte variation de volume du quartz dans les précurseurs et les stylolites (30 et 65 % en volume absolu) si la muscovite est supposée insoluble. Une dissolution d'un tel volume de quartz n'est pas compatible avec les observations pétrographiques. Par rapport aux zones adjacentes, les différences de teneur en quartz dans les précurseurs et pour une grande partie dans les stylolites sont dues à des différences de composition initiale d'origine sédimentaire.

- Les plus fortes concentrations en muscovites dans les précurseurs comme dans les stylolites montreraient une concentration initiale d'origine sédimentaire plus forte en muscovite que leurs zones adjacentes. Toutefois, dans les stylolites, cette différence de concentration serait renforcée par la dissolution du quartz par pression-dissolution et l'absence de toute (re)précipitation sous forme de surcroissance.

CHAP. VIII. QUANTIFICATION DE LA PRESSION-DISSOLUTION

VIII.1. INTRODUCTION

La quantification des phénomènes de pression-dissolution implique d'en effectuer des bilans de matière et/ou de volume. Il faut donc disposer de marqueurs géométriques, chimiques et/ou minéralogiques des transferts de matière ou des variations de volume qui ont affecté le grès lors de la diagenèse (Potdevin et Marquer, 1987, Gratier, 1994).

Dans ce chapitre, deux approches seront tentées. L'une cherche à quantifier la pression dissolution intergranulaire à partir de la forme des contacts entre les grains de quartz. La référence est géométrique : c'est la forme initiale probable du grain détritique. L'autre tente d'estimer le volume de quartz dissous dans les stylolites à partir de la concentration des baguettes de mica.

VIII.1.1. LA PRESSION-DISSOLUTION INTERGRANULAIRE

La pression-dissolution intergranulaire (Fig. VIII-1) opère au contact entre deux grains. Il peut s'agir de contact quartz-quartz, quartz-feldspath, mica-quartz ou mica-feldspath.

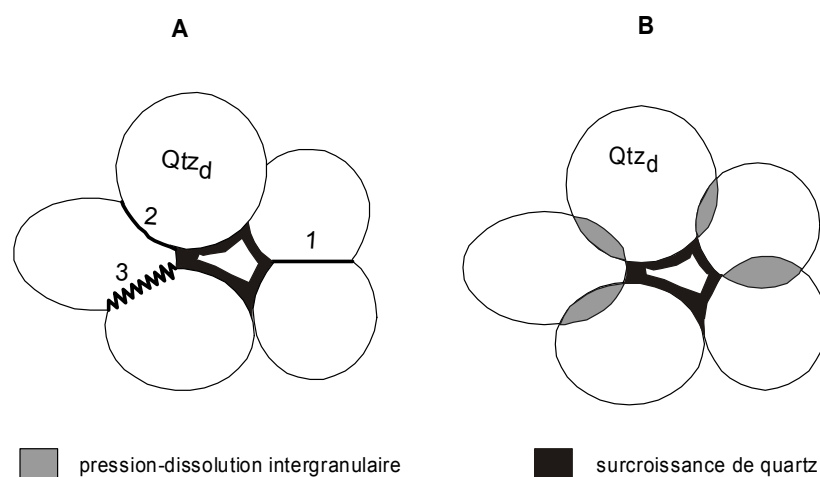


Fig. VIII-1. Schéma des différents contacts de pression-dissolution rencontrés dans les grès étudiés entre deux grains de quartz détritiques. (A) Structures de pression-dissolution intergranulaires (1 : contact droit ; 2 : concavo-convexe et 3 : suture). (B) Etat initial : les zones en gris représentent la surface de quartz dissous par pression-dissolution intergranulaire. Les zones hachurées représentent les surcroissances. Ce sont ces surfaces qu'il faut pouvoir mesurer pour quantifier la pression-dissolution.

Le principe de la méthode est simple. Il s'agit, à partir de l'observation de la forme des contacts, d'estimer la surface de quartz qui a pu être dissoute par pression-dissolution. Toutefois cette estimation reste difficile.

Les formes initiales des grains sont difficiles à trouver. L'observation des grains des parties cimentées peut aider car ces grains ont, à priori, préservé leurs forme initiale. Les grains sub-arrondis à arrondies donnent de meilleurs résultats que les grains anguleux dont les bordures irrégulières peuvent être interprétées à tort comme la trace d'une dissolution (Onasch, 1993). Toutefois, l'erreur associée aux formes irrégulières des grains peut être réduite en multipliant les mesures effectuées.

La pression-dissolution intergranulaire a été estimée dans environ 40 échantillons différents (30 d'Ellon et 10 de Dunbar). Pour cela, 10 à 20 photographies numériques, qui représentent environ 1/5 de lame mince analysée, ont été prises sous le microscope optique à la fois en LP et en CL. La comparaison des deux types d'image permet de distinguer les zones de pression-dissolution de celles de surcroissance, car parfois en LP la zone de contact peut être entre un grain détritique et une surcroissance. Chaque image montre entre 20 et 50 grains de quartz. Ces images sont reprises manuellement dans un logiciel « Photoshop » ou les surfaces dissoutes sont marquées par une couleur particulière (voir Annexe III). La surface totale dissoute est ensuite mesurée par le logiciel « Image-pro-plus » et rapportée à la surface totale (Houseknecht, 1988; Trewin *et al.*, 2000). Cette valeur est moyennée sur l'ensemble des images d'une lame mince (Tabl. IV-3). Seuls les contacts quartz-quartz et quartz-feldspath ont été pris en compte. En effet, en dehors des stylolites, les contacts quartz-mica et feldspath-mica sont très peu nombreux et peuvent être négligés.

La pression-dissolution intergranulaire quantifiée par cette méthode pourrait expliquer 1% de surcroissance de quartz observées dans les grès d'Ellon (Tabl. IV-3). C'est donc insuffisant pour rendre compte du total des surcroissances (8%).

VIII.1.2. LES STYLOLITES

Différents essais ont déjà été réalisés pour tenter de quantifier la pression-dissolution dans des stylolites (James *et al.*, 1986). Ici, nous avons cherché à utiliser les baguettes de muscovites comme marqueur minéralogique de la surface de quartz dissoute par pression-dissolution dans les stylolites.

VIII.1.3. QUANTIFICATION DE QUARTZ DISSOUS DANS LES STYLOLITES

Les observations pétrographiques montrent que les baguettes de muscovite ou leurs formes en cas d'altération en illite et/ou kaolinite sont préservées. Dans les stylolites, ce sont principalement les grains de quartz qui apparaissent dissous et parfois totalement (voir CHAP. VI) alors que cette dissolution est beaucoup moins importante hors des stylolites. La comparaison du nombre de micas dans les stylolites et hors des stylolites doit nous renseigner sur le volume de quartz dissous (Fig. VIII-2).

Les « précurseurs » montrent la part de l'hétérogénéité initiale dans la formation des stylolites (voir CHAP. VII). Donc, cette hétérogénéité doit être estimée pour avoir une quantification de quartz dissous proche de la réalité. En effet, il est difficile d'estimer celle-ci, simplement parce que l'état initial de la roche est modifié par la compaction. Toutefois, la comparaison du nombre de muscovites dans « les précurseurs » et celui dans leurs zones adjacentes peut donner une valeur approximative de cette hétérogénéité (Tabl. VIII-1).

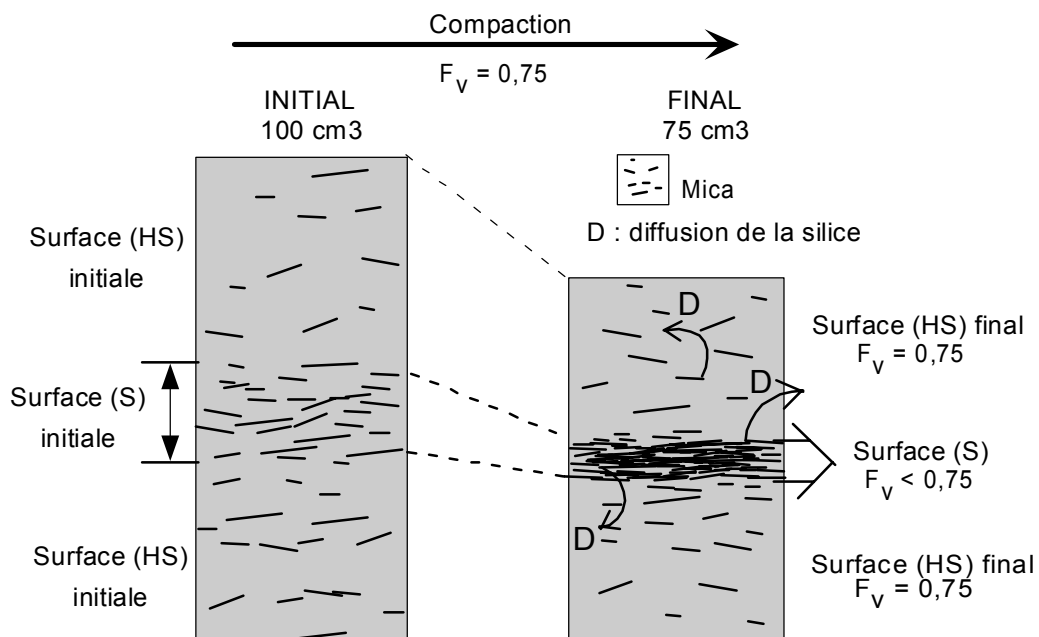


Fig. VIII-2. Schéma montrant l'effet de la compaction sur la concentration des muscovites. (HS) : hors des stylolites, (S) : stylolite, F_v : facteur du volume (volume final/volume initial).

La méthode

Cinq lames minces des échantillons du puits 3/15-A02 ont été sélectionnés pour faire le comptage de micas. Le nombre de stylolites pour les différentes lames minces varie de 1 à 4.

Ces lames ont été observées au microscope optique en mode LP et LPA, où des images ont été acquises pour les zones de stylolites et leurs zones adjacentes. Le nombre de micas a été compté manuellement pour chaque image sur l'écran d'un ordinateur à l'aide d'un logiciel d'image. La surface de chaque image a été calculée automatiquement après une calibration en fonction de grossissement du microscope utilisé.

La perte du volume de roche due à la stylolitisation a été calculée en considérant que le nombre de micas par unité de surface dans les stylolites est proportionnel à celui-ci dans les zones adjacentes avant la compaction. La surface avant compaction est le produit de la surface des zones adjacentes finale (calculée sur les lames minces) par le facteur de volume (F_v). Le facteur de volume (F_v) moyen retenu est égal à 0,75, qui correspond à une réduction de volume par la compaction de 25% (voir CHAP. IV, (Potdevin et Hassouta 1997)).

Pour minimiser l'erreur, les muscovites qui ont été transformées en argile (illite et kaolinite) doivent être distinguées pour les prendre en compte lors du comptage. La Fig. VIII-3 montre l'incertitude due à la surface du comptage. Cette incertitude est presque nulle pour les cinq échantillons étudiés car le nombre de mica par unité de surface reste constant à partir d'une surface donnée de comptage.

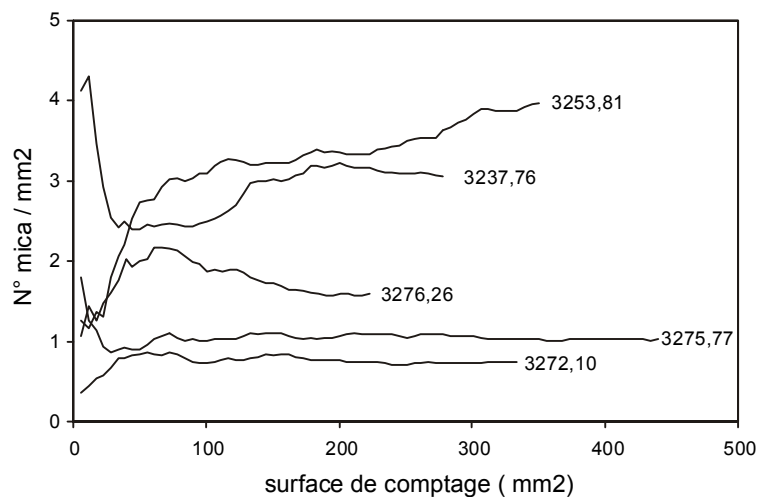


Fig. VIII-3. Nombre de mica par unité de surface en fonction de la surface de comptage pour les cinq échantillon étudiés dans le puits 3/15-A02.

1. Discussion des résultats

Les volumes dissous dans les stylolites pour les cinq échantillons sont donnés dans le tableau Tabl. VIII-1.

Les résultats montrent les points suivants :

- L'ignorance de l'hétérogénéité initiale dans les stylolites peut surestimer la quantité de quartz dissous dans les stylolites par une valeur égale à cette hétérogénéité (2,5 fois dans le cas étudié).
- Le volume dissous ne dépend pas du nombre de stylolites présents, mais plutôt du rapport de muscovite dans ces derniers et l'encaissant. Plus ce rapport augmente, plus ce volume est plus élevé.
- Les stylolites sont une source de silice qui peut expliquer 1 à 11 % du quartz dissous dans les grès d'Ellon.
- L'échelle des transferts de silice à partir des stylolites varie de quelques dizaines de microns à quelques centimètres (de 0,08 à 1,26 de la taille d'une lame mince¹). En effet, la distribution des surcroissances ne dépend pas de la présence de stylolites à l'échelle d'une lame mince. Donc, la surcroissance dans les échantillons sans stylolites, peut provenir des échantillons voisins.

¹ La taille d'une lame mince standard est ~ 3,5 cm.

A)

N° échantillon	3237,8 m	3253,8 m	3272,1 m	3275,8 m	3276,3 m
N° stylolite	1	3-4	1	1	1-2
% Qtzd	42,1	43,7	57,6	55,7	50,3
% Surc.	11,6	11,2	6,5	14,4	8,4
N° mica (S)	258	1017	73	187	302
N° mica (HS)	852	1394	248	450	355
Surface (HS) finale (mm2) après compaction	278,52	350,93	334,22	440,06	223,20
Surface (HS) initiale (mm2)	348,15	438,67	417,78	550,08	279,00
Surface (S) final (mm2) après compaction	33,43	83,06	7,16	19,46	16,46
Surface (S) initial (mm2)	105,43	320,03	122,98	228,59	237,35
Surface perdue absolue (mm2)	71,99	236,97	115,81	209,13	220,89
% Surface perdue	0,16	0,31	0,21	0,27	0,43
% Qtz dissous	6,68	13,65	12,34	14,96	21,52
% (Qtz dissous / Surc)	0,58	1,22	1,90	1,04	2,56

B)

N° échantillon	3237,8 m	3253,8 m	3272 m	3275,8 m	3276,3 m
N° stylolite	1,00	3-4	1	1	1-2
% Qtzd	42,10	43,70	57,60	55,70	50,30
% Surc.	11,6	11,2	6,5	14,4	8,4
N° mica (S) (considérant l'hétérogénéité)	103,2	406,8	29,2	74,8	120,8
N° mica (HS)	852	1394	248	450	355
Surface (HS) finale (mm2) après compaction	278,52	350,93	334,22	440,06	223,20
Surface (HS) initiale (mm2)	348,15	438,67	417,78	550,08	279,00
Surface (S) final (mm2) après compaction	33,43	83,06	7,16	19,46	16,46
Surface (S) initial (mm2)	42,17	128,01	49,19	91,43	94,94
Surface perdue absolue (mm2)	8,74	44,95	42,03	71,97	78,48
% Surface perdue	0,02	0,08	0,09	0,11	0,21
% Qtz dissous	0,94	3,47	5,18	6,25	10,56
% (Qtz dissous / Surc)	0,08	0,31	0,80	0,43	1,26

C)

ECHANTILLON	3213,7 m	3217,2 m	Moyen
N° mica/mm3 (Précurseur)	21,67	19,73	20,7
N° mica /mm3 (zone adjacente)	8,33	8	8,17
Hétérogénéité initiale (x fois)	2,6	2,47	2,54

Tabl. VIII-1. Quantification du volume de quartz dissous dans les stylolites dans 5 échantillons du puits 3/15-A02. A) Les calculs ignorent l'hétérogénéité dans les stylolites. B) Les calculs prennent en compte cette hétérogénéité. C) estimation de cette hétérogénéité à partir des « précurseurs ». (HS) : hors de stylolites, (S) : stylolite, F_v : facteur du volume.

VIII.2. CONCLUSIONS

Deux approches ont été utilisées pour quantifier la pression-dissolution dans les stylolites. La première, la quantification de la pression-dissolution intergranulaire, est basée sur la reconstruction de la forme initiale de contact entre deux grains. La deuxième utilise le mica comme un indicateur du volume dissous de quartz dans les stylolites si l'on tient compte de sédimentologie initiale entre stylolite et zone adjacente. Le volume de quartz dissous dans les stylolites montre que les stylolites sont une source majeure de la silice dans les grès étudiés.

CHAP. IX. SURCROISSANCE DE QUARTZ

IX.1. INTRODUCTION

Dans les grès étudiés, la surcroissance de quartz est une conséquence directe de la pression-dissolution. Les surcroissances de quartz traduisent une précipitation de la silice à partir des fluides sursaturés qui occupent la porosité des grès. Cette silice peut provenir des réactions diagénétiques et/ou de la dissolution du quartz par pression-dissolution aux contacts entre les grains.

Dans ce chapitre, nous allons tenter de quantifier la quantité de surcroissances de quartz pour pouvoir la comparer à la quantité de la silice dissoute. Nous chercherons également à quantifier l'évolution de certains paramètres pétrophysiques qui pourrait jouer un rôle important dans les mécanismes de la pression-dissolution : forme et taille des grains, orientation des surcroissances dans la porosité. Pour cela nous comparerons les grès cimentés et non cimentés pour apprécier l'évolution de ces paramètres lors de la diagenèse d'enfouissement.

IX.2. QUANTIFICATION DE SURCROISSANCES DE QUARTZ

L'observation en microscopie optique classique (LP , LPA) ne montre pas de différences entre noyau détritique et surcroissance. Certes, les faces cristallographiques parfaites de certaines surcroissances ou les inclusions qui soulignent parfois la limite avec le noyau détritique sont observables. Ce n'est toutefois pas suffisant pour pouvoir réaliser une estimation correcte de la surface qu'occupe les surcroissances dans une lame. En lames minces, la cathodoluminescence sur microscope optique ou électronique est le seul outil qui permet de visualiser la surface d'une surcroissance. Les surcroissances apparaissent généralement plus sombres que le noyau détritique. Toutefois, les différences sont parfois si faibles qu'elles ne sont pas directement perceptibles par l'observateur mais uniquement par le système de prise de vue. Il faut donc réunir les meilleures conditions d'observation pour pouvoir réaliser la quantification (qualité du poli de la lame mince, réglage de la cathodoluminescence et de la caméra numérique). Schématiquement, les deux étapes suivantes ont été réalisées pour mesurer la surface de surcroissance dans une lame mince :

Acquisition des images par CL d'une portion de la lame mince (10 à 20 mm²) soit ~5 % de la lame. Pour obtenir une estimation correcte, le nombre d'images (10 à 20) et leur

grossissement sont choisis en fonction de la densité et de l'épaisseur des surcroissances dans l'échantillon.

La quantification s'effectue ensuite par comptage de points sur les images. En effet, malgré tous nos efforts, la différence entre surcroissance et noyau détritique ne s'est pas révélée suffisante pour pouvoir utiliser un logiciel d'analyse d'image. Le comptage s'effectue sur l'écran de l'ordinateur avec une grille transparente. Environ 700 points sont comptés pour chaque image. Nos tests nous ont montré qu'une grille de $15 \times 15 = 225$ points donnait le nombre minimum de points nécessaires pour que le comptage soit représentatif (Fig. IX-1). Le nombre total de points comptés par lame mince est de 6800 à 13600 points. Le rapport entre les points qui correspondent aux surcroissances et le nombre de point total donne la proportion en surface (volume) de surcroissances dans l'échantillon.

Les résultats du comptage sont donnés dans le Tabl. IV-3. La teneur en volume de surcroissances dans les puits 3/15-A02 et 3/15-5 est comprise entre 2 et 15 % pour une moyenne de 8 %. Dans le puits 3/14a-D05, elle est comprise entre 6 et 17 % pour une moyenne de 9,5 %.

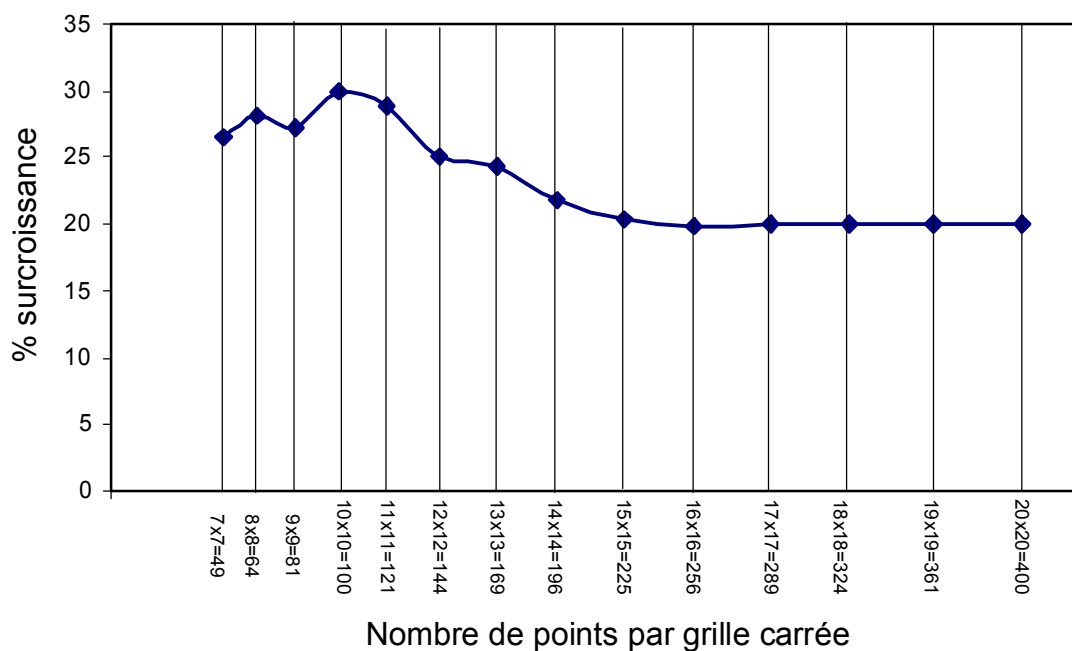


Fig. IX-1. Diagramme du nombre de points par grille carrée nécessaire pour le comptage de surcroissances de quartz (échantillon 3238 m). A partir de 225 points, le volume de surcroissance reste constant. Ce test est réalisé sur une surface de la lame mince croissante par des grilles carrées co-centrées.

Ces valeurs sont similaires dans les deux champs et les conditions nécessaires au développement des surcroissances apparaissent d'ampleur régionale. La taille des grains,

sensiblement différente entre les deux champs, ne semble pas avoir un effet très important sur le développement des surcroissances.

En outre, la surcroissance de quartz peut réduire la porosité d'un facteur considérable. La porosité initiale dans le puits 3/15-A02 est 41 % (CHAP. IV). La porosité d'enfouissement et la surcroissance de quartz sont de 18 % et 8% respectivement. D'après les équations d'Ehrenberg (1989, 1995) (CHAP. IV) cela fait 5,76 % de surcroissance formée de volume initial (Fig. IX-2). Donc, il y a 28,05 % perte du volume initial. Cette perte est due à la compaction mécanique et chimique, dont la surcroissance de quartz est une conséquence directe. Il est difficile de faire la part de la compaction mécanique de la compaction chimique dans les grès étudiés, car il y a toujours une interaction entre les deux surtout pendant la diagenèse d'enfouissement. Toutefois, pour quelques auteurs la compaction mécanique se termine là où la compaction chimique commence (<2500 m, Giles *et al.*, 1992; Gluyas *et al.*, 1993; Worden et Morad, 2000).

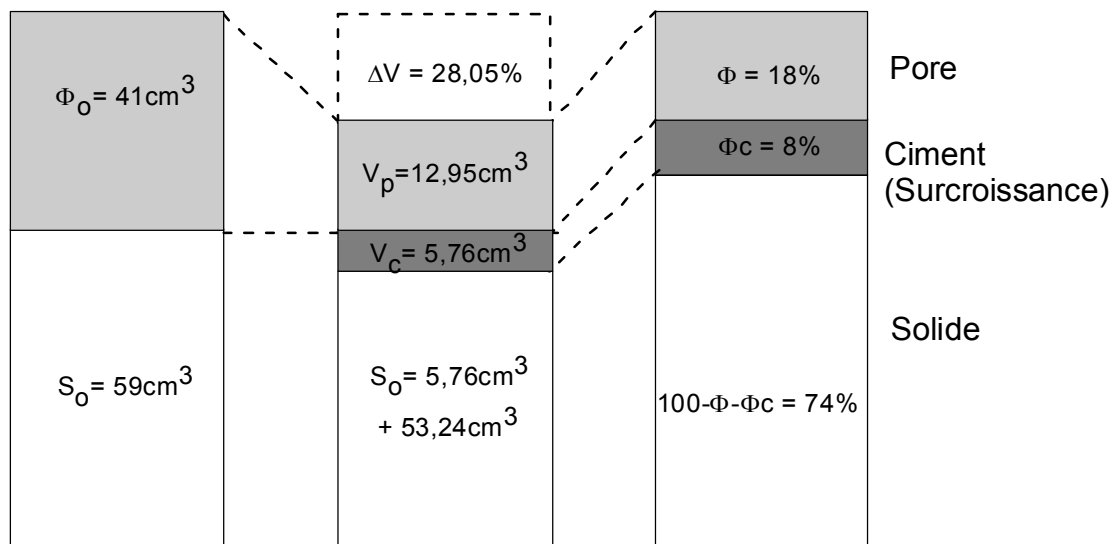


Fig. IX-2. Schéma montrant la perte de porosité initiale par surcroissance de quartz dans les grès étudiés. Φ_0 : porosité initiale ; S_0 : volume de solide ; ΔV : variation du volume de la roche ; V_p : volume de pores dans la roche initiale après la compaction ; V_c : volume de surcroissance dans la roche initiale après la compaction ; Φ : porosité actuelle ; Φ_c : volume de la surcroissance dans la roche finale .

IX.2.1. CARTE DE SURCROISSANCE

Il s'agissait de construire des cartes de répartition des surcroissances de quartz dans un plan d'observation perpendiculaire aux stylolites et à la stratification. Ces cartes doivent permettre de visualiser le développement des surcroissances autour des stylolites et d'éventuelles

relations avec la formation de ces derniers. Trois cartes ont été réalisées dans trois lames minces des échantillons **3238 m, 3254 m et 3272 m.**

Méthode

Chaque lame a été photographié en CL suivant une grille régulière. Le nombre d'images dépend du grossissement du microscope. Celui-ci a été changé pour mieux visualiser les surcroissances de petite taille ($<10\mu\text{m}$). Par contre un seul grossissement a été retenu pour chaque lame mince. Deux grossissements ont été utilisés (x5 et x10). Par ailleurs, pour deux lames différentes et pour un même grossissement, le nombre total d'image peut varier et cela dépend du chevauchement entre les images.

- $20 \times 43 = 860$ images pour l'échantillon 3238 m.

- $20 \times 44 = 880$ images pour l'échantillon 3254 m.

- $14 \times 33 = 462$ images pour l'échantillon 3272 m.

Pour chaque image, le volume de surcroissances a été quantifié par la méthode de comptage de points décrite dans le paragraphe précédent. Les données ont été ensuite traitées par le logiciel de cartographie automatique Surfer 7. Il s'agit pour chaque image (Fig. IX-3) de ses coordonnées X, Y par rapport à la lame mince et bien sûr en Z de la proportion en volume de surcroissance mesurée.

Les différentes méthodes d'interpolation des données dans Surfer, (« Kriging », « Natural Neighbor », « Nearest Neighbor », Annexe III), engendrent quelques variations des courbes de surcroissance mais ces variations ne sont pas significatives. Ces variations concernent le lissage des courbes et peut jouer aussi un rôle sur « l'effet de bordure ». En fait, certaines méthodes peuvent inclure plus ou moins les valeurs (Z) qui existe à l'extrémité de la lame. La carte présentée dans la (Fig. IX-4) a été réalisée par « Natural Neighbor ». Cette méthode a été choisie, car il n'y a pas de défaut dans notre matrice (x, y et z). Dans le cas contraire, la méthode « Kriging » est conseillée.

