

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET
GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRES

par

Lhoussain HASSOUTA



**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
(illite, kaolinite, dickite).**

Soutenue le 18 Janvier 1999 devant la commission d'examen :

D. BEAUFORT	Examineur
E. BROSSE	Examineur
M. BUATIER	Directeur de thèse
N. CLAUER	Rapporteur
D. GARCIA	Examineur
JP. GRATIER	Examineur
B. LANSON	Rapporteur
JL. POTDEVIN	Directeur de thèse
F. SOMMER	Examineur

Je dédie ce mémoire à mes parents.

Remerciements

Au terme de ce travail, il m'est agréable d'exprimer ma reconnaissance à ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation.

J.L. Potdevin m'a fait confiance il y a quatre ans (depuis le DEA) en me proposant ce sujet de recherche et en me laissant la liberté de le développer pas à pas. Je lui témoigne ici toute ma gratitude pour son soutien et sa disponibilité ainsi que pour ses qualités humaines et scientifiques. Avec lui, j'ai appris ce qu'était le métier de chercheur. Ces quelques mots sont insuffisants pour le remercier. Pour moi il a été le meilleur directeur que puisse avoir un thésard.

M.D. Buatier a dirigé ce travail en parallèle avec J.L. Potdevin. Depuis le DEA, Martine a toujours été là pour discuter de mes résultats. En particulier, c'est elle qui m'a guidé dans mon étude des minéraux argileux où son regard critique a permis de résoudre de nombreux problèmes.

M. Dubois m'a aidé dans l'étude des inclusions fluides. Je tiens également à remercier N. Guillaumon pour avoir accepté de relire et de discuter les résultats d'inclusions fluides de mon mémoire.

Je tiens à remercier les membres du Jury qui ont bien voulu juger ce travail, que ce soit en qualité de rapporteur pour N. Clauer ou B. Lanson ou d'examineur pour E. Brosse, D. Beaufort, D. Garcia, J.P. Gratiot et F. Sommer. J'en profite pour vous remercier Norbert de m'avoir accueilli dans votre laboratoire à Strasbourg pour les analyses de K-Ar et vous, Mr. Garcia, pour avoir passé du temps sur une partie de mes analyses chimiques.

Merci aux organismes qui ont contribué au financement de ce travail. L'Université de Lille par un soutien B2R et l'UMR 8577 par un financement Naturalia et Biologia obtenu grâce à H. Chamley ont contribué à financer en partie une mission de longue durée en Ecosse pour réaliser des analyses isotopiques. Le groupe Français des argiles qui m'a accordé une bourse pour participer au congrès international sur les argiles qui s'est déroulé en 1997 à Ottawa.

Les compagnies pétrolières Total et Elf grâce auxquelles j'ai pu obtenir des échantillons et des lames minces. Total Beauplan à Paris a contribué en partie au financement des analyses. Merci à F. Sommer, C. Demars et B. Didier (Total) pour leur aide. Ils ont enrichi ce travail par leur connaissance des réservoirs de la Mer du Nord.

Je tiens à remercier E. Brosse et C. Durand (IFP), pour les nombreuses remarques qu'ils m'ont communiquées et les nombreuses discussions que nous avons eues ensemble.

Je n'oublie pas **N. Liemig** qui a permis la réalisation d'une partie des analyses chimiques et qui a contribué à l'étude de la fraction argileuse.

Merci à **S. Petit** qui m'a accueilli à Poitiers pour réaliser les analyses de spectroscopie infrarouge sur les minéraux du groupe du Kaolin.

Je n'oublie pas mes amis écossais, le Professeur **Tony Fallick**, qui m'a accueilli dans son laboratoire pour réaliser des analyses isotopiques et m'a aidé à en interpréter les résultats. Merci à **A. Boyce** et **C. I. Macaulay** pour nos nombreuses discussions sur la diagenèse dans les grès de la Mer du Nord.

Je tiens à remercier mes camarades de « labo » **Geoffroy et Tony** pour leur soutien moral. Nous avons passé ensemble des moments inoubliables, certains difficiles, la plupart agréables mais dans tous les cas ce fut « positif ». Je serais maintenant plus disponible pour faire la fête mais je crains que vous ne le deveniez un peu moins car « le grand jour » approche aussi pour vous. Merci aussi à **Rigo** qui s'est « exilé » chez Elf mais qui malgré son éloignement n'hésite pas à nous envoyer de temps en temps un petit coup d'air frais du Sud.

Merci à ceux qui font en sorte que le travail s'effectue dans la bonne humeur: **Jacky**, « le chef idéal » d'une équipe de recherche, **Frank**, **Béa 1**, **Jean-Yves**, **Béa 2**, **Monique**, **Christian**, **Christophe**, **Christine**, **Rolande**, **Daniel**, **Thérèse**, **Martial**, **Dédé**, **Nelly**, **JS**, **Thomas**, **Sophie** et **Abder**. Je n'oublie pas mes camarades des autres étages: **Max**, **Jamal**, **Lahcen**, **Sophie 1**, **Sophie 2**, **Roberto**, **Patricia**, **Danièle**.

Que serions nous sans l'aide précieuse des personnels techniques? Merci à l'artiste **Jean Carpentier**, toujours disponible pour développer les photos, **Nelly Pernot**, **Philippe Recourt**, **Deny Malengros**, **Gérard Ponchel**, **Eliane Hanton**, **Martine Bocquet**, **Magali Thévenot** et « **Bill** » **Rouzé** pour leur disponibilité de tous les jours et leur efficacité.

Merci à toi, **Lud**. Cette thèse, je l'ai commencé tout seul mais on l'a fini ensemble.

INTRODUCTION	5
CHAP. I. CADRE GEOLOGIQUE.....	7
1. INTRODUCTION.....	7
2. LES FORMATIONS DU BRENT	7
<i>A. Localisation et histoire pétrolière.....</i>	7
<i>B. Le groupe du Brent.....</i>	8
1. Formation du Broom.....	9
2. Formation du Rannoch.....	9
3. Formation d'Etive.....	9
4. Formation du Ness.....	9
5. Formation du Tarbert.....	10
<i>C. Evolution et origine du delta du Brent.....</i>	10
3. LE CHAMP D'ELLON	10
<i>A. Localisation et tectonique.....</i>	10
<i>B. Stratigraphie et sédimentologie des formations du Ness et du Tarbert.....</i>	11
1. La formation du Ness.....	12
2. Le Tarbert.....	14
4. CONCLUSION.....	14
CHAP. II. LA DIAGENESE DES GRES RESERVOIRS DU BRENT DE LA MER DU NORD: DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES.....	15
1. INTRODUCTION.....	15
2. LA PRECIPITATION DE LA KAOLINITE.....	15
<i>A. Les réactions de précipitation de la kaolinite.....</i>	17
<i>B. Age et modalités du lessivage des grès.....</i>	18
3. LA CIMENTATION CARBONATEE	19
<i>A. La cimentation carbonatée dans les grès du groupe du Brent.....</i>	20
1. Nature et profondeur de mise en place du ciment carbonaté.....	20
2. Origine du ciment carbonaté.....	20
<i>B. Relation entre cimentation et environnement de dépôt.....</i>	22
4. LA TRANSFORMATION KAOLINITE-DICKITE.....	23
5. LE DEVELOPPEMENT DE L'ILLITE	23
<i>A. Composition chimique des illites et relation avec la morphologie.....</i>	24
<i>B. Développement de l'illite et propriétés pétrophysiques du réservoir.....</i>	24
<i>C. Conditions et réactions de formation de l'illite.....</i>	25
<i>D. Age des illites.....</i>	27
6. LA NEOFORMATION DE QUARTZ	28
<i>A. Description des néoformations.....</i>	28
<i>B. Mécanismes de formation des surcroissances et origine de la silice.....</i>	29
7. CONCLUSIONS	31
CHAP. III. METHODES D'ETUDE	33
1. INTRODUCTION.....	33
<i>A. Microscopie optique.....</i>	33
<i>B. Inclusions fluides.....</i>	33
<i>C. Cathodoluminescence (CL).....</i>	33
1. Principe.....	33
2. Appareillage.....	34
<i>D. Microscope électronique à balayage (MEB).....</i>	34
<i>E. Microsonde électronique.....</i>	34
<i>F. Diffraction des rayons X (DRX) et spectroscopie infrarouge (IR).....</i>	34
<i>G. Analyses chimiques.....</i>	36
1. Eléments majeurs, traces et terres rares.....	36
2. Calcimétrie.....	36
3. Mesures isotopiques par spectrométrie de masse.....	36
<i>H. Mesure de la masse volumique et de la porosité des échantillons.....</i>	37
1. Définitions.....	37

2. Echantillon brut	38
3. Echantillon paraffiné.....	42
<i>I. Granulométrie</i>	42
1. Granulomètre laser	42
2. Analyse d'images.....	44
CHAP. IV. PETROGRAPHIE	45
1. INTRODUCTION.....	45
2. LES ECHANTILLONS	45
3. DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE	45
<i>A. Description macroscopique des échantillons</i>	45
<i>B. Description microscopique des échantillons</i>	46
1. Les grès cimentés par la calcite.....	47
2. Les grès non cimentés.....	51
4. CONCLUSION.....	57
<i>A. Séquence diagénétique</i>	57
1. Diagenèse anté-cimentation.....	57
2. Diagenèse post-cimentation	57
<i>B. Les problèmes</i>	58
CHAP. V. LA CIMENTATION A CALCITE	71
1. INTRODUCTION.....	73
2. ISOTOPES ET RAPPORTS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE.....	73
3. NOTIONS DE FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE.....	74
4. MESURES ISOTOPIQUES.....	75
5. DISCUSSION.....	76
<i>A. Analyse des données isotopiques du carbone</i>	76
<i>B. Analyse des données isotopiques de l'oxygène</i>	77
<i>C. Origine du calcium</i>	80
6. CONCLUSIONS	81
CHAP. VI. BILAN DE MATIERE DES PROCESSUS D'ILLITISATION ET DE SURCROISSANCE DE QUARTZ	83
1. INTRODUCTION.....	83
2. LES COMPOSITIONS CHIMIQUES.....	83
3. BILANS DE MATIERE.....	85
<i>A. Méthode des bilans de matière chimiques</i>	85
<i>B. Diagrammes de Gresens et mobilité des éléments</i>	87
<i>C. Comparaison des différents couples</i>	89
<i>D. Bilans minéralogiques</i>	92
4. CONCLUSIONS	95
CHAP. VII. DIAGENESE DES MINERAUX ARGILEUX	97
1. INTRODUCTION.....	97
2. CARACTERISATION DU CORTEGE ARGILEUX DES GRÉS PAR DIFFRACTION DES RAYONS X ET SPECTROSCOPIE INFRAROUGE.....	97
<i>A. Composition du cortège argileux des grès</i>	97
<i>B. Caractérisation des kaolins</i>	98
1. Diffraction des rayons X	99
2. Spectroscopie Infrarouge (IR).....	99
<i>C. Caractérisation de l'illite</i>	102
3. Diffraction des rayons X	102
<i>C. Relation entre diffraction et morphologie des illites</i>	105
3. DISCUSSION.....	105
<i>A. Néof ormation de la kaolinite</i>	105
<i>B. Transformation kaolinite-dickite</i>	108
<i>C. La néof ormation d'illite</i>	109
1. Réaction de précipitation de l'illite.....	109
2. Evolution de la morphologie de l'illite	110

4. CONCLUSIONS	111
CHAP. VIII. LES SURCROISSANCES DE QUARTZ.....	113
1. INTRODUCTION.....	113
2. MORPHOLOGIE ET GRANULOMETRIE DU QUARTZ.....	113
<i>A. Observations générales.....</i>	<i>113</i>
<i>B. Granulométrie laser</i>	<i>115</i>
<i>C. Analyse d'image.....</i>	<i>116</i>
1. Acquisition des données.....	116
2. Visualisation des données	117
3. DISCUSSION.....	119
<i>A. Source en silice et mécanismes des surcroissances de quartz.....</i>	<i>119</i>
1. Source de la silice.....	119
2. Mécanismes de Dissolution cristallisation.....	120
<i>B. Rôle des surcroissances de quartz dans la compaction.....</i>	<i>120</i>
<i>C. Influence de la mise en place des hydrocarbures sur les surcroissances.....</i>	<i>123</i>
4. CONCLUSION.....	124
CONCLUSION GENERALE	125
BIBLIOGRAPHIE.....	129
ANNEXE 1.....	137
ANNEXE 2.....	145
ANNEXE 3.....	151
Liste des figures.....	161
Liste des planches	165
Liste des tableaux.....	167

Introduction

Au cours de la diagenèse, les sédiments subissent de nombreuses transformations tant physiques (compaction) que chimiques (réactions diagénétiques, pression-dissolution, apport et/ou départ d'éléments chimiques par les fluides...). Ces phénomènes répondent, avec l'enfouissement, à une augmentation de température, de pression et/ou à la circulation de fluides en déséquilibre avec les roches traversées. Ainsi, la diagenèse des grès se marque par différents phénomènes comme la néoformation et la transformation des minéraux argileux, (kaolins, illite) et la surcroissance des grains de quartz détritiques qui peuvent d'ailleurs participer à la compaction et induire de fortes réductions locales de porosité et/ou de perméabilité. La diagenèse dans les grès a été l'objet de nombreux travaux car ces roches constituent d'excellents réservoirs pétroliers s'ils ont conservé une bonne perméabilité et une bonne porosité. Par exemple, les grès du groupe du Brent de la Mer du Nord, qui constitue le plus grand ensemble de réservoirs pétroliers de l'Europe du Nord-Ouest ont fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques.

Toutefois, un obstacle majeur à la quantification des phénomènes diagénétiques est que généralement seul l'état final de la roche, après diagenèse, est accessible à l'observation. Par exemple, deux hypothèses opposées sont avancées pour rendre compte des surcroissances de quartz dans les grès. La première suppose un apport de silice par la circulation de fluides sursaturés en quartz. La deuxième les explique par des phénomènes de pression dissolution du quartz qui, à l'échelle de quelques grains opèrent en système fermé par rapport à la silice (Potdevin, 1984; Gratier, 1984; Renard, 1997). Comme la composition d'un grès est extrêmement variable, il n'est pas possible de démontrer et de quantifier un apport de silice si la composition initiale de la roche n'est pas connue. Pourtant, il est fondamental de pouvoir trancher entre ces deux types d'hypothèses si l'on veut comprendre, quantifier et modéliser la diagenèse dans les grès.

Des modèles numériques de la diagenèse sont en développement dans plusieurs laboratoires pour quantifier les modifications de porosité et de perméabilité à l'échelle du réservoir (Brosse et al, 1994; Ortoleva, 1987a, 1987b; Lichtner, 1992; Potdevin et al, 1992; Le Gallo et al, 1998). La mise en oeuvre et/ou la validation de ces modèles demande notamment de préciser la composition de la roche avant la diagenèse, les réactions chimiques qu'elle met en jeu et l'échelle et la nature des transferts d'éléments chimiques qu'elle implique.

L'idée force de ce travail de thèse est d'effectuer une étude pétrographique, minéralogique et géochimique détaillée de la diagenèse dans un puits du champ d'Ellon (zone d'Alwyn sud-est, Mer du Nord) qui présente, dans le même niveau stratigraphique des grès cimentés par de la calcite et des grès non cimentés. Les échantillons cimentés, peu poreux et peu perméables, montrent une diagenèse peu poussée (abstraction faite de la calcite) et sont des témoins de la texture et de la composition minéralogique d'origine des grès non cimentés qui eux, ont enregistré l'ensemble de la diagenèse. Le

présent travail a donc consisté à comparer de la façon la plus détaillée possible des couples de grès cimentés et non cimentés échantillonnés latéralement à quelques centimètres l'un de l'autre dans la même lithologie. Cette comparaison peut aider à déterminer la chronologie et les mécanismes des processus diagénétiques, d'en établir des bilans de matière et de volume et de préciser les mécanismes de la compaction. En particulier, nos échantillons permettent d'étudier quatre processus diagénétiques majeurs de la diagenèse dans les grès de Mer du Nord: la cimentation par la calcite, la néoformation et la transformation des kaolins, la néoformation d'illite et les surcroissances de quartz.

Ce mémoire de thèse est articulé en huit chapitres. Après l'introduction, le premier chapitre donne le cadre géologique des échantillons étudiés. Le chapitre deux est une synthèse bibliographique des études réalisées sur la diagenèse dans les grès de Mer du Nord. Elle présente les réactions diagénétiques majeures qui affectent ces grès et fait le point des connaissances et des différentes interprétations proposées pour en rendre compte afin de situer les problèmes à résoudre dans le cadre de ce travail. Le chapitre trois présente les différentes méthodes qui ont été utilisées. Le chapitre quatre est une étude pétrographique détaillée basée sur la comparaison des grès cimentés et non cimentés. Elle permet d'identifier les principaux processus diagénétiques qui affectent les grès et de discuter de leur chronologie respective. Le cinquième chapitre traite de l'origine et des mécanismes de la cimentation carbonatée à partir d'une étude des isotopes stables de la calcite. Les bilans de matière de la néoformation de l'illite et des surcroissances de quartz sont présentés dans le chapitre six. Ils permettent de préciser la mobilité des éléments chimiques et l'échelle des transferts de matière lors de ces processus. Le chapitre sept est une étude minéralogique détaillée des transformations des minéraux argileux et notamment de la transformation kaolinite-dickite ainsi que de la néoformation d'illite. Là aussi, la comparaison grès cimenté-grès non cimenté permet d'apporter des éléments nouveaux à l'étude de ces processus. Enfin les problèmes de l'origine et des mécanismes des surcroissances de quartz est abordés dans le chapitre huit.

Chap. I. Cadre géologique

Chap. I. Cadre géologique

1. Introduction

Les grès étudiés dans le cadre de ce travail appartiennent aux formations jurassiques du Ness et du Tarbert du groupe du Brent. Ils proviennent d'un puits du champ d'Ellon en Mer du Nord. Les formations du groupe du Brent constituent la plus grande réserve pétrolière de l'Europe du Nord-Ouest (Bowen, 1992). Après avoir donné quelques éléments de géographie et décrit brièvement l'histoire des découvertes pétrolières du Brent, la sédimentologie d'ensemble de ses formations sera présentée. L'histoire tectonique du champ d'Ellon et une description plus détaillée de la sédimentologie des formations jurassiques du Ness et du Tarbert rencontrées dans le puits étudié seront ensuite développées.

2. Les formations du Brent

A. Localisation et histoire des découvertes pétrolières

La province du Brent est située dans la partie centrale de la Mer du Nord entre 60°30' et 62°N. Elle fait partie de l'ensemble East Shetland-Graben Viking qui constitue l'un des principaux bassins de la région de la Mer du Nord (Fig. I.1).

L'histoire pétrolière de la province du Brent débute véritablement en 1971 par la découverte du champ géant du Brent par la société Shell (Morton et al, 1992). L'exploration pétrolière s'intensifie alors et les principaux champs sont découverts entre 1972 et 1979. Dans la région d'Alwyn par exemple, les trois champs, Alwyn Sud-Est, Dunbar et Alwyn Nord sont découverts en 1973-1975 (Bowen, 1992). Les grès étudiés proviennent du champ d'Ellon qui constitue un sous-ensemble du champ d'Alwyn Sud-Est.

La province du Brent a maintenant atteint sa maturité en terme d'exploration pétrolière avec plusieurs centaines de puits d'exploration et de développement forés. La découverte d'un nouveau champ important semble désormais fort peu probable. Cependant, cette zone est toujours très étudiée d'un point de vue scientifique car la production actuelle des hydrocarbures et une exploitation future plus efficace des réserves peuvent être améliorées par une meilleure compréhension des propriétés réservoir des corps gréseux qui constituent les niveaux producteurs. En particulier, la porosité et la perméabilité des réservoirs peuvent être profondément modifiées par la diagenèse, ce qui a suscité et suscite encore de nombreuses études sur les processus diagénétiques qui les ont affectés.

B. Le groupe du Brent

La sédimentologie du groupe du Brent a été décrite dans de nombreux travaux (Bowen, 1975; Deegan et Scull, 1977; Graué et al, 1987; Richards et Brown, 1987; Richards et al, 1988). Une brève synthèse de la sédimentologie du Brent dans le Nord du Graben Viking et du bassin East Shetland (60-62°N) est donnée ici.

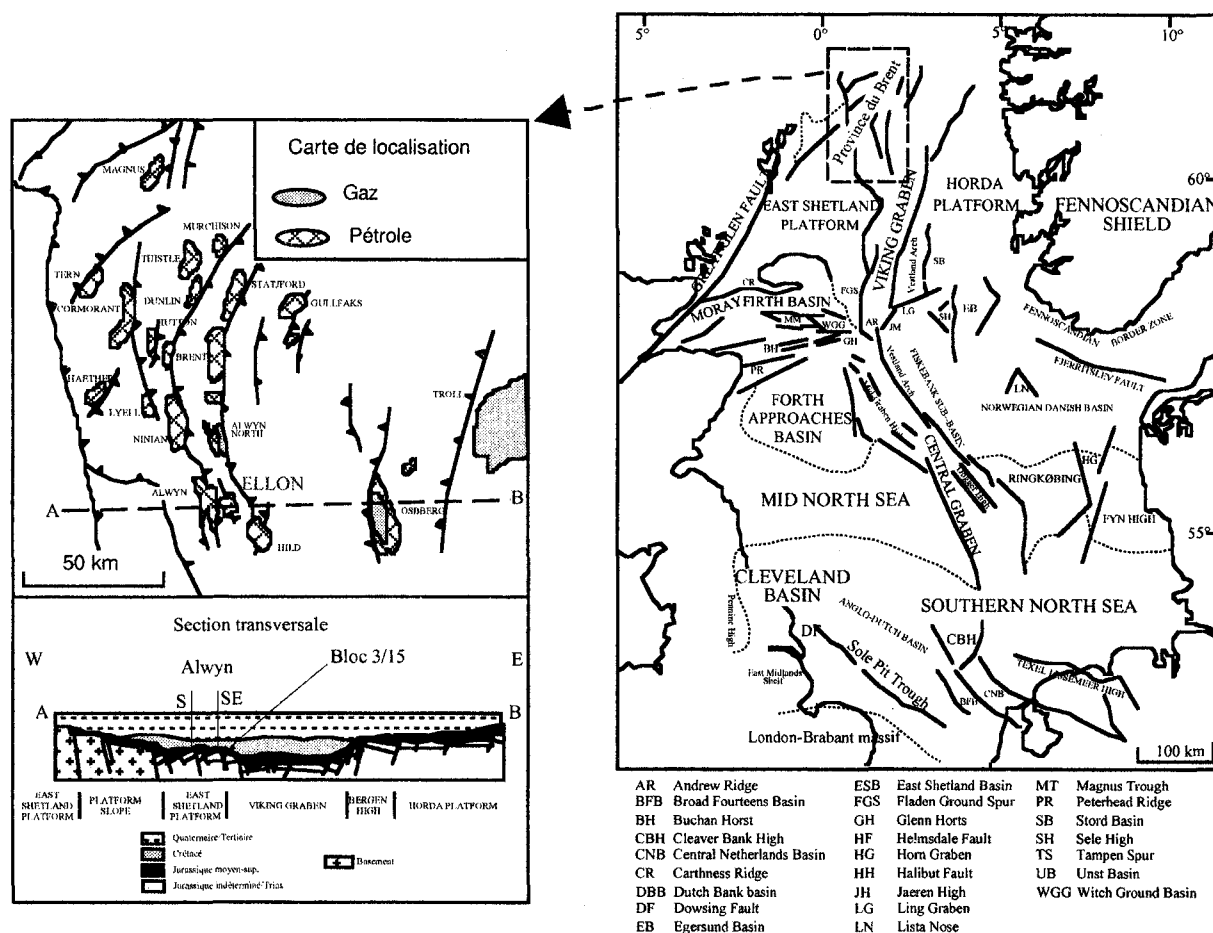


Fig. I. 1. Carte de localisation de la province du Brent par rapport aux bassins de la Mer du Nord. a. Principaux éléments structuraux de la Mer du Nord (Brown et al, 1987). b. Localisation des différents champs pétroliers dans la province du Brent et coupe transversale à travers le champ d'Alwyn Sud et Sud-Est (d'après Jourdan et al, 1987 modifié).

Les formations gréseuses du groupe du Brent sont d'âge Jurassique moyen. Elles se sont déposées dans un environnement deltaïque entre l'Aalénien et le Bathonien, en discordance (au moins dans la partie Sud de la zone) sur un ensemble de formations marines d'âge Jurassique inférieur (groupe de Dunlin). Elles ont été recouvertes par des argiles d'origine marine de la formation Heather d'âge Bathonien et par la formation Kimmeridge Clay d'âge Kimméridgien. Le groupe du Brent est composé des cinq formations suivantes¹ (de la base au sommet): Broom, Rannoch, Etive, Ness et Tarbert (Bowen, 1975; Deegan et Scull, 1977).

¹ Brent est un nom d'oiseau (bernache). La compagnie Shell a donné des noms d'oiseaux marins aux champs qu'elle a découverts. Le nom du groupe de Brent vient du champ du Brent. La subdivision en différentes formations est venue plus tardivement; leurs

Ces cinq formations se sont déposées au Jurassique moyen et se rencontrent dans le bassin East Shetland, le nord du Viking Graben et dans certaines zones de la plate-forme de Horda (Richards, 1992). Dans la partie nord de la Mer du Nord et à l'exception de la formation du Broom, les caractères sédimentologiques du groupe du Brent refléteraient un dépôt lié à la progradation/rétrogradation d'un complexe deltaïque dominé par les vagues et par les marées (Helland-Hansen et al, 1992; Mitchener et al, 1992).

1. Formation du Broom

La formation du Broom repose en discordance sur les argiles du groupe de Dunlin. La lacune qui correspond à cette discordance est plus importante vers le sud (Underhill et Partington, 1993). Elle est composée de grès à grains moyens à grossiers. Son épaisseur est d'environ dix mètres du côté britannique mais peut atteindre plusieurs dizaines de mètres du côté norvégien (formation d'Oseberg). Le dépôt de ces grès est lié à la subsidence qui succède à une grande phase de surrection thermique d'âge Jurassique inférieur (« Mid Cimmerian doming ») dont le centre se trouvait à la confluence du Graben Viking, du Graben Central et du Moray Firth (Fig. I.1, Underhill et Partington, 1993). Ces grès représentent des dépôts de fan-delta remaniés dans leur partie supérieure par l'action de la houle lors de la transgression qui a suivi.

2. Formation du Rannoch

La formation du Rannoch est constituée d'une ou de plusieurs séquences granocroissantes (Graué et al, 1987). Sa partie inférieure présente des argiles, des silts et des grès fins micacés souvent bioturbés. Sa partie supérieure est constituée de grès fins micacés qui montrent des stratifications entrecroisées, des rides de houle, des HCS (Hummocky Cross Stratification) et des SCS (Swaley Cross Stratification) caractéristiques des dépôts de tempête ainsi que des laminations planes parallèles. Elle représente un dépôt d'avant-plage (shoreface) inférieur en régression au dessus du maximum de transgression (surface d'inondation maximale représentée par les argiles du Rannoch).

3. Formation d'Etive

La formation d'Etive est constituée de grès bien classés à grains moyens à grossiers. Elle montre des laminations planes d'angle faible caractéristiques des dépôts de plage et des stratifications obliques tangentielles de haute énergie. Elle représente des plages ou des barres incisées par des passes tidales.

4. Formation du Ness

La formation du Ness est constituée d'une alternance de grès, d'argiles, d'argiles organiques et de charbons. Elle s'est déposée dans un environnement deltaïque et montre souvent les caractères d'environnements qui lui sont liés (plaine d'inondation, marais, lagune). Dans certains cas, le Ness

noms proviennent de lacs d'Ecosse, le plus connu étant le Loch Ness. Les initiales des cinq formations forment le mot « Brent » (B. Didier, communication personnelle).

peut être subdivisé en deux parties: une partie dominée par des argiles aggradantes et l'autre dominée par des sables associés à des événements transgressifs (Hogg, 1989).

Les faciès de plaine d'inondation deltaïque du Ness constituent le terme ultime de la régression amorcée par les faciès de shoreface inférieur du Rannoch, suivis par les faciès de cordons littoraux de l'Etive. La partie transgressive du cycle s'amorce dans la partie supérieure du Ness.

5. Formation du Tarbert

En général, la formation du Tarbert comprend trois faciès (Hogg, 1989):

- des grès basaux transgressifs à grains grossiers à conglomératiques,
- un faciès intermédiaire micacé à grains fins
- et un faciès de barre côtière ou de plage à grains moyens et bien classés.

Elle a une épaisseur très variable (50 à 100 m à la base des blocs basculés, parfois nulle sur les crêtes). La partie supérieure du Ness et le Tarbert représentent la partie transgressive du cycle.

C. Evolution et origine du delta du Brent

L'origine et la direction de progradation du delta du Brent sont discutées (Morton, 1985; Richards et al, 1988). Pour certains auteurs (Budding et Inglin, 1981; Eynon, 1981; Ziegler, 1982; Underhill et al, 1993), la progradation du delta s'est effectuée vers le nord, le long du Graben Viking, et ses sédiments proviennent de l'érosion des terrains qui recouvraient le dôme thermique situé à l'intersection du Graben Viking, du Graben central et du Moray Firth. Richards et al (1988) proposent, quant à eux, une progradation du delta à partir du sud-ouest et transverse au Graben Viking. Les sédiments proviendraient de la plate-forme Shetland et du Mid North Sea High. Enfin, Underhill (communication pers. 1998) suggère que les sédiments proviennent des terres situées au-dessus du point chaud (panache) localisé au centre de la Mer du Nord.

3. Le champ d'Ellon

A. Localisation et tectonique

Avec le champ de Grant, le champ d'Ellon est un sous ensemble d'Alwyn Sud-Est (Fig. I.2) qui 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 (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.

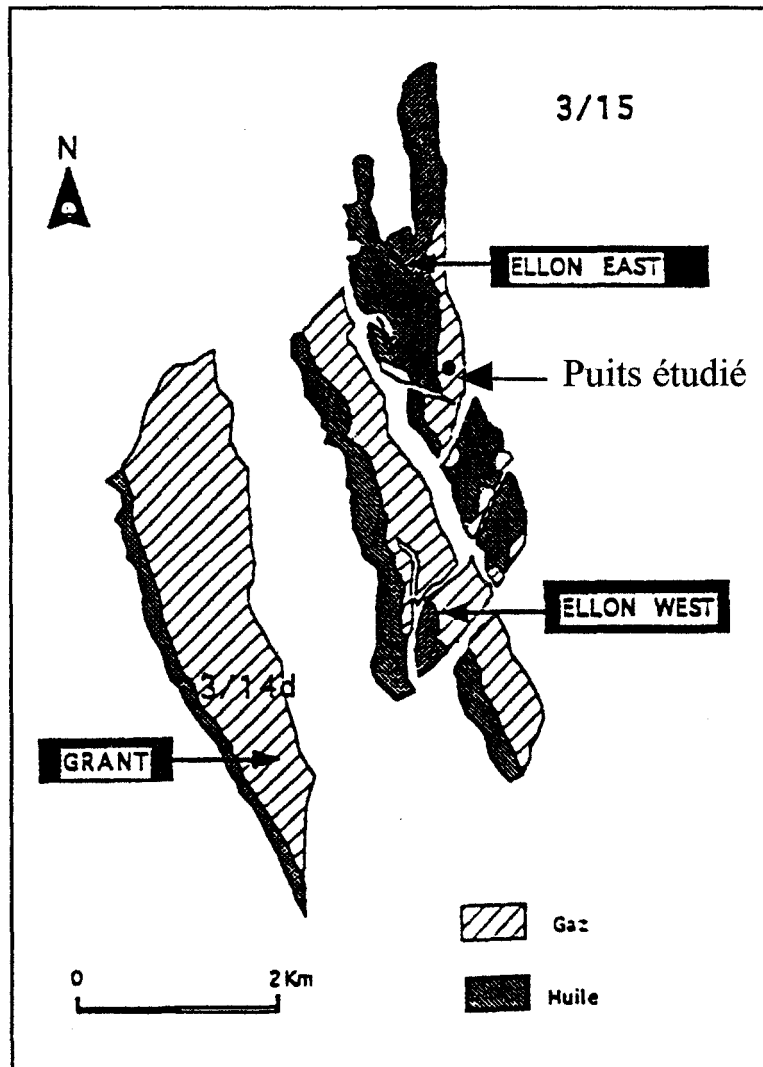


Fig. I. 2. Répartition des hydrocarbures et éléments géographiques du champ d'Alwyn Sud-Est montrant les sous ensembles d'Ellon et de Grant.

B. Stratigraphie et sédimentologie des formations du Ness et du Tarbert

Dans le champ d'Ellon, les formations du Ness et du Tarbert sont d'âge Bajocien–Bathonien inférieur et présentent une épaisseur d'environ 250 mètres. Les grès étudiés proviennent des formations du Ness et du Tarbert échantillonnés dans un puits dévié de 60° situé à 150 mètres d'une faille bordière (Fig. I.3.a.b). Seul le Ness B y a été carotté. Il présente une série de faciès littoraux aggradants durant un épisode de transgression. Quant aux grès du Tarbert, ils sont l'équivalent des grès basaux de Dunbar d'après la subdivision adoptée pour le groupe du Brent (Etude Total, Anfray et al, 1994).

Dans le puits étudié, les faciès sédimentologiques qui ont été distingués et leurs interprétations en terme d'environnement de dépôt sont les suivants (Anfray et al. 1994).

1. La formation du Ness

Le Ness B est subdivisé en **une partie inférieure** comprenant principalement des faciès d'environnement dominé par la marée, et **une partie supérieure** composée elle-même de trois unités régressives montrant la succession de faciès suivante: shoreface, complexe tidal/plage et niveaux charbonneux qui marquent le maximum d'émersion.

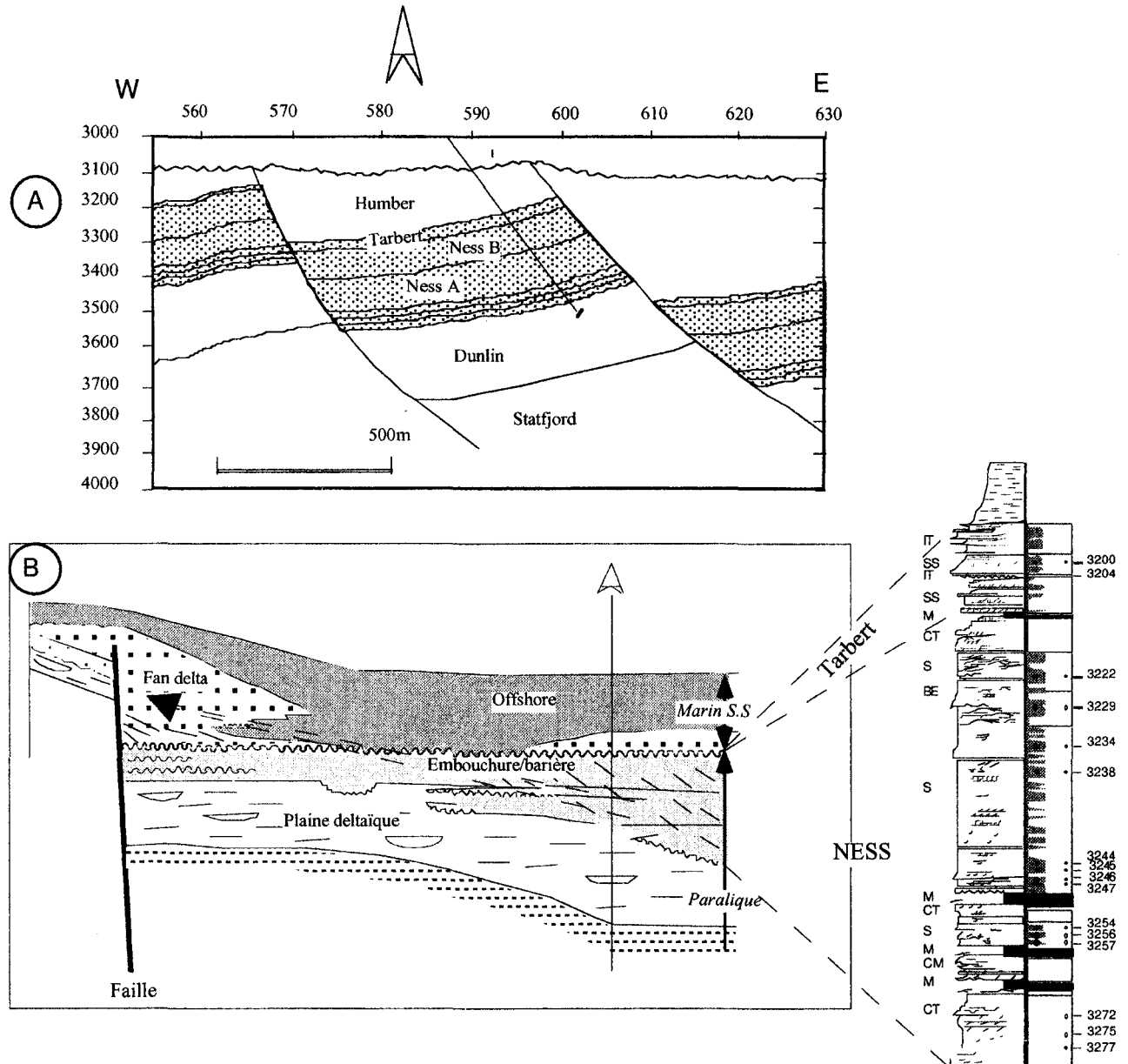


Fig. I. 3. Cadre géologique du champ d'Ellon. A. Coupe structurale du champ et localisation du puits étudié. Les formations du Brent sont représentées en pointillés. B. Log stratigraphique du puits étudié et schéma simplifié de l'agencement des différents faciès et notamment de ceux du Ness et du Tarbert. IT: intervalle transgressif ; SS: Shoreface supérieur ; M: marais ; S: Shoreface ; CT: complexe tidal ; BE: barre d'embouchure. Le puits est dévié, il s'agit de vraies profondeurs (TVD). La flèche sur la figure (B) indique le sens de la transgression (modifié d'après Didier et al, 1995).

a. La partie inférieure du Ness B (3261,21 - 3281,73 m)

La partie inférieure du Ness B est elle-même subdivisée en deux unités.

- **L'unité inférieure** (3267,46 - 3281,73 m) forme un complexe tidal recouvert par un faciès lagunaire (argile) et de marais (charbon). Le complexe tidal (3269,6 - 3281,73 m) montre des grès moyennement à bien triés, à grains moyens à grossiers. Il présente des fragments de lignite à la base, des stratifications obliques tangentielles et des drapages argileux qui témoignent d'une influence tidale. La partie supérieure, à partir de 3272,99 m, montre quelques bioturbations et des terriers de type Diplocraterion.

Des faciès lagunaires fins coiffent le complexe tidal. Il s'agit d'argiles noires avec des rides de courant sableuses, des terriers horizontaux et des petits nodules de pyrite.

- **L'unité supérieure** (3267,46 - 3260,86 m) se compose d'un faciès de chenal de marée recouvert par un faciès de marais. Le chenal (3263,98 - 3267,46 m) érode le marais charbonneux sous-jacent. Il est formé de sept séquences métriques grano-décroissantes de grès peu à bien triés. Il présente des stratifications obliques tangentielles et des drapages argileux qui montrent l'influence tidale. La fin de l'activité du chenal est marquée par une diminution brutale de la taille des grains et le développement du faciès de marais.

b. La partie supérieure du Ness B (3211,88 - 3261,3 m)

La *première unité régressive* shoreface-complexe tidal (3247,75 - 3261,3 m) est complète, avec un **shoreface** inférieur passant vers le haut à un **complexe de marée** puis à un **platier tidal** mixte. Le **shoreface** (3252,74 - 3261,3 m) est formé d'un grès argileux bien trié et micacé, de grains moyens à fins. Les structures sédimentaires rencontrées sont de type SCS. On note la présence de terriers verticaux de type Diplocraterion. Une surface de ravinement par la houle tronque les dépôts de marais sous-jacents. Le **complexe de marée** (3250,42 - 3252,74 m) est constitué d'un grès fin à moyen argileux, moyennement classé et à stratifications obliques sigmoïdales et tangentielles. La partie supérieure est bioturbée et présente des rides de houle.

Une unité métrique d'argiles noires avec des petites rides de courant sableuses représente le **platier tidal** mixte. Son sommet montre une pédogenèse marquée par des traces de racines et des caliches. La séquence se termine par un faciès de marais charbonneux.

La *deuxième unité régressive* (3226,16 - 3247,75 m) est constituée d'un **shoreface** recouvert par une **barre d'embouchure**. Le **shoreface** (3231,87 - 3247,75 m) est constitué de grès argileux et micacés très bien classés, à grains moyens. Il présente une surface de ravinement à la base avec des traces de terriers de type Diplocraterion, des stratifications obliques tangentielles, des SCS et des dépôts de lags à débris de plantes. On note la présence de slumps au milieu du shoreface.

Le shoreface passe à une séquence granocroissante interprétée comme une barre d'embouchure.

La *troisième unité régressive* (3211,89 - 3226,16 m) est composée d'un **shoreface** supérieur coiffé par un **complexe de marée**. Le **shoreface** (3218,76- 3226,16 m) est constitué d'un grès moyennement classé plus ou moins argileux à grains moyens. La structure sédimentaire dominante est le SCS. On note la présence de nombreux débris de plantes et bioturbations, les surfaces de réactivation qui tronquent des terriers verticaux sont nombreuses. Le **complexe de marée** (3212,87 - 3218,76 m) est organisé en quatre unités granocroissantes de 3 à 4 mètres d'épaisseur. Il s'agit d'un

grès moyennement trié, partiellement argileux et micacé, à grains fins à grossiers avec des drapages argileux, des bioturbations, des stratifications obliques tangentielles et des figures de courant bidirectionnelles. La surface d'émersion est marquée par des paléosols. Des marais se sont installés ensuite avec le développement de bancs de charbon et de rares dépôts de crue.

2. Le Tarbert

Dans le puits étudié, les grès du Tarbert sont l'équivalent des Sables de Base (Basal Sands) de Dunbar. La **partie inférieure** est constituée de deux unités de **shoreface** supérieur séparées par un intervalle transgressif mince. La **partie supérieure** est constituée d'un **intervalle transgressif** épais.

a. Les shorefaces (3199,4 - 3211,89 m)

Ils sont constitués de grès moyennement triés, à grains moyens, et sont en partie conglomératiques. Ils présentent des SCS et des stratifications obliques tangentielles à tabulaires liées à des courants de retour qui sont communs dans les environnements de shoreface supérieur. L'intervalle transgressif à grains grossiers à micro-conglomératiques qui sépare les deux shorefaces fait un mètre d'épaisseur.

b. L'intervalle transgressif principal (3169,52 - 3199,4 m)¹

La partie inférieure (3195,83 - 3199,4 m) est faite d'un grès massif à laminations planes, à grains grossiers à moyens, moyennement trié. Il présente des traces de terriers et des débris de plantes.

La partie supérieure (3193,42 - 3195,83 m) est plus grossière. Elle est constituée d'un grès massif, conglomératique, moyennement trié, à laminations planes. Le sommet de la carotte montre des placers à minéraux lourds (grenat et staurotide). Les ichnofaciès sont typiques des environnements de haute énergie.

4. Conclusion

Le groupe du Brent est constitué de cinq formations gréseuses déposées au Jurassique moyen dans un environnement deltaïque. Les grès étudiés dans ce travail proviennent des deux dernières formations, le Ness et le Tarbert, carottées dans un puits du champ d'Ellon qui constitue un sous ensemble du champ d'Alwyn Sud-Est. La formation du Ness y montre des faciès de plaine deltaïque à front deltaïque alors que la formation du Tarbert correspond à un empilement de faciès de shoreface supérieur constitués de grès de plage et de conglomérats. Ces formations ont subi une tectonique active qui se marque notamment par le développement de failles listriques qui découpent le champ en blocs basculés vers l'Ouest.

¹ La partie supérieure à 3199,4 mètres n'a pas été carottée.

**Chap. II. La diagenèse des grès réservoirs du
Brent de la Mer du Nord: données bibliographiques**

Chap. II. La diagenèse des grès réservoirs du Brent de la Mer du Nord: données bibliographiques

1. Introduction

Les grès du Brent sont probablement les formations sédimentaires où la diagenèse a été la plus étudiée en Europe, et peut-être dans le monde. Ces études (voir par exemple, Morton et al, 1992) reposent sur de nombreux forages effectués dans la plupart des champs du bassin East Shetland et du Graben Viking (Fig. II.1). Cependant, malgré l'abondance des observations effectuées, il subsiste de profondes divergences de vue selon les auteurs quant à leurs interprétations. La compréhension des processus diagénétiques qui affectent les grès de la Mer du Nord est encore loin d'être totale. D'après la littérature, les réactions diagénétiques majeures qui affectent ces grès de nature subarkosique ou parfois arkosique :

- La néoformation de la kaolinite.
- La cimentation carbonatée.
- La transformation kaolinite-dickite.
- La néoformation de l'illite.
- La néoformation du quartz.

Ces processus sont classés ici dans un ordre chronologique plus ou moins bien établi. Certains d'entre eux peuvent être, au moins en partie, contemporains. L'objet de ce chapitre est de faire le point des connaissances et des interprétations proposées pour rendre compte de ces différents processus afin de situer le cadre de ce travail de thèse et d'en présenter les objectifs principaux.

2. La précipitation de la kaolinite

La précipitation de la kaolinite est l'un des processus majeurs reconnus dans les grès du Brent. D'après les premiers travaux de Hancock (1978), Hancock et Taylor (1978) et Sommer (1978), la kaolinite se formerait assez tôt dans l'histoire diagénétique des grès et en tout cas avant les surcroissances de quartz et d'illite. Des études plus récentes menées dans différents champs de Mer du Nord (Bjørlykke et al, 1979; Lønøy et al, 1986; Bjørkum et al, 1990; Glasmann, 1992; Ehrenberg et al, 1993; Bjørlykke et al, 1992; Bjørlykke, 1994; Potdevin et Hassouta, 1997; Hassouta et al, 1998) confirment le caractère précoce de la kaolinite.

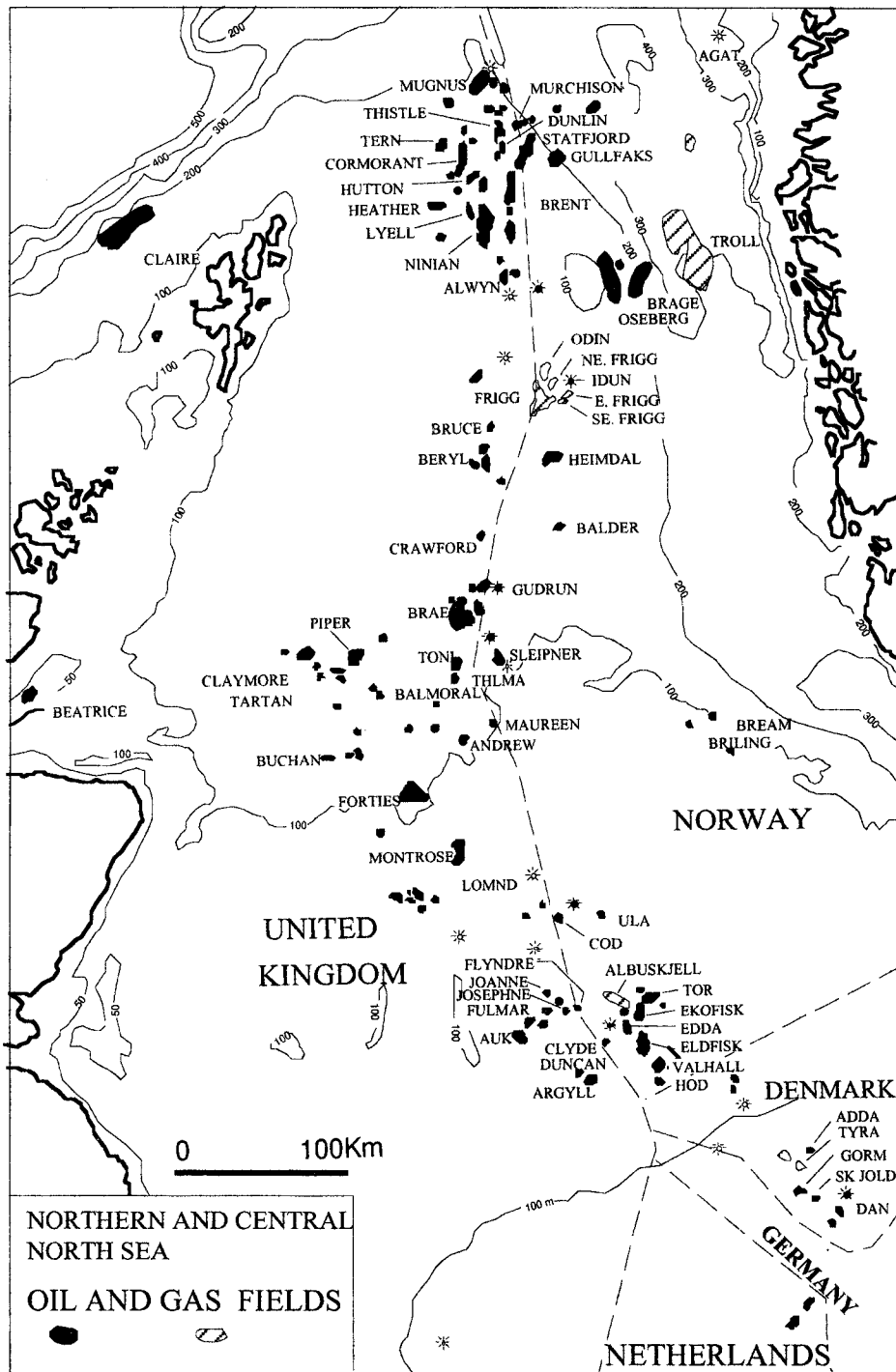


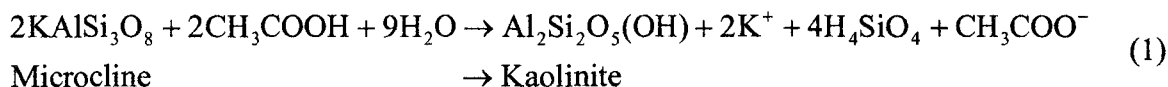
Fig. II. 1. Localisation géographique des principaux réservoirs pétroliers de la Mer du Nord (d'après Ziegler, 1990).

Pour l'ensemble des auteurs, l'hypothèse avancée pour rendre compte de la néoformation de la kaolinite est l'altération des minéraux aluminosilicatés, et notamment des feldspaths potassiques. En revanche, deux hypothèses différentes sont avancées pour cette altération:

1. L'action des acides organiques libérés lors de la maturation de la matière organique (Schmidt et McDonald, 1979; Surdam et al, 1984, 1989; Burley et al, 1985).

2. Une ou plusieurs phases de lessivage des grès par des eaux météoriques (Hancock, 1978; Hancock et Taylor, 1978; Sommer, 1978; Bjørlykke, 1979).

D'après la première hypothèse (1), les eaux rendues acides par la maturation de la matière organique de roches mères à grandes profondeurs (environ 3 km) favoriseraient des réactions du type (Meshri, 1986):



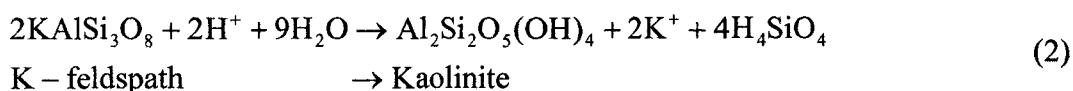
Une hypothèse de ce type est évoquée par Platt (1993) et Lanson et al (1995) qui ont étudié le réservoir gréseux Rotliegende des Pays-Bas. D'après ces auteurs, la précipitation de la kaolinite serait liée à la déstabilisation du feldspath par des eaux acides provenant des roches mères sous-jacentes.

La seconde hypothèse (2) repose quant à elle sur de nombreuses données de composition isotopique des kaolinites (Brint et al, 1988; Glasmann et al, 1989; Hogg, 1989; MacAulay et al, 1993, 1994; Fallick et al, 1993; Stewart et al, 1994). En effet, les analyses des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène des kaolinites de Mer du Nord témoignent de l'origine météorique des eaux responsables de leur précipitation.

Par exemple, les analyses réalisées par Glasmann et al (1989) sur les kaolinites diagénetiques du champ de Heather (East Shetland) sont très homogènes ($\delta^{18}\text{O}=13,8 \pm 0,4\text{‰}$ et $\delta\text{D}=-53 \pm 4\text{‰}$). Ces valeurs indiquent la contribution importante d'une eau d'origine météorique lors de la formation des kaolinites et leur homogénéité sur l'ensemble du champ suggère une invasion massive du réservoir, probablement durant le Crétacé inférieur.

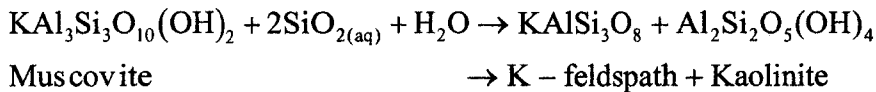
A. Les réactions de précipitation de la kaolinite

Pour de nombreux auteurs (par exemple Hancock et Taylor, 1978; Bjørlykke et al, 1979; Bjørlykke, 1994), la kaolinite résulterait de l'altération du feldspath potassique suivant une réaction du type



Cette réaction implique une forte variation de volume ($\Delta V=-54\%$) qui entraînerait la formation d'une porosité secondaire importante (Nedkvitne et Bjørlykke, 1992; Bjørlykke et Brendsdal, 1986; Lønøy et al, 1986). Elle implique également le lessivage du potassium et de la silice. Toutefois, il n'y a pas d'évidences texturales fortes de la réaction proposée. Des marques de dissolution des feldspaths potassiques sont observées mais celles-ci peuvent être liées à d'autres phénomènes diagénetiques plus tardifs comme la néoformation d'illite. La pseudomorphose du feldspath potassique par de la kaolinite n'est pas observée bien que certains auteurs aient montré la précipitation de la kaolinite autour de feldspaths dissous (Bjørlykke et Aagaard, 1992). Parfois, il est même observé une surcroissance du feldspath potassique plutôt que sa dissolution (Glasmann et al, 1989).

D'un autre côté, certaines observations mettent en évidence une déstabilisation de la muscovite détritique en kaolinite (Nedkvitne et Bjørlykke, 1992; Ehrenberg et al, 1993). Bjørkum et Gjelsvick (1988) suggèrent que la déstabilisation de la muscovite au contact d'un fluide sursaturé par rapport au quartz entraînerait la précipitation de la kaolinite et la surcroissance du feldspath potassique par la réaction:



Cette réaction progresse vers la droite tant qu'une source en silice (dissolution de silice biogène ou amorphe) maintient la sursaturation vis-à-vis du quartz. Si cette réaction rend compte de la formation de surcroissances de feldspath potassique, elle ne permet pas d'expliquer à elle seule les quantités de kaolinite observées dans les grès de la Mer du Nord (Bjorkum et Gjelsvick, 1988).

B. Age et modalités du lessivage des grès

Le groupe du Brent est érodé dans la plupart des régions de Mer du Nord à la fin du Jurassique et au début du Crétacé (Chap. I). Cet épisode est généralement rattaché à la phase de soulèvement tectonique cimmérienne (Ziegler, 1981; Rawson et Riley, 1982). Pour de nombreux auteurs (Hancock et Taylor, 1978; Sommer, 1978; Bjørlykke, 1983; Bjørlykke et Brendsdal, 1986; Jourdan et al, 1987; Glasmann et al 1989; MacAulay et al, 1993), c'est essentiellement durant cette période que les eaux météoriques infiltrent les grès du Brent et que la kaolinite se forme. Toutefois, Jeans (1986) et Riches et al (1986) ne voient pas de relation convaincante entre la précipitation de la kaolinite et la discontinuité cimmérienne. D'autre part, d'après Bjørkum et al (1990) la kaolinite serait plutôt d'origine détritique dans les grès de la formation de Rannoch du champ de Gullfaks situés en dessous de la discontinuité cimmérienne. Seule une faible quantité de kaolinite diagénétique aurait été mise en évidence dans ces grès. Au contraire, Shanmugam (1988) souligne la relation entre la discontinuité cimmérienne et le développement d'une porosité secondaire qu'il relie à la formation de kaolinite diagénétique par dissolution des feldspaths.

Pour certains auteurs (Jourdan et al, 1987; Glasmann, 1989; Bjørlykke, 1983; Bjørkum et al, 1990) une première phase d'infiltration pourrait également avoir eu lieu juste après le dépôt des grès dans les environnements marins peu profonds et deltaïques qui sont facilement infiltrés par les eaux météoriques à partir du continent. En effet, l'environnement de dépôt semble contrôler la distribution de la kaolinite dans certains grès du groupe du Brent (Burley et al, 1985; Riches et al, 1986; Bjørlykke, 1994). D'après Bjørlykke (1994), les grès déposés dans un environnement fluvial et marin peu profond montrent un développement plus important de la kaolinite que ceux des faciès turbiditiques et du plateau distal. Ces différences tradiraient l'éloignement du faciès considéré par rapport à la source en eau météorique que constitue le continent (Fig. II.2).

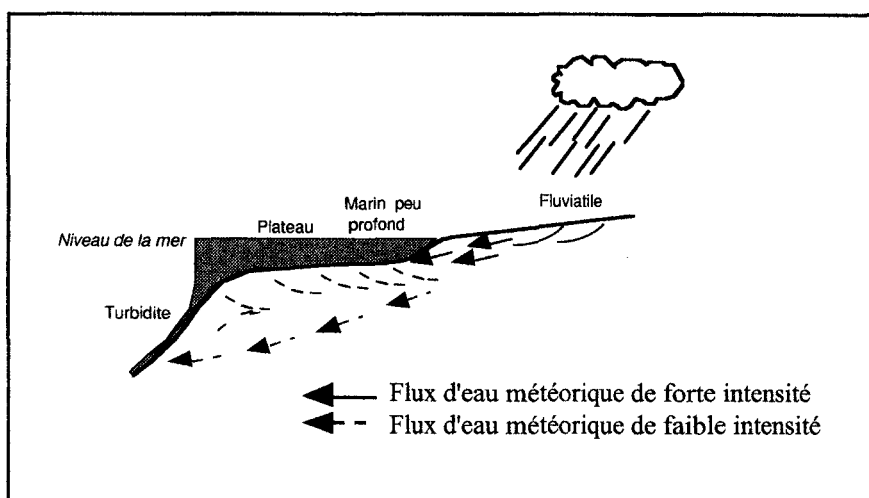


Fig. II. 2. Relation entre la circulation d'eaux météoriques et l'environnement de dépôt (d'après Bjørlykke et Aagaard, 1992).

Il demeure cependant difficile d'estimer l'importance respective d'un lessivage lié au soulèvement cimmérien et celui lié à des infiltrations juste après le dépôt. D'après Glasmann et al (1989), la nature et la quantité de kaolinite formée seraient différentes dans les deux cas. Ainsi ces auteurs distinguent:

- La kaolinite qui remplace la muscovite. Elle est antérieure à un stade précoce de cimentation par de la calcite. Présente en faible quantité dans les grès, cette kaolinite se formerait juste après le dépôt des grès.

- Une kaolinite plus abondante liée à la dissolution des feldspaths durant le soulèvement cimmérien.

L'importance du flux d'eaux météoriques lié à la phase cimmérienne dépend de plusieurs facteurs: la durée du soulèvement du bassin, l'importance des reliefs des différents blocs basculés exposés en surface, le climat et l'érosion (Bjørlykke et al, 1992), la continuité des drains. D'autre part, l'épaisseur de la zone d'altération à kaolinite sera contrôlée par le débit d'eau, la cinétique de la réaction de dissolution des minéraux aluminosilicatés, la perméabilité et de la connectivité des formations gréseuses.

Cette revue non exhaustive des hypothèses proposées pour la formation de la kaolinite en Mer du Nord montre de profondes divergences de vue entre les auteurs. Ainsi, le lien entre ces néoformations et des circulations de fluides en relation avec le soulèvement cimmérien est encore discuté. De même, les mécanismes de formation de la kaolinite ne sont pas complètement établis.

3. La cimentation carbonatée

La formation d'un ciment carbonaté est un phénomène très commun dans les grès (Hudson et Andrew, 1987; Fürsich, 1982; Berner et Davies, 1973; Hayes et Boles, 1992; Lee et Boles, 1996). L'intérêt porté aux ciments carbonatés dans les réservoirs gréseux réside dans le rôle de barrière imperméable aux fluides (eaux et hydrocarbures) qu'ils peuvent jouer lors de la diagenèse. En

particulier, la cimentation d'un grès peut empêcher la compaction et/ou les réactions diagénétiques. Les grès cimentés représentent un témoin de la composition chimique et minéralogique ainsi que de la texture des grès lors de la mise en place du ciment. Ils pourront alors être comparés aux grès non cimentés qui ont subi les stades diagénétiques postérieurs à la cimentation. Ces comparaisons sont extrêmement précieuses pour préciser les mécanismes de la diagenèse et en particulier apprécier, par des bilans de masse, si les processus diagénétiques impliquent des transferts de matière par les fluides (Gluyas et Coleman, 1992).