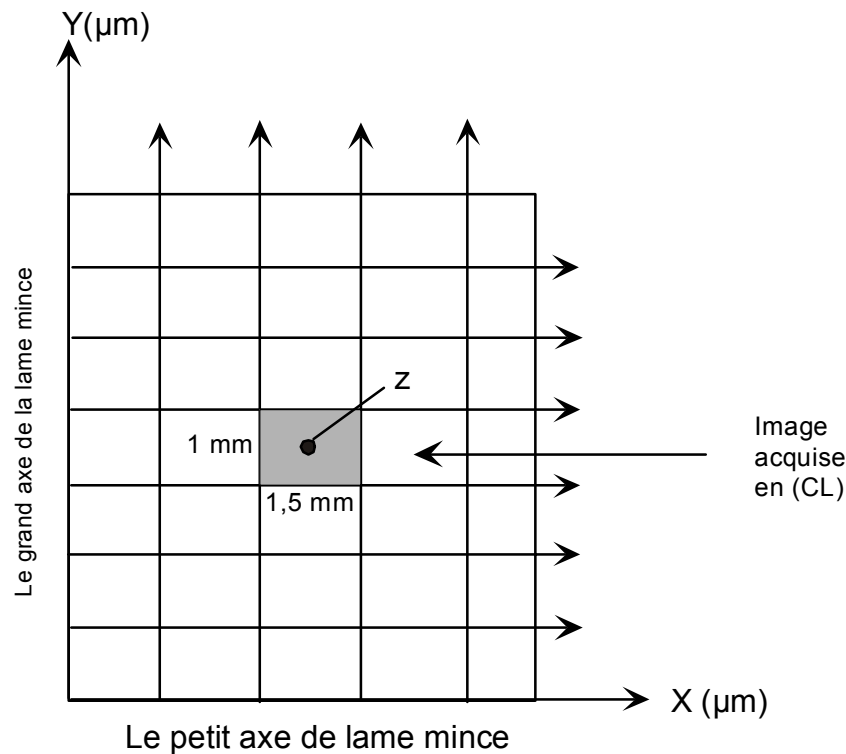


Fig. IX-3. Schéma du maillage utilisé sur une lame mince pour construire une carte de répartition des surcroissances. Chaque maille est une image CL de la lame mince. Les données sont ensuite traitées par le logiciel de cartographie automatique Surfer 7.

Discussion

Les cartes (Fig. IX-4)¹ montrent les points suivants :

- La répartition des surcroissances est hétérogène. Comme on pouvait s’y attendre d’après nos observations ; les stylolites sont les zones les plus pauvres en surcroissances. En fait, elles sont complètement dépourvues de surcroissances mais l’interpolation des données par le logiciel et la résolution du pas de comptage le masque un peu. Les zones entre les stylolites sont riches en surcroissance.

- La présence des zones à fortes concentrations en surcroissances. Ces zones se trouvent à quelques millimètres des stylolites. Les stylolites étant la source principale en silice dans les grès d’Ellon, l’échelle du transport de la silice ne devrait pas dépasser quelques centimètres loin de la source. D’autre part, la précipitation de la silice nécessite des surfaces libres des grains d’un côté (Renard, 1997) et de la porosité de l’autre. Donc, il est naturel que les

¹ Les deux autres cartes sont données en annexe III.

zones à concentration en surcroissance soient corrélées avec les zones bleues sur les lames minces où il y a une concentration de la porosité (Fig. IX-4).

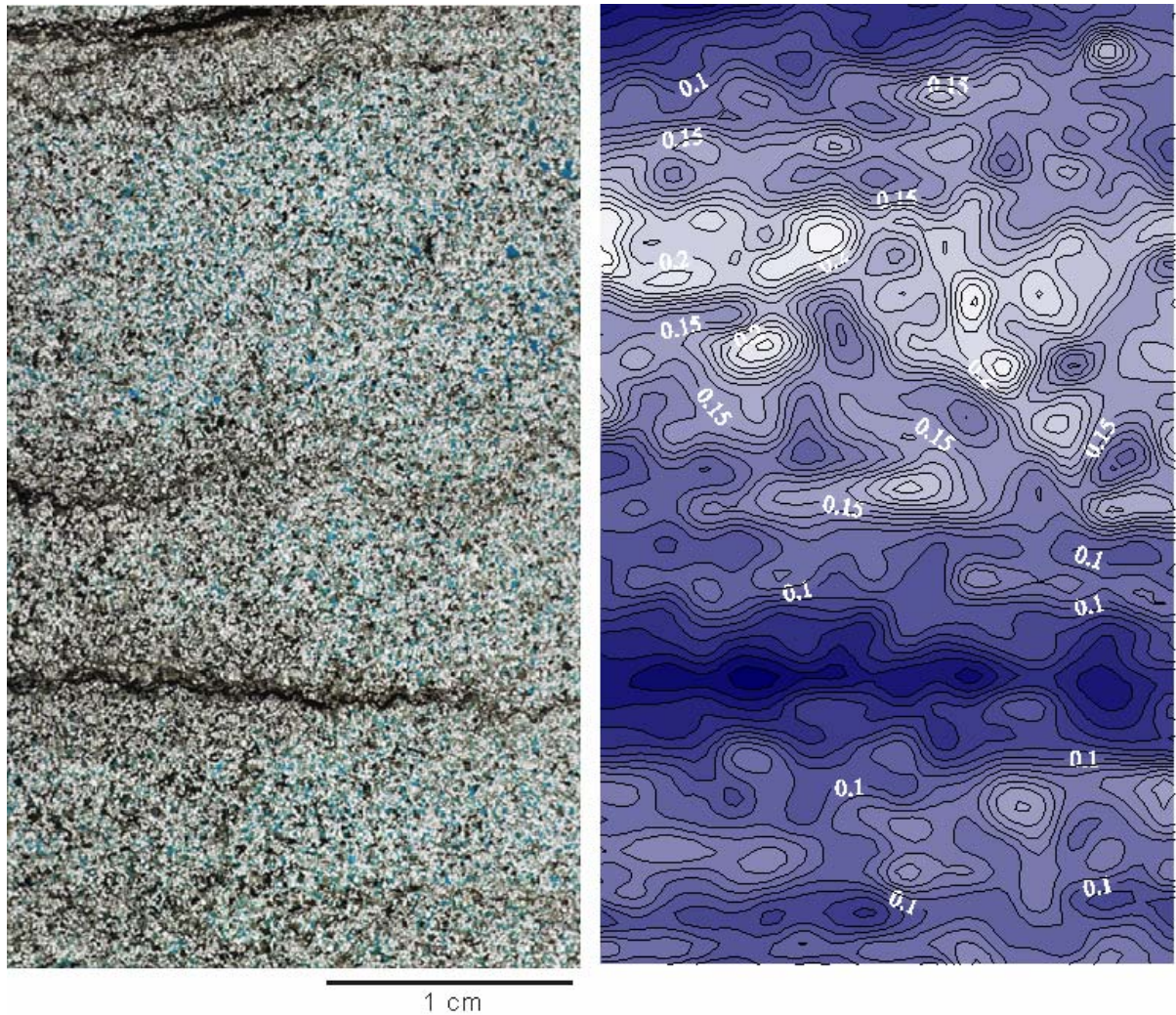


Fig. IX-4. Exemple de carte de répartition des surcroissances à l'échelle d'une lame mince (3238m) de grès taillé perpendiculairement à la stratigraphie et aux stylolites.

Le bilan de la silice dans le puits 3/15-A02

Dans les grès d'Ellon, les deux sources de silice sont :

1. La pression-dissolution dans les stylolites et en dehors de stylolites (pression-dissolution intergranulaire),
2. les réactions diagénetiques (l'illitisation).

La quantification de la pression-dissolution intergranulaire montre que celle-ci contribue pour 1 % de la silice, la réaction d'illitisation pour (1 à 2 %)² et les stylolites pour 1 à 11 % en moyen de 5 % (Tabl. IX-1), cela montre d'une part que les stylolites fournissent la majorité de la silice observée dans ces grès (8 %, voir CHAP. VIII), et d'autre part que la silice dissoute est égale à la quantité de surcroissances (Tabl. IX-1). Ce constat confirme les résultats de Potdevin (1997) et Hassouta (1999) sur l'origine interne de la silice.

		Surcroissance de quartz		8%
Sources de la silice	Pression-dissolution intergranulaire	1%		7 - 8%
	Stylolite	5,00%		
	Illitisation	1-2%		

Tabl. IX-1. Bilan de la silice dans le puits 3/15-A02.

IX.3. TAILLE ET FORME DES GRAINS

Le MEB (CHAP. VI) montre des différences de forme et de taille de grains entre grès cimentés et non cimentés. Qualitativement, nous avons observé (CHAP. VI) que les grains des grès non cimentés montrent des formes aplaties dans la stratification, alors que ceux des grès cimentés n'ont pas de forme ou d'orientation particulière. Nous avons donc cherché à quantifier ces différences en lames minces.

L'acquisition des données s'est faite par deux méthodes. La première est manuelle : il s'agissait de mesurer la taille des grains sur des lignes de comptage globalement parallèles aux stylolites. Le microscope optique, équipé d'un micromètre permet de mesurer directement la taille des grains. Cette méthode a été choisie parce qu'elle est très pratique pour retenir les lignes de comptage parallèles entre eux et aux stylolites. La deuxième est automatique : cette méthode a été utilisée grâce à un système d'analyse d'image quand il n'y avait pas besoin de précision particulière (e.g. pour mesurer la taille des grains afin d'effectuer des histogrammes).

L'allure générale de la distribution du diamètre moyen des grains de quartz dans le grès cimenté et non cimenté est assez différente comme le montre l'exemple de la Fig. IX-5.

² Cela dépend de la formule structurale de l'illite diagenétique adoptée dans les calculs.

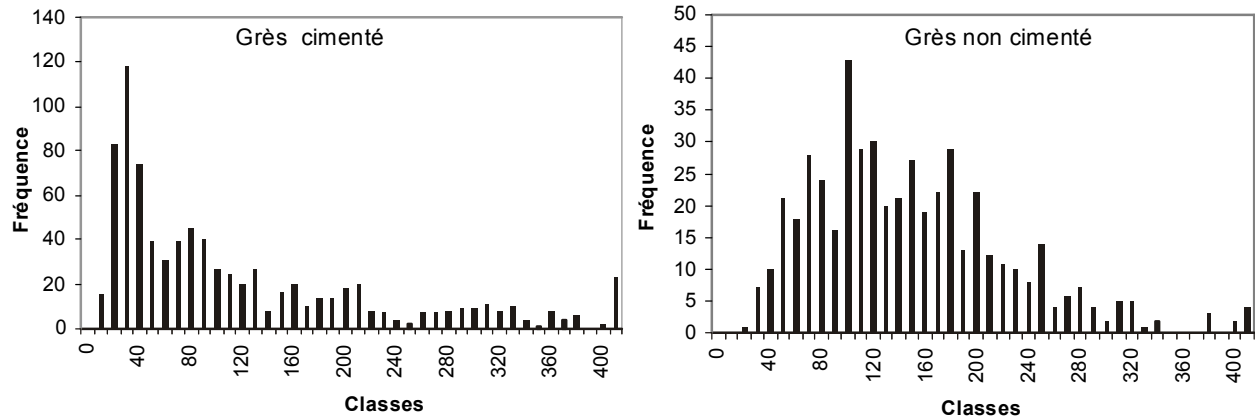


Fig. IX-5. Histogrammes de fréquences du diamètre moyen des grains de quartz dans un grès cimenté et dans un grès non cimenté. Les mesures sont effectuées par analyses d'images sur une lame mince de l'échantillon 3245 m.

Le grès cimenté montre plutôt une distribution irrégulière de la taille des grains alors que le grès non cimenté montre une distribution plus gaussienne. D'autre part, la taille moyenne des grains des grès non cimentés est généralement supérieure à celle des grès cimentés (voir aussi tableau IV-1). Ces résultats sont en accord avec ceux de Hassouta (1999).

Les différences doivent traduire les effets de la dissolution et de la surcroissance des quartz détritiques. Comme le volume total de quartz ne doit pas varier entre grès cimentés et non cimentés (Hassouta, 1999), il faut imaginer que l'augmentation de la taille des grains par surcroissance est compensée par la dissolution totale de certains grains dans les stylolites ou partiellement dans les zones interstylolites.

IX.3.1. TAILLE DES GRAINS ET STYLOLITE

La taille des grains varie entre le stylolite et hors du stylolite (CHAP. VI). Nous avons cherché à mesurer en lame mince la taille des grains en fonction de la distance au stylolite dans **trois** échantillons. En utilisant un compteur de point et un micromètre, nous avons mesuré sous le microscope la largeur des grains de quartz parallèlement à la stratification. La mesure s'effectue donc globalement parallèlement au stylolite bien que celui-ci ne soit pas toujours très droit (Fig. IX-6). La largeur moyenne a été calculée pour chaque ligne de comptage.

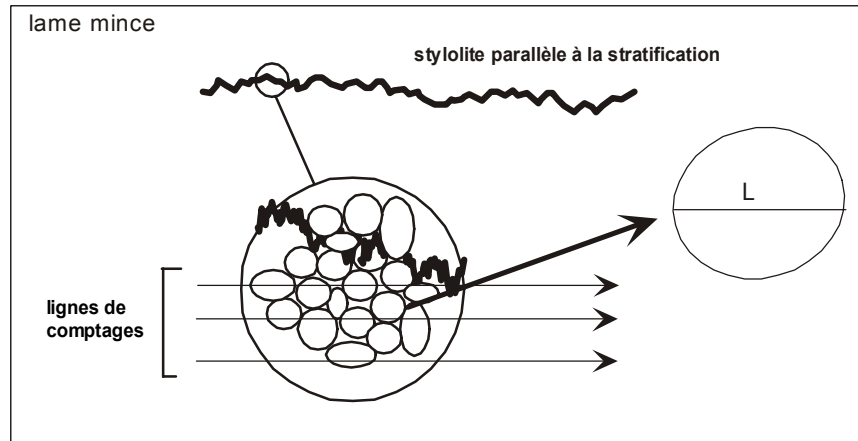


Fig. IX-6. Schéma montrant la méthode de mesure de la taille des grains de quartz sur lame mince. L : est la largeur du grain mesurée parallèlement à la stratification.

Nous avons bien sûr recherché le nombre de mesures nécessaires pour que cette valeur ne dépend pas de l'hétérogénéité de taille et d'orientation des grains. Dans la pratique un nombre de 60 grains comptés est plus que suffisant (Fig. IX-7). La plupart des comptages s'effectue sur plus de 50 grains par ligne sauf l'échantillon 3272 m où une taille de grain plus élevée n'a permis de compter qu'environ 40 grains.

Les mesures ont été réalisées sur les mêmes lames minces qui ont servi à cartographier la distribution des surcroissances (voir plus haut). Les résultats de comptage sont donnés dans la (Fig. IX-8).

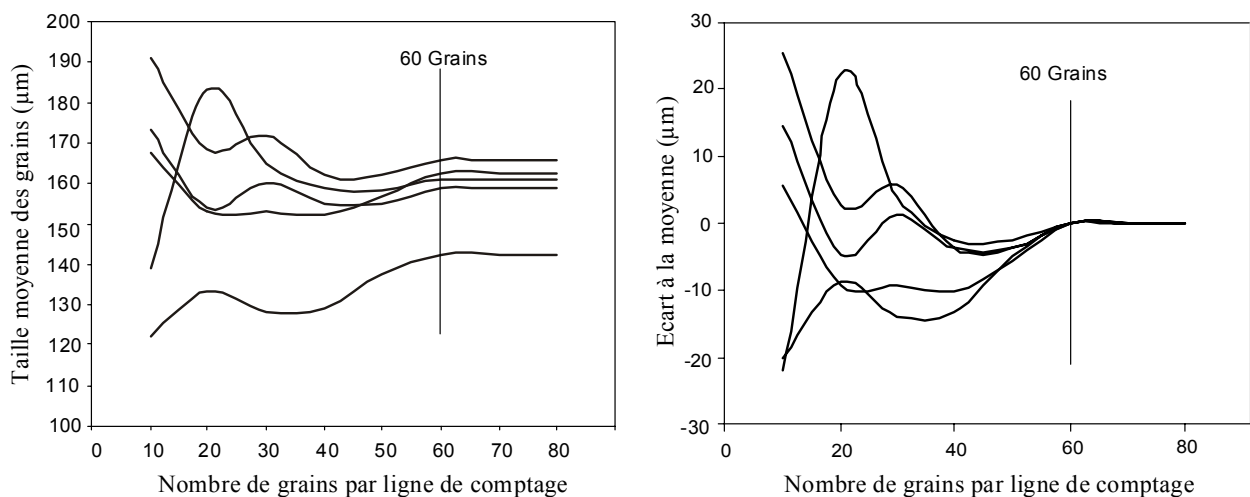


Fig. IX-7. Taille moyenne calculée de la largeur des grains en fonction du nombre de grains mesuré sur une ligne de comptage. Les résultats de plusieurs lignes de comptage de l'échantillon 3272 m sont présentés (les lignes qui contiennent moins de 60 grains ne sont pas représentées ici). Au-delà de 60 mesures de grain, la taille moyenne devient constante.

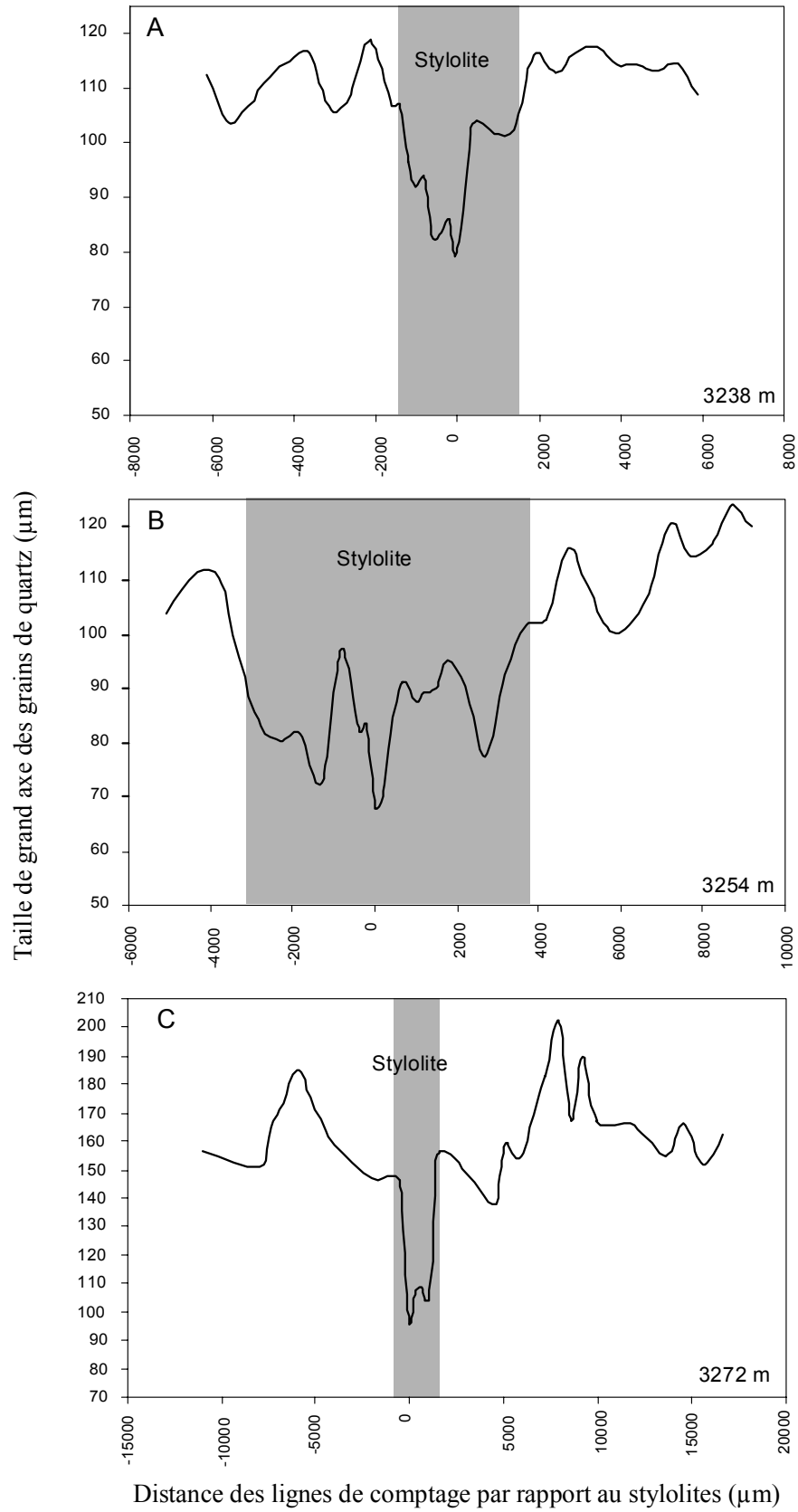


Fig. IX-8. Profil de variation de la largeur moyenne de la taille des grains de quartz au travers d'un stylolite pour trois échantillons : 3238 m, 3254 m, et 3272 m. Chaque point de la courbe représente la moyenne de la largeur des grains comptés sur une ligne parallèle au stylolite.

Discussion

Les profils montrent nettement une diminution de la largeur des grains quand on se rapproche de la zone stylolitique. En fait, dans la partie étroite du stylolite, soulignée par les concentrations en « insolubles », les grains de quartz sont peu nombreux. Comme le stylolite est irrégulier, nos lignes de comptage, strictement parallèles entre elles, intègrent des grains qui sont plus ou moins éloignés du centre du stylolite. Nous perdons donc un peu en résolution sur le profil mais celui-ci montre toutefois nettement des variations de largeur des grains.

Dans les trois lames étudiées, il existe une corrélation positive entre la taille des grains et la quantité de surcroissances (Fig. IX-9).

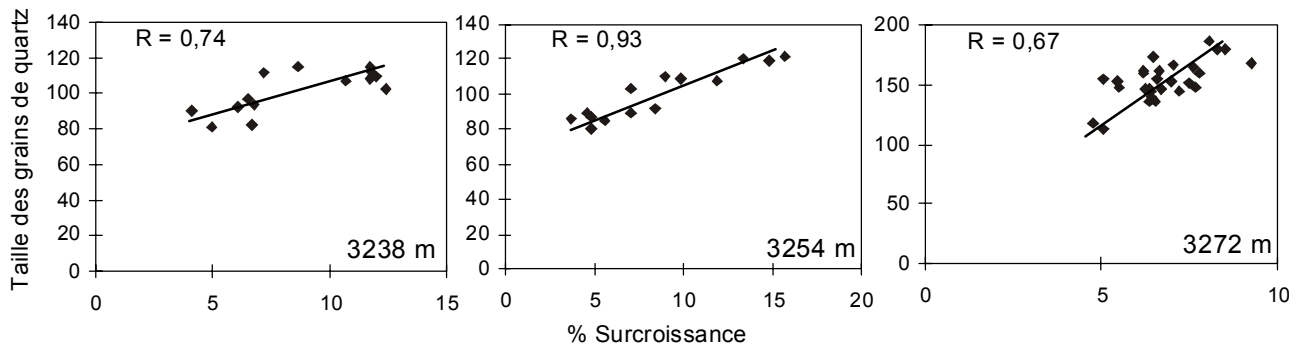


Fig. IX-9. Diagramme montrant pour les trois lames étudiées, la corrélation entre la quantité de surcroissance et la largeur des grains estimées à chaque fois sur une ligne de comptage globalement parallèle au stylolite.

Cette observation amène la discussion des deux points suivants.

Les surcroissances peuvent rendre compte d'une certaine augmentation de la taille des grains mais jusqu'à un certain point seulement. Prenons l'exemple de l'échantillon 3272m. L'épaisseur moyenne des surcroissances dans cette lame est de 24 μm (Tabl. IX-2) et la taille moyenne des grains de 152 μm . Pourtant, la taille moyenne des grains sur une ligne de comptage peut dépasser 200 μm (Fig. IX-8) ce qui est difficile à expliquer uniquement par une surcroissance des grains alors que la largeur de celles-ci ne dépasse pas 50 μm . Les variations de taille de grains observés dans le profil doivent refléter en partie des variations de taille initiale. Par ailleurs, la corrélation entre les grains de grande taille et la surcroissance a été observée par d'autres auteurs. Ansi Houseknecht (1984) et James *et al.* (1986) ont noté que la surcroissance de quartz se trouvent préférentiellement sur les grains de quartz de grande taille.

TVD (m)	Quartz détritique	Taille des grains (μm)	Surcroissance %.	Epaisseur des surcroissances (μm)
3200	65,60	298,00	3,20	11
3203,86	56,30	185,00	6,00	17
3213,67	40,20	232,00	2,00	21
3222	55,30	276,00	8,80	45
3223,17	49,00	289,00	5,20	16
3229	48,00	180,00	9,20	34
3232,18	33,20	105,00	8,60	27
3234	46,60	169,00	9,60	41
3238	42,10	123,00	11,60	29
3241,41	47,10	177,00	7,20	28
3244	52,20	170,00	7,50	19
3245	50,20	145,00	7,50	29
3246,14	43,60	96,50	5,30	39
3254	37,60	145,00	11,20	28
3256	48,80	160,00	7,80	22
3261,95	61,13	213,00	12,70	28
3270,54	53,10	135,00	7,90	29
3272	57,60	152,00	6,50	24
3274,77	55,70	217,00	14,40	34
3276,26	50,30	194,00	8,40	31
moyenne	49,68	183,08	8,03	28,00

Tabl. IX-2. Tableau donnant pour différents échantillons de grès d'Ellon, leur proportion en volume de quartz, la taille moyenne des grains, leur proportion en volume de surcroissance et l'épaisseur moyenne des surcroissances.

Cette corrélation conduit au raisonnement suivant : si la silice qui contribue à la surcroissance de quartz provient des grains de quartz avoisinants, les tailles de ces derniers devraient diminuer. Cela veut dire que la taille moyenne des grains devrait diminuer et les surcroissances de quartz augmenter (à condition que les grains se dissolvent partiellement). Donc, les corrélations entre les tailles des grains de quartz et les surcroissances seraient plutôt négatives, mais ce n'est pas le cas ici. Donc, la silice provient en dehors des grains avoisinants, au moins en grande partie car les corrélations ne sont pas parfaites. Certes, la pression-dissolution intergranulaire, les réactions diagénétiques sont des sources de la silice, mais la

source majeure de la silice dans les grès d'Ellon ne peut être que la pression-dissolution dans les stylolites.

IX.4. ORIENTATIONS DES SURCROISSANCES

Les orientations dans un plan perpendiculaire à la stratification des surcroissances de quartz ont été mesurées dans les deux puits du champs d'Ellon (Fig. IX-10). Les mesures ont été effectuées sur des images numériques CL de lames minces taillées perpendiculairement à la stratification. Les orientations des surcroissances ont été tracées manuellement et l'angle par rapport à la stratification a été calculé automatiquement par « Image pro-plus ». Environ 100 à 350 mesures ont été réalisées par lame mince. Les résultats ont été exportés sur Excel pour les traiter avant de réaliser des rosaces de distribution des orientations à l'aide d'un autre logiciel (STEREO). Les angles ont été mesurés entre 0° et 360° par rapport à la stratification (Fig. 14A) puis ramenés entre 0 et 180° (Fig. IX-11). Ils peuvent ainsi être comparés aux directions d'allongement des pores et des grains de quartz qui ont été également mesurées mais entre 0 et 180° (Fig. IX-10).

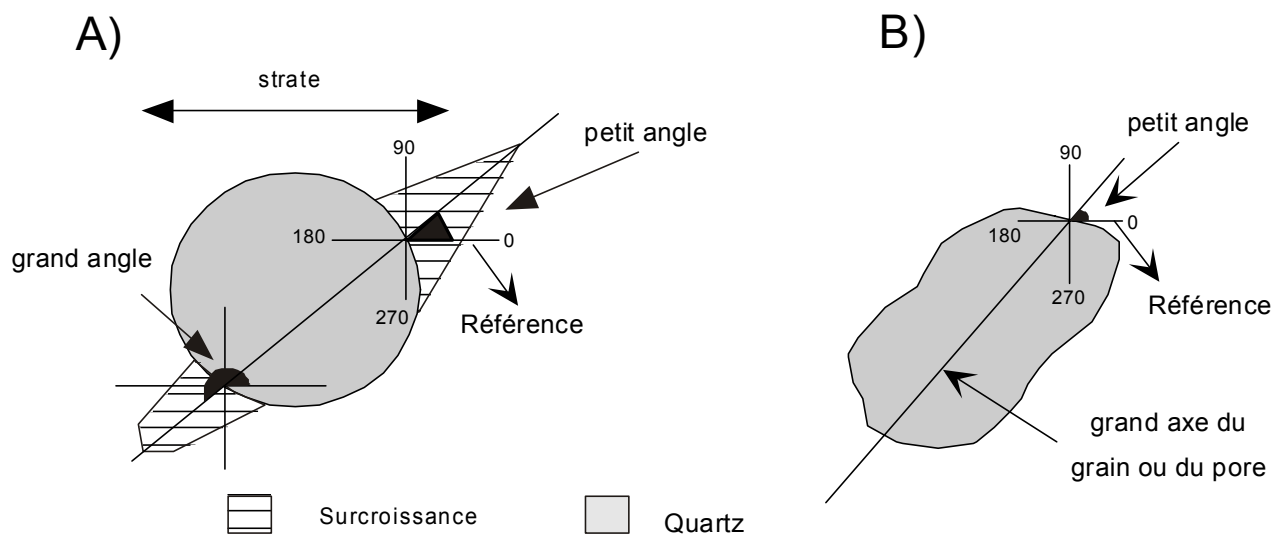


Fig. IX-10. Schéma illustrant la méthode de mesure de l'angle entre stratification et orientation d'une surcroissance (A) ou entre stratification et allongement d'un pore ou d'un grain (B).

Pour les pores, les mesures ont été effectuées sur des images prises sous le microscope en LP. Elles permettent mieux de distinguer les pores grâce à la coloration bleue de la résine d'imprégnation.

La détermination de l'orientation des surcroissances s'est heurtée à plusieurs difficultés. Les surcroissances sont parfois irrégulières, sans orientation nette ou avec plusieurs orientations de croissance. Dans ce dernier cas, seule la direction principale a été prise en compte. Des difficultés similaires ont été rencontrées pour les directions d'allongement des grains et des pores.

Evidemment la détermination de l'orientation des surcroissances peut souffrir d'une certaine subjectivité de la part de l'observateur. Deux séries de mesures, décalées dans le temps, ont donc été effectuées sur la même série d'images. On constate alors des différences qui ne dépassent pas $\pm 5^\circ$ dans la mesure des angles. Cette erreur peut provenir des difficultés expliquées précédemment.

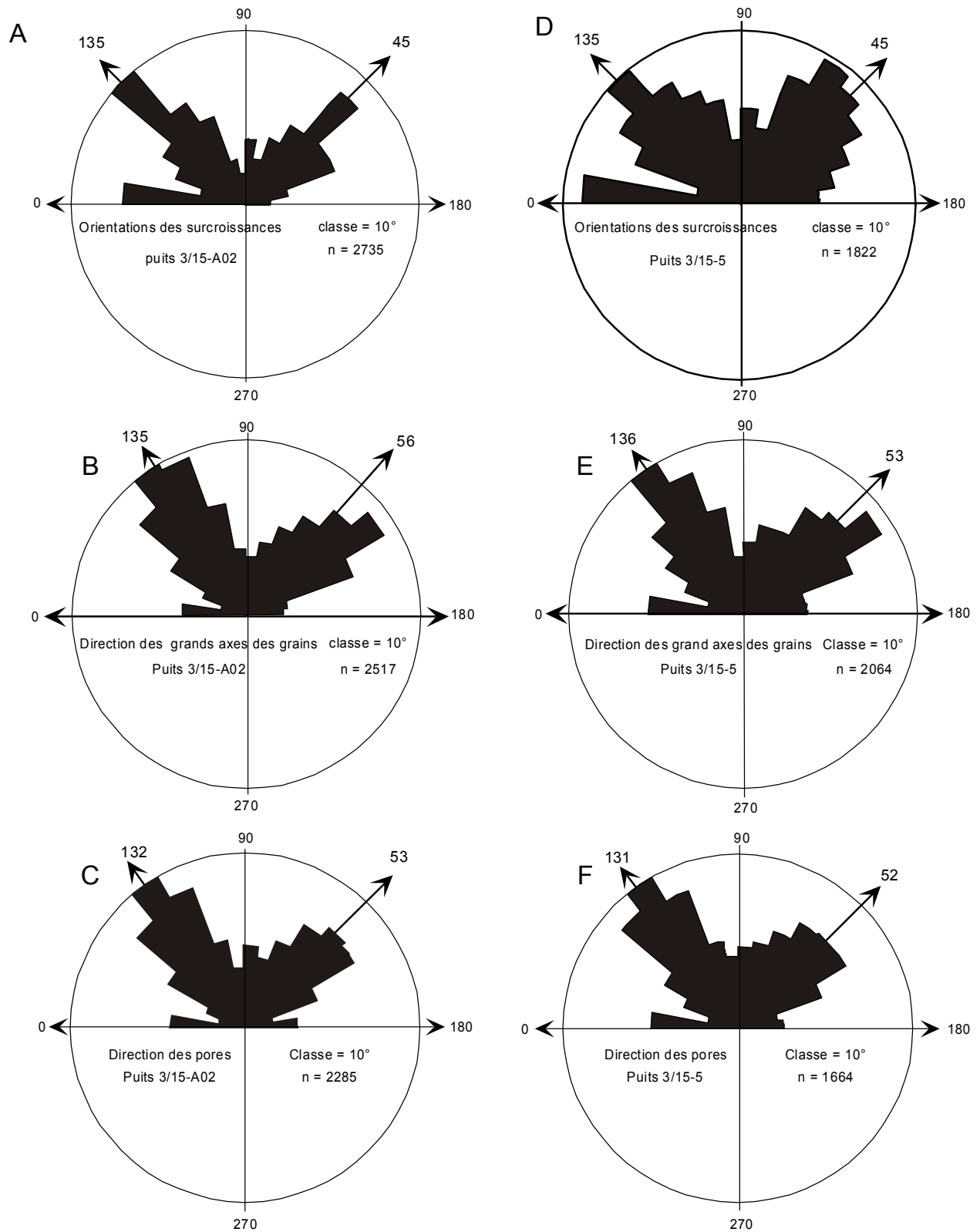


Fig. IX-11. Rosaces des orientations des surcroissances de quartz, des directions d'allongement des grains du quartz et des directions d'allongement des pores. A, B, et C représentent 13 échantillons pour le puits 3/15-A02; D, E, et F 7 échantillons pour le puits 3/15-5.

IX.4.1. DISCUSSION DES RESULTATS

Dans les deux puits, les orientations des surcroissances mesurées perpendiculairement à la stratification montrent trois directions dominantes (45°), (135°) et (0° - 180°) (Fig. IX-11). Les directions d'allongement des pores et des grains de quartz montrent sensiblement les mêmes orientations (Fig. IX-11). Comme nous avons choisi la stratification comme ligne de référence pour la mesure de l'angle, il faut noter que les orientations centrées sur 0 et 180° correspondent en fait toutes deux à une croissance sub-horizontale des surcroissances.

Les trois directions trouvées peuvent être expliquées par l'existence d'un nombre considérable de grains qui s'orientent dans les mêmes directions (Fig. IX-12).

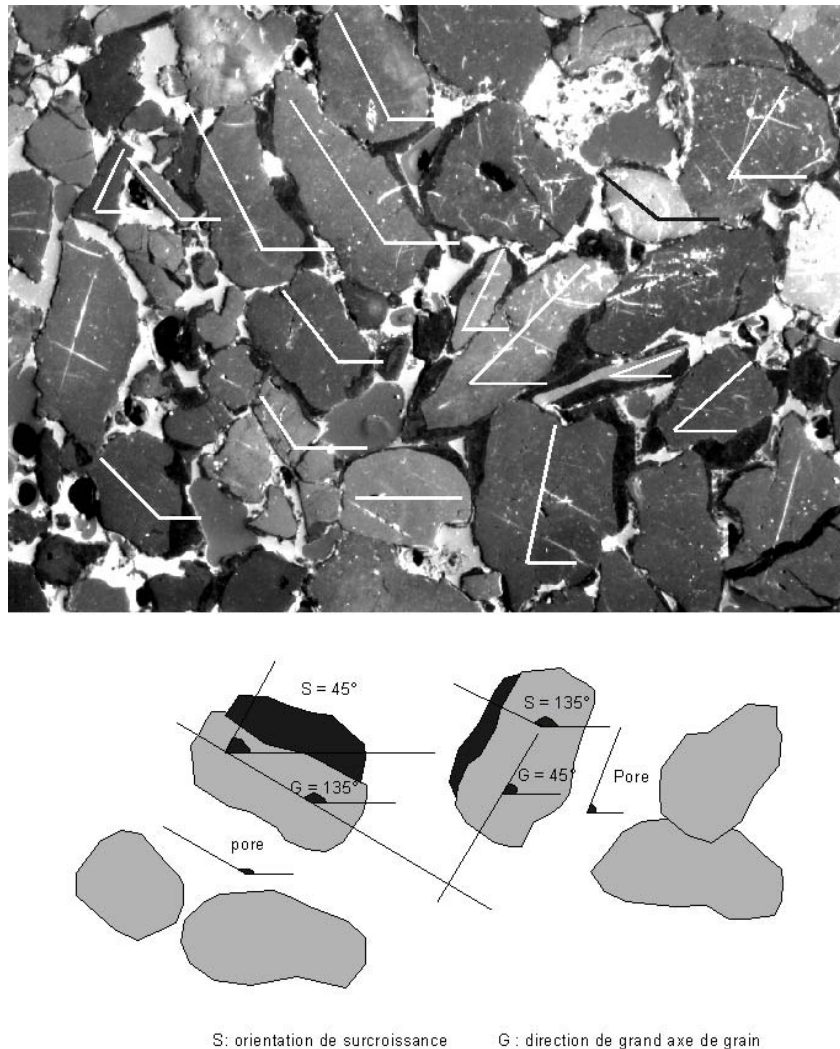


Fig. IX-12. Les grains de quartz s'orientent dans des directions semblables à celles des surcroissances de quartz. Les surcroissances de quartz se disposent préférentiellement sur les grandes surfaces (grands axes).

Clairement, une certaine corrélation positive existe entre les orientations des surcroissances et les axes d'allongement des grains et des pores. Notons que cette corrélation est un peu plus élevée dans le puits 3/15-5 que dans le puits 3/15-A02 (Fig. IX-13).

En effet, les surcroissances de quartz suivent l'allongement des grains car elles ont tendance à se disposer sur la grande surface (grand axe) de grain (Fig. IX-12). Quant aux pores, leur forme et leur direction sont conditionnées par les grains qui les entourent (Fig. IX-12) : ils ont donc une direction globalement parallèle à celle des grains.

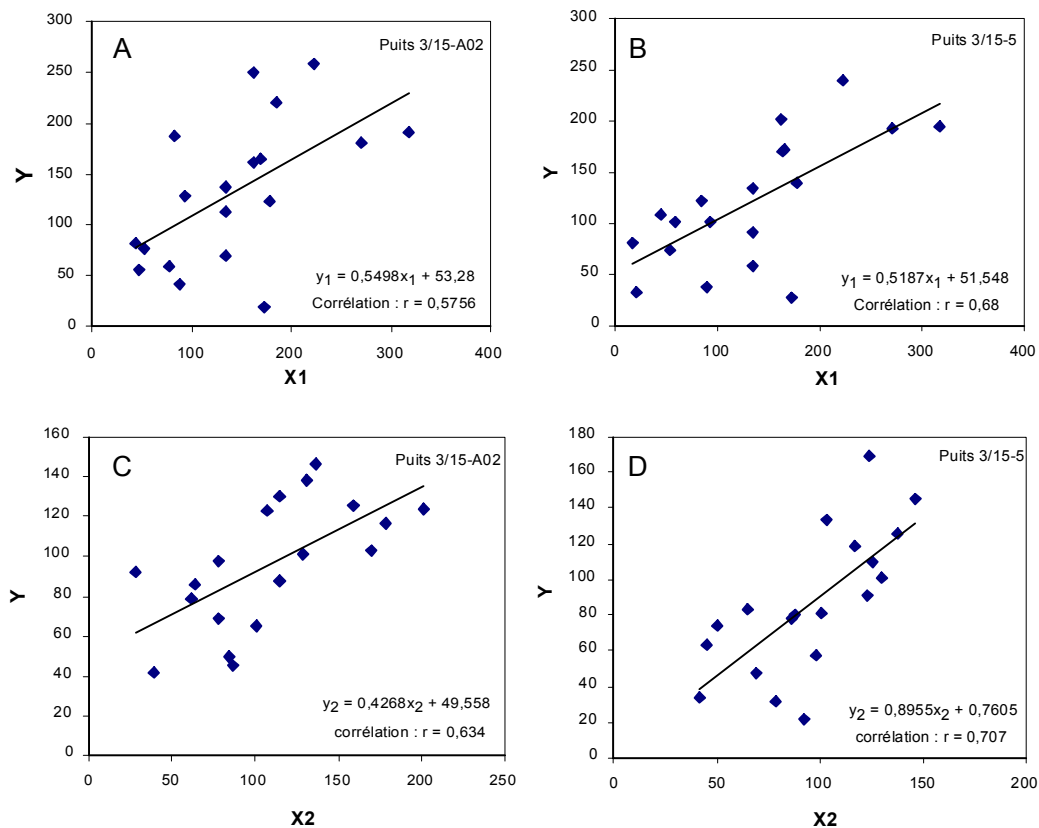


Fig. IX-13. Diagrammes montrant la corrélation entre les directions de développement des surcroissances et les directions d'allongement des grains de quartz ou des pores dans deux puits du champs d'Ellon. A, B : surcroissances et allongement des grains. C, D : surcroissances et allongement des pores. Y : angle pour une classe de mesures des orientations des surcroissances. Une classe comprend toutes les mesures qui sont regroupées par 10° . X1 : les angles de directions des grands axes de grains de quartz regroupés en classes de 10° ; X2 : les angles des directions de pores regroupés en classes de 10° .

Le contenu en argiles (illite et kaolinite) dans les deux puits 3/15-A02 et 3/15-5 étudiés sont respectivement $\sim 10\%$ et $\sim 7\%$ (Tabl. IV-3). Cela pourrait expliquer en partie la corrélation relativement plus élevée dans le deuxième puits par rapport au premier. En effet, l'argile peut contrôler la chance de trouver des surcroissances si elle est en recouvrement de

surface de grain (e.g. si l'argile recouvre la grande surface d'un grain, la surcroissance doit se trouver sur la surface propre, donc la petite surface du même grain).

Aucune relation particulière n'est observée entre l'orientation des surcroissances et la présence ou l'absence des stylolites. Le développement des stylolites ou les conditions de développement des stylolites ne semblent donc pas influencer sur l'orientation du développement des surcroissances.

En résumé, les orientations des surcroissances dans les deux puits des champs d'Ellon montrent trois directions préférentielles. Ces directions pourraient être expliquées par le fait que l'allongement des grains et des pores ont globalement la même direction. Ces directions sont à relier avec les directions des grands axes de quartz et celles des pores.

IX.5. CONCLUSIONS

L'étude de la texture des grès cimentés et celle des grès non cimentés révèle une différence significative. Les grès cimentés ne montrent pas de surcroissance de quartz, alors que dans les grès non cimentés, la forme et la taille des grains sont modifiées par la pression-dissolution.

La répartition des surcroissances au sein d'une lame mince est hétérogène. Les cartes de surcroissances réalisées montrent des zones de concentration en surcroissance, ces zones se trouvent à quelques millimètres loin des stylolites, ce qui suggère une échelle de transfert millimétrique.

Le bilan de la silice dans ces grès indique que la source de silice est interne et rend compte de la quantité de surcroissances observées. Ce constat est en accord avec celui de Potdevin (1997) et Hassouta (1999).

La taille des grains varie en fonction de la distance aux stylolites. Elle est supérieure hors du stylolite. Cela est dû certainement aux phénomènes de pression-dissolution dans ce dernier.

Une relation a été trouvée entre ces concentrations et les tailles des grains. Plus la taille de grain augmente, plus la quantité de surcroissances devient importante.

La surcroissance de quartz dans les grès étudiés sont orientées dans trois directions. Ces directions correspondent presque aux directions des grands axes des grains et celles des pores. L'allongement des grains et des pores pourrait expliquer ces directions.

CONCLUSIONS GENERALES

Le but majeur de ce travail de thèse était d'observer et de quantifier les phénomènes de pression-dissolution et de surcroissance de quartz dans les grès. Pour cela nous avons étudié un réservoir du Brent cimenté de façon hétérogène par un ciment précoce à calcite qui a préservé certains des grès de la diagenèse d'enfouissement (puits 3/15 A02 du champ d'Ellon) alors que des grès de composition initiale identique, non cimentés par la calcite, enregistrent son effet et notamment des phénomènes majeurs en Mer du Nord comme l'illitisation et la surcroissance du quartz. Ce réservoir a été comparé aux grès du champ de Dunbar (puits 3/14a-D05) qui n'ont pas subi cette cimentation précoce et les mêmes conditions de la diagenèse.

La mise en place précoce, à une profondeur inférieure à 1000 mètres (Hassouta, 1999) du ciment calcitique fixe un repère chronologique clair qui permet de reconnaître le caractère précoce ou plus tardif de certains processus diagénétiques majeurs.

Diagenèse précoce

Elle a affecté grès cimentés et non cimentés par la calcite mais elle est particulièrement bien préservée dans ces derniers car elle lui est antérieure. L'aspect diagénétique le plus marquant de cette étude et très peu observé dans les grès de la Mer du Nord est la formation **précoce de l'illite**. Elle résulte essentiellement de la transformation de la muscovite même si des évidences de la déstabilisation du feldspath potassique en illite sont également observées.

La précipitation précoce de la kaolinite et son association à la déstabilisation de la muscovite étaient déjà reconnues (Hassouta, 1999). À partir d'observations pétrographiques, elle nous semble également associée pour une grande part à la déstabilisation du feldspath potassique et notamment dans son développement de la porosité initiale.

Diagenèse d'enfouissement

Elle n'est enregistrée que dans les grès non cimentés par la calcite. Il s'agit notamment de la pression-dissolution. Elle se traduit par la formation de stylolites et de surcroissances de quartz. Cette compaction réduit fortement la porosité (de ~40 à ~20%) détruisant ainsi la qualité du réservoir. La compaction s'accompagne de réactions diagénétiques avec la néoformation d'illite et de kaolinite associées à la déstabilisation de la muscovite et du

feldspath potassique. Les données d'inclusions fluides et les relations texturales (Hassouta, 1999) montrent que l'illitisation et la surcroissance de quartz sont, en partie au moins, contemporaines. Un nouveau type de ciment carbonaté a été reconnu. Il s'agit de calcite qui recouvre les surcroissances de quartz et qui indique **une phase diagénétique tardive de cimentation carbonatée** dans ces grès.

Source de la silice

Dans leurs travaux, Potdevin et Hassouta (1997), Hassouta (1999) et Hassouta *et al.*, (1999) ont démontré que la silice est un élément immobile lors de processus diagénétiques dans le puits 3/15-A02. Les surcroissances de quartz résultant d'une redistribution locale de la silice. Les observations pétrographiques montrent clairement que la pression-dissolution dans les stylolites et en dehors de stylolites est le premier responsable de cette surcroissance. Les autres sources sont les réactions diagénétiques et surtout l'altération du feldspath potassique en kaolinite et illite. La quantification de la pression-dissolution dans les stylolites et le bilan de la silice montrent que la stylolitisation fournit la majorité de la silice pour former les surcroissances observées.

Pression-dissolution

La pression-dissolution se manifeste essentiellement à un stade poussée de la diagenèse dans les grès non cimentés par de la calcite. Toutefois, la présence des zones dites « précurseurs » démontre que la pression-dissolution pourrait s'initier à de faibles profondeurs. Les « **précurseurs** » ressemblent aux stylolites mais avec peu ou pas de structures de pression-dissolution.

La comparaison des grès du puits 3/15-A02 (Ellon) et 3/14a-D05 (Dunbar) montre que la composition minéralogique initiale joue un rôle important sur la formation des stylolites. La comparaison des précurseurs, stylolites et de leurs zones adjacentes montre clairement la part de l'hétérogénéité minéralogique dans la formation des stylolites.

L'observation des surfaces des grains dans les grès cimentés et non cimentés montre une différence importante. La surface des premiers est lisse ou elle montre des cicatrices aux contacts avec la calcite ou les argiles. La surface des seconds montrant soit des surcroissances de quartz, soit des surfaces de pression-dissolution.

La surface de dissolution du quartz ressemble à une boîte d'œufs. Elle se caractérise par des micropics et des microdépressions. Cette surface est peu différente de celle de la dissolution de surcroissance. La taille des microdépressions dans celle dernière est en général

plus petite (environ 1 μm) et elles sont plus nombreuses. Par ailleurs, l'observation de marques de dissolution sur des surcroissances de quartz montre que la pression-dissolution s'est poursuivi après la formation des surcroissance.

La surcroissance de quartz et la taille des grains

Les grains de quartz des grès cimentés sont mieux classés et leur taille est en général plus petite que dans les grès non cimentés, ces différences sont liées aux effets de la pression-dissolution. Des profils de taille de grain ont été réalisés au travers de stylolites et de leurs zones adjacentes. Ils montrent une diminution de la taille de grains dans les stylolites et une augmentation dans les zones adjacentes qui coïncident avec les concentrations des surcroissances de quartz.

Les orientations des surcroissances dans les deux puits des champs d'Ellon montrent trois directions préférentielles de croissance. Les observations en lames minces montrent des directions semblables des grains et des pores. Les orientations de surcroissances sont à relier avec les directions des grands axes de quartz et à celles des pores. Les corrélations entre les orientations de surcroissances du quartz et les directions des grands axes des grains et des pores sont plus élevées relativement dans le puits où le contenu en argiles est inférieur.

Finalement, cette étude pétrographique détaillée montre que la pression-dissolution est un mécanisme très important dans la compaction des grès réservoirs et la formation des surcroissances de quartz. Le choix d'un objet d'étude favorable est une étape incontournable dans la compréhension de ce phénomène et notamment la formation des stylolites. La quantification du phénomène est importante pour évaluer la qualité d'un réservoir pétrolier gréseux mais aussi pour comprendre les mécanismes qu'elle met en jeu.

REFERENCES CITEES

- Aase, N. E., et al. (1996).** "The Effect of Grain-Coating Microquartz on Preservation of Reservoir Porosity." AAPG **80**(10): 1654-1673.
- Baccar, M. B., et al. (1993).** "Geochemical modelling of the diagenetic processus in the Brent sandstone, Alwyn south area (East-Shetland basin, North sea) estimation of the circulated fluids composition." Chemical Geology **109**: 135-147.
- Badley, M. E., et al. (1988).** "The structural evolution of northern viking graben and its bearing upon extensional models of basin formations." Journal of Geological Society of London **145**: 455-472.
- Barclay, S. A. and H. W. Worden (2000).** "Effects of Reservoirs Wettability on Quartz Cementation in Oil Fields." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 103-117.
- Barclay, S. A. and R. H. Worden (2000).** "Petrophysical and Petrographical Analysis of Quartz Cement Volumes Across Oil-Fluid Contacts in the Magnus Field, Northern North Sea." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 147-161.
- Bazin, B., et al. (1997).** "Chemistry of oil-field brines in relation to diagenesis of reservoirs-2. reconstruction of paleo-water composition for modelling illite diagenesis in their greater Alwyn area(north sea)." Marin and Petroleum Geology **14**(5): 497-511.
- Beaufort, D., et al. (1998).** "Kaolonite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs." Clay Minerals **33**: 297-316.
- Berger, G., et al. (1995).** "Mécanismes et contraintes cinétiques des réactions d'illitisation d'argiles sédimentaires, déduits de modélisation d'interaction eau-roche." Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. ELF Aquitaine **19**(1): 225-234.
- Bjorkum, P. A. (1996).** "How Important Is Pressure In Causing Dissolution of Quartz in Sandstones?" Journal of Sedimentary Research **66**(1): 147-154.
- Bjorkum, P. A. and N. Gjelsvik (1988).** "Isochemical Model for formation of Authigenic Kaolinite, K-Feldspar and Illite in sediments." journal of sedimentary petrology **58**(3): 506-511.
- Bjorkum, P. A. and O. Walderhaug (1990).** "Geochemical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones." Earth Science Reviews **29**: 145-161.
- Bjorlykke, K. (1983).** Diagenetic reactions in sandstones. sediments diagenesis. A. Parker and B. W. Selwwood. **115**: 169-213.
- Bjorlykke, K. (1984).** "Formation of secondary porosity. How important is?" AAPG Bull. Memoir **37**: 285-292.
- Bjorlykke, K. (1998).** "Clay Mineral diagenesis in sedimentary basins- a key to the prediction of rock properties. exemple from the North Sea Basin." clay minerals **33**: 15-34.

- Bjorlykke, K. and P. Aagaard (1992).** "Clay minerals in north sea sandstones." SPEM special publications **47**: 65-80.
- Bjorlykke, K. and P. k. Egerberg (1993).** "Quartz Cementation in Sedimentary Basins." American Association of Petroleum Geologists bulletin **77(9)**: 1538-1548.
- Bjorlykke, K., et al. (1979).** "Diagenesis in mesozoic sandstones from Spitzbergen and north sea-A comparaison." Geologische Rundschau **68(3)**: 1152-1171.
- Bjorlykke, K. and K. Gran (1994).** "Salinity variations in North sea formation waters: implications for large scale fluid movements." Marine and Petroleum Geology **11**: 5-9.
- Blanche, J. B. and J. H. M. D. Whitaker (1978).** "Diagenesis of part of the Brent sand formation(middle jurassic) of the northern north basin." Journal of the Geological Society of London **135**: 73-82.
- Blanchet, A. (2002).** Origine, conditions et processus de la silicification diagénétique de réservoir gréseux en mer du nord. Orsay. Paris, université paris 11: 298.
- Blatt, H. (1979).** "Diagenetic processes in sandstones." Soc.Econ.Paleontol.Mineral.Spec.Publ **26**: 141-157.
- Boer, R. B. D. (1977).** "On the Thermodynamics of Pressure Solution Intraction between chemical and Mechanical Forces." Geochimica Cosmochimica Acta **41**: 249-256.
- Boer, R. B. D., et al. (1977).** "Pressure solution experiments on quartz sand." Geochimica Cosmochimica Acta **41**: 257-264.
- Bowen, J. M. (1992).** Exploration of the Brent province. Geology of the Brent group. A. C. Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S.Brown. London, Geological Society Special Puplication. **61**: 3-14.
- Brosse, E., et al. (1994).** Distribution of diagenetic illite and quartz in the Brent reservoirs of the Dunbar field (North sea). Paris, Institut français du pétrole: 216.
- Brown, S., et al. (1987).** 76 patterns in the deposition of the Brent groupe(Middle jurassic) UK North sea. Petroleum geology of North west europe. Graham and Trotman. London, J. Brooks & K. Glennie: 899-913.
- Burley, S. D., et al. (1985).** Clastic diagenesis. Sedimentology : Recent development and and applied aspects. P. J. Brenchley and B. P. J. Williams. Oxford, Geological Society of London, Special Publication. **18**: 189-226.
- Chuhan, F. A., et al. (2000).** "The Role of Provenance in Illitization of Deeply Buried Reservoir Sandstones from Haltenbanken and North Viking Graben, Offshore Norway." Marin and Petroleum Geology **17**: 673-689.
- Chuhan, F. A., et al. (2001).** "Closed-System Diagenesis in Reservoir Sandstones: Exemples from the Garn Formation at Haltenbanken Area, Offshore Mid-Norway." Journal of Sedimentary Research **71(1)**: 15-26.

- Dewers, T. and P. Ortoleva (1990).** "A couple reaction / transport / mechanical model for intergranular pressure solution, and differential compaction and cementation in clean sandstone." Geochimica Cosmochimica Acta **54**: 1609-1625.
- Dewers, t. and P. Ortoleva (1991).** "Influences of Clay Minerals on Sandstone Cementation and Pressure Solution." Geology **19**: 1045-1048.
- Dutton, S. P. and L. S. Land (1988).** "Cementation and burial history of a low-permeability quartzarenite lower cretaceous travis peak formation, east Texas." Geological Society of America Bulletin **100**: 1271-1282.
- Ehernberg, S. N. and P. H. Nadeau (1989).** "Formation of Diagenetic Illite in Sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken Area, Mid-Norwegian Continental Shelf." clay minerals **24**: 233-253.
- Ehrenberg, S. N. (1989).** "Assesing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones:discussion; compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura basin:discussion." American Association of Petroleum Geologists bulletin **73**: 1274-1276.
- Ehrenberg, S. N. (1995).** "Measuring Sandstone Compaction from Modal Analyses of Thin Section : How To Do It And What The Results Mean." Journal of Sedimentary Research **A65**(2): 369-379.
- Ehrenberg, S. N., et al. (1993).** "Depth dependent transformation of kaolinite de dickite in sandstones of the norwegian continental shelf." Clay Minerals **28**: 325-352.
- Elias, B. P. and J. R. A. Hajash (1992).** "Changes in Quartz Solubility and and Porosity Due to Effective Stress : an Experimental Invbestigation of Pressure solution." Geology **20**: 451-454.
- Fallick, A. E., et al. (1993).** "Implications of linearly correlated oxygen and hydrogen isotopic compositions for kaolinite and illite in the Magnus sandstone, North sea." Clays and Clay Minerals **41**(2): 184-190.
- Foucault, A. and J.-F. Raoult (1995).** Dictionnaire de géologie. Paris.
- Giles, M. R. (1987).** "Mass transfert and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs." Marine and Petroleum Geology **4**: 188-204.
- Giles, M. R., et al. (1992).** "The Reservoirs Properties and diagenesis of the Brent group: a regional prospective." geological society of London special publication **61**: 289-327.
- Girard, J.-P., et al. (2001).** "Conditions and Timing of Quartz Cementation in Brent Reservoirs Hild Field, North Sea: Constraints from Fluid Inclusions and SIMS Oxygen Isotope Microanalysis." Chemical Geology **176**: 73-92.
- Glasmann, J. R., et al. (1989).** " Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent Sandstone, (jurassic), Bergen high area, North sea." AAPG Bull **73**(11): 1341-1360.
- Glasmann, J. R., et al. (1989).** "Geochemical evidence for the history of diagenesis and fluid migration : Brent sandstone, Heather field, North sea." Clay Minerals **24**(255-284).
- Glassman, J. R. (1992).** The Fate of feldspar in the Brent group reservoirs, North sea : a regional synthesis in shallow , intermidiate, and deep burial environnments. Geology of Brent group. A. S.

Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S. Brown. London, special publication of the geological society of London. **61**: 329-350.

Gluyas, J., et al. (2000). "Quartz Cement: the Miller's Tale." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 199-218.

Gluyas, J. G., et al. (1993). "Geochemical evidence for a temporal link control on sandstone cementation in : Diagenesis and basin developpement." AAPG Studies in Geology **36**: 23-33.

Grant, P. (1989). Crystal chemistry of cathodoluminescence in quartz and its implications for quartz CL-petrography. BSRG workshop mtg., Manchester.

Gratier, J. P. (1984). La déformation des roches par dissolution - cristallisation, université médicale et scientifique de Grenoble: 315.