Il est donc important de préciser l'origine, les mécanismes, l'âge et la profondeur de mise en place des ciments carbonatés.

A. La cimentation carbonatée dans les grès du groupe du Brent

1. Nature et profondeur de mise en place du ciment carbonaté

Les grès du groupe du Brent contiennent globalement une très faible quantité de ciment carbonaté. Toutefois le ciment peut représenter un volume important dans certains niveaux. Le ciment est généralement constitué de calcite et se mettrait en place à des profondeurs variables quoique relativement faibles (500 m à 1500 m, Blanche et Whitaker, 1978; Lønøy et al, 1986; Bjørlykke et Brendsdal, 1986; Saigal et Bjørlykke, 1987; Glasmann et al, 1989; Scotchman et al, 1989; MacAulay et al, 1992; Prosser et al, 1993). D'après Glasmann et al (1989), la mise en place du ciment calcitique de la formation de Rannoch du champ de Heather est antérieure à 156 Ma et s'effectue à des profondeurs inférieures à 670 mètres. Les autres minéraux carbonatés comme la dolomite, la sidérite et l'ankérite sont généralement en faibles quantités dans les grès du Brent (Hogg, 1989; Blanche et Whitaker, 1978; MacAulay et al, 1992; Scotchman et al, 1989; Bjørlykke et al, 1992). Parfois ils remplacent la calcite (Scotchman et al, 1989; Bjørlykke et al, 1992).

La température de précipitation du ciment varie d'un champ à l'autre mais est généralement inférieure à 70°C (Prosser et al, 1993; Walderhaug et Bjørkum, 1992; Saigal et Bjørlykke, 1987; Glasmann et al, 1989).

2. Origine du ciment carbonaté

a. Source du calcium

Pour de nombreux auteurs, la source du calcium des ciments est une dissolution des débris de fossiles à tests carbonatés présents dans les grès (Bjørkum et Walderhaug, 1990b; Walderhaug et Bjørkum, 1992; Bjørlykke et al 1992; Prosser et al, 1993). Ainsi Walderhaug et Bjørkum (1992) montrent que le calcium du ciment calcitique des grès de la formation de Oseberg (champ de Veslefrikk) est d'origine biogène. Pour ces auteurs, le faible nombre de restes fossiles dans ces grès s'expliquerait par une dissolution facile et généralement complète des tests carbonatés dûe à leur grande surface spécifique.

En revanche, pour Glasmann et al(1989), le volume de calcite observé dans les grès de la formation de Rannoch du champ de Heather est trop important pour ne faire intervenir qu'une source de calcium interne aux grès. De même, pour Prosser et al (1993), le calcium proviendrait de la

dissolution de débris de coquilles accumulés dans une autre formation. Il serait ensuite transporté par des fluides sur de longues distances (une dizaine de kilomètres) pour précipiter dans les grès réservoir.

La dissolution de certains minéraux (plagioclases, amphibole, grenat...) peut libérer du calcium. Toutefois les quantités de ces minéraux dans les grès semblent trop faibles pour constituer la source de calcium nécessaire à la précipitation des ciments observés (Walderhaug et Bjørkum, 1992).

b. Source du carbone

Plusieurs sources du carbone ont été évoquées pour rendre compte de la formation du ciment calcitique dans le Brent. Les compositions isotopiques du carbone de ces ciments sont compatibles soit avec une dissolution des débris carbonatés, soit avec une dégradation de la matière organique (Prosser et al, 1993; Walderhaug et Bjørkum, 1992; Saigal et Bjørlykke, 1987; Glasmann et al, 1989; Irwin et al, 1977; Curtis et Coleman, 1986).

Le carbone qui dérive de la dissolution des débris carbonatés montre une composition isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ proche de 0 ‰ (MacAulay et al, 1993). Par contre, la signature isotopique du carbone organique varie avec la profondeur d'enfouissement. Ainsi, Irwin et al (1977) proposent un modèle général qui relie le $\delta^{13}\text{C}$ aux processus de dégradation de la matière organique en fonction de l'enfouissement (Fig. II.3). Ils distinguent quatre zones dont les trois premières (oxydation, sulfato-réduction et méthanogenèse) sont le siège de processus bactériens qui conduisent à des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰, -25‰ et + 15‰, respectivement. La quatrième zone est le siège de réactions abiotiques qui libèrent du CO_2 avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de -10‰ à -20‰.

Dans les grès du groupe du Brent, la matière organique peut dériver des mudstones de la formation de Dunlin (Jurassique inférieur) ou de la formation des Kimmeridge Clay (Jurassique supérieur) toutes deux riches en matière organique ($\text{TOC} > 10\%$). Elle pourrait aussi provenir des niveaux de charbons qui sont présents dans les différentes formations. D'après Glasmann et al (1989), le carbone de la calcite du Brent du champ de Heather dériverait de la décarboxylation de la matière organique des mudstones de Dunlin qui aurait été transporté ensuite par les fluides à travers des failles pour précipiter dans les grès.

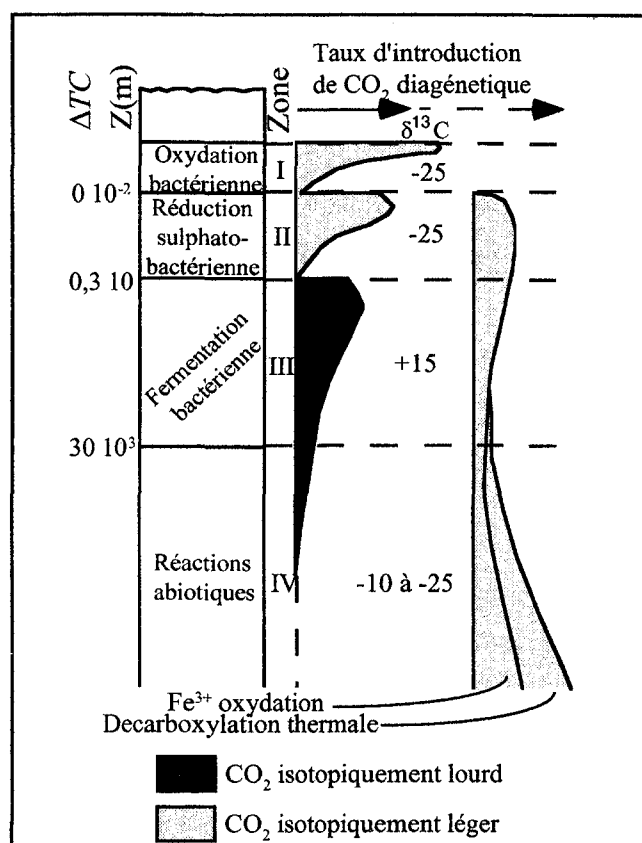


Fig. II. 3. Modèle de zonation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 libéré par la dégradation de la matière organique lors de l'enfouissement (d'après Irwin et al, 1977).

B. Relation entre cimentation et environnement de dépôt

La distribution des ciments carbonatés dans les grès du Brent semble liée à l'environnement de dépôt. Ainsi, Bjørlykke et al (1992) distinguent les grès marins des formations du Rannoch et d'Etive qui sont plus cimentés que les grès de la formation du Ness déposés dans un environnement deltaïque. Cette hétérogénéité de la cimentation calcitique en fonction de l'environnement de dépôt est également observée dans les grès du champ de Heather (Glasmann et al, 1989). D'après Scotchman et al (1989), les grès sub-littoraux et les grès du front deltaïque dominés par les vagues contiennent plus de ciment carbonaté que les grès de barres de chenaux et du faciès de plaine deltaïque. Pour Bjørlykke et al (1992), ces observations indiquent une relation entre la distribution des ciments carbonatés et la quantité de carbonates biogéniques disponibles initialement dans les grès.

Les sources possibles en calcium et en carbone du ciment carbonaté formé dans les grès du Brent de la Mer du Nord semblent être bien établie. Toutefois des divergences demeurent pour ce qui concerne les mécanismes de formation de ce ciment calcitique. Un mécanisme de dissolution-précipitation sur place s'oppose à un mécanisme de dissolution de carbonates biogènes dans d'autres formations suivi par un transport par les fluides et une précipitation dans les grès du Brent.

4. La transformation kaolinite-dickite

Deux types de kaolins¹ ont été décrits dans les grès de Mer du Nord: la kaolinite et la dickite (Ehrenberg et al, 1993; Macaulay et al, 1994). Ces deux minéraux sont des polymorphes qu'il est impossible de distinguer en lame mince. Seules la diffraction des rayons X dans certains cas favorables et la spectroscopie infrarouge permettent de les distinguer à coup sûr. Cela explique pourquoi la présence de la dickite est longtemps passée inaperçue en Mer du Nord comme d'ailleurs dans d'autres régions.

Toutefois, l'observation au microscope optique et au microscope électronique à balayage (MEB) révèle différentes morphologies de kaolins (vermicules en accordéons, pseudomorphose de muscovite, forme en blocs) dans les grès de la Mer du Nord (Hurst et Irwin, 1982; Kantorowicz, 1984; Thomas, 1986; Glasmann et al, 1989; Giles et al, 1992; Haszeldine et al, 1992; Osborne et al, 1994). Ces différentes morphologies traduiraient plusieurs épisodes de précipitation des kaolins lors de la diagenèse de grès. D'après des travaux récents, les vermicules en accordéon sont de la kaolinite alors que la forme en bloc correspond à de la dickite (Ehrenberg et al, 1993; MacAulay et al, 1993, 1994; Beaufort et al, 1998). En fait, la kaolinite se transformerait progressivement en dickite avec l'enfouissement (Ehrenberg et al, 1993; MacAulay et al, 1993, 1994; Lanson et al 1996; Beaufort et al, 1998).

Les mécanismes et les facteurs qui contrôlent cette réaction sont encore discutés. Ruiz Cruz et Moreno (1993) et Lanson et al (1996) suggèrent que la transformation kaolinite-dickite s'effectue dans un premier temps à l'état solide par l'intermédiaire de structures hybrides (interstratifiés). En revanche, pour Ehrenberg et al (1993), la transformation de la kaolinite en dickite s'effectue par dissolution précipitation. Cette réaction se déroulerait vers 130 °C et pourrait être utilisée comme un géothermomètre de la diagenèse dans les grès. Toutefois, pour Zotov et al (1998), qui se basent sur des mesures expérimentales de la solubilité des kaolins, la dickite serait plus stable que la kaolinite jusqu'à des températures de 350°C. Pour ces auteurs, la transition kaolinite-dickite dans les grès serait donc plus contrôlée par la cinétique de cette réaction que par ses conditions d'équilibre thermodynamique. Néanmoins pour Fialips et al (1998), les incertitudes sur les enthalpies libres de formation des kaolins ne permettent pas actuellement de préciser leurs conditions respectives de stabilité. Les mécanismes et l'origine de la transition kaolinite-dickite restent donc à préciser.

5. Le développement de l'illite

La néoformation d'illite est un des phénomènes majeurs responsable de la modification des propriétés pétrophysiques (surtout perméabilité) des réservoirs du Brent. Plusieurs types d'illites diagénétiques sont distingués à partir de leur morphologie (Kantorowicz, 1984, 1990; Hogg, 1989; Bjørlykke et Aagaard, 1992; Bjørlykke et al, 1992; Durand et al, 1996). Kantorowicz (1990) a

¹ La famille des kaolins contient trois polymorphes: kaolinite, dickite et nacrite.

proposé une classification morphologique des illites d'après des observations réalisées au microscope électronique à balayage (MEB) sur des grès du champ de Cormorant. Il distingue par ordre chronologique d'apparition:

- Les illites en revêtement des grains.
- Les illites en rosette (ou en plaquette).
- Les illites de remplacement de la kaolinite (fibres).
- Les illites qui remplissent les pores.

D'après Kantorowicz (1990), seule l'illite en revêtement des grains est antérieure à la mise en place des hydrocarbures.

Des différences de morphologies sont également observées dans d'autres réservoirs (Hogg, 1989; Liewig et al, 1995; Durand et al, 1996) mais la nomenclature utilisée pour les décrire et surtout leur interprétation en terme de chronologie d'apparition varient suivant les auteurs. En fait aucune relation claire entre ces différentes morphologies et la composition chimique ou la structure cristallographique des illites n'a pu être mise en évidence. Ce problème illustre la complexité du phénomène de "illitisation" dans les grès du Brent. Nous en aborderons successivement les différents aspects.

A. Composition chimique des illites et relation avec la morphologie

D'après la littérature, la composition des illites de la Mer du Nord est proche de celle de la muscovite (Nadeau et Bain, 1986; Hogg, 1989; Brosse et al, 1994; Machi et al, 1990). La teneur en fer et en magnésium est faible. Les différences de composition entre des grains de morphologie différente (fibre, plaquette...) sont très ténues. Ainsi Machi et al, (1990) montre, grâce à l'analyse au microscope électronique à transmission (TEM), que l'illite en plaquette a une composition légèrement plus proche de la muscovite que les autres morphologies (en fibre, en revêtement et en remplacement de la kaolinite) dont la composition se rapproche plus du pôle « phengite ». Toutefois, il ne semble pas que ce type d'observations puisse être généralisé.

B. Développement de l'illite et propriétés pétrophysiques du réservoir

Dans les grès, la précipitation de l'illite peut entraîner des diminutions importantes de la perméabilité sans variations notables de la porosité. En fait, la perméabilité des grès dépend plus de la morphologie et de la localisation de l'illite dans le réseau poreux que de sa teneur totale dans les grès (Pelletier, 1998; Brosse et al, 1994). D'après Hogg (1989), l'illite fibreuse entraîne les plus fortes réductions de perméabilité. Pour Kantorowicz (1990), l'illite qui remplit les pores réduit plus la perméabilité que l'illite en revêtement des grains. Les simulations numériques de la précipitation de l'illite réalisés par Michau (1997) confirment que la formation des illites diminue peu la porosité mais affecte profondément la perméabilité du milieu poreux. Cet effet est d'autant plus marqué que l'illite fibreuse est abondante.

C. Conditions et réactions de formation de l'illite

En Mer du Nord, l'illite se développe à partir de profondeurs de l'ordre de 3-4 Km. La température de formation de l'illite peut être estimée à partir de l'étude des inclusions fluides dans les surcroissances de quartz. En effet, les observations pétrographiques indiquent que l'illitisation et le développement des surcroissances seraient, en partie au moins, contemporains (Jourdan et al, 1987; Hogg, 1989; Giles et al, 1992). En effet, l'illite est souvent englobée dans les surcroissances ou pousse sur celles-ci. Les températures mesurées sont assez homogènes sur l'ensemble des grès du Brent de la Mer du Nord. Elles sont, par exemple, de 105 à 110°C dans la région d'Alwyn (Hogg et al, 1995; Guilhaumou et al, 1998). Des températures plus élevées (120-140°C, Jourdan et al, 1987) sont également citées mais celles-ci sont peut être surestimées car il n'a pas été pris en compte la présence éventuelle de méthane dans ces inclusions (Cordon et Guilhaumou, 1995).

L'illite peut se développer directement dans la porosité à la surface des grains (Machi, 1987). Elle remplace également la kaolinite (Bjørlykke, 1984, Ehrenberg et Nadeau, 1989) ou la muscovite détritique (Ehrenberg et al, 1993.). En revanche, elle ne remplace jamais les feldspaths potassiques bien que ceux-ci montrent de nombreuses marques de dissolution. Il n'est pas non plus observé de transition smectite-illite par transformation progressive d'interstratifiés (Eslinger et Pevear, 1988). En fait, la teneur initiale en smectite ou en interstratifiés smectite-illite semble très faible dans les grès du Brent comme le confirme l'observation des réservoirs où la température est restée inférieure à 80°C et où l'illite est encore absente (Bjørlykke et al, 1992).

Les diagrammes d'activité $\log(a_{k^+}/a_{H^+}) - \log(a_{H_4SiO_4})$ 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, voir Bjørkum et Gjelsvik, 1988; Ben Baccar et al, 1993; Bazin et al, 1997). 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 (Bjørkum et Gjelsvik, 1988; Giles et al, 1992; Bazin et al, 1997). 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 (Bjørkum et 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 (Bazin et al, 1997; Bjørkum et Gjelsvik, 1988; Ben Baccar et al, 1993). 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).

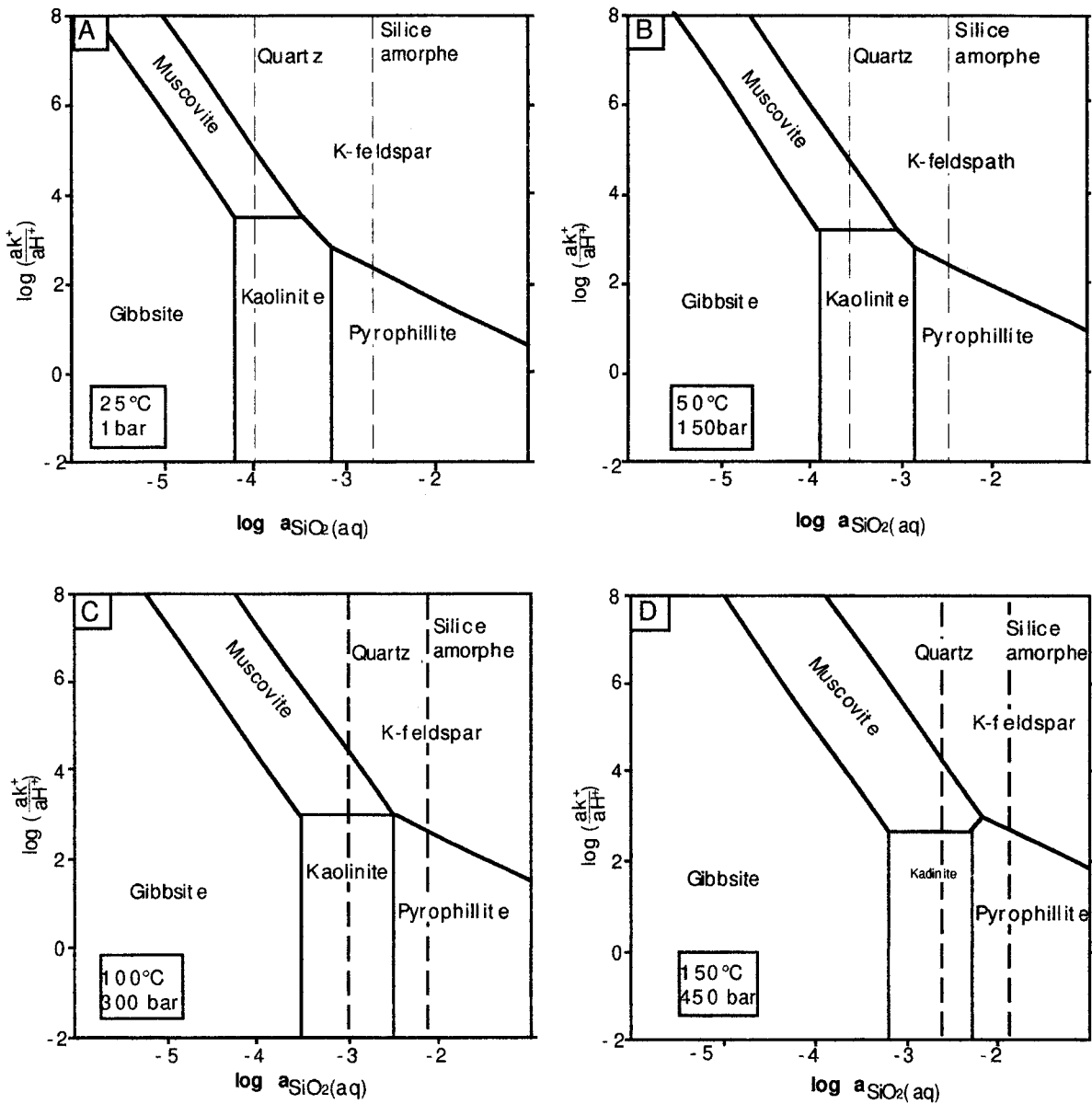
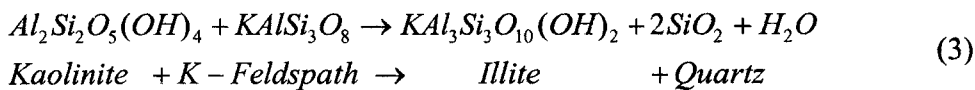
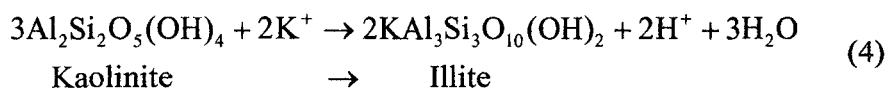


Fig. II. 4. Diagrammes d'activité $\log(a_{\text{SiO}_2}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$. Ces diagrammes montrent les conditions de stabilité des minéraux des grès à différentes températures et pressions.

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 (Bjørlykke, 1984; Bjørkum et Gjelsvik, 1988):



Pour d'autres auteurs (Lanson et al, 1995; Berger et al, 1995; Furlan 1994; Furlan et al, 1996), 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 en très faibles teneurs dans l'illite et pourrait donc provenir des eaux de formation.

Pour Bjørlykke (1994), 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. C'est ce qui semble être observé dans le champ de Hild (Lønøy et al, 1986; Bjørlykke et al, 1992). Par contre, l'absence de kaolinite authigène liée à un manque de lessivage par les eaux météoriques dans certains champs de Mer du Nord (le champ de Fulmar par exemple) empêcherait la réaction (3) et donc la néoformation d'illite (Bjørlykke et Aagaard, 1992; Saigal et al, 1992). Ainsi, d'après Bjørlykke et al (1995), la teneur initiale du grès en feldspath potassique et en kaolinite contrôle la néoformation d'illite durant la diagenèse d'enfouissement.

En conclusion, il apparaît clairement que les mécanismes de formation de l'illite ne sont pas encore totalement compris. En particulier, l'apport ou l'absence d'apport d'éléments comme le potassium dans la formation de l'illite reste à démontrer.

D. Age des illites

De nombreuses datations de l'illite ont été effectuées par la méthode potassium-argon pour appréhender la place de l'illitisation dans l'évolution du réservoir et notamment sa relation avec la migration et la mise en place des hydrocarbures (Liewig et al, 1987; Glasmann, 1989; Jourdan et al, 1987; Hamilton et al, 1987; Hogg et al, 1993). Toutefois, les âges obtenus par ces datations sont parfois discutables. D'une part, la séparation de l'illite néoformée des autres phases potassiques est difficile. Il y a toujours, même dans les fractions les plus fines (<0,4µm), une certaine contamination par des fragments de feldspaths ou de micas détritiques (Liewig et al, 1987). D'autre part, plusieurs phases d'illitisation peuvent se succéder (Hamilton et al, 1992).

Glasmann (1989) obtient des âges paléogènes (55-27 Ma) qui décroissent avec la profondeur pour des illites du champ de Heather. Cette décroissance traduirait un envahissement progressif à partir du haut du réservoir par des hydrocarbures qui remplacent les eaux de formation et stoppent l'illitisation.

Jourdan et al, (1987) et Hogg (1989) tirent les conclusions suivantes des datations d'illites réalisées dans la région d'Alwyn:

- Il n'y a pas toujours d'évolution de l'âge des illites avec la profondeur. Par contre, il existe une différence nette entre Alwyn Nord (75 Ma) et Alwyn Sud (55-45 Ma) qui résulterait d'une mise en place très précoce des hydrocarbures qui stopperait l'illitisation au Nord.

- La durée de l'illitisation dans les réservoirs du Brent s'est étendu sur environ 18 Ma. Le pic de la réaction d'illitisation semble avoir été atteint entre 38 et 56 Ma.

6. La néoformation de quartz

A. Description des néoformations

La néoformation de quartz dans les grès du Brent contribue fortement à la réduction de leur porosité. Ces néoformations se présentent sous deux formes (Hogg, 1989):

- Des surcroissances de quartz. La limite entre surcroissances et grains détritiques est généralement marquée par un alignement d'inclusions fluides, de particules argileuses ou d'oxydes de fer. Des illites en partie incluses dans les surcroissances indiquent que l'illitisation et la surcroissance du quartz sont, en partie au moins, contemporaines (Jourdan et al, 1987; Hogg, 1989; Giles et al, 1992).

- Des petits cristaux de quartz automorphes qui poussent dans la porosité.

En l'absence d'argiles dans les pores, les surcroissances sont bien développées et peuvent atteindre plus d'une centaine de microns d'épaisseur (Hogg et al, 1992). Parfois, elles bouchent complètement la porosité (Guilhaumou et al, 1998). Elles montrent en cathodoluminescence des zonations (3 à 5 zones différentes, Fig.II.5, Burley et al, 1989; Hogg et al, 1992; Guilhaumou et al, 1998). Pour Hogg et al (1992) ces zonations sont autant de phases successives de néoformation du quartz.

Le volume de surcroissance varie en fonction de la profondeur et de la taille des grains de quartz. Ainsi dans le champ de Gullfaks, le pourcentage de ciment siliceux passe de 1% à 10% pour des profondeurs qui vont de 1,8 Km à 4,2 Km (Bjørlykke et al, 1992). En général le volume des surcroissances est de l'ordre de 10-20% (Scotchman et al, 1989; Hogg et al, 1995).

Des inclusions fluides à eau et à hydrocarbures sont associées aux surcroissances (Jourdan et al, 1987; Hogg, 1989; Walderhaug, 1990; Walderhaug, 1994; Hogg et al, 1995; Guilhaumou et al, 1998). L'étude la plus récente dans la zone d'Alwyn, qui tient compte de la présence de méthane dans les inclusions, donne des températures de 105 à 110°C et des salinités de l'ordre de 2,5 à 4 % éq poids NaCl pour la néoformation du quartz et la précipitation de l'illite qui lui est contemporaine (Guilhaumou et al, 1998). La coexistence d'inclusions aqueuses et d'inclusions à hydrocarbures démontre que l'arrivée des hydrocarbures (qui ne signifie cependant pas une saturation totale en hydrocarbures) ne stoppe pas la néoformation du quartz (Guilhaumou et al, 1998; Walderhaug, 1994). D'autres grès réservoirs montrent le même phénomène (Malley et al, 1986; Walderhaug, 1990).

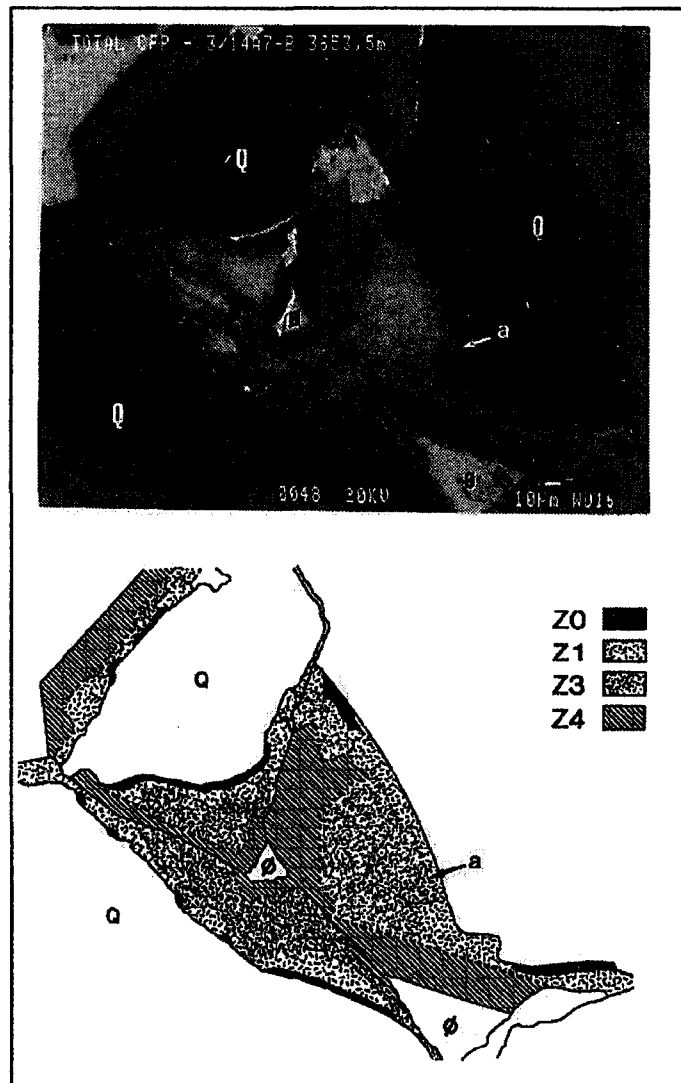


Fig. II. 5. Différentes zones dans des surcroissances de quartz. a. Image en cathodoluminescence. b. Schéma interprétatif (d'après Hogg, 1989).

B. Mécanismes de formation des surcroissances et origine de la silice

Les mécanismes de formation des surcroissances de quartz et l'origine de la silice qui les constitue restent très discutés (Bjørkum et al, 1993; Walderhaug, 1990; Walderhaug, 1994; Bjørlykke et al, 1986; Ehrenberg, 1990; Oelkers et al, 1996; Williams et al, 1997). Plusieurs phénomènes peuvent être invoqués pour rendre compte de la néoformation du quartz.

- Un phénomène "classique" de pression-dissolution (Potdevin, 1984; Gratier, 1984; Renard, 1997). Le quartz se dissout dans les zones de contact entre les grains, la silice migre par diffusion en limite de grain vers les pores où elle reprécipite sous forme de surcroissances ou de cristaux automorphes. Le système peut rester fermé à l'échelle du grain ou de quelques grains.

- Un phénomène de dissolution-cristallisation activé par les effets de charge à la surface quartz-mica (Oelkers et al, 1996). La surface des grains de micas est naturellement chargée positivement. Il en résulte une attraction des ions OH^- de l'eau interstitielle et une augmentation locale du pH. Celle-ci entraînerait à son tour une augmentation locale de la solubilité du quartz et accélérerait

la cinétique des réactions de dissolution et de précipitation. Il se forme alors des stylolites. La silice dissoute est transportée par diffusion dans les régions situées entre les stylolites et reprécipite pour former des surcroissances (Fig. II.6). Ici le système est fermé à l'échelle d'une zone comprise entre deux stylolites (1 à 50 cm, Oelkers et al, 1996). Pour Renard (1997), le modèle d'Oelkers ne rend pas compte des indentations des grains de quartz par des micas. Une contrainte doit s'appliquer à l'interface pour que l'indentation soit efficace. L'effet de charge au contact quartz-mica, en attirant des groupes OH⁻, permettrait de stabiliser un film fluide épais à l'interface et favoriserait la diffusion qui est généralement le facteur limitant des processus de dissolution-cristallisation.

La néoformation d'illite. La réaction de déstabilisation de la kaolinite et du feldspath potassique au profit de l'illite libère de la silice qui pourrait former, au moins en partie, les surcroissances (Bjørlykke, 1983).

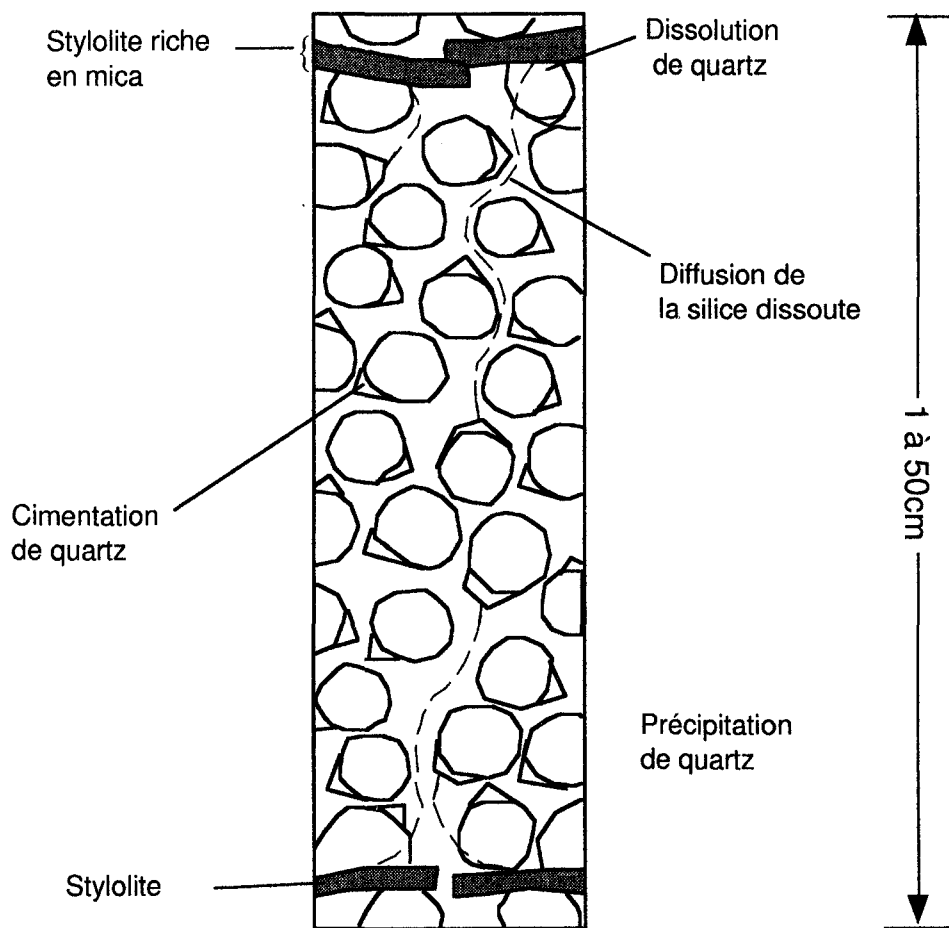


Fig. II. 6. Litage diagénetique dans des grès. Dans les zones riches en micas, des stylolites se forment et les grains de quartz se dissolvent. La silice migre et cimente les zones pauvres en micas. Ainsi, des alternances de stylolites et de zones cimentées se développent. D'après Oelkers et al (1996).

- La circulation de fluides sursaturés en silice (Jourdan et al, 1987). Dans ce cas le système est ouvert et les surcroissances résultent d'une précipitation à partir de fluides sursaturés en quartz. Les transferts de silice s'effectuent sur de longues distances (métriques à kilométriques). Jourdan et al (1987) suggèrent que les surcroissances de quartz seraient liées à des fluides siliceux qui proviennent des parties les plus profondes du graben Viking. Sous l'effet de la compaction une grande quantité de

fluides chauds serait expulsée des shales d'âge Jurassique inférieur. D'après ces auteurs, la transformation smectite-illite dans les shales pourrait jouer également un rôle dans cette production de fluides.

Dans les réservoirs gréseux du Brent, ces différents phénomènes sont invoqués sans arguments décisifs pour l'une ou l'autre hypothèse. Il est d'ailleurs possible que plusieurs de ces phénomènes puisse jouer.

7. Conclusions

Ce chapitre bibliographique montre bien que les processus diagénétiques qui affectent les grès de la Mer du Nord ne sont pas encore totalement compris. Un certain nombre de questions reste le sujet de débats entre les différents auteurs. Par exemple:

- Quelle est la chronologie exacte des événements diagénétiques dans les grès du Brent?
- Quels sont les mécanismes de formation des minéraux du groupe kaolins?
- Quels sont les facteurs qui contrôlent la transition kaolinite-dickite?
- Quels sont les mécanismes de mise en place de certains ciments carbonatés?
- Quels sont les mécanismes de précipitation de l'illite et des surcroissances de quartz?
- Ces processus nécessitent-ils un apport significatif d'éléments chimiques (calcium, potassium, silice...) qui s'effectueraient par des circulations de fluides?

Dans le but de répondre au moins en partie à ces questions, ce travail de thèse s'attache à comparer dans un puits du champ d'Ellon (Alwyn Sud-Est) des grès cimentés par de la calcite avec des échantillons non cimentés du même niveau lithologique. En effet l'idée force de ce travail est de comparer un grès dans son état initial (grès cimentés précocement par la calcite) et un grès dans son état final (non cimenté) qui montre des transformations caractéristiques de la diagenèse d'enfouissement comme l'illitisation et les surcroissances de quartz.

Chap. III. Méthodes d'étude

Chap. III. Méthodes d'étude

1. Introduction

Les différentes méthodes ou les principaux outils d'investigation utilisés au cours de cette étude sont présentés dans ce chapitre. La description est brève pour les méthodes ou les outils « classiques » d'étude de la diagenèse. Certaines méthodes plus particulières ont été développées plus en détail.

A. Microscopie optique

Les lames minces ont été observées sur des microscopes polarisants Olympus BH2 et BX60. Ce dernier permet également l'observation en lumière réfléchie. Les compositions modales et la porosité ont été déterminées à l'aide d'un compteur de points Prior modèle G interfacé avec un micro-ordinateur Macintosh qui permet de récupérer les données de comptage sur une feuille de calcul Excel.

B. Inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides a été effectuée sur des lames minces polies de 30 à 35 μm d'épaisseur collées sur des lames de verre. 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 (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.

C. Cathodoluminescence (CL)

1. Principe

La cathodoluminescence est la lumière qu'émet un cristal soumis au bombardement d'un faisceau d'électrons. En général, elle résulte de l'excitation de certains éléments traces présents dans le cristal. Certains d'entre eux activent la CL (le manganèse, le cuivre, les terres rares...), d'autres l'inhibent (le fer par exemple). La cathodoluminescence d'un minéral s'observe en lame mince sous un microscope ou dans un microscope électronique à balayage. Elle se caractérise par sa couleur et/ou par l'intensité lumineuse des différentes longueurs d'onde qui la composent (spectre lumineux). Elle dépend notamment des concentrations en éléments traces et de leur environnement électronique dans le cristal. La cathodoluminescence reste toutefois un phénomène mal compris. Ainsi l'intensité de la cathodoluminescence peut diminuer au cours de l'observation et parfois de manière irréversible. Il devient alors nécessaire de polir à nouveau la lame pour retrouver une bonne qualité d'observation.

L'observation en cathodoluminescence est complémentaire de l'observation en microscopie optique. Elle révèle souvent des zonations de croissance liées à de très faibles variations de teneur en éléments traces dans des minéraux comme la calcite et le quartz. Elle permet de distinguer ou de mieux distinguer des minéraux dont les propriétés optiques sont très proches mais dont les couleurs de cathodoluminescence sont très différentes (les carbonates par exemple).

2. Appareillage

Un microscope Nikon Labophot couplé à l'appareil à cathode froide 8200 MKII de la société Technosyn a été utilisé. La tension du faisceau électronique est de 15-20 kV pour un vide de 0,1 à 0,07 TORR. Les prises de vue ont été effectuées sur du film Ektachrome 160 ISO au Tungstène pour lumière artificielle avec un temps de pose de 4 à 5 mn pour les grès non cimentés et de l'ordre de 1 mn 30 pour les grès cimentés. Quelques observations ont également été réalisées sur le microscope électronique JEOL JSM 840 équipé d'un détecteur de cathodoluminescence d'Oxford Instruments au service de microscopie électronique à balayage de l'Université de Jussieu. Les images de 512x512 pixels à 256 niveaux de gris ont été acquises par un système d'analyse d'images Kontron Ibas 2.0.

D. Microscope électronique à balayage (MEB)

Le MEB Cambridge Stereoscan 240 du laboratoire de Paléontologie de l'Université de Lille a permis l'observation de fragments de grès en mode balayage et de lames minces en mode électrons rétrodiffusés. Le balayage révèle la morphologie des grains et la structure de la porosité. Les électrons rétrodiffusés donnent une image en niveaux de gris de la lame mince dont le contraste traduit les variations de poids atomique des éléments chimiques qui constituent les minéraux. Cette technique d'observation est complémentaire de l'observation en microscopie optique. En particulier, elle permet l'observation des textures, des réactions minéralogiques et plus particulièrement des néoformations argileuses à de plus forts grossissements.

E. Microsonde électronique

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 μm . Les éléments Si, Al, K, Ti, Fe, Mg, Mn, Na, Ca, Ba et Sr ont été analysés. L'ensemble des analyses à la microsonde est présenté en annexe 1.

F. Diffraction des rayons X (DRX) et spectroscopie infrarouge (IR)

L'ensemble des échantillons analysés par la DRX et la spectroscopie infrarouge sont présentés dans le tableau III.1.

Profondeur verticale réelle(m)	Formation	Faciès	DRX Lames orientées			DRX d'échantillons en poudre			(IR)	Isotopes stables	
			<0,4 à 1µm	2 µm	5 µm	5 µm	10 µm	20 µm	Rochetotale	5 et 2 µm	Calciterochetotale
3193,60	Tarbert	IT									X
3200*	Tarbert	SS				X		X	X		X
3201,63	Tarbert	SS									X
3204,08	Tarbert	IT		X	X		X	X	X	X	
3205,87	Tarbert	SS									X
3206,09	Tarbert	SS									
3208,45	Tarbert	SS									
3208,77	Tarbert	SS									
3211,89	Tarbert	M									
3212,33	Ness	CI									
3213,67	Ness	CI	X								
3222*	Ness	S							X		X
3222,81	Ness	S									
3223,08	Ness	S									
3223,48	Ness	S		X	X			X	X		X
3224,82	Ness	S		X				X	X		X
3227,61	Ness	BE	X	X							
3227,94	Ness	BE									X
3229*	Ness	BE							X		X
3232,18	Ness	S						X			
3232,40	Ness	S									
3234*	Ness	S		X		X			X	X	X
3234,53	Ness	S									X
3234,63	Ness	S						X			
3236,86	Ness	S									X
3238*	Ness	S				X				X	X
3238,20	Ness	S		X	X	X		X	X		X
3241,41	Ness	S						X			
3242,66	Ness	S		X	X				X		
3244*	Ness	S				X				X	X
3244,13	Ness	S		X	X		X	X	X		X
3245*	Ness	S		X	X				X		X
3245,69*	Ness	S				X		X			X
3246,13*	Ness	S				X		X	X	X	
3246,33*	Ness	S							X		X
3251,12	Ness	CI				X		X			
3253,25	Ness	S					X				
3253,37	Ness	S	X	X	X		X				
3254*	Ness	S				X			X	X	X
3256*	Ness	S				X		X	X		X
3257*	Ness	S				X		X	X	X	X
3261,84	Ness	CM	X		X	X		X	X		
3262,73	Ness	CM		X					X		
3270,54	Ness	CI		X					X		
3272,43	Ness	CI	X	X					X		
3275,44	Ness	CI	X	X					X		
3276,56	Ness	CI	X	X	X						
3277,45	Ness	CI	X	X							

Tabl. III. 1. Tableau récapitulatif de l'ensemble des échantillons étudiés et les différentes fractions étudiés par DRX et par spectroscopie infrarouge. nc: grès cimentés; c: grès cimentés. * couples d'échantillons de grès cimentés (c) et de grès non cimentés (nc). IT: intervalle transgressif, SS: Shoreface supérieur, S: Shoreface, BE: barre d'embouchure, M: marée, CM: Chenal de marée, CI: Complexe Tidal.

Les minéraux argileux (fraction <2 µm et fraction <5 µm) ont été préalablement séparés par densité (selon la loi de Stocke) de la roche totale après broyage et mise en suspension dans de l'eau distillée. Les fractions argileuses ont été ensuite centrifugées et analysées par diffraction des rayons X après réalisation de pâtes orientées (fraction inférieure à 2 µm) et sur des échantillons en poudre (fraction inférieure à 5 µm). Les lames orientées ont été traitées à l'éthylène glycol et chauffées

pendant 4 heures à 490°C. Les spectres de diffraction des rayons X ont été obtenus par un diffractomètre Philips PW 1729 qui utilise une radiation Cu-K α , un filtre de Nickel (Ni) et une vitesse de balayage de l'échantillon de 2° θ /min. Dans le but de caractériser plus précisément les minéraux illitiques présents dans la fraction argileuse, les spectres expérimentaux ont été traités à partir la méthode de décomposition des diffractogrammes de RX de Lanson et Besson (1992) dans l'intervalle de 5° à 12,5° θ .

La spectroscopie infrarouge a été utilisée pour distinguer la kaolinite de la dickite dans les fractions < 2 μ m et < 5 μ m. Les spectres infrarouges ont été obtenus par un spectromètre IR-FT 510 de type Nicolet avec une résolution de 4 cm⁻¹ de l'Université de Poitiers. Les échantillons sont préparés sous la forme de pastilles de 2 cm de diamètre qui consiste en un mélange de 2 mg de poudre avec 300 mg de KBr. Le mélange est chauffé à 110°C pendant 24h pour éliminer la matière organique.

G. Analyses chimiques

1. Eléments majeurs, traces et terres rares

Une première série de 18 analyses chimiques des grès du puits étudié a été effectuée à Lille en 1995 à l'aide d'un spectromètre Perkin Elmer, modèle 5000. Les éléments suivants ont été dosés: Si, Al, K, Fe, Ti, Na, Ca, Mg, Mn, Ba, Sr. Le carbone et le soufre ont été dosés par un spectromètre LECO. Deux séries de 10 analyses ont été réalisées en 1995 et en 1997 au Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg par ICP-MS (les procédures analytiques sont décrites dans Samuel et Rouault, 1983, mise à jour 1990, Samuel et al., 1985). Les éléments majeurs (Si, Al, K, Fe, Ti, Na, Ca, Mg, Mn), les traces et les terres rares (Y, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Yb, Lu) ont été dosés. Une deuxième ensemble de 30 analyses a été effectuée sous la conduite de D. Garcia à l'Ecole des Mines de Saint Etienne par ICPAES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy) et fluorescence X en 1997. Les éléments suivants ont été dosés: Si, Al, K, Fe, Ti, Na, Ca, Mg, Mn, P, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Yb, Pb, Th. Dans la pratique, les analyses qui ont été exploitées dans le cadre de ce travail sont celles qui permettaient de comparer la composition d'un grès cimenté et celle de son équivalent non cimenté dans la même lithologie. Toutefois, l'ensemble des analyses chimiques effectuées dans ce puits est reporté dans l'annexe 2.

2. Calcimétrie

La teneur en calcite des grès cimentés a été mesurée à l'aide d'un calcimètre de Bernard. La méthode repose sur une attaque acide de la calcite d'une masse donnée de l'échantillon réduit en poudre. Le calcimètre permet de mesurer le volume de gaz carbonique libéré dont on déduit la teneur en calcite de l'échantillon.

3. Mesures isotopiques par spectrométrie de masse

Des mesures des isotopes du carbone et de l'oxygène de la calcite des grès cimentés ont été réalisées dans le but d'établir l'origine du ciment calcitique. Les mesures ont été effectuées sur un

spectromètre de masse de type V.G Isogas SIRA 10 au Laboratoire de Géochimie Isotopique du Professeur A.E. Fallick (Glasgow, Ecosse).

Les échantillons ont été broyés en poudre puis placés dans un four à induction d'oxygène pendant 24 heures afin d'éliminer la matière organique. Les analyses du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées par extraction du gaz carbonique. Pour cela, on fait réagir 20 à 25 mg de poudre avec 5 à 10 ml d'acide phosphorique à 100% à une température de 25°C pendant 16 heures (McCrea, 1950). Cette réaction libère du gaz carbonique et de la vapeur d'eau. Le gaz carbonique est purifié dans une ligne de verre par une succession de piège: un piège à CO_2 liquide et acétone puis un piège à azote liquide. Enfin le CO_2 extrait est analysé par spectrométrie de masse.

Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène sont données en partie pour mille ($\delta\%$) avec le "PDB" comme standard pour le carbone (Craig, 1961) et le "PDB" et le "SMOW" comme standards pour l'oxygène. La précision analytique est de $\pm 0,19\%$ pour $\delta^{13}\text{C}$ et de $\pm 0,07$ pour $\delta^{18}\text{O}$.

H. Mesure de la masse volumique et de la porosité des échantillons

La masse volumique (ou la densité) d'une roche et sa porosité sont deux paramètres indispensables pour réaliser des bilans de matière et de volume d'une transformation diagénétique (cf. Chapitre VI). Les définitions et les méthodes de mesure de la densité et la porosité peuvent varier suivant les disciplines des Sciences de la Terre. Il nous a donc semblé utile de préciser notre définition de ces deux paramètres et surtout la façon dont nous les avons mesurés.

1. Définitions

La porosité est le rapport entre le volume de pores et le volume total de l'échantillon. En général dans les mesures effectuées, le volume de pores correspond au total du volume des pores connectés entre eux. Les pores isolés ne sont pas pris en compte. La masse volumique ρ d'une roche se définit comme sa masse par unité de volume. Elle s'exprime généralement en gramme par centimètre cube. Ainsi la masse volumique d'un grès pur à très faible porosité vaut environ 2,7 g/cm³. La densité apparente d est la masse d'un volume de l'échantillon rapportée à la masse du même volume d'eau à 20°C. C'est un nombre sans dimension. La relation entre densité et masse volumique est:

$$\rho = d \cdot \rho_e$$

où ρ_e est la masse volumique de l'eau. Comme celle-ci vaut 1 à 20°C, la masse volumique et la densité ont la même valeur pour cette température. C'est pourquoi les valeurs de densité ou de masse volumique sont utilisées indifféremment dans les équations de bilans de masse (voir chapitre VI) et que souvent on confond ces deux grandeurs. Nous avons employé deux méthodes pour mesurer la densité et la porosité des grès étudiés: une méthode basée sur la mesure du "poids immergé" de l'échantillon ainsi qu'une méthode qui repose sur une série de pesées réalisée à l'aide d'un pycnomètre. Ces deux méthodes peuvent être utilisées sur des échantillons bruts ou sur des

échantillons traités à la paraffine pour les rendre imperméables. Suivant la nature de l'échantillon (brut ou imperméable) et des calculs effectués, différents types de densité (ou de masses volumiques) peuvent être mesurées (voir tableau 1a et b, Fig. III.1a et b Fig. III.2).

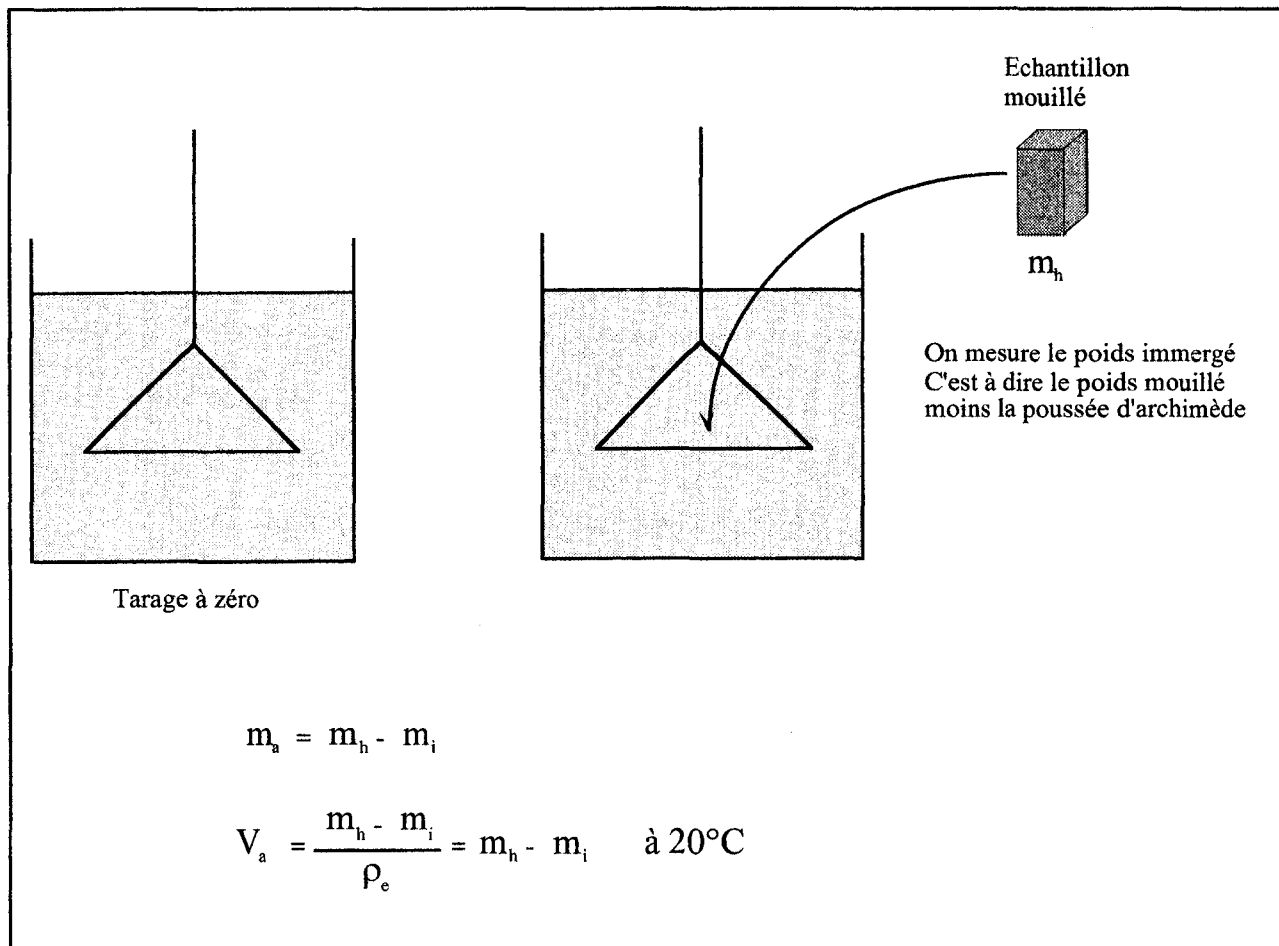


Fig. III. 1. Principe de la mesure du poids immergé. m_a , masse d'eau déplacée. m_h , masse de l'échantillon mouillé. m_i , masse de l'échantillon immergé.

D'autres méthodes de mesure de la porosité et de la densité existent (porosimétrie mercure, à gaz, analyse d'image...). Si elles n'ont pas été employées systématiquement pour nos échantillons, nous nous sommes assurés que les mesures obtenues avec les méthodes présentées ici donnaient des valeurs tout à fait comparables.

2. Echantillon brut

a. Méthode par immersion

1. Principe de la méthode

La méthode par immersion exploite le principe de la poussée d'Archimède¹ et permet de mesurer le volume d'eau déplacé par un échantillon plongé dans l'eau. En effet, le poids d'un échantillon immergé dans de l'eau correspond au poids de l'échantillon diminué de la poussée d'Archimède:

¹ "Tout corps plongé dans un fluide subit une poussée verticale, dirigée de bas en haut, égale au poids du fluide déplacé."

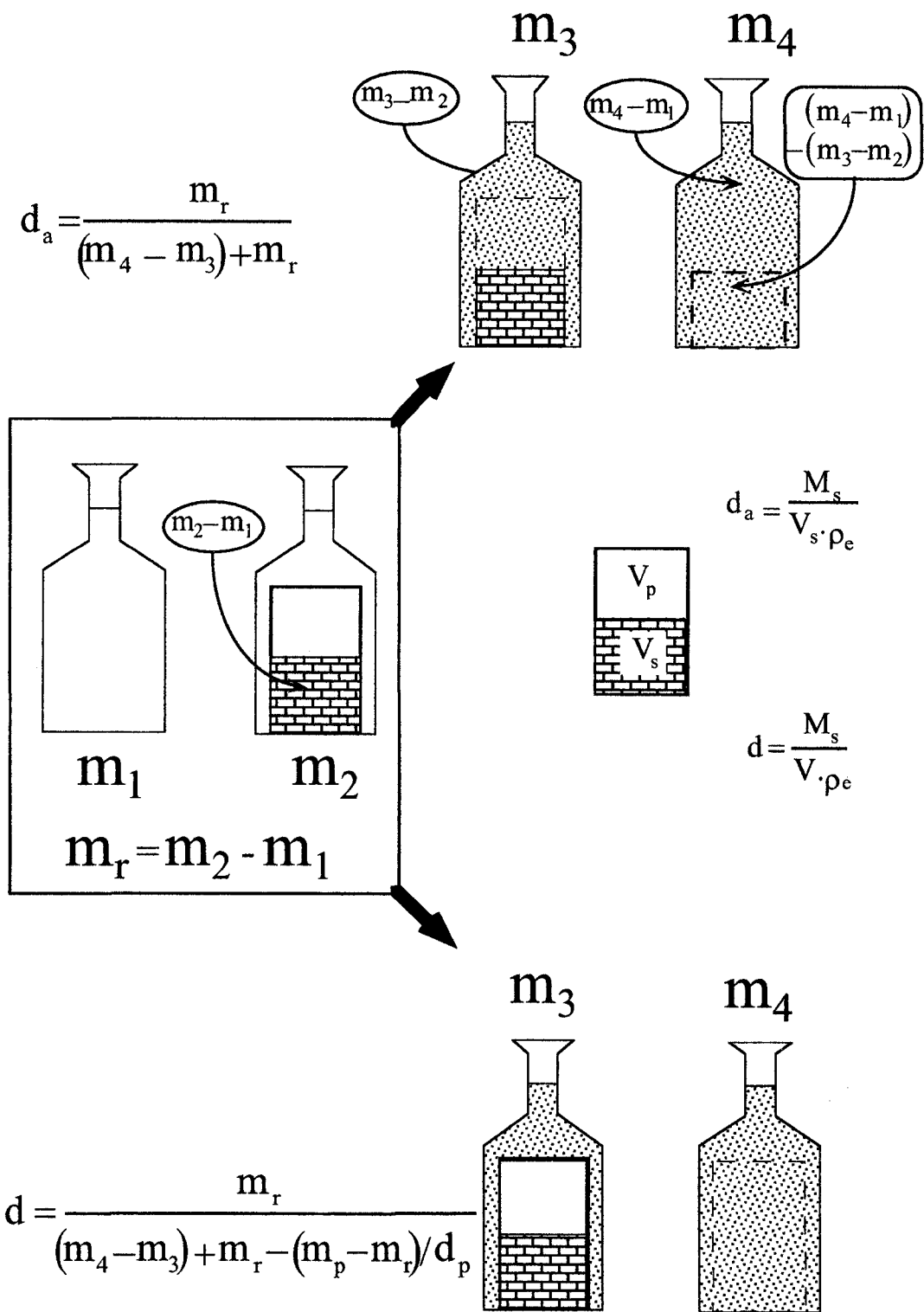


Fig. III. 2. Différentes mesures utilisées dans la méthode du pycnomètre. m_r : masse de l'échantillon. m_1 : masse du pycnomètre vide. m_2 : masse du pycnomètre plus celle de l'échantillon. m_3 : masse de l'ensemble pycnomètre, eau et échantillon. m_4 : masse du pycnomètre plus celle de l'eau. d : densité de la roche. d_p : densité de la paraffine.

$$\bar{P}_i = \bar{P}_h - \bar{P}_a$$

où P_i est le poids de l'échantillon immergé, P_h le poids de l'échantillon mouillé et P_a la poussée d'Archimède. En introduisant les masses suivant le principe fondamental de la dynamique:

$$\vec{F} = m\vec{\gamma}$$

où \vec{F} est la force qui résulte du mouvement d'un objet de masse m dont l'accélération est $\vec{\gamma}$, on obtient:

$$m_i \vec{g} = m_h \vec{g} - m_a \vec{g}$$

où m_i est la masse de l'échantillon immergé, m_h la masse de l'échantillon mouillé, m_a la masse d'eau déplacée et \vec{g} l'accélération de la pesanteur. On en tire:

$$m_a = m_h - m_i \text{ et}$$

$$V_a = \frac{m_h - m_i}{\rho_e} = m_h - m_i \text{ à } 20^\circ\text{C}$$

où V_a est le volume d'eau déplacé par l'échantillon lorsqu'il est plongé dans l'eau. Ce volume correspond bien sûr à celui de l'échantillon. Connaissant la masse de l'échantillon, le calcul de la masse volumique est alors immédiat.

2. Protocole expérimental (norme DIN 51.056)

Les échantillons, taillés en forme de sucre, sont séchés pendant 24 heures à 110 °C en étuve (temps nécessaire à la stabilisation de la masse à 1% près). La masse de l'échantillon sec m_r est ensuite mesurée. Puis l'échantillon est placé sur le rebord d'un dessiccateur dont le fond est rempli d'une eau déminéralisée à 20°C. Le dessiccateur est soumis à un vide primaire d'environ 2×10^{-2} mm de mercure entretenu par une pompe à vide. Au bout de 2 heures environ et sans arrêter la pompe à vide, l'échantillon est immergé dans l'eau en basculant le dessiccateur. L'eau pénètre progressivement dans les pores connectés de la roche. Un agitateur magnétique est placé au fond du dessiccateur afin de faire remonter les bulles d'air qui pourraient adhérer à l'échantillon. Au bout d'une à deux heures ou jusqu'à la disparition complète de la formation de bulle d'air, la pompe à vide est arrêtée et le dessiccateur est fermé afin d'empêcher l'entrée d'air dans les pores de l'échantillon. L'échantillon est gardé sous vide dans l'eau pendant 24 heures avant d'être retiré du dessiccateur. Finalement la masse m_h de l'échantillon mouillé (échantillon dont la porosité connectée est saturée en eau) est mesurée. L'ensemble des opérations est répété plusieurs fois pour diminuer les incertitudes liées à la méthode.