Graue, E., et al. (1987). Advanced and Retreat of Brent delta system, Norwegian North Sea. Petroleum geology of North west europe. Graham and Trotman. London, J. Brooks & K. Glennie: 915-937.

Gresens, R. L. (1967). "Composition volume relations of metamorphism." Chemical Geology **2**: 47-65.

Griggs, D. (1940). "Experimental flows of rocks under conditions favoring recrystallization." Bull. Geol. Soc. Amer **51**: 1001-1022.

Guilhaumou, N., et al. (1998). "P-T conditions of sandstones silicification from the Brent group (Dunbar, North sea)." Eur. J. Mineral **10**: 00-00.

Hamilton, P. J., et al. (1992). "K-Ar dating of illites in Brent Group reservoirs : a regional perspective." Geological Society Special Publication **61**: 377-400.

Hamilton, P. J., et al. (1989). "K-Ar datation of illite in hydrocarbon reservoirs." Clay Minerals **24(2)**: 215-232.

Hancock, N. J. and A. M. Taylor (1978). "Clay minerals diagenesis and oil migration in the middle jurassique Brent sand formation." J.Geeol.Soc.London **135**: 69-72.

Hanor, J. S. (1980). "Disolved methane in sedimentary brines : Potential effect on the PVT properties of fluid inclusiosn." Economic Geology **75**: 603-609.

Harris, N. B. (1992). "Burial diagenesis of Brent sandstones : a study of Statfjord, Hutton and Lyell fields." Geological Society Special Publication **61**: 351-375.

Hartman, B. H., et al. (2000). Polyphased quartz cementation and its sources: a case study of the upper paleozoic Haushi group sandstone, Sultanate of Oman. Quartz cementation in sandstones. R. H. Worden and S. Morad, International Association of sedimentologists, special publication. **29**: 253-270.

Hassouta, L. (1999). La comparaison de grès cimentés et de grès non cimentés par la calcite du groupe du Brent (zone d'Alwyn, mer du nord). une clé pour l'établissement de bilans de matière et la compréhension des processus de formation du quartz et des argiles (illites, kaolinite, dickite). thèse de doctorat en géologie. Lille, Lille1: 167.

- Hassouta, L., et al. (1999).** "Clay Diagenesis in the Sandstone Reservoir of the Ellon Field (Alwyn, North Sea)." Clays and Clay Minerals **47**(3): 269-285.
- Haszeldine, R. S., et al. (1992).** "Open and restricted hydrologies in Brent group diagenesis." Geological Society Special Publication **61**: 401-420.
- Haszeldine, R. S., et al. (2003).** "Effect of oil charge on illite dates and stopping quartz cement:calibration of basin models." Journal of Geochemical Exploration **78-79**: 373-376.
- Heald, M. T. (1955).** "Stylolites in sandstones." Journal of Geology **63**: 101-114.
- Heald, M. T. and J. J. Renton (1966).** "Experimental study of sandstone cementation." journal of sedimentary petrology **36**(4): 977-991.
- Helgeson, H. C., et al. (1993).** "Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages:Are they en metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs?" Geochimica Cosmochimica Acta **57**: 3295-3339.
- Helland-Hansen, W., et al. (1992).** Advance and retreat of the Brent delta: recent contributions to the depositional model. Geology of the Brent groupe. A. C. Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S. brown. London, Geological Society of London (Special publication). **61**: 421-440.
- Hogg, A. J. C. (1989).** Petrographic and isotopic constraints on the diagenesis and reservoir properties of Brent group sandstones, Alwyn south, Northern UK north sea, University of Aberdeen: 414.
- Hogg, A. J. C., et al. (1993).** "Mapping diagenetic fluid flow within a reservoir:K---Ar dating in the Alwyn area (UK North sea)." Marine and Petroleum Geology **10**(3): 279-294.
- Hogg, A. J. C., et al. (1995).** "An Integral thermal and Isotope Study of Diagenesis of Brent Group, ALWYN south, UK North Sea." Applied Geochemistry **10**: 531-546.
- Hogg, A. J. C., et al. (1992).** "Cathodoluminescence of Quartz Cements in Brent Group UK North Sea." geological society **61**: 421-440.
- Houseknecht, D. W. (1987).** "Assessing the relative Importance of Compaction Process and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones." American Association of Petroleum Geologists bulletin **71**(6): 633-642.
- Houseknecht, D. W. (1988).** "Intergranular Pressure solution in four Quartzose Sandstones." journal of sedimentary petrology **58**(2): 228-246.
- Houseknecht, W. D. (1984).** "Influence of Grain Size and Temperature on Intergranular Pressure Solution, Quartz Cementation, and Porosity in A Quartzose Sandstone." journal of sedimentary petrology **54**(2): 0348-0361.
- Ingersoll, R. V., et al. (1984).** "The Effect of Grain Size on Detritical Modes: A Test of the GAZZEI-DICKNISON Point-Counting Method." Journal of Sedimentary Research **54**: 0103-0116.
- Inglis, I. and J. Gérard (1991).** The Alwyn north field, blocks 3/9a, 3/4a, UK north sea. United Kingdom oil and gaz fields, 25 years commemorative volume. I. L. Abbotts, Geological Society Memoire. **14**: 21-32.

- James, W. C., et al. (1986).** "Role of Quartz and Grain Size in Silica Diagenesis, Nugget Sandstone, South-Central Wyoming." journal of sedimentary petrology **56**(5): 657-662.
- Johnson, M. L. and M. Essautier (1987).** Alwyn north field and its regional context. Petroleum geology og North West Europ. J. B. a. K. Glennie. London: 963-977.
- Jourdan, A., et al. (1987).** Diagenesis as the control of the Brent sandstone reservoir properties in the great Alwyn area. Petroleum geology og North West Europ. J. B. a. K. Glennie.
- Kantorowicz, J. (1984).** "The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from middle jurassic Ravenscar and Brent group reservoirs." Clay Minerals **19**: 259-375.
- Kraishan, G. M., et al. (2000).** "Significance of Trace Element Composition of Quartz Cement as a Key to reveal the Origin of Silica in Sandstones : an Exemple from the Cretaceous of the Barrow Sub-Basin, Western Austrtalia." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 317-331.
- Land, L. S. and S. P. Dutton (1978).** "Cementation of a Pennsylvanian sanstone: Isotopic data." journal of sedimentary petrology **48**: 1167-1176.
- Lanson, B., et al. (1996).** "Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series : late-stage diagenesis of the lower permian Rotliegend sandstone reservoir, offshore of the Netherlands." Journal of Sedimentary Research **66**(3): 501-518.
- Lanson, B. and A. Meunier (1995).** "La transformation des interstratifiés ordonnés ($S > 1$) illite-smectite en illite dans les séries diagénétiques. Etat de connaissances et prespectives." Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. ELF Aquitaine **19**(1): 149-165.
- Lepercq, J.-Y. and J.-M. Gaulier (1994).** 3D study of tectonic evolution of the northern Viking Graben. Paris, institut français du pétrole: 60.
- Lonoy, A., et al. (1986).** "Diagenesis of deeply buried sandstone reservoir : Hild, northern north sea." clay minerals **21**: 497-511.
- Lundegard, P. D. (1992).** "Sandstone Porosity Loss-A big Picture- View of The Importancxe of Compaction." journal of sedimentary petrology **62**(2): 250-260.
- Lynch, F. L., et al. (1997).** "Burial Diagenesis of Illite/Smictite in Shale and the Origins og Autigenic Quartz and Secondary Porosity in Sandstones." Geochimica Cosmochimica Acta **61**(10): 1995-2006.
- Macaulay, C. I., et al. (1993).** "Textural and isotopic variations in diagenetic kaolinite from Mangus oilfield sandstones." Clay Minerals **28**: 626-639.
- Macaulay, C. L., et al. (1992).** "Diagenetic pore water stratified for at least 35 millions years: Magnus oil field, North sea." AAPG Bull **76**(10): 1625-1634.
- MacClay, K. R. (1977).** "Pressure solution and coble creep in rocks and minerals: a review." Journal of Geological Society of London **134**: 57-75.
- Machi, L. (1987).** "A review of sandstone illite cements and aspects of their signifiacnce to hydrocarbon exploration and development." Geological Journal **22**: 333-345.

- McBride, E. F. (1989).** "Quartz cement in sandstones: a review." Earth Science Reviews **26**: 69-112.
- Morad, S. (1990a).** "Mica Alteration Reactions In Jurassic Reservoir Sandstones from The Haltenbanken Area, Offshore NORWAY." Clays and Clay Minerals **38**(6): 584-590.
- Nedkvitne, T. and K. Bjorlykke (1992).** "Secondary porosity in the Brent group (middle jurassique), hulddra field, north sea: implication of predicting lateral continuity of sandstones?" journal of sedimentary petrology **62**(1): 23-34.
- Oelkers, E. H., et al. (1992).** The Mechanism of Porosity Reduction, Stylolite Development and Quartz Cementation in North Sea Sandstones. Water-Rock Interaction, Rotterdam, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, USA.
- Oelkers, E. H., et al. (1996).** "Investigation of Quartz Cementation and Porosity Reduction in North Sea Sandstones." 420-451.
- Onasch, C. M. (1993).** "Determination of pressure solution shortening in sandstones." Tectonophysics **277**: 145-159.
- Onasch, C. M. (1994).** "Assessing brittle volume-gain and pressure solution volume-loss processus in quartz arenite." Journal of Structural Geology **16**(4): 519-530.
- Ortoleva, P., et al. (1982).** "Kinetics of metamorphic layering in anisotropically stressed rocks." American Journal of Science **282**: 617-643.
- Osborne, M. J. and R. E. Swarbrick (1999).** "Diagenesis in North Sea HTHP Clastic Reservoirs--Consequences for Porosity and Overpressure Prediction." Marine and Petroleum Geology **16**: 337-353.
- Pittman, E. D. (1979b).** "Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs." Soc.Econ.Paleontol.Mineral.Spec.Publ **26**: 159-173.
- Porter, E. W. and W. C. James (1986).** "Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis in quartzose sandstones." Chemical Geology **57**: 359-369.
- Potdevin, J.-L. (1987).** "Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées." Geodinamica Acta **1**(3): 193-206.
- Potdevin, J.-L. (1996).** Bilans de transferts de matière par les fluides dans la diagenèse et le métamorphisme. une approche des interactions entre transport, réaction et déformation. Lille: 260pp.
- Potdevin, J.-L. and L. Hassouta (1997).** "Bilan de Matière des Processus d'Illitisation et des Surcroissance de Quartz dans un Réservoir Pétrolier du Champ d'Ellon (Zone Alwyn, mer du Nord)." Bulletin de la Société Géologique de France **168**(2): 219-229.
- Primmer, T. J., et al. (1997).** "Global Patterns in Sandstone Diagenesis: application to reservoir Quality Prediction for Petroleum Exploration." American Association of Petroleum Geologists bulletin Memoir **69**: 61-78.
- Prosser, D. J., et al. (1993).** "Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cements layers within the rannoch formation of the Brent groupe, Murchion field, North viking graben (northern north sea)." sedimentary geology **87**: 139-164.

- Purvin, K. (1995).** "Diagenesis of Lower Jurassic Sandstones, Block 211/13 (penguin Area), UK Northern North Sea." Marin and Petroleum Geology **12**: 219-228.
- Raj, R. and C. K. Chyung (1981).** "Solution-precipitation creep in glass ceramics." Acta Metallurgica **29**: 159-166.
- Ramm, M. (1992).** "Porosity-depth trends in reservoir sandstones: theoretical models related to jurassic sandstone offshore, Norway." Marine and Petroleum Geology **9**: 553-567.
- Ramseyer, K. (1989).** Bottle green, brown, red; 3 classes of CL-colours in quartz. BSRG workshop mtg., Manchester.
- Renard, F. (1997).** La déformation mécano-chimique dans la croûte supérieure terrestre. Grenoble: 206.
- Renard, F., et al. (2000).** "The Difference Processes Involved in the Mechanisme of Pressure Solution in Quartz-Rich Rocks and Their Intractions." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 67-78.
- Renard, F. and P. Ortoleva (1997).** "Pressure Solution in Sandstones : Influence of Clays and Dependence on Temperature and Stress." Tectonophysics **280**: 257-266.
- Renard, F., et al. (1997).** "Water Film at Grain Contacts: Debye-Huckel, Osmotic model of stress, Salinity, and mineralogy dependence." Geochimica Cosmochimica Acta **61**(10): 1963-1970.
- Renard, F., et al. (1999).** "An Integrated Model for Transitional Pressure Solution in Sandstones." Tectonophysics **312**: 97-115.
- Richards, P. C. (1992).** An introduction of the Brent groupe: a literature review. Geology of the Brent groupe. A. C. Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S. brown. London, Geological Society of London (Special publication). **61**: 15-26.
- Riches, P., et al. (1986).** "Diagenetic peculiarities of potential lower jurassic reservoir sandstones. troms 1 area, off Northern Norway, and their tectonic signifiante." clay minerals **21**: 565-584.
- Robin, P.-Y. F. (1978).** "Pressure solution at grain-grain contacts." Geochimica Cosmochimica Acta **42**: 1383-1389.
- Robinson, A. and J. Gluyas (1992).** "Duration of quartz cementation in sandstones, North sea and Haltenbanken basins." Marine and Petroleum Geology **9**: 324-327.
- Rutter, E. H. (1976).** "The kinetics of rock deformation by pressure solution." Philosophical Transactions of the Royal Society of London **283**(A): 203-220.
- Rutter, E. H. (1983).** "Presure solution in nature." J.Geol.Soc.London **140**: 725-740.
- Saigal, G. C. and K. Bjorlykke (1987).** "Carbonates cements in clastic reservoir rocks from offshore Norway-relationships between isotopique composition, textural development and burial depth." geological society Special Puplication **36**: 313-324.

- Saigal, G. C., et al. (1992).** "The effects of oil emplacement on diagenetic process-exemple from the Fulmar reservoir sandstones, cxentral North sea." American Association of Petroleum Geologists bulletin **76**: 1024-1033.
- Schutjens, P. M. T. M. (1991).** "Experimental compaction of quartz sand at low effective stress and temperature conditions." Journal of Geological Society of London **148**: 527-539.
- Slater, J. G. and P. A. F. Christie (1980).** "Continental stretching : an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North sea basin." Journal of Geophysical Research **85**: 3711-3739.
- Scotchman, I. C., et al. (1989).** "Clay Diagenesis and Oil Migration in Brent Group Sandstones of NW HUTTON, UK north sea." clay minerals **24**(339-374).
- Sheldon, H. A., et al. (2003).** "An Analyses of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones." Journal of Sedimentary Research **73**(1): 64-71.
- Sibley, D. F. and H. Blatt (1976).** "Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite." journal of sedimentary petrology **46**(4): 881-896.
- Sizun, j.-p. (1995).** Modification des structures de porosité de grès lors de transformation pétrographiques dans la diagenèse et l'hydrothermalisme: application au trias de la marge ardechoise du fosse rhenan. i. d. g. U.F.R des sciences de la vie et de la terre , centre de géochimie de la surface (CNRS). Strasbourg: 256.
- Sommer, F. (1978).** "Diagenesis of jurassic sandstone in the Viking Graben." Journal of Geological Society of London **135**: 63-67.
- Sorby, H. C. (1863).** "On the direct correlation on mechanical and chemical forces." Proc. R. Soc. London **12**: 538-550.
- Stephenson, L. P., et al. (1992).** "A model for sandstone compaction by grain interpenetration." journal of sedimentary petrology **62**: 11-22.
- Sur, K. H., et al. (2002).** "Diagenesis of the Lower Cretaceous Kanmon Group Sandstones, SW Japan." Journal of Asian Earth Sciences **20**: 921-935.
- Surdam, R. C., et al. (1989).** "Organic inorganic interaction and sandstone diagenesis." AAPG Bull **73**: 1-23.
- Tada, R., et al. (1987).** "A New Mechanisme For Pressure Solution in quartzose Sandstones." Geochimica Cosmochimica Acta **51**: 2295-2301.
- Tada, R. and R. Siever (1986).** "Expermental knife-edge pressure solution of halite." Geochimica Cosmochimica Acta **50**: 29-36.
- Tada, R. and R. Siever (1989).** "Pressure solution during diagenesis." Annual Review of Earth and Planetary Sciences **17**: 89-118.
- Thomson, A. (1959).** "Pressure-solution and porosity." Soc.Econ.Paleontol.Mineral.Spec.Publ **7**: 92-110.

Thyne, G. (2001). "A Model for Diagenetic Mass Transfer between Adjacent Sandstone and Shale." Marin and Petroleum Geology **18**: 743-755.

Thyne, G., et al. (2001). "Simulation Potassium Feldspar Dissolution and Illitisation in the Statfjord Formation, North Sea." AAPG **85**(4): 621-635.

Trewin, N. H. and A. E. Fallick (2000). "Quartz Cement Origins and Budget in the Tumblagooda Sandstone, Western Australia." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 219-229.

VanDer, P. and A. C. Tobi (1965). "A chart for judging the reliability of points counting results." American Journal of Science **263**: 87-90.

Walderhaug, O. (1990). "A Fluid inclusion study of quartz cemented sandstones from offshore mid-Norway-possible evidence for continued quartz during oil emplacement." journal of sedimentary petrology **60**: 203-210.

Walderhaug, O. (1994 a). "Precipitation Rates For Quartz Cement in Sandstones Determined by Fluid-Inclusion Microthermometry and Temperature-History Modeling." Journal of Sedimentary Research **A64**(2): 324-333.

Walderhaug, O. (1994 b). "Temperatures of Quartz Cementation in Jurassic Sandstones from the Norwegian Shelf-Evidence from Fluid Inclusions." Journal of Sedimentary Research **A64**(2): 311-323.

Walderhaug, O., et al. (2000). "Modelling Quartz Cementation and Porosity in Reservoirs Sandstones : exemple from Norwegian Continental Shelf." Special Publication of the International Association of Sedimentologists **29**: 39-49.

Weyl, P. K. (1959). "Pressure Solution and the Force of Crystallization A Phenomenological Theory." Journal of Geophysical Research **64**(11): 2001-2025.

Wilkinson, J. J., et al. (1998). "Fluid inclusion constraints and timing of hydrocarbon migration and quartz cementation in Brent group reservoir sandstones, Columba Terrace, Northern north sea." Geological Society of London, Special Publication **144**: 69-89.

Worden, R. H. and S. Morad (2000). "Quartz cementation in oil field sandstones : A review of the key controversies." Special Publication of the International Association of Sedimentologists(29): 1-20.

Worden, R. H., et al. (1998). "Can Oil Emplacement Prevent Cementation in Sandstones?" Petroleum Geoscience **4**: 129-137.

Ziegler, P. A. (1981). Evolution of sedimentary basins in north-west europe. Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe. L. V. Lilling and G. D. Hobson. London, Hedens & Sons Ltd: 3-39.

Ziegler, P. A. and B. V. Hoorn (1989). "Evolution of the north sea rift system." American Association of Petroleum Geologists bulletin Memoir **46**: 471-500.

PLANCHES

PLANCHE I : Grès cimentés et non cimentés par la calcite. A. Grès cimentés par la calcite avec ses différents minéraux. On peut noter les grains de quartz anguleux à subanguleux bien espacés et séparés par le ciment (LPA). B. Transformation de kaolinite dans un grès non cimenté et un feldspath potassique dissous (LP). C. Pseudomorphose de muscovite en kaolinite dans un grès non cimenté (LPA). D. Grès du champ de Dunbar. Les grains sont assez grands et la porosité secondaire est bien marquée. Ici, elle garde la forme des anciens grains (LP). Qtz : quartz, CAL : calcite, K-Fds : feldspath potassique, Musc. : muscovite, Ill : illite, Kln : kaolinite, F.R. : fragments de roche.

PLANCHE II : Diagenèse précoce dans les grès cimentés. A : pseudomorphose de feldspath potassique en kaolinite (CL). B : pseudomorphose de muscovite en kaolinite (CL). C : kaolinite vermiculaire (CL). D : surcroissance de feldspath potassique (CL). E : illite précoce, elle résulte surtout de la transformation de muscovite (CL). On voit sur la photo une pseudomorphose de muscovite en illite (bas de la photo à gauche) (CL). F : la même photo que (E) mais en (LP). G, H : altération de K-feldspath en illite dans les grès cimentés (CL), H (LP). I, J : la transformation kaolinite-illite dans les grès cimentés.

PLANCHE III : Deux types de calcite dans les grès étudiés. A : Calcite précoce montrant des bandes de croissances (CL). B, C : Calcite tardive qui recouvre les surcroissances de quartz (CL, champ d'Ellon). D : calcite tardive dans le champ de Dunbar (CL).

PLANCHE IV : Diagenèse d'enfouissement. Pseudomorphose de feldspath potassique en kaolinite dans les grès non cimentés. A : photo MEB. B : (CL). C : carte chimique de l'aluminium (EDS). D : carte chimique du potassium (EDS).

PLANCHE V : Altération du feldspath potassique en illite dans les grès non cimentés. A : MEB. B : carte chimique de l'aluminium (EDS). C : carte chimique du potassium (EDS). D : carte chimique de la silice (EDS).

PLANCHE VI : Les structures de pression-dissolution. A. Pression-dissolution dans le champ de Dunbar (CL). B. Structures de pression-dissolution dans le champ d'Ellon (CL). C : Poinçonnement d'un grain de quartz par un grain de muscovite (MEB). D : Surface de contact entre deux surcroissances (CL). E, F : Pression-dissolution entre un grain détritique et une surcroissance ou entre deux surcroissances. SS: contact normal entre deux surcroissances de quartz.

PLANCHE VII : Observation des surfaces des grains de quartz séparés. A : surface lisse d'un grain de quartz dans les grès cimentés (MEB). B : surface d'un quartz montrant l'emplacement de l'illite en nid d'abeille (MEB). C, D : Microquartz sur la surface d'un grain de quartz qui empêche le développement de surcroissance (MEB). E : Inclusions fluides dans une surcroissance et entre une surcroissance et un grain détritique. De l'illite est également imbriquée entre une surcroissance et le grain détritique (MEB). F : surface de surcroissance montrant des défauts cristallins (MEB). (cf : A dans les grès cimentés et le reste dans les grès non cimentés).

PLANCHE VIII : Géométrie de la dissolution d'un grain de quartz détritique et de surcroissances. Les surfaces ne sont pas lisses mais elles contiennent des micropics et des microdépressions.

PLANCHE IX : Effet des argiles sur la pression-dissolution. A, B : illite qui recouvre la surface du quartz ou qui occupe l'entrée de pores (pore bridging) (LP). C, D, E et F : argile au contact entre deux grains de quartz. C : (MEB). D : carte chimique de la silice (EDS). E : carte chimique du potassium (EDS). F : Carte chimique de l'aluminium (EDS).

PLANCHE X: « Précurseurs » dans les grès cimentés. A : vue globale d'un « précurseur » (LP). B : dissolution d'un quartz au contact d'une muscovite. Les grains de quartz montrent des golfes de dissolution (LP). C (CL) et D (LPA) : structures de dissolution de la calcite dans les « précurseurs ». P2 : porosité secondaire.

PLANCHE XI : Une plage dans un stylolite montrant des structures de pression-dissolution et une concentration en minéraux insolubles (illite, kaolinite, muscovite). Photographie en haut à gauche (MEB). Les autres photographies représentent les cartes des éléments chimiques de ces minéraux (MEB-EDS).

PLANCHE XII : *Stylolites* qui correspondaient à une hétérogénéité sédimentaire initiale de la roche. A : stylolite dans les grès non cimentés (LP). B : stylolite à la limite entre grès cimentés et non cimentés (LP). C : une hétérogénéité entre la limite des deux types de grès étudiés (LP). La couleur bleue désigne la porosité et la couleur rose désigne le ciment calcitique.

PLANCHE XIII : *Surcroissances de quartz dans les grès étudiés*. A : des surcroissances à une seule zone qui contournent les grains détritiques (MEB-CL). B : surcroissances à plusieurs zones dans les grès d'Ellon (CL). C : surcroissance à petits cristaux qui alternent avec de l'illite sur une surface d'un grain de quartz détritique (MEB). D : grands cristaux de surcroissances de quartz qui englobent quasiment tout le grain (MEB). E : surcroissance à plusieurs zones observée sur les grains séparés du champ de Dunbar (MEB). F : surcroissance de quartz à plusieurs zones typiques des grès du champ de Dunbar. G : illite en rosette englobée entre une surcroissance et un grain détritique. H : illite qui recouvre une surcroissance.

PLANCHE I

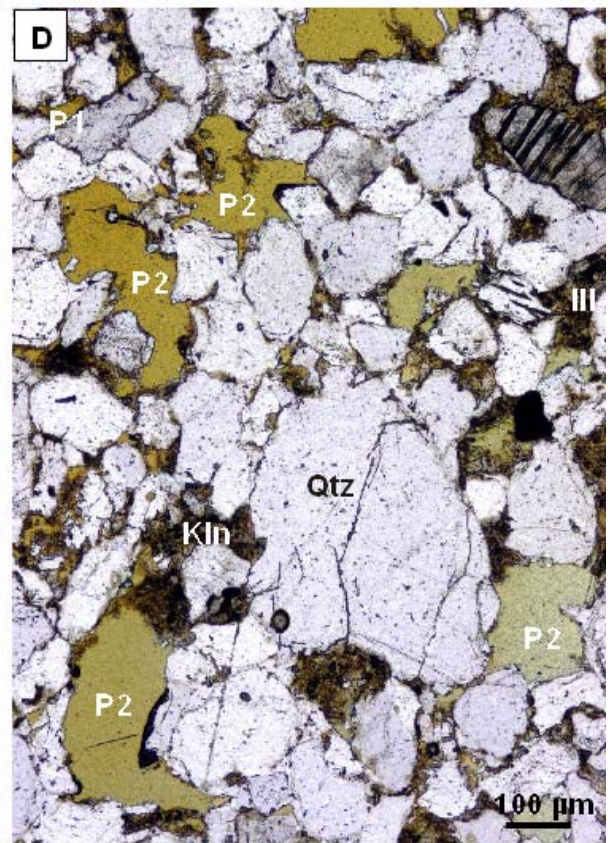
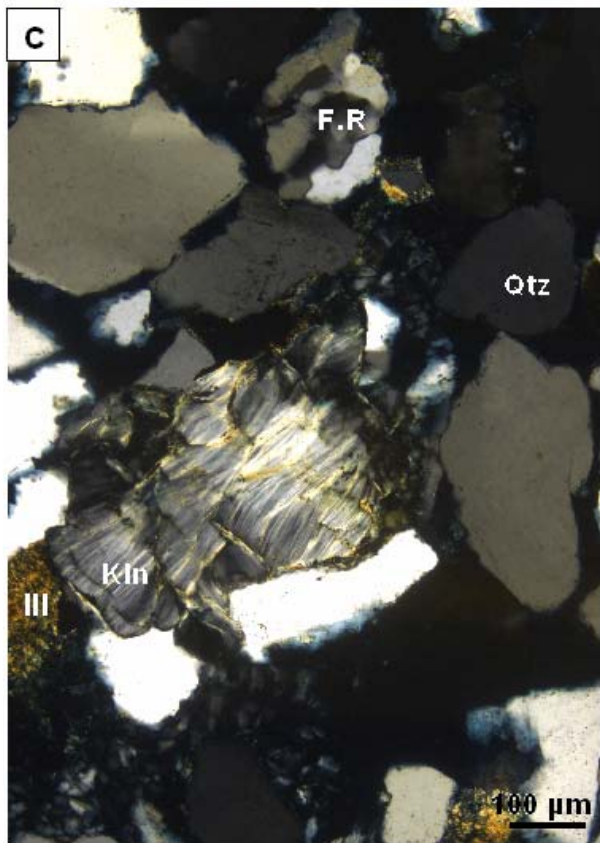
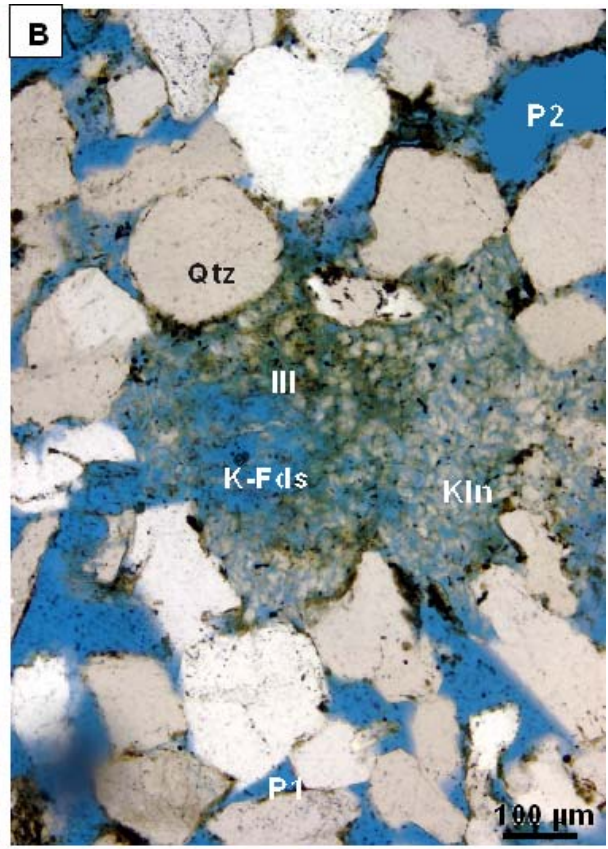
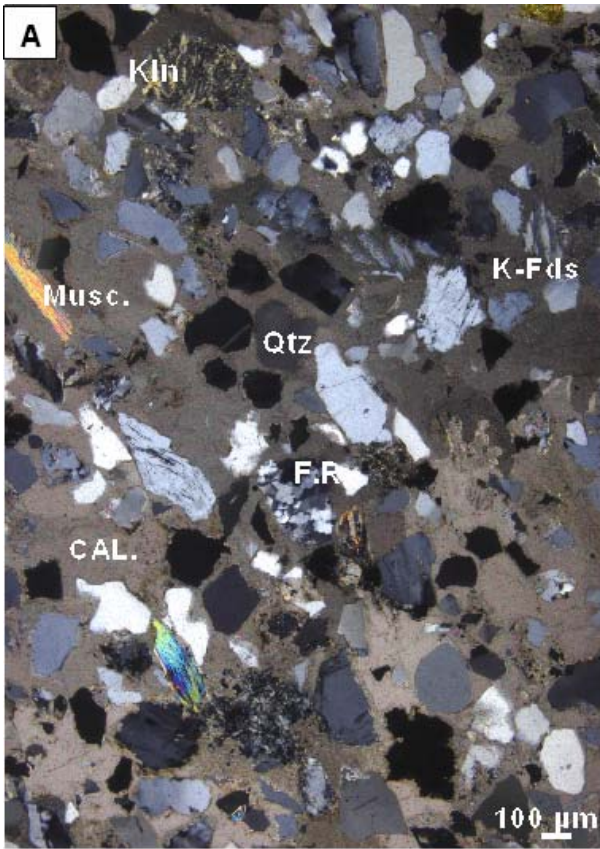
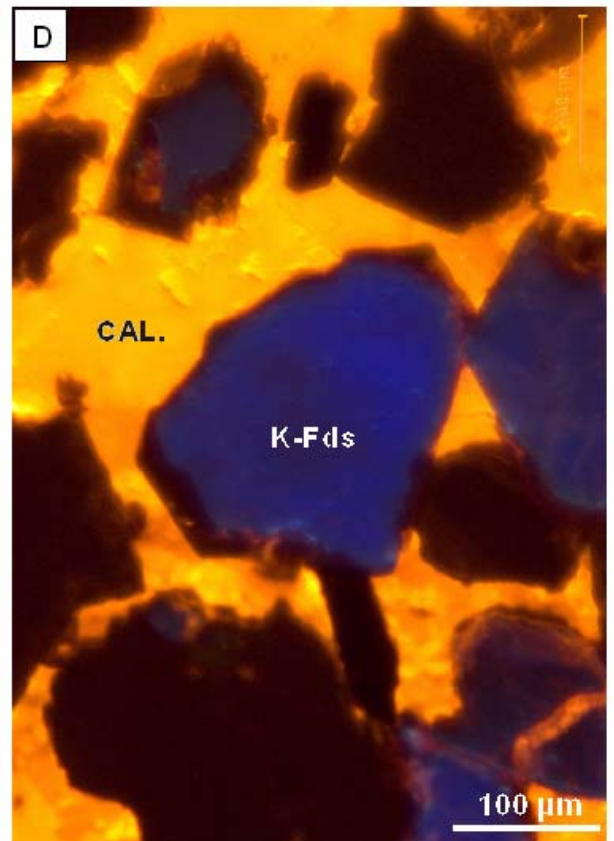
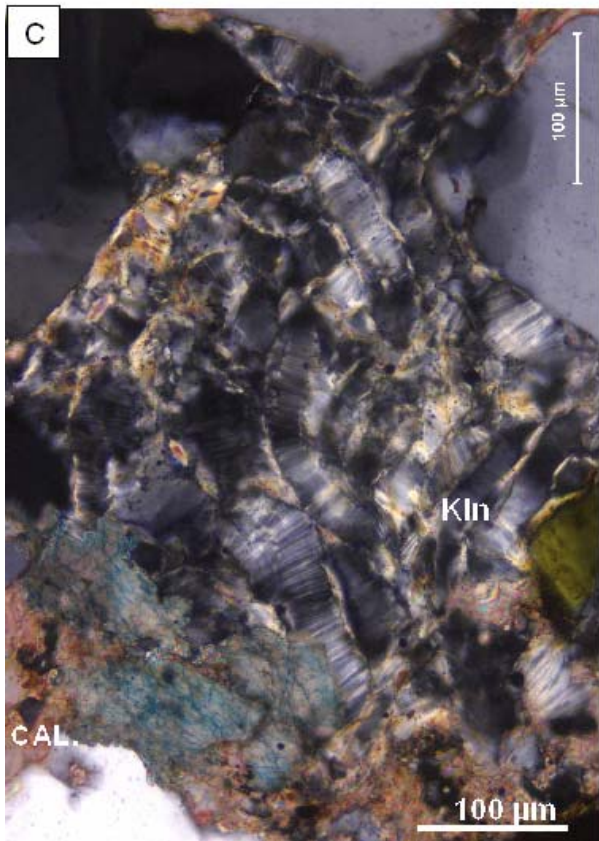
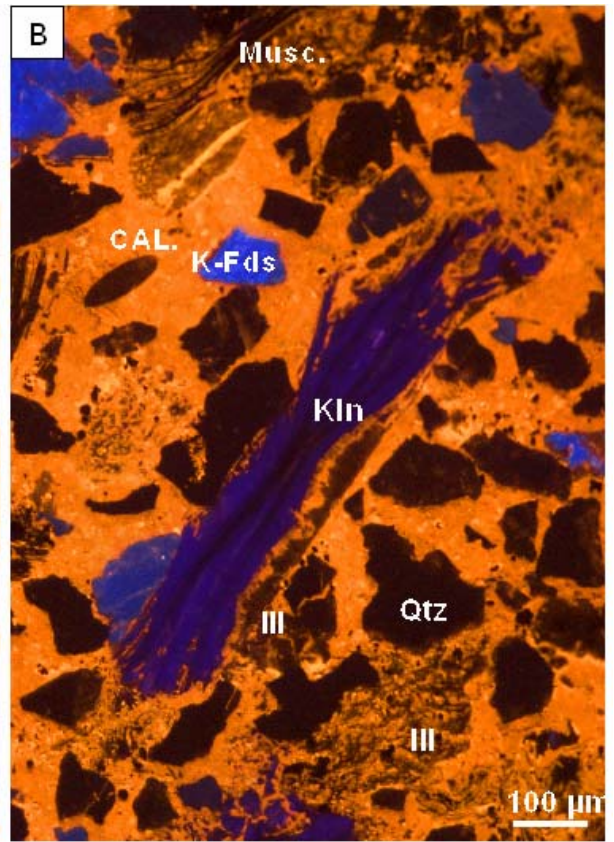
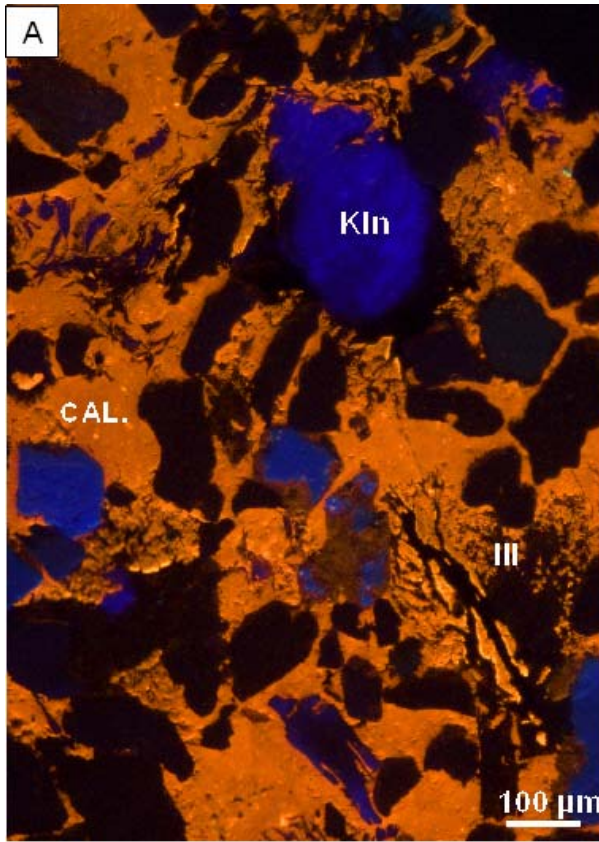
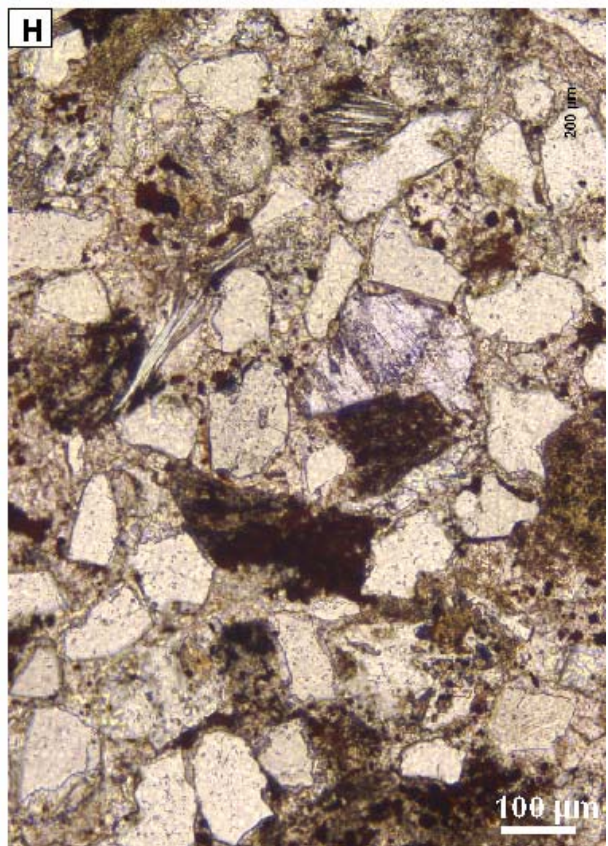
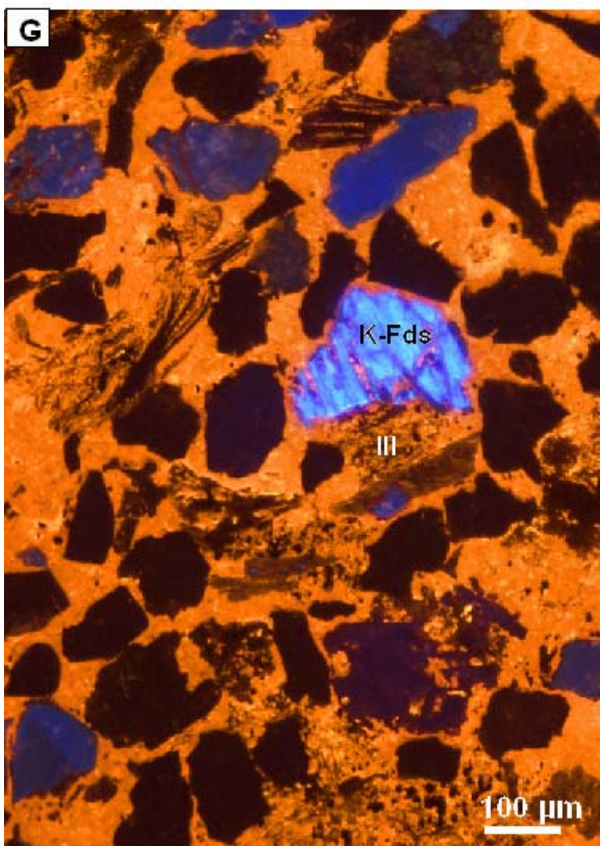
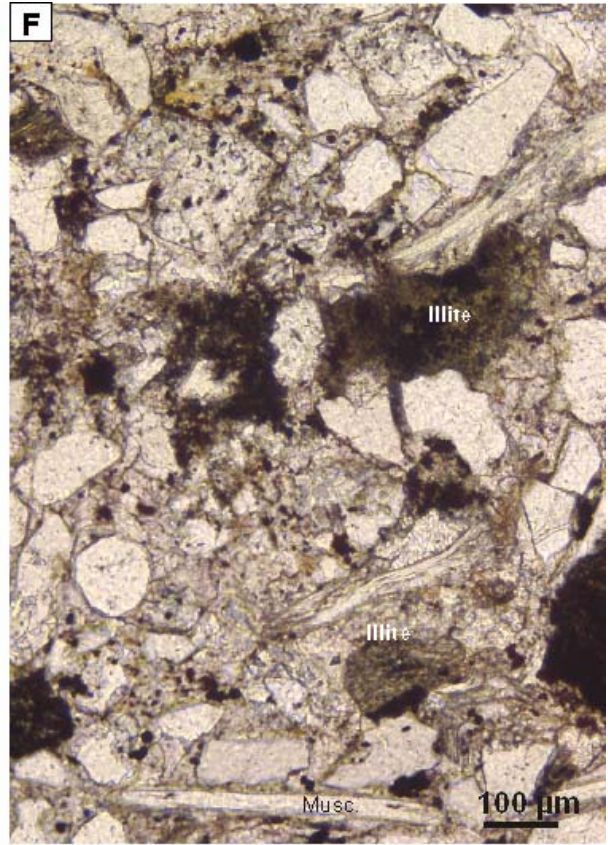
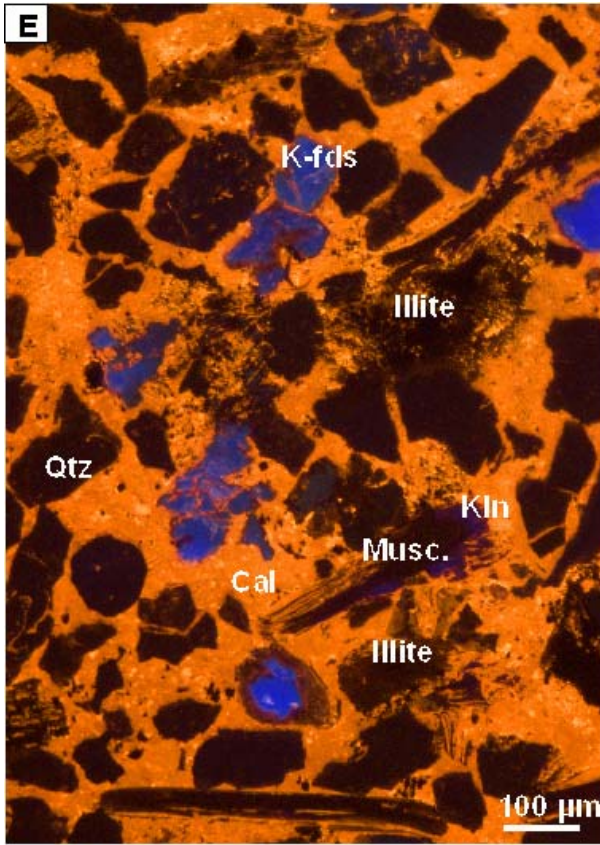


PLANCHE II





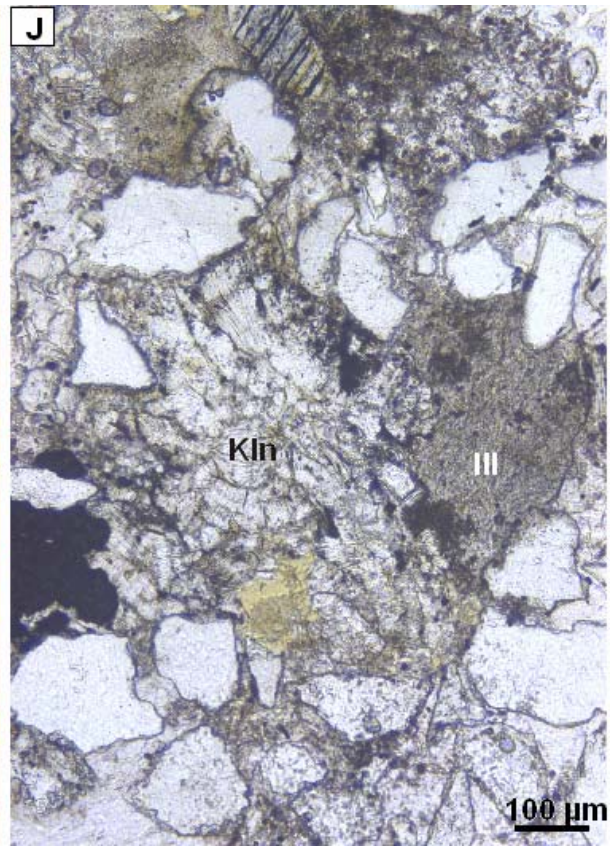
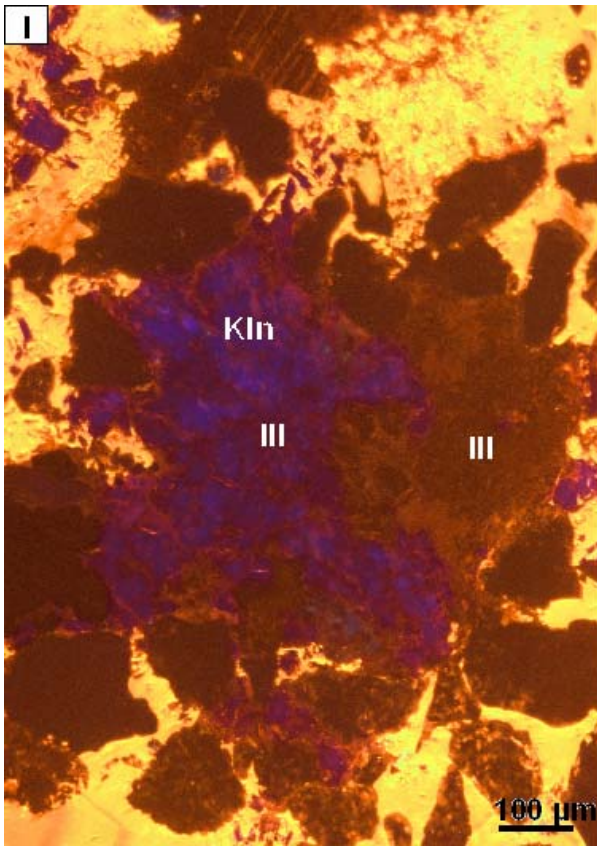