3. Calcul de la densité apparente

La densité apparente est le rapport entre la masse de l'échantillon sec m_r et la masse du volume d'eau déplacé m_a (Tabl. III.2.a):

$$d = \frac{m_r}{m_a} = \frac{m_r}{m_h - m_i}$$

4. Calcul de la porosité

La porosité connectée est le rapport entre le volume de pore connecté V_p et le volume total de l'échantillon V_a (Tabl. III.2.a):

$$\phi = \frac{V_p}{V_a} = \frac{\frac{m_h - m_r}{\rho_e}}{\frac{m_h - m_i}{\rho_e}} = \frac{m_h - m_r}{m_h - m_i}$$

b. La méthode du pycnomètre

1. Principe de la méthode

Le pycnomètre est un récipient en verre avec un bouchon à large base qui se termine par un fin capillaire gradué (Fig. III.3). Ce dernier permet de compléter de façon précise le volume du pycnomètre par de l'eau. Le principe de la méthode repose sur une série de pesées du pycnomètre (Fig. III.2) dont les valeurs permettent de calculer la densité et la porosité par les calculs suivants.

$m_4 - m_1$: masse totale de l'eau dans le pycnomètre.

$m_3 - m_2$: masse de l'eau qui entoure l'échantillon dans le pycnomètre (échantillon perméable paraffiné). Pour un échantillon perméable (non traité à la paraffine) c'est la masse d'eau qui entoure la partie solide de l'échantillon.

$(m_4 - m_1) - (m_3 - m_2) = m_4 - m_3 + m_1$: masse d'eau dont le volume est équivalent à celui de l'échantillon (échantillon imperméable paraffiné) ou à sa partie solide (échantillon brut). Les mesures ont été effectuées à une température de 20°C pour pouvoir utiliser la relation $\rho = d \cdot \rho_e$.

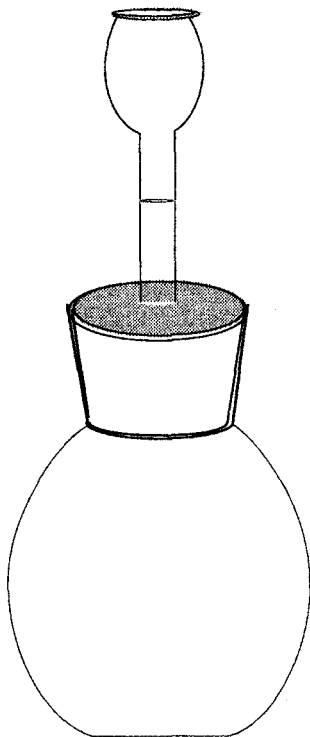


Fig. III. 3. Vue stylisée d'un pycnomètre.

2. Protocole expérimental (norme AFNOR NF P-18 558)

Les échantillons sous forme de sucres d'environ 2 x 1x 1 cm ou de fragments de quelques centimètres, sont séchés pendant 24 heures à 110°C en étuve. Les différentes mesures de masses nécessaire au calcul de densité ont été réalisées grâce à un pycnomètre et une balance électronique (précision de 1/10000g).

3. Calcul de la densité absolue

Dans le cas d'un échantillon brut, l'eau pénètre dans les pores et la densité qu'il est possible de calculer n'est plus la densité apparente mais la densité absolue d_a définie comme le rapport de la masse de l'échantillon au volume de sa partie solide V_s :

$$d_a = \frac{m_r}{V_s} = \frac{m_r}{(m_4 - m_3) + m_r}$$

4. Calcul de la porosité

La porosité peut être calculée d'après la densité apparente mesurée par la méthode par immersion et la densité absolue mesurée grâce au pycnomètre:

$$\phi = \left(1 - \frac{d}{d_a}\right)$$

3. Echantillon paraffiné

Les échantillons sont recouverts d'une fine couche de paraffine afin de les rendre imperméables. Comme l'eau ne peut pas pénétrer dans les pores, la méthode du pycnomètre donne la mesure du volume total de l'échantillon. Dans la méthode par immersion, la mesure du volume déplacé est plus précise. Toutefois il devient nécessaire de corriger les mesures effectuées en tenant compte de la couche de paraffine qui recouvre l'échantillon. Ainsi pour le volume de l'échantillon (Tabl. III.2.b):

$$V_a = V_{ap} \frac{m_p - m_r}{d_p}$$

où V_{ap} est le volume de l'échantillon paraffiné, m_p la masse de l'échantillon paraffiné et d_p la densité de la paraffine.

I. Granulométrie

Les tailles des grains de quartz des grès cimentés et des grès non cimentés ont été comparées à l'aide d'un granulomètre laser et de l'analyse d'image.

1. Granulomètre laser

L'appareil utilisé est un granulomètre Malvern Mastersizer X qui mesure par visée optique laser la taille de particules placées en suspension dans de l'eau. Il est donc nécessaire de désagréger les grès sans en casser les grains pour mesurer leur granulométrie.

Les grains des échantillons cimentés ont simplement été désagréés par une attaque à l'acide chlorhydrique du ciment calcitique qui assurait la cohésion de la roche. Cette méthode ne peut pas être

a	Echantillon brut	Grès cimenté	Grès non cimenté	Formule
	Méthode par immersion			
m_r	Masse de l'échantillon sec	17,06	8,63	
m_h	Masse de l'échantillon mouillé	17,21	9,52	
m_i	Masse de l'échantillon immergé	10,70	5,25	
V_a	Volume de l'échantillon (solide+pore)	6,51	4,27	$m_h - m_i$
d	Densité apparente	2,62	2,02	$m_r / (m_h - m_i)$
ϕ	Porosité (%)	2,34	20,79	$100 \times \frac{m_h - m_r}{m_h - m_i}$
	Méthode par pycnomètre			
m_3	Masse pycnomètre + eau + échantillon	623,15	617,70	
m_4	masse pycnomètre + eau	612,42	612,42	
V_s	Volume de l'échantillon solide	6,33	3,35	$m_4 - m_3 + m_r$
d_a	densité absolue	2,70	2,58	$m_r / (m_4 - m_3 + m_r)$
ϕ	porosité (%)	2,83	21,56	$100 \times (1 - d/d_a)$
b	Echantillon paraffiné	Exemple		
	Méthode par immersion			
m_r	Masse de l'échantillon sec	6,92		
m_p	Masse de l'échantillon paraffiné	7,37		
m_i	Masse de l'échantillon immergé	4,26		
V_{ap}	Volume de l'échantillon paraffiné	3,11		$m_p - m_i$
	Volume de l'échantillon (solide+pore)	2,59		$V_{ap} - \frac{m_p - m_r}{d_p}$
d	densité apparente (g/cm ³)	2,67		m_r / V_a
	Méthode par pycnomètre			
m_p	Masse de l'échantillon paraffiné	7,37		
m_3	Masse pycnomètre + eau + échantillon	58,02		
m_4	Masse pycnomètre + eau	53,74		
V_{ap}	Volume de l'échantillon paraffiné	3,09		$m_4 - m_3 + m_p$
V_a	Volume de l'échantillon (solide+pore)	2,58		$V_{ap} - \frac{m_p - m_r}{d_p}$
d	Densité (g/cm ³)	2,69		m_r / V_a

Tabl. III. 2. Exemples de calcul de la densité et de la porosité par les méthodes par immersion ou par pycnomètre. a. Echantillon brut. b. Echantillon paraffiné.

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 (Leruyet, com. pers.). Les échantillons (poreux) sont imbibés de pétrole pendant 24 heures. Ils sont ensuite placés dans des béciers avec de l'eau oxygénée (Fig. III.4) 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 °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 Stockes

Les sables sont ensuite placés en suspension dans l'eau et analysés par granulométrie laser. Le granulomètre est piloté par un compatible PC qui trace les courbes granulométriques et stocke les données.

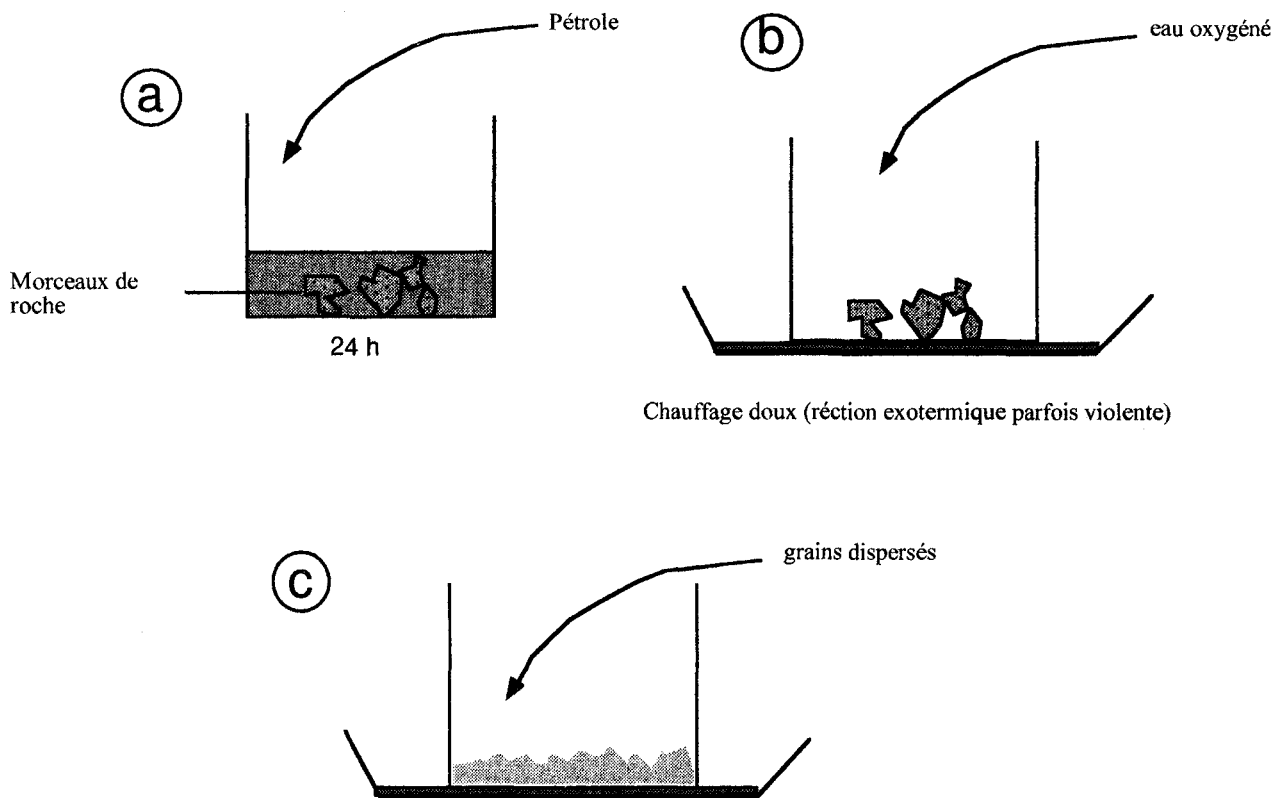


Fig. III. 4. Les différentes étapes de séparation des grains de quartz dans les grès non cimentés. a. Immersion dans du pétrole pendant 24 h. b. Le pétrole est remplacé par de l'eau oxygénée. c. Stade final où les grains de la roche sont séparés.

2. Analyse d'images

Quelques images de lames minces de grès cimentés et non cimentés ont été analysées à l'aide du logiciel Image-Pro-Plus implanté sur un micro-ordinateur PowerMac G3. Les images sont numérisées à partir d'une camera vidéo montée sur le microscope ou le MEB ou grâce à un scanner de diapositive dans lequel on insère la lame mince.

Chap. IV. Pétrographie

Chap. IV. PETROGRAPHIE

1. Introduction

Une étude pétrographique et minéralogique détaillée a été réalisée pour reconstituer les différents phénomènes diagénétiques qui ont affecté les grès réservoir étudiés. Pour cela, des fragments et des lames minces ont été réalisés à partir d'échantillons de carottes du puits sélectionné. Ces échantillons ont été étudiés à partir de différentes techniques (microscopie optique, cathodoluminescence, platine à inclusion fluide, MEB, microsonde, voir Chap. III) afin de préciser les relations entre minéraux détritiques, minéraux authigènes et porosité. Des comptages de points ont été réalisés sur des couples d'échantillons de grès cimentés et de grès non cimentés afin de comparer leurs compositions modales.

2. Les échantillons

Dans le puits étudié, 189,20 mètres des formations gréseuses du Tarbert et du Ness ont été carottés dans la zone à hydrocarbure. Les échantillons ont été sélectionnés d'après les études sédimentologiques et pétrographiques préliminaires réalisées sur le puits par Total à partir de l'observation des carottes. Le choix des échantillons devait à la fois permettre de comparer les grès à ciment carbonaté et les grès non cimentés, mais aussi de caractériser l'évolution de la diagenèse avec la profondeur et la lithologie. En quatre campagnes d'échantillonnage, 49 échantillons de 200 à 300 grammes ont été prélevés dans les carottes qui sont entreposées au Centre Total de Bauplan. Les échantillons ont été lavés au Centre afin d'éliminer les hydrocarbures qui peuvent gêner la confection des lames minces et l'analyse chimique.

Des lames minces polies et couvertes (200 environ) de 30 μm d'épaisseur ont été confectionnées à partir de "plugs" ou de « sucres » taillés dans les carottes. La résine d'imprégnation des lames a été colorée en bleu afin de mieux visualiser la porosité.

3. Description pétrographique

A. Description macroscopique des échantillons

Les grès cimentés sont durs et compacts alors que les grès non cimentés sont poreux et friables. Ces derniers sont moins friables et leur cassure plus franche quand le mica est abondant (échantillons du Ness). Dans ce cas, des lits micacés riches en matière organique soulignent parfois la stratification. Le ciment carbonaté est présent dans tout le Tarbert ainsi que dans la partie supérieure de la formation du Ness. Dans le Ness, il n'est plus observé à partir d'une profondeur de 3260 mètres.

La répartition du ciment est très hétérogène. L'épaisseur des zones cimentées peut aller d'une dizaine de centimètres à quelques mètres.

La limite entre les grès cimentés et les grès non cimentés est toujours extrêmement tranchée. Il n'a jamais été observé de passage progressif. Soit le ciment est absent, soit le grès est complètement cimenté. Les parties cimentées peuvent former des lits continus ou des nodules aux formes variées, parfois arrondies mais le plus souvent irrégulières (Fig. IV.1.a.b). Manifestement la frontière entre grès cimentés et grès non cimentés n'est pas calquée sur des limites stratigraphiques ou sur celles d'hétérogénéités lithologiques initiales. Elle correspondrait plutôt à un front de dissolution ou de précipitation.

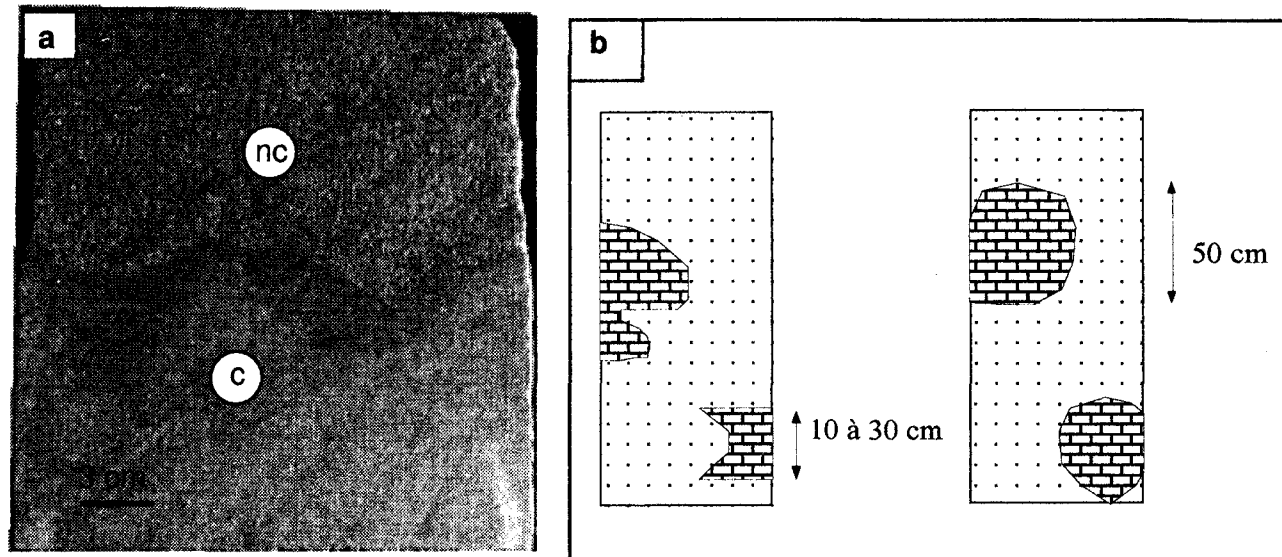


Fig. IV. 1.a. Vue macroscopique de l'allure de la frontière entre un grès cimenté (c) et un grès non cimenté (nc) sur une section de carotte. b. Schéma montrant la morphologie des différentes limites.

B. Description microscopique des échantillons

Les différents faciès sédimentaires échantillonnés le long du puits montrent une composition minéralogique initiale assez homogène. Il s'agit de grès composés essentiellement de quartz, feldspaths, micas détritiques, pyrite. Des débris de matière organique, des fragments de roches ou des minéraux lourds (apatite, tourmaline, grenats, oxydes de fer...) peuvent être également présents dans certains niveaux en quantités variables.

Par contre, les grès cimentés et les grès non cimentés d'un même niveau lithologique montrent des différences importantes qui concernent la nature et l'abondance des minéraux authigènes ou les transformations qui affectent les minéraux détritiques. Des différences du même type sont également observées avec la profondeur. L'observation des grès cimentés nous permet de préciser la composition minéralogique des grès telle qu'elle a été "fossilisée" par la cimentation carbonatée. Par contre, l'observation des grès non cimentés nous renseigne plutôt sur les transformations diagenétiques qui ont affecté au cours de l'enfouissement cette composition minéralogique "fossilisée". Nous commencerons donc par la description des parties cimentées dont certains éléments

sont communs aux deux types de grès. La description des parties non cimentées nous permettra de souligner les différences entre les deux types de grès.

1. Les grès cimentés par la calcite

a. Le ciment carbonaté

Une caractéristique essentielle des grès cimentés est la présence d'un ciment carbonaté qui remplit pratiquement la totalité de leur porosité initiale. D'après les observations au microscope, le ciment carbonaté est constitué presque exclusivement de calcite. Dans l'ensemble des lames minces étudiées, seul un échantillon du Tarbert (3205¹) montre la présence d'un rhomboèdre de dolomite et trois échantillons du Ness contiennent un peu de dolomite ferrique sous forme de dendrites qui remplacent progressivement la calcite (Pl. IV.1.a²). La calcite forme de grands cristaux pœcilitiques qui englobent les différents types de grains (quartz, feldspath, mica ou argiles, pyrite, Pl.IV.1.b). L'analyse de la calcite à la microsonde montre une composition très homogène et proche du pôle pur théorique ($\text{Ca}_{0,948} \text{Mg}_{0,047} \text{Mn}_{0,004} \text{Sr}_{0,001} \text{Ba}_{0,001} \text{CO}_3$).

En cathodoluminescence, la couleur de la calcite est en général homogène et se situe dans les jaunes-oranges vifs (Pl.IV.1.c). Parfois de faibles variations de teinte mettent en évidence des zonations de croissance qui révèlent la structure sparitique initiale du ciment (Pl. IV.1.d). Elles démontrent que la précipitation de la calcite correspond bien à un épisode de cimentation de la porosité primaire des grès. La précipitation de la calcite ne semble pas s'accompagner de la dissolution des minéraux primaires du grès. Les limites actuelles des grains de calcite recourent les zonations mises en évidence en cathodoluminescence. Cela indique une importante recristallisation de la calcite qui rendrait compte du caractère homogène de sa couleur en cathodoluminescence. En particulier, cela explique les zonations de croissances souvent estompées.

Les comptages de points (Tabl. IV.1), la calcimétrie et l'analyse chimique (voir Chap. VI) montrent que l'abondance du ciment est très homogène (de l'ordre de 40% en surface) et ne varie pas avec le faciès sédimentaire. Cette observation suggère que ce ciment diffère de ceux généralement rencontrés dans les grès du Brent. En effet, ces derniers sont généralement localisés dans des grès marins et englobent des débris de coquilles qui n'ont jamais été observés dans le puits étudié.

¹ Dans la suite du travail, les échantillons sont dénommés par leur cote TVD (profondeur réelle) en mètres. On ajoutera éventuellement c pour les grès cimentés et nc pour les grès non cimentés.

² Les planches photographiques sont regroupées en fin de chapitre.

Echantillon (m) TVD	Faciès	Form	Taille des grains (µm)	Classement	Qtz	Kfs	Alb	Mica	Quartz Surcr	Ill	Kln	Cal	F.R	M.O	Py	φ
3200 nc	SS	TARBERT			65,60	4,40	0,00	0,20	3,20	0,20	0,60	0,00	0,00	0,80	0,40	24,60
3222 nc	S	NESS			57,30	3,60	0,20	2,00	6,80	3,60	2,20	0,00	0,40	2,50	0,70	20,70
3229 nc	S	NESS	180	mal à moyen	51,79	3,17	0,20	1,74	6,03	6,33	6,03	0,00	0,10	1,84	0,00	22,78
3234 nc	S	NESS			49,80	3,60	0,80	5,10	6,40	6,70	5,30	0,00	0,40	5,40	1,50	15,00
3238 nc	S	NESS	155	bon	54,94	2,49	0,20	4,09	3,79	5,08	3,79	0,00	2,49	0,00	2,99	20,14
3244 nc	S	NESS	170	bon	55,50	1,50	0,50	3,70	4,20	4,80	3,80	0,00	0,60	2,00	1,10	22,30
3245 nc	S	NESS	145	bon	52,10	2,89	0,20	3,29	3,69	6,19	4,59	0,00	1,20	3,49	1,60	20,76
3246 nc	S	NESS	130	bon	49,40	2,20	0,40	4,20	8,50	7,80	6,20	0,00	1,20	2,60	1,00	16,50
3254 nc	S	NESS	155	bon	47,08	2,62	0,00	5,03	6,64	11,07	4,23	0,00	1,81	2,01	2,21	17,30
3256 nc	S	NESS	160	bon	51,40	2,50	0,20	5,00	5,20	11,10	4,50	0,00	0,50	2,40	2,20	15,00
3257 nc	S	NESS			50,40	2,80	0,40	6,30	4,90	8,70	2,90	0,00	1,60	2,90	5,50	13,60
Moyenne					53,21	2,89	0,28	3,70	5,40	6,51	4,01	0,00	0,94	2,36	1,75	18,97
3272 nc	CT	NESS			63,50	0,30	0,00	4,80	3,00	4,90	0,00	0,00	2,80	0,00	1,70	19,00
3275 nc	CT	NESS	185	bon	67,80	1,80	0,00	2,80	4,60	6,20	0,00	0,00	2,00	0,20	2,80	12,20
3277 nc	CT	NESS			70,80	1,00	0,00	2,00	2,40	2,80	0,00	0,00	0,60	1,80	2,60	16,00
3200 c	SS	TARBERT			55,20	4,20	0,00	0,00		0,00	0,00	40,00	0,60	0,00	0,00	
3222 c	S	NESS			39,30	3,82	0,30	4,12		0,00	1,91	42,91	1,71	5,33	0,60	
3229 c	S	NESS			41,10	4,00	0,80	0,70		0,40	2,70	47,90	0,50	0,00	1,90	
3234 c	S	NESS			40,20	4,20	0,10	3,20		0,00	1,70	43,30	1,30	4,50	1,50	
3238 c	S	NESS	160	bon	38,15	5,35	0,00	3,25		0,86	2,77	42,26	3,63	0,00	3,73	
3244 c	S	NESS	162	bon	40,60	2,20	0,40	2,20		0,80	1,00	47,40	1,00	3,20	1,20	
3245 c	S	NESS	142	bon	42,80	3,00	0,00	3,00		0,00	2,60	43,60	0,00	3,40	1,60	
3246 c	S	NESS			43,40	2,60	0,00	2,60		0,00	1,30	46,50	1,00	2,10	0,50	
3254 c	S	NESS	160	bon	39,60	2,20	0,00	2,80		0,00	1,00	45,00	6,60	0,00	2,80	
3256 c	S	NESS	150	bon	36,50	2,80	0,20	1,90		0,90	0,90	49,10	0,70	1,90	5,10	
3257 c	S	NESS			37,00	2,50	0,20	4,20		0,20	1,30	46,40	1,00	2,30	4,90	
Moyenne					41,26	3,35	0,18	2,54		0,29	1,56	44,94	1,64	2,07	2,17	

Tabl. IV. 1. Proportions relatives des différentes phases minérales et de la porosité des grès cimentés et non cimentés obtenues par comptage de points sur lames minces (1000 points). nc: non cimenté. c: cimenté. Qtz: Quartz. Kfs: Feldspath potassique. Kln: Kaolin. Alb: Albite. Surcr.: surcroissance. Ill: Illite. Cal: Calcite. F.R: Fragments de roches. M.O: Matière organique. Py: Pyrite. φ: Porosité. Form: formation. SS: Shoreface supérieur. S: Shoreface. CT: Complexe tidal.

En lame mince, comme sur carotte, la frontière grès cimentés - grès non cimentés est toujours aussi tranchée. La présence de rares reliques de calcite dans les grès non cimentés suggère qu'elle correspondrait plutôt à un front de dissolution qu'à un front de précipitation. Cette frontière correspond parfois à un lit micacé qui pourrait donc jouer le rôle d'une barrière imperméable à la circulation du fluide responsable de la dissolution de la calcite.

b. La porosité

La porosité primaire est complètement occultée par le ciment carbonaté. Parfois une microporosité secondaire est visible. Celle-ci est liée à une dissolution du ciment le long de microfractures. La porosité totale actuelle de l'échantillon est très faible et impossible à estimer visuellement. Les porosités mesurées sont de 2 à 4% (Tabl. IV.2).

Le volume de la calcite permet d'estimer la porosité et la profondeur d'enfouissement des grès lors de la mise en place du ciment. Visuellement, celui-ci est de l'ordre de 40% en surface d'après les lames minces. Cette estimation est confirmée par des données de calcimétrie qui donne des volumes de calcite de 34 à 42 % du volume de la roche. Si on ajoute, la porosité actuelle des grès à ces volumes, on obtient des porosités avant cimentation de 37 à 44 % (Tabl. IV.2). Des mesures réalisées sur les réservoirs du delta de la Mahakam visualisent l'évolution générale de la porosité en fonction de la profondeur d'enfouissement dans des grès réservoir (Brosse et al, 1994). Des porosités dans les grès non cimentés ont été également mesurées. Elles varient entre 19 et 24 % (Tabl. IV.2). Dans le diagramme porosité-profondeur (Fig. IV.2), ces mesures comme celles effectuées dans des grès d'Alwyn sont en accord avec l'évolution générale dessinée par les données du delta de la Mahakam. Par contre, les estimations de la porosité avant cimentation (37 à 44 %) indiquent une profondeur

d'enfouissement inférieure à 2000 mètres et qui pourrait même se situer autour de 1000 mètres ou moins.

Echantillon	a	b	c	% CaCO ₃	d
3200 c	3,3	29,8	33,1	31,41	2,6
3200 nc	17,8	-	-	-	2,2
3222 c	1,9	39,8	41,7	41,30	2,6
3222 nc	25,6	-	-	-	1,9
3229 c	1,8	40,0	41,9	41,11	2,6
3229 nc	24,8	-	-	-	1,9
3234 c	1,9	35,4	37,3	37,18	2,6
3234 nc	17,2	-	-	-	2,1
3238 c	2,3	40,8	43,1	42,19	2,6
3238 nc	20,8	-	-	-	2,0
3244 c	1,8	41,3	43,0	42,39	2,6
3244 nc	19,2	-	-	-	2,1
3245 c	1,4	42,3	43,7	43,30	2,7
3245 nc	27,3	-	-	-	1,8
3246 c	1,4	42,3	43,7	43,78	2,6
3246 nc	16,4	-	-	-	2,1
3254 c	1,1	40,0	41,2	40,19	2,7
3254 nc	19,4	-	-	-	2,0
3256 c	1,4	39,7	41,0	40,57	2,7
3256 nc	19,6	-	-	-	2,0
3257 c	0,8	39,9	40,7	40,79	2,7
3257 nc	14,0	-	-	-	2,2

Tabl. IV. 2. a. Porosités mesurées. b. Pourcentages volumiques en calcite calculés d'après la teneur en calcium de la roche. c. Porosités estimées avant cimentation. % CaCO₃. Calcimétrie. d. Densités des grès étudiés.

c. Le quartz

En lame mince, les grains de quartz des grès cimentés apparaissent noyés dans le ciment calcitique (Pl. IV.2.b). Ils sont le plus souvent monocristallins et représentent de 35 à 55% du volume du grès (Tabl. IV.1). Leur taille moyenne est de 140 à 160 μm . Les contours des grains sont généralement nets. Quelques rares grains montrent des figures de dissolution cicatrisées par de la calcite. Elles pourraient marquer une dissolution liée à la circulation du fluide responsable de la précipitation du ciment. De manière générale, le développement du ciment semble préserver la majeure partie des grains de quartz de toute dissolution. Aucune surcroissance de quartz n'a été observée dans les grès cimentés.

d. Les feldspaths

Les observations au microscope optique et les analyses à la microsonde permettent de distinguer deux types de feldspaths. Des feldspaths potassiques (3 à 5% en moyenne avec des variations en fonction du faciès sédimentaire) (Tabl. IV.1) et notamment du microcline, ainsi que de l'albite (<1%) qui montre parfois les macles polysynthétiques du plagioclase. A l'exception de rares reliques qui témoignent d'une légère dissolution, la plupart des feldspaths sont bien préservés, (Pl. IV.3.a). Toutefois, certains feldspaths potassiques sont entrelardés de rubans de calcite (Pl.

IV.3.b.c). Ces structures traduiraient la dissolution d'exsolutions d'albite dans les feldspaths alcalins et leur remplacement par de la calcite.

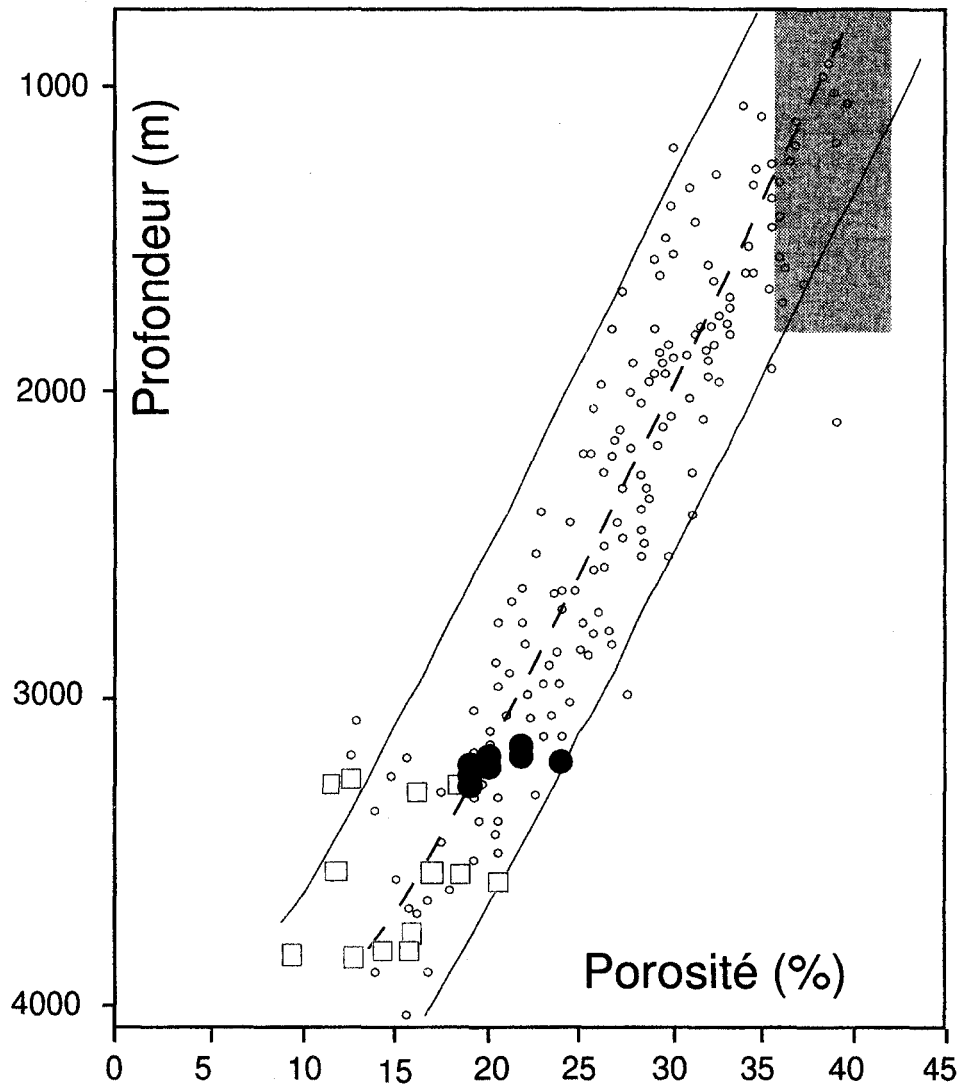


Fig. IV. 2. Diagramme porosité-profondeur. Cercle: grès de la Mahakam. Carré: grès d'Alwyn. Cercle plein: grès non cimenté. Zone grisée: gamme de valeurs estimée pour la porosité avant cimentation.

En CL, le feldspath potassique apparaît bleu vif, alors que l'albite ne luminesce pas. Certains grains de feldspath potassique montrent des surcroissances de moins de 5 μm d'épaisseur qui apparaissent noir en CL (Pl. IV.3.d). L'analyse à la microsonde révèle que les feldspaths potassiques détritiques ont une teneur en sodium inférieure à 2%, alors que dans leurs surcroissances, le sodium est pratiquement absent (0,1%). La composition du feldspath est alors très proche du pôle pur potassique (cf. annexe 1).

e. Les micas

Il s'agit de micas blancs de type muscovite. Ils sont bien préservés dans l'ensemble. Toutefois certains d'entre eux montrent un début d'altération. Aux extrémités des baguettes de mica, les clivages

baillent et de petits amas de kaolins¹ se développent (Pl. IV.2.c). Il n'y a pas d'évolution sensible de cette altération avec la profondeur.

f. Les kaolins

Ils se présentent sous deux formes: en remplacement de la muscovite (voir § précédent) ou en accordéons vermiculaires (Pl. IV.4.a.b.c). Les vermicules occupent la porosité primaire du grès. Parfois, ils forment des plages aux contours plus ou moins rectangulaires qui suggèrent une pseudomorphose. Toutefois aucune relique d'un minéral précurseur n'a été trouvée et il n'y a pas de relations claires entre le développement de ces kaolins et la déstabilisation de minéraux détritiques. La dissolution du feldspath potassique est une hypothèse classiquement avancée pour rendre compte de la néoformation de la kaolinite. Dans les échantillons étudiés, de grandes plages de kaolins néoformés se développent à côté de feldspaths potassiques qui ne montrent aucun indice de dissolution, mais plutôt des surcroissances (Pl.IV.4.d).

En CL, les kaolins apparaissent en bleu foncé et sont englobés dans un ciment calcitique jaune-orange, alors que les micas détritiques sont noirs (Pl. IV.4.d). Au MEB, on n'observe pas de changement de morphologie avec la profondeur.

g. L'illite

Aucune illite néoformée n'a pu être identifiée sous le microscope optique. De petits îlots de grès non cimentés sont parfois inclus dans les grès cimentés quand la lame mince recoupe la frontière entre ces deux types de grès. Cela explique pourquoi dans certains comptages de grès cimentés, la teneur en illite néoformée n'est pas nulle.

h. La pyrite

La pyrite est présente à la fois dans les grès cimentés et dans les grès non cimentés. Sa teneur dépasse rarement 2%, mais elle peut atteindre 5% du volume de la roche dans certains échantillons. Sa répartition est hétérogène dans les deux grès. En lumière réfléchie, la pyrite se présente sous forme d'inclusions de quelques microns associées aux débris de plantes, localisées entre les clivages des micas ou bien disséminées dans le ciment calcitique.

2. Les grès non cimentés

Les grès non cimentés montrent mieux les variations de composition minéralogique initiale en fonction du faciès, car ils sont présents dans l'ensemble du puits. La nature des minéraux détritiques rencontrés est identique dans les grès non cimentés et dans les grès cimentés prélevés l'un à côté de l'autre. La morphologie, la taille des grains et leur teneur peuvent, par contre être différentes. Des différences importantes concernent également les minéraux néoformés.

¹ Les différents polymorphes de la famille des kaolins (kaolinite, dickite) ne peuvent être pas distingués sous le microscope optique. La kaolinite et la dickite sont décrites en Mer du Nord (voir Chap. II). Dans ce chapitre, nous utiliserons le terme général de kaolin. L'identification des kaolins est conduite dans le chapitre VII.

a. La porosité

La porosité estimée par comptage de point ou par mesures physiques est de l'ordre de 20% (Tabl. IV.2). La porosité primaire est réduite par les surcroissances de quartz, les néoformations d'illite et de kaolinite et par la compaction mécanique. La porosité secondaire résulte, quant à elle, de la dissolution des feldspaths potassiques.

b. Le quartz

1. Les surcroissances

Une différence essentielle avec les grès cimentés est la présence de nombreuses surcroissances de quartz (épaisseur $\leq 50 \mu\text{m}$). Le noyau détritique est entouré d'une ou parfois de deux auréoles qui se développent vers l'intérieur des pores et réduisent la porosité (Pl. IV.5.a). Les grains de quartz acquièrent ainsi une forme automorphe. La limite entre le noyau détritique et les auréoles de surcroissance est marquée par un alignement d'inclusions fluides ou par un liseré de petites inclusions d'argiles.

L'observation en CL (Technosyn et MEB) révèle mieux les surcroissances que la microscopie optique (Pl. IV.5.e.f). Sur le Technosyn, les surcroissances apparaissent très sombres, alors que les coeurs détritiques montrent des teintes qui vont du bleu vif au noir en passant par le rouge. Au MEB, les images de cathodoluminescence sont en noir et blanc (Pl. V.5.e.f), mais l'intensité du signal est meilleure. Dans les deux cas, il n'a pas été détecté de zonations claires dans les surcroissances, et celles-ci restent très difficiles à percevoir même au MEB.

Parfois, les surcroissances de quartz présentent des inclusions de calcite. Cette calcite est tout à fait identique à celle des grès cimentés et ces inclusions sont interprétées comme des reliques de ciment (Pl. IV.5.b). Elles indiquent que la formation des surcroissances est postérieure à la dissolution du ciment.

Certains grains de quartz montrent des golfes de dissolution remplis d'argiles néoformées. Le contact entre les grains de quartz est souvent stylolitisé ou indenté indiquant la mise en oeuvre de phénomènes de pression-dissolution (Pl. IV.5.a.c). Les zones à faibles teneurs en argiles montrent des surcroissances bien développées. Dans ce cas, des argiles peuvent être incluses dans les surcroissances. Dans les zones à fortes teneurs en mica, les surcroissances sont au contraire, moins développées. La présence de mica semble inhiber la surcroissance du quartz et favoriser sa dissolution.

Dans certains échantillons (par exemple, 3238 m) des lames minces (Pl. IV.5.d, Fig. VIII.2) taillées perpendiculairement à la stratification montrent une alternance de lits riches en mica et en matière organique à porosité réduite et de lits pauvres en micas mais où la porosité reste importante (20-30%) et où les surcroissances sont bien développées. Les lits micacés montrent un aspect ondulé, souligné parfois directement par la déformation des baguettes de mica. Au contact de ces lits riches en mica, les grains de quartz sont corrodés et jointifs. La porosité est réduite. La porosité et les surcroissances de quartz augmentent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du lit micacé. Des observations similaires ont été effectuées par Oelkers et al (1996) sur des grès de la Mer du Nord.

Pour ces auteurs, elles traduisent un phénomène de pression-dissolution affectant le quartz et induit par la présence des micas, à l'échelle de quelques centimètres.

2. Les inclusions fluides

Trois types d'inclusion fluide peuvent être distinguées au microscope dans les grains de quartz (Fig. IV. 3).

- Type (a): des inclusions isolées et dispersées dans les grains détritiques. Elles sont de taille variable ($> 10 \mu\text{m}$) et sont manifestement antérieures au dépôt des grains de quartz.

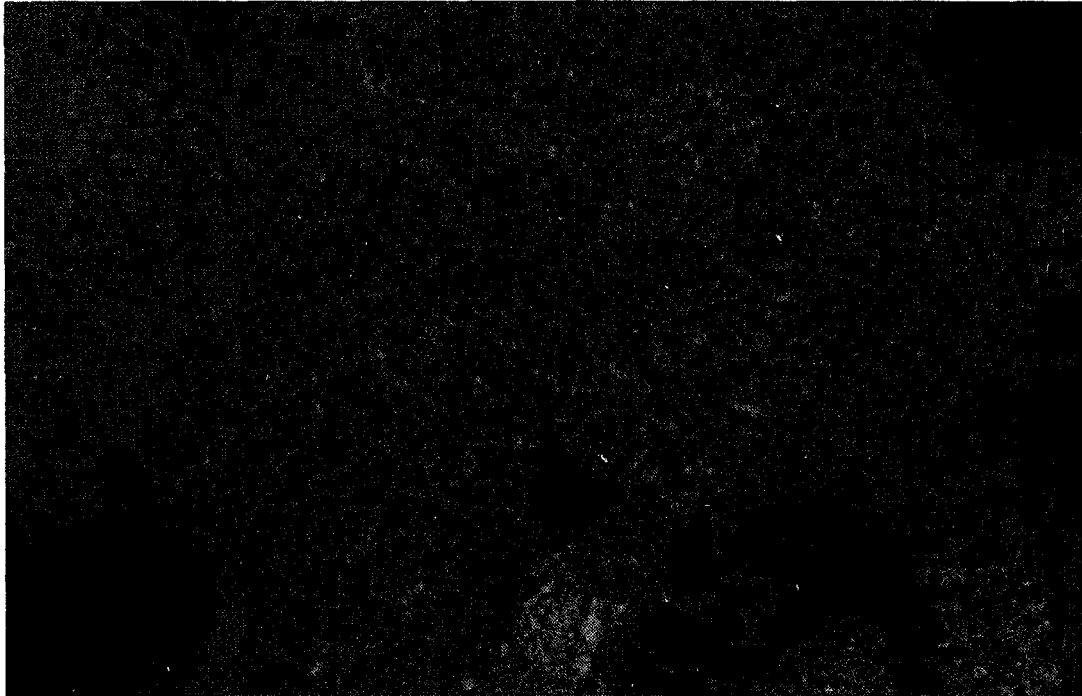


Fig. IV. 3. Les différents types d'inclusions fluides dans les quartz.

- Type (b): des inclusions de petite taille ($< 5 \mu\text{m}$), souvent en forme de gouttelettes. Elles marquent la limite entre le grain détritique et l'auréole de surcroissance. L'observation en lumière fluorescente UV révèle la présence de deux types d'inclusion. Certaines montrent une teinte de fluorescence dans le jaune-orange qui marque la présence d'hydrocarbures (Guilhaumou, 1998). Les autres ne donnent pas d'émission; il s'agit d'inclusions aqueuses.

- Type (c): elles constituent des alignements qui traversent les noyaux détritiques et rejoignent souvent les inclusions de type (a). Ces inclusions peuvent être aqueuses ou à hydrocarbures.

Les inclusions sont généralement diphasées à température ambiante. Quelques valeurs de température d'homogénéisation ont été mesurées. Elles sont en moyenne de 85°C pour les inclusions à hydrocarbures et comprises entre 90 et 130°C pour les inclusions aqueuses (Tabl. IV.3). Les différents types d'inclusion observés et les valeurs de température d'homogénéisation mesurées sont tout à fait en accord avec ceux présentés par Guilhaumou et al (1998) dans une étude du champ de Dunbar (Alwyn Sud) (voir Chap. II.5.C). Comme les inclusions aqueuses contiennent du méthane dissous à saturation, on peut négliger les corrections dues à la pression de piégeage (Hanor, 1980). Les températures d'homogénéisation peuvent alors être directement interprétées comme les températures de piégeage des inclusions qui, pour ce qui concerne les inclusions primaires,

correspondent aux températures de formation des surcroissances de quartz. Elles sont de l'ordre de 100-110°C et peuvent également être considérées comme les températures de formation de l'illite que l'on trouve en association avec les surcroissances (voir ci dessous). Les données thermodynamiques qui permettraient de calculer les températures de piégeage des inclusions à hydrocarbures sont en cours d'acquisition (Guilhaumou, com. pers.). Il sera intéressant de les comparer à celles obtenues à partir des inclusions aqueuses, car elles leurs sont contemporaines, au moins en partie. D'autre part, le recoupement des isochores des deux systèmes devrait permettre de calculer la pression de piégeage et de la comparer à celle obtenue dans les inclusions à méthane dissous (Guilhaumou et al., 1998). En tout cas, la coexistence d'inclusions aqueuses et d'inclusions à hydrocarbures indique que le développement des surcroissances, dans ce cas précis, s'est effectué en présence de fluides hétérogènes dans le système eau-hydrocarbures-méthane.

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

Tabl. IV. 3. Données d'inclusions fluides. IFHC: inclusions fluides à hydrocarbures.

c. Les feldspaths

Bien que peu abondants, les feldspaths potassiques montrent des variations de teneurs en fonction du type de faciès. Ils sont plus abondants dans le faciès du shoreface supérieur (4 à 5%) que dans le faciès du shoreface inférieur (1 à 5%). Ils sont absents dans le faciès de remplissage de chenal, et très rares dans le faciès du complexe tidal (<1%). Le microcline est le feldspath dominant. Il montre très souvent des traces de dissolution (Pl. IV.6.a.b) d'autant plus importantes que la profondeur augmente. Comme dans les grès cimentés, l'albite est plus rare. Les perthites sont présentes mais dans la plupart des cas, les lamelles d'albite sont dissoutes et il ne reste que la partie potassique du grain. En fait, cette dissolution des exsolutions est probablement précoce et antérieure à la cimentation carbonatée. En effet, des feldspaths entrelardés de rubans de calcite sont présents dans les grès cimentés (§ IV.3.B.1.d).

Aucune surcroissance de feldspath potassique n'a été observée. Si elles étaient présentes, elles ont été certainement complètement redissoutes au cours de la diagenèse. Les feldspaths détritiques analysés à la microsonde montrent des compositions chimiques tout à fait similaires à celles des feldspaths des grès non cimentés.

d. Le mica

Comme dans les grès cimentés, des micas blancs (muscovite) d'origine détritique sont présents dans tous les échantillons. Leur abondance relative est fonction de l'environnement de dépôt. Ils se présentent en petites "baguettes" poinçonnées entre les grains de quartz et parfois fortement déformées lors de la compaction. Dans certains échantillons, les micas soulignent le litage de la roche ou encore apparaissent concentrés dans certains niveaux (§ IV.3.B.2.b.1, Pl. V.5.d). Ils s'altèrent en kaolin et en illite (Pl. IV.6.c.d). Cette altération, parfois complète, est beaucoup plus poussée que dans les grès cimentés.

e. Les kaolins

La teneur en kaolin est plus élevée dans les grès non cimentés que dans les grès cimentés (4% contre 1,5% en moyenne, Tabl. IV.1). Trois types de kaolins sont distingués par leur morphologie.

- Des vermicules en accordéons comme dans les grès cimentés. Ils occupent la porosité primaire (Pl. IV.7. a) ou sont associés aux feldspaths (Pl. IV.7.b). Parfois ils sont englobés dans les surcroissances de quartz. Il s'agit de cristaux de relativement grande taille (20-40 μm de large pour 100 μm de long). Au MEB, les cristaux apparaissent sous forme de plaquettes très fines agencées en vermicules avec un espacement visible entre deux plaquettes (Pl. IV.7.b.g).

- Des pseudomorphoses de mica. Les kaolins précipitent entre les feuillets des micas détritiques. Ici le mica est souvent beaucoup plus transformé (Pl. IV.7.c) que dans les grès cimentés où la transformation n'affecte que les extrémités des cristaux. Ces pseudomorphoses sont très abondantes dans la formation du Ness et particulièrement dans le faciès du shoreface où la concentration en mica détritique devait être plus importante.

- Des kaolins en "blocs" (Pl. IV.7.e.f). Ils ne sont présents que dans les grès non cimentés situés à une profondeur supérieure à 3232 mètres. Toutefois, ils sont également absents dans les faciès de shoreface qui montrent une porosité et une perméabilité faibles. Il s'agit de plaquettes de 10 à 20 μm de diamètre et de 5 à 10 μm d'épaisseur. Elles sont allongées suivant l'axe a ou b mais le degré de cet allongement est variable. Ces cristaux se développent dans la porosité. Au MEB, ils montrent un empilement qui semble bien ordonné suivant l'axe c (Pl. IV.7.h). Les bords des feuillets qui constituent ces plaquettes sont bien alignés et l'espacement entre les plaquettes successives est très faible. Parfois les kaolins en blocs semblent remplacer les vermicules qui pseudomorphosent les micas (Pl. IV.7.c).

Les kaolins en vermicules et en remplacement de la muscovite s'altèrent également en illite (Pl. IV.7.d). Cette altération augmente avec la profondeur et est pratiquement totale vers 3260 mètres. Par contre, les kaolins en blocs semblent beaucoup moins affectés par cette illitisation.

L'observation au MEB des échantillons prélevés dans les grès non cimentés à différentes profondeurs, montre que la morphologie des kaolins évolue progressivement avec l'augmentation de

la profondeur d'enfouissement. Dans les échantillons plus enfouis (vers 3200 m), les kaolins présentent une morphologie en accordéons vermiculaires. La taille de ces accordéons est d'environ 80-100 µm et le diamètre des vermicules est inférieur à 10 µm. Dans les échantillons un peu plus profonds (environ 3204 m), les vermicules sont progressivement remplacés par des kaolins en blocs (diamètre >10 µm) (Pl. IV.8.a.b.c). Entre 3254 et 3260 m, la morphologie en bloc est dominante. Au dessous de 3260 m, les kaolins sont absents.

f. L'illite

La néoformation d'illite est généralement difficile à observer sous le microscope, car la taille des cristaux est très petite. Ici elle se repère assez facilement car l'illite constitue souvent des agrégats de très petits cristaux qui forment des plages de teintes vives et variables en LPA. Au-dessus de 3260 mètres, ces agrégats remplissent la porosité primaire ou remplacent les vermicules de kaolins en accordéons ou la muscovite (voir § ci-dessus, Pl. IV.9.a.b). Parfois la muscovite s'altère en kaolinite qui s'altère à son tour en illite. Dans les niveaux profonds (>3260m), l'illite se trouve dans la porosité primaire, entre les feuillettes des micas détritiques ou englobée dans les surcroissances de quartz (Pl. IV.9.c.d). Ce sont les échantillons du faciès du shoreface de la formation du Ness qui montrent la teneur en illite la plus élevée.

Trois types d'illite sont observés au MEB en fonction de la profondeur d'enfouissement:

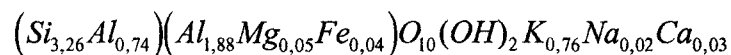
- Dans les échantillons les moins profonds (3204 m), l'illite se présente sous forme de filaments plus au moins flexueux (Pl. IV.10.a) englobés dans les surcroissances de quartz ou associés aux vermicules de kaolin.

- Aux profondeurs intermédiaires (3238 m), les illites montrent une forme en lattes (Pl. IV.10.b). Elles sont plus épaisses que l'illite en fibres. Ces deux types d'illites sont toujours associés aux vermicules de kaolins. Cela confirmerait une transformation des vermicules de kaolin en illite.

- Une illite en " plaquettes " est observée dans les niveaux les plus profonds (> 3260 m) (Pl. IV.10.c), soit dans les pores, soit englobée dans les surcroissances de quartz. Les cristaux présentent une morphologie en plaquettes.

Une étude plus détaillée des illites et de leur évolution dans le puits est menée dans le chapitre VII.

L'analyse des illites par microsonde électronique (cf. annexe 1) donne la formule structurale la plus représentative:



Cette composition est tout à fait comparable à celles obtenues par Hogg (1989) et Brosse et al (1994) pour les illites d'Alwyn Sud. Elle est proche de la composition chimique des muscovites analysées dans ces grès. Ces illites sont pauvres en MgO (<1%) et en FeO (<1%). Elles ne montrent pas de changement de composition avec la profondeur.

4. Conclusion

L'ensemble des observations permet de proposer une séquence des événements diagenétiques qui ont affecté les grès étudiés et de poser les problèmes de diagenèse qui les concernent.

A. Séquence diagenétique

Les grès du Brent dans le champ d'Ellon se sont déposés au Jurassique moyen durant le Bajocien-Bathonien. Leur composition minéralogique au moment du dépôt est celle de grès subarkosiques bien à moyennement classés. Grâce à la comparaison entre zones cimentées et non cimentées d'un même faciès, il est possible de distinguer entre des phénomènes diagenétiques relativement précoces et des phénomènes plus tardifs qui correspondent à de la diagenèse d'enfouissement. En effet, dans les parties cimentées, la calcite a préservé les grès des phases diagenétiques post-cimentation telles que la silicification et l'illitisation alors que les grès non cimentés ont subi l'ensemble des phases diagenétiques.

1. Diagenèse anté-cimentation

La diagenèse antérieure à la cimentation relativement précoce de la calcite se caractérise par les processus suivants.

- La précipitation de la pyrite. Présente dans les deux types de grès, elle est parfois associée à des débris de matière organique. La pyrite peut se former au cours de la sulfato-réduction bactérienne.

- Précipitation des kaolins. Des vermicules de kaolin et des pseudomorphoses de muscovite sont cicatrisés par la calcite dans les grès cimentés. Ceci indique que la néoformation des kaolins et la déstabilisation des micas détritiques ont débuté avant la cimentation. Ces phénomènes se poursuivraient après la cimentation, car dans les grès non cimentés la transformation des muscovites est plus poussée et la quantité de kaolin apparaît plus importante que dans les grès cimentés. Il est toutefois nécessaire d'établir des bilans de matière rigoureux pour déterminer si la quantité de kaolin augmente réellement (voir Chap. VI).

- Dissolution et surcroissance de feldspaths potassiques. Dans les grès cimentés, il existe de rares surcroissances et des marques de dissolution des feldspaths potassiques. Cela pose le problème de la chronologie de ces deux événements qui sont clairement anté-cimentation.

- Dissolution de l'albite. Une dissolution précoce de l'albite est mise en évidence par une cicatrisation de ses lamelles d'exsolution dans les perthites par de la calcite.

2. Diagenèse post-cimentation

Lorsqu'il n'y a pas eu de ciment carbonaté, ou lorsque celui-ci a été dissous, les transformations diagenétiques se sont poursuivies. Il est possible de distinguer les phénomènes suivants.

- La compaction. Elle est à la fois mécanique et chimique. La partie mécanique est mise en évidence par la déformation des micas. Les contacts indentés des grains de quartz et l'allure stylolitique de certains niveaux micacées indiquent la mise en oeuvre de phénomènes de pression-

dissolution. Les surcroissances de quartz et la néoformation d'illite contribuent également à la diminution de la porosité. Par contre, la dissolution des feldspaths potassiques crée une porosité secondaire. Globalement la porosité passe d'environ 40% (porosité estimée en faisant abstraction du ciment carbonaté) à 20% dans les grès non cimentés actuels. Toutefois, là aussi des bilans de matière et de volume rigoureux doivent être conduits pour mesurer précisément les variations de volume (la compaction) subies par les grès (voir Chap. VIII).

- Précipitation des kaolins. Le développement des vermicules de kaolin et la transformation de la muscovite semblent se dérouler avant et après la cimentation (voir § ci-dessus). Par contre, les kaolins en blocs ne sont présents que dans les grès non cimentés et dans les niveaux les plus profonds. Ils sont donc, au moins en partie, postérieurs aux deux autres formes de kaolins. Parfois ils sont englobés dans les surcroissances de quartz et pourraient leur être contemporains.

- La dissolution des feldspaths potassiques est bien mieux marquée dans les grès non cimentés que dans les grès cimentés. Cette dissolution pourrait avoir débuté avant la cimentation mais s'être poursuivie essentiellement après.

- Précipitation de l'illite. L'illite montre des morphologies qui varient avec la profondeur (fibre, lattes et plaquettes). Elle n'est présente que dans les grès non cimentés. Elle est donc clairement postérieure à la cimentation. Elle remplace les kaolins en vermicules ou en pseudomorphose de mica. Elle leur est donc également postérieure.

- Les surcroissances de quartz. Elles ne sont pas observées dans les grès cimentés mais sont très abondantes dans les grès non cimentés. Elles sont donc postérieures à la cimentation. Les relations chronologiques entre illitisation et les surcroissances de quartz sont difficiles à préciser. L'illite est fréquemment enracinée dans les surcroissances de quartz. Les inclusions fluides des surcroissances donnent des températures de l'ordre de 90-120° C pour la formation des surcroissances. La coexistence d'inclusions aqueuses et à hydrocarbures signifie que la migration des hydrocarbures avait déjà commencé au début de l'épisode majeur de la silicification. Il reste difficile de juger s'il s'agissait d'une phase précoce de migration ou de la phase principale. Mais d'après Guilhaumou (com. pers), la diagenèse siliceuse majeure serait contemporaine du début du remplissage du réservoir.

B. Les problèmes

L'étude pétrographique permet de dégager les problèmes majeurs qui concernent la diagenèse des grès étudiés et qui seront étudiés ou discutés plus particulièrement dans les chapitres suivants.

- Origine du ciment carbonaté (Chap. V).

- Bilans de matière des surcroissances de quartz et de l'illitisation (Chap. VI).

- Nature et mécanismes de précipitation des kaolins et de l'illite. Kaolins et illite montrent des morphologies variées en fonction de la lithologie ou de la profondeur. Nous étudierons ces variations et discuterons des mécanismes de formation de ces argiles dans le chapitre VII.

- Mécanismes des surcroissances de quartz. Dans le chapitre VIII, nous comparerons les textures du quartz dans les grès cimentés et dans les grès non cimentés pour essayer de préciser ses mécanismes de surcroissance.

Pl. IV. 1. Le ciment carbonaté des grès cimentés. a. Forme en dendrites de la dolomite ferrifère (en rouge) qui remplace la calcite (jaune) (CL = Cathodoluminescence) (3257m). b. Cristaux poëcilitiques de calcite (LPA = lumière polarisée-analysée). c. Calcite en CL qui luminesce dans le jaune vif. d. Structure sparitique initiale du ciment soulignée par des zonations visibles en CL.

Pl. IV. 2. a. Lit de mica à la frontière entre grès cimenté et grès non cimenté (LP = lumière polarisée). Le lit micacé pourrait jouer le rôle de barrière imperméable lors de la dissolution de la calcite. b. Grès cimenté: les grains de quartz semblent « flotter » dans le ciment calcitique, vue LPA. c. Début d'altération de la muscovite en kaolinite dans un grès cimenté. L'altération se localise aux extrémités du cristal de muscovite (LPA). Cal = calcite; Kln = kaolin; Mus = Muscovite; Kfs = feldspath potassique; Qtz = quartz; ϕ = porosité.

Pl. IV. 3. a. Microcline bien préservé dans un grès cimenté, vue en LPA. b. Dissolution des lamelles d'albite dans un feldspath alcalin cicatrisé par de la calcite (CL). c. Dissolution des lamelles d'albite dans un feldspath alcalin cicatrisé par de la calcite (LPA). d. Surcroissances de feldspath potassique (CL). Le grain détritique apparaît en bleu violet et les surcroissances en noir.

Pl. IV. 4. a. Kaolins en accordéons vermiculaires piégés dans la calcite (CL). b. Kaolins préservés dans un grès cimenté (LPA). c. Altération de la muscovite en kaolinite (LPA). d. Même type de plage vue en CL. Les cristaux de kaolins sont en bleu foncé et le mica apparaît en noir.

Pl. IV. 5. a. Grains de quartz montrant deux phases de surcroissance (LP), O1 et O2 = Surcroissance de quartz. b. Inclusions de calcite dans des surcroissances de quartz, vue en LPA. c. Contact indenté entre des grains de quartz (flèches). d. Concentration de micas détritiques (LP, lame mince sciée perpendiculairement à la stratigraphie). e et g. Surcroissances de quartz (CL sur MEB).

Pl. IV. 6. a et b. Dissolution du feldspath dans les grès non cimentés (R-Kfs= reliques de feldspath potassique, LP). c. Altération de la muscovite en kaolinite (LPA). d. Altération de la muscovite en illite (LPA). Ill = Illite.