PLANCHE III

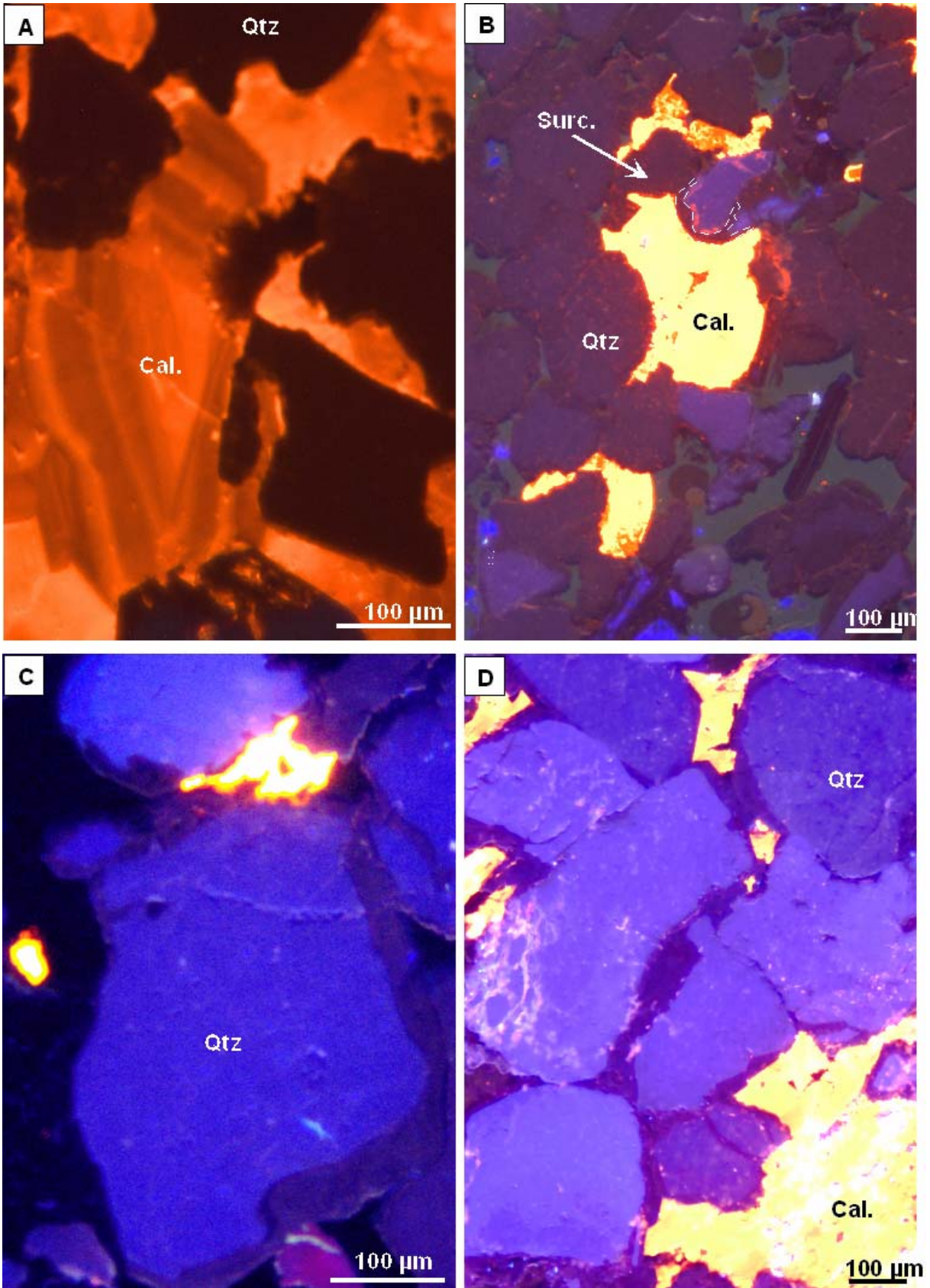


PLANCHE IV

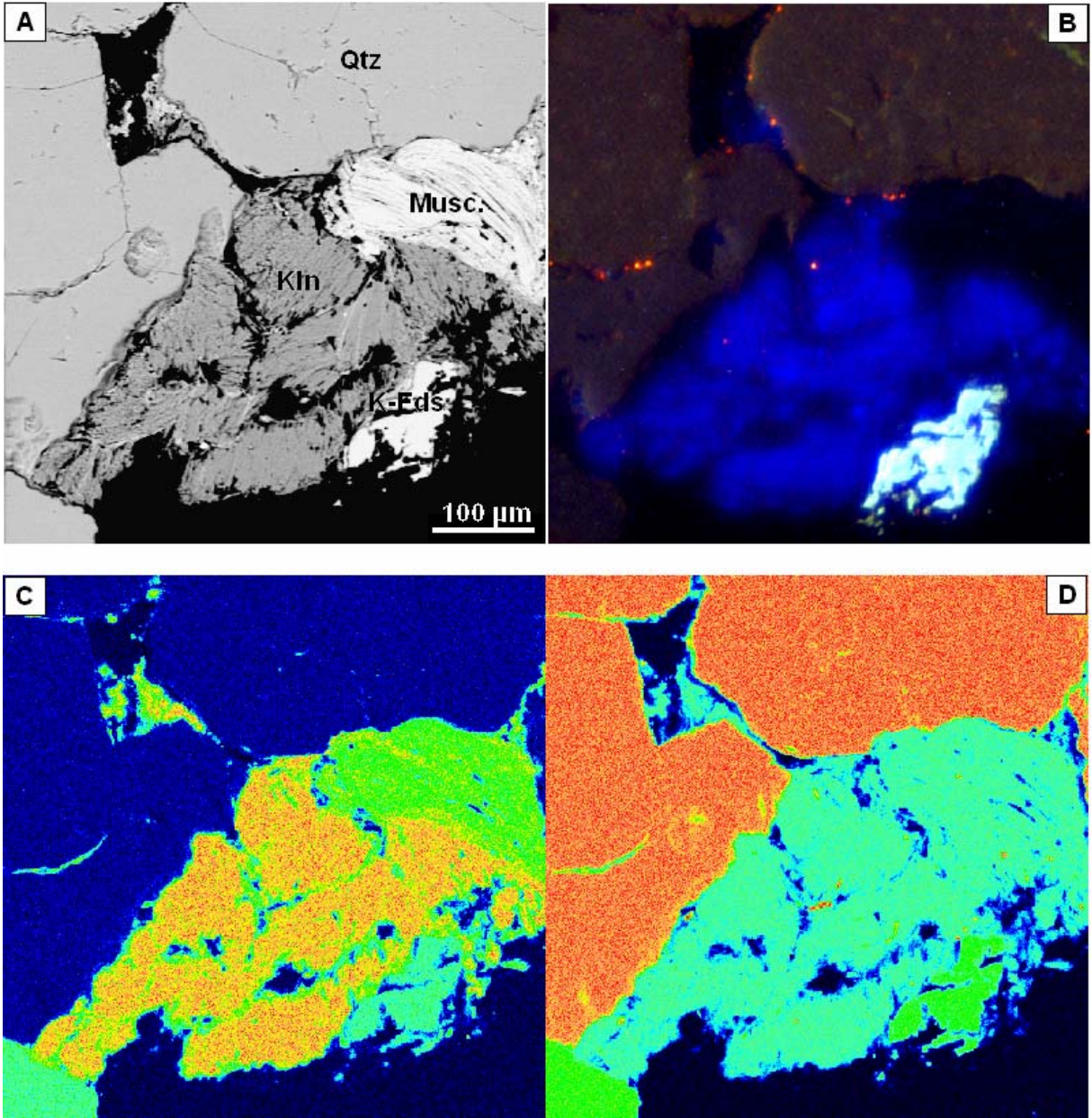


PLANCHE V

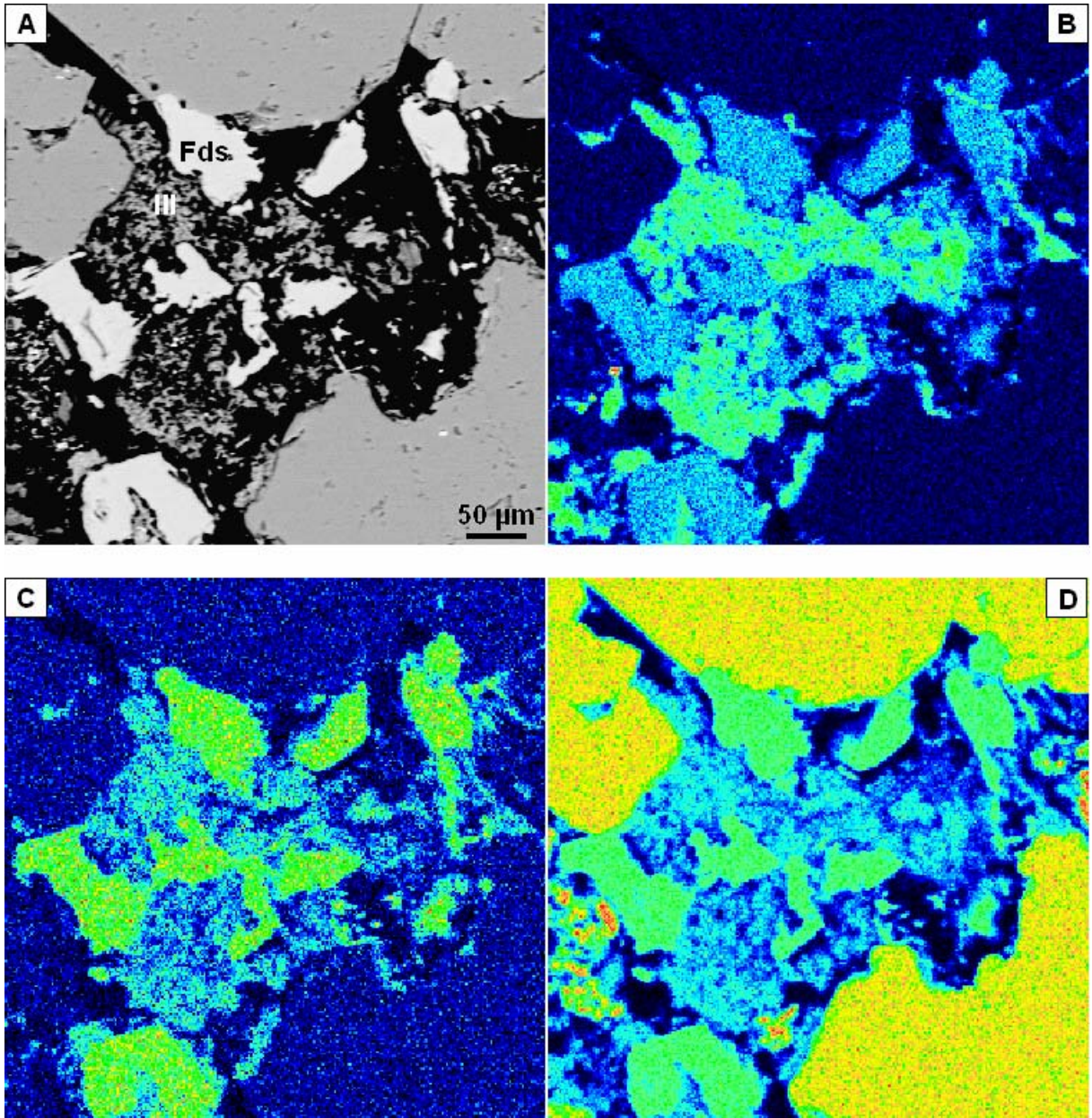


PLANCHE VI

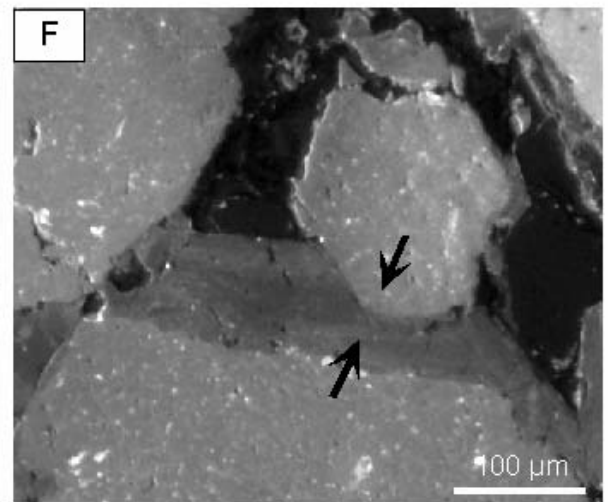
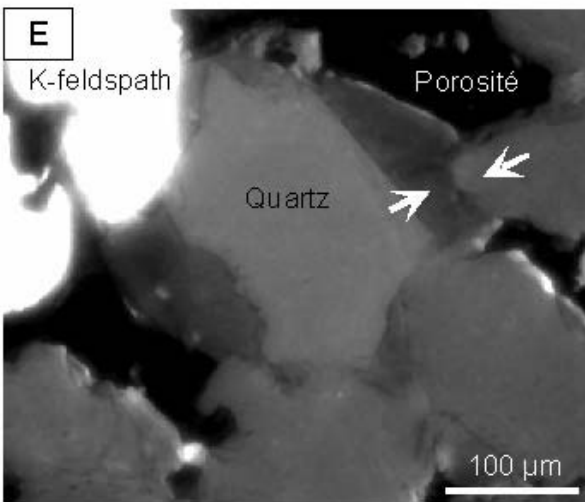
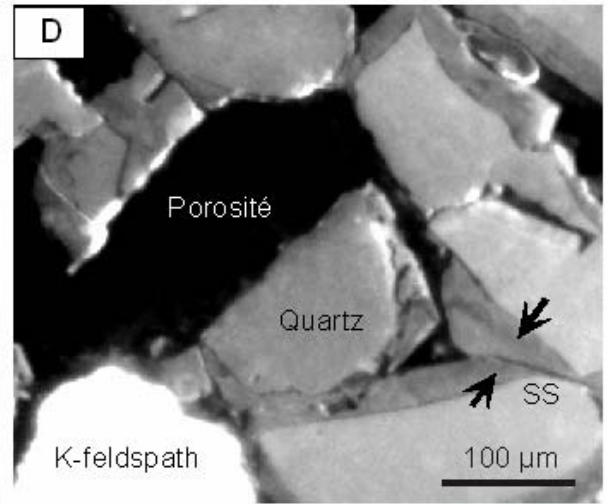
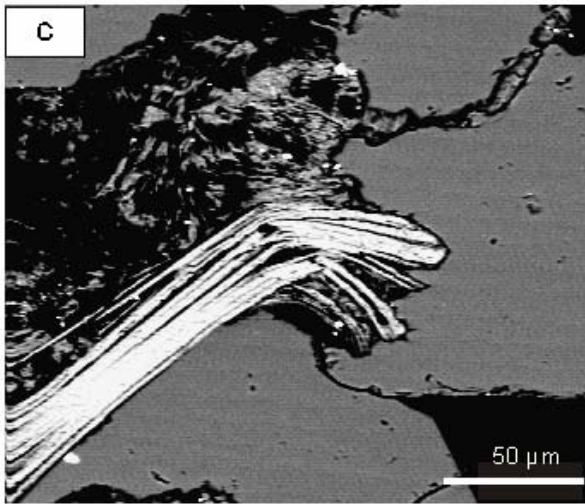
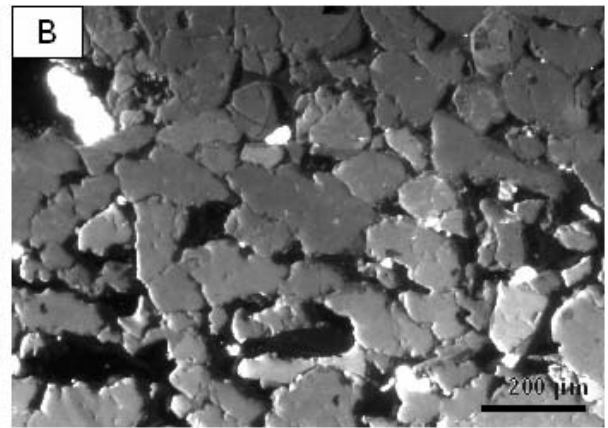
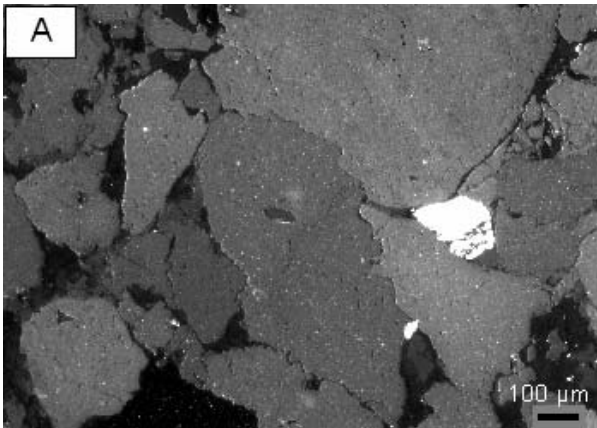


PLANCHE VII

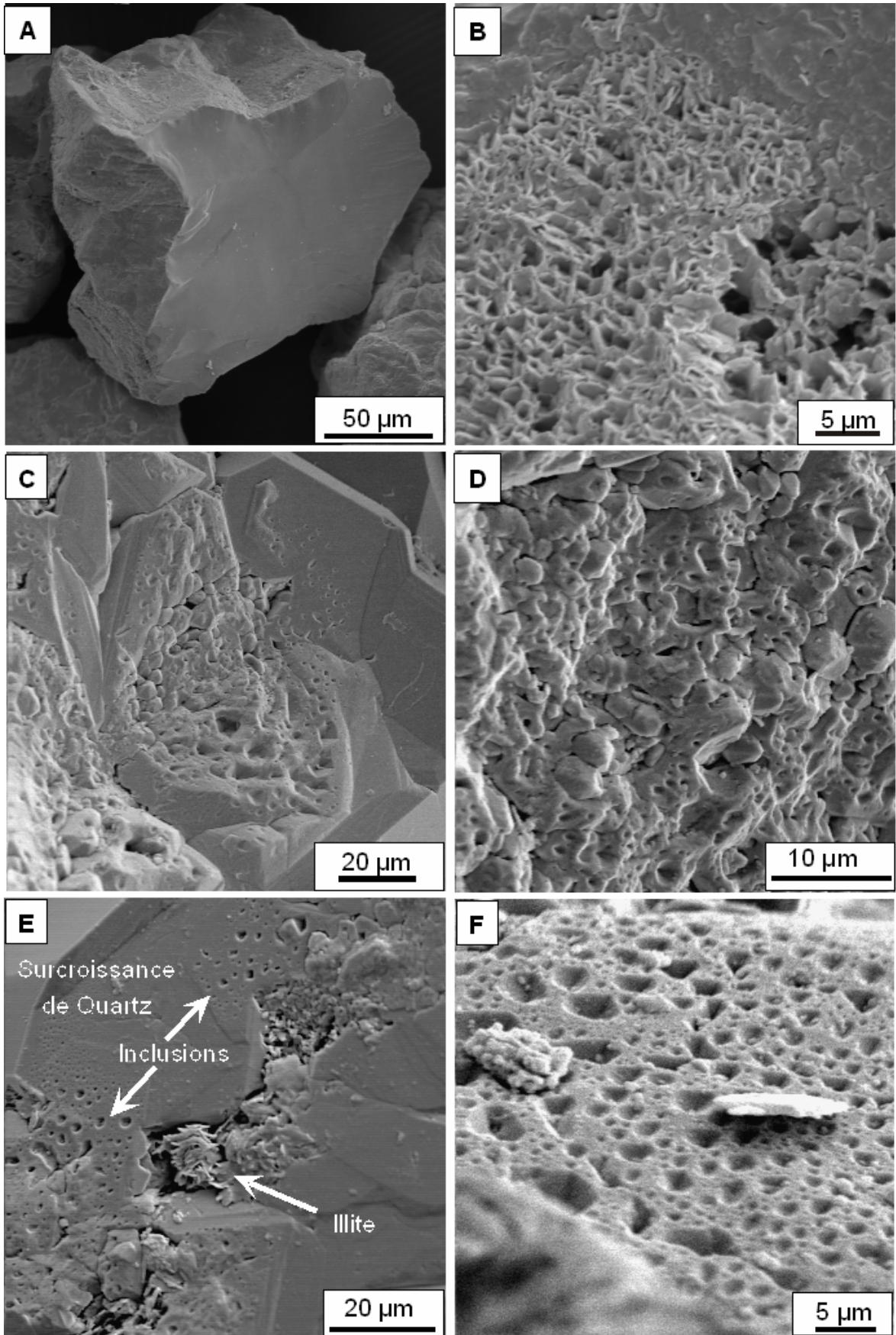


PLANCHE VIII

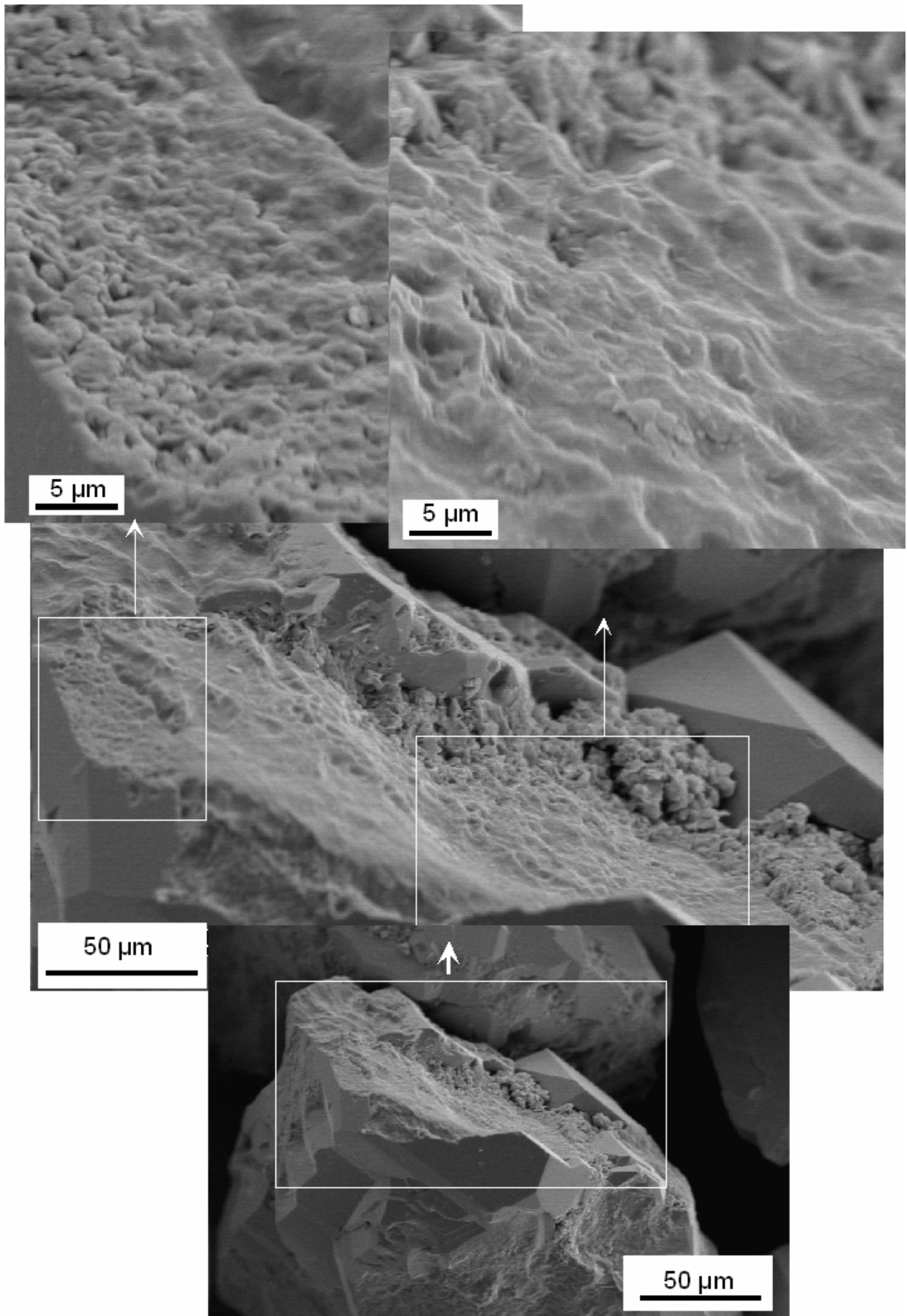


PLANCHE IX

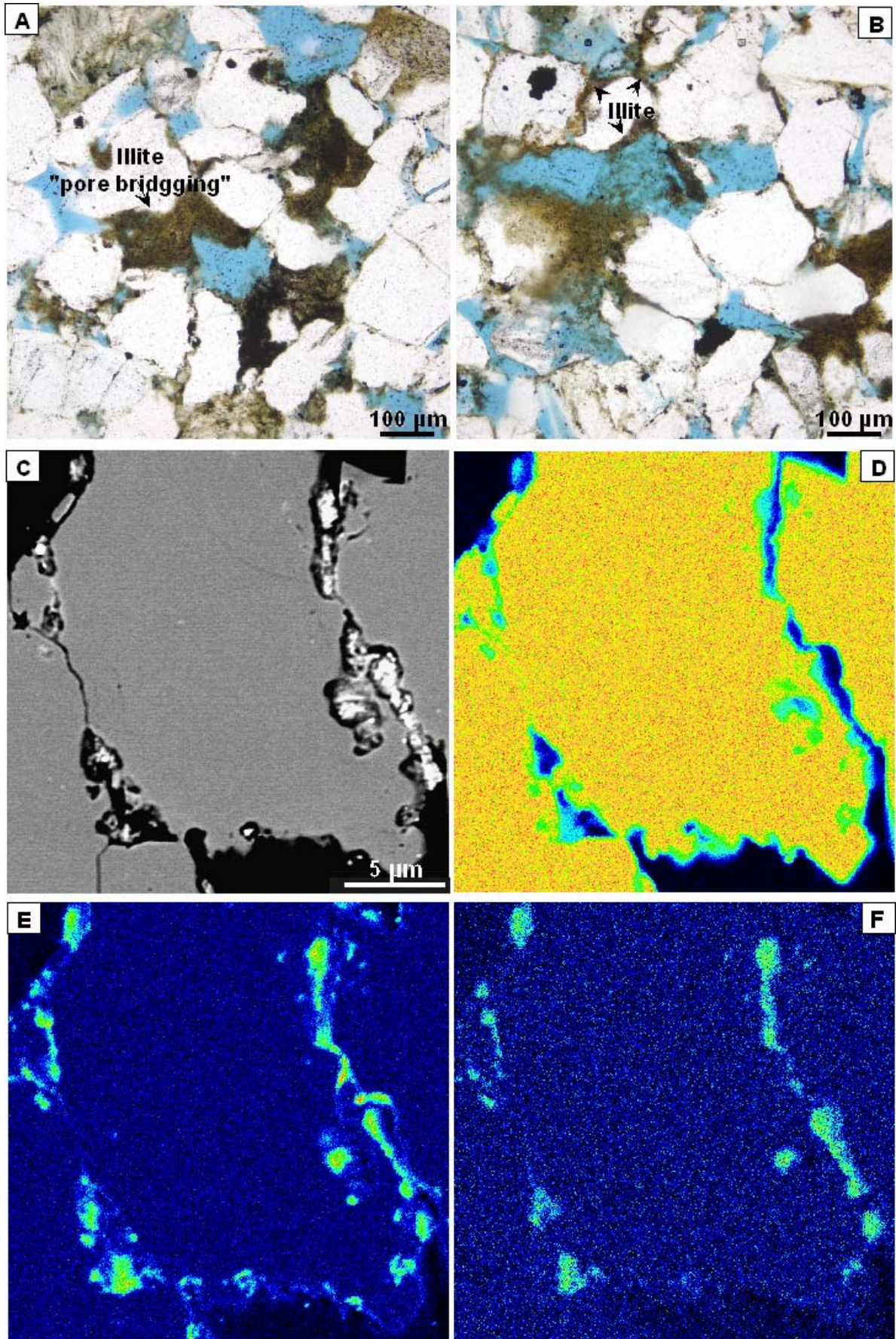


PLANCHE X

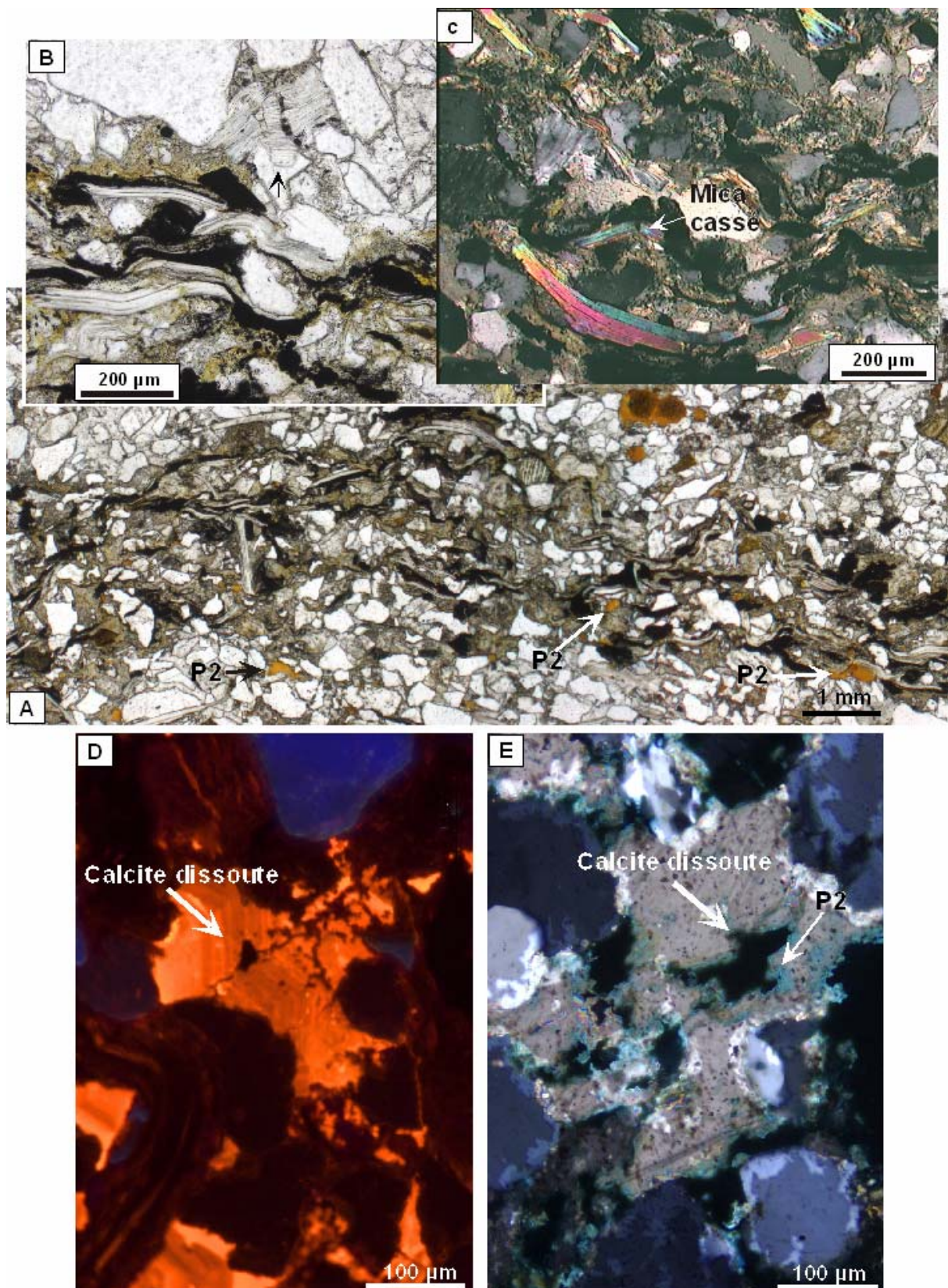


PLANCHE XI

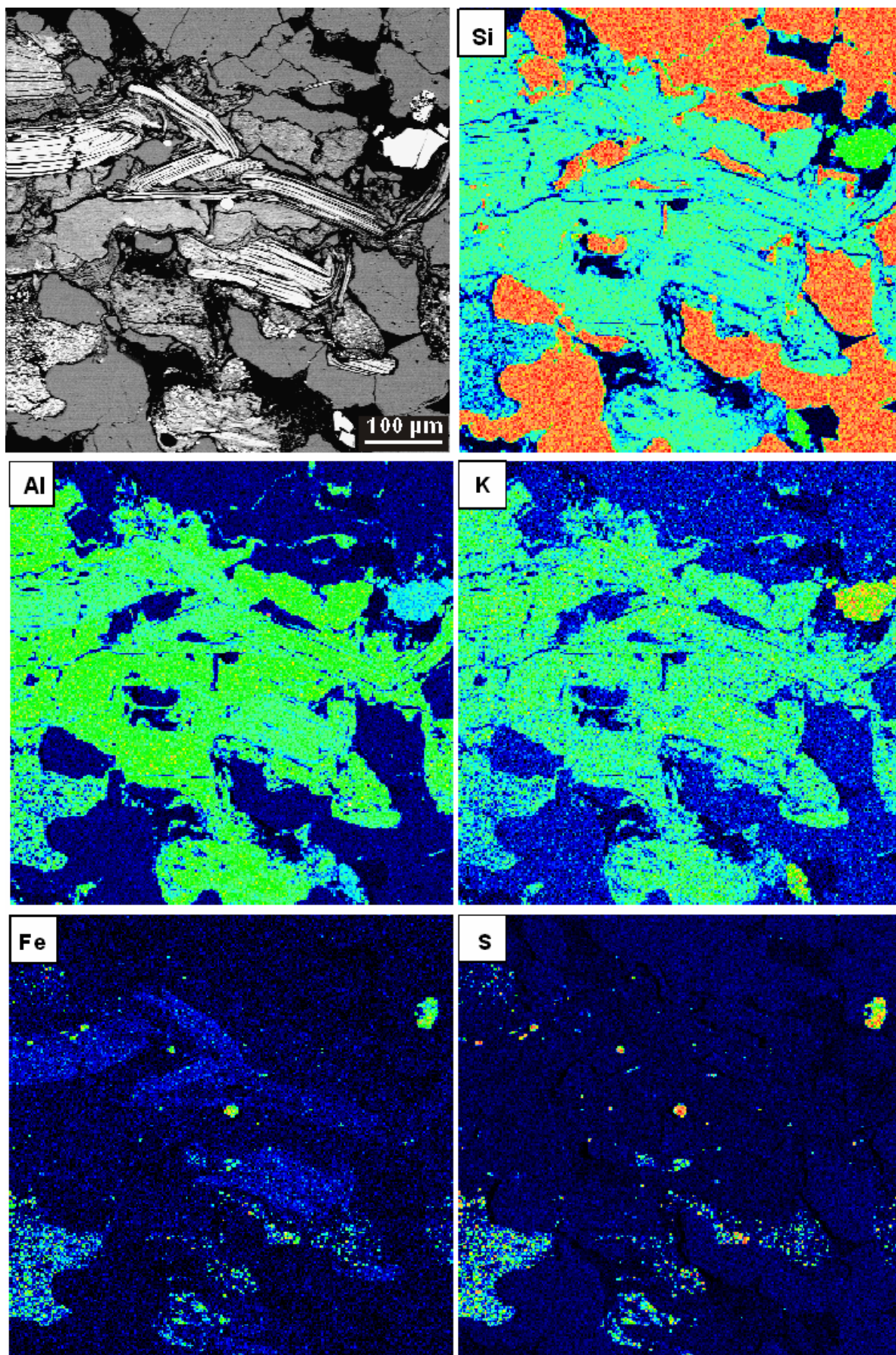
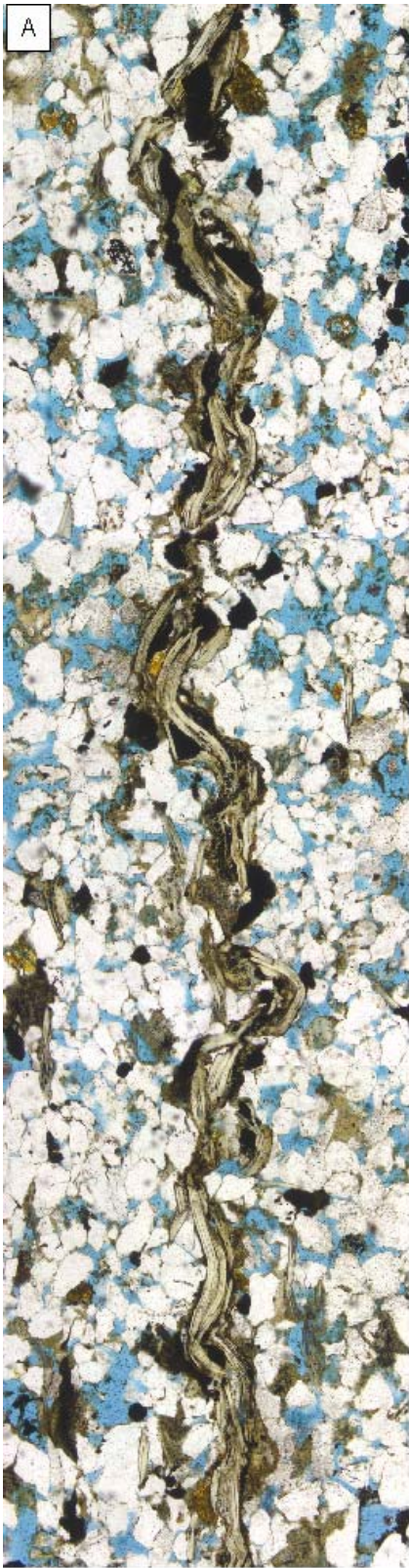
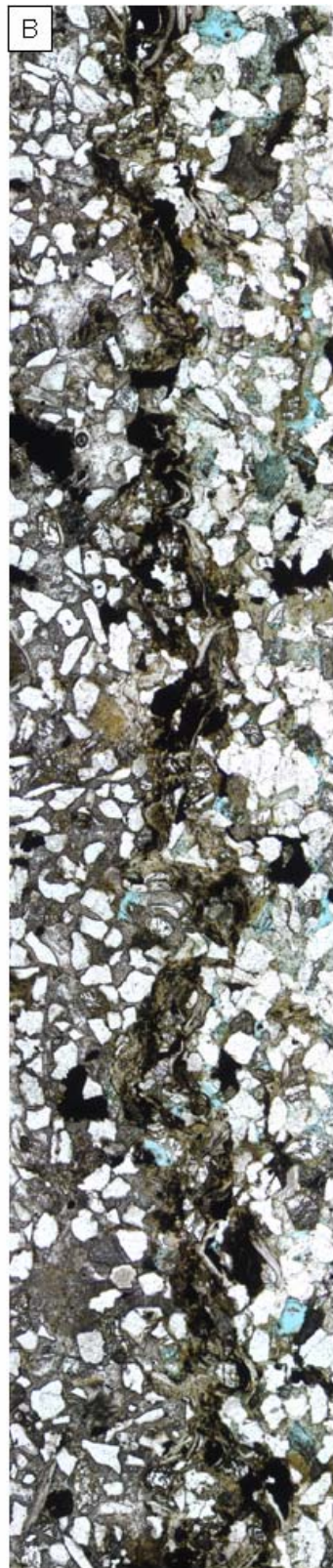


PLANCHE XII



200 μm

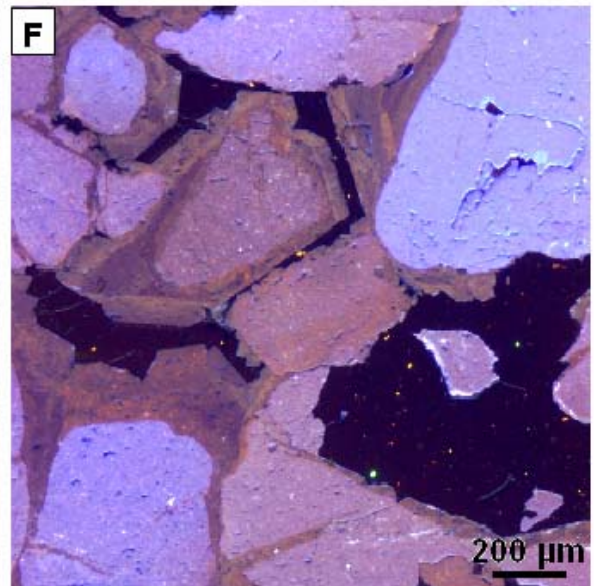
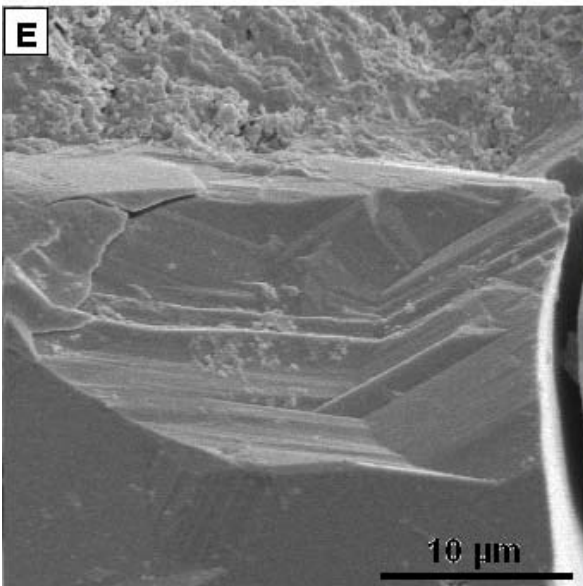
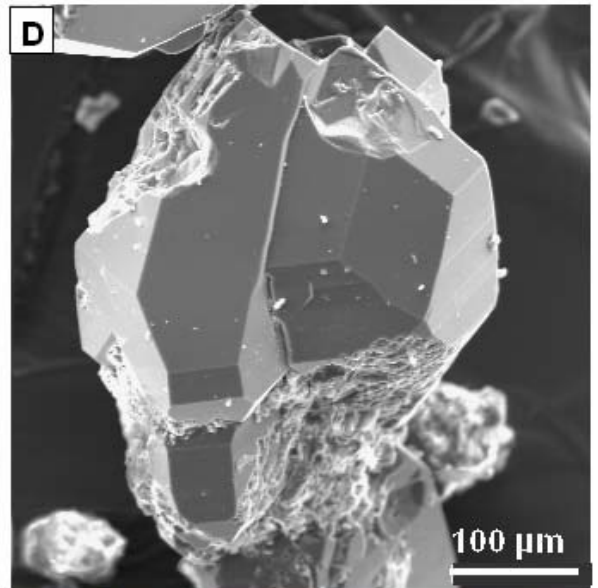
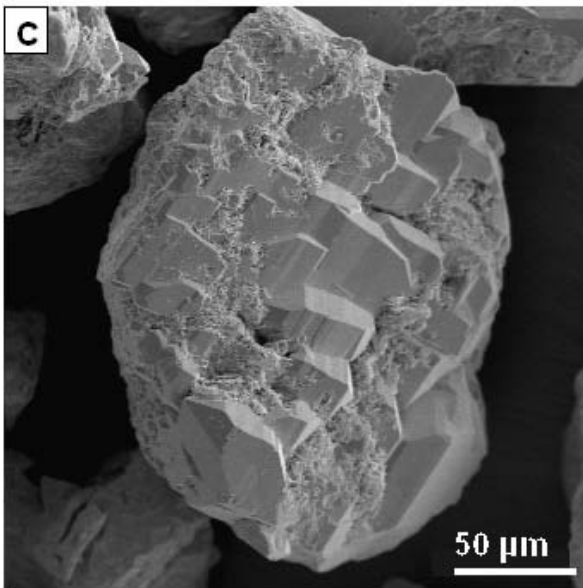
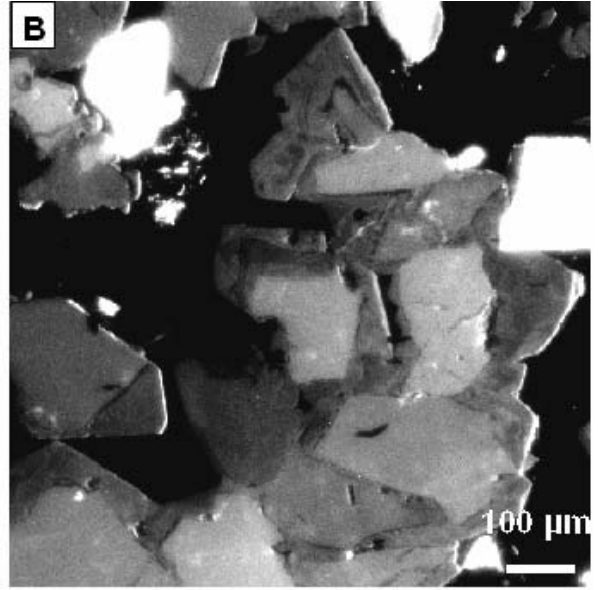
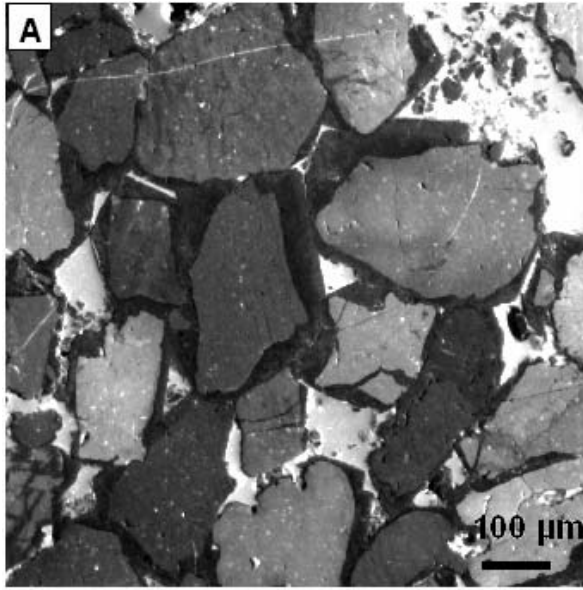


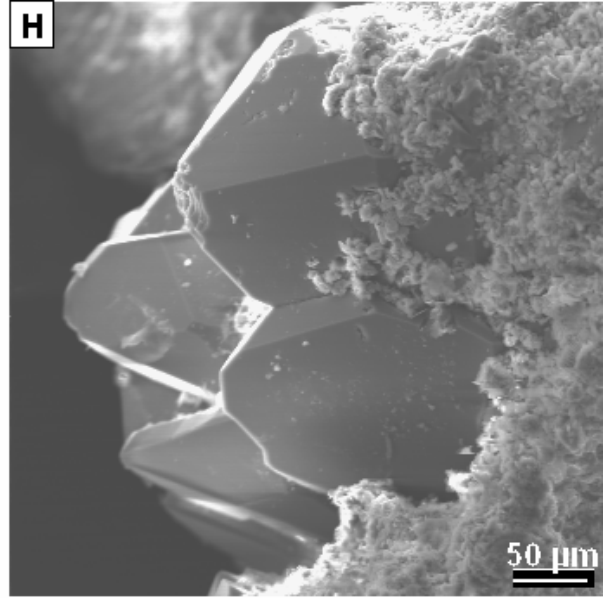
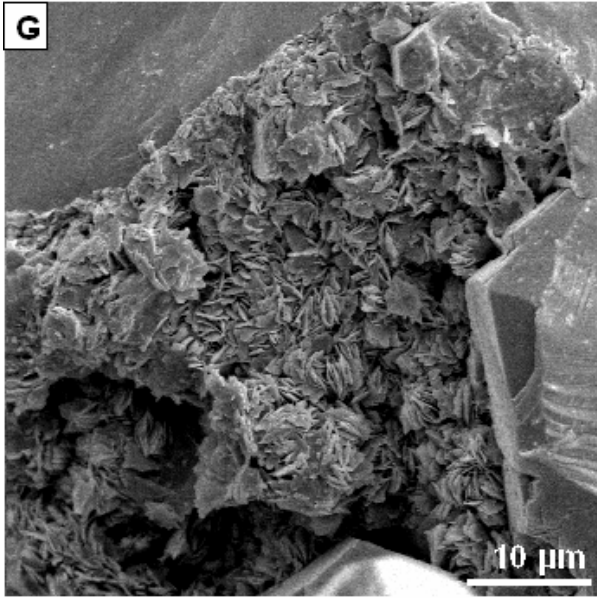
200 μm



200 μm

PLANCHE. XIII





ANNEXES

Annexe I

ANALYSE DES MINERAUX A LA SONDE

A) K-feldspath

Lame	3991	3991	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949
N° An.	87	146	6	7	8	9	10	23	26	27
Na2O	0,21	0,43	0,62	0,62	0,42	0,49	0,40	0,72	0,67	0,72
MgO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03
Al2O3	18,26	18,45	18,51	17,15	17,72	18,13	18,13	18,88	18,32	18,32
SiO2	64,38	64,82	64,87	62,46	63,36	61,97	62,75	61,45	62,87	63,31
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	17,33	17,16	15,38	15,43	15,96	15,25	15,78	14,50	15,56	15,40
CaO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,18	0,01	0,04
TiO2	0,00	0,08	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00
BaO	0,43	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,05	0,00	0,12	0,01	0,10	0,01	0,00	0,08	0,02	0,09
Total	100,74	101,13	99,57	95,71	97,58	95,88	97,09	95,90	97,47	97,91
Form. St.										
Na	0,02	0,04	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,07	0,06	0,07
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,00	1,00	1,01	0,98	0,99	1,03	1,02	1,07	1,02	1,02
Si	2,98	2,98	3,00	3,01	3,00	2,98	2,99	2,95	2,98	2,98
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,03	1,01	0,91	0,95	0,97	0,94	0,96	0,89	0,94	0,93
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Lame	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	ZA_3949	ZA_3949	P_3937	P_3937	P_3937	ZA_3937
N° An.	36	48	49	50	69	70	129	133	140	88
Na2O	0,60	0,50	0,52	0,46	0,43	0,69	0,69	0,84	0,76	0,60
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00
Al2O3	18,57	18,05	18,58	18,87	18,31	18,68	18,56	18,33	17,52	18,55
SiO2	64,31	64,17	64,56	64,76	64,07	64,09	62,69	63,80	62,72	64,09
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	15,29	15,51	15,68	15,75	15,71	15,13	15,05	15,64	15,28	15,72
CaO	0,08	0,05	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,08	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
FeO	0,09	0,08	0,04	0,11	0,10	0,01	0,18	0,00	0,17	0,04
Total	98,93	98,36	99,48	100,03	98,63	98,62	97,19	98,66	96,60	99,02
Form. St.										
Na	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,06	0,08	0,07	0,05
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,02	1,00	1,02	1,03	1,01	1,03	1,04	1,01	0,99	1,02
Si	2,99	3,01	2,99	2,98	3,00	2,99	2,97	2,99	3,00	2,99
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,91	0,93	0,93	0,93	0,94	0,90	0,91	0,93	0,93	0,93
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

B) Calcite

Lame	3991	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	ZA_3949	ZA_3949	ZA_3949	ZA_3937	ZA_3937
N° An	81	15	51	52	11	56	57	73	85	86
Na2O	0,00	0,02	0,01	0,06	0,10	0,00	0,05	0,04	0,08	0,09
MgO	0,45	0,27	0,22	0,96	0,32	0,55	0,21	0,36	0,34	0,45
Al2O3	0,00	0,09	0,00	0,20	0,01	0,00	0,01	0,67	0,13	0,00
SiO2	0,00	0,04	0,01	0,30	0,00	0,01	0,00	0,87	0,08	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,17	0,00	0,01
CaO	55,07	54,53	54,87	54,53	53,92	55,00	53,70	53,62	53,70	55,05
TiO2	0,03	0,11	0,00	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,38	0,03	0,09	0,20	0,04	0,21	0,43	0,37	0,29	0,25
FeO	0,71	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02	0,07
Total	56,64	55,11	55,24	56,41	54,42	55,80	54,56	56,10	54,83	55,94
Form. St.										
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,97	0,99	0,99	0,95	0,99	0,98	0,98	0,94	0,97	0,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe2+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

C) Albite

Lame	3991	P_3937
N° An.	109	135
Na2O	11,60	11,72
MgO	0,00	0,03
Al2O3	19,99	19,11
SiO2	69,16	68,37
SrO	0,00	0,00
K2O	0,08	0,11
CaO	0,32	0,06
TiO2	0,07	0,18
BaO	0,00	0,00
MnO	0,01	0,00
FeO	0,15	0,00
Total	101,38	99,58
Form. St.		
Na	0,97	1,00
Mg	0,00	0,00
Al	1,02	0,99
Si	2,98	3,00
Sr	0,00	0,00
K	0,00	0,01
Ca	0,01	0,00
Ti	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00
Fe2+	0,01	0,00
O	8	8

D) Dolomite

Lame	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937	P_3937
N° An	102	103	104	108	124	125	136	137	143	87
Na2O	0,07	0,14	0,08	0,11	0,15	0,16	0,13	0,17	0,06	0,07
MgO	14,86	13,86	13,85	13,38	12,61	12,33	13,40	13,13	15,27	12,57
Al2O3	1,30	0,81	0,67	1,78	1,53	1,50	0,98	1,43	0,56	1,81
SiO2	1,36	0,50	0,52	1,78	2,01	1,53	0,94	1,48	0,56	1,76
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,03	0,03	0,04	0,22	0,04	0,05	0,14	0,08	0,07
CaO	27,71	28,18	28,37	27,95	28,55	28,53	27,56	26,63	28,92	27,07
TiO2	0,00	0,00	0,26	0,02	0,03	0,12	0,16	0,05	0,48	0,20
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,17	0,37	0,34	0,21	0,37	0,37	0,46	0,35	0,34	0,52
FeO	8,19	9,84	10,01	8,30	9,63	8,94	10,81	10,71	7,13	10,63
Total	53,66	53,73	54,13	53,57	55,10	53,50	54,48	54,10	53,40	54,69
Form. St.										
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,35	0,33	0,33	0,31	0,29	0,29	0,32	0,31	0,36	0,29
Al	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03
Si	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,46	0,49	0,49	0,47	0,47	0,49	0,47	0,45	0,49	0,45
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe2+	0,11	0,13	0,13	0,11	0,12	0,12	0,14	0,14	0,09	0,14

E) Illite

Lame	3991	3991	3991	3991	3991	3991	P_3949	P_3937	P_3937	P_3937
N° An.	88	89	98	131	132	150	44	114	115	142
Na2O	0,116	0,132	0,191	0,131	0,144	0,131	0,066	0,205	0,021	0,117
MgO	0,728	0,895	0,912	1,050	0,834	0,562	0,345	1,313	0,686	0,504
Al2O3	32,424	31,497	33,303	34,132	34,286	34,576	35,646	33,084	34,748	34,584
SiO2	48,960	48,155	48,207	48,947	49,366	48,053	46,127	47,922	49,595	45,879
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K2O	8,885	9,673	9,388	10,640	10,270	9,564	4,247	9,448	9,805	8,023
CaO	0,172	0,227	0,187	0,119	0,116	0,214	0,221	0,122	0,399	0,252
TiO2	0,260	0,856	0,105	0,195	0,210	0,555	0,083	0,350	0,133	0,000
BaO	0,000	0,000	0,250	0,125	0,333	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,115	0,035	0,032	0,052	0,008	0,000	0,138	0,008	0,105	0,092
FeO	1,501	1,571	1,308	1,423	1,198	1,405	0,907	0,980	0,639	1,172
Total	93,161	93,041	93,883	96,814	96,765	95,060	87,780	93,432	96,131	90,623
Form. St.										
Na	0,015	0,017	0,025	0,017	0,018	0,017	0,009	0,027	0,003	0,016
Mg	0,073	0,090	0,091	0,102	0,081	0,055	0,035	0,131	0,066	0,052
Al	2,563	2,513	2,627	2,628	2,633	2,692	2,893	2,616	2,663	2,799
Si	3,283	3,259	3,225	3,197	3,216	3,174	3,175	3,214	3,225	3,150
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,760	0,835	0,801	0,887	0,853	0,806	0,373	0,808	0,813	0,703
Ca	0,012	0,016	0,013	0,008	0,008	0,015	0,016	0,009	0,028	0,019
Ti	0,013	0,044	0,005	0,010	0,010	0,028	0,004	0,018	0,007	0,000
Ba	0,000	0,000	0,007	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,007	0,002	0,002	0,003	0,000	0,000	0,008	0,000	0,006	0,005
Fe2+	0,084	0,089	0,073	0,078	0,065	0,078	0,052	0,055	0,035	0,067
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

F) Kaolinite

Lame	3991	3991	3991	3991	3991	3991	3991	3991	3991	3991
N° An.	92	93	94	101	105	106	127	128	130	135
Na2O	0,07	0,10	0,06	0,06	0,18	0,18	0,07	0,12	0,22	0,15
MgO	0,03	0,15	0,11	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,10	0,26
Al2O3	38,33	38,73	38,07	36,96	37,30	38,14	38,82	39,02	37,35	35,03
SiO2	47,30	46,43	47,94	46,11	45,78	46,38	46,90	46,60	46,74	45,04
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,18	1,23	0,62	0,08	0,31	0,27	0,12	0,11	1,14	2,21
CaO	0,11	0,13	0,05	0,08	0,23	0,16	0,02	0,03	0,03	0,18
TiO2	0,02	0,03	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	2,99
BaO	0,00	0,13	0,13	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,38	0,00
MnO	0,00	0,06	0,00	0,15	0,08	0,08	0,03	0,00	0,00	0,06
FeO	0,08	0,04	0,10	0,09	0,45	0,38	0,00	0,04	0,05	0,81
Total	86,11	87,03	87,18	83,53	84,37	85,66	85,97	86,01	85,99	86,73
Form. St.										
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Al	2,50	2,52	2,46	2,48	2,49	2,51	2,53	2,55	2,46	2,33
Si	2,61	2,57	2,63	2,63	2,60	2,59	2,60	2,58	2,62	2,54
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,09	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08	0,16
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04
O	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Lame	3991	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949
N° An.	143	1	2	21	28	34	35	45	46	47
Na2O	0,09	0,07	0,07	0,28	0,14	0,08	0,05	0,04	0,09	0,14
MgO	0,25	0,11	0,16	0,20	0,21	0,06	0,03	0,16	0,18	0,22
Al2O3	34,81	38,07	39,12	38,83	37,88	37,78	39,05	38,53	38,13	38,40
SiO2	45,86	45,93	46,26	46,25	46,09	44,69	46,28	46,81	47,20	46,86
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	2,21	0,78	1,61	1,62	1,43	0,52	0,48	0,81	0,83	1,98
CaO	0,13	0,16	0,12	0,10	0,16	1,96	0,22	0,12	0,08	0,07
TiO2	0,16	0,32	0,23	0,17	0,33	0,15	0,00	0,10	0,03	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,00	0,10	0,04	0,01	0,00	0,02	0,08	0,08
FeO	1,16	0,47	0,38	0,25	0,71	0,06	0,12	0,62	0,13	0,08
Total	84,65	85,91	87,95	87,80	87,00	85,31	86,24	87,18	86,75	87,83
Form. St.										
Na	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Mg	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Al	2,36	2,51	2,53	2,52	2,48	2,52	2,55	2,50	2,48	2,49
Si	2,64	2,57	2,54	2,55	2,56	2,53	2,57	2,58	2,61	2,58
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,16	0,06	0,11	0,11	0,10	0,04	0,03	0,06	0,06	0,14
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,12	0,01	0,01	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,06	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00
O	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9

G) Muscovite

Lame	3991	3991	3991	3991	3991	3991	P_3949	P_3949	P_3949	P_3949
N° An.	111	121	122	133	142	147	3	24	25	41
Na2O	0,15	0,21	0,26	0,40	0,20	0,25	0,30	0,39	0,33	0,13
MgO	2,60	2,03	2,09	1,08	0,50	1,34	2,01	1,79	0,83	0,50
Al2O3	25,57	26,85	26,81	30,07	33,24	29,52	28,37	27,79	32,50	36,01
SiO2	46,89	46,54	47,11	45,01	46,50	45,77	45,98	45,43	44,16	45,77
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	11,59	11,40	11,62	10,30	8,70	10,29	10,58	9,54	5,64	2,15
CaO	0,02	0,02	0,00	0,10	0,21	0,03	0,05	0,12	0,15	0,22
TiO2	0,70	0,65	0,77	1,72	1,09	1,02	0,79	0,71	0,45	0,32
BaO	0,08	0,16	0,25	0,29	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,06	0,13	0,00	0,00	0,03	0,11	0,07	0,04	0,03
FeO	6,75	6,67	6,28	3,80	4,28	4,92	5,81	5,83	2,54	2,13
Total	94,35	94,59	95,32	92,77	94,76	93,20	93,99	91,67	86,63	87,25

Form. St.

Na	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,02
Mg	0,27	0,21	0,22	0,11	0,05	0,14	0,21	0,19	0,09	0,05
Al	2,11	2,21	2,19	2,47	2,63	2,42	2,32	2,32	2,74	2,92
Si	3,28	3,24	3,26	3,14	3,12	3,18	3,19	3,22	3,16	3,15
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,03	1,01	1,03	0,92	0,75	0,91	0,94	0,86	0,51	0,19
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Ti	0,04	0,03	0,04	0,09	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,40	0,39	0,36	0,22	0,24	0,29	0,34	0,35	0,15	0,12
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Lame	P_3949	ZA_3949	ZA_3949	p_3937	ZA_3937	ZA_3937	ZA_3937
N° An.	43	60	66	132	98	99	100
Na2O	0,10	0,15	0,14	0,09	0,12	0,16	0,34
MgO	0,56	0,53	3,09	0,52	2,03	1,94	1,99
Al2O3	34,39	33,80	25,09	32,72	29,99	28,96	29,36
SiO2	44,15	47,10	48,23	44,96	46,87	46,65	47,22
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	3,07	7,98	10,20	7,69	9,75	9,98	9,92
CaO	0,22	0,27	0,19	0,33	0,16	0,15	0,13
TiO2	1,22	0,32	0,58	0,17	0,84	1,04	0,38
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,03	0,03	0,07	0,04	0,00	0,00
FeO	3,82	2,15	4,42	2,88	3,50	3,87	3,58
Total	87,61	92,33	91,95	89,43	93,30	92,75	92,92

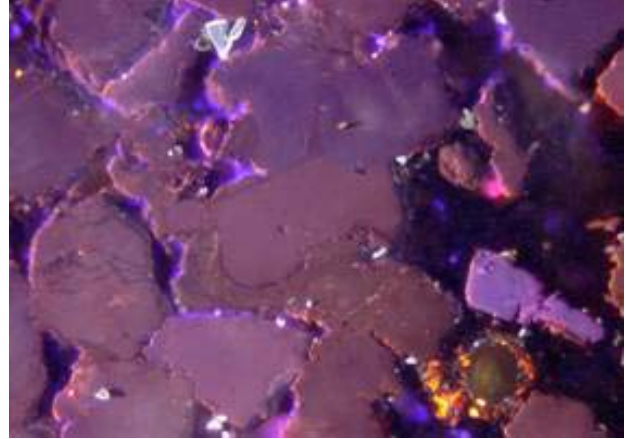
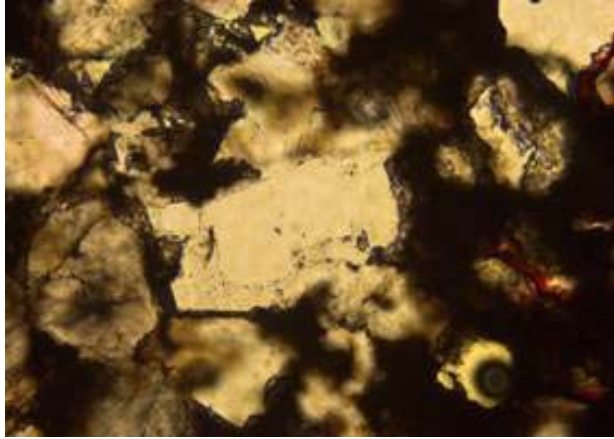
Form. St.

Na	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05
Mg	0,06	0,05	0,32	0,05	0,21	0,20	0,20
Al	2,83	2,70	2,07	2,71	2,42	2,36	2,38
Si	3,09	3,19	3,38	3,16	3,21	3,23	3,25
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,27	0,69	0,91	0,69	0,85	0,88	0,87
Ca	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Ti	0,06	0,02	0,03	0,01	0,04	0,05	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,22	0,12	0,26	0,17	0,20	0,22	0,21
O	11	11	11	11	11	11	11

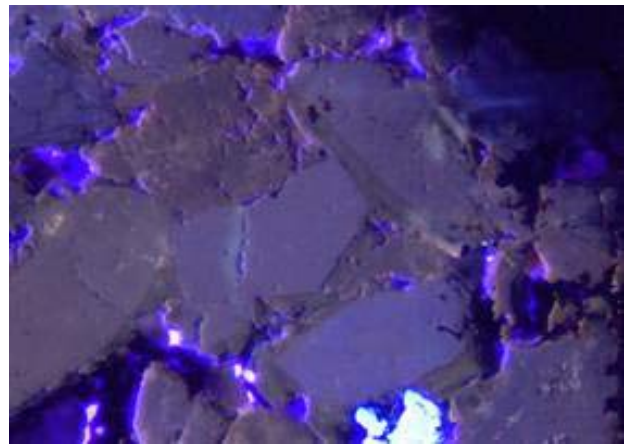
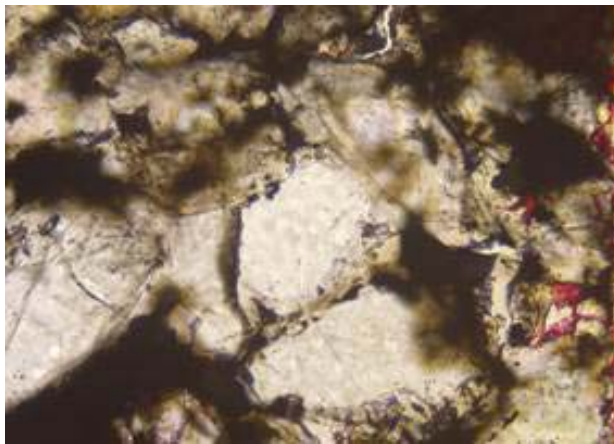
ANNEXE II
INCLUSIONS FLUIDES

Echantillon	Type d'inclusion	diamètre (μm)	Th (c°)
3238	IF aqueuse	15	103
3238	IF aqueuse	5	120
3238	IF aqueuse	4	99,4
3254	IF aqueuse	12	130
3254	IF aqueuse	7	98
3238	IF HC	5	85
3238	IF HC	4	85,5
3238	IF HC	2	85
3238	IF HC	2	85
3238	IF HC	2	85
3238	IF HC	3	82
3275	IF HC	5	81,9
3275	IF HC	5	82,4
3223	IF HC	5	86,5
3223	IF HC	4	85
3223	IF HC	3	86,2
3223	IF HC	5	85,7
3223	IF HC	4	86

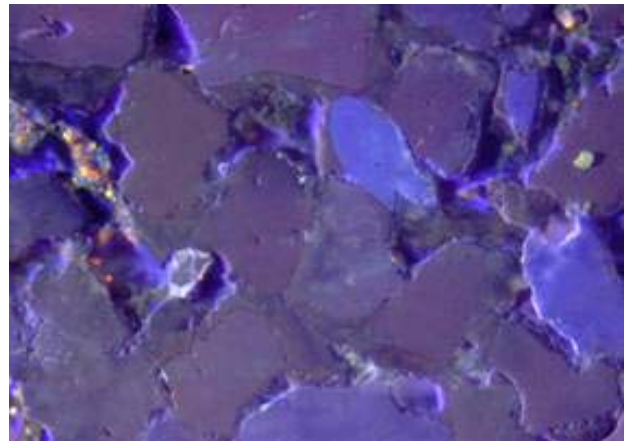
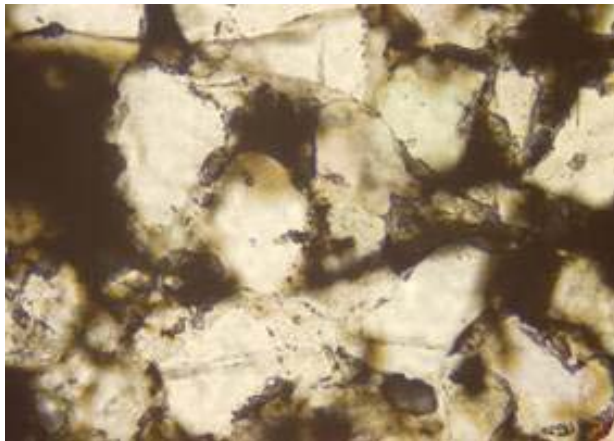
Données d'inclusions fluides. IFHC: inclusions fluides à hydrocarbures dans le champ d'Ellon – puits 3/15-A02 (Hassouta, 1999).