Pl. IV. 7. a. Kaolins en accordéons vermiculaires dans les grès non cimentés (LP). b. Kaolins associés à un feldspath potassique qui montre des marques de dissolution (MEB). c. Kaolins en remplacement de mica (LPA). La forme en blocs est également visible. d. Illitisation de kaolin en accordéons vermiculaires et feldspath potassique complètement dissous. e et f. Kaolins en bloc (LP et LPA). g. Kaolin en accordéons vermiculaires (MEB). Les plaquettes sont espacées les unes des autres et leur empilement semble désordonné (MEB). h. Kaolins en blocs (MEB). L'empilement des cristaux semble bien ordonné.

Pl. IV. 8. Evolution de la morphologie des kaolins en fonction de la profondeur dans les grès non cimentés. a. Forme en accordéons vermiculaires (3204 m). b. Remplacement du kaolins en accordéons vermiculaires par le kaolin en bloc (3204 m). c. Kaolins en blocs. d. Remplacement des feuillets de muscovite par le kaolin.

Pl. IV. 9. a. Pseudomorphose de la kaolinite en illite (LPA). b. Pseudomorphose du mica en illite (LPA). Ici le mica semble tout d'abord s'altérer en kaolins qui sont à leur tour transformés en illite. c. Illites en plaquettes qui précipitent sur le mica (MEB). d. Illites en plaquettes englobées dans les surcroissances de quartz (MEB).

Pl. IV. 10. Changement de la morphologie des illites en fonction de la profondeur. a. Illite en filaments (3204 m). b. Illite en lattes (3238 m). c. Illite en plaquettes (32075 m).

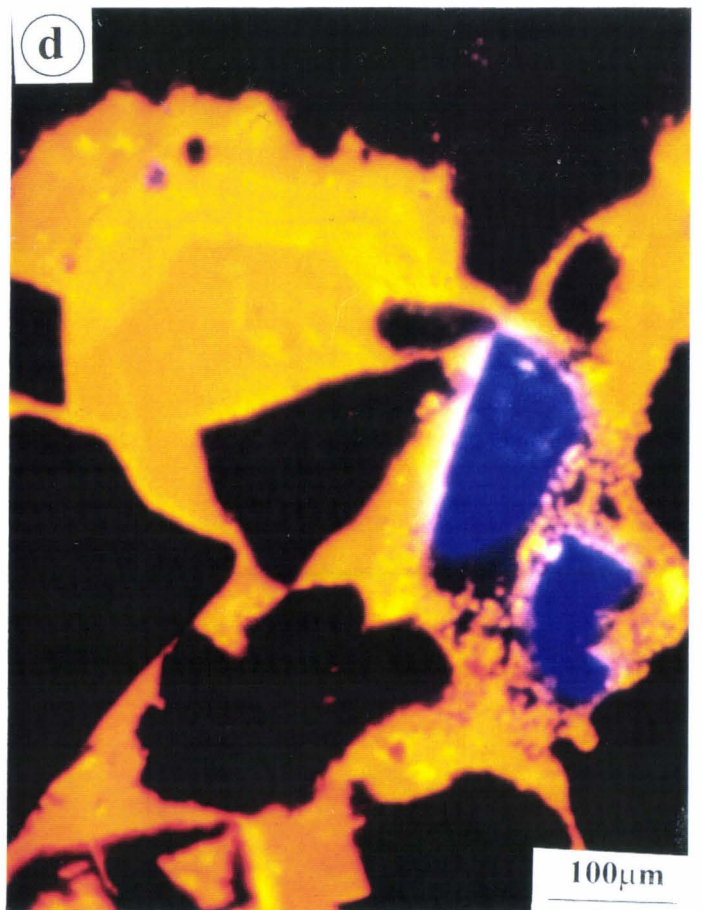
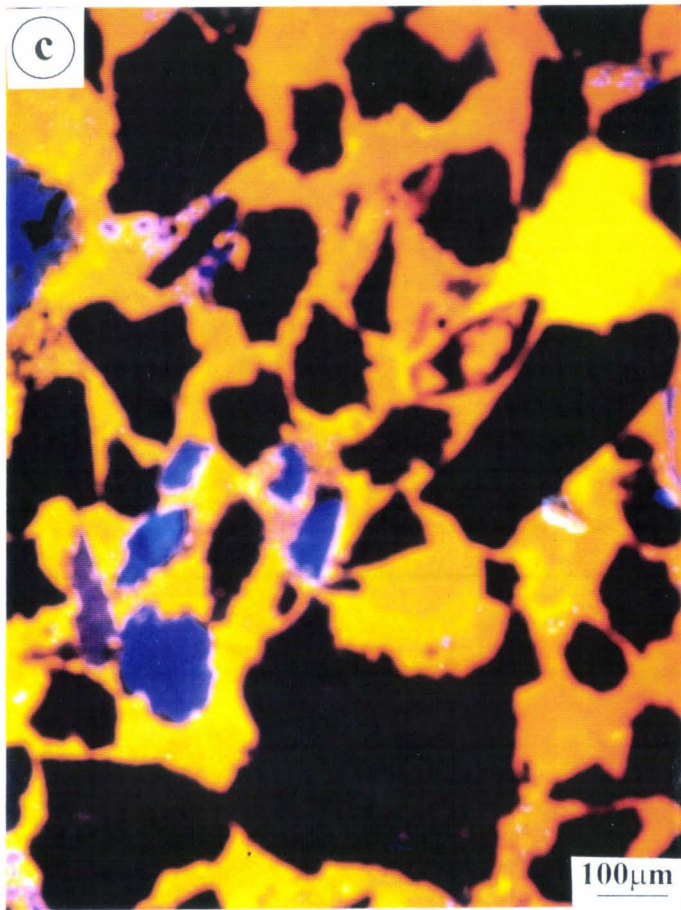
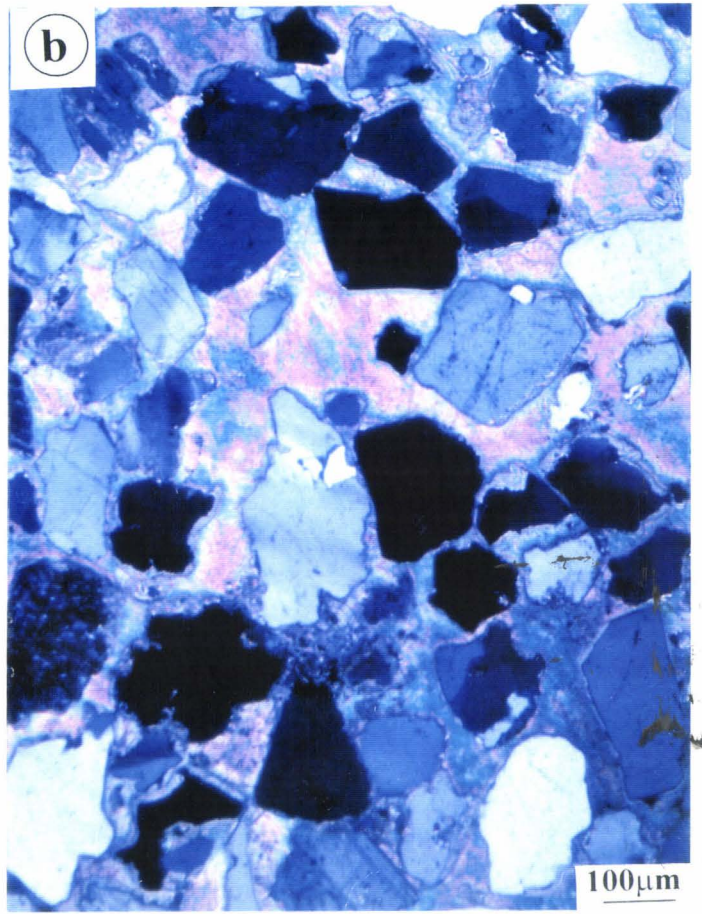
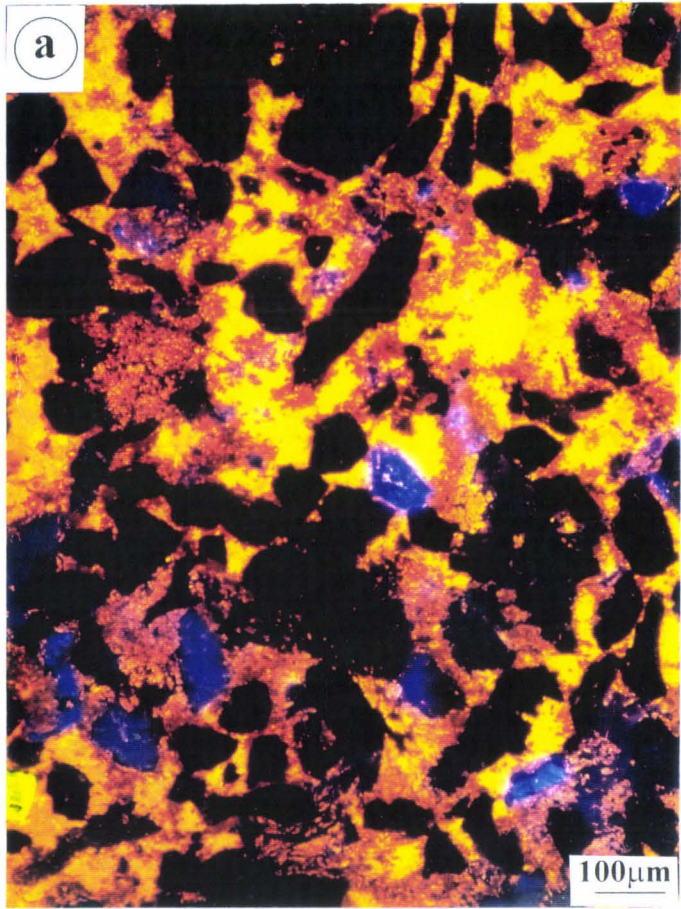
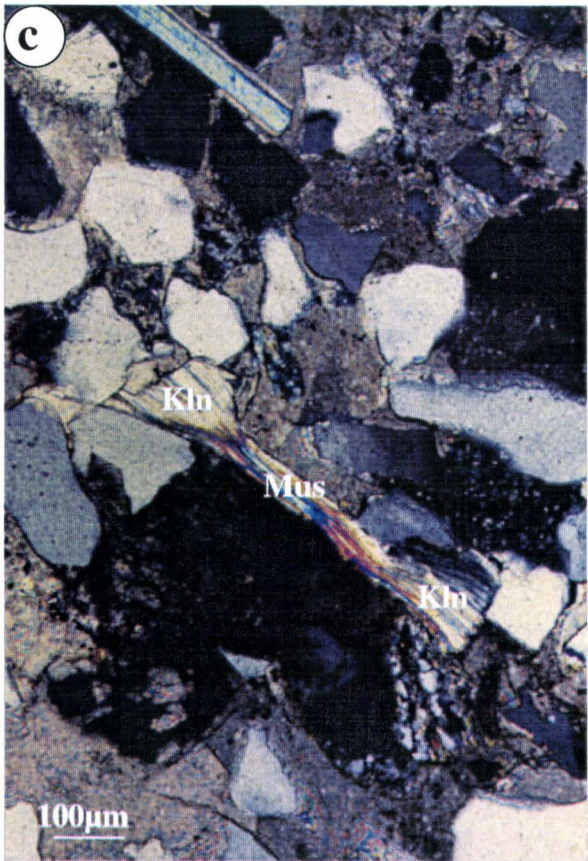
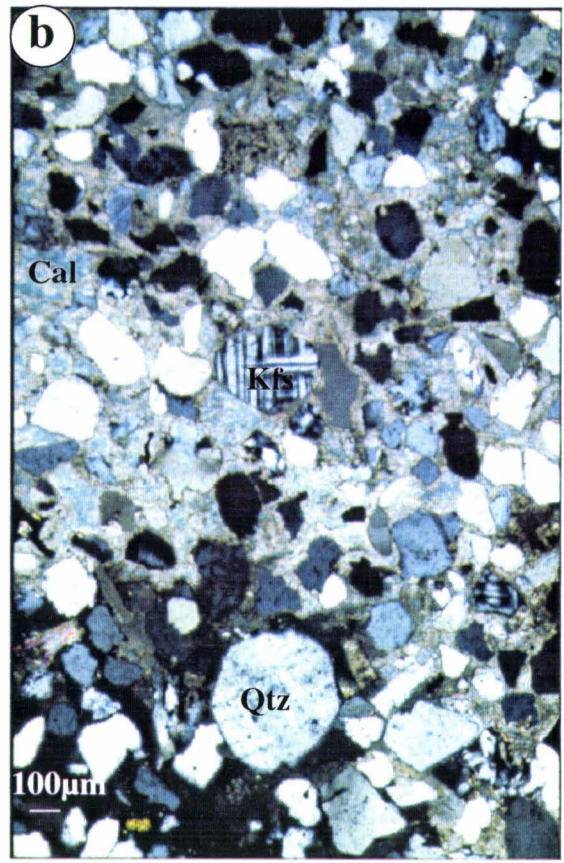
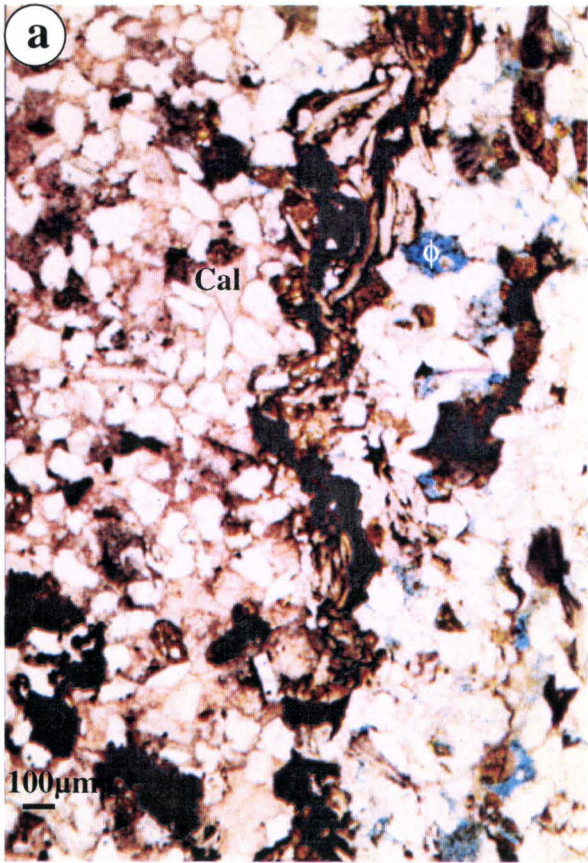
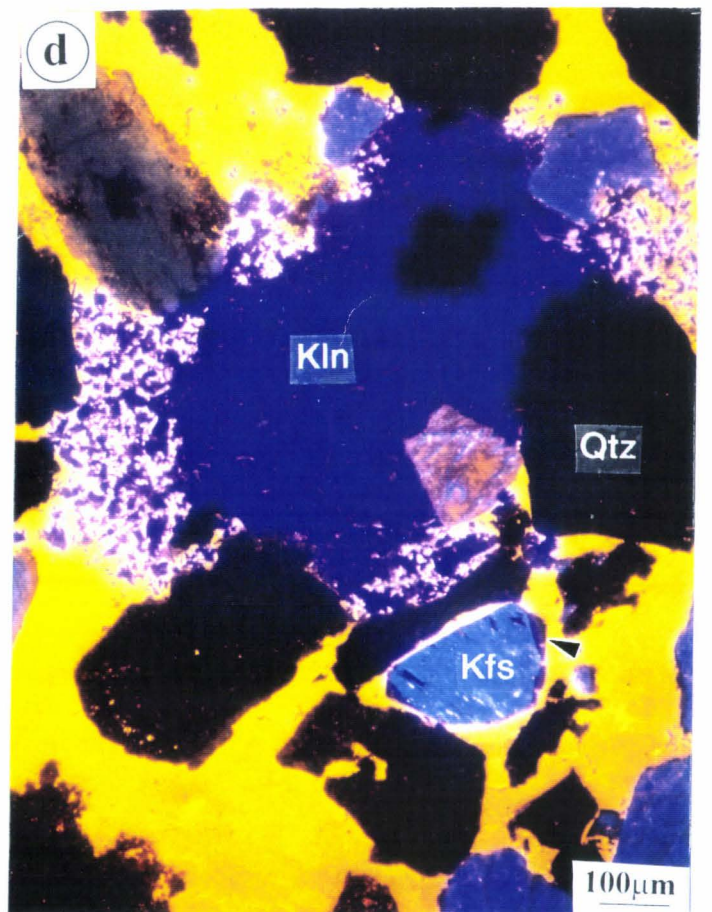
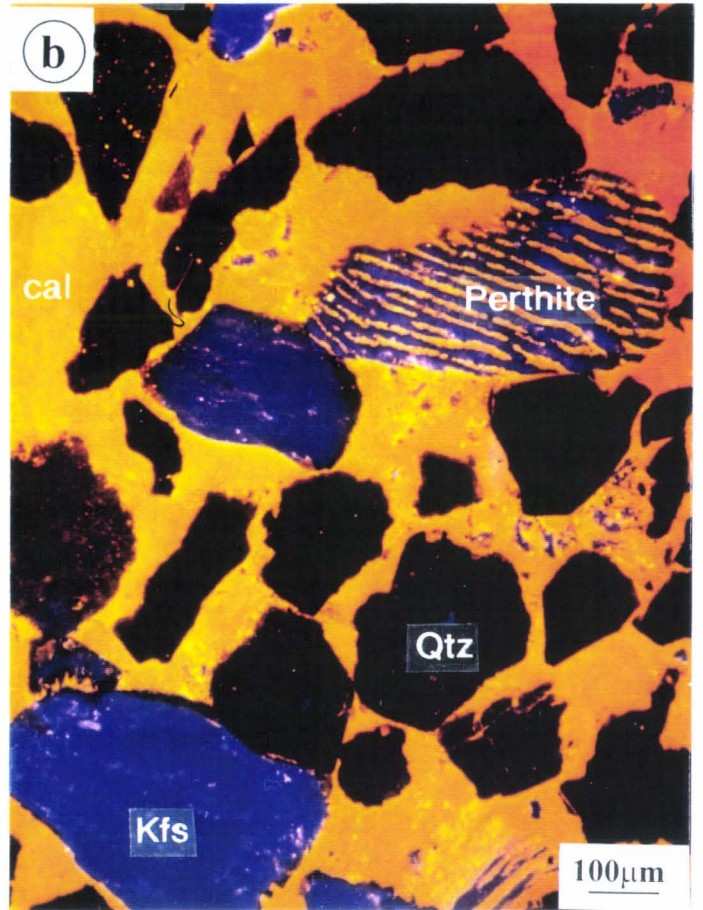
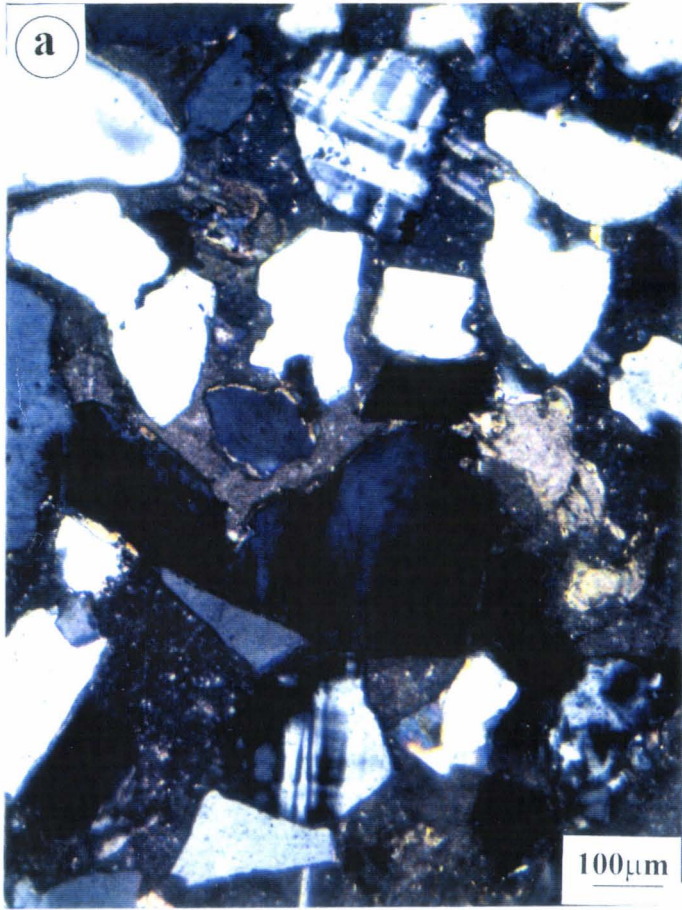


PLANCHE. IV. 2





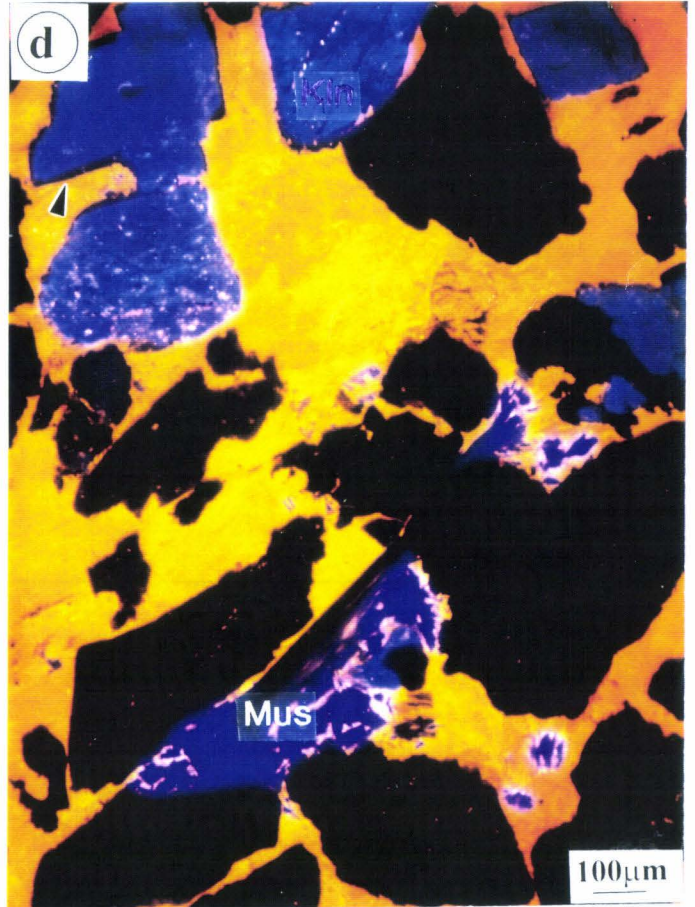
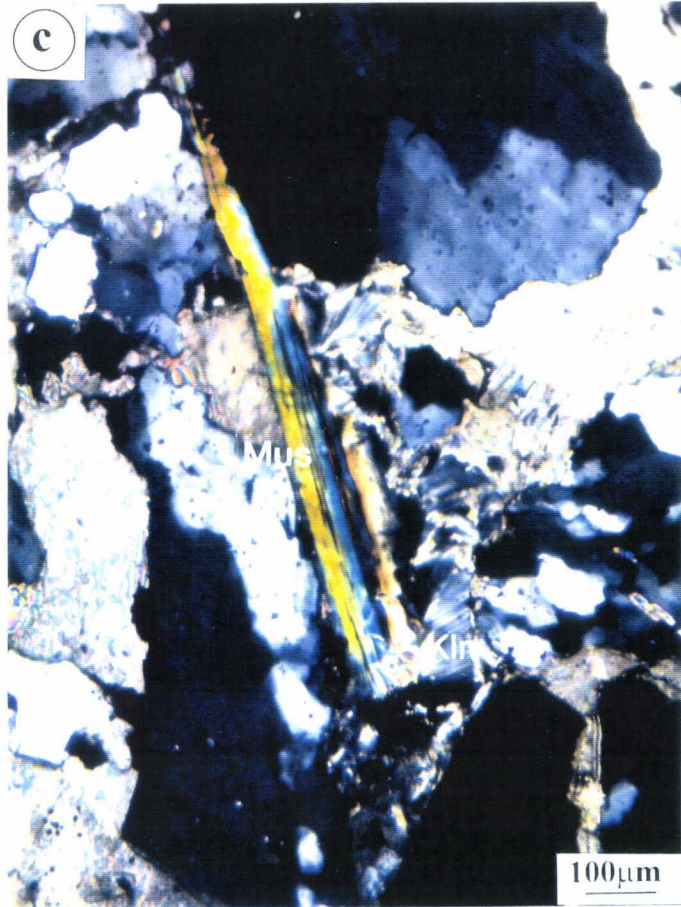
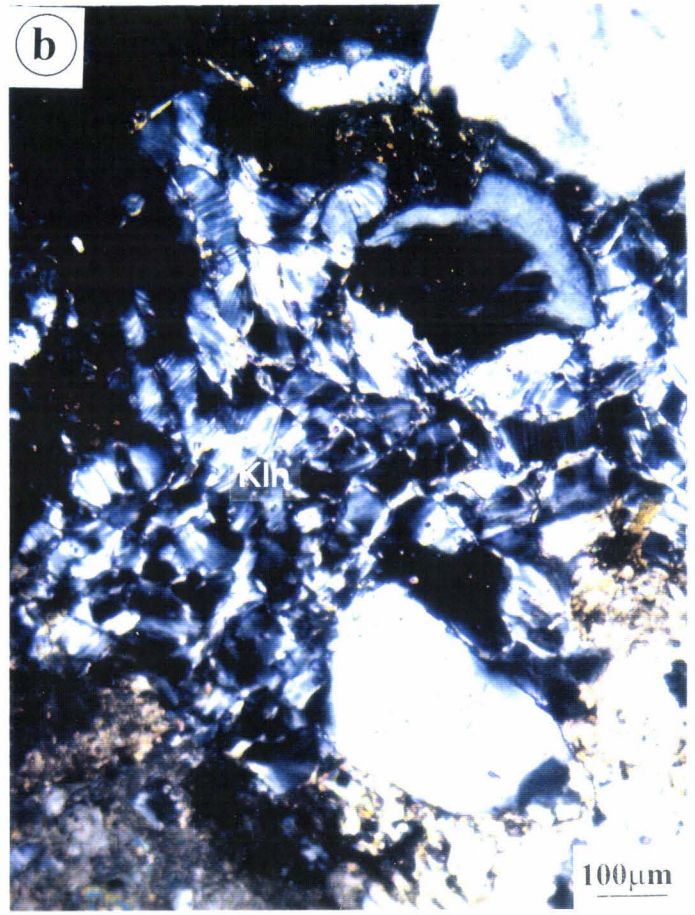
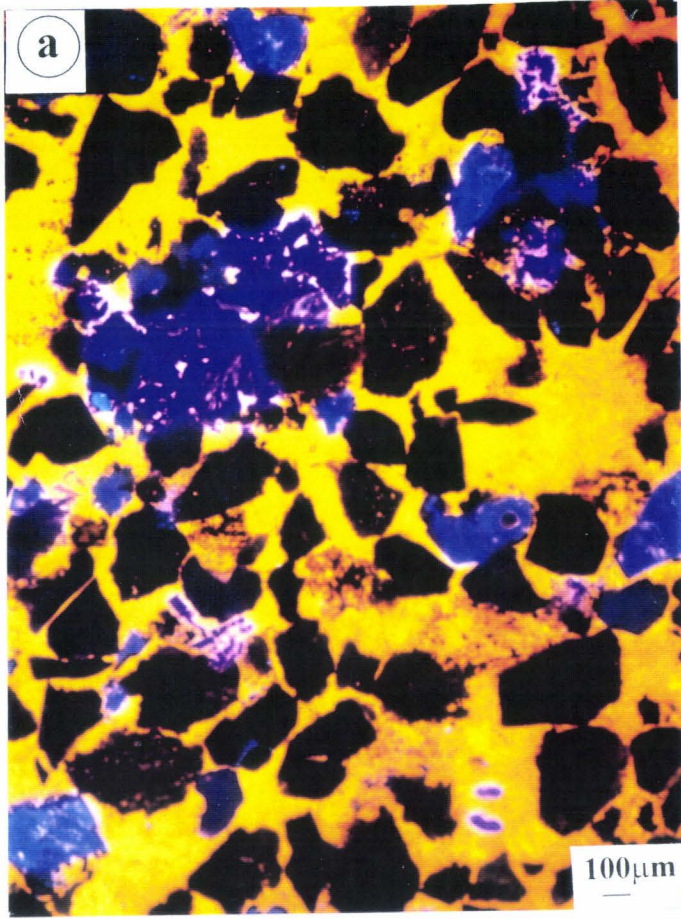


PLANCHE. IV. 5

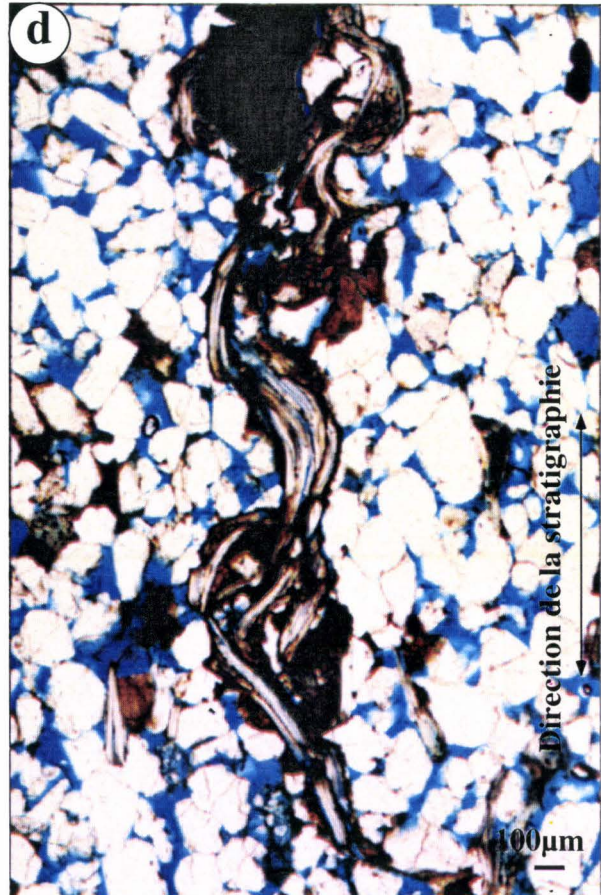
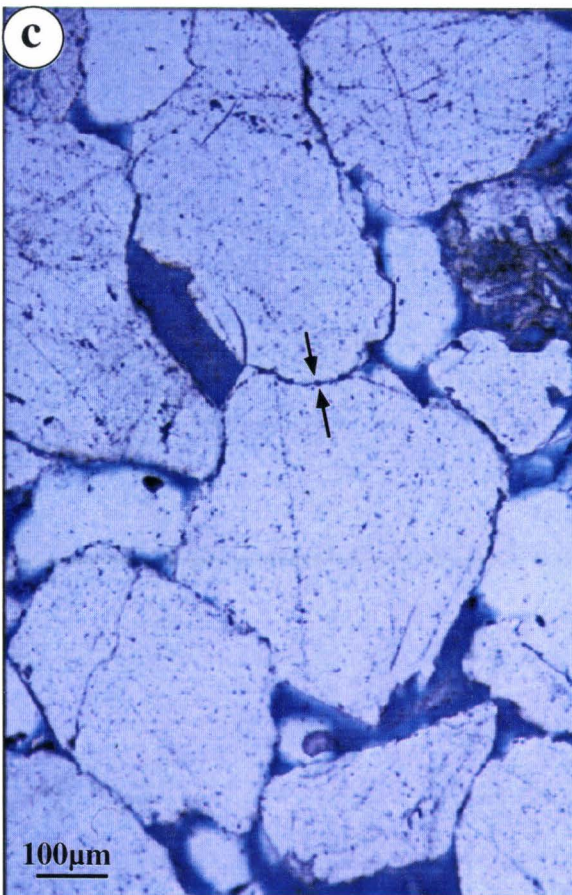
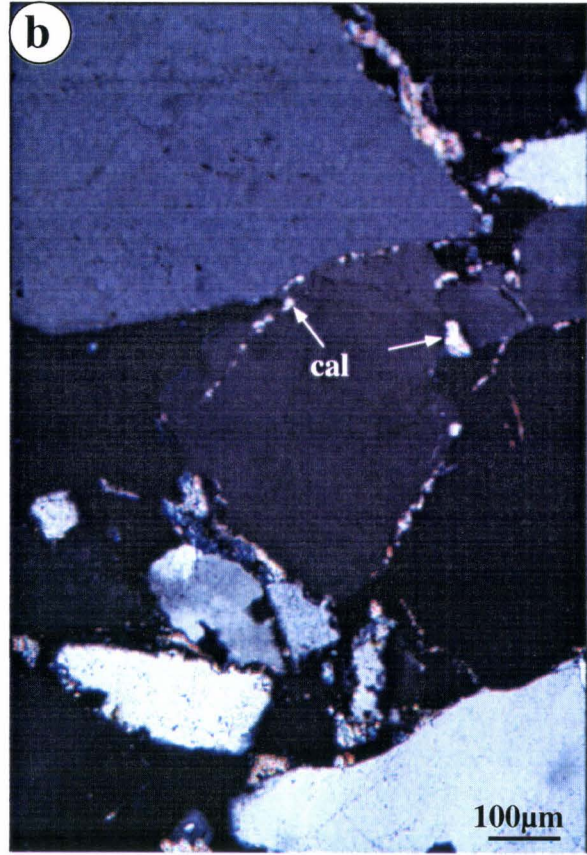
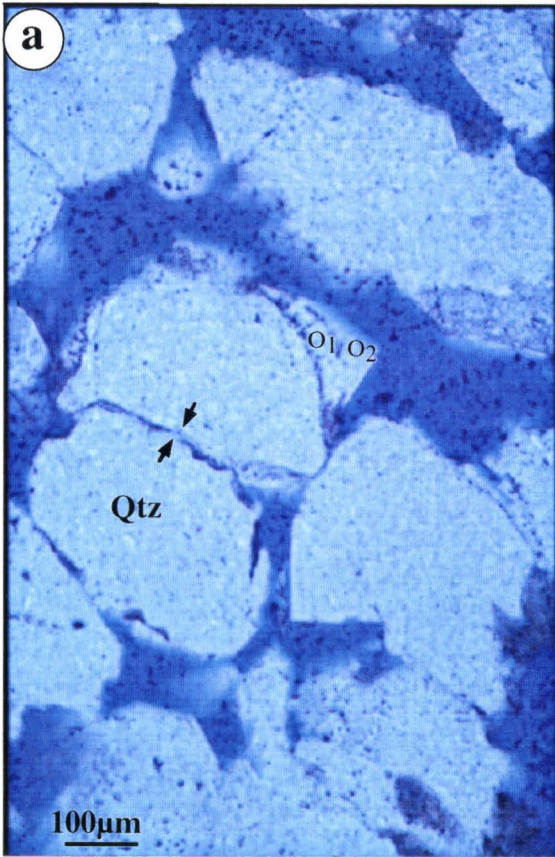


PLANCHE. IV. 5 (suite)

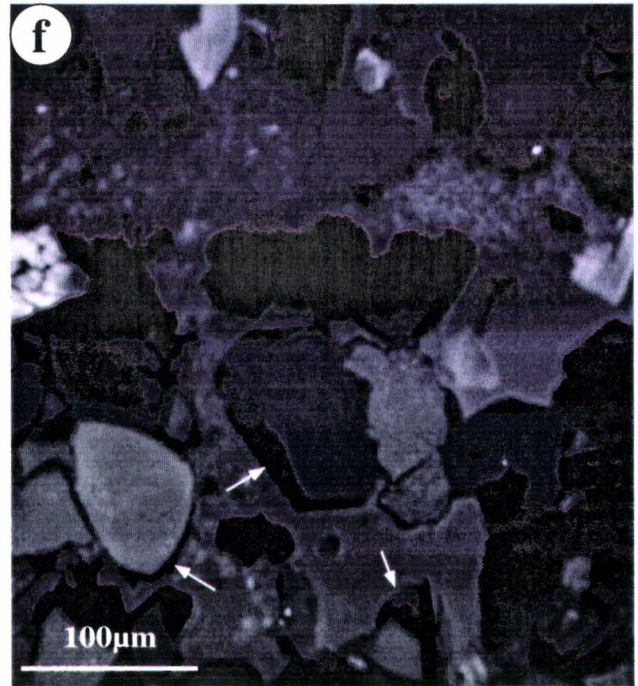
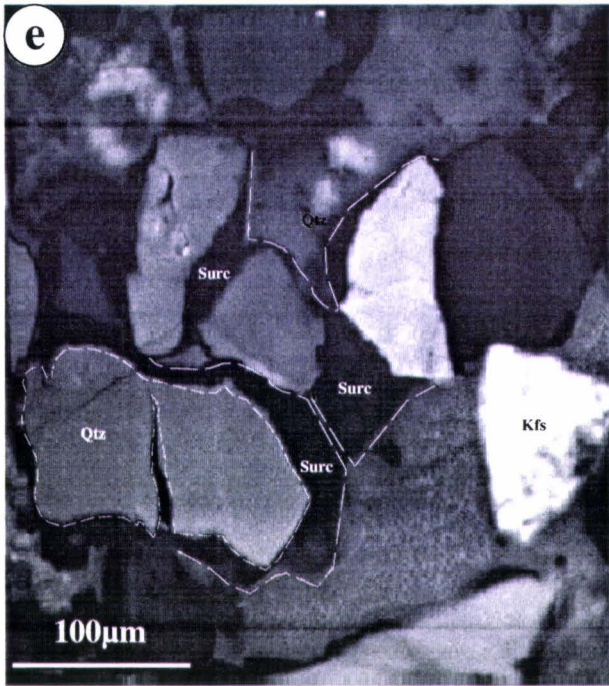


PLANCHE. IV. 6

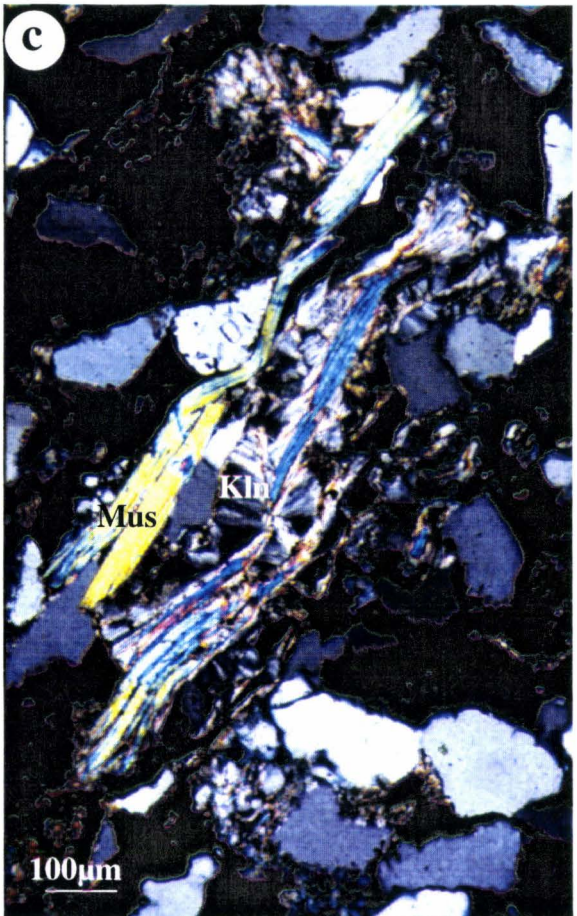
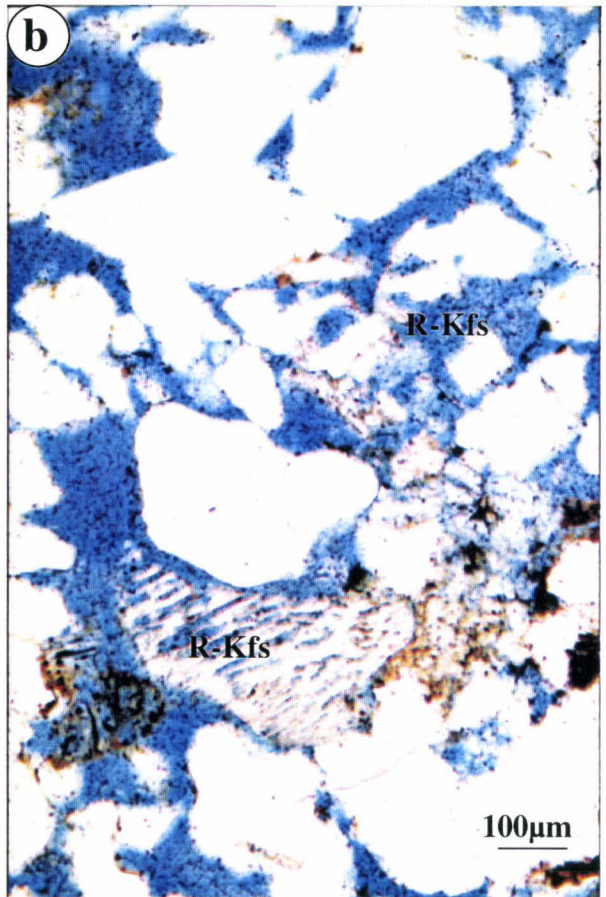


PLANCHE. IV. 7

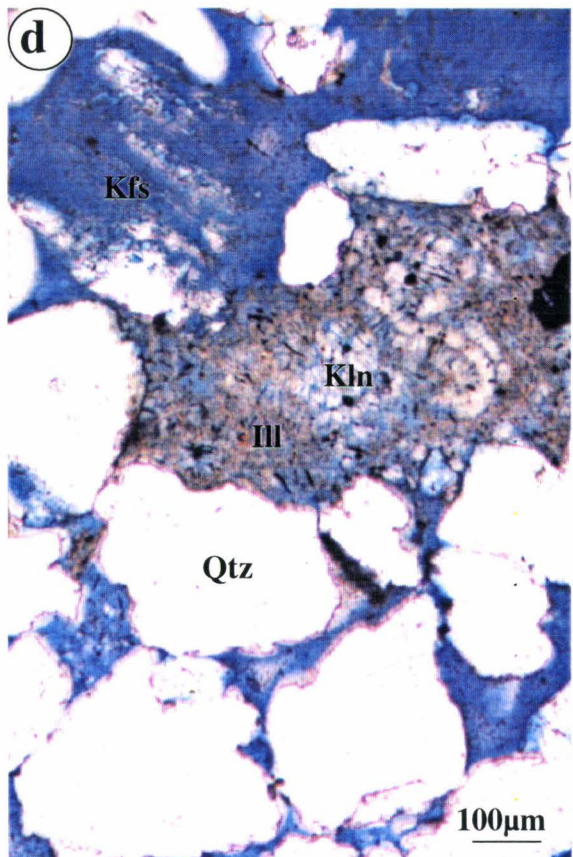
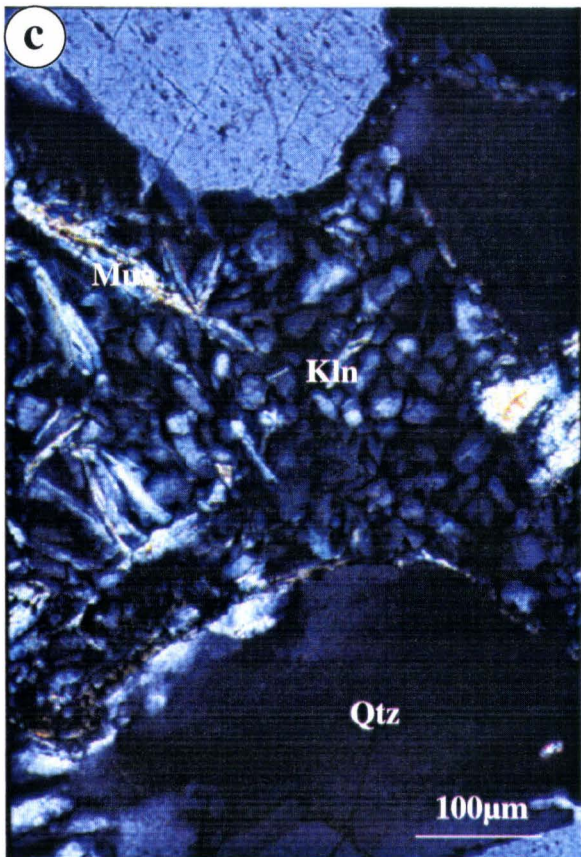
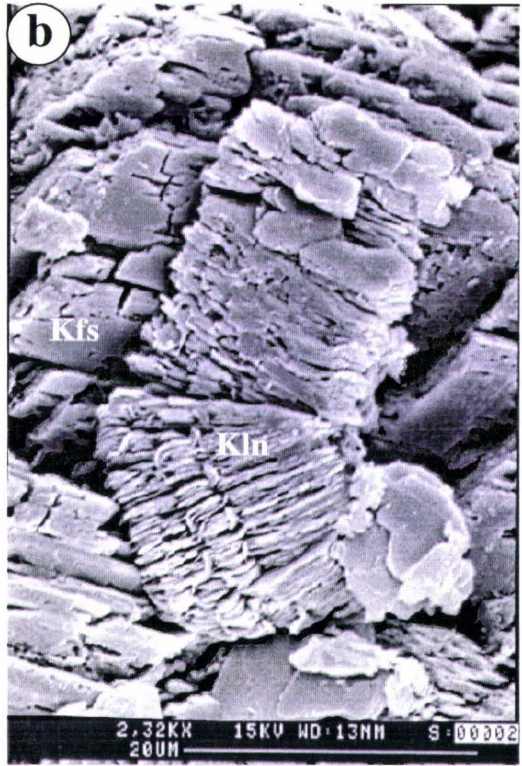


PLANCHE. IV. 7 (suite)

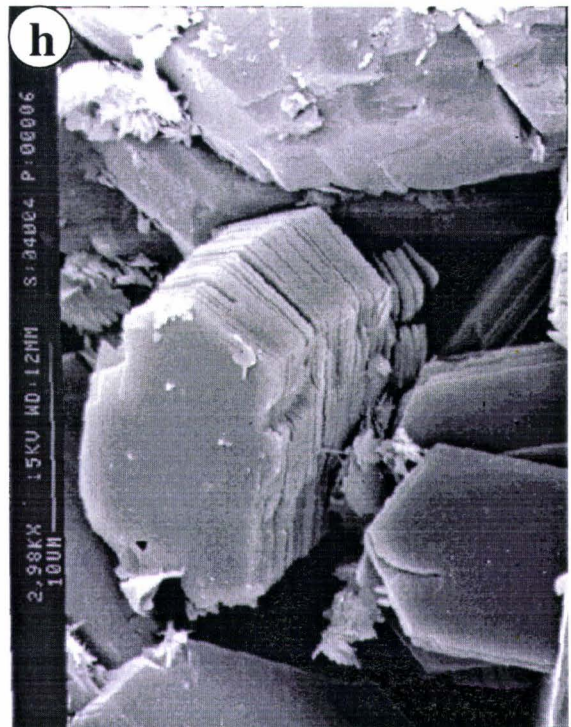
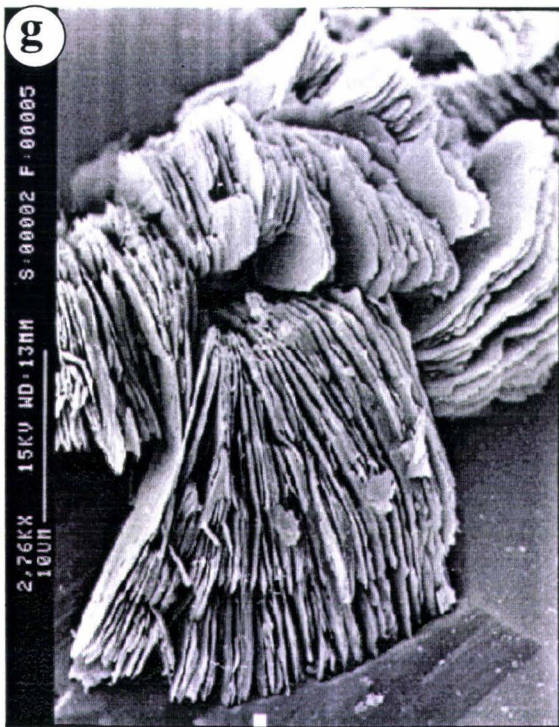
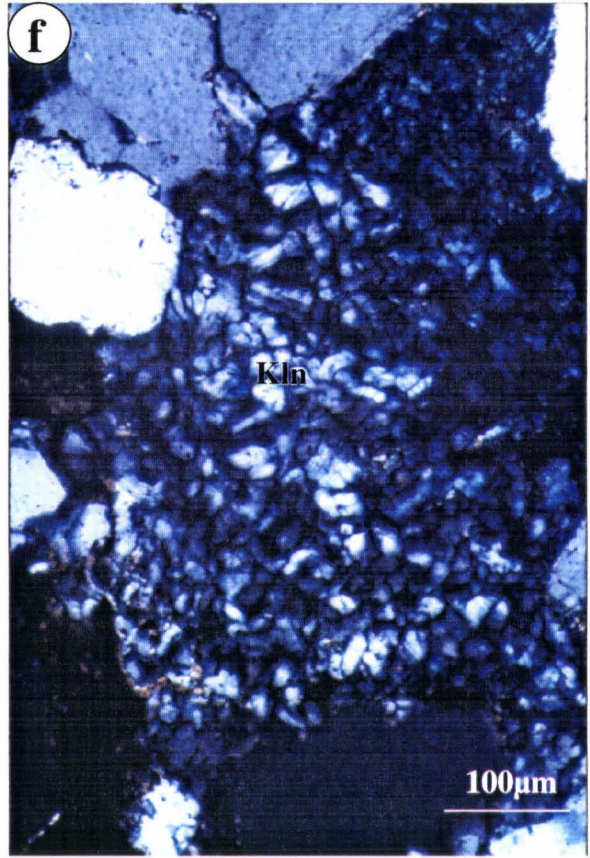
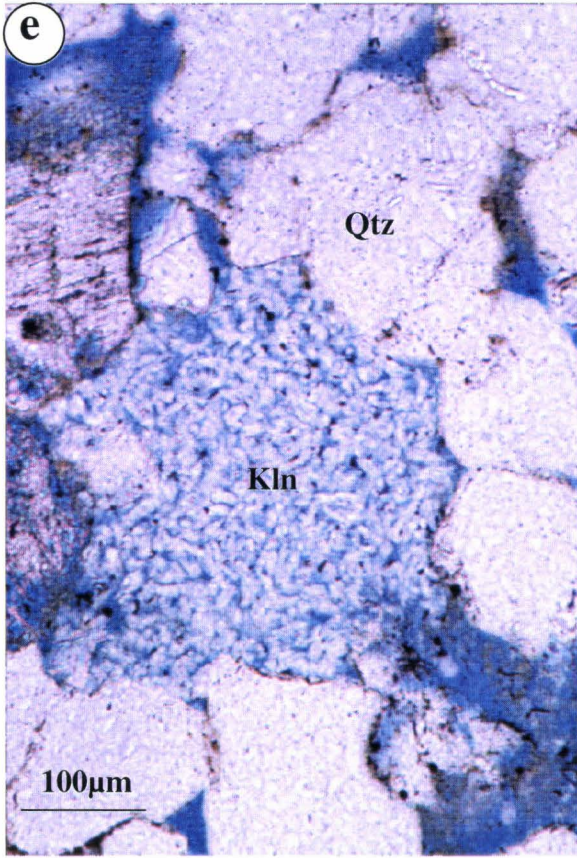


PLANCHE. IV. 8

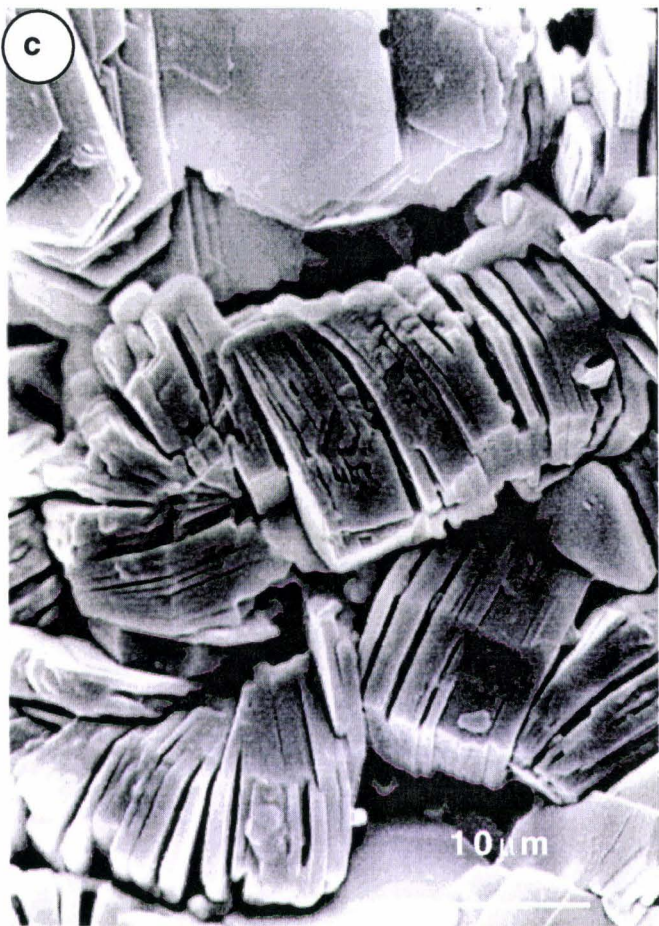
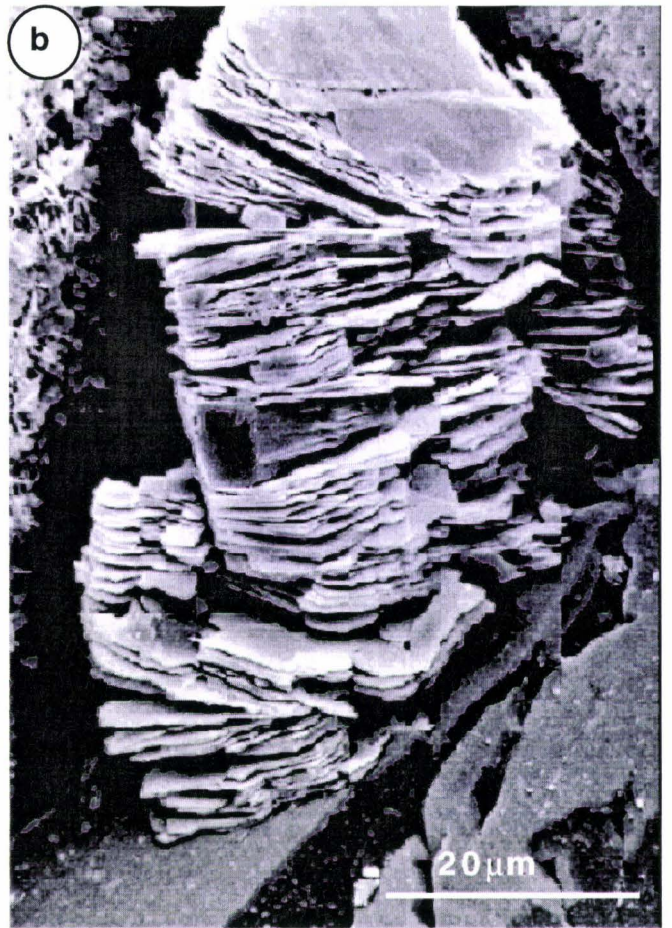
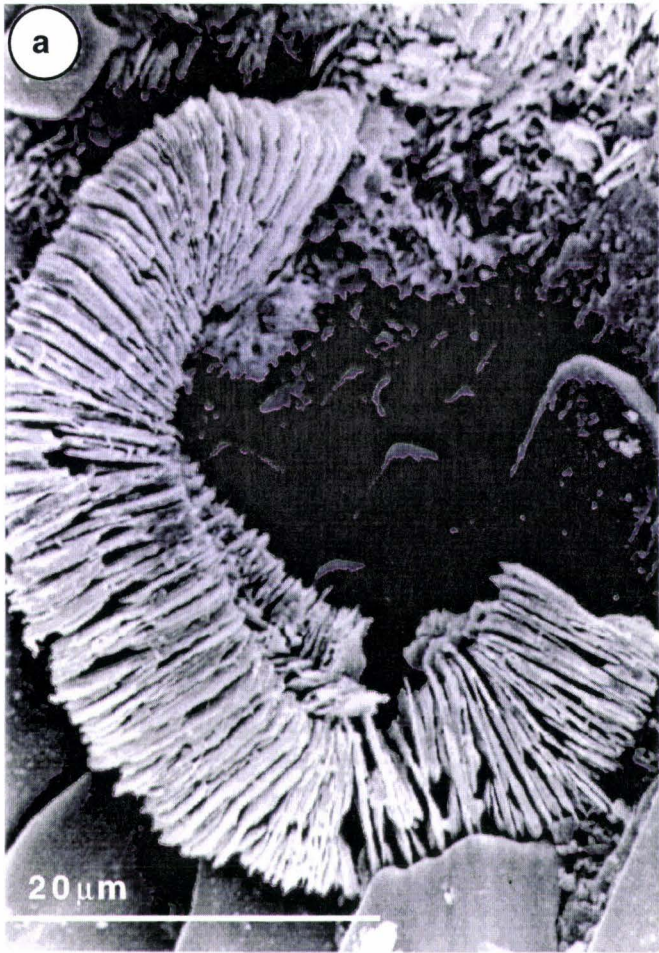


PLANCHE. IV. 9

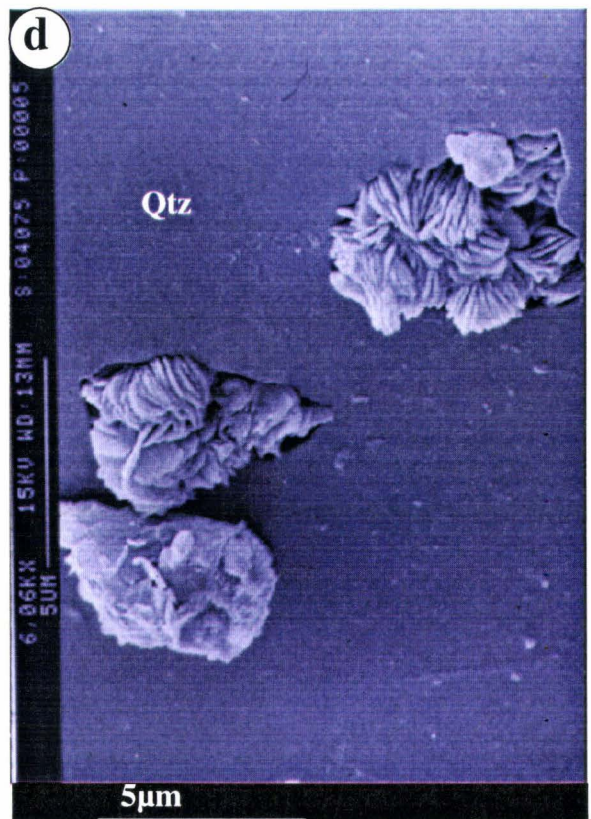
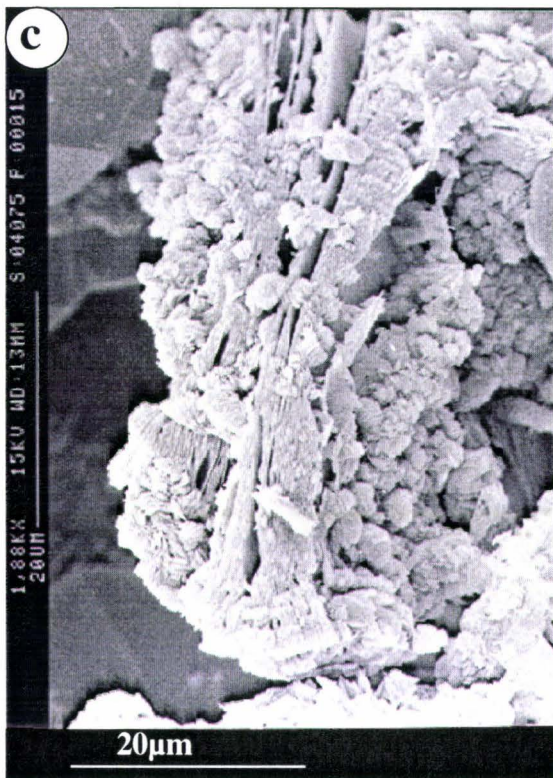
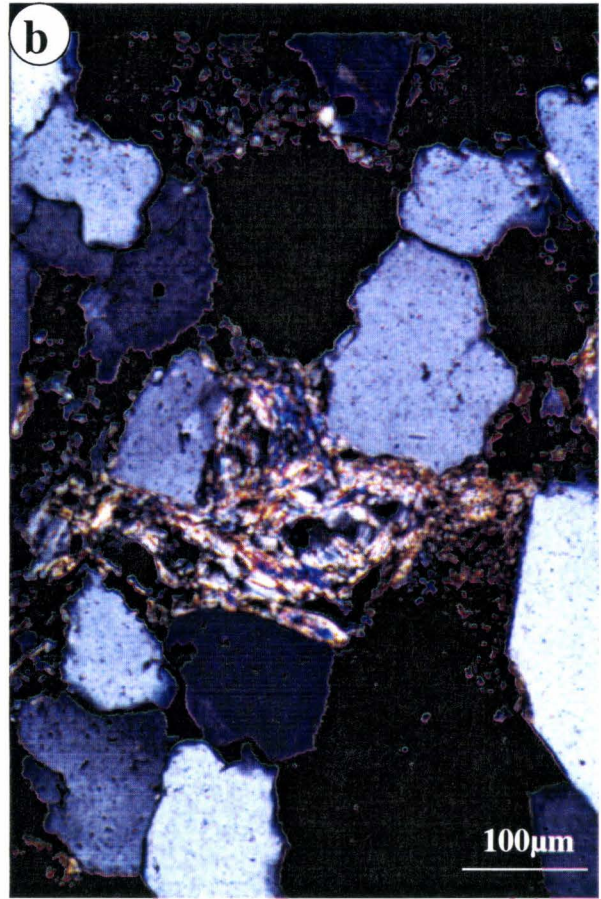
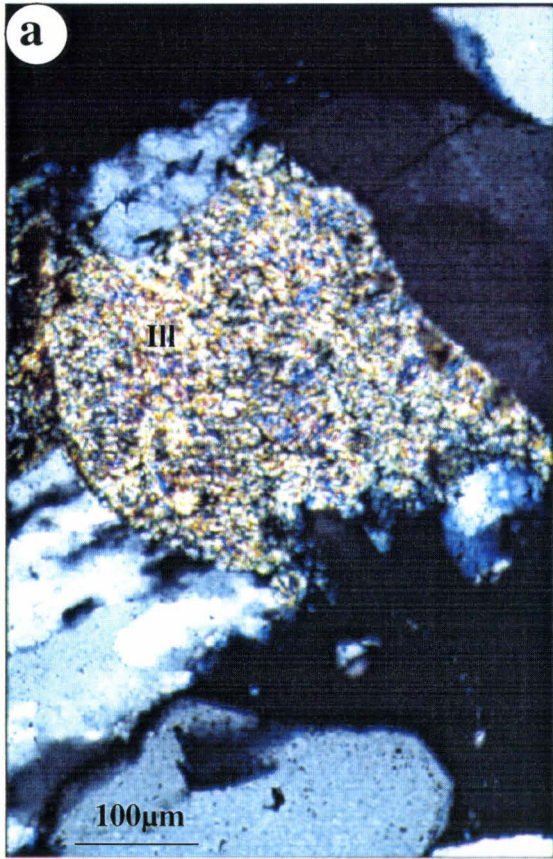
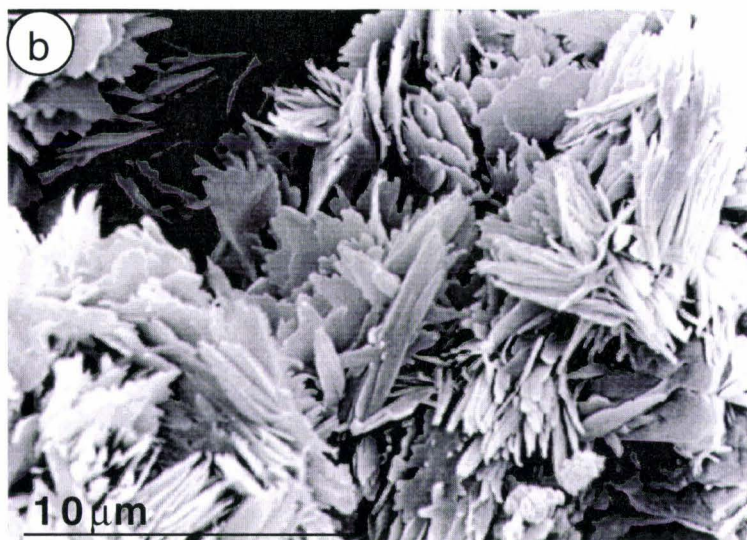
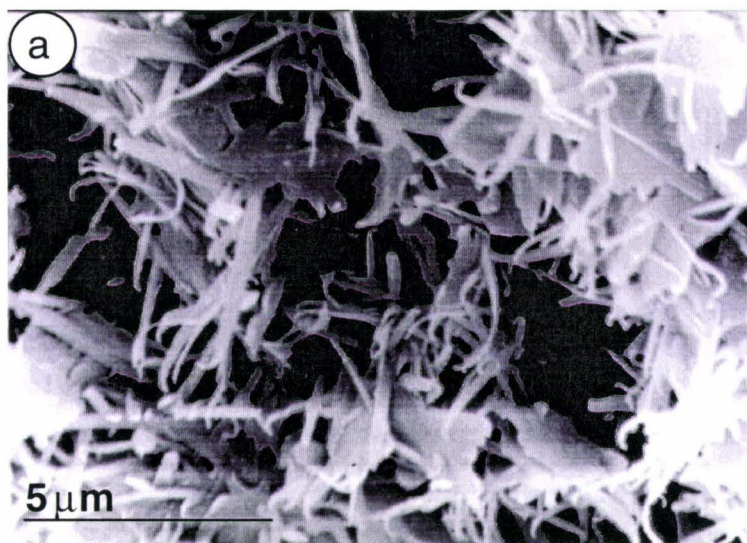


PLANCHE. IV. 10



Chap. V. La cimentation à calcite

Chap. V. La cimentation à calcite

1. Introduction

L'étude pétrographique a montré que le ciment calcitique rencontré dans les grès cimentés était relativement précoce dans l'histoire de la diagenèse et qu'il s'était mis en place à des profondeurs probablement inférieures à 1000 mètres. Le but de ce chapitre est d'essayer de préciser les conditions de sa mise en place et l'origine des éléments chimiques (calcium, oxygène et carbone) qui le constituent. Pour cela, des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone du ciment ont été réalisées.

Du fait de leur différence de masse, les isotopes d'un élément chimique peuvent voir leur proportions se modifier lorsqu'ils sont impliqués dans un processus physico-chimique ou biologique. On dit qu'ils sont fractionnés. Par exemple, les isotopes du carbone sont fractionnés lors de leur assimilation par les plantes ou lors de la dissolution du gaz carbonique atmosphérique dans l'eau de mer. Il en résulte un enrichissement ou un appauvrissement d'un isotope par rapport à un autre. C'est cette particularité que les géochimistes utilisent pour obtenir des informations sur la température de précipitation d'un minéral, sur l'origine des fluides impliqués dans sa formation et/ou sur l'origine des éléments chimiques nécessaires à sa cristallisation.

2. Isotopes et rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone

L'oxygène est l'élément chimique le plus abondant dans la croûte terrestre. Il est constitué de trois isotopes stables (Garlick, 1969) dont les abondances moyennes sont: $^{16}\text{O}=99,763\%$; $^{17}\text{O}=0,0375\%$ et $^{18}\text{O}=0,1995\%$. Le carbone possède deux isotopes stables (Nier, 1950): $^{12}\text{C}=98,89\%$ et $^{13}\text{C}=1,11\%$. La proportion relative en isotope de l'oxygène ou du carbone d'un minéral ou d'une eau s'exprime simplement par le rapport isotopique R défini comme le rapport du nombre d'atomes de l'isotope lourd sur le nombre d'atomes de l'isotope léger. Ainsi, pour l'oxygène $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et pour le carbone $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Dans la nature, les variations des ces rapports sont extrêmement faibles. En pratique, il est beaucoup plus facile d'exprimer la différence relative des rapports isotopiques de deux substances. Pour cela on définit la grandeur δ (delta) qui exprime l'écart, mesuré en pour mille (‰), du rapport isotopique d'un échantillon par rapport au rapport isotopique du même élément dans un échantillon « standard » choisi comme référence. Ainsi pour l'oxygène:

$$\delta ^{18}\text{O} = [(R_x - R_{\text{STD}}) / R_{\text{STD}}] \cdot 10^3$$

avec $R_x = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans l'échantillon X et $R_{\text{STD}} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans l'échantillon standard. A l'origine, les échantillons « standards » utilisés pour les mesures isotopiques dans les carbonates étaient des rostrés de Bélemnite de la PeeDee formation (PDB) datés du Crétacé qui provenaient de la Caroline du

Sud (USA). Ce standard a été utilisé pour la première fois à l'Université de Chicago dans les années 1950. Son épuisement a conduit à l'utilisation de nouveaux standards dont la composition isotopique est calibrée par rapport à celle du PDB (par exemple, IAEA issu d'un marbre de Carrare).

Les rapports isotopiques de l'oxygène d'un échantillon peuvent être également donnés par rapport à la composition isotopique moyenne de l'oxygène dans l'eau de mer (SMOW, Standard Mean Ocean Water, Craig, 1961).

Les équations de conversion de $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ en $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ sont les suivantes (Coplen et al, 1983):

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1,03091 \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30,91 \text{ et } \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = 0,97002 \delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} - 29,98$$

3. Notions de fractionnement isotopique

Le coefficient de fractionnement α d'un élément entre deux phases, a et b, est défini comme le rapport des rapports isotopiques de l'élément dans chacune des deux phases:

$$\alpha_{a-b} = R_a/R_b$$

Si l'on exprime les rapports isotopiques en notation δ la relation devient:

$$\alpha_{a-b} = (1 + \delta_a/1000) / (1 + \delta_b/1000)$$

Cette relation se réduit à $10^3 \ln \alpha_{a-b} = \delta_a - \delta_b$ si $\delta_a - \delta_b < 10 \text{ ‰}$.

Le coefficient de fractionnement est l'équivalent d'une constante d'équilibre. Sa valeur varie avec la température. La dépendance de la valeur de α avec la température constitue la base de la géothermométrie isotopique.

Le coefficient de fractionnement est relié à la température par une équation de type:

$$1000 \ln \alpha = A/T^2 + B$$

où A et B sont des constantes et T la température en degré Kelvin. Si la phase a est de l'eau et la phase b, le minéral qui précipite à l'équilibre à partir de cette eau, la connaissance de la température de précipitation du minéral permet de calculer la composition isotopique de l'eau à partir de l'équation ci-dessus.

Friedman et O'Neil (1977) donnent, pour le système calcite-eau, l'équation de fractionnement suivante:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{calcite-eau}} = 2,78 \times 10^6 \times T^{-2} - 2,89$$

Cette équation est approximativement équivalente à:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{calcite-eau}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} = 2,78 \times 10^6 \times T^{-2} - 2,89$$

4. Mesures isotopiques

A partir de l'étude pétrographique, une vingtaine d'échantillons de grès ont été sélectionnés pour effectuer l'analyse des isotopes de l'oxygène et du carbone de la calcite (Fig. V.1). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ varient entre -19 et -32 ‰ (Tabl. V.1). La valeur moyenne du $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ est de -22,5‰. Deux échantillons montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ très éloignées de la moyenne (-4 et -12‰). Ces deux échantillons proviennent des grès du Ness situés entre deux niveaux de charbon et qui, de plus, présentent un mélange de calcite et de dolomite ferrifère. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ sont très homogènes et varient entre 20 et 26,43‰.

Profondeur (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	Formation
3192,76	-32,32	-4,34	26,43	Tarbert
3200,00	-22,97	-8,46	22,19	Tarbert
3200,80	-31,76	-5,46	25,28	Tarbert
3205,05	-32,97	-7,27	23,42	Tarbert
3222,00	-28,07	-6,38	24,34	Ness B
3222,71	-30,64	-5,54	25,20	Ness B
3224,05	-32,36	-5,77	24,96	Ness B
3227,18	-20,39	-8,03	22,63	Ness B
3229,00	-29,62	-6,43	24,28	Ness B
3234,00	-27,78	-9,04	24,96	Ness B
3233,77	-27,26	-7,37	23,31	Ness B
3236,12	-22,28	-8,26	22,39	Ness B
3237,46	-29,89	-7,26	23,43	Ness B
3238,00	-31,80	-7,09	23,60	Ness B
3243,40	-20,44	-7,81	22,86	Ness B
3244,00	-19,46	-8,59	22,06	Ness B
3245,00	-28,90	-6,25	24,47	Ness B
3245,50	-24,38	-7,60	23,08	Ness B
3246,00	-25,59	-7,57	23,10	Ness B
3254,00	-4,75	-9,58	21,04	Ness B
3256,00	-21,18	-8,21	22,45	Ness B
3257,00	-12,44	-10,56	20,02	Ness B

Tabl. V. 1. Valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en fonction de la profondeur et formation lithologique des échantillons étudiés.

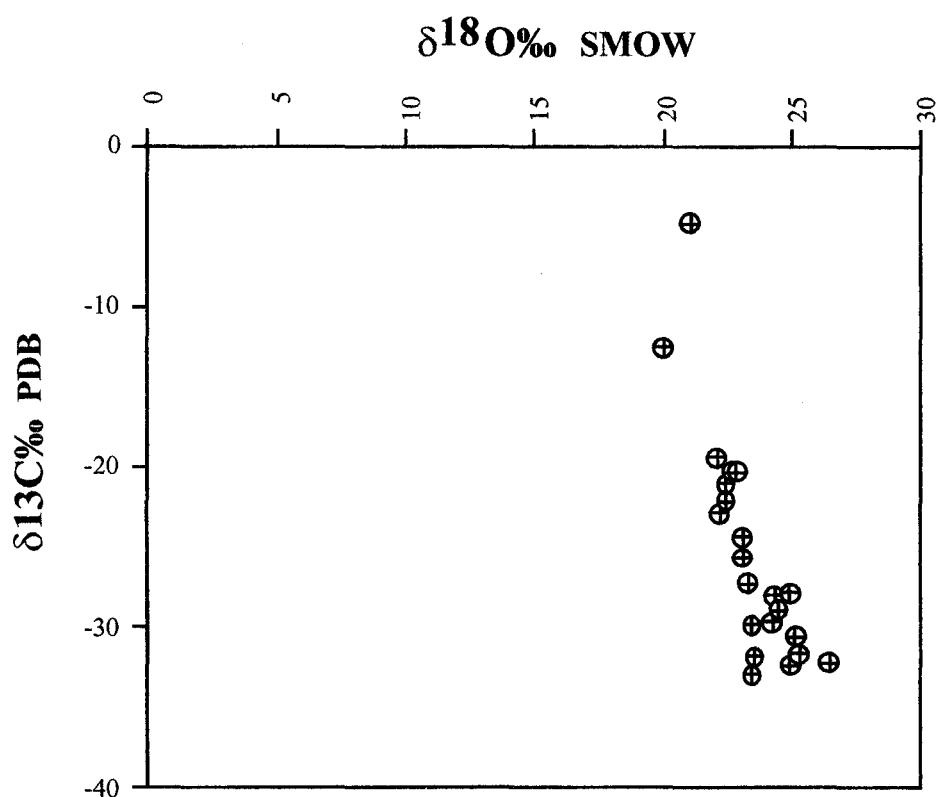


Fig. V. 1. Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})-\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$ de la calcite des échantillons de grès étudiés.

5. Discussion

A. Analyse des données isotopiques du carbone

La figure V.1 montre que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons de calcite analysés sont comprises entre -19 et -32‰ avec une valeur moyenne de -25‰. Les deux échantillons qui contiennent de la dolomite ferrifère présentent des valeurs de -12‰ et -4‰.

Irwin et al (1977) ont montré que les valeurs très négatives de $\delta^{13}\text{C}$ résultent de la décomposition de la matière organique par trois mécanismes différents. Dans les dix premiers mètres d'enfouissement, l'oxydation de la matière organique et la sulfato-réduction libèrent un carbone dont les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont très négatives (-25‰). Vers 1000 mètres de profondeur, la decarboxylation libère un carbone avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ un peu moins négatives (entre -10 et -25‰).

Les valeurs très négatives de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans la calcite (-25‰ en moyenne et jusqu'à -32‰) et la présence de pyrite suggèrent que le carbone provient de la décomposition de la matière organique par un mécanisme de sulfato-réduction. Toutefois, les grès étudiés ne contenaient pas assez de matière organique pour fournir le carbone nécessaire à la cimentation. En effet, l'occlusion d'une porosité de 37% dans un grès demande un volume équivalent à une mole de calcite (volume molaire de 37 cm^3) qui correspond à une mole, soit 12 grammes, de carbone. En prenant une densité de 2,65

g/cm³ (celle du quartz) pour la partie solide du grès, la teneur en poids de l'échantillon en carbone est donné par $12/[(100-37) \times 2,65] \approx 7\%$. Cela est peu réaliste car des teneurs initiales de 7% en carbone se trouvent dans des roches mères et non pas dans des roches réservoir. Le carbone est donc fourni par une source extérieure aux grès. Les mudstones de la formation de Dunlin du Jurassique inférieur, les niveaux de charbons intercalés dans les grès du Ness et la formation du Kimmeridge Clay sont des formations riches en matières organiques susceptibles de fournir du carbone. Seule la dernière semble être déposée ou être en cours de dépôt au moment de la précipitation de la calcite (<1000 m) et est donc susceptible d'avoir libéré du CO₂ qui dérive d'un processus de sulfato-réduction. Ce CO₂ pourrait être amené dans le grès par le biais des failles synsédimentaires au dépôt du Brent.

Les deux valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de -12‰ et -4‰ traduisent la présence d'une dolomite ferrifère dans les échantillons. Les données pétrographiques montrent que cette dolomite ferrifère est postérieure à la mise en place de la calcite. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ suggèrent qu'une certaine quantité de carbone organique a été fournie par un mécanisme de décarboxylation. Dans ce cas, la source de carbone serait soit les niveaux de charbons situés dans la formation du Ness, soit les shales de la formation de Dunlin. En effet, il semble que la profondeur d'enfouissement des niveaux de charbons et de la formation de Dunlin était de plus de 1000 mètres lors de la précipitation de la calcite.

B. Analyse des données isotopiques de l'oxygène

A l'exception des quatre échantillons du Tarbert, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite montrent une anticorrélation linéaire avec la profondeur (Fig. V.2). Deux hypothèses peuvent être avancées pour rendre compte de cette diminution de la composition isotopique de l'oxygène de la calcite avec la profondeur:

- Soit elle est liée à une augmentation de la température de l'eau interstitielle en réponse au gradient géothermique.
- Soit elle résulte d'un changement de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau à partir de laquelle la calcite a précipité.

Nous avons alors calculé les variations théoriques de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ avec la température à partir de l'équation de fractionnement de Friedman et O'Neil (1977) pour les comparer avec celles observées pour les échantillons étudiés. Pour une valeur de $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ constante, la variation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ avec la température vaut:

$$\frac{\partial}{\partial T} \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}} = 2,78 \times 10^6 \times \frac{\partial(T^{-2})}{\partial T} = -5,56 \times 10^6 \times T^{-3}$$

Pour calculer la variation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ avec la température, il faut connaître la température de précipitation de la calcite. Si celle-ci n'est pas connue, la présence d'inclusions monophasiques dans

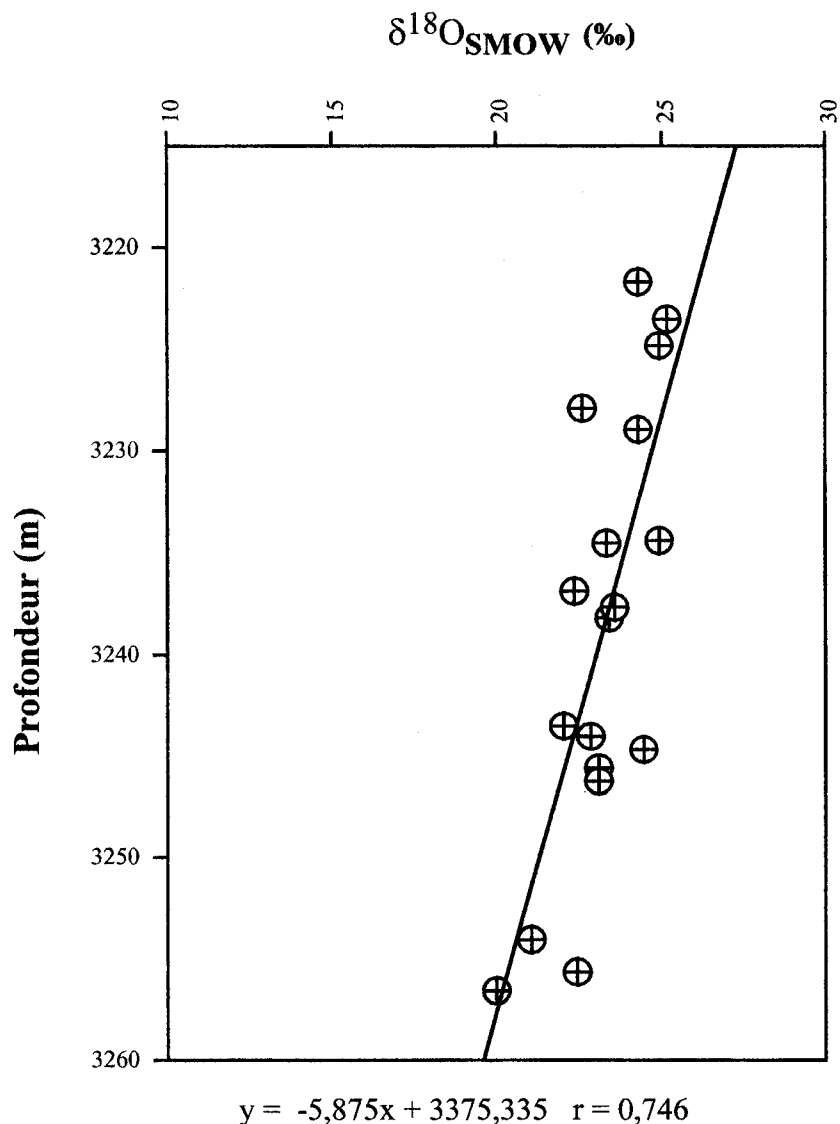


Fig. V. 2. Variation du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des grès étudiés en fonction de la profondeur.

la calcite suggère que sa température de précipitation est de l'ordre de 50°C (Roedder, 1984; Goldstein et Reynolds, 1994). D'autre part, les données de porosité suggèrent que la calcite a précipité à des profondeurs de l'ordre de 1000 mètres. En prenant un gradient géothermique au Jurassique moyen dans le nord de la Mer du Nord de l'ordre de $35^\circ\text{C}/\text{Km}$ (Carstens et Finstad, 1981) et une température à l'interface eau-sédiment entre 10 et 15°C , on obtient une température de précipitation de la calcite entre 45 et 50°C . En remplaçant cette valeur dans l'équation ci dessus on obtient:

$$\frac{\partial}{\partial T} \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}} \approx -0,16 \text{ ‰}/^\circ\text{C}$$

La variation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ avec la température peut se mettre également sous la forme:

$$\frac{\partial \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}}{\partial T} = \frac{\partial \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial T} = \frac{1}{\frac{\partial z}{\partial \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}}$$

où $\frac{\partial z}{\partial \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}}$ est la pente de la droite de corrélation dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ -profondeur

(-5,875m/‰, Fig. V.2) et $\frac{\partial T}{\partial z}$ est le gradient géothermique. Avec un gradient géothermique de

35°C/km (0,035 °C/m) on obtient:

$$\frac{\partial \delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}}{\partial T} = \frac{1}{-5,875 \times 0,035} \approx -4,86\text{‰/}^\circ\text{C}$$

La diminution de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ observée (-4,86‰/°C) est trente fois plus grande que celle qui est calculée (-0,16‰/°C) pour un gradient géothermique de 35°C/Km d'après l'équation de Friedman et O'Neil (1977) en supposant un $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ constant. Cela suggère que la variation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ observée serait plutôt due à une variation de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau qui a permis la précipitation la calcite.

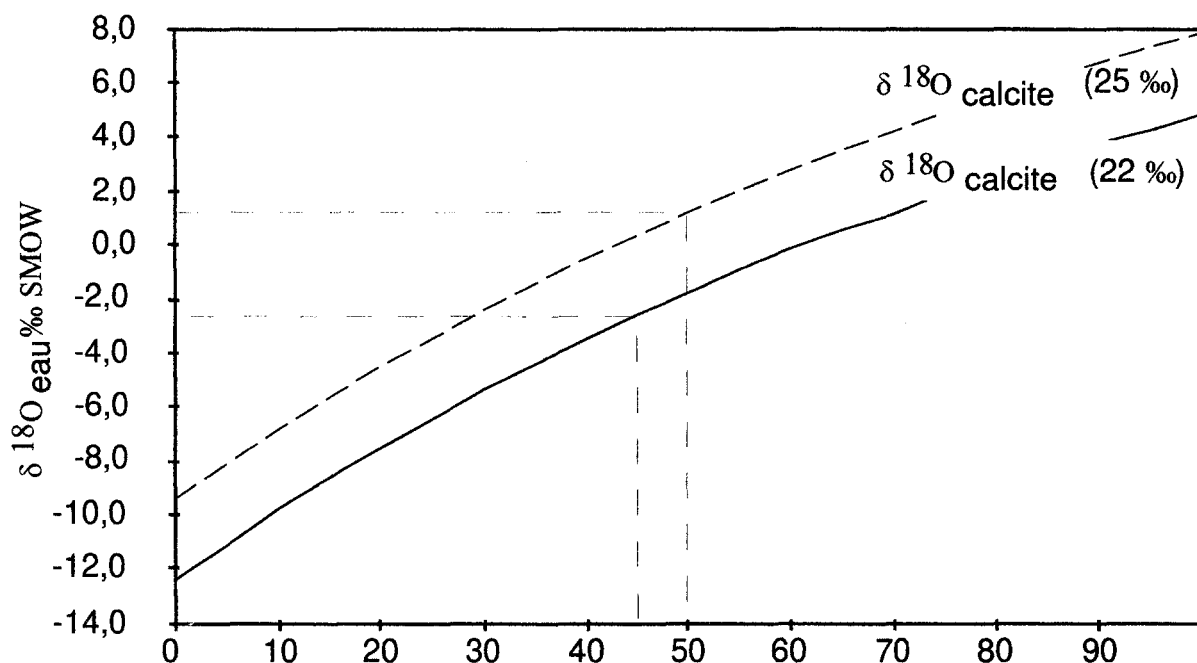


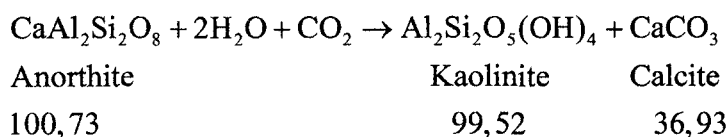
Fig. V. 3. Trajectoire dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ - température (°C) des conditions possibles pour la formation de la calcite dont les $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ sont de 22 à 25 ‰. L'équation de fractionnement calcite-eau utilisée est celle de Friedman et O'Neil (1977).

Pour une température de précipitation de la calcite de 45 à 50°C, l'équation de fractionnement de Friedman et O'Neil (1977) donne une composition isotopique de l'oxygène de -2,3 à 1,2‰_{SMOW} de l'eau à partir de laquelle la calcite a précipité (Fig. V.3). Ces valeurs sont comparables à celles de l'eau de mer au Jurassique moyen (-1,2‰ à -1‰, Sellwood et al, 1987; A.E.Fallick, com. pers.). Les

variations des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ avec la profondeur seraient dues à un changement de la composition isotopique de l'eau de mer liée à son interaction avec la roche.

C. Origine du calcium

Deux types d'hypothèses peuvent être envisagés pour l'origine du calcium du ciment. Soit une origine interne aux grès, soit une origine externe et un apport par la circulation de fluides. D'après Saigal et Bjørlykke (1987), Walderhaug et al. (1989) et Bjørkum et Walderhaug (1990a), le calcium pourrait provenir de la dissolution de débris de fossiles carbonatés, des plagioclases ou de certains minéraux lourds des grès. Dans les grès du champ d'Ellon, aucune relique de débris de fossiles carbonatés n'a été observée. De plus, la dissolution de fossiles devrait s'accompagner d'une libération des ions bicarbonates (HCO_3^-) alors que les très faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ indiquent plutôt une origine organique du carbone. La dissolution des plagioclases pourrait fournir du calcium. En effet, ces minéraux sont instables et sont remplacés par un assemblage à calcite-gibbsite, calcite-kaolinite ou calcite-kaolinite-silice amorphe suivant la composition des fluides interstitiels (Faure, 1991). Ici on pourrait envisager une réaction du type:



Les volumes molaires (en cm^3) des minéraux sont donnés dans l'équation ci-dessus. Un bilan en volume de cette réaction montre que la quantité de ciment formé n'est pas compatible avec une origine locale du calcium. Pour un volume de grès de 100 cm^3 , l'occlusion d'une porosité de 37 % par 37 cm^3 de calcite nécessiterait la dissolution de 100 cm^3 d'anorthite et la précipitation de 100 cm^3 de kaolinite. On peut montrer par le même type de calcul qu'une origine locale du calcium par dissolution de fossiles carbonatés est difficilement concevable.

Les éléments constitutifs de la calcite, le calcium et le carbone, sont donc apportés par les fluides. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ indiquent que le carbone provient de la décomposition de la matière organique dans les premiers mètres du sédiment. Le calcium pourrait provenir de l'eau de mer qui se chargerait en carbone issu de la décomposition de la matière organique. Ces deux éléments précipiteraient sous forme de calcite dans les grès étudiés. Cette hypothèse implique une circulation importante de fluides qui pourrait s'expliquer par la proximité d'une faille majeure datée de la fin Jurassique (voir Chap. I) qui jouerait le rôle de drain et favoriserait la précipitation de calcite de manière locale dans le champ d'Ellon. Des analyses des isotopes du strontium de la calcite permettraient de tester cette hypothèse.

Les grès situés sous des niveaux de charbons dans la formation de Ness sont dépourvus de ciment carbonaté. L'observation pétrographique des échantillons prélevés dans ces grès montrent des reliques de calcite bien visible en cathodoluminescence. Il semble que la calcite, présente dans un premiers temps, a été dissoute dans une phase plus tardive. Cette dissolution pourrait résulter de l'action d'acides humiques libérés à partir des niveaux de charbons.

6. Conclusions

Les analyses des isotopes stables de la calcite des grès cimentés et l'absence de toutes reliques de fossiles carbonatés indiquent une origine externe pour les sources en calcium et en carbone de leur ciment carbonaté. Le carbone et le calcium pourraient avoir été apportés par la circulation de fluides le long des failles bordières du champ d'Ellon.

Les valeurs très négatives de $\delta^{13}\text{C}$ semblent montrer que le carbone de la calcite provient de la dégradation de la matière organique par un mécanisme de sulfato-réduction. Ce phénomène se déroulerait dans la formation des « Kimmeridge Clay » d'âge Jurassique supérieur qui contient une quantité importante de matière organique et dont la profondeur d'enfouissement lors de la cimentation correspond bien à celle nécessaire pour la dégradation de la matière organique par un mécanisme de sulfato-réduction.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ indiquent que le ciment calcitique a précipité à partir d'un fluide dont la composition isotopique change avec la paléo-profondeur. Cette variation de composition serait liée à des interactions eau - roche plutôt qu'à une évolution de la température des fluides avec la profondeur. Cette variation de composition serait liée à des interactions eau-roche plutôt qu'à une évolution de la température des fluides avec la profondeur, cette dernière pouvant être considérée comme constante dans les profondeurs envisagées. C'est l'absence de toute relique de fossiles carbonatés, l'abondance du ciment et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ qui suggèrent une source externe aux grès pour le calcium. Celui-ci pourrait provenir de la dissolution de fossiles carbonatés d'autres formations et être ensuite apporté par la circulation de fluides activée par les failles bordières du champ d'Ellon. La source du calcium peut être également une circulation d'eau de mer.

**Chap. VI. Bilan de matière des processus d'illitisation et
de surcroissance de quartz**

Chap. VI. Bilan de matière des processus d'illitisation et de surcroissance de quartz

1. Introduction

L'étude pétrographique (Chap. IV) a montré des différences dans la nature et l'intensité des processus diagénétiques qui ont affecté les grès d'un même niveau lithologique, cimentés ou au contraire non cimentés par la calcite. En particulier, l'illite et les surcroissances de quartz ne se sont développés que dans les grès non cimentés. Manifestement, c'est la cimentation carbonatée qui a inhibé le développement de ces phénomènes dans les grès cimentés en empêchant les interactions eaux-minéraux. La comparaison de la composition chimique et minéralogique des grès cimentés et non cimentés devrait permettre d'apprécier si ces phénomènes se sont déroulés avec des apports ou des départs d'éléments chimiques liés à des circulations de fluides. Ce chapitre présente cette comparaison et notamment les méthodes et les résultats de bilans de matière réalisés à partir des compositions chimiques et minéralogiques des grès cimentés et non cimentés.

2. Les compositions chimiques

Les compositions chimiques de dix couples, constitués d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté échantillonnés à quelques centimètres de distance dans le même niveau lithologique, sont données dans le tableau VI.1. Trois couples ont été analysés à Strasbourg et à Saint Etienne à partir de plugs différents mais échantillonnés dans la même lithologie. Cinq couples ont été analysés à Strasbourg et à Saint Etienne sur les mêmes poudres. Enfin deux couples n'ont été analysés qu'à Saint-Etienne. Si les analyses réalisées sur la même poudre ne sont pas strictement identiques d'un laboratoire à l'autre, les variations relatives des teneurs en élément sont limitées (par exemple 4% au plus pour la silice). En général, elles sont à peine plus élevées pour les éléments majeurs dans les analyses réalisées sur des plugs différents mais échantillonnés dans le même niveau lithologique (par exemple 6% au plus pour la silice). Par contre, elles augmentent pour les éléments en faible teneur. L'hypothèse d'une composition initiale identique des deux échantillons d'un même couple semble assurée pour les éléments majeurs, mais plus discutable pour les éléments en faible teneur et notamment les traces.

Comme on pouvait s'y attendre, la teneur en CaO varie fortement entre les grès non cimentés (moins de 1%) et les grès cimentés (18-23%, Tabl. VI.1). La teneur en CaO ou en calcite est remarquablement constante dans les échantillons cimentés. Pour apprécier l'effet de dilution du CaO sur les autres éléments, les analyses ont été recalculées à 100 % en ne prenant pas en compte les éléments majeurs présents dans la calcite (Ca, Mg, Mn). En effet, ces derniers peuvent être apportés ou emmenés partiellement ou totalement par les fluides lors de la précipitation ou de la dissolution du

ciment calcitique. Les analyses normalisées « sans calcite » sont présentées pour trois couples dans le tableau VI.2.

A	Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	PF	S	P ₂ O ₅	Total	CaCO ₃
	3238 c	47,20	5,40	1,30	0,07	0,88	0,62	22,90	0,45	1,48	18,61	0,80	nd	99,73	42,19
	3238 nc	79,00	8,80	1,20	0,01	0,19	0,80	0,20	0,59	2,40	4,77	1,14	nd	99,12	-
	3244 c	48,60	4,40	0,70	0,18	1,07	0,31	22,50	0,37	1,38	18,57	0,39	nd	98,52	42,39
	3244 nc	84,00	6,50	0,80	0,01	0,15	0,71	1,00	0,41	1,80	3,27	0,80	nd	99,45	1,89
	3254 c	46,00	5,20	3,70	0,21	3,83	0,55	18,80	0,31	1,22	19,50	0,70	nd	100,06	40,19
	3254 nc	81,00	9,10	1,40	0,01	0,20	1,20	0,00	0,31	2,43	4,74	0,94	nd	101,74	-
B															
	3238 c	47,76	5,66	1,20	0,07	0,85	0,57	21,32	0,43	1,47	18,95	nd	0,04	98,31	-
	3238 nc	83,55	7,40	1,27	0,01	0,15	0,93	0,13	0,51	1,79	2,55	nd	0,05	98,34	-
	3244 c	47,98	4,71	1,18	0,17	1,09	0,42	22,05	0,29	1,26	19,14	nd	0,03	98,32	-
	3244 nc	78,97	6,71	0,97	0,03	0,17	0,60	4,15	0,34	1,71	4,67	nd	0,03	98,35	-
	3254 c	46,30	5,27	3,46	0,21	3,33	0,60	17,87	0,25	1,17	19,83	nd	0,04	98,32	-
	3254 nc	81,26	8,53	1,46	0,01	0,19	1,05	0,14	0,25	2,20	2,99	nd	0,07	98,15	-
C															
	3222 c	48,30	5,50	0,90	0,11	0,43	0,28	23,10	0,36	1,27	18,16	0,39	0,12	98,46	41,30
	3222 nc	88,60	6,40	0,60	0,00	0,08	0,25	0,00	0,49	2,15	1,62	0,33	0,00	100,11	-
	3229 c	48,40	5,00	0,70	0,12	0,62	0,28	23,60	0,37	1,20	18,62	0,27	0,12	99,09	41,11
	3229 nc	84,80	7,90	1,10	0,01	0,11	0,72	0,00	0,54	2,07	2,13	0,57	0,10	99,39	-
	3234 c	49,30	6,80	1,30	0,07	0,68	0,39	20,60	0,49	1,57	17,96	0,74	0,13	99,40	37,18
	3234 nc	78,30	9,30	1,40	0,01	0,16	0,36	0,00	0,65	2,43	6,19	0,92	0,09	98,84	-
	3245 c	49,00	5,20	1,50	0,11	0,97	0,47	22,70	0,39	1,26	18,93	0,48	0,11	100,64	43,30
	3245 nc	82,80	7,60	1,10	0,01	0,15	0,69	0,90	0,44	1,94	4,84	0,77	0,10	100,54	-
	3246 c	43,30	6,10	1,30	0,12	1,58	0,33	23,50	0,46	1,61	20,50	0,47	0,13	98,86	43,78
	3246 nc	76,80	9,60	1,40	0,01	0,19	0,53	0,80	0,57	2,51	5,78	1,05	0,09	98,24	-
D															
	3222 c	50,02	5,14	0,81	0,09	0,48	0,30	21,37	0,33	1,72	17,93	nd	0,02	98,22	-
	3222 nc	87,18	6,42	0,63	0,01	0,10	0,29	0,07	0,45	2,11	1,92	nd	0,03	99,20	-
	3229 c	49,12	4,83	0,70	0,11	0,74	0,29	21,97	0,33	1,39	18,77	nd	0,02	98,27	-
	3229 nc	84,11	7,84	1,08	0,01	0,15	0,82	0,10	0,51	1,90	2,39	nd	0,04	98,96	-
	3234 c	48,78	6,97	1,19	0,06	0,78	0,42	19,86	0,47	1,73	17,95	nd	0,05	98,25	-
	3234 nc	76,93	8,87	1,43	0,01	0,16	0,54	0,13	0,61	2,21	7,10	nd	0,06	98,05	-
	3245 c	48,65	5,21	1,42	0,10	1,15	0,51	21,54	0,32	1,37	18,91	nd	0,03	99,21	-
	3245 nc	85,23	6,63	1,30	0,01	0,15	1,09	0,18	0,34	1,62	2,52	nd	0,05	99,11	-
	3246 c	44,25	6,05	1,20	0,11	1,71	0,34	21,95	0,39	1,52	20,45	nd	0,03	97,99	-
	3246 nc	77,50	9,28	1,37	0,01	0,23	0,57	0,77	0,56	2,43	6,44	nd	0,05	99,21	-
E															
	3256 c	45,41	5,34	3,34	0,11	0,80	0,89	21,82	0,21	1,30	18,33	2,35	0,06	97,61	40,57
	3256 nc	81,99	8,02	1,69	0,01	0,18	1,24	0,15	0,19	2,04	3,02	1,13	0,08	98,60	-
	3257 c	45,25	5,77	3,20	0,16	1,15	0,47	20,51	0,30	1,50	19,69	2,13	0,04	98,03	40,79
	3257 nc	77,75	9,72	1,58	0,01	0,18	0,73	0,09	0,21	2,65	5,80	1,10	0,06	98,78	-

Tabl. VI. 1. Analyses chimiques en poids d'oxydes des grès étudiés. A et B. Couples constitués d'un grès cimenté (c) et d'un grès non cimentés (nc) analysés à la fois à Strasbourg et à St Etienne sur des plugs qui sont différents mais qui ont été prélevés à la même cote dans la même lithologie. C et D. Couples analysés à Strasbourg et à St Etienne sur les mêmes plugs. E. Analyses de deux couples réalisés uniquement à St Etienne.

Les teneurs en Si, Al, Fe, Ti, Na, K et S deviennent alors comparables dans les couples constitués d'un échantillon cimenté et d'un échantillon non cimenté. Par exemple, la différence est inférieure à 2% pour l'aluminium (Tabl. VI.2). Cet élément pourrait donc être immobile lors des processus diagenétiques qui ont affecté les grès non cimentés après la cimentation (illitisation, surcroissance de quartz). Toutefois, la normalisation des analyses chimiques ne permet pas d'apprécier de façon précise la mobilité éventuelle des éléments. En effet, on ne sait pas a priori quels sont les éléments mobiles dont il ne faut pas tenir compte dans la normalisation. Une autre méthode de comparaison des analyses chimiques doit être employée.

Dans les analyses normalisées (Tabl. VI.2), les variations de composition sont moins importantes entre les échantillons d'un même couple qu'entre les échantillons pris à des profondeurs différentes. Cela reflète bien sûr les variations de faciès voire même des variations chimiques au sein d'un même faciès. Par exemple, la teneur en fer varie de plus de 8% entre les différents échantillons des trois couples présentés qui sont pourtant échantillonnés dans le même faciès sédimentaire. A partir

des seules analyses des grès non cimentés, il est donc impossible de distinguer la part des variations de composition liées aux différences de lithologie et celles qui résulteraient d'un apport plus ou moins important d'éléments par les fluides.

Echantillon	Si	Al	Fe	Ti	Na	K	S
3238 c (*)	75,52	10,76	3,42	1,40	1,26	4,63	3,01
3238 nc	77,86	10,80	1,95	1,11	1,02	4,62	2,64
3244 c (*)	81,10	9,15	1,92	0,73	1,08	4,50	1,53
3244 nc	83,56	8,05	1,31	1,00	0,71	3,50	1,87
3254 c (*)	72,00	10,14	9,53	1,21	0,85	3,73	2,54
3254 nc	77,29	10,82	2,20	1,62	0,52	4,53	3,03

Tabl. VI. 2. Analyses chimiques normalisées en éléments "sans calcite" (*) de trois couples de grès étudiés (analyses Strasbourg). Les analyses sont recalculées à 100% après déduction des éléments présents dans la calcite (Ca, Mg, Mn). Les analyses du grès cimenté et du grès non cimenté proche deviennent peu différentes.

3. Bilans de matière

La comparaison de l'analyse chimique d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté devrait renseigner sur les transferts d'éléments chimiques par les fluides associés à la précipitation et à la dissolution du ciment, à l'illitisation ou encore au développement des surcroissances de quartz. Pour cela, nous avons comparé les analyses chimiques et modales d'échantillons prélevés par micro-carottage dans le même niveau stratigraphique à quelques centimètres de distance l'un de l'autre et de part et d'autre d'une limite entre partie cimentée et partie non cimentée. On suppose que la composition initiale des deux échantillons était identique lors du dépôt. En effet, à cette échelle, il n'est pas nécessaire de tenir compte de la différence de compaction entre partie cimentée et partie non cimentée dans le prélèvement des échantillons. Par contre, il pourrait quand même exister des hétérogénéités de composition au sein d'un même niveau lithologique. Cela n'est pas le cas si on compare les analyses chimiques réalisées sur des plugs séparés de quelques centimètres dans une partie cimentée ou dans une partie non cimentée (voir ci dessus). L'échantillon cimenté représentera donc un état initial avant la dissolution du ciment, l'illitisation et les surcroissances de quartz et l'échantillon non cimenté correspondra à l'état final le plus "diagénétisé".

A. Méthode des bilans de matière chimique

La variation de masse de la roche (ΔM) rapportée à sa masse initiale (M_0) est donnée par:

$$\Delta M/M_0 = F_v \cdot (d/d_0) - 1$$

où d_0 et d sont les densités de la roche initiale et de la roche transformée et F_v le facteur de volume défini par le rapport entre le volume final (V) et le volume initial de la roche (V_0). La variation de volume vaut:

$$\Delta V/V_0 = F_v - 1$$

Rapporté à la masse de la roche initiale, le gain ou la perte de masse de chaque élément lors de la transformation est donné par (Gresens, 1967):

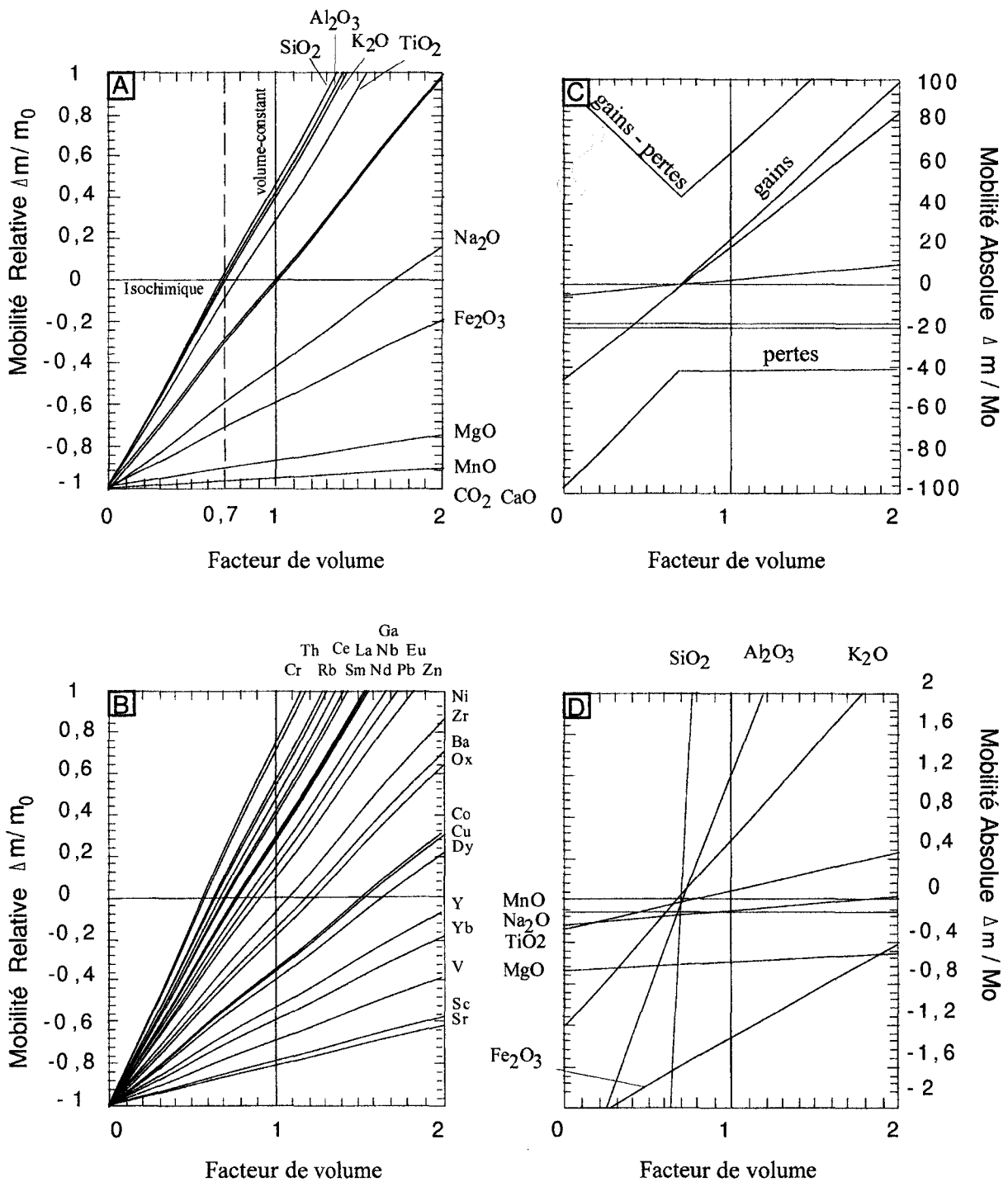


Fig. VI. 1. Diagrammes composition-volume de la comparaison d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3257). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes). B. Mobilité relative des éléments traces. C. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde. L'échelle permet de tracer la courbe des sommes des gains, des sommes des pertes et somme des gains moins pertes. D. Détail de C.

$$\frac{\Delta m}{M_0} = \frac{m - m_0}{M_0} = c \cdot Fv \cdot (d/d_0) - c_0$$

où m_0 et m sont les masses de l'élément et c_0 et c ses teneurs pondérales dans la roche initiale et dans la roche transformée. Il est possible de construire un diagramme de mobilité absolue (Gresens, 1967) où l'on reporte le gain ou la perte de chaque élément en fonction de F_v (Fig. VI. 1). Bien évidemment, 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 d'en préciser la valeur. Le choix d'une solution est facilité par la construction d'un diagramme de mobilité relative (Potdevin et Marquer, 1987; Potdevin, 1993) où l'on reporte, en fonction de F_v , la variation de masse de chaque élément par rapport à sa masse dans la roche initiale (Fig. VI. 1A):

$$\frac{\Delta m}{m_0} = \frac{m - m_0}{m_0} = (c/c_0) \cdot F_v \cdot (d/d_0) - 1$$

Ce diagramme permet de comparer la mobilité de l'ensemble des éléments quelles que soient leurs teneurs dans la roche. Si les droites de deux éléments coïncident, alors ils varient dans les mêmes proportions et montrent donc le même comportement lors des transformations.

B. Diagrammes de Gresens et mobilité des éléments

Les différents diagrammes de Gresens ont été construits pour les dix couples de grès dont les analyses chimiques étaient disponibles. Pratiquement tous les éléments majeurs et certaines traces montrent un comportement similaire dans l'ensemble des diagrammes. Ces points communs seront présentés dans ce paragraphe à partir d'un exemple (Fig. VI.1).

Dans le diagramme de mobilité relative, trois éléments majeurs Si, Al et K apparaissent, aux incertitudes de l'analyse près, simultanément immobiles pour une valeur de F_v d'environ 0,7 (Fig. VI. 1.A). Seul un couple (3222) montre un comportement un peu différent pour l'aluminium. Sa droite de mobilité est décalée vers la droite comme celles de nombreux éléments traces. Cela suggère une légère différence de teneur initiale en minéraux alumineux (kaolin, mica) pour les échantillons de ce couple.

La solution Si, Al, K minimise également les échanges d'éléments (Fig. VI. 1.C): la différence entre gains et pertes, qui donne la masse totale d'éléments échangée, passe par un minimum pour $F_v \approx 0,7$. Cette solution semble la seule réaliste. En effet, l'immobilité de Si, Al et K pour une même valeur de F_v ne peut pas être une coïncidence. D'autant plus que neuf couples étudiés montrent le même comportement. En effet, ces éléments ont des propriétés chimiques très différentes dans les phénomènes de transport et de réaction. D'autre part, ils sont présents dans différents minéraux. Or seule la dissolution ou la précipitation massive d'un minéral et d'un seul à partir d'un fluide peut expliquer dans un diagramme de composition-volume les similitudes de comportement d'éléments aux propriétés chimiques si différentes (Gresens, 1967). C'est d'ailleurs ce qui explique les mobilités voisines de Mg, Mn et Ca. Ces éléments ont été emmenés par les fluides lors de la dissolution du ciment dans les grès non cimentés

Les éléments traces montrent une plus grande variation de mobilité liée en grande partie aux incertitudes de la méthode (Fig. VI. 1.B). D'une part, l'incertitude analytique sur les teneurs est plus élevée pour les traces que pour les majeurs. D'autre part, la teneur en éléments trace dépend fortement

des concentrations en minéraux « lourds » (par exemple, grenat, zircon...) qui sont présents en très faibles quantités dans les grès. En conséquence, la moindre différence de composition initiale entre grès cimentés et non cimentés va se traduire par d'importantes mobilités apparentes dans les diagrammes de Gresens.

Echantillon	Sc	V	Cr	Cb	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr
3222 c	4,94	45,80	21,96	2,64	9,66	23,50	37,10	7,10	33,80	177,50	7,22	82,94
3222 nc	1,92	20,80	20,28	3,13	8,32	21,80	35,00	7,20	45,20	65,30	2,04	80,91
3229 c	4,24	46,20	14,40	2,66	5,94	39,30	29,20	5,80	28,90	154,50	7,43	107,12
3229 nc	3,75	43,10	42,84	4,07	8,75	16,40	29,10	8,40	44,20	54,80	7,17	561,77
3234 c	6,83	53,80	35,04	4,95	11,00	20,30	47,80	8,70	40,90	241,00	6,75	137,62
3234 nc	3,20	38,80	45,72	6,06	14,90	11,40	43,40	11,10	55,90	94,50	4,07	171,43
3238 c	6,37	57,60	34,68	4,34	8,88	12,40	53,70	7,70	31,00	193,20	10,70	288,49
3238 nc	3,82	44,60	51,12	4,73	13,80	10,20	35,40	8,00	43,20	56,10	7,14	490,93
3244 c	9,20	51,00	22,44	3,35	9,39	27,40	30,70	6,70	28,00	346,90	14,20	211,66
3244 nc	3,37	37,50	36,96	5,06	10,80	13,60	30,90	8,40	39,80	104,70	6,67	326,15
3245 c	10,30	56,40	21,48	3,12	6,61	24,70	32,10	6,40	29,90	213,50	13,90	367,56
3245 nc	3,81	43,10	54,48	5,39	12,40	11,00	51,10	7,60	38,00	68,70	10,60	865,65
3246 c	7,77	46,70	16,44	4,09	12,10	21,40	38,10	7,10	31,30	288,80	8,10	109,37
3246 nc	3,67	35,40	45,84	7,59	18,30	16,90	36,90	8,50	53,60	99,00	7,12	236,17
3254 c	14,00	58,50	15,96	4,75	8,30	26,50	34,70	7,10	25,10	461,10	27,00	215,19
3254 nc	6,36	59,90	54,36	7,76	16,00	12,50	36,80	10,80	49,20	74,00	14,50	313,63
3256 c	16,50	73,90	48,12	7,47	13,00	13,80	32,70	7,90	26,50	282,00	20,20	339,21
3256 nc	6,56	66,80	69,00	8,87	16,30	19,60	35,00	10,40	45,80	68,60	17,70	440,00
3257 c	24,00	62,40	24,72	7,66	14,30	18,20	36,80	8,10	30,50	395,80	20,40	107,77
3257 nc	6,16	56,70	51,84	6,10	16,10	14,40	48,50	12,50	57,60	89,10	11,60	120,82

Echantillon	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb	Pb	Th
3222 c	5,63	409,40	7,79	14,85	10,53	1,80	0,44	1,04	0,74	9,30	1,65
3222 nc	5,23	559,70	6,28	10,80	6,74	1,01	0,28	0,37	0,26	11,50	1,41
3229 c	4,08	396,20	5,13	8,06	7,66	0,84	0,29	0,75	0,74	8,30	1,20
3229 nc	10,00	453,50	14,40	25,11	14,22	2,60	0,44	1,28	0,89	11,00	3,23
3234 c	6,40	475,40	11,97	21,87	14,58	2,17	0,48	1,08	0,74	9,60	2,17
3234 nc	7,83	461,40	13,23	24,03	13,68	2,25	0,49	0,66	0,53	14,40	3,01
3238 c	7,75	398,40	14,31	25,29	16,74	2,70	0,65	1,58	1,18	9,20	2,68
3238 nc	10,50	432,90	15,66	27,54	14,40	2,50	0,44	1,21	0,83	10,70	4,43
3244 c	5,68	471,90	10,44	17,01	12,06	1,79	0,47	1,72	1,36	7,60	2,30
3244 nc	7,89	780,20	14,04	25,29	13,95	2,66	0,42	1,10	0,71	11,40	3,80
3245 c	7,33	969,20	8,55	12,78	12,15	1,98	0,50	2,04	1,57	6,20	1,83
3245 nc	11,70	876,60	24,84	43,74	23,94	3,95	0,62	1,99	1,16	12,80	6,06
3246 c	5,95	936,80	10,08	18,27	15,30	1,78	0,53	1,32	0,95	9,80	2,09
3246 nc	7,68	1571,60	12,69	24,03	13,59	2,82	0,51	1,32	0,73	15,70	3,41
3254 c	7,75	543,30	13,41	24,48	16,92	2,81	0,70	2,99	2,61	6,40	2,64
3254 nc	12,80	513,50	17,73	33,75	19,17	3,40	0,76	2,41	1,39	13,80	4,37
3256 c	11,80	405,70	14,67	27,18	18,27	2,78	0,67	2,63	2,45	9,40	2,82
3256 nc	14,70	743,50	18,72	35,37	19,44	3,38	0,73	2,54	1,81	14,10	5,23
3257 c	7,18	527,70	11,43	19,71	14,76	2,14	0,65	2,59	2,26	10,40	1,73
3257 nc	10,40	544,20	19,62	36,54	23,13	3,80	0,90	1,91	1,12	15,10	3,54

Tabl. VI. 3. Analyses chimiques des éléments traces et des terres rares des couples d'échantillon grès cimentés - grès non cimentés (Laboratoire de Saint Etienne).

Dans le diagramme de mobilité relative (Tabl. VI.3, Fig. VI.1.B) quatre éléments traces (Ce, Th, Nb, Rb) apparaissent immobiles pour une valeur de Fv comprise entre 0,7 et 0,8. D'autres éléments traces montrent une faible mobilité qui pourrait être liée aux incertitudes sur les analyses ou à de petites hétérogénéités de composition initiale (par exemple Zr, Pb, Ni). Dans l'ensemble d'ailleurs, les droites représentatives des éléments traces sont presque toutes groupées autour de celles du Ce, Th, Nb, Rb mais pas toujours au même endroit. Les droites de Sc, V, Y, Yb, Cu, Sr et Ba s'en

écartent plus nettement. Le comportement d'ensemble des traces est compatible avec l'immobilité de Si, Al et K.

La valeur de Fv de 0,7 correspond à une diminution de volume de l'ordre de 30%. Une diminution de volume de 30% est tout à fait cohérente avec l'évolution normale de la compaction dans une série gréseuse.

La coïncidence de comportement de Si, Al et K, le comportement d'ensemble des traces et une diminution de volume d'environ 30% sont autant d'arguments qui démontrent que ces éléments sont effectivement immobiles dans la transformation d'un grès cimenté en un grès non cimenté. Ces éléments seront donc choisis comme référence pour apprécier et calculer la mobilité des autres éléments.

Avec Si, Al et K immobiles, les diagrammes de mobilité relative montrent un départ de Ca, Mg, Mn et Sr lié à la dissolution du ciment calcitique. Le fer apparaît toujours mobile mais sa mobilité est variable. Son comportement ne peut pas être relié à la dissolution de la calcite qui n'en contient pas (Chap. IV). La mobilité du fer pourrait s'expliquer en partie par la dissolution de la dolomite ferrifère qui est présente en faible quantité dans les grès cimentés de trois des couples (3254, 3256, 3257). Cu et V montrent globalement le même comportement que Fe. Les autres traces ont un comportement plus variable et plus difficile à expliquer.

C. Comparaison des différents couples

Les diagrammes de Gresens ne permettent pas de comparer directement les mobilités des éléments pour l'ensemble des couples. Pour cela, nous avons alors construit un diagramme où la mobilité relative des éléments est reportée en fonction de la valeur de Fv calculée pour le silicium immobile (Fig. VI.2). L'immobilité du silicium a été choisie plutôt que celle du potassium ou de l'aluminium car cet élément est le plus abondant et donc celui qui devrait être le moins sensible aux variations éventuelles de composition initiale entre grès cimentés et grès non cimentés. D'autre part, la comparaison des analyses de Saint-Etienne et de Strasbourg montre une meilleure précision de la teneur en Si que celle en Al ou K (Tab. VI.1).

Pour l'ensemble des couples, l'hypothèse Si immobile donne une gamme de valeurs de Fv limitée. Elle est comprise entre 0,7 et 0,85 (la plupart des valeurs se situent entre 0,7 et 0,8) et correspond à une variation de volume de 15 à 30 %. Dans le diagramme de mobilité relative en fonction de Fv (Fig. VI.2), les éléments ont les comportements suivants. K, Al, Ca, Mg, et Mn montrent le même comportement dans tous les couples. Aux incertitudes près de la méthode, K et Al sont immobiles comme Si. La mobilité de Ca, Mg et Mn est négative. Elle est liée à la dissolution du ciment. Fe, Ti et Na ont un comportement plus variable. Ti montre une mobilité qui peut être positive comme négative. Cet élément pourrait être immobile et sa variation de mobilité apparente serait liée à de petites hétérogénéités de composition car c'est un élément présent en faible teneur dans les grès. Na montre une mobilité toujours négative mais variable. Sa mobilité absolue reste toutefois assez faible (< 0,3). Une éventuelle mobilité du sodium s'expliquerait par une dissolution plus ou moins importante de l'albite qui est le minéral qui porte cet élément dans les grès. Fe a également une mobilité variable.

Cet élément pourrait être immobile dans un ou deux couples. Ses fortes mobilités traduisent la dissolution, avec la calcite, d'une dolomite ferrifère qui est présente dans le ciment de certains grès. Les mobilités plus faibles restent à être expliquées. La mobilité du soufre est parfois positive, parfois négative. Elle suit remarquablement bien la mobilité du fer. Une certaine mobilité du fer est donc sans doute apparente et traduit des hétérogénéités initiales de la teneur en pyrite dans les grès.