4145.2, Zone G



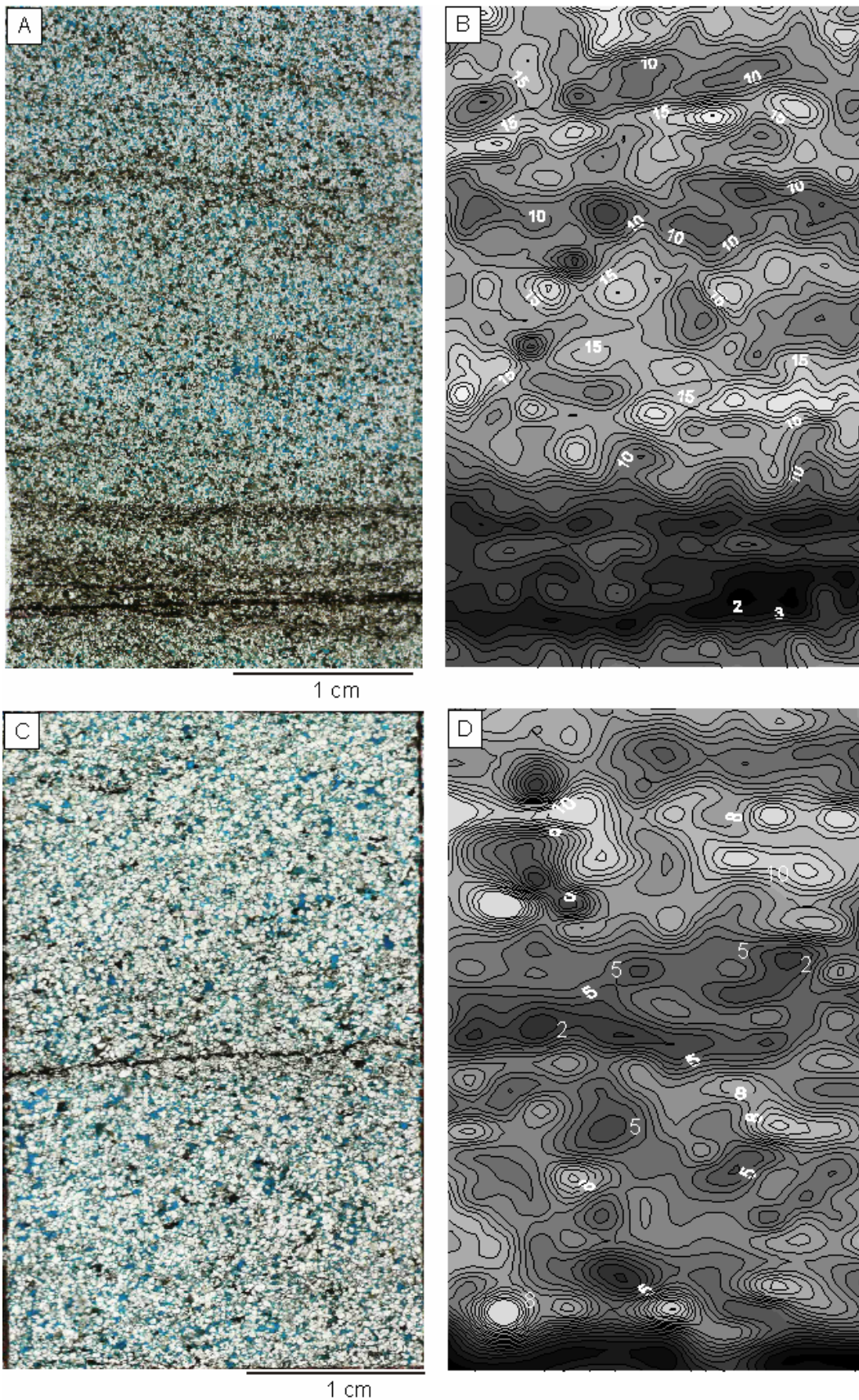
4145.2, Zone B



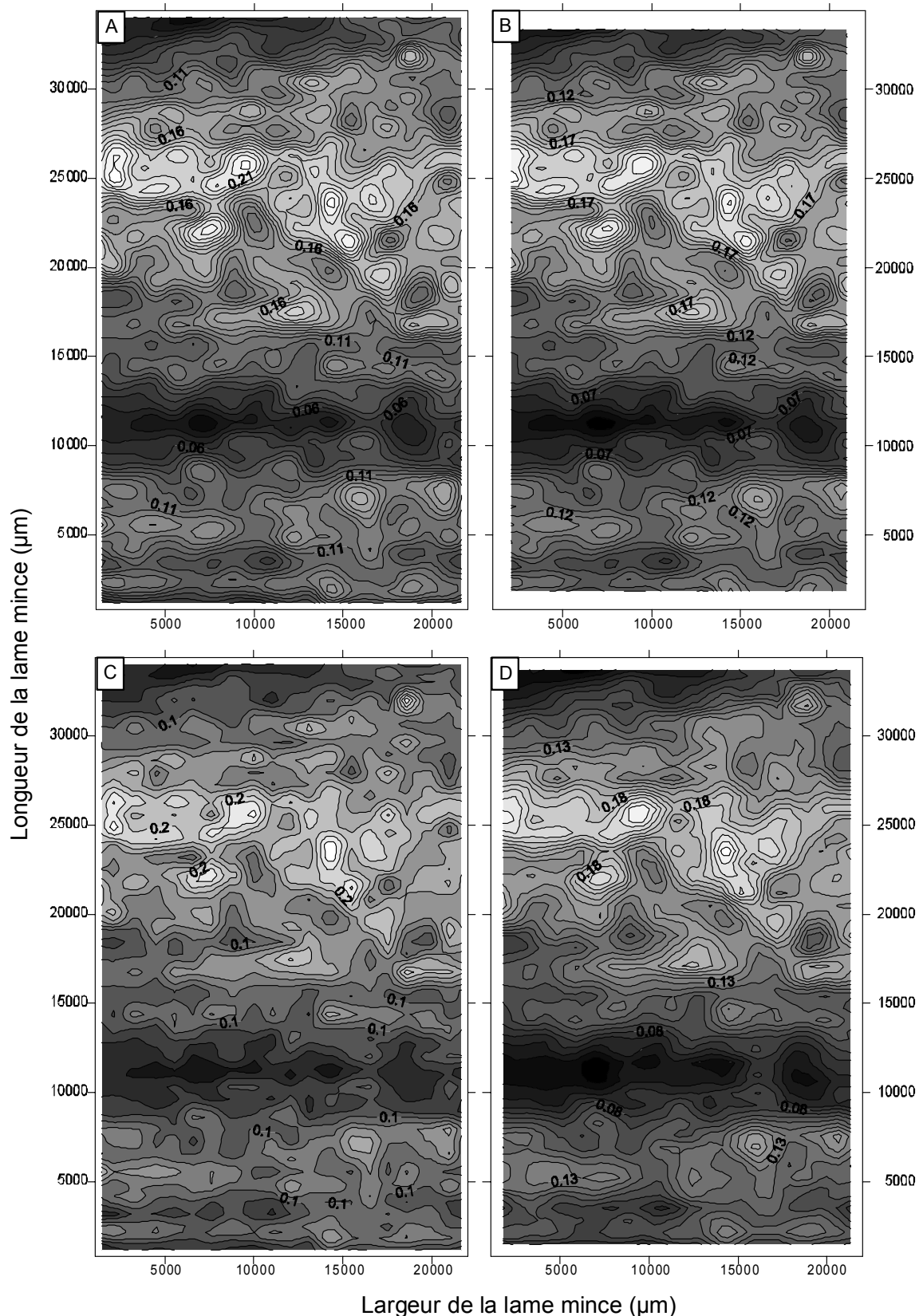
4145.2, Zone C et C'

Zones d'inclusions fluides étudiées dans un échantillon du puits 3/14-D05 du champ de Dunbar.
Photos de gauches (LP), photos de droite (CL).

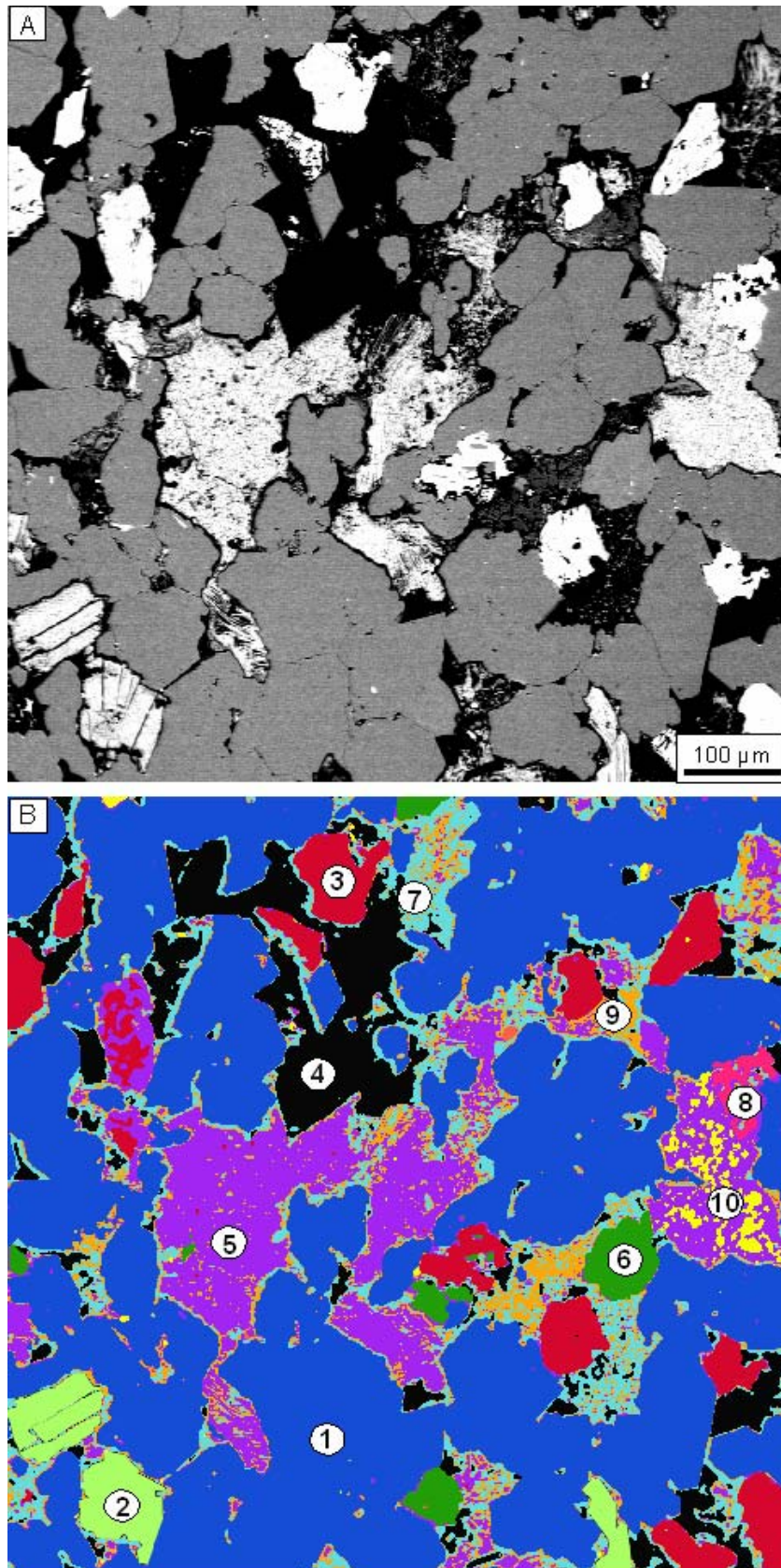
ANNEXE III
ANALYSE D'IMAGES



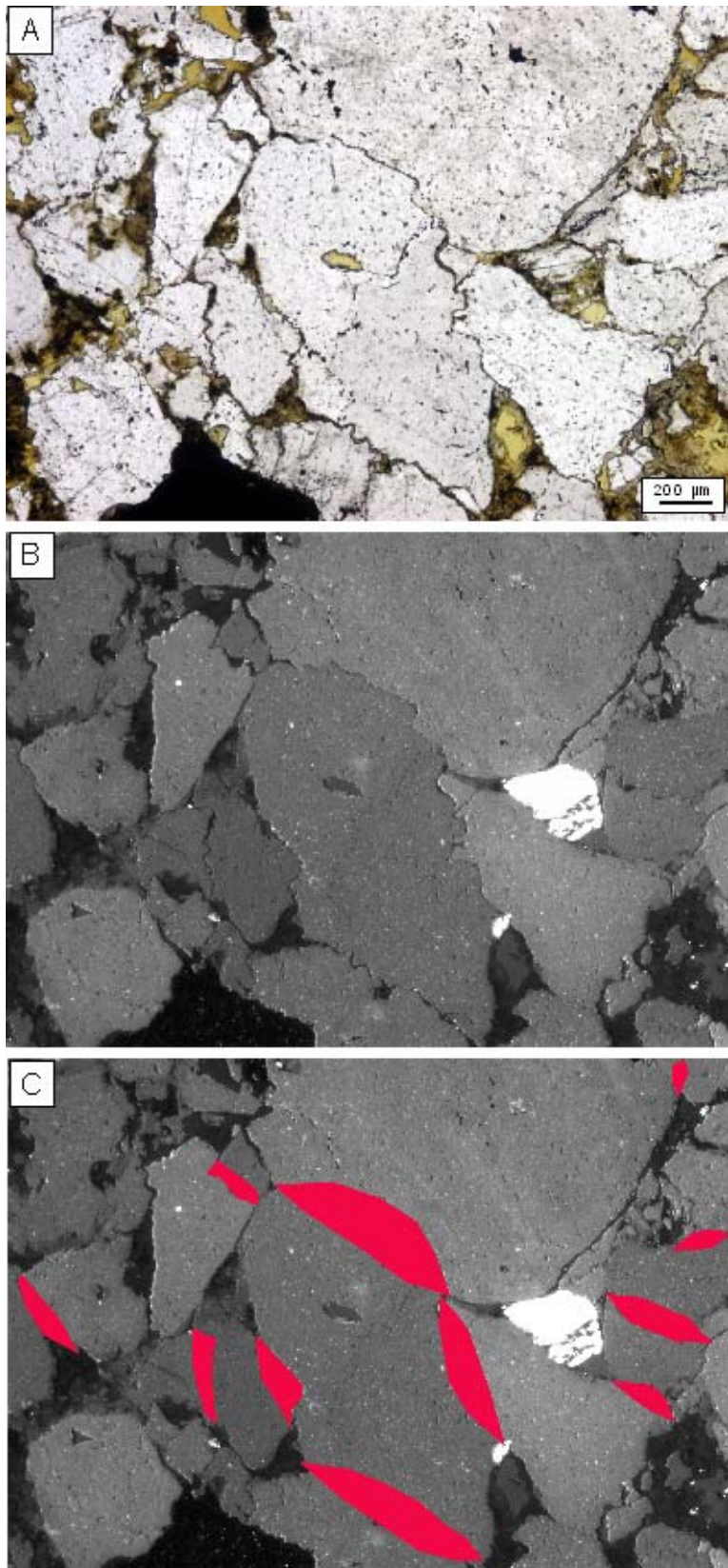
Cartes de surcroissance : A, B pour la lame 3254. C, D pour la lame 3272. Les photos de gauche sont scannées à partir des lames minces. Les photos de droite sont les cartes de surcroissance obtenues par l'analyse d'images.



Différentes méthodes d'interpolation des données dans le logiciel de cartographie (Surfer) appliquées sur le même échantillon (3238 m). A : « Kriging », B : « Natural Neighbor ». C et D : Nearest Neighbor ». La différence entre C et D provient du nombre de points utilisés dans la matrice d'interpolation qui joue sur le lissage des courbes. Les différentes méthodes peuvent jouer un rôle sur l'effet de bordure mais dans l'ensemble l'information donnée par les différentes cartes est la même.



Exemple de séparation des phases minérales à partir des cartes chimiques (EDS). A : image obtenue au MEB. B : image obtenue par l'analyse d'images. 1) Quartz, 2) Muscovite, 3) K-feldspath, 4) Matière organique, 5) Illite, 6) Albite, 7) Porosité, 8) Apatite, 9) Kaolinite et 10) Pyrite.



Exemple d'estimation de la pression-dissolution intergranulaire. A : plage à estimer (LP). B : plage à estimer (CL). C : plage après estimation traitée par l'analyse d'image, dont les zones rouges correspondent au volume dissous de quartz.

LISTE DE FIGURES

Fig. I-1. A) Carte de localisation de la province du Brent par rapport aux bassins de la Mer du Nord. Modifié d'après Lepercq and Gaulier (1994). B) Localisation des différents champs pétroliers dans la province du Brent et coupe transversale à travers le champ d'Alwyn Sud et Sud-Est. Modifié d'après (Jourdan <i>et al.</i> , 1987).....	11
Fig. I-2. Carte montrant la localisation des puits étudiés et la répartition des hydrocarbures dans Alwyn-sud (Dunbar, Grant et Ellon).....	13
Fig. II-1. Chronologie et évolution de la diagenèse des réservoirs jurassiques dans la grande région d'Alwyn. D'après (Jourdan <i>et al.</i> , 1987).	17
Fig. II-2. Séquences diagénétiques des grès du groupe du Brent dans Awyn-Sud. D'après Hogg <i>et al.</i> , 1995.	17
Fig. II-3. Relation entre l'évolution des minéraux argileux et les événements majeurs de la diagenèse dans les grès de la Mer du Nord (Hassouta <i>et al.</i> , 1999).	18
Fig. II-4. Diagrammes d'activité log (a_{SiO_2})-log (a_K/a_{H^+}) pour différentes conditions de P, T (d'après (Bjorkum and Gjelsvik, 1988; Bazin <i>et al.</i> , 1997; Hassouta, 1999)).....	23
Fig. II-5. (A) Mécanismes élémentaires de la pression-dissolution entre deux grains de quartz 1) Dissolution de la silice aux contacts des deux grains (zone de plus forte contrainte). 2) Diffusion de la silice le long d'un film fluide piégé entre deux grains puis dans le fluide libre. 3) Précipitation de la silice sur les surfaces propres du quartz sous forme de surcroissances. P_L : pression lithostatique ; P_H : pression hydrostatique ; Qtz_d : quartz détritique. (B) Variétés des contacts grain-grain dont la morphologie serait liée à l'action de la pression-dissolution.	28
Fig. II-6. Représentation schématique des deux modèles théoriques de la pression-dissolution dans un contact concavo-convexe entre deux grains de quartz . A) « Film fluide piégé » : un film fluide piégé au contact entre deux grains est le milieu de dissolution et de diffusion de la silice qui précipite sur la surface libre du grain comme surcroissance. B) « Réaction avec fluide libre » : l'augmentation de l'énergie élastique et plastique (Renard, 1997) autour du grain pénétrant provoque la dissolution de la silice qui serait transportée par diffusion et précipitée sur la surface libre de grain comme surcroissance de quartz.....	29
Fig. II-7. Schéma montrant la distribution des charges électriques dans un contact entre deux grains de quartz. Les charges négatives de la surface de grain sont compensées par un nuage d'ions positifs dans le film fluide piégé dans le contact. P_z : la contrainte compressive sur le grain à travers le contact. P_o , σ : sont la charge électrique par unité de surface dans les pores et sur la surface du grain; A : la surface de contact, et Δ : l'épaisseur du film fluide piégé (d'après Renard <i>et al.</i> , 1997).	30
Fig. IV-1. Echantillon d'une section de carotte du puits 3/15-A02 qui montre la limite entre les deux types de grès observés.....	41
Fig. IV-2. Réduction de la porosité initiale par la compaction mécanique et chimique (27,6 % du volume de la roche initiale en moyenne estimée dans 20 échantillons). La porosité après la compaction est de 18,3 % et la surcroissance est de 8%.....	47
Fig. IV-3. Classification des grès d'Alwyn sud d'après (Folk, 1974).....	50
Fig. IV-4. Les principaux types de porosité secondaire rencontrés dans les grès du puits 3/14A-D05 et des structures similaires peuvent être trouvées dans les deux autres puits.....	53
Fig. IV-5. Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses piégées le long de quatre interfaces grain détritique-surcroissance de l'échantillon 4145,2 du puits 3/14-D05 du champ de Dunbar. .55	55

Fig. V-1. Les deux types de ciment rencontrés dans les grès étudiés. La calcite « 1 » est un ciment carbonaté précoce tandis que la calcite « 2 » est postérieure aux surcroissances de quartz.	61
Fig. V-2. Schéma synthétique de la succession des épisodes diagénétiques enregistrés dans les grès étudiés (Puits 3/15-A02).	65
Fig. VI-1. Grains de quartz séparés observés au MEB. A. Grain de quartz des grès cimentés. B. Grain de quartz des grès non cimentés montrant des surcroissances.	68
Fig. VI-2. Représentation schématique des contacts entre grains dans les grès non cimentés.	68
Fig. VI-3. Surfaces des grains dans les grès cimentés. A et B : "cicatrices" au contact entre la surface et le ciment calcitique, sous forme des chenaux. C,D : emplacement d'argiles sur cette surface en forme de nids d'abeille.	70
Fig. VI-4. Représentation schématique de la surface de dissolution observée sur les grains de quartz séparés dans les grès non cimentés.	72
Fig. VI-5. Modèle de surface de dissolution ayant deux mécanismes de déformation. Les contacts réels : sont le foyer de déformation par le mécanisme " film fluide piégé", et les puits de dissolution sont : le foyer de déformation par " réaction avec fluide libre"	73
Fig. VI-6. Dissolution d'une surcroissance. A) Dissolution entre une surcroissance et un grain détritique. B) Dissolution entre deux surcroissances. La silice dissoute précipiterait pour former une deuxième zone de surcroissance.	74
Fig. VII-1. Diagrammes composition modale-volume de la comparaison de deux précurseurs avec leurs zones adjacentes. A, C : 3214 m ; B, D : 3219m. Cc : calcite, Qtz : quartz, Po : porosité, Ap : apatite, Alb : albite, Kfs : feldspath potassique, M.O : matière organique, Kln : kaolinite, Ru : rutile, Ill : illite, Musc : muscovite, Py : pyrite.	86
Fig. VII-2. Diagrammes composition modale-volume de la comparaison de deux stylolites avec leurs zones adjacentes. A, C : 3254 m ; B, D : 3275m. Cc : calcite, Qtz : quartz, Po : porosité, Ap : apatite, Alb : albite, Kfs : feldspath potassique, M.O : matière organique, Kln : kaolinite, Ru : rutile, Ill : illite, Musc : muscovite, Py : pyrite.	90
Fig. VIII-1. Schéma des différents contacts de pression-dissolution rencontrés dans les grès étudiés entre deux grains de quartz détritiques. (A) Structures de pression-dissolution intergranulaires (1 : contact droit ; 2 : concavo-convexe et 3 : suture). (B) Etat initial : les zones en gris représentent la surface de quartz dissous par pression-dissolution intergranulaire. Les zones hachurées représentent les surcroissances. Ce sont ces surfaces qu'il faut pouvoir mesurer pour quantifier la pression-dissolution.	93
Fig. VIII-2. Schéma montrant l'effet de la compaction sur la concentration des muscovites. (HS) : hors de stylolites, (S) : stylolite, Fv : facteur du volume (volume final/volume initial).	95
Fig. IX-1. Diagramme du nombre de points par grille carrée nécessaire pour le comptage de surcroissances de quartz (échantillon 3238 m). A partir de 225 points, le volume de surcroissance reste constant. Ce test est réalisé sur une surface de la lame mince croissante par des grilles carrées co-centrées.	100
Fig. IX-2. Schéma montrant la perte de porosité initiale par surcroissance de quartz dans les grès étudiés. Φ_0 : porosité initiale ; S_0 : volume de solide ; Δv : variation du volume de la roche ; V_p : volume de pores dans la roche initiale après la compaction ; V_c : volume de surcroissance dans la roche initiale après la compaction ; Φ : porosité actuelle ; Φ_c : volume de la surcroissance dans la roche finale	101
Fig. IX-3. Schéma du maillage utilisé sur une lame mince pour construire une carte de répartition des surcroissances. Chaque maille est une image CL de la lame mince. Les données sont ensuite traitées par le logiciel de cartographie automatique Surfer 7.	103
Fig. IX-4. Exemple de carte de répartition des surcroissance à l'échelle d'une lame mince (3238m) de grès taillé perpendiculairement à la stratigraphie et aux stylolites.	104

- Fig. IX-5. Histogrammes de fréquences du diamètre moyen des grains de quartz dans un grès cimenté et dans un grès non cimenté. Les mesures sont effectuées par analyses d'images sur une lame mince de l'échantillon 3245 m. 106
- Fig. IX-6. Schéma montrant la méthode de mesure de la taille des grains de quartz sur lame mince. L : est la largeur du grain mesurée parallèlement à la stratification. 107
- Fig. IX-7. Taille moyenne calculée de la largeur des grains en fonction du nombre de grains mesuré sur une ligne de comptage. Les résultats de plusieurs lignes de comptage de l'échantillon 3272 m sont présentés (les lignes qui contiennent moins de 60 grains ne sont pas représentées ici). Au-delà de 60 mesures de grain, la taille moyenne devient constante. 107
- Fig. IX-8. Profil de variation de la largeur moyenne de la taille des grains de quartz au travers d'un stylolite pour trois échantillons : 3238 m, 3254 m, et 3272 m. Chaque point de la courbe représente la moyenne de la largeur des grains comptés sur une ligne parallèle au stylolite. 108
- Fig. IX-9. Diagramme montrant pour les trois lames étudiées, la corrélation entre la quantité de surcroissance et la largeur des grains estimées à chaque fois sur une ligne de comptage globalement parallèle au stylolite. 109
- Fig. IX-10. Schéma illustrant la méthode de mesure de l'angle entre stratification et orientation d'une surcroissance (A) ou entre stratification et allongement d'un pore ou d'un grain (B). 111
- Fig. IX-11. Rosaces des orientations des surcroissances de quartz, des directions d'allongement des grains du quartz et des directions d'allongement des pores. A, B, et C représentent 13 échantillons pour le puits 3/15-A02; D, E, et F 7 échantillons pour le puits 3/15-5. 113
- Fig. IX-12. Les grains de quartz s'orientent dans des directions semblables à celles des surcroissances de quartz. Les surcroissances de quartz se disposent préférentiellement sur les grandes surfaces (grands axes). 114
- Fig. IX-13. Diagrammes montrant la corrélation entre les directions de développement des surcroissances et les directions d'allongement des grains de quartz ou des pores dans deux puits du champs d'Ellon. A, B : surcroissances et allongement des grains. C, D : surcroissances et allongement des pores. Y : angle pour une classe de mesures des orientations des surcroissances. Une classe comprend toutes les mesures qui sont regroupées par 10°. X1 : les angles de directions des grands axes de grains de quartz regroupés en classes de 10° ; X2 : les angles des directions de pores regroupés en classes de 10°. 115

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. IV-1. Compositions modales des grès du puits 3/15 A02 par comptage de points (1000 points). Elles montrent une différence importante en les grès cimentés (c) et non cimentés par de la calcite (nc).	44
Tabl. IV-2. Estimation de réduction de la porosité par compaction mécanique (COPL) dans les grès du puits 3/15-A02. Φ : la porosité (=IGV ici). La porosité initiale est de 41 en moyenne.	46
Tabl. IV-3. Composition modale de grès des puits 3/15 A02, 3/15-5 et 3/14a D05 obtenu par comptage de points (1000). P-D : pression-dissolution. M.O : matière organique. Kfs : feldspath potassique. F.R : fragments de roches.	51
Tabl. IV-4. Données microthermométriques d'inclusions fluides étudiées sur l'échantillon 4145,2 du puits 3/14-D05 du champ de Dunbar. T : température, n.d : non déterminé, Rv : remplissage vapeur.	56
Tabl. VI-1. Comparaison des grès non cimentés par la calcite des champs d'Ellon et de Dunbar. Pourcentage volumique des différents constituants des grès et taille des grains.	78
Tabl. VI-2. Tableau récapitulatif des observations pétrographiques particulières dans les grès du puits 3/15-A02. M.O : matière organique ; c : grès cimentés par de la calcite ; nc : grès non cimentés.	79
Tabl. VII-1. Compositions modales de deux précurseurs et de leurs zones adjacente (Ellon).	83
Tabl. VII-2. Variations de volume des minéraux calculées pour la muscovite insoluble dans la comparaison de deux précurseurs et de leurs zones adjacentes.	87
Tabl. VII-3. Composition modales de deux stylolites et de leurs zones adjacentes.	88
Tabl. VII-4. Comparaison des différences entre précurseur- zone adjacente avec celles de stylolite- zone adjacente.	88
Tabl. VII-5. Variations de volume des minéraux calculées pour la muscovite insoluble dans la comparaison de deux stylolites et de leurs zones adjacentes.	91
Tabl. VIII-1. Quantification du volume de quartz dissous dans les stylolites dans 5 échantillons du puits 3/15-A02. A) Les calculs ignorent l'hétérogénéité dans les stylolites. B) Les calculs prennent en compte cette hétérogénéité. C) estimation de cette hétérogénéité à partir des « précurseurs ». (HS) : hors de stylolites, (S) : stylolite, F_v : facteur du volume.	98
Tabl. IX-1. Bilan de la silice dans le puits 3/15-A02.	105
Tabl. IX-2. Tableau donnant pour différents échantillons de grès d'Ellon, leur proportion en volume de quartz, la taille moyenne des grains, leur proportion en volume de surcroissance et l'épaisseur moyenne des surcroissances.	110

LISTE DES ABREVIATIONS

Alb	albite
Ap	apatite
C	cimenté
Cal	calcite
Cc	calcite
CL	cathodoluminescence
F.R	fragments de roche
IF	inclusion fluide
Ill	illite
Kfs	feldspath potassique
Kln	kaolinite
LP	lumière polarisée non analysée
LPA	lumière polarisée analysée
MEB	microscope électronique à balayage
M.O	matière organique
Mus	muscovite
Nc	non cimenté
P-D	pression-dissolution
Py	pyrite
Qtz	quartz
Qtz_d	quartz détritique
Qtz_t	quartz total
Ru	rutile
Surc	surcroissance
Φ	porosité

Abréviations utilisées dans le texte.