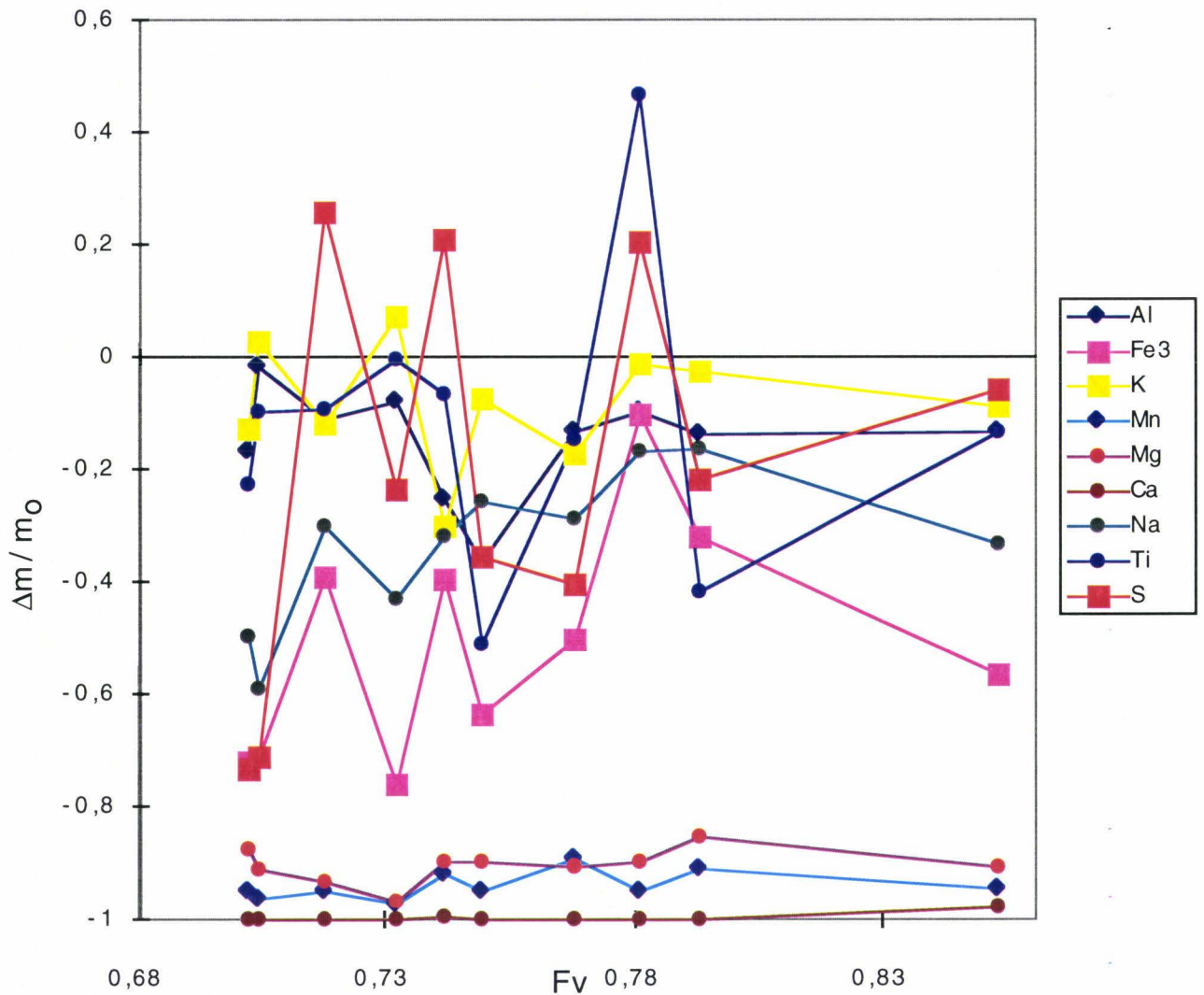
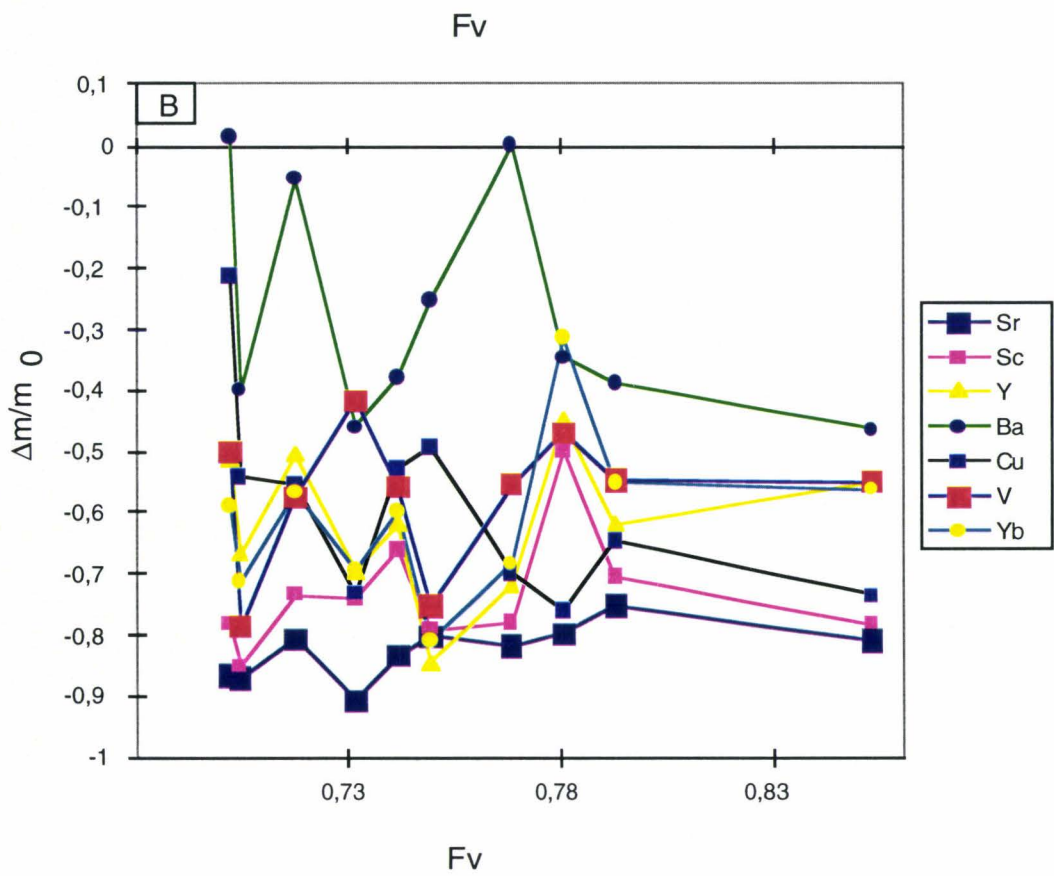
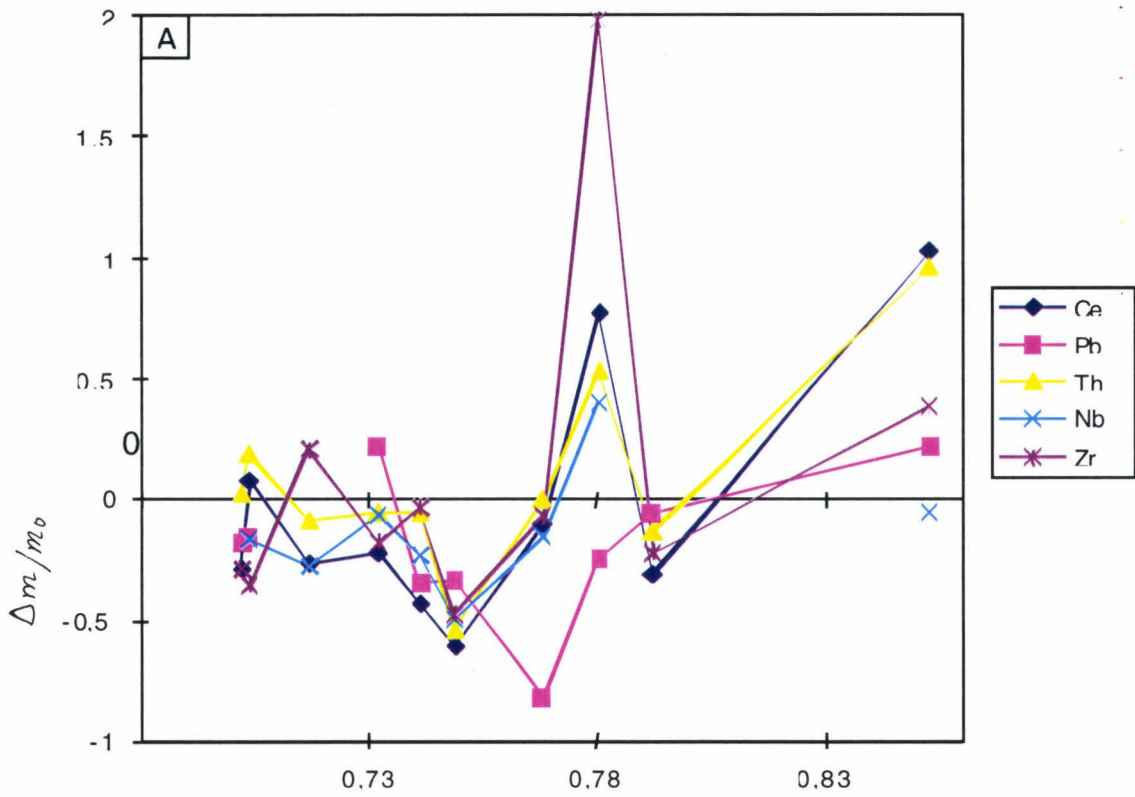


Fig. VI. 2. Diagrammes de mobilité relative des éléments majeurs. Les mobilités dans les dix couples sont reportées en fonction de Fv pour Si immobile.

Les mobilités des éléments traces sont beaucoup plus variables que celles des éléments majeurs. Elles ont été reportées dans différents diagrammes (Fig. VI.3.A.B.C). Les éléments Ce, Rb, Th Nb et Zr semblent généralement immobiles (Fig. VI.3A). Les éléments Sr, Sc, Y, Ba, V, Yb et Cu montrent une mobilité très négative (Fig. VI.3.B) qui apparaît liée à celle de Ca, Mn et Mg et donc à la dissolution du ciment. Les autres éléments traces montrent une mobilité très variable (Fig. VI. 3C). Leur mobilité serait apparente et liée à des hétérogénéités initiales dues peut-être à des variations de teneur en minéraux lourds dans les échantillons d'un couple de grès. Cela expliquerait les variations brutales d'ensemble de la mobilité des éléments traces d'un couple à l'autre (Fig. VI.3C).



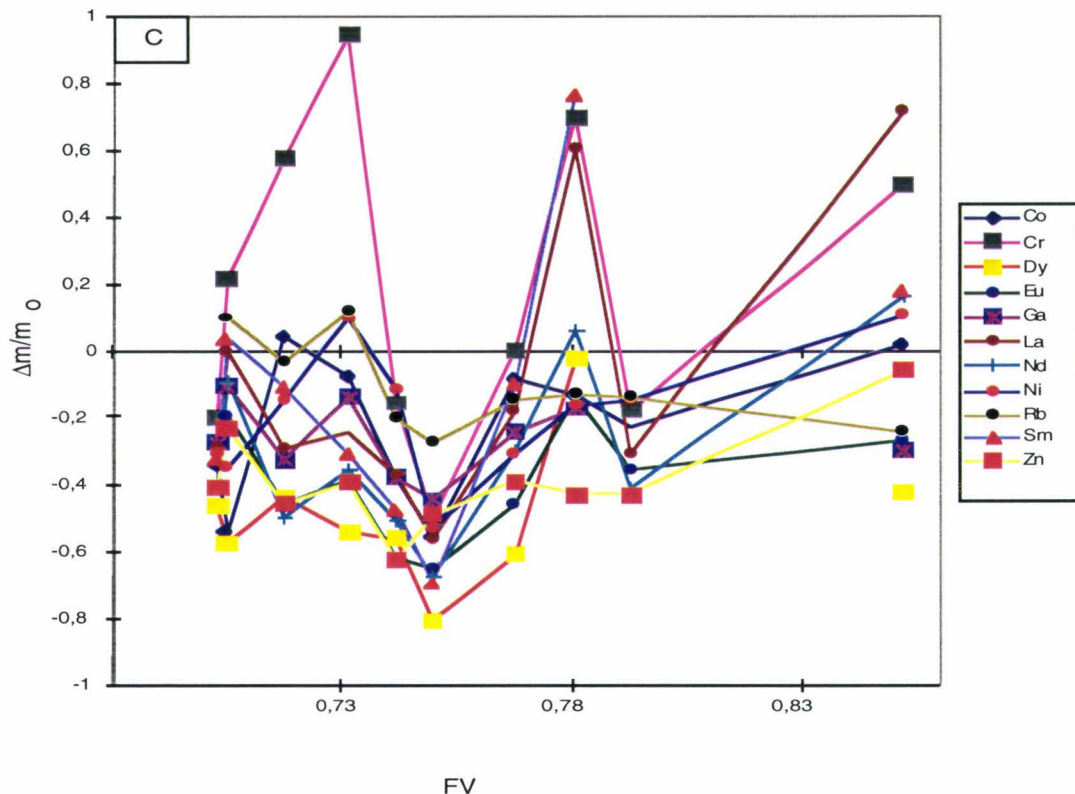


Fig. VI. 3. Diagrammes de mobilité relative des éléments traces. A. Eléments traces immobiles. B. Eléments traces à mobilités négatives. C. Eléments traces à mobilités variables.

D. Bilans minéralogiques

Les bilans chimiques permettent d'apprécier la mobilité des éléments chimiques. Des bilans minéralogiques basés sur la composition modale des grès cimentés et non cimentés permettraient d'établir les réactions diagénétiques qui conduisent au développement de l'illite et des surcroissances de quartz.

Deux approches ont été tentées pour estimer la composition modale des grès. La première consiste à estimer cette composition d'après celles de la roche et des minéraux qu'elle contient. Différents programmes (par exemple LPNORM, Caritat et al, 1993) permettent ce type de calcul basé sur des régressions linéaires par la méthode des moindres carrés. Cette approche ne s'est pas révélée satisfaisante. En effet, les résultats de ce type de calcul dépendent beaucoup de la composition des minéraux que rentre l'utilisateur. Or, il n'est pas facile de préciser la composition moyenne de minéraux détritiques comme les micas ou les illites qui ont des compositions très proches. D'autre part, il y a peu de contraintes fortes pour fixer la teneur des minéraux alumineux dans les grès.

La seconde approche est le comptage de points sur lames minces (Roubault et al, 1982). Des comptages de 1000 points ont été réalisés sur des lames minces des grès cimentés et non cimentés qui ont fait l'objet d'une analyse chimique (cf. Tableau IV. 1). Chaque comptage a été ensuite recalculé en terme d'analyse chimique à partir de la composition moyenne des minéraux des grès (Fig. VI. 4, Tableau VI. 4. a, b). Les compositions calculées d'après les comptages sont assez proches des analyses chimiques du laboratoire pour les grès non cimentés. Par contre, elles montrent des

différences significatives des teneurs en certains éléments dans les grès cimentés. En particulier, l'aluminium est sous-estimé alors que le calcium est surestimé. Ces différences sont assez systématiques et n'affectent que les grès cimentés. Elles ne semblent donc pas dues à une différence de composition toujours possible entre la partie du grès qui a servi à confectionner la lame mince et celle qui a servi pour l'analyse. Elles proviendraient plutôt d'une sous estimation des phases alumineuses. En particulier, la distinction des vermicules de kaolin est particulièrement difficile sous le microscope quand ils sont englobés dans la calcite. La précision des comptages doit être bonne pour les phases majeures qui sont faciles à reconnaître sous le microscope: quartz, porosité, total des feldspaths. Elle peut être assez médiocre pour les autres phases et il faut en tenir compte dans la comparaison des analyses modales des grès cimentés et non cimentés.

A	Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	S	PF	P ₂ O ₅	C	Total*
	3222 c	50,02	5,14	0,81	0,09	0,48	21,37	1,72	0,33	0,30	0,4	17,93	0,02	4,87	98,22
	3222 nc	87,18	6,42	0,63	0,01	0,10	0,07	2,11	0,45	0,29	0,33	1,92	0,03	0,41	99,20
	3229 c	49,12	4,83	0,70	0,11	0,74	21,97	1,39	0,33	0,29	0,27	18,77	0,02	4,95	98,27
	3229 nc	84,11	7,84	1,08	0,01	0,15	0,10	1,90	0,51	0,82	0,57	2,39	0,04	0,22	98,96
	3234 c	48,78	6,97	1,19	0,06	0,78	19,86	1,73	0,47	0,42	0,74	17,95	0,05	5,67	98,25
	3234 nc	76,93	8,87	1,43	0,01	0,16	0,13	2,21	0,61	0,54	0,92	7,10	0,06	3,51	98,05
	3238 c	47,76	5,66	1,20	0,07	0,85	21,32	1,47	0,43	0,57	0,66	18,95	0,04	5,04	98,31
	3238 nc	83,55	7,40	1,27	0,01	0,15	0,13	1,79	0,51	0,93	0,73	2,55	0,05	0,27	98,34
	3244 c	47,98	4,71	1,18	0,17	1,09	22,05	1,26	0,29	0,42	0,53	19,14	0,03	5,15	98,32
	3244 nc	78,97	6,71	0,97	0,03	0,17	4,15	1,71	0,34	0,60	0,52	4,67	0,03	1,13	98,35
	3245 c	48,65	5,21	1,42	0,10	1,15	21,54	1,37	0,32	0,51	0,49	18,91	0,03	5,14	99,21
	3245 nc	85,23	6,63	1,30	0,01	0,15	0,18	1,62	0,34	1,09	0,78	2,52	0,05	0,32	99,11
	3246 c	44,25	6,05	1,20	0,11	1,71	21,95	1,52	0,39	0,34	0,47	20,45	0,03	4,81	97,99
	3246 nc	77,50	9,80	1,37	0,01	0,23	0,77	2,43	0,56	0,57	1,05	6,44	0,05	2,8	99,21
	3254 c	46,30	5,27	3,46	0,21	3,33	17,87	1,17	0,25	0,60	0,7	19,83	0,04	5,37	98,32
	3254 nc	81,26	8,53	1,46	0,01	0,19	0,14	2,20	0,25	1,05	0,94	2,99	0,07	0,33	98,15
	3256 c	45,41	5,34	3,34	0,11	0,80	21,82	1,30	0,21	0,89	2,35	18,33	0,06	4,96	97,61
	3256 nc	81,99	8,02	1,69	0,01	0,18	0,15	2,04	0,19	1,24	1,13	3,02	0,08	0,32	98,60
	3257 c	45,25	5,77	3,20	0,16	1,15	20,51	1,50	0,30	0,47	2,13	19,69	0,04	5,48	98,03
	3257 nc	77,75	9,72	1,58	0,01	0,18	0,09	2,65	0,21	0,73	1,1	5,80	0,06	2,3	98,78
															Total**
B	3222 c	46,60	2,87	0,88	0,13	0,89	23,50	1,06	0,05	0,00	0,60	19,95	—	3,62	100
	3222 nc	88,42	5,00	1,26	0,00	0,08	0,03	1,61	0,05	0,00	0,87	0,80	—	2,10	100
	3229 c	45,22	2,25	2,12	0,14	0,92	25,52	0,75	0,09	0,00	1,86	21,59	—	0,00	100
	3229 nc	87,11	7,60	0,22	0,00	0,07	0,04	1,68	0,05	0,00	0,00	1,59	—	1,62	100
	3234 c	46,16	2,48	1,83	0,13	0,88	23,47	1,02	0,02	0,00	1,49	19,85	—	3,02	100
	3234 nc	79,84	8,23	2,39	0,00	0,12	0,04	2,05	0,14	0,00	1,77	1,53	—	4,31	100
	3238 c	46,49	3,30	4,19	0,12	0,84	22,17	1,25	0,01	0,00	3,59	18,94	—	0,00	101
	3238 nc	83,71	6,24	4,40	0,00	0,10	0,03	1,58	0,05	0,00	3,63	1,17	—	0,00	101
	3244 c	44,68	1,86	1,46	0,14	0,95	25,63	0,66	0,05	0,00	1,19	21,54	—	2,15	100
	3244 nc	86,35	6,16	1,90	0,00	0,10	0,03	1,37	0,10	0,00	1,41	1,19	—	1,73	100
	3245 c	46,73	2,53	1,93	0,13	0,88	23,53	0,80	0,01	0,00	1,59	20,01	—	2,27	100
	3245 nc	82,51	7,14	2,57	0,00	0,10	0,04	1,76	0,05	0,00	2,01	1,37	—	2,96	101
	3246 c	47,49	1,83	0,69	0,14	0,93	25,22	0,70	0,01	0,00	0,50	21,22	—	1,41	100
	3246 nc	83,03	8,48	1,72	0,00	0,12	0,05	1,81	0,08	0,00	1,20	1,71	—	2,10	100
	3254 c	47,72	1,66	3,18	0,13	0,88	23,77	0,63	0,01	0,00	2,72	19,98	—	0,00	101
	3254 nc	80,02	8,76	3,75	0,00	0,13	0,06	2,17	0,03	0,00	3,00	1,55	—	1,27	101
	3256 c	38,94	1,76	5,57	0,14	0,94	25,57	0,71	0,03	0,00	4,88	21,45	—	1,23	101
	3256 nc	79,63	9,13	3,32	0,00	0,15	0,07	2,26	0,06	0,00	2,55	1,61	—	1,88	101
	3257 c	40,56	2,36	5,47	0,13	0,92	24,22	0,83	0,03	0,00	4,70	20,46	—	1,49	101
	3257 nc	74,70	7,65	7,29	0,00	0,14	0,05	2,11	0,08	0,00	6,08	1,23	—	2,16	102

Tabl. VI. 4. Comparaison des analyses chimiques des grès sur roche totale (A) et des analyses chimiques recalculées à partir de leurs compositions modales (B) des grès cimentés et des grès non cimentés pour les neuf couples dont on a les données de comptages de points. * Total sans le soufre et le carbone. ** La surestimation du total est liée à la pyrite.

Il est parfaitement possible de construire des diagrammes de type Gresens avec les compositions modales d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté. Les principes de construction sont les mêmes que pour les analyses chimiques (voir Potdevin et Marquer, 1987).

% Ox.	Qtz	Cal	Dol	Ank	Kfs	An	Alb	Kln	Mus	Ill	Py	F.R	M.O	$\rho * \% \text{Minéral}$
SiO ₂	100	-	-	-	64,76	43,19	68,74	46,55	47,94	49,46	-	100	-	2,65 Quartz
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	18,32	36,65	19,44	39,50	31,34	34,69	-	-	-	2,72 Calcite
FeO	-	-	-	18,30	-	-	-	-	4,72	1,28	59,89	-	-	2,86 Dolomite
MnO	-	0,29	-	1,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,00 Ankerite
MgO	-	1,91	21,85	5,09	-	-	-	-	1,26	0,51	-	-	-	2,59 K-feldspath
CaO	-	53,46	30,46	19,46	-	20,16	-	-	0,14	0,43	-	-	-	2,76 Anorthite
K ₂ O	-	-	-	-	16,92	-	-	-	9,83	8,88	-	-	-	2,62 Albite
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	11,82	-	0,24	0,16	-	-	-	2,65 Kaolinite
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,82 Muscovite
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	53,45	-	-	2,75 Illite
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	13,96	4,49	4,59	-	-	-	4,99 Pyrite
CO ₂	-	44,35	47,73	56,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,65 F.R
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	1,80 M.O

Fig. VI. 4. Calcul de la composition chimique d'un grès à partir de sa composition modale. La composition est calculée à partir d'un système d'équations linéaires écrit ici sous sa forme matricielle. Chaque colonne de la matrice de donnée est la composition en poids d'oxydes d'un minéral pris en compte dans la composition modale. La proportion en volume de chaque minéral multiplié par sa masse volumique est placée dans la matrice de droite. % Ox: Pourcentage en poids d'oxydes. Qtz: Quartz. Cal: Calcite. Dol: Dolomite. Ank: Ankerite. Kfs: Feldspath potassique. An: Anorthite. Alb: Albite. Kln: Kaolinite. Mus: Muscovite. Ill: Illite. Py: Pyrite. F.R: Fragments de roches. M.O: Matière Organique. ρ : masse volumique de la roche.

Toutefois ici, cela n'apporte pas d'éléments nouveaux quant à la détermination de la valeur de Fv car les minéraux sont peu nombreux et la précision sur les compositions modales est moins bonne que celle sur les compositions chimiques. Nous nous sommes alors servi des résultats des bilans chimiques pour calculer la proportion en volume de grès initial de chaque minéral après la transformation en grès non cimenté. Pour Si immobile nous avons (Tabl. VI. 5):

$$\frac{v_F^m}{V_o} = v^m \frac{V_F}{V_o} = v^m Fv_{SiO_2} \text{ avec } Fv_{SiO_2} = \frac{c_o^{SiO_2}}{c^{SiO_2}} \frac{d_o}{d}$$

où $c_o^{SiO_2}$ et c^{SiO_2} sont les concentrations en SiO₂ dans le grès cimenté et dans le grès non cimenté, v_F^m est le volume final du minéral m après transformation d'un volume Vo de grès cimenté, v^m est sa proportion en volume dans le grès non cimenté (comptage de point) et Fv_{SiO_2} le facteur de volume pour lequel Si est immobile. Nous pouvons alors comparer les différents volumes de minéraux dans un grès non cimenté issus de la transformation des volumes de minéraux données par la composition modale d'un grès cimenté (Tab.VI. 5A). La variation de volume absolue d'un minéral lors de la transformation du grès cimenté en grès non cimenté est donnée par (Tabl. VI. 5B):

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

où v_o^m est la proportion en volume du minéral m dans le grès cimenté. La variation de volume relative est donnée par (Tabl. VI. 5C):

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

A	Qtz	Surc.	Qtz Tot	Kfs	Alb	Mica	Ill	Kln	Cal	F.R	M.O	Py	φ
3222 c	39,30	—	39,30	3,82	0,30	4,12	0,00	1,91	42,91	1,71	5,33	0,60	42,91
3222 nc	42,40	5,03	47,43	2,66	0,15	1,48	2,66	1,63	0,00	0,30	1,85	0,52	15,32
3229 c	41,10	—	41,10	4,00	0,80	0,70	0,40	2,70	47,90	0,50	0,00	1,90	47,90
3229 nc	40,43	4,70	45,14	2,47	0,16	1,36	4,94	4,70	0,00	0,08	1,44	0,00	17,78
3234 c	40,20	—	40,20	4,20	0,10	3,20	0,00	1,70	43,30	1,30	4,50	1,50	43,30
3234 nc	39,46	5,07	44,53	2,85	0,63	4,04	5,31	4,20	0,00	0,32	4,28	1,19	11,89
3238 c	38,15	—	38,15	5,35	0,00	3,25	0,86	2,77	42,26	3,63	0,00	3,73	42,26
3238 nc	42,57	2,94	45,51	1,93	0,15	3,17	3,94	2,94	0,00	1,93	0,00	2,32	15,61
3244 c	40,60	—	40,60	2,20	0,40	2,20	0,80	1,00	47,40	1,00	3,20	1,20	47,40
3244 nc	42,60	3,22	45,82	1,15	0,38	2,84	3,68	2,92	0,00	0,46	1,54	0,84	17,12
3245 c	42,80	—	42,80	3,00	0,00	3,00	0,00	2,60	43,60	0,00	3,40	1,60	43,60
3245 nc	44,61	3,16	47,77	2,48	0,17	2,82	5,30	3,93	0,00	1,03	2,99	1,37	17,78
3246 c	43,40	—	43,40	2,60	0,00	2,60	0,00	1,30	46,50	1,00	2,10	0,50	46,50
3246 nc	35,42	6,10	41,52	1,58	0,29	3,01	5,59	4,45	0,00	0,86	1,86	0,72	11,83
3254 c	39,60	—	39,60	2,20	0,00	2,80	0,00	1,00	45,00	6,60	0,00	2,80	45,00
3254 nc	34,45	4,86	39,31	1,92	0,00	3,68	8,10	3,09	0,00	1,33	1,47	1,62	12,66
3256 c	36,50	—	36,50	2,80	0,20	1,90	0,90	0,90	49,10	0,70	1,90	5,10	49,10
3256 nc	36,09	3,65	39,74	1,76	0,14	3,51	7,79	3,16	0,00	0,35	1,69	1,54	10,53
3257 c	37,00	—	37,00	2,50	0,20	4,20	0,20	1,30	46,40	1,00	2,30	4,90	46,40
3257 nc	35,49	3,45	38,94	1,97	0,28	4,44	6,13	2,04	0,00	1,13	2,04	3,87	9,58
B	0,00												
3222	3,11	5,03	8,14	-1,16	-0,15	-2,64	2,66	-0,28	-42,91	-1,41	-3,48	-0,09	-27,60
3229	-0,67	4,70	4,04	-1,53	-0,64	0,66	4,54	2,00	-47,90	-0,42	1,44	-1,90	-30,12
3234	-0,74	5,07	4,33	-1,35	0,53	0,84	5,31	2,50	-43,30	-0,98	-0,22	-0,31	-31,41
3238	4,42	2,94	7,36	-3,42	0,15	-0,08	3,08	0,16	-42,26	-1,70	0,00	-1,41	-26,65
3244	2,00	3,22	5,22	-1,05	-0,02	0,64	2,88	1,92	-47,40	-0,54	-1,67	-0,36	-30,28
3245	1,81	3,16	4,97	-0,52	0,17	-0,18	5,30	1,33	-43,60	1,03	-0,41	-0,23	-25,82
3246	-7,98	6,10	-1,88	-1,02	-	0,41	5,59	3,15	-46,50	-0,14	-0,24	0,22	-34,67
3254	-5,15	4,86	-0,29	-0,28	0,00	0,88	8,10	2,10	-45,00	-5,28	1,47	-1,18	-32,34
3256	-0,41	3,65	3,24	-1,04	-0,06	1,61	6,89	2,26	-49,10	-0,35	-0,21	-3,56	-38,57
3257	-1,51	3,45	1,94	-0,53	0,08	0,24	5,93	0,74	-46,40	0,13	-0,26	-1,03	-36,82
C	0,00												
3222	0,08	-	0,08	-0,30	-0,51	-0,64	-	-0,15	-1,00	-0,83	-0,65	-0,14	-0,64
3229	-0,02	-	-0,02	-0,38	-0,80	0,94	11,36	0,74	-1,00	-0,84	-	-1,00	-0,63
3234	-0,02	-	-0,02	-0,32	5,34	0,26	-	1,47	-1,00	-0,76	-0,05	-0,21	-0,73
3238	0,12	-	0,12	-0,64	1,00	-0,03	3,58	0,06	-1,00	-0,47	-	-0,38	-0,63
3244	0,05	-	0,05	-0,48	-0,04	0,29	3,61	1,92	-1,00	-0,54	-0,52	-0,30	-0,64
3245	0,04	-	0,04	-0,17	-	-0,06	-	0,51	-1,00	-	-0,12	-0,15	-0,59
3246	-0,18	-	-0,04	-0,39	-	0,16	-	2,42	-1,00	-0,14	-0,11	0,43	-0,75
3254	-0,13	-	-0,13	-0,13	-	0,31	-	2,10	-1,00	-0,80	-	-0,42	-0,72
3256	-0,01	-	-0,01	-0,37	-0,30	0,85	7,66	2,51	-1,00	-0,50	-0,11	-0,70	-0,79
3257	-0,04	-	-0,04	-0,21	0,41	0,06	29,63	0,57	-1,00	0,13	-0,11	-0,21	-0,79

Tabl. VI. 5.A. Composition modale des grès. Les proportions de minéraux dans les grès cimentés sont données directement par les comptages de points. Les proportions de minéraux dans les grès non cimentés sont les valeurs estimées par le comptage de point multipliées par le facteur de volume pour Si immobile. B. Mobilité absolue des minéraux (en volume) pour chaque couple. C. Mobilité relative des minéraux (en volume). nc: non cimenté. c: cimenté. Qtz: Quartz. Qtz. tot: Quartz total. Kfs: Feldspath potassique. Kln: Kaolin. Alb: Albite. Surc.: surcroissance. Ill: Illite. Cal: Calcite. F.R: Fragments de roches. M.O: Matière organique. Py: Pyrite. φ: Porosité.

4. Conclusions

La comparaison des volumes de minéraux dans les grès cimentés et dans les grès non cimentés montre:

- La disparition totale de la calcite (-42 à -49 % du volume initial de grès cimenté, -100% en variation relative). Ce n'est pas une surprise. Les valeurs sont certainement un peu trop élevées car le comptage surestime la calcite dans les grès cimentés.

- Une perte de volume poreux (-27 % à -39% en variation de volume absolue, -60 à -80 % en variation de volume relative). La aussi les valeurs sont surestimées car le volume de calcite dans les grès cimentés est utilisé pour estimer leur porosité initiale.

- L'apparition de l'illite néoformée (3 à 8% en valeur absolue).

- Plutôt une augmentation du volume total de quartz (jusqu'à 8% en absolu). Seul un échantillon montre une faible diminution (-0,3%).

- Une diminution générale du volume de feldspath potassique (-0,5 à -3,5 % en absolu, -13 à -65 % en relatif). Ceci est en accord avec une dissolution plus marquée de ce minéral dans les grès non cimentés par rapport aux grès cimentés.

- Plutôt une augmentation du volume de kaolinite (-0,3 à 2,5 % en absolu). D'après les observations pétrographiques on s'attendait plutôt à une diminution. Cette augmentation est toutefois à prendre avec précaution car la quantité de kaolinite semble sous estimée dans le comptage des grès cimentés.

- Une diminution du volume de pyrite (-0,09 à -1,90% en absolu). Cela pourrait expliquer une partie de la mobilité du fer. Lors de la "décimentation" elle résulterait de la dissolution de grains de pyrite inclus dans la calcite.

- Plutôt une diminution du volume de fragment de roche (0,1 à -5,3 % en absolu). Cette diminution pourrait traduire une dissolution de ces fragments qui pourraient nourrir en partie les quartz ou contribuer à la formation de kaolinite. Il peut aussi s'agir d'hétérogénéités initiales.

- Un comportement variable des micas détritiques (-2,64 à -0,66 % en absolu).

Normalement, le mica détritique ne peut que diminuer. Le fait que cela ne soit pas le cas montre les incertitudes de cette comparaison dont il faut prendre les résultats avec circonspection et notamment pour l'établissement d'un bilan en terme de réaction.

La comparaison des analyses chimiques des grès cimentés et des grès non cimentés permet d'établir des bilans de matière des processus de dissolution du ciment carbonaté, de l'illitisation et des surcroissances de quartz. Ces bilans montrent que Ca, mais aussi que Mn, Sr, Mg et Fe sont lessivés lors de la dissolution du ciment carbonaté. Ils démontrent que le silicium, l'aluminium et le potassium sont immobiles lors de la formation de l'illite et des surcroissances de quartz. Ils n'ont donc pas été apportés par les fluides lors de la diagenèse et les réactions se sont donc déroulées en système fermé vis-à-vis de ces éléments. En général, le comportement des traces ou des éléments en très faible teneur (Ti, Na) est plus difficile à cerner du fait d'une incertitude plus importante sur ces éléments.

L'imprécision des comptages de points ne permet pas d'établir un bilan en terme de réactions chimiques de la transformation d'un grès cimenté en un grès non cimentés. On peut toutefois noter que ces bilans confirment une certaine dissolution des feldspath potassiques et une augmentation du volume total de quartz. Par contre, il n'est pas possible de préciser les variations de volume des micas détritiques voire de la kaolinite.

Les résultats de ces bilans minéralogiques et chimiques doivent permettre de discuter les mécanismes de l'illitisation et des surcroissances de quartz.

Chap. VII. Diagenèse des minéraux argileux

Chap. VII. Diagenèse des minéraux argileux

1. Introduction

L'étude pétrographique (Chap. IV) a déjà fourni certaines informations quant à la diagenèse des argiles dans les grès étudiés. D'après les observations morphologiques en microscopie, le cortège argileux des grès cimentés par la calcite, serait constitué d'illites détritiques et de kaolins néoformés. Dans les grès non cimentés, des kaolins néoformés sont présents dans les niveaux dont la profondeur est inférieure à 3260 mètres alors que des illites néoformées se rencontrent dans l'ensemble du puits. D'après les observations au MEB, la morphologie des kaolins évolue avec la profondeur dans les grès non cimentés où les vermicules en accordéons sont progressivement remplacés par des cristaux plus massifs en forme de "blocs". Cette évolution morphologique pourrait traduire une transformation minéralogique de kaolinite en dickite (Ehrenberg et al, 1993). Différentes morphologies d'illites sont également distinguées en fonction de la profondeur (filaments, lattes et plaquettes). La néoformation des kaolins est pour l'essentiel antérieure à la cimentation carbonatée et relativement précoce même si elle semble se poursuivre en partie après celle-ci. Par contre l'évolution de la morphologie des kaolins et la néoformation des illites lui sont clairement postérieures.

Le but de ce chapitre est de préciser la nature, l'origine et les mécanismes de précipitation ou de transformation des argiles à partir d'une étude détaillée en diffraction X et en spectroscopie infrarouge des fractions argileuses de différentes granulométries réalisées sur les grès étudiés. L'ensemble des données obtenues sur la diagenèse des argiles dans les grès cimentés par la calcite et dans les grès non cimentés, sera utilisé pour discuter des mécanismes de la formation des kaolins et de l'illite, ainsi que de leur évolution ou de leur transformation dans le puits étudié.

2. Caractérisation du cortège argileux des grès par diffraction des rayons X et spectroscopie infrarouge

A. Composition du cortège argileux des grès

La fraction argileuse (<5 μm) est essentiellement constituée d'illite et de kaolins (Fig. VII.1). De la chlorite a été identifiée dans certains niveaux mais elle est très rare. Les kaolins sont caractérisés par les réflexions (001) et (002) respectivement à 7,14-7,22 Å et 3,58 Å. L'illite est caractérisée par des pics à 10-10,5 Å et 3,33Å qui correspondent respectivement aux réflexions (001) et (003). L'intensité du pic de l'illite augmente avec la profondeur dans les grès non cimentés. Par contre, dans les grès cimentés, le kaolin est la phase majeure de la fraction argileuse qui ne montre pas d'évolution

notable de sa composition avec la profondeur. En dessous de 3260 mètres, l'illite est le seul minéral argileux présent.

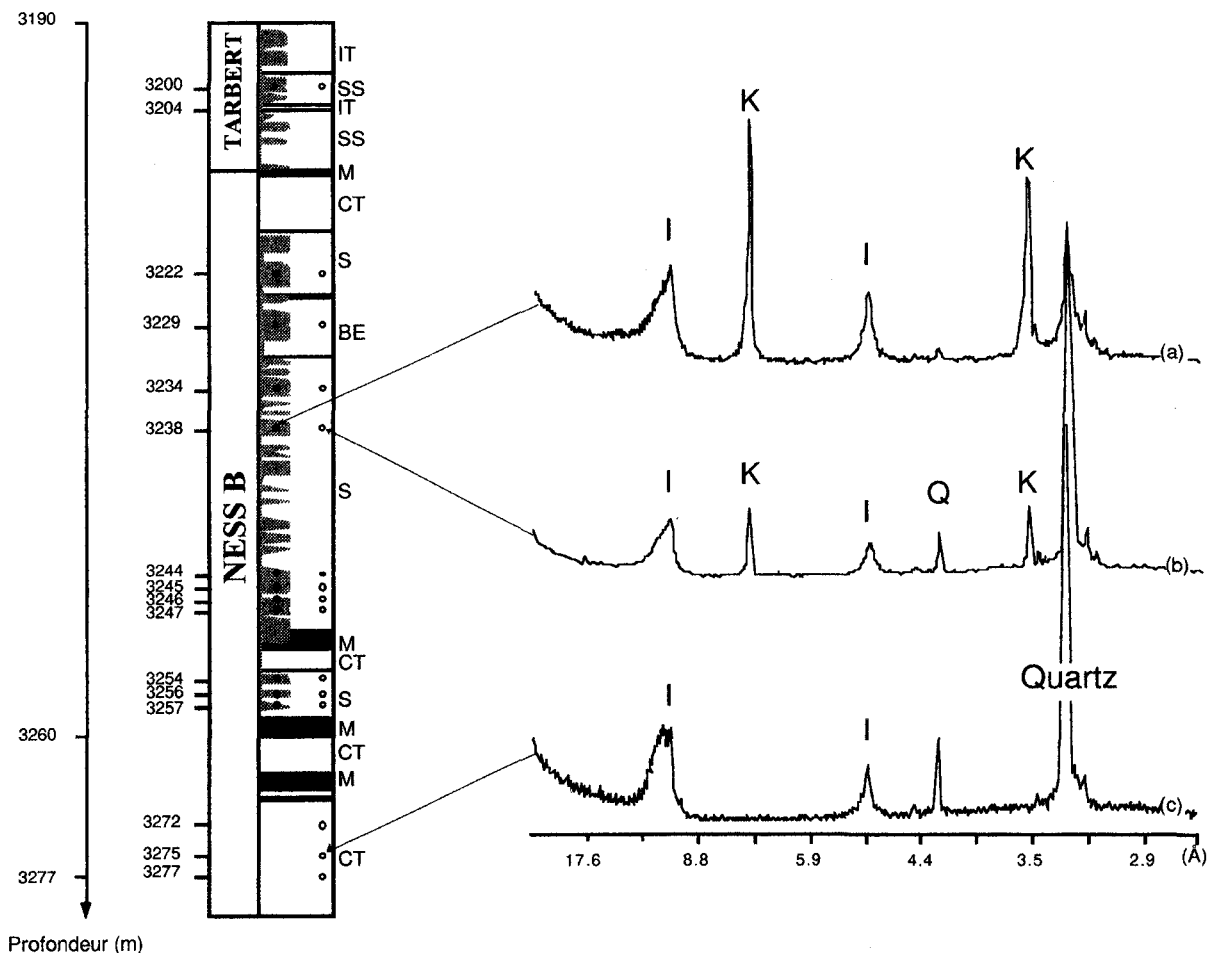


Fig. VII. 1. Exemples de diagramme de diffraction des rayons X de la fraction argileuse (<5 μm) dans les grès étudiés. Comparaison des diagrammes d'un grès cimenté (a) et d'un grès non cimenté (b) prélevés à quelques centimètres l'un de l'autre dans le même niveau lithologique (3938m). Les pics des kaolins sont plus intenses que ceux de l'illite dans le grès cimenté. (c) Diagramme de diffraction d'un grès non cimenté profond (>3260m). Les pics des kaolins sont absents.

B. Caractérisation des kaolins

La kaolinite, la dickite et nacrite sont les trois polytypes du groupe des kaolins (Bailey, 1980). Seules la dickite et la kaolinite ont été décrites en Mer du Nord (Ehrenberg et al, 1993). Il s'agit de minéraux 1/1 ou T-O de caractère dioctaédrique. Ils ont la même composition chimique $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$. Leur structure est constituée d'une couche de tétraèdres SiO_4 et d'une couche d'octaèdres Al_2O_6 (Fig. VII.2) sans substitutions tétraédriques et avec de rares substitutions octaédriques. Les différences entre ces deux polytypes sont ténues. Le site octaédrique vacant dans la kaolinite occupe toujours la même position relative dans chaque feuillet alors qu'il change de position d'un feuillet à l'autre dans la dickite (Brindley, 1980). Ainsi, la structure de la kaolinite peut être décrite avec un feuillet de type 1:1 (T:O) par maille, alors que deux feuillets sont nécessaires pour définir la maille de la dickite (polytype 2M). Il en résulte que la maille de la kaolinite est triclinique alors que celle de la dickite est monoclinique.

La distinction entre la kaolinite et la dickite est impossible en microscopie optique ou à la microsonde. Par contre, l'emploi combiné de la diffraction des rayons X et de la spectroscopie infrarouge permet cette distinction dans les cas favorables.

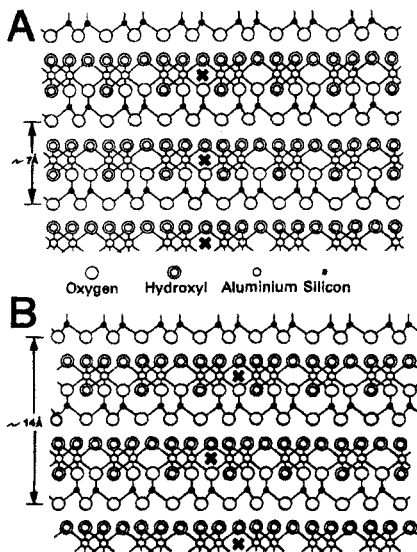


Fig. VII. 2. Structure cristallographique de la kaolinite (A) et de la dickite (B). Coupe perpendiculaire à la structure d'un feuillet 1:1 avec une vue parallèle à l'axe cristallographique c. Le site octaédrique vacant dans la kaolinite (X) occupe toujours la même position relative dans chaque feuillet alors qu'il change de position d'un feuillet à l'autre dans la dickite (d'après Ehrenberg et al, 1993).

1. Diffraction des rayons X

Les diffractogrammes réalisés à partir de poudres de la fraction inférieure à 5 μm de l'ensemble des échantillons ont été dépouillés pour identifier les différents polytypes de kaolin et leur répartition dans les grès. Dans ce type d'échantillons polycristallins, l'identification d'un polytype peut être rendue difficile par la superposition des réflexions du quartz et du feldspath avec celles des minéraux du groupe des kaolins (Ehrenberg et al, 1993). Toutefois, quelques réflexions caractéristiques peuvent être utilisées pour distinguer les différents polytypes.

La kaolinite est le seul polytype présent dans les grès cimentés. Elle est caractérisée par des réflexions à 7,21 Å, 3,58 Å, 3,136 Å, 3,32 Å et 2,34 Å (Fig. VII.3). Les diffractogrammes montrent une évolution de la minéralogie des grès non cimentés avec la profondeur (Fig. VII.4). Les échantillons situés entre 3200 et 3223 mètres contiennent de la kaolinite. En dessous de 3223 mètres, l'apparition d'une réflexion à 4,13 Å indique la présence de dickite. La réflexion à 2,32 Å est également bien visible dans les échantillons où la dickite domine par rapport à la kaolinite (Fig. VII.3.B et Fig. VII. 4).

2. Spectroscopie Infrarouge (IR)

La spectroscopie infrarouge (IR) permet de distinguer facilement la kaolinite et la dickite. Cette distinction est basée sur la position et l'intensité relative des bandes qui caractérisent les fréquences de vibrations des groupements OH de ces minéraux dans le domaine de longueur d'onde 3600-3700 cm^{-1} .

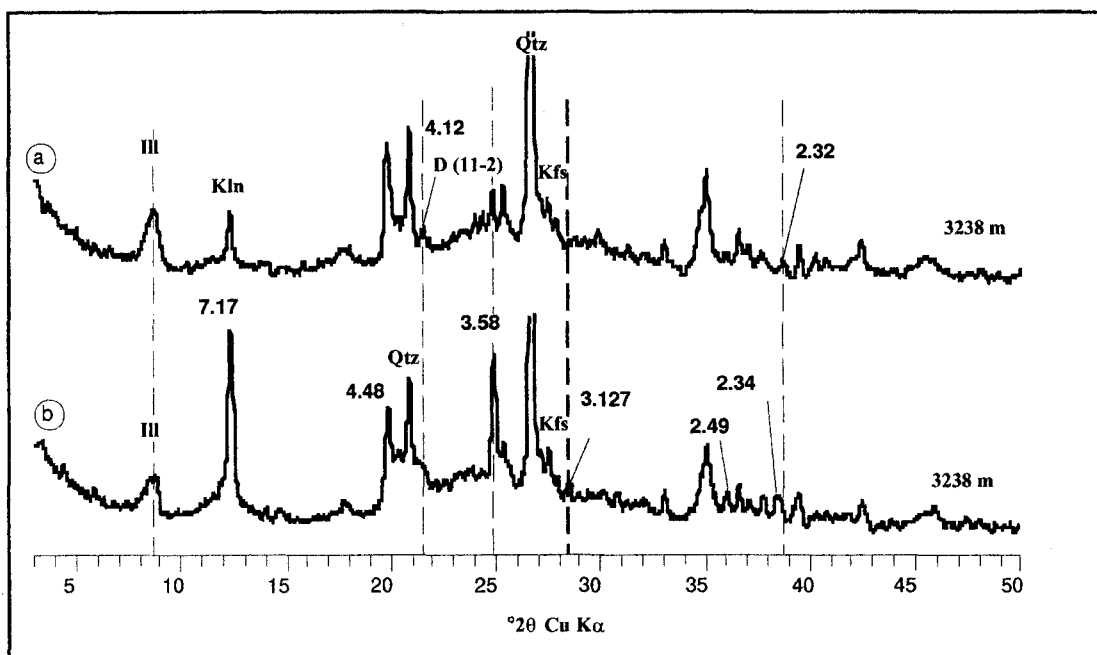


Fig. VII. 3. Diffractogrammes de poudre de la fraction argileuse d'un grès cimenté (a) et d'un grès non cimenté (b), couple (3254). Ill: Illite, Qtz: Quartz, Kfs: feldspath, D: Dickite, Kln: Kaolinite.

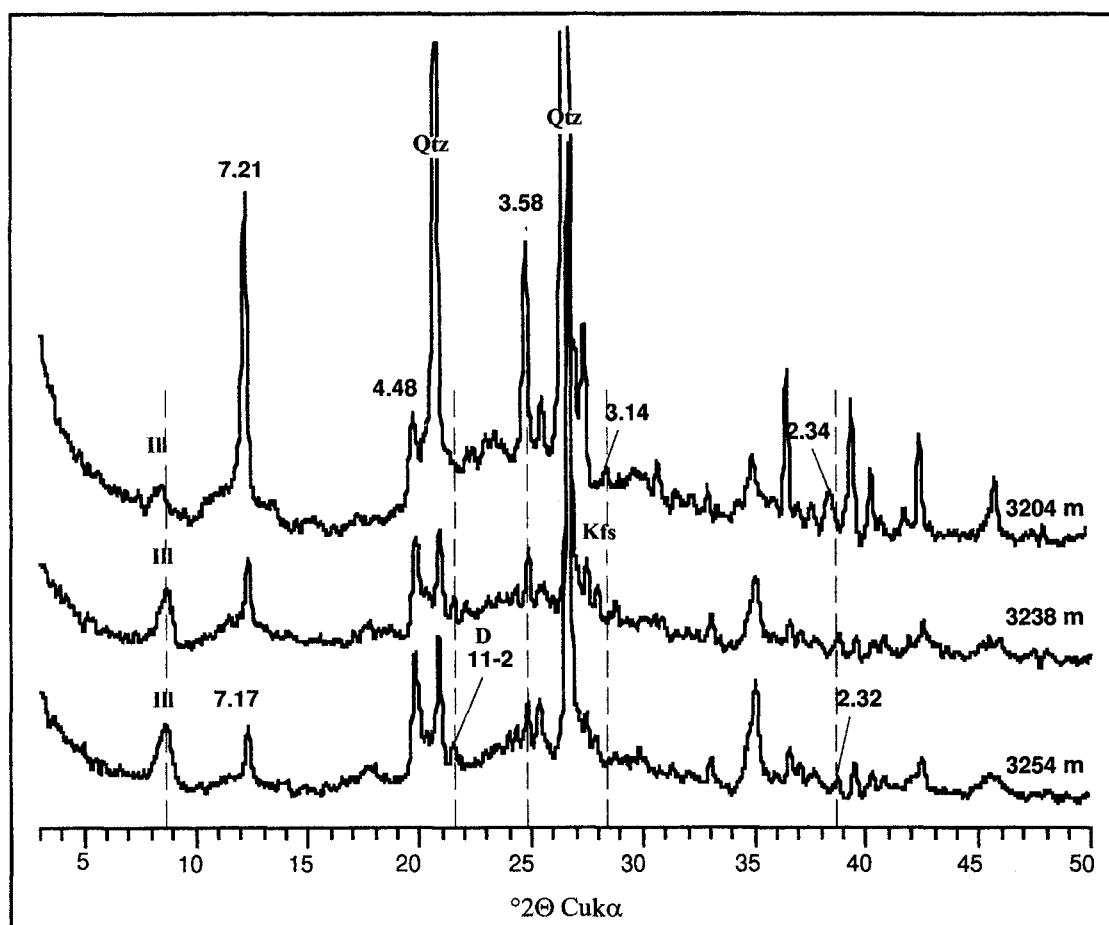


Fig. VII. 4. Diffractogrammes de poudre de la fraction argileuse (<5 μm) des grès non cimentés. Evolution de la structure cristallographique des kaolins en fonction de la profondeur (échantillon 3204 à 3254).

La kaolinite bien cristallisée montre une bande d'absorption à 3697 cm^{-1} , une bande de moyenne intensité à 3620 cm^{-1} et deux bandes de faible intensité à 3669 et 3652 cm^{-1} . Par contre, la dickite montre une bande à forte absorption à 3621 cm^{-1} et deux bandes d'intensités moyennes à 3704 et 3654 cm^{-1} (Ehrenberg et al., 1993).

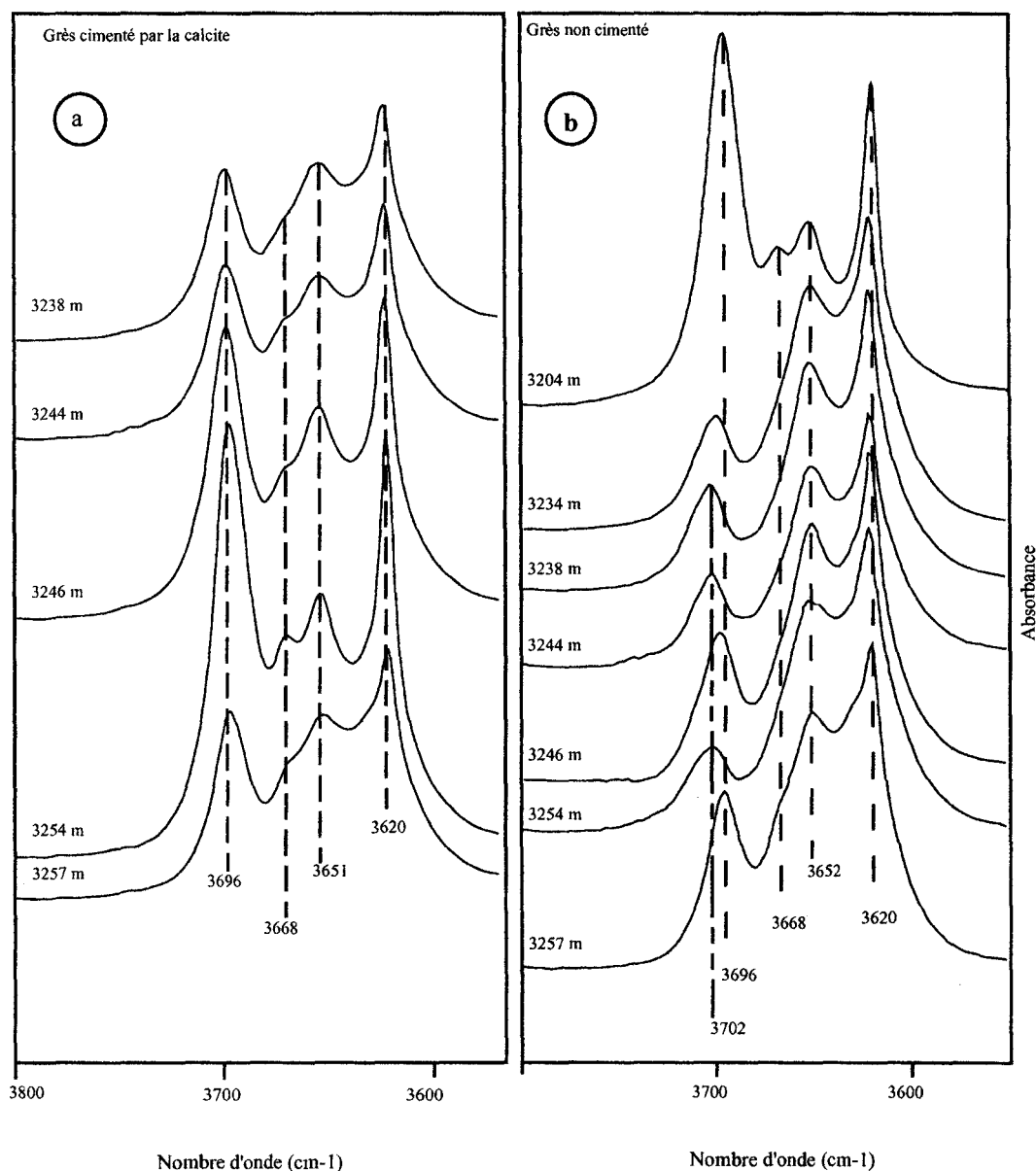


Fig. VII. 5. Spectres infrarouge (IR) de la fraction argileuse ($<5\mu\text{m}$) de couples d'échantillons de grès cimentés (a) et non cimentés (b) prélevés à différentes profondeurs. Les quatre bandes d'absorption caractéristiques de la kaolinite sont visibles dans les grès cimentés. La présence de dickite dans les grès non cimentés se marque par la présence de trois bandes seulement sur les spectres. L'allure des spectres infrarouge n'évolue avec la profondeur que dans les grès non cimentés. Cette évolution indique une augmentation de la teneur en dickite avec la profondeur.

Les spectres infrarouges réalisés sur les fractions $<5\mu\text{m}$ de grès échantillonnés à différentes profondeurs sont présentés sur la Figure. VII.5. Ils confirment les résultats de la diffraction des rayons X. Seule la kaolinite (bien cristallisée) est identifiée dans les grès cimentés. Par contre, la dickite est présente dans les grès non cimentés à partir de 3234 mètres. L'augmentation de la proportion de dickite avec la profondeur est clairement visible sur les spectres infrarouges. Cette

augmentation est représentée par le déplacement de la bande 3696 cm^{-1} vers 3702 cm^{-1} (Fig. VII.5.B). Dans le grès non cimenté situé à 3257 mètres, un petit épaulement à 3668 cm^{-1} indique une proportion plus élevée en kaolinite que dans les autres échantillons. Ce grès a également une porosité (13%) plus faible que celle mesurée dans les autres échantillons (18%).

C. Caractérisation de l'illite

1. Diffraction des rayons X

Les diffractogrammes obtenus à partir de pâtes orientées de la fraction $<2\text{ }\mu\text{m}$ des grès cimentés et non cimentés présentent un pic large et asymétrique entre 5 et $11^\circ 2\theta$ (Fig. VII.6). Sur les diffractogrammes des fractions argileuses séchées à l'air, le maximum d'intensité de ce pic est observé à 10 \AA pour tous les échantillons situés au dessus de 3260 m. En dessous de cette profondeur, les réflexions d'illites sont très intenses et une double réflexion est visible avec un maximum à $10,5\text{ \AA}$ et un autre à 10 \AA . Après traitement au glycol, le maximum à $10,5\text{ \AA}$ disparaît tandis que le pic à 10 \AA devient plus intense, mais la réflexion reste asymétrique dans les petits angles 2θ . La comparaison de ces diffractogrammes avec ceux générés par le programme NEWMOD (Reynolds, 1985) indique la présence d'illites riches en interstratifiés I/S (environ 90% de feuillets d'illite).

Ces diffractogrammes ont été également décomposés à partir du programme de Lanson et Besson (1992). Les diffractogrammes sont reproduits correctement dans l'intervalle 5 - $11^\circ 2\theta$ à partir de courbes gaussiennes situées respectivement à environ 11 ($8,03^\circ 2\theta$), $10,5$ ($8,5^\circ 2\theta$) et 10 \AA ($8,8^\circ 2\theta$) (Fig. VII.6 et 7). Les diffractogrammes des échantillons traités au glycol sont reproduits correctement avec quatre courbes gaussiennes respectivement à ($7,3^\circ 2\theta$), ($8,3^\circ 2\theta$), ($8,7^\circ 2\theta$) et ($8,8^\circ 2\theta$). Ces décompositions sont très similaires à celles obtenues par Lanson et al. (1996) pour les illites diagénétiques des grès de la formation de Rotliegend en Mer du Nord. Pour ces auteurs, elles indiquent la présence de trois populations différentes d'illite: des illites bien cristallisées (WCI) ($8,8^\circ 2\theta$ dans les échantillons séchés à l'air et les échantillons traités au glycol), des illites mal cristallisées (PCI) ($8,6^\circ 2\theta$ dans les échantillons séchés à l'air) et des interstratifiés illite-smectite (I/S) avec environ 80% de feuillets illitiques (environ $8^\circ 2\theta$ dans les échantillons séchés à l'air). Tous les échantillons étudiés ont pu être décomposés avec les mêmes gaussiennes. Toutefois, les variations d'intensité de chaque gaussienne indiqueraient une évolution des proportions respectives des différents types d'illites en fonction de la profondeur (Fig. VII.6 et Fig. VII.7). La proportion d'illite PCI augmenterait au dépens des illites WCI avec la profondeur. La proportion en I/S resterait constante (Tabl. VII.1).

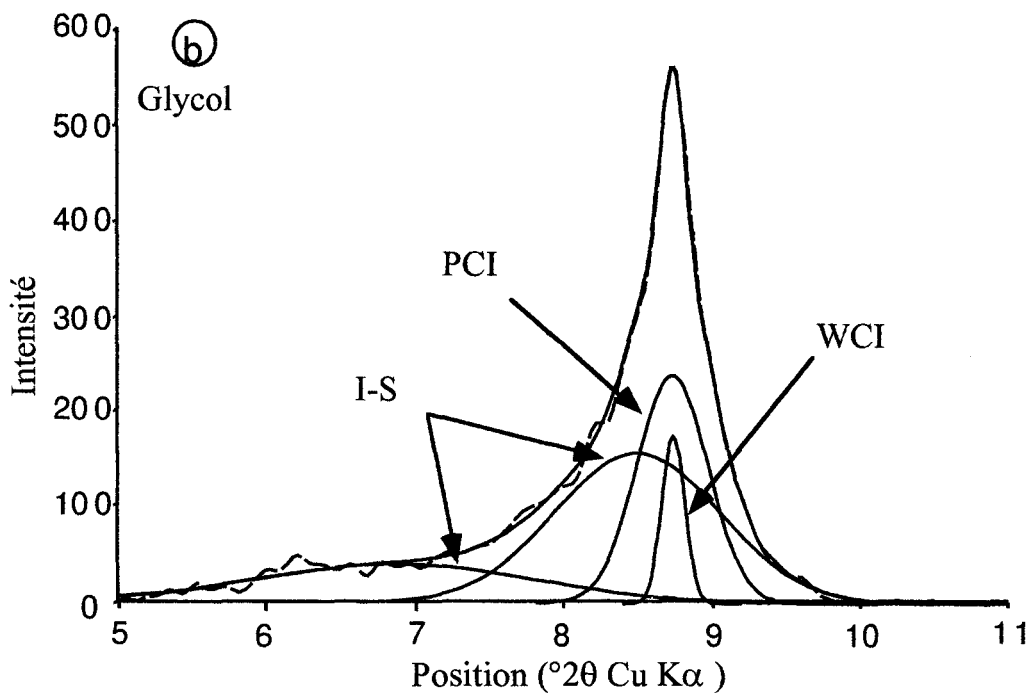
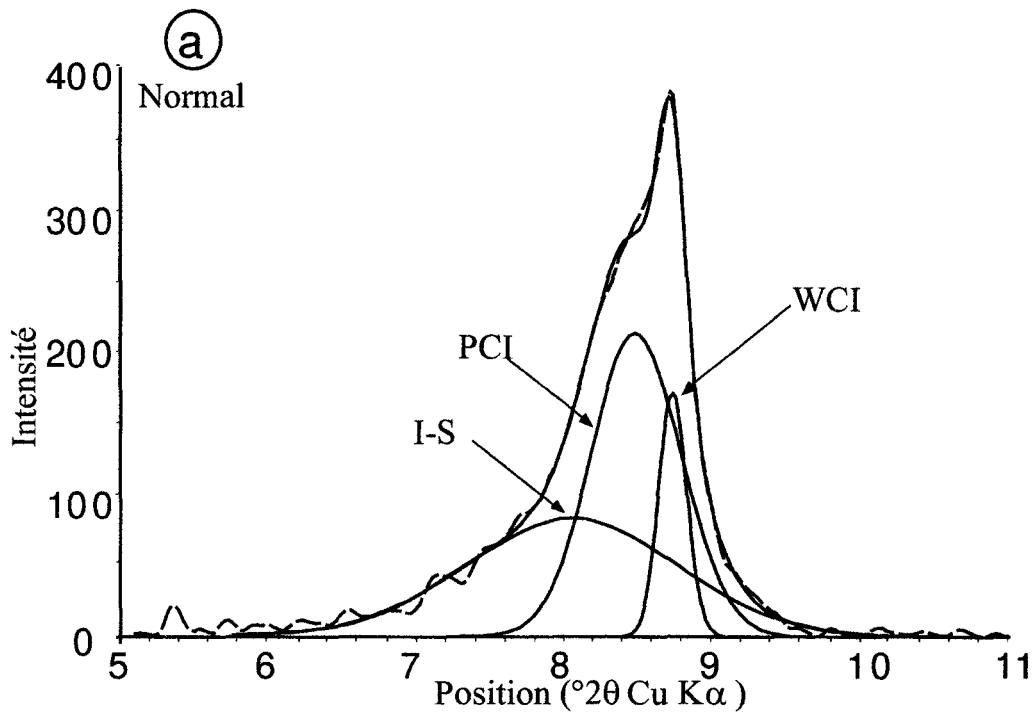


Fig. VII. 6. Décomposition des diffractogrammes d'une préparation séchée à l'air (A) et saturée au glycol (B) de l'échantillon 3244. Les courbes en tiretés représentent le spectre expérimental. Les courbes en trait plein représentent les gaussiennes et la courbe calculée. WCI: Illite bien cristallisée. PCI: Illite mal cristallisée. I/S: Interstratifié illite/smectite.

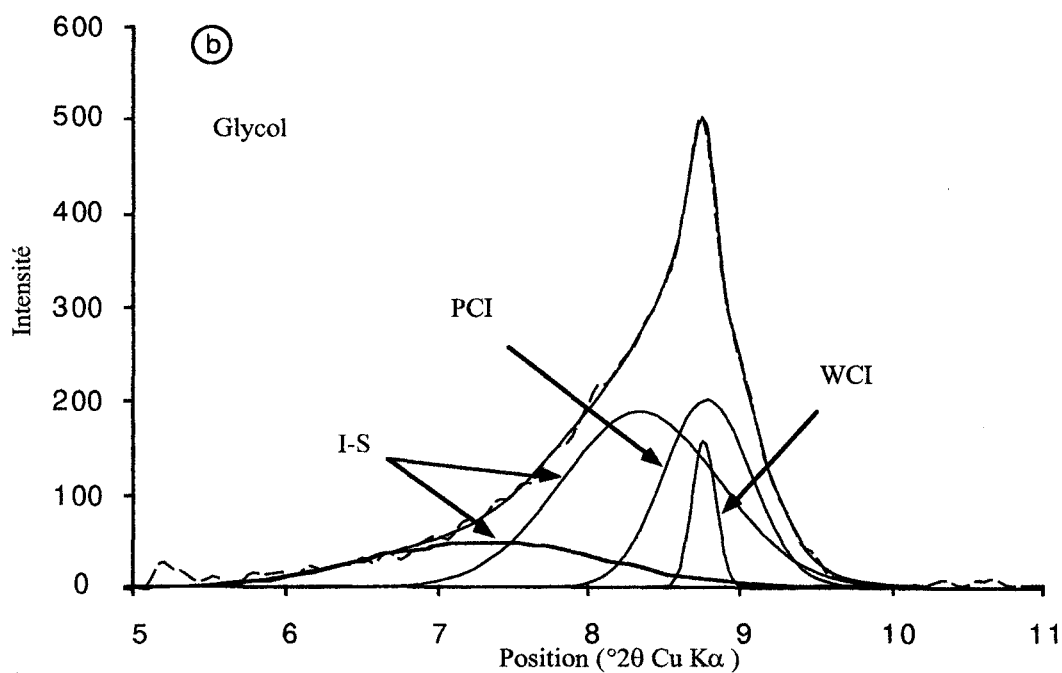
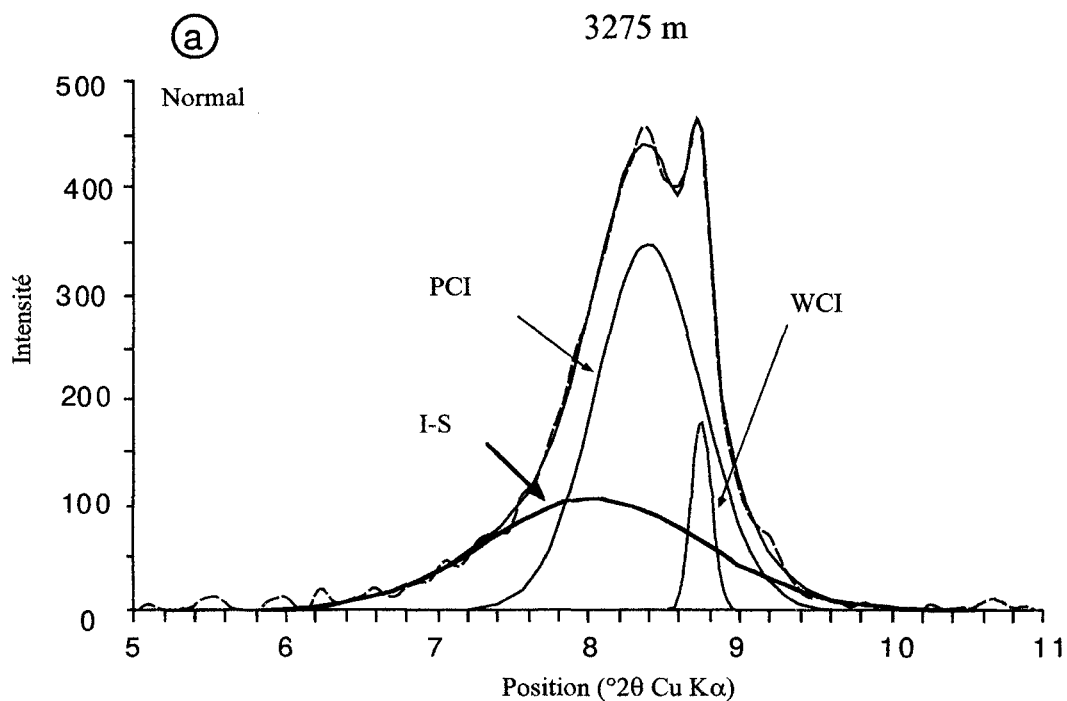


Fig. VII. 7. Décomposition des diffractogrammes d'une préparation séchée à l'air (A) et saturée au E.G. (B) de l'échantillon 3275. Les courbes en tirets représentent le spectre expérimental. Les courbes en trait plein représentent les gaussiennes et la courbe calculée. WCI: Illite bien cristallisée. PCI: Illite mal cristallisée. I/S: Interstratifié illite/smectite.

Profondeur (m)	PCI (11 Å)	IS (10,51 Å)	WCI (10 Å)
3238 nc	13,01	53,77	33,22
3238,2 nc	21,05	48,42	30,52
3244 nc	13,71	50,47	35,82
3254 nc	16,00	45,07	38,93
3270,3 nc	19,94	64,65	15,48
3272 nc	6,20	55,43	38,37
3274,8 nc	18,21	68,99	12,80
3275 nc	17,03	55,16	27,81

Tabl. VII. 1. Intensité relative de chaque courbe gaussienne obtenue par la décomposition des diffractogrammes des préparations séchées à l'air entre 5 et 11° 2θ. Le pic des illites PCI est plus intense que celui des illites WCI dans les échantillons les plus profonds. L'intensité du pic des I/S ne change pas.

D. Relation entre diffraction et morphologie des illites

Les diffractogrammes des grès non cimentés où les illites en filaments et en lattes sont observées au MEB (3204 à 3260 mètres de profondeur) montrent des réflexions à 10 Å asymétriques. Par contre, les diffractogrammes des grès à illites en plaquettes (en dessous de 3260 mètres) présentent un double pic à 10 Å et 10,5 Å. La présence du pic à 10,5 Å semble donc associée à celle de l'illite en plaquette.

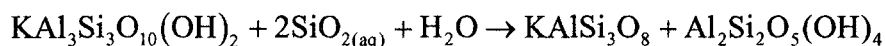
3. Discussion

A. Néof ormation de la kaolinite

Dans les grès cimentés, la kaolinite néoformée est englobée dans le ciment carbonaté. La néof ormation de la kaolinite est donc antérieure à la formation de ce ciment qui s'est mis en place à une profondeur inférieure à 1000 mètres (Voir Chap. IV, V). Il s'agit donc bien d'un processus diagénétique relativement précoce. La néof ormation de la kaolinite est un événement majeur dans les grès de la Mer du Nord. D'après les analyses des isotopes stables, elle apparaît liée, en partie au moins, à la circulation d'eaux météoriques (Hancock, 1978; Hancock et Taylor, 1978; Bjørlykke et al, 1979).

Deux types de kaolinite peuvent être distingués dans les grès cimentés comme dans les grès non cimentés (Chap. IV). La kaolinite qui remplace la muscovite et celle, en vermicules, qui peut former des plages aux contours plus ou moins rectangulaires suggérant une pseudomorphose.

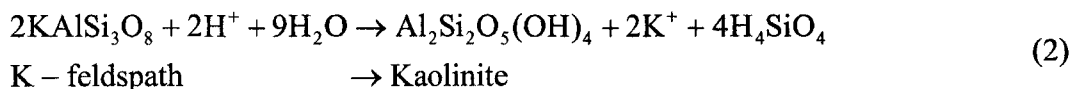
Le développement de la kaolinite dans les clivages ou aux extrémités des cristaux de muscovite et la présence de surcroissances de feldspath potassique dans les grès cimentés suggèrent bien la réaction proposée par Bjørkum et Gjelsvik (1988):



Muscovite → K - feldspath + Kaolinite

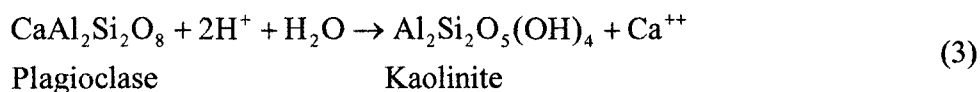
Cette réaction implique une sursaturation de l'eau interstitielle par rapport au quartz, qui pourrait être alimentée par la dissolution de silice biogène ou amorphe. Cette réaction se déroulerait en système fermé à faible température (25-50°C). Si cette réaction rend bien compte de la formation des

surcroissances du feldspath potassique, elle ne permet pas d'expliquer à elle seule les quantités de kaolinite observées dans les grès cimentés et notamment les grandes plages de vermicules en accordéons. Pour de nombreux auteurs (Hancock et Taylor, 1978; Bjørlykke et al, 1979; Bjørlykke, 1994), l'essentiel de la kaolinite résulterait de l'altération du feldspath potassique suivant une réaction du type:



Cette réaction impliquerait le lessivage du potassium et de la silice car dans les grès cimentés il n'a pas été observé de néoformations d'une phase siliceuse et/ou potassique (quartz, illite...) qui pourraient consommer ces éléments. De plus, il n'y pas d'évidence texturale de cette réaction dans les grès cimentés. Les feldspaths potassiques sont relativement bien préservés. Leurs marques de dissolution concernent plutôt la dissolution d'exsolutions d'albite qui sont cicatrisées par la calcite. Il n'a jamais été mis en évidence de pseudomorphoses partielles de cristaux de feldspath potassique. Par contre, de grandes plages de kaolinite néoformée se développent à côté de feldspaths potassiques. Ces feldspaths ne montrent aucun indice de dissolution, mais plutôt des surcroissances qui leur confèrent un caractère automorphe. Ces surcroissances, bien visibles en cathodoluminescence, ont des contours nets et rectilignes et ne présentent aucunes marques de dissolution. La déstabilisation du feldspath potassique ne semble donc pas la source en silice et en aluminium des vermicules de kaolinite.

La dissolution des exsolutions d'albite des feldspaths alcalins ne semble pas non plus une source en aluminium ou en silice suffisante pour rendre compte des quantités de kaolinite observées. En revanche, la déstabilisation de feldspaths plagioclases pourrait rendre compte à basse température de la formation de kaolinite suivant une réaction du type (Fig. VII.8):



Cette réaction doit se dérouler en système ouvert pour lessiver le calcium. Par contre, silice et aluminium sont disponibles sur place. Là aussi, il n'y a pas d'évidence texturale de la réaction car aucune relique de plagioclase n'a jamais été observée. Par contre des plagioclases sont observés dans d'autres formations de la Mer du Nord (Glasmann et al,1989). Il est possible que le plagioclase ait été un élément détritique présent initialement dans les grès étudiés et qui par la suite serait complètement lessivé et remplacé par de la kaolinite lors de l'invasion par des eaux météoriques. Il est également possible d'envisager une précipitation de la kaolinite à partir des fluides. Toutefois les volumes de fluides qui seraient nécessaires pour apporter la quantité d'aluminium nécessaire à la précipitation de la kaolinite rendent cette hypothèse peu réaliste.

La formation des deux types de kaolin (kaolin en vermicules et en pseudomorphose de la muscovite) semble deux phénomènes différents bien qu'antérieurs tous les deux à la précipitation du ciment carbonaté. Il n'y a pas cependant de critère bien net pour établir une chronologie de ces deux phénomènes. Il semble plus logique d'envisager tout d'abord la précipitation des plages de vermicules de kaolinite dans un épisode assez bref de lessivage des plagioclases ou d'une autre source en silicium

ou en aluminium dans un système ouvert. La dissolution des exsolutions d'albite des feldspaths alcalins pourrait également se dérouler à ce moment là. Il y aurait ensuite la déstabilisation de la muscovite au profit de la kaolinite et le développement des surcroissances de feldspaths potassiques en système fermé et avec une cinétique de réaction plus faible.

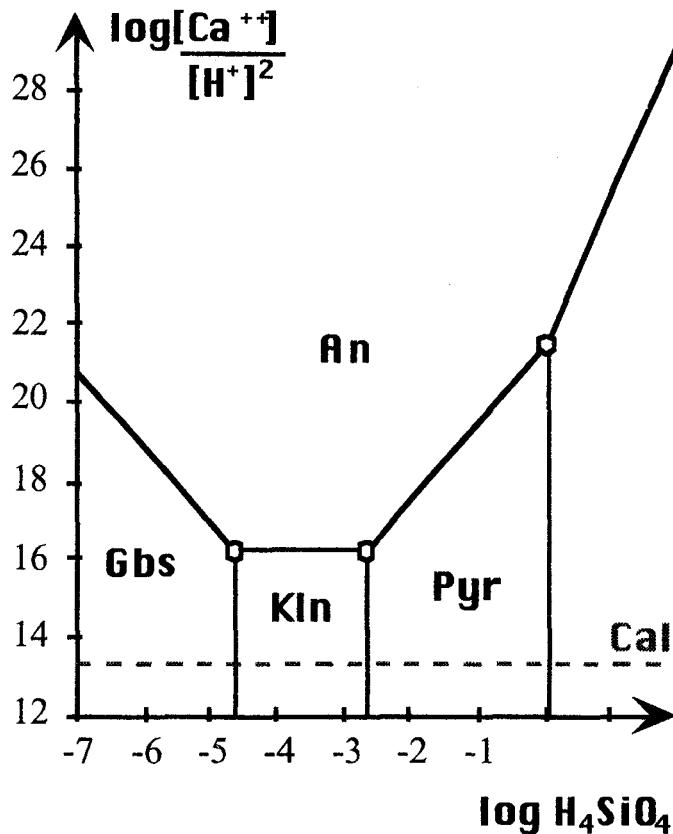


Fig. VII. 8. Diagramme d'activité $\log(a_{H_4SiO_4}) - \log(a_{Ca^{++}}/a_{H^+})$. Il montre les conditions de stabilité de l'anorthite à 25°C et une pression de 1 atm. Kln = Kaolinite, Gbs = Gibbsite, Pyr = Pyrophyllite, An = Anorthite. La droite de saturation de la calcite est en tirets. A cette température, l'anorthite n'est pas stable car le fluide est sursaturé en calcite et sa précipitation entraînera la dissolution de l'anorthite.

La teneur en kaolin semble plus importante dans les grès non cimentés que dans les grès cimentés (Chap. VI). La néoformation de la kaolinite se serait donc poursuivie après la cimentation dans les grès non cimentés alors qu'elle a été arrêtée dans les grès cimentés. Par exemple, la transformation des muscovites en kaolinite est beaucoup plus poussée, voire totale, dans les grès non cimentés. Les reliques isolés de calcite dans les grès non cimentés indiquent que la limite irrégulière entre grès cimentés et grès non cimentés est un front de dissolution de la calcite. Ces observations suggèrent le scénario suivant:

- cimentation carbonatée par des eaux d'origine marine de l'ensemble des niveaux lithologiques où des grès cimentés sont observés actuellement (Chap. V); elle arrête le développement de la kaolinite dans ces niveaux.

- dissolution hétérogène du ciment qui pourrait correspondre au début de l'infiltration de fluides météoriques liée à la phase cimmérienne invoquée par de nombreux auteurs en Mer du Nord (Hancock et Taylor, 1978; Sommer, 1978; Bjørlykke, 1983; Bjørlykke et Brendsdal, 1986; Jourdan

et al, 1987; Glasmann et al 1989; MacAulay et al, 1993a, voir Chap. II). Dans ce cas, le premier épisode de précipitation de la kaolinite serait plutôt lié à des infiltrations d'eaux météoriques depuis le continent juste après le dépôt des grès dans un environnement marin ou deltaïque peu profond (Jourdan et al, 1987; Glasmann, 1989; Bjørlykke, 1983; Bjørkum et al, 1990).

- après la dissolution du ciment, la poursuite des infiltrations d'eaux météoriques accélère l'altération des muscovites et pourrait permettre le début de déstabilisation des feldspaths potassiques au profit de la kaolinite.

B. Transformation kaolinite-dickite

Dans les grès non cimentés, une évolution de la morphologie des kaolins est observée avec la profondeur. Les feuillets des vermicules en accordéon se transforment progressivement avec la profondeur en cristaux en "blocs". Cette évolution morphologique a été déjà décrite en Mer du Nord (Chap. II). Elle est interprétée comme la transformation polytypique de la kaolinite en dickite (Ehrenberg et al, 1993; MacAulay et al, 1993a; 1994, Lanson et al, 1996, Beaufort et al, 1998). La spectroscopie infrarouge et la diffraction des rayons X réalisées dans cette étude le confirment clairement dans les grès non cimentés. Par contre, cette transition n'est pas observée dans les grès cimentés. La profondeur de la transition est d'environ 3240 m dans le puits étudié (Fig. VII. 9). Elle est située dans l'intervalle de profondeur (2,8 - 3,6 km) que propose Ehrenberg et al (1993) et Beaufort et al (1998) pour la transition kaolinite-dickite dans les grès réservoirs de la plate-forme continentale norvégienne et ceux de la formation du Rotliegend en Mer du Nord.

Pour Ruiz Cruz et Moreno (1993) et Lanson et al (1996), la transformation kaolinite-dickite s'effectue dans un premier temps à l'état solide par l'intermédiaire de structures hybrides (interstratifiés). Par contre, pour Ehrenberg et al (1993), la transformation de la kaolinite en dickite s'effectue par dissolution-précipitation et se déroulerait vers 130° C. Les changements de morphologie qui accompagnent la transition kaolinite-dickite dans les grès non cimentés suggèrent bien un mécanisme de dissolution-précipitation. C'est la précipitation du ciment calcitique qui bloque ce mécanisme de dissolution précipitation dans les grès cimentés et empêcherait la transition kaolinite-dickite. L'inhibition de la transition peut résulter de l'absence de fluides ou de leur renouvellement ou encore d'un espace poreux insuffisant pour que les mécanismes de dissolution précipitation s'expriment. L'influence de la porosité sur la présence de la dickite dans les roches sédimentaires a été montré par Zimmerle et Rosch (1991). Ces résultats montrent que l'utilisation de la transition kaolinite-dickite comme géothermomètre doit être effectuée avec précaution. Une étude expérimentale récente montre que la dickite est plus stable que la kaolinite jusqu'à des températures de 350°C (Zotov et al, 1998). La transition kaolinite-dickite dans les grès serait donc contrôlée plutôt par la cinétique de cette réaction, que par ses conditions d'équilibre thermodynamique. L'absence de cette transition dans les grès cimentés montre que les quantités de fluides présents et/ou la porosité sont des paramètres aussi importants que la température dans l'expression cinétique de cette réaction.

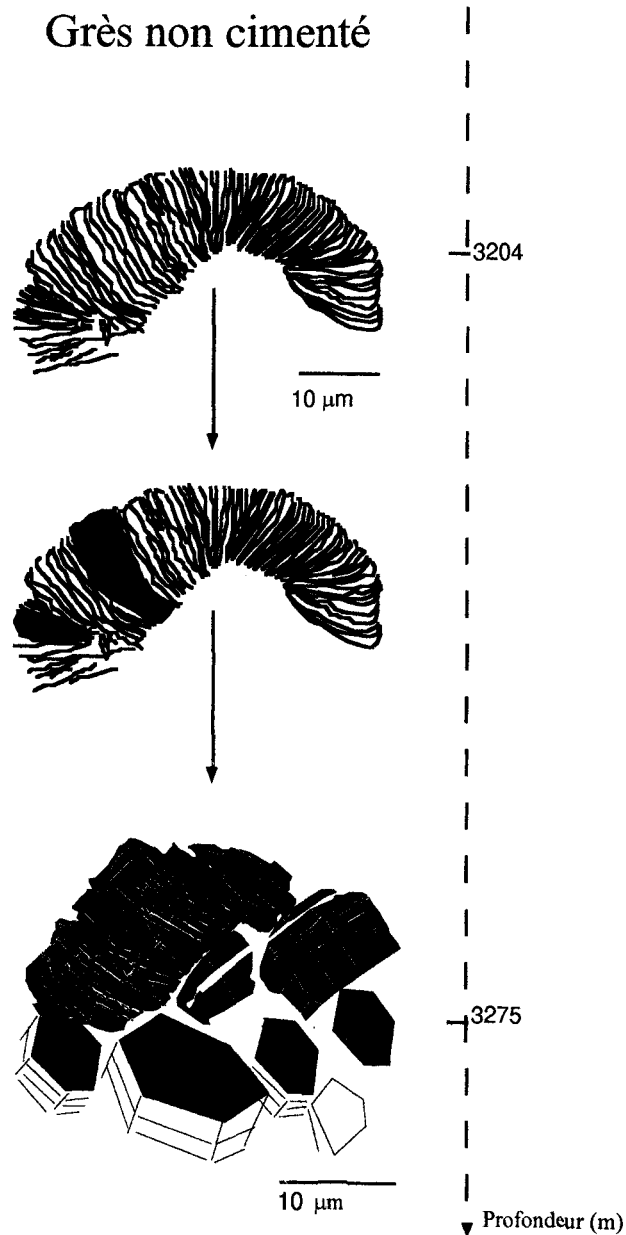


Fig. VII. 9. Schéma représentant le changement de morphologie des kaolins avec la profondeur dans les grès non cimentés.

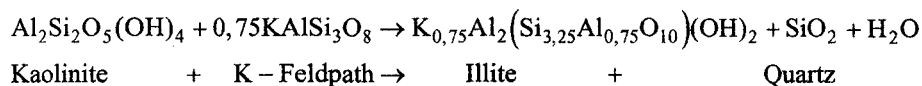
C. La néoformation d'illite

Trois morphologies d'illite différentes sont distingués au MEB dans les grès non cimentés: filaments, lattes et plaquettes. Les plaquettes se développent en dessous de 3260 mètres, les filaments et les lattes au dessus.

1. Réaction de précipitation de l'illite

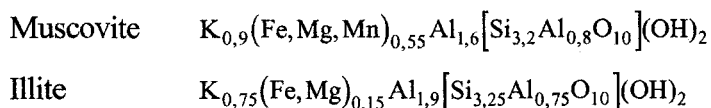
Les filaments et les lattes d'illite poussent sur et entre les feuillets de kaolinite. Sous $\times 10$ microscope optique, l'illite se développe préférentiellement dans les plages de kaolinite qu'elle remplace. Le développement de ces illites coïncident avec la dissolution du feldspath potassique. Les bilans de matière (cf. Chap. V) montrent que le silicium, l'aluminium et le potassium sont immobiles

lors des processus diagénetiques qui affectent les grès non cimentés. L'ensemble de ces informations démontrent que la néoformation de l'illite se déroule en système fermé par une réaction similaire à celle proposée par Bjørlykke (1983):



Les inclusions fluides des surcroissances de quartz contemporaines des néoformations d'illite indiquent des températures de précipitation de l'ordre de 105-110 °C. Ces températures sont tout à fait cohérentes avec les diagrammes d'activité (Chap. II, Fig. II. 4) qui indiquent que l'association kaolinite - feldspath potassique est instable au delà de 100°C.

En dessous de 3260 m, l'illite en plaquettes est le seul minéral argileux présent dans les pores des grès non cimentés. Elle pousse directement dans la porosité ou sur les micas détritiques (muscovite). La réaction de formation de l'illite doit être différente de celle proposée ci-dessus. En effet, la kaolinite est absente et le feldspath potassique peu abondant. Ces variations de composition minéralogique dans le puits sont probablement liées à un changement de faciès. Les éléments nécessaires à la formation de l'illite peuvent provenir de la déstabilisation de la muscovite ou du feldspath potassique. Il est difficile de proposer l'écriture d'une réaction dans la mesure où la composition de la muscovite peut varier et qu'il n'a pas été possible d'effectuer des bilans de matière dans ces niveaux. On peut noter toutefois que le rapport potassium sur aluminium est plutôt un peu plus élevé dans la muscovite que dans l'illite ($\approx 1-1,3$ fois). Il est beaucoup plus élevé dans le feldspath potassique que dans l'illite ($\approx 3,5$ fois). Il en ressort que si l'aluminium est immobile, une déstabilisation du feldspath en illite, voire de la muscovite en illite libère du potassium qui doit être lessivé par les fluides:



Il n'est donc pas nécessaire d'apporter du potassium pour former de l'illite. De façon plus générale, la composition de la muscovite est très proche de la composition de l'illite. Il est donc aussi tout à fait possible que la néoformation de l'illite se déroule en système fermé vis à vis du potassium, de l'aluminium, du quartz, du fer et du magnésium.

2. Evolution de la morphologie de l'illite

La morphologie de l'illite évolue avec la profondeur dans le puits étudié. Elle passe d'une forme en filaments à une forme en lattes et finalement en plaquettes (Cf. Chap. IV). Aucun changement de composition n'a été décelé à la microsonde entre ces différentes morphologies. Cette évolution de morphologie peut être liée soit à une augmentation de la cristallinité de l'illite avec la profondeur et donc à un changement du type de réaction de formation (voir ci-dessus), soit à des variations de proportion d'illite néoformée et de mica détritique liés à un changement de faciès.

La décomposition des diffractogrammes de rayon X entre 5 et 11°2 θ suggère une diminution de la cristallinité de l'illite avec la profondeur. Le pic à 10 Å est plus intense au dessus de 3260 mètres

où de l'illite en filaments ou en lattes est présente. Au dessous de 3260 mètres, l'apparition de l'illite en plaquettes coïncide avec une augmentation de la réflexion à 10,5 Å.

Toutefois, les filaments et les lattes se développent dans le faciès de shoreface où le mica détritique est abondant. Aussi, le pic de l'illite diagénétique (10,5 Å) pourrait être masquée par le pic du mica détritique (10 Å) dans la fraction argileuse. Par contre, dans les échantillons plus profonds (>3260 m) le faciès change (complexe de marée) et le mica détritique est moins abondant. Dans ce cas, le pic de l'illite diagénétique apparaîtrait plus nettement car le pic du mica détritique serait moins intense. Cette interprétation suggère toutefois que les illites diagénétiques, quelle que soit leur morphologie, sont des illites mal cristallisées (avec un faible pourcentage de feuillets gonflants).

4. Conclusions

Trois processus majeurs sont distingués dans la diagenèse argileuse des grès étudiés: la néoformation de la kaolinite, la transition kaolinite-dickite et la néoformation d'illite.

La néoformation de la kaolinite est un processus précoce qui débute avant mais qui se poursuivrait après la cimentation carbonatée. Trois types de formation sont envisagés pour la kaolinite. Par ordre chronologique:

- le lessivage juste après le dépôt, de minéraux silico-alumineux (plagioclase?) lors de l'infiltration d'eaux météoriques qui proviennent du continent.

- l'altération de la muscovite en système fermé qui s'accompagne de la précipitation de surcroissances de feldspaths potassiques.

- le lessivage des micas détritiques et du feldspath potassique lors de l'infiltration d'eaux météoriques liées à la phase cimmérienne.

Les deux premiers épisodes sont antérieurs à la cimentation carbonatée, le dernier est postérieur. Les deux premiers concernent l'ensemble des grès, le dernier n'est visible que dans les grès non cimentés par la calcite.

Dans les grès non cimentés, la kaolinite est progressivement remplacée par la dickite avec l'augmentation de la profondeur alors qu'elle est préservée dans les grès cimentés. L'absence de cette transition dans les grès cimentés montre que les quantités de fluides présents et/ou la porosité sont des paramètres aussi importants que la température dans l'expression de la cinétique de cette réaction.

La néoformation d'illite est le dernier épisode de la diagenèse argileuse. La morphologie de l'illite évolue avec la profondeur dans le puits étudié. Elle passe d'une forme en filaments à une forme en lattes et finalement en plaquettes. Cette évolution reste difficile à mettre en relation avec un autre paramètre comme la cristallinité par exemple. L'ensemble des observations indique que la néoformation de l'illite se déroulerait en système fermé aux transferts de matière. Dans les parties hautes du puits, la néoformation résulte de la déstabilisation de la kaolinite et du feldspath potassique au profit de l'illite et du quartz. Dans ses parties basses, elle résulterait plutôt de la déstabilisation de la muscovite détritique.

Chap. VIII. Les surcroissances de Quartz

Chap. VIII. Les surcroissances de quartz

1. Introduction

Les surcroissances de quartz détritiques constituent le ciment le plus répandu dans les réservoirs clastiques (McBride, 1989). Avec la compaction mécanique, c'est un phénomène majeur de réduction de la porosité dans les grès (Blatt, 1979; Bjørlykke et al, 1986; Land et Fisher, 1987; McBride, 1989; Bloch et al, 1990; Ehrenberg, 1990). La source en silice et les mécanismes de formation de ces surcroissances sont très discutés (voir Chap. II). Dans le présent travail, les bilans de masse basés sur des analyses chimiques réalisées sur des micro-carottes centimétriques (Chap. VI) démontrent que la silice est immobile dans les grès étudiés. Le système est donc ici fermé aux transferts de silice à l'échelle de quelques centimètres. A cette échelle, différents mécanismes peuvent être invoqués pour rendre compte des surcroissances de quartz.

- Des mécanismes de pression-dissolution sous contrainte aux contacts entre les grains de quartz (Angevine et Turcotte, 1983; Potdevin, 1984; Gratier, 1984; Gratier et Guiguet, 1986; Dewers et Ortoleva, 1990; Mullis, 1991; Ramm, 1992; Stephenson et al, 1992),

- des mécanismes de dissolution-cristallisation aux interfaces entre les micas ou les argiles et le quartz, notamment le long de stylolites (Bjørkum, 1996; Oelkers et al, 1996; Renard, 1997),

- des réactions diagénétiques (Bjørkum et al, 1993; Brosse et al, à paraître).

Le but de ce chapitre est de préciser les effets des surcroissances sur la texture des grès. Pour cela, nous comparerons la morphologie et la taille des grains de quartz dans les grès cimentés et dans les grès non cimentés, par une étude granulométrique laser et par l'analyse d'images. Il s'agira également de discuter des mécanismes de formation des surcroissances.

2. Morphologie et granulométrie du quartz

A. Observations générales

Les surcroissances de quartz ne se développent que dans les grès non cimentés par la calcite (Chap. IV). Le volume des surcroissances estimé par des comptages de points sur lames minces varie entre 3,5 et 8,5 % (Chap. IV) Ces valeurs peuvent être sous estimées, car les surcroissances ne sont pas toujours faciles à distinguer sous le microscope (Hogg, 1989). La cathodoluminescence couplée à un MEB permet de mieux distinguer les surcroissances, mais les forts grossissements nécessitent des techniques d'analyse d'images assez lourdes pour quantifier le volume de surcroissance. Ces techniques n'ont pas été mises en oeuvre ici.

Des grains de quartz séparés ont été observés au MEB. Dans les grès cimentés, les surfaces de grains montrent des formes émoussées (Fig.VIII.1.a.b) qui traduisent une usure par frottement durant

un transport dans de l'eau avant la sédimentation (Cailleux, 1947). Des limites irrégulières de ces grains de quartz sont également observées sous le microscope optique. Les grains des grès non cimentés peuvent montrer des faces cristallographiques parfaites grâce aux surcroissances (Fig.VIII.1.c.d). Ces quartz acquièrent alors parfois une forme automorphe bi-pyramidée hexagonale, bien visible en volume au MEB ou en section sous le microscope optique.

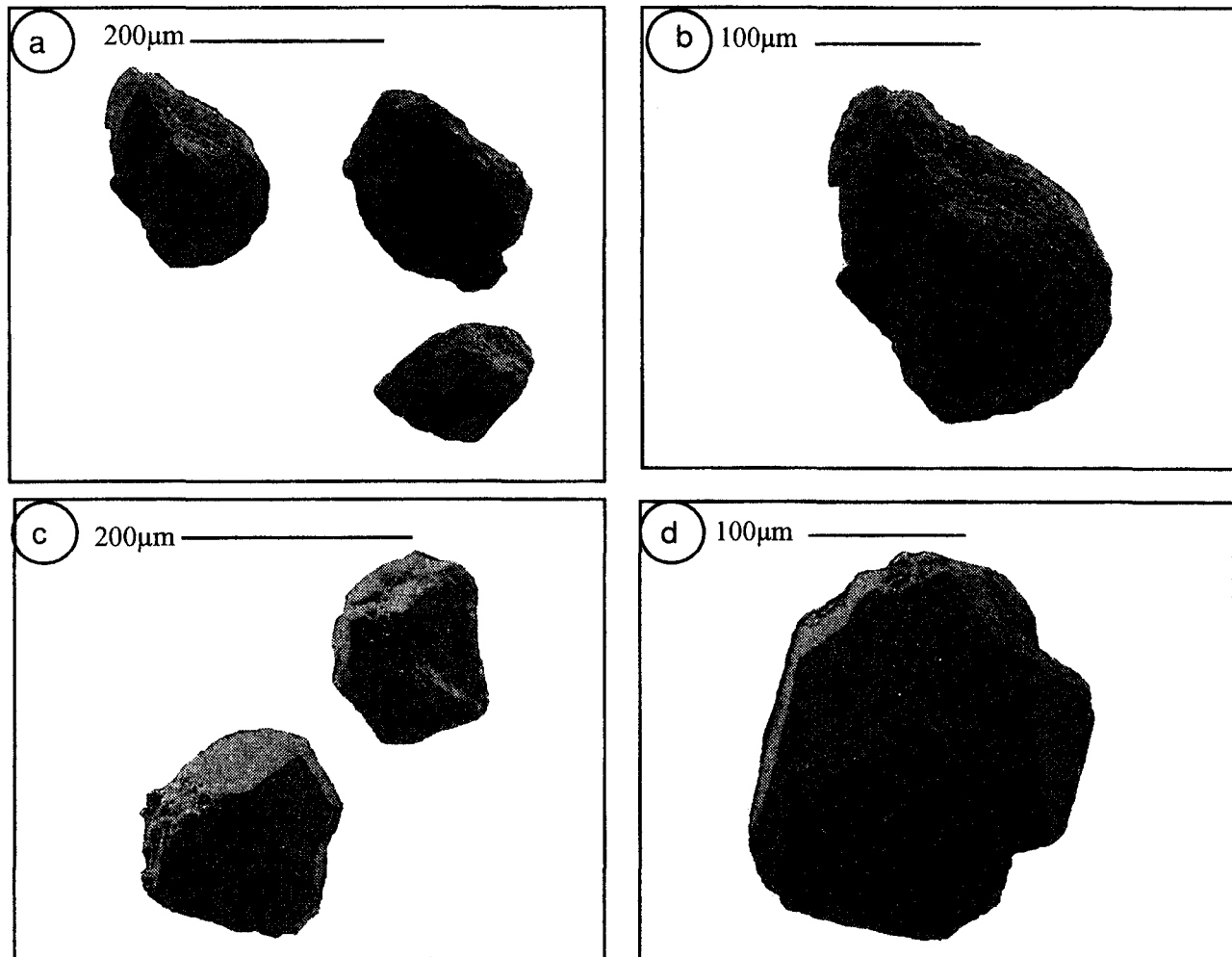


Fig. VIII. 1. Grains de quartz séparés observés au MEB. a et b. Grains de quartz des grès cimentés. c et d. Grains de quartz des grès non cimentés avec des surcroissances.

Les grains de quartz peuvent être indentés les uns dans les autres. D'autres sont poinçonnés par des baguettes de mica détritique; dans les deux cas, les contacts sont généralement sub-parallèles à la stratigraphie. La dissolution des grains suivant ces plans leur confèrent une forme allongée renforcée par un développement des surcroissances de quartz dans une direction parallèle à la stratigraphie.

L'observation de lames minces perpendiculaires à la stratigraphie montrent parfois des niveaux plus riches en micas avec des grains de quartz jointifs, les surcroissances étant rares et la porosité faible (environ 10%). Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du niveau micacé, la porosité augmente et peut dépasser 20%, alors que les surcroissances sont abondantes (Fig. VIII. 2).

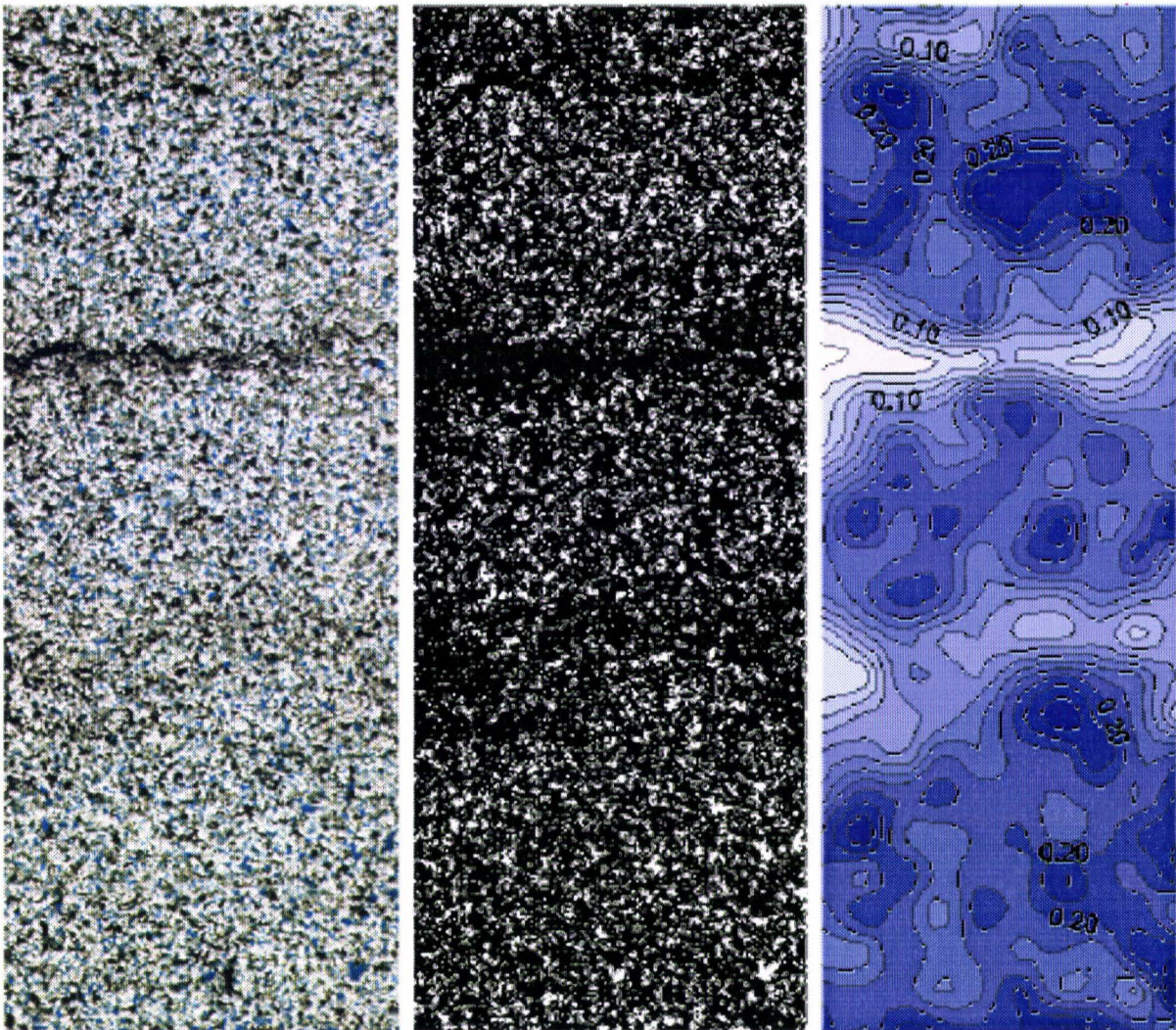


Fig. VIII. 2. Carte de répartition de la porosité à l'échelle centimétrique dans une lame mince de grès taillée perpendiculairement à la stratigraphie. Les images et la quantification de la porosité ont été obtenues grâce au logiciel d'analyse d'images "Image Pro Plus". La carte a été réalisée à l'aide du logiciel de cartographie "Surfer". a. Image en lumière naturelle d'une portion de la lame mince (environ 3 x 1 cm) obtenue par numérisation directe sur un scanner de diapositive Nikon LS-1000. La coloration bleue de la résine d'imprégnation de la lame permet d'extraire facilement la porosité par analyse d'images. b. Masque de la porosité (en blanc). c. Carte de répartition de la porosité. Les variations verticales de la porosité apparaissent nettement et sont associées aux concentrations de micas détritiques. Une carte tout à fait comparable a été également obtenu par comptage de point (d'après Galet, 1998; Benchilla, 1998).

B. Granulométrie laser

Les grains de quartz des grès cimentés et des grès non cimentés ont été séparés pour les analyser au granulomètre laser « Malvern Master Sizer ». Dans les grès cimentés, les grains ont été séparés par une attaque à l'acide chlorhydrique. Un mélange pétrole-eau oxygénée a été employé dans les grès non cimentés (voir Chap. III). Six couples d'échantillons de grès cimentés et de grès non cimentés ont été analysés. Les courbes granulométriques obtenues représentent essentiellement la distribution de la taille des grains de quartz qui représentent le constituant principal de ces grès.

Les courbes sont différentes pour les grès cimentés et les grès non cimentés (Fig. VIII.3). Le mode (valeur en micron du pic principal de distribution) est toujours décalé vers les grandes tailles de

grain pour les grès non cimentés. Généralement, les grains de quartz sont mieux classés dans les grès cimentés que dans les grès non cimentés.

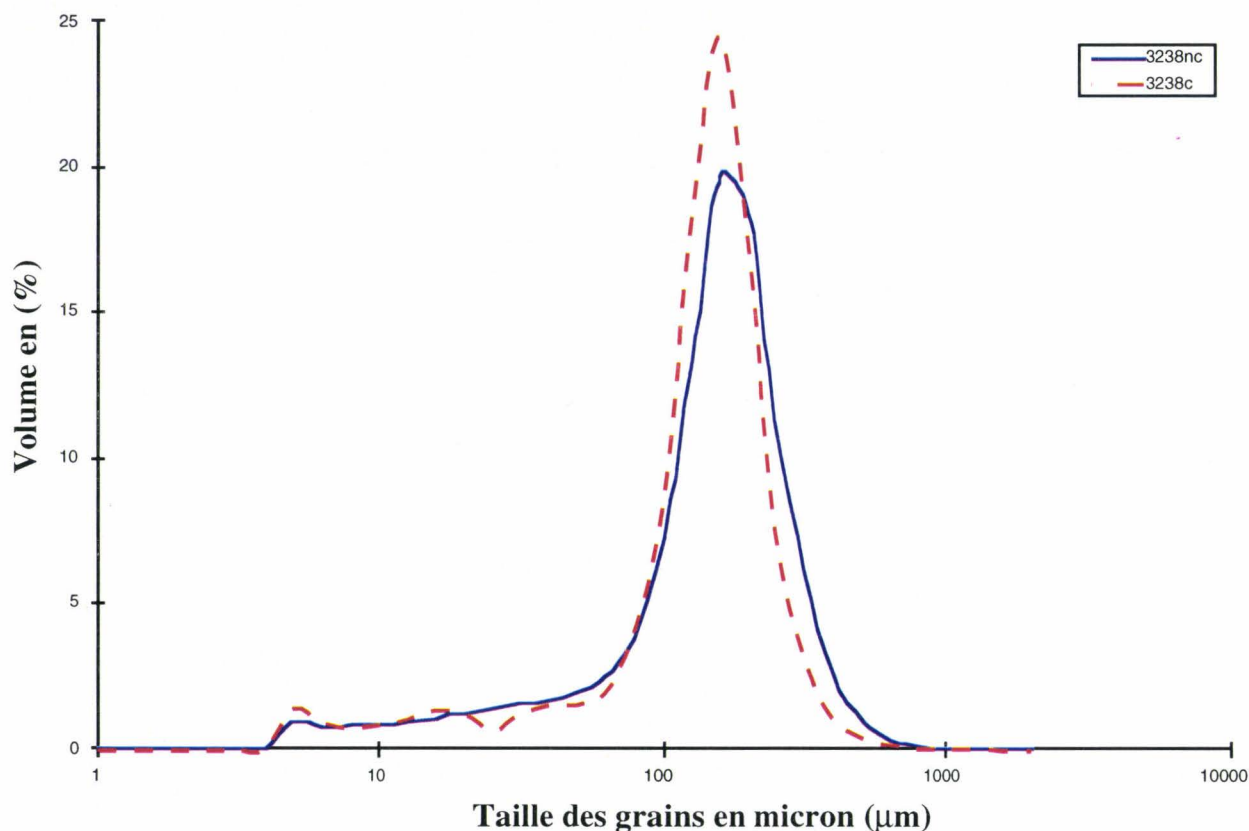


Fig. VIII. 3. Comparaison des courbes granulométriques d'un grès cimenté (tiretée) et d'un grès non cimenté (trait continu) pris dans le même niveau lithologique. Le mode est légèrement décalé vers une taille, de grains plus élevée pour les échantillons non cimentés.

C. Analyse d'image

L'acquisition récente du matériel et des logiciels d'analyse d'images et quelques problèmes techniques n'ont pas permis de faire une étude très poussée des variations de taille et de morphologie des grains entre grès cimentés et non cimentés. Toutefois un certain nombre de mesures a été réalisé sur lames minces et sur des grains séparés pour compléter l'étude par granulométrie laser. Le logiciel d'analyse d'images « Image-Pro-Plus » couplé à une carte d'acquisition numérique "Scion CG7" et à une caméra vidéo montée sur un microscope Olympus BX 60 a été utilisé (Chap. III).

1. Acquisition des données

Sans rentrer dans les détails de l'analyse d'images (voir Galet, 1998), les opérations suivantes sont réalisées pour acquérir les paramètres caractéristiques des grains dans une partie de la lame mince.

- **Contourage.** Il est automatique. Le logiciel contourne les plages de l'image qui présentent une surface dans une gamme de couleur donnée choisie par l'utilisateur. Il est souvent nécessaire de retoucher le contourage pour séparer les grains dont les contours n'ont pas été correctement reconnus. La figure VIII.4 montre le résultat d'un contourage réalisé sur une portion de lame mince.

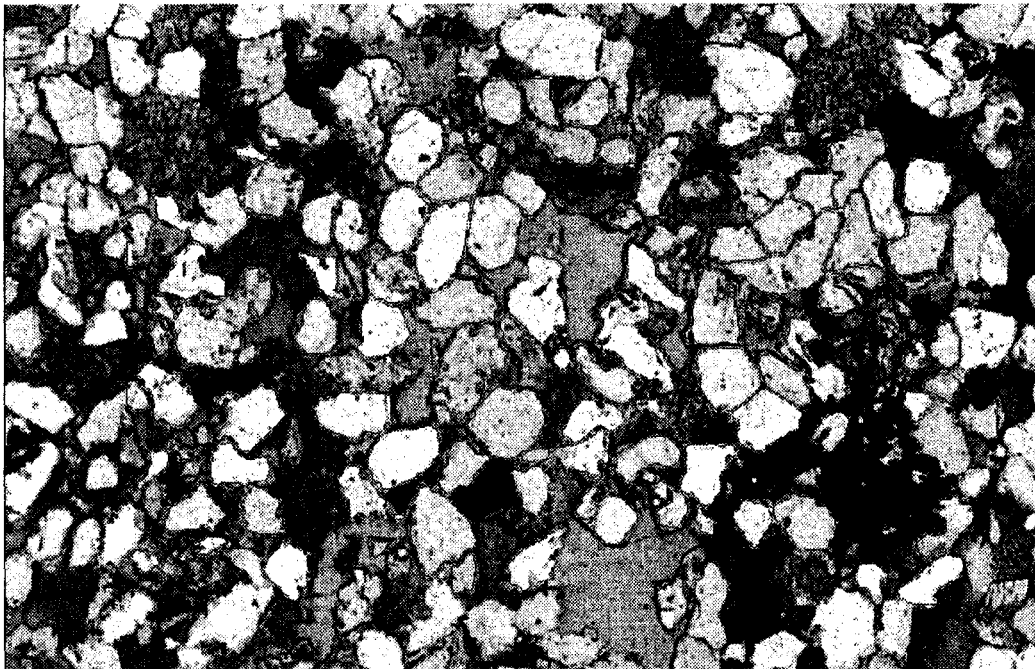


Fig. VIII. 4. Exemple de contourage de grains de quartz dans un échantillon (3238m) d'un grès non cimenté.

- **Extraction de données.** Après avoir délimité les grains, le logiciel peut mesurer un certain nombre de paramètres: aire, diamètre moyen, diamètre maximum... Ces données sont stockées sous forme de tableaux de type Excel (Tabl. VIII.1).

Obj.#	Area	Area/Box	Box X/Y	Center-X	Center-Y
1	15518,39	0,4628696	0,6626506	841,2524	1897,8
2	8673,556	0,7852394	0,680851	1142,124	1881,036
3	8350,408	0,7062111	0,7608696	1321,047	1891,458
....					

Tabl. VIII. 1. Extrait d'un tableau de données (échantillon 3238) tirées de l'image de la figure précédente. L'unité de mesure est le micromètre.

2. Visualisation des données

Les figures Fig. VIII.5 a et b montrent des histogrammes de fréquence du diamètre moyen des sections de grains de quartz pour un couple de grès (Hassouta et al, 1998). Les histogrammes traduisent que les grès non cimentés ont une distribution bimodale (un mode à 60 μ m et un mode à 120 μ m dans l'échantillon 3238m) alors que les grès cimentés présentent un seul mode (vers 60 μ m). L'allure des histogrammes reste la même pour différentes portions d'une lame mince. Par exemple, l'analyse d'images a été effectuée sur trois zones différentes de la même lame mince pour l'échantillon 3238 (Fig. VIII.5).

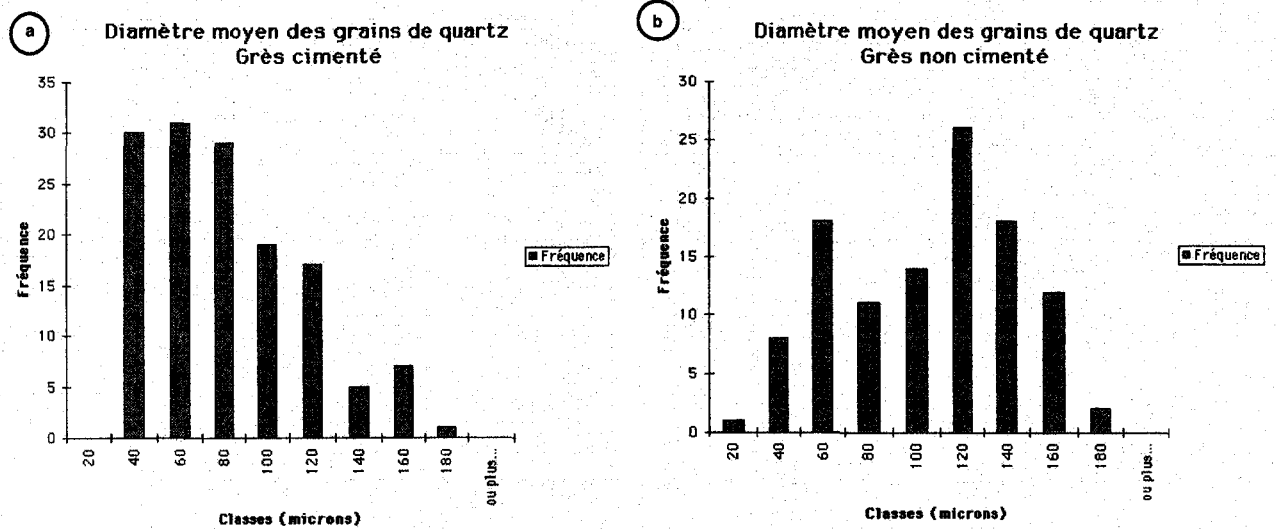


Fig. VIII. 5. Histogramme de fréquences du diamètre moyen

Les deux modes ne sont pas rencontrés dans les courbes obtenues par granulométrie laser dans les grès non cimentés. Toutefois, l'analyse d'images en lames minces donne la distribution des sections de grains et non pas celle de la taille des grains comme en granulométrie laser. Pour s'affranchir de ce problème, nous avons alors mesuré directement des grains de quartz séparés. Une partie des préparations réalisées pour la granulométrie laser a été dispersée sur des lames de verre et placée sous le microscope pour mesurer directement la taille des grains par analyse d'images (Fig. VIII.6). Les histogrammes de fréquences sont comparables à ceux obtenus sur lames minces pour les sections de grains de quartz. Toutefois, le caractère bimodal de la distribution des grains dans les niveaux non cimentés est moins net. Par contre, la distribution de la taille des grains dans les grès cimentés et dans les grès non cimentés est là aussi clairement différente. Les grès cimentés sont mieux classés que les grès non cimentés. Comme en granulométrie laser, le mode principal est décalé vers les grandes tailles pour les grès non cimentés.

Ces différences traduisent une modification de la distribution des tailles de grains de quartz liées au développement des surcroissances. En effet, la distribution des tailles de grains de quartz était sans doute initialement identique dans les deux types de grès et a été mieux préservée dans les grès cimentés. Les processus qui conduisent au développement des surcroissances entraînent une augmentation globale du diamètre moyen des grains ainsi qu'une certaine dispersion des valeurs de la taille des grains. Ces modifications de taille sont mieux révélées par l'analyse d'images que par la granulométrie laser. En fait, en granulométrie laser, les particules sont assimilées à des sphères dont on extrapole le volume. Cette approximation doit lisser les différences qui pour les grains avec des surcroissances se marquent par des variations de leur rapport longueur sur largeur.

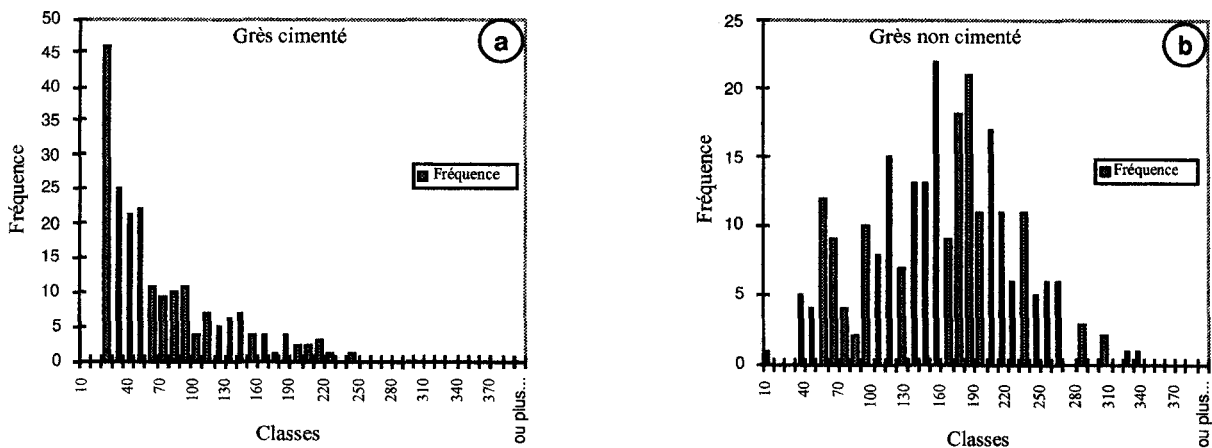


Fig. VIII. 6. Histogrammes de fréquences du diamètre moyen des grains de quartz dans un grès cimenté et dans un grès non cimenté. Les mesures sont effectuées par analyse d'images sous le microscope optique d'un ensemble de grains de quartz dispersé sur une lame de verre.

3. Discussion

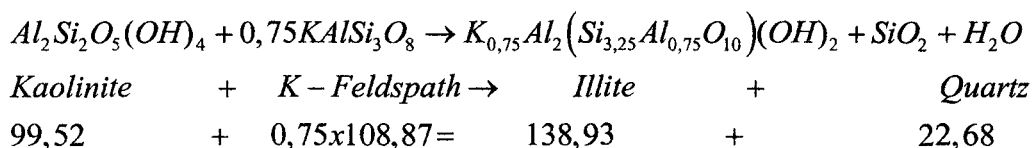
A. Source en silice et mécanismes de surcroissance des quartz

Les observations sous le microscope ou au MEB, la granulométrie laser et l'analyse d'images montrent des différences de morphologie et de taille des grains de quartz entre les grès cimentés et les grès non cimentés. Ces différences sont liées aux phénomènes qui produisent les surcroissances de quartz dans les grès non cimentés. Les bilans de masse ont démontré que le silicium était immobile lors de la diagenèse dans les grès étudiés (Chap. V). Les surcroissances de quartz ne résultent donc pas d'un apport lointain de silice par les fluides mais de sa remobilisation à une échelle centimétrique. Deux types de phénomènes peuvent rendre compte des surcroissances de quartz.

- Les réactions diagénétiques de néoformation de l'illite qui pourraient libérer de la silice et contribuer à la formation des surcroissances.
- Les phénomènes de dissolution recristallisation du quartz.

1. Source de la silice

La silice des surcroissances peut provenir de l'illitisation de la kaolinite ou de la muscovite. En effet, l'illitisation est en partie au moins contemporaine des surcroissances de quartz. Il est possible d'effectuer un bilan volumique de ces réactions à partir des volumes molaires des différents minéraux (en cm³, d'après Helgeson, 1969). Pour la kaolinite:



Le volume de surcroissance que peut former ce type de réaction est environ six fois inférieur à celui de l'illite. La transformation de la muscovite en illite, à aluminium constant, libère encore moins de silice (au moins quatre fois moins d'après les compositions moyennes observées dans les grès,

voir Chap. VII.3.C1). Les comptages de point des grès non cimentés montrent que les volumes d'illite formée ne sont pas suffisants pour rendre compte des quantités de surcroissances de quartz. En effet, il y a en moyenne 6,5% en volume d'illite formée pour 5,4% de surcroissance dans les grès non cimentés (Chap. IV, Tabl. IV.1). Ce volume d'illite peut donc rendre compte d'environ 1% de surcroissance par la réaction proposée ci-dessus. La majeure partie des surcroissances résulte donc de phénomènes de pression-dissolution. Les réactions d'illitisation peuvent d'ailleurs jouer un rôle non négligeable sur ces mécanismes. Ainsi, d'après Bjørkum et al (1993), l'illitisation peut fournir de la silice dans les eaux interstitielles et retarder la dissolution des grains de quartz au contact des micas.

2. Mécanismes de Dissolution cristallisation

La source principale en silice des surcroissances est manifestement liée à la dissolution des grains de quartz détritiques. Par contre, l'échelle du transfert de la silice et les mécanismes de développement des surcroissances restent à préciser. L'observation en cathodoluminescence et en microscopie optique montre différentes morphologies ou structures des grains de quartz dans les grès non cimentés (voir Chap. IV et ci-dessus). Ces différences indiqueraient la mise en oeuvre de différents mécanismes de dissolution cristallisation qui opèrent soit à l'échelle du grain, soit à l'échelle de quelques centimètres.

- **A l'échelle du grain.** Il s'agit là du mécanisme classique de la pression-dissolution (Gratier, 1984, Potdevin, 1984). Au contact entre les grains, le quartz se dissout, la silice libérée migre par diffusion dans les pores où elle reprécipite sous forme de surcroissances. Ce mécanisme rendrait compte de l'allongement de certains grains acquis par une dissolution parallèle à la stratigraphie et une surcroissance dans la direction de la stratigraphie.

- **A l'échelle du centimètre.** Ici la dissolution du quartz se concentre dans certains lits alors que les surcroissances se développent dans les interlits. La silice migrerait sur quelques centimètres des lits vers les interlits. Le moteur d'un tel mécanisme est difficile à préciser même si la présence d'argiles ou de micas semble jouer un rôle important (Oelkers et al, 1996).

B. Rôle des surcroissances de quartz dans la compaction

Une part importante de la diminution de la porosité dans les grès non cimentés résulte d'une compaction mécanique liée à un réarrangement des grains pendant l'enfouissement. A partir d'une certaine profondeur, il n'est plus possible de réarranger les grains sans les déformer. Cette déformation peut être mécanique ou mécano-chimique (pression-dissolution). En général, à basse température (<300°C), c'est la déformation par pression dissolution qui prédomine. Une part non négligeable de la compaction peut donc être liée aux réactions diagénétiques et notamment aux surcroissances de quartz.

Les variations de volume subies par les grès non cimentés par rapport aux grès cimentés peuvent être calculées à partir des bilans de matière (Tabl. VIII. 2).

	a	b	c		d	e	f	g	h	k
Couple	Qtz(c)	Qtz(nc)	Surcroissance	ϕ (nc)	ϕ_0 (c)	Fv(SiO ₂ =0)	$\Delta v_s/V_0$	Fv(Qtz=0)	Qtz	
3222	39,30	57,30	6,80	25,64	42,91	0,75	-1,41	0,61	8,70	
3229	41,10	51,74	6,03	24,78	41,89	0,78	0,61	0,71	4,00	
3234	40,20	49,80	6,40	20,79	37,74	0,79	0,50	0,72	4,33	
3238	38,15	54,94	3,79	19,21	42,65	0,74	2,54	0,65	5,39	
3244	40,60	55,50	4,20	27,29	42,69	0,77	-1,51	0,68	5,22	
3245	42,80	52,10	3,69	16,41	43,70	0,85	14,95	0,77	4,75	
3246	43,40	49,40	8,50	19,35	44,65	0,72	2,48	0,75	-1,88	
3254	39,60	47,08	6,64	18,30	41,41	0,73	1,20	0,74	-0,29	
3256	36,50	51,40	5,20	18,00	40,48	0,70	-1,94	0,64	3,24	
3257	37,00	50,40	4,90	14,00	40,70	0,70	1,26	0,67	1,94	
Moyenne	39,87	51,97	5,61	20,38	41,88	0,75	1,87	0,69	3,54	

Tabl. VIII. 2. Bilan en volume du quartz lors de la transformation d'un grès cimentés en un grès non cimentés. a et b. Proportion en volume du quartz dans les grès cimentés (c) et dans les grès non cimentés (nc). Dans les grès non cimentés, cette proportion en volume est recalculée en prenant en compte la variation de volume subie (Si immobile) c. Proportions en volume des surcroissances de quartz dans l'analyse modale des grès non cimentés. d et e. Porosité initiales et finales dans les grès non cimentés. La porosité initiale est déduite du volume de calcite qui occupe la porosité initiale des grès cimentés f. Facteur de volume calculé en prenant SiO₂ immobile. g. Variation relative du volume du solide. h. Facteur de volume calculé en supposant que la quantité de quartz a été conservé. k. Bilan en volume du quartz formé en supposant Si immobile.

On calcule tout d'abord la valeur de Fv pour laquelle le silicium est immobile (voir Chap. VI):

$$\Delta V/V_0 = Fv - 1 = \frac{c_o^{SiO_2}}{c^{SiO_2}} \frac{d_o}{d} - 1$$

où $c_o^{SiO_2}$ et c^{SiO_2} sont les concentrations en SiO₂ dans le grès cimenté et dans le grès non cimenté, d et d_o leurs densités et V_o le volume initial de grès cimenté. Les variations de volume sont comprises entre 20 et 30% hormis pour un couple (3245) qui montre une variation de volume de seulement 15% et une valeur de Fv (0,85) qui s'écarte de celles observées pour les autres échantillons. Il est également possible de calculer la variation totale du volume solide pour le silicium immobile:

$$\Delta v_s/V_0 = (100 - \phi)Fv - (100 - \phi_o)$$

où ϕ et ϕ_o sont les porosité initiales et finales de la roche. Ici ϕ_o est la porosité des grès cimentés recalculée en prenant en compte le volume de la calcite. Hormis pour l'échantillon 3245, les valeurs obtenues sont faibles (<3%) et peuvent être positives comme négatives. Ces valeurs ne semblent pas significatives et refléteraient plutôt l'incertitude des calculs de bilans. En effet, la réaction de néoformation de l'illite proposée ci-dessus peut entraîner une réduction de volume d'environ 11% du volume d'illite néoformée. La quantité d'illite formée dans les grès cimentés (3,5 à 11%, cf. Chap. IV) ne peut donc permettre qu'une augmentation maximale de la porosité de $11 \times 11 = 1,2\%$. Ces calculs montrent bien que la variation de volume mesurée par les bilans résultent essentiellement d'une réduction du volume poreux. L'analyse d'image et la granulométrie laser montrent une augmentation de la taille des grains de quartz dans les grès non cimentés. A volume solide constant, cela signifie que le nombre de grains doit diminuer ou tout au moins que certains grains doivent voir leur taille diminuer pour nourrir les plus gros.

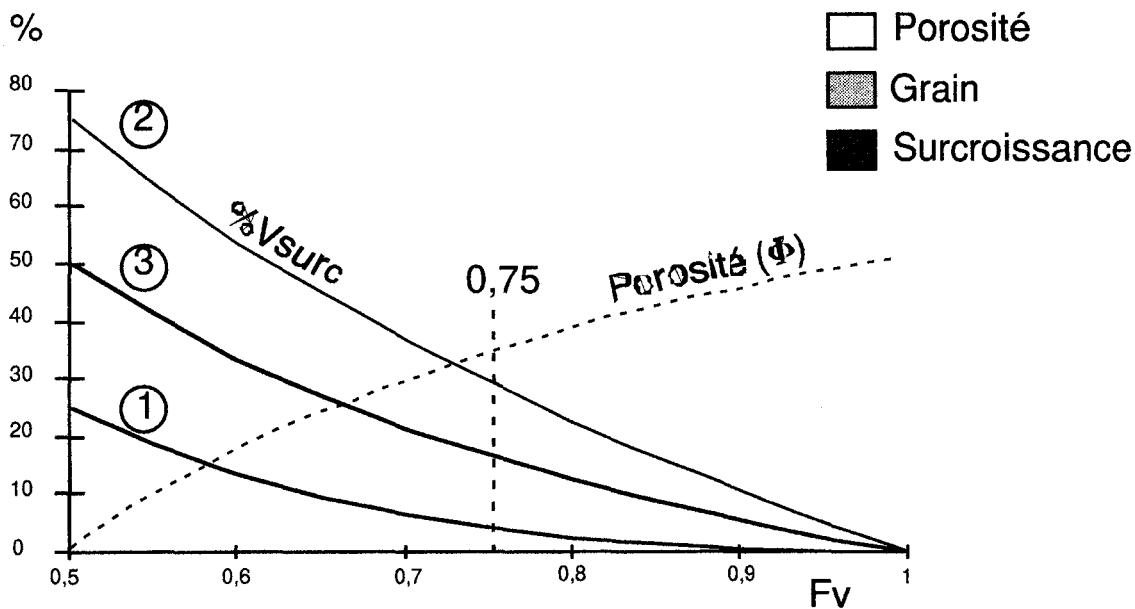
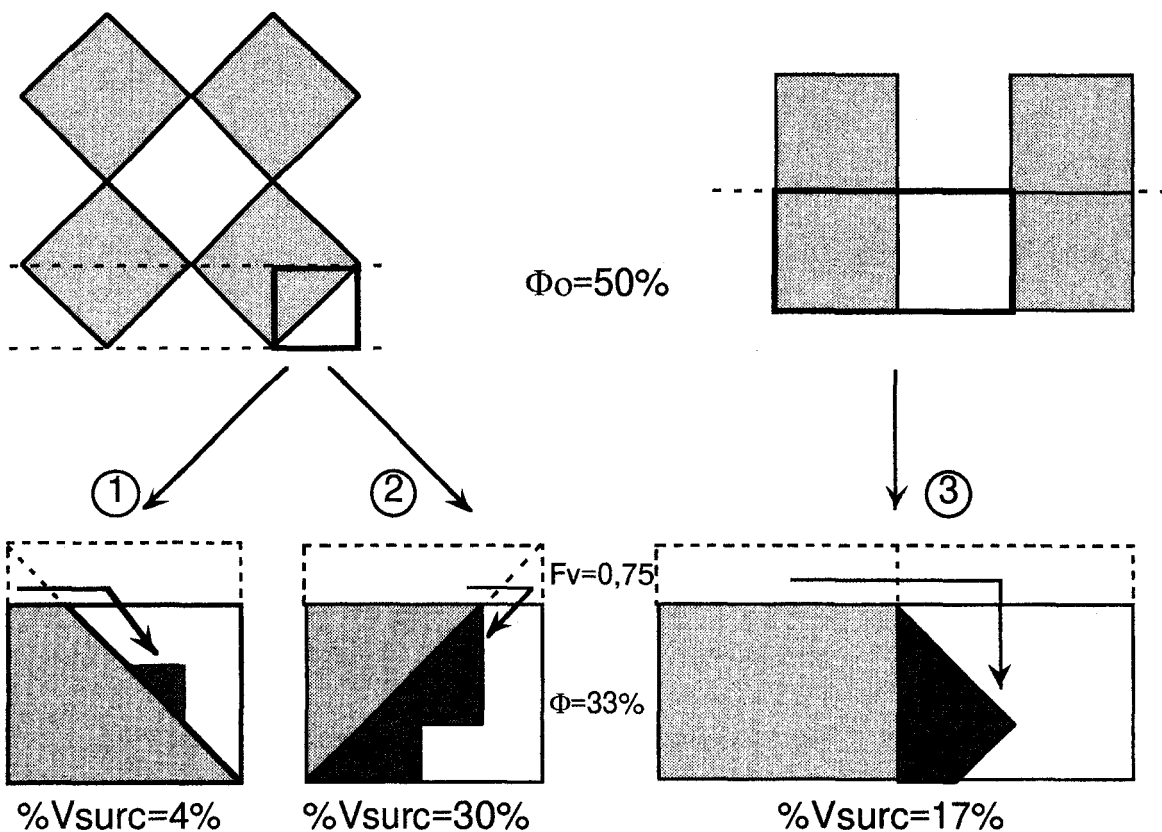


Fig. VIII. 7. Modèles géométriques simples de l'agencement des grains de quartz qui permettent de calculer la diminution de porosité liée à des phénomènes de pression-dissolution. ϕ et ϕ_0 représentent la porosité initiale et finale de la roche. 1. Modèle avec des contacts triangulaires entre les grains. Le contact se fait par la pointe des triangles. 2. Même chose que pour 1., mais le contact s'effectue suivant la base des triangles. 3. Modèle en rectangle. Contact à base rectangulaire. Un diagramme F_v -porosité-volume de surcroissance montre le volume de surcroissance nécessaire pour passer d'une porosité $\phi_0 = 50\%$ à une porosité ϕ . Par exemple, pour une porosité de $\phi = 33\%$ et une réduction de volume de 25 % ($F_v = 0,75$), le volume de surcroissance est de 4, 30, 17% pour les différents modèles.

Théoriquement, il est possible de calculer la quantité de quartz formée par les réactions diagenétiques à partir des comptages de points:

$$\Delta v_{\text{SiO}_2} / V_0 = v^{\text{SiO}_2} F_V - v_0^{\text{SiO}_2}$$

où $v_0^{\text{SiO}_2}$ et v^{SiO_2} sont les teneurs en quartz dans le grès cimenté et dans le grès non cimentés (Tabl. VIII. 2). Les valeurs sont assez variables (-2 à 8%) et semblent plus refléter le cumul des incertitudes sur les bilans et les comptages de points. On peut toutefois noter que ces valeurs sont le plus souvent positives. Cela suggère qu'une certaine quantité de quartz doit avoir été fournie par l'altération des autres minéraux (illitisation de la kaolinite et du mica, fragments de roches).

La part des surcroissances dans la compaction des grès reste à préciser. En effet, la figure 7 montre que la diminution de la porosité ne dépend pas seulement de la quantité de surcroissances mais surtout du mode d'agencement des grains et de la forme des contacts. Une comparaison de la géométrie des pores et des grains entre grès cimentés et grès non cimentés pourrait permettre de répondre à cette question.

C. Influence de la mise en place des hydrocarbures sur les surcroissances

L'idée que la mise en place des hydrocarbures stoppe les réactions diagénétiques et notamment les surcroissances de quartz dans les réservoirs gréseux date de plus de 70 ans (Johnson, 1920). Les zones à huile ou à gaz de certains réservoirs gréseux montreraient de plus faible teneur en ciment siliceux que leurs zones à eau (Hawkins 1978; Maher 1981). Cette idée est remise en cause depuis quelques années par plusieurs auteurs (Saigal et al, 1992; Giles et al, 1992) qui soulignent l'absence de différences notables dans les transformations diagénétiques entre les zones à huile et les zones à eau dans des puits voisins dans la Mer du Nord. D'autre part, Nedkevitch et al (1993) montre qu'il n'y a pas de corrélation entre la teneur en surcroissances de quartz et le nombre d'inclusions à hydrocarbures. La coexistence d'inclusions à hydrocarbures et d'inclusions aqueuses dans les surcroissances des grès de la Mer du Nord (Walderhaug, 1994; Wilkinson, 1994; Guilhaumou et al, 1998) indiquent que la mise en place des hydrocarbures n'a pas stoppé les réactions diagénétiques.

Dans les grès étudiés, la coexistence d'inclusions à hydrocarbures et d'inclusions aqueuses a été également observée dans les surcroissances de quartz (Chap. IV). Elle confirme bien que les surcroissances de quartz peuvent se développer en présence d'hydrocarbures. Les températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses sont de l'ordre de 90 et 130 °C et de 80 à 85°C pour les inclusions à hydrocarbures. Elles sont inférieures ou égales aux températures qui règnent actuellement dans le puits (118 à 120°C). Les grès étudiés sont donc actuellement encore leurs profondeurs d'enfouissement maximal et probablement à leur température maximale. Ceci suggère que les conditions actuelles sont peut être toujours favorables au développement des surcroissances de quartz et que celles ci continuent actuellement à se développer.

Le développement des surcroissances malgré la présence d'hydrocarbures serait lié à une meilleure mouillabilité du quartz dans l'eau que dans l'huile (Walderhaug, 1994). L'eau qui coexiste avec l'huile dans les pores formerait une pellicule recouvrant les grains et permettant ainsi la diffusion de la silice et le développement des surcroissances.

4. Conclusion

L'observation des grains de quartz et l'étude de leur morphologie et de leur taille révèlent des différences significatives dans les grès cimentés et dans les grès non cimentés. Dans les grès cimentés, les grains sont mieux classés et ne montrent pas de surcroissances comme dans les grès non cimentés. Dans les grès non cimentés, la taille moyenne des grains augmentent. Les bilans de matière montrent que la partie solide du grès est conservée et que la variation de volume résulte d'une perte de porosité. La néoformation de l'illite à partir du feldspath potassique ou de la muscovite ne peut pas rendre compte de plus d'un quart ou d'un cinquième des surcroissances de quartz observée. Les surcroissances de quartz impliquent la mise en oeuvre de processus de dissolution cristallisation qui opère à l'échelle du grain ou de quelques centimètres. La dissolution de certains grains permet le développement des surcroissances et la croissance d'autres grains.

Conclusion générale

Conclusion générale

La diagenèse des grès réservoir de la formation du Ness et du Tarbert du groupe du Brent (Jurassique moyen) a été étudiée dans un puits du champ d'Ellon en Mer du Nord.

Ces grès, de composition initiale subarkosique, présentent une cimentation hétérogène par de la calcite. La mise en place du ciment s'est effectuée à des profondeurs inférieures à 1000 mètres. Il s'agit donc d'un événement précoce par rapport aux phénomènes majeurs de la diagenèse que sont les surcroissances de quartz et l'illitisation, prenant place quant à eux des profondeurs de 3-4 Km.

L'idée majeur de ce travail a été de comparer des grès cimentés et des grès non cimentés par la calcite, échantillonnés dans la même lithologie pour établir des bilans de matière et comprendre les processus de formation des surcroissances de quartz et des argiles (illite, kaolinite, dickite). Les parties cimentées préservent la composition chimique, la composition minéralogique et la texture des grès avant la cimentation. Les grès non cimentés ont subi l'ensemble des phénomènes diagénétiques.

Les observations pétrographiques montrent clairement des différences dans la nature et l'intensité de la diagenèse entre les grès cimentés et les grès non cimentés par la calcite. La comparaison de ces deux types de grès permet de proposer une chronologie des principaux processus diagénétiques.

Processus anté-cimentation. Ils ont affecté l'ensemble des grès et leurs effets sont complètement préservés dans les grès cimentés. Il s'agit essentiellement de la précipitation de la kaolinite. Deux types de kaolinite sont distingués. Des vermicules en grandes plages dans la porosité initiale et des pseudomorphoses de muscovite. La déstabilisation du feldspath potassique ne semble pas à l'origine des vermicules de kaolinite car ce minéral est relativement bien préservé dans les grès cimentés. La source en éléments chimiques (Si, Al) et les mécanismes de formation de cette kaolinite restent incertains (dissolution du plagioclase?). Par contre, la pseudomorphose de la muscovite en kaolinite pourrait rendre compte des surcroissances de feldspath potassique observés dans les grès cimentés.

Processus post-cimentation. Ils ne sont enregistrés que dans les grès non cimentés. Il s'agit essentiellement de la transition entre kaolinite et dickite, de la néoformation de l'illite et du développement des surcroissances de quartz. Ils s'accompagnent d'une compaction importante avec une réduction de la porosité qui passe de 40 à 20%. Illitisation et surcroissances de quartz sont, en partie au moins, contemporaines. L'étude des inclusions fluides dans le quartz donne des températures de 90-130°C pour la formation des surcroissances et de l'illite associée.

L'absence de reliques de fossiles carbonatés et l'abondance du ciment indiquent une source externe pour le carbone et le calcium nécessaire à la précipitation de la calcite dans les grès cimentés. Une analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène de la calcite a été menée pour préciser

l'origine du ciment. Le carbone de la calcite pourrait provenir de la dégradation de la matière organique par un mécanisme de sulfato-réduction. D'après les mesures de $\delta^{18}\text{O}$, la composition isotopique du fluide à l'origine du ciment change avec la paléo-profondeur. Cette variation serait liée à des interactions eau - roche plutôt qu'à une évolution de la température des fluides avec la profondeur. Le carbone et le calcium pourraient être apportés par la circulation de fluides le long des failles bordières du champ d'Ellon. Le calcium proviendrait de la dissolution de fossiles carbonatés d'autres formations ou serait apporté par des circulations d'eau de mer.

La comparaison des analyses chimiques des grès cimentés et des grès non cimentés permet d'établir des bilans de matière des processus de dissolution du ciment carbonaté, de l'illitisation et des surcroissances de quartz. Ces bilans montrent que Ca, mais aussi que Mn, Sr, Mg et Fe sont lessivés lors de la dissolution du ciment carbonaté. Ils démontrent que Si, Al et K sont immobiles lors de la formation de l'illite et des surcroissances de quartz. Ils n'ont donc pas été apportés par les fluides lors de la diagenèse et les réactions se sont donc déroulées en système fermé vis-à-vis de ces éléments.

L'imprécision des comptages de points ne permet pas d'établir un bilan rigoureux des réactions chimiques de la transformation d'un grès cimenté en un grès non cimenté. Ces bilans montrent toutefois une certaine dissolution des feldspaths potassiques et une augmentation du volume total de quartz.

Dans les grès non cimentés et avec l'augmentation de la profondeur, les vermicules en accordéons de la kaolinite sont progressivement remplacées par de la dickite en « blocs », alors qu'ils sont préservés dans les grès cimentés. L'absence de cette transition dans les grès cimentés montre que les quantités de fluides présents et/ou la porosité sont des paramètres aussi importants que la température dans l'expression de la cinétique de cette réaction.

La néoformation d'illite est le dernier épisode de la diagenèse observé ici. La morphologie de l'illite évolue avec la profondeur dans le puits étudié. Elle passe d'une forme en filaments à une forme en lattes et finalement en plaquettes. Cette évolution ne s'accompagne pas de modifications perceptibles de composition. Elle reste également difficile à mettre en relation avec la structure cristallographique des illites. Dans les parties hautes du puits, la déstabilisation de la kaolinite et du feldspath potassique entraîne la formation de l'illite et du quartz. Dans ses parties basses, la néoformation d'illite résulterait de la déstabilisation de la muscovite détritique ou précipiterait directement à partir des fluides.

L'observation des grains de quartz et l'étude de leur morphologie et de leur taille révèlent des différences significatives entre les grès cimentés et les grès non cimentés. Dans les grès cimentés, les grains sont mieux classés alors que dans les grès non cimentés, la taille moyenne des grains augmente. Les bilans de matière montrent que la partie solide du grès est conservée et que la variation

de volume résulte essentiellement d'une perte de porosité. La néoformation de l'illite à partir du feldspath potassique ou de la muscovite ne peut pas rendre compte de plus d'un quart ou d'un cinquième des surcroissances de quartz observées. Les surcroissances de quartz impliquent donc la mise en oeuvre de processus de dissolution recristallisation qui opèrent à l'échelle locale, depuis celle du grain jusqu'à de quelques centimètres.

De façon générale, ce travail montre qu'une étude pétrographique, minéralogique et géochimique détaillée sur un objet géologique favorable et bien contraint (les couples grès cimentés-non cimentés) peut apporter des éléments nouveaux à la compréhension des processus diagénétiques. En particulier, ici, la comparaison des grès cimentés et non cimentés est un des rares moyens d'aborder quantitativement des phénomènes comme l'illitisation et les surcroissances de quartz. L'étape suivante consisterait à améliorer l'estimation des compositions modales de ces grès pour permettre des bilans minéralogiques et l'écriture des réactions de néoformation de l'illite et des surcroissances de quartz.

Bibliographie

Bibliographie

- Anfray, R., Didier, B. and Michoux, D., 1994. Sedimentological and petrographic study of well 3/15-A02, Ellen Field. *U.K. Rapport Total Oil*
- Angevine, C.L. and Turcotte, D.L., 1983. Porosity reduction by pressure solution: A theoretical model for quartz arenites. *Geol. Soc. America Bull.*, **94**: 1129-1134
- Badley, M.E., Price, J.D., Rambech Dahl, C. and Agdestein, T., 1988. The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional modes of basin formation. *Journal of the Geological Society, London*, **145**: 455-472
- Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, **15**: 85-93
- Bazin, B., Brosse, E. and Sommer, F., 1997. Reconstitution de la chimie des eaux de gisement en réservoir gréseux en vue d'une modélisation numérique de la diagenèse minérale. *Bull. Soc. géol. France*, **168**(2): 231-242
- Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J.C. and Johansen, H., 1998. Kaolinite-to-Dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clays Minerals*, **33**: 297-316
- Ben Baccar, M., Fritz, B. and Brevart, O., 1993. Geochemical modelling of the diagenetic processes in the Brent sandstone, Alwyn south area (East Shetland Basin, north Sea) 1. Estimation of the circulated fluids composition. *Chemical Geology*, **109**: 135-147
- Benchilla, L., 1998. Pétrographie de grès réservoirs de mer du Nord. Apport du comptage de points et du MEB à l'étude de la diagenèse. *Memoire de maîtrise. USTL*, 41pp.
- Berger, G., Lacharpagne, J.C., Velde, B., Beaufort, D. and Lanson, B., 1995. Mécanisme et contraintes cinétiques des réactions d'illitisation d'argiles sédimentaires, déduits de modélisations d'interaction eau-roche. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **19**(1): 225-234
- Berner, R.L. and Davies, D.K., 1973. Storm generated coquinoid sandstones : genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 1685-1698
- Bjørkum, P.A. and Gjelsvik, N., 1988. An Isochemical Model for Formation of Authigenic Kaolinite, K-Feldspar and Illite in Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**(3): 506-511
- Bjørkum, P.A., Mjøs, R., Walderhaug, O. and Hurst, A., 1990. The role of the late Cimmerian unconformity for the distribution of kaolinite in the Gullfaks Field, northern North Sea. *Sedimentology*, **37**: 395-406
- Bjørkum, P.A. and Walderhaug, O., 1990 a. Lateral Extent of Calcite-cemented Zones in Shallow Marine Sandstones. In: G. Trotman (Eds), North Sea Oil and Gas Reservoirs-II. The Norwegian Institute of Technology, pp. 331-336
- Bjørkum, P.A. and Walderhaug, O., 1990 b. Geometrical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones. *Earth-Science Reviews*, **29**: 145-161
- Bjørkum, P.A., Walderhaug, O. and Aase, N.E., 1993. A model for the effect of illitization on porosity and quartz cementation of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(6): 1089-1091
- Bjørkum, P.A. and Walderhaug, O., 1993. Isotopic composition of calcite-cemented layer in the Lower Jurassic Bridport Sands, Southern England: implications for formation of laterally extensive calcite-cemented layers. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(4): 678-682
- Bjørkum, P.A., 1996. How Important is Pressure in Causing Dissolution of Quartz in Sandstones ? *Journal of Sedimentary Research*, **66**(1): 147-154
- Bjørlykke, K., Elverhøi, A. and Malm, A.O., 1979. Diagenesis in Mesozoic sandstones from Spitsbergen and the North sea. *Geol. Rundsch.*, **68**:1151-1171
- Bjørlykke, K., 1983. Diagenetic reactions in sandstones. In: Sediment Diagenesis. Reidel Publication Company, pp.
- Bjørlykke, K., 1984. Formation of secondary porosity. How important is ? In: D.A. McDonald and R.C. Surdam (Eds), Clastic Diagenesis. AAPG Memoir, **37**: pp. 285-292
- Bjørlykke, K., Aagaard, P., Dypvik, H., Hastings, D.S. and Harper, A.S., 1986. Diagenesis and reservoir properties of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore mid Norway. In: G. Trotman (Eds), Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf. Norwegian Petroleum Society, pp. 275-286
- Bjørlykke, K. and Brendsdal, A., 1986. Diagenesis of the Brent Sandstone in the Stratfjord Field, North Sea. In: D.L. Gautier (Eds), Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **38**: pp. 157-168
- Bjørlykke, K. and Aagaard, P., 1992. Clay minerals in north sea sandstones. In: D.W. Houseknecht and E.D. Pittman (Eds), Origin, Diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Spec. Publ., **47**: pp. 65-80
- Bjørlykke, K., Nedkvitne, T., Ramm, M. and Saigal, G.C., 1992. Diagenetic processes in the Brent Group (Middle Jurassic- reservoirs of the North Sea - an overview. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), Geology of the Brent Group. Geological Society Special Publication, London, **61**: pp. 263-287

- Bjørlykke, K. and Grant, K., 1994. Salinity variations in North Sea formation waters : implications for large-scale fluid movements. *Marine and Petroleum Geology*, **11**(1): 5-9
- Bjørlykke, K., Aagard, P., Egeberg, P.K. and Simmons, S.P., 1995. Geochemical constraints from formation water analyses from the North Sea and the Gulf Coast Basins on quartz, feldspar and illite precipitation in reservoir rocks. In: J.M. Cubitt and W.A. England (Eds), *The Geochemistry of Reservoirs*. Geological Society special Publication, **86**: pp. 33-50
- Bjørlykke, K. and Høeg, K., 1997. Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, **14**(3): 267-276
- Blanche, J.B. and Whitaker, J.H.M.D., 1978. Diagenesis of part of the Brent Sand Formation (Middle Jurassic) of the northern sea Basin. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **135**:73-82
- Blatt, H., 1979. Diagenetic process in sandstones. In: P.A. Scholle and P.R. Schluger (Eds), *Aspects of Diagenesis*. SEPM Special Publication, **61**: pp. 141-157
- Bloch, S., McGowen, J.H., Duncan, J.R. and Brizzolara, D.W., 1990. Porosity prediction, prior to drilling, in sandstone of Kekiktuk Formation (Mississippian), North Slope of Alaska. *AAPG Bull.*, **74**: 1371-1385
- Bowen, J.M., 1975. The Brent Oil Field. In: A.W. Woodland (Eds), *Petroleum and the Continental Shelf of Northwest Europe*. Applied Science Publishers, London, pp. 353-360
- Bowen, J.M., 1992. Exploration of the Brent Province. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 3-14
- Brindley, G.W., 1980. Order-disorder in clay mineral structures. In: G.W. Brindley and G. Brown (Eds), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineral Soc, London, pp. 125-195
- Brint, J.F., Haszeldine, R.S., Hamilton, P.J. and Fallick, A.E., 1988. Isotope diagenesis and fluid movement in the Brent sandstones, northern North Sea.
- Brosse, E., Potdevin, J.L., Bazin, B and Le Gallo, Y. 1993. Simulation de la diagenèse numérique couplée « Réaction-transport » dans les réservoirs gréseux. Premier choix pour la modélisation. rapport 40 804, IFP.
- Brosse, E., Durand, C., Pelletier, I. and Bazin, B., 1994. Distribution of diagenetic illite and quartz in the Brent reservoirs of the Dunbar field (North Sea).
- Brosse, E., Le Gallo, Y. and Matthews, J., 1998. Related quartz and illite cementation in the Brent sandstones : a modelling approach. In: R. Worden and S. Morad (Eds), *Quartz cement in oil field sandstones*. Paper accepted for publication in an Int. Assoc. of sedimentologists Spec. Publ, pp.
- Brown, S., Richards, P.C. and Thomson, A.R., 1987. 76 Patterns in the deposition of the Brent Group (Middle Jurassic) UK North Sea. In: J. Brooks and K. Glennie (Eds), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, pp. 899-913
- Budding, M.D. and Inglin, H.F., 1981. A reservoir geological model of the Brent Sands in South Cormorant. In: L.V. Illing and G.D. Hobson (Eds), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. Heydens & Sons, London, pp. 326-334
- Burley, S.D., Kantorowicz, J.D. and Waugh, B., 1985. Clastic Diagenesis. In: P.J. Brenchley and B.P.J. Williams (Eds), *Sedimentology : Recent development and applied aspects*. B.S. Publications, Geol. Soc. London, Spec. Publ., Oxford, **18**: pp. 189-226
- Burley, S.D. and Flisch, M., 1989. K-Ar Geochronology and the Timing of Detrital I/S Clay Illitization and Authigenic Illite Precipitation in the Piper and Tartan Fields, Outer Moray Firth, UK North Sea. *Clay Minerals*, **24**: 285-315
- Cailleux, A., 1947. Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. France*, **5e série** (XV): 375-404
- Caritat, P., Bloch, J. and Hutcheon, I., 1994. LPNORM: A linear programming normative analysis code. *Computers & Geosciences*, **20** (3): pp. 313-347.
- Carstens, H. and Finstad, K.G., 1981. Geothermal gradients of the northern North Sea Basin, 59-62° N. In: L.V. Illing and G.D. Hobson (Eds), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. Heden & Sons, London, pp. 152-161
- Coplen, T.B., Kendall, C. and Hoppo, J., 1983. comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, **302**: 236-238
- Cordon, S. and Guilhaumou, N., 1995. Température de silicification des grès du Brent, Jurassique moyen, du champ de Dunbar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **320**(IIa): 563-569
- Craig, H., 1961. Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**: 1833-1834
- Curtis, C.D. and Coleman, M.L., 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. In: D.L. Gautier (Eds), *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **38**: pp. 23-35
- Curtis, C.D., Coleman, M.L. and Love, L.G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geodinamica et Cosmochimica Acta*, **50**: 2321-2334

- Deegan, C.E. and Scull, B.J., 1977. A standard lithostratigraphic nomenclature for the central and northern North Sea. *Report of the Institute of Geological Sciences*, 77(25)
- Dewers, T. and Ortoleva, P., 1990. A coupled reaction/transport/mechanical model for intergranular pressure solution, stylolites, and differential compaction and cementation in clean sandstone. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 1609-1625
- Didier, B., Eschard, R. and férout, J.M., 1995. Mode of transgression of a wave- and tide-dominated deltaic system in a tectonically active setting : the Brent Group on Alwyn South fields, North Sea, UK, *Rapport Total*.
- Durand, C., Pelletier, I., Liewig, N., Cordon, S., Guillhaumou, N., Gardon, J., Deloule, E. and Potdevin, J.L., 1993. Gathering accurate mineralogical data to constrain a reaction-transport code in sandstone reservoir diagenesis modeling. . V.M. Goldschmidt Conference. J. of Conf. Abstracts, p.
- Durand, C., Liewig, N., Potdevin, J.L., Hassouta, L., Matthews, J. and Didier, B., 1996. Mass balance of silicon, aluminium and potassium : a touchstone for diagenesis modeling in north Sea reservoir sandstones- Application to greater Alwyn. V.M. Goldschmidt Conference. J. of Conf. Abstracts, 1-1, p. 149.
- Ehrenberg, S.N. and Nadeau, P.H., 1989. Formation of diagenetic illite in sandstone of the Garn formation Haltenbanken Area, Mid-norwegian, Continental shelf. *Clay Minerals*, 29: 233-253
- Ehrenberg, S.N., 1990. Relationship between Diagenesis illite in sandstone of the Garn Formation, Haltenbanken, mid Norwegian Continental shelf. *AAPG Bull*, 74(10): 1538-1558
- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M.J., Fraser, A.R. and Duthie, D.M.L., 1993. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 28: 325-352
- Eslinger, E. and Pevear, D., 1988. Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; Short course Notes*, 22
- Eynon, G., 1981. Basin development and sedimentation in the Middle Jurassic of the northern North Sea. In: L.V. Illing and G.D. Holson (Eds), Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe. Heydens & Sons, London, pp. 196-204
- Fallick, A.E., Macaulay, C.I. and Haszeldine, R.S., 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
- Faure, G., 1991. Principles and Applications of Inorganic Geochemistry. Macmillan publishing company, pp. 626.
- Fialips, C.I., Petit, S., Grauby, O., Robert, J.L., Beaufort, D. and Decareau, A., 1998. Etude expérimentale des conditions de formation des minéraux du groupe des kaolins. ASF. Réunion Spécialisé. Argiles: Sédimentologie, diagenèse, Environnement. 20-21 nov. Lille.
- Friedman, I. and J.R., O., 1977. Compilation of stable isotopic fractionation factors of geochemical interest. In: M. Fleischer (Eds), Data of Geochemistry, sixth edition. United States Geological Survey Professional Papers 440-KK, pp. 12 pp.
- Furlan, S., 1994. Transferts de matière au cours de la diagenèse d'enfouissement dans le bassin du delta de la Mahakam (Indonésie). Un nouveau concept pour le mécanisme de l'illitisation. Thèse d'Université. 210pp, Strasbourg.
- Furlan, S., Clauer, N., Chaudhuri, S. and Sommer, F., 1996. K transfer during burial diagenesis in sediments beneath the Mahakam Delta (Kalimantan, indonesia). *Clays and Clay Minerals*, 44: 157-169
- Fürsich, F.T., 1982. Rhythmic bedding and shell bed formation in the Upper Jurassic of east Greenland. In: G. Einsele and A. Seilacher (Eds), Cyclic and Event Stratification. Springer, Berlin, pp. 208-222
- Galet, M., 1998. Analyses d'image appliquée à la daigenèse des grès de mer du Nord. *Memoire de Maîtrise. USTL*, 23 pp.
- Garlick, 1969. The stable isotope of oxygen. In: K.H. Wedpohl (Eds), Handbook of geochemistry. Springer, 88 pp.
- Giles, M.R., 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 7: 378-397
- Giles, M.R., Stevenson, S., Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D. and Samways, G.M., 1992. The reservoir properties and diagenesis of the Brent group : a regional perspective. In: A.C.Morton M.R. Giles, Brown, S. (Eds), Geology of the Brent Group. Geol. Soc. Special. Public, 61: pp. 289-327
- Glasmann, J.R., Lundegard, P.D., Clark, R.A., Penny, B.K. and Collins, I.D., 1989. Geochemical evidence for the history of diagenesis and fluid migration: Brent sandstone, heather field, North sea. *Clay Minerals*, 24: 255-284
- Glasmann, J.R., 1992. The fate of feldspars in Brent Group reservoirs, North Sea : A regional synthesis of diagenesis in shallow, intermediate and deep burial environments. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), Geology of the Brent Group. Spec. Publ. Geol. Soc., London, 61: pp. 329-350
- Gluyas, J. and Coleman, M., 1992. Material flux and porosity changes during sediment diagenesis. *Nature*, 356: 52-54
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals, SEPM short course. *Society for sedimentary geology*, 31: 199
- Gratier, J.P., 1984. La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Thèse de doctorat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 315p.

- Gratier, J.P. and Guiguet, R., 1986. Experimental pressure solution-deposition on quartz grains : the crucial effect of the nature of fluid. *J. of Structural Geology*, **8**(8): 845-856
- Graué, E., Helland-Hansen, W., Johnsen, J., Lømo, L., Nøttvedt, A., Rønning, K., Ryseth, A. and Steel, R., 1987. 77. Advance and retreat of Brent Delta System, Norwegian North Sea. In: J. Brooks and K. Glennie (Eds), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, pp. 915-937
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, **2**: 47-55
- Guilhaumou, N., Cordon, S., Durand, C. and Sommer, F., 1998. P-T conditions of sandstones silicification from the Brent Group (Dunbard, North Sea). *Eur. J. Mineral.*, **10**: 1-12
- Hamilton, P.J., Fallick, A.E. and Macintyre, R.M., 1987. Isotopic tracing of the provenance and diagenesis of Lower Brent Group sands, North Sea. In: J. Brooks and K. Glennie (Eds), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham and Trotman, pp. 939-949
- Hamilton, P.J., Fallick, A.E., Andrews, J.E. and Whitford, D.J., 1992. Middle Jurassic clay-minerals from the Minch Basin : isotopic tracing of provenance and post-depositional alteration. In: J. Parnell (Eds), *Basins on the Atlantic Seaboard : Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution*. Geological Society Special Publication, **62**: pp. 155-158
- Hancock, N.J. and Taylor, A.M., 1978. Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent Sand Formation. *J. Geol. Soc. Lond.*, **135**: 69-72
- Hancock, N.J., 1978. Diagenetic modelling in the middle jurassic Brent Sand of the Northehrn North sea.
- Hanor, J.S., 1980. Dissolved methane in sedimentary brines : Potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, **75**: 603-609
- Hassouta, L., Potdevin, J.L., Galet, M., 1998. Mécanisms and origin of quartz overgrowths related to illite authigenesis in a sandstone reservoir of the Alwyn zone (North Sea). Clay Minerals Group Conference, Cambridge 26-27th March.
- Hassouta, L., Buatier, M.D., Potdevin, J.L. and Liewig, N., 1998. Clay diagenesis in the sandstone reservoir of the Ellon field (Alwyn, North Sea). *Clay Clay Miner. in press*,
- Haszeldine, R.S., Brint, J.F., Fallick, A.E., Hamilton, P.J. and Brown, S., 1992. Open and restricted hydrologies in Brent Group diagenesis : North Sea. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 401-419
- Hawkins, P.J., 1978. Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamshall Oilfield, E Midlands. *J. Geol. Soc. London*, **135**: 7-24
- Hayes, J.M. and Boles, J.R., 1992. Volumetric relations between dissolved plagioclase and kaolinite in sandstones. Implications for aluminium mass transfer in the San Joaquin Basin, California. In: D.W. Houseknecht and E.D. Pittman (Eds), *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*. SEPM Special Publication, **47**: pp. 111-123
- Helgeson, 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, **267**: 724-804
- Helland-Hansen, W., Ashton, M., Lømo, L. and Steel, R., 1992. Advance and retreat of the Brent delta: recent contributions to the depositional model. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 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. PhD Thesis, University of Aberdeen. 414p.
- Hogg, A.J.C., Sellier, E. and Jourdan, A.J., 1992. Cathodoluminescence of quartz cements in Brent Group sandstones, Alwyn South, UK North Sea. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 421-440
- Hogg, A.J.C., Hamilton, P.J. and Macintyre, R.M., 1993. Mapping diagenetic fluid flow within a reservoir: K-Ar dating in the Alwyn area (UK North Sea). *Marine and Petroleum Geology*, **10**: 279-294
- Hogg, A.J.C., Pearson, M.J., Fallick, A. and Hamilton, P.J., 1995. An integrated thermal and isotopic study of the diagenesis of the Brent Group, alwyn South, U.K. North Sea. *Applied Geochemistry*, **10**: 531-546
- Hudson, J.D. and Andrews, W.J., 1987. The diagenesis of the Great Eustarine Group, Middle Jurassic, Inner Hebrides, Scotland. In: J.D. Marshall (Eds), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Blackwell, Oxford, pp. 259-276
- Hurst, A. and Irwin, H., 1982. Geological modelling of clay diagenesis in sandstones. *Clay Mineralogy*, **17**(1): 5-22
- Irwin, H., Coleman, M.L. and Curtis, C.D., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**: 209-213
- Jeans, C.V., 1986. Features of mineral diagenesis in hydrocarbon reservoirs. An introduction. *Clay Miner.*, **21**: 429-441
- Johnson, R.H., 1920. The cementation process in sandstone. *American association of Petroleum Geologists Bulletin*, **4**: 33-35

- Jourdan, A., Thomas, M., Brevart, O., Robson, P., Sommer, F. and Sullivan, M., 1987. Diagenesis as the control of the Brent sandstone reservoir properties in the Greater Alwyn area (East Shetland basin). In: J. Brooks and K. Glennie (Eds), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, pp. 951-961
- Kantorowicz, J., 1984. The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstones. *Clay Minerals*, **19**: 359-375
- Kantorowicz, J.D., 1990. The influence of variations in illite morphology on the permeability of Middle Jurassic Brent Group sandstones, Cormorant Field, UK North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **7**: 66-74
- Land, L.S. and Fisher, R.S., 1987. Wilcox Sandstone diagenesis, Texas Gulf Coast: a regional isotopic comparison with the Frio Formation. In: J.D. Marshall (Eds), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Geol. Soc. London Spec. publication, **36**: pp. 219-235
- Lanson, B. and Besson, G., 1992. Characterisation of the end of mectite-to-illite transformation : Decomposition of X-ray patterns. *Clay and clay Minerals*, **40**: 40-52
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Petit, S. and Lacharpagne, J.C., 1995. Evolution de la structure cristallographique des minéraux argileux dans le réservoir gréseux rotliegende des Pays-Bas. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **19**(1): 243-265
- Lanson, B. and Meunier, A., 1995. La transformation des interstratifiés ordonnés ($S \geq 1$) illite-smectite en illite dans les séries diagénétiques. Etat des connaissances et perspectives. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **19**(1): 149-165
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J. and Lacharpagne, J.C., 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
- Lee, Y.I. and Boles, J.R., 1996. Depositional Control on Carbonate Cement in the San Joaquin Basin, California. In: *Siliciclastic Diagenesis and Fluid Flow : Concepts and Applications*. SEPM Special Publication, **55**: pp. 13-22
- Lichtner, P., 1988. The quasi-stationary state approximation to coupled mass transport and fluid-rock interaction in porous medium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 143-165
- Lichtner, P., 1992. Time-space continuum description of fluid /rock interaction in permeable media. *Water Resour. Res.*, **28**(12): 3135-3155
- Liewig, N., Clauer, N. and Sommer, F., 1987. Rb-Sr and K-Ar Dating of Clay Diagenesis in Jurassic Sandstone Oil Reservoir, North Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **71**(12): 1467-1474
- Liewig, N., Michau, N. and Fritz, B., 1995. Clay diagenesis in sandstone reservoirs : how to deal with illite morphology in geochemical models. *Suppl. Eur. J. Mineral*, **7**:154
- Lønøy, A., Akselsen, J. and Rønning, K., 1986. Diagenesis of a deeply buried sandstone reservoir : Hild field, Northern North Sea. *Clay Minerals*, **21**: 497-511
- Macaulay, C.I., Haszeldine, R.S. and Fallick, A.E., 1992. Diagenetic Pore Waters Stratified for at Least 35 Million Years : Magnus Oil Field, North Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **76**(10): 1625-1634
- Macaulay, G.E., Burley, S.D. and Johnes, L.H., 1993. Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields : implications for sub-surface porosity development. *Geological Society, London*, 1377-1394
- Macaulay, C.I., Fallick, A.E. and Haszeldine, R.S., 1993. Textural and isotopic Variations in diagenetic Kaolinite from the Magus oilfield sandstones. *Clay Minerals*, **28**: 625-639
- Macaulay, C.I., Heszelidine, R.S. and Fallick, A.E., 1993. Distribution, chemistry, isotopic composition and origin of diagenetic carbonates: Magnus Sandstone, North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(1): 33-43
- Macaulay, G.E., Burley, S.D., Fallick, A.E. and Ksznir, N.J., 1994. Paleohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent group in the hutton-NW Hutton reservoirs : constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. *Clay Minerals*, **29**: 609-626
- Macchi, L., 1987. A review of sandstone illite cements and aspects of their significance to hydrocarbon exploration and development. *Geol. Journal*, **22**: 333-345
- Machi, L., Curtis, C.D., Levison, A., Woodward, K. and Hughes, C.R., 1990. Chemistry, Morphology, and Distribution of Illites from Morecambe Gas Field, Irish Sea, Offshore United Kingdom. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**(3): 296-308
- Maher, C.E., 1981. The Piper Oilfield. In: L.V. Illing and G.D. Hobson (Eds), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. Institute of Petroleum, London, pp. 358-370
- Malley, P., Jourdan, A. and Weber, F., 1986. Etudes des inclusions fluides dans les nourissements siliceux des grès réservoir de Mer du Nord: une nouvelle lecture possible de l'histoire diagénétique du Brent de la région d'Alwyn. *C. R. Acad. Science Paris*, **302**(II): 653-658
- McBride, E.F., 1989. Quartz cement in sandstones. *Earth science Reviews*, **26**: 69-112

- Meshri, I.D., 1986. On the reactivity of carbonic and organic acids and generation of secondary porosity. In: D.L. Gautier (Eds), Roles of organic matter in sediment diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, special publication, **38**: pp. 123-128
- Michau, N., 1997. Modélisation cinétique de la formation des argiles en fonction de leur composition et de leur morphologie. Application à la diagenèse des grès de la Mer du Nord. Thèse de 3ème cycle, Université de Louis Pasteur Strasbourg. 184p.
- Mitchener, B.C., Lawrence, D.A., Partington, M.A., Bowman, M.B.J. and Gluyas, J., 1992. Brent group: sequence stratigraphy and regional implications. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), Geology of the Brent Group. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 45-80
- Morton, A.C., 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the North Sea. *Sedimentology*, **32**: 553-566
- Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. and Brown, S., 1992. Geology of the Brent Group : Introduction. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), Geology of the Brent Group. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 1-2
- Mullis, A.M., 1991. The role of silica precipitation kinetics in determining the rate of quartz pressure solution. *J. of Geophysical Research*, **96**:10007-10013
- Nadeau, P.H. and Bain, D.C., 1986. Composition of some smectites and diagenetic illitic clays and implications for their origin. *Clay and Clay Minerals*, **34**: 455-464
- Nedkvitne, T. and Bjørlykke, K., 1992. Secondary porosity in the brent group (middle jurassic), hulddra field, north sea: implication for predicting lateral continuity of sandstones ? *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**(1): 23-34
- Nedkvitne, T., Karlsen, D.A., Bjørlykke, K. and Larter, S.R., 1993. Relationship between reservoir diagenetic evolution and petroleum emplacement in the Ula Field, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **10**: 255-270
- Nier, A.O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys Rev*, **77**:789
- Oelkers, E.H., Bjørkum, P.A. and Murphy, W.M., 1996. A Petrographic and Computational Investigation of Quartz Cementation and Porosity Reduction in North Sea Sandstones. *American Journal of Science*, **296**:420-452
- Ortoleva, P., 1987a. Geochemical self-organisation: I. Reaction-transportfeedbacks and modeling approach. *Am. Jou. of Sc.*, **287**: 979-1007
- Ortoleva, P., 1987b. Geochimical self-organisation : II. The reactive-infiltration instability. *Am. Jou. of Sc.*, **287**: 1008-1040
- Osborne, M., Haszeldine, R.S. and Fallick, A.E., 1994. Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent group UK North sea. *Clay Minerals*, **29**: 591-608
- Pelletier, I., 1997. Traitement des données de réservoir en vue d'une simulation de la diagenèse : Application à l'illitisation du Brent dans un champ de la Mer du Nord, Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VI-IFP.
- Platt, J.L., 1993. Controls on clay mineral distribution and chemistry in the early permian rotliegendes of Germany. *Clay Minerals*, **28**: 393-416
- Potdevin, J., 1984. Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). 3ème partie : Déformation par Dissolution-Cristallisation. Thèse de 3ème cycle, Université de Claude Bernard, Lyon I.
- Potdevin, J.L., Chen, W., Park, A., Chen, Y. and Ortoleva, P., 1992. CIRF, A general reaction-transport code : Mineralization fronts due to the infiltration of reactive fluids. In: Kharaka Y.K. and Maest A.S. Ed., Proceedings of the 7th International Symposium on Water Rock-Interaction, Balkema Ed., Rotterdam, v. 2, p. 1047-1050.
- Potdevin, J.L. and Hassouta, L., 1997. Bilan de matière des processus d'illitisation et de surcroissance de quartz dans un réservoir pétrolier d'Ellon (zone Alwyn, Mer du Nord). *Bull. Soc. géol. France*, t. **168**(2): 219-229
- Potdevin, J.L., Marquer, D., 1987. Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées : *Geodinamica acta*, **1**: 193-206.
- Prosser, D.J., Daws, J.A., Fallick, A.E. and Williams, B.P.J., 1993. Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers Within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea). *Sedimentary Geology*, **87**: 139-164
- Ramm, M., 1992. Porosity-depth trends in reservoir sandstones: theoretical models related to Jurassic sandstone offshore, Norway. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 553-567
- Rawson, P.F. and Riley, L.A., 1982. Late Jurassic -Early Cretaceous events and the 'Late Cimmerian Unconformity' in the North Sea. *AAPG. Bull.*, **66**: 2628-2648
- Renard, F., 1997. La déformation mécano-chimique dans la croûte supérieure terrestre. Exemple de processus couplés et de système auto-organisés. Thèse de 3ème cycle, Université de Joseph Fourier-Grenoble I. 206p.
- Reynolds, R.C.J., 1985. NEWMOD a computer program for the calculation of one dimensional diffraction patterns of mixed-layers clays. Hanover New Hampshire, pp.
- Richards, P.C. and Brown, S., 1987. The nature of the Brent Delta, North Sea : a core workshop. *British Geological Survey*, Open File Report **87/17**

- Richards, P.C., Brown, S., Dean, J.M. and Anderton, R., 1988. A new palaeogeographic reconstruction for the Middle Jurassic of the northern North Sea. *J. Geol. Soc. Lond.*, **145**: 883-886
- Richards, P.C., 1992. An introduction to the Brent Group : a literature review. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Eds), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication, **61**: pp. 15-26
- Riches, P., Traub-Sobott, I., Zimmerle, W. and Zinkernagel, U., 1986. diagenetic peculiarities of potential Lower Jurassic reservoir sandstones, Troms I area, off northern Norway, and their tectonic significance. *Clay Minerals*, **21**: 565-584
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusion. *Mineralogical Society of America*, **12**: 646
- Roubaut, M., Fabries, J., Touret, J. and Weisbrod, A., 1982. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant, 3ème Edition. In: P. Lamarre (Eds), pp.
- Ruiz Cruz, M.D. and Morena Real, L., 1993. Diagenetic kaolinite/dickite (Beltic Cordilleras, Spain). *Clays and Clay Minerals*, **41**: 570-579
- Saigal, G.C. and Bjørlykke, K., 1987. Carbonate cements in clastic reservoir rocks from offshore Norway- relationships between isotopic composition, textural development and burial depth. *Geological Society Special Publication*, **36**: 313-324
- Saigal, G.C., Bjørlykke, K. and Larter, S., 1992. The effects of oil emplacement on diagenetic processes - Examples from the Fulmar Reservoir Sandstones, Central North Sea. *AAPG Bull.*, **76**: 1024-1033
- Samuel, J. and Rouault, R., 1983 mise à jour 1990. Les méthodes d'analyses des matériaux géologiques pratiquées au laboratoire d'analyses spectrochimiques. Note Technique, Université de Strasbourg.
- Samuel, J., Rouault, R. and Besnus, Y., 1985. Analyse multiélémentaire standardisée des matériaux géologiques en spectrométrie d'émission par plasma à couplage inductif. *Analisis*, **13(7)**: 312-317
- Schmidt, V. and McDonald, D.A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: P.A. Scholle and P.R. Schluger (Eds), *Aspects of Diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **24**: pp. 209-225
- Scotchman, I.C., Johns, L.H. and Miller, R.S., 1989. Clay diagenesis and oil migration in brent group sandstone of NW Hutton field, Uk north sea. *Clay Minerals*, **24**: 339-374
- Sellwood, B.W., Scott, J., James, B., Evans, R. and Marshall, J., 1987. Regional significance of "dedolomitisation" in Great Oolite reservoir facies of southern England. In: J. Brooks and K. Glennie (Eds), *Petroleum geology of north West Europe*. Graham & Trotman, london, pp. 129-137
- Shanmugam, G., 1988. origin, Recognition, and importance of érosional unconformities in sedimentary Basins. In: K.L. Kleinspehn and C. Paola (Eds), *New perspectives in bassin analysis*, Springer verlag, pp. 83-108
- Sommer, F., 1978. Diagenesis of Jurassic sandstone in the Viking Graben. *Jl geol. Soc. Lond.*, **135**: 63-67
- Stephenson, L.P., Plumley, W.L. and Placiauskas, V.V., 1992. A model for sandstone compaction by grain interpenetration. *J. Sedimentary Petrology*, **62**: 11-22
- Stewart, R.N.T., Fallick, A.E. and Hazeldine, R.S., 1994. Kaolinite growth during pore-water mixing : isotopic data from paleocene sands, North Sea, UK. *Clay Minerals*, **29**: 627-636
- Surdam, R.C., Boesse, S.W. and Crossey, L.J., 1984. the chemistry of secondary porosity. In: D.A. Mcdonald and R.C. Surdam (Eds), *Clastic diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **37**: pp. 127-149
- Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S. and Heasler, P., 1989. Organic inorganic interaction and sandstone diagenesis. *AAPG Bulletin*, **73**: 1-23
- Thomas, M., 1986. Diagenesis sequences and K/Ar dating in Jurassic sandstone, central Viking graben : effets on reservoir properties. *Clay Minerals*, **21**: 695-710
- Underhill, J.R. and Partnngton, M.A., 1993. Jurassic thermal doming and deflation in the North sea: implications of the sequence stratigraphic evidence. In: J.R. Parker (Eds), *Petroleum Geology of Northwest Europe: proceeding of the 4th Confernece*. Geological Society, London, pp. 337-345
- Underhill, J.R., Sawyer, M.J., Hodgson, P., Shallcross, M.D. and Gawthorpe, R.L., 1997. Implications of Fault Scarp Degradation for Brent Group Prospectivity, Ninian Field, Northern North Sea. *AAPG Bulletin*, **81(6)**: 999-1022
- Walderhaug, O., Bjorkum, P.A. and Nordgard Bolas, H.M., 1989. Correlation of calcite-cemented layers in shallow-marine sandstones of the Fensfjord Formation in the Brgae Field. In: N.P. Society (Eds), *Correlation in Hydrocarbon Exploration*. Graham & Trotman, pp. 367-375
- Walderhaug, O., 1990. A Fluid Inclusion Study of Quartz-Cemented Sandstones from Offshore Mid-Norway - Possible Evidence for Continued Quartz Cementation during Oil Emplacement. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60(2)**: 203-210
- Walderhaug, O. and Bjørkum, P.A., 1992. Effect of meteoric water flow on calcite cementation in the Middle Jurassic Oseberge Formation, well 30/3-2, Veslefrikk Field, Norwegian North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 308-318

- 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 Continental Shelf-Evidence from Fluid Inclusions. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**(2): 311-323
- Willkinson, J., Fairs, T., Herrington, R. and Moser, M., 1994. Conditions and duration of brine-hydrocarbon migration into Brent Group Sandstones, Northern North Sea. Fifth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Mexico, Abstracts. 120-121
- Ziegler, P.A., 1981. Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. In: L.V. Illing and G.D. Hobson (Eds), Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe. Heydens & Sons Ltd, London, 521p, London, pp. 3-39
- Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Reprographics and Elsevier, pp. 239.
- Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe (2nd edition). Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague., pp. 239p
- Zimmerle, W. and Rosch, H., 1991. Petrogenetic significance of dickite in European sedimentary rocks. *Zbl. geol. Palaont.*, **I**: 1175-1196
- Zotov, A., Galev, A.M. and Schott, J., 1998. An experimental study of kaolinite and dickite relative stability at 150-300°C and the thermodynamic properties of dickite. *American Mineralogist*, **83**: 516-524

N°.An.	p:58	p:60	p:61	p:63	p:66	p:67	p:70	p:73	p:77	p:78	p:80	p:81	p:84	p:89	p:91	p:94	p:97	p:98
NaO	0,12	0,25	0,33	0,73	0,56	0,00	0,54	0,78	0,83	1,48	0,10	1,94	1,29	0,38	0,60	0,87	1,11	1,02
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	18,84	19,35	18,31	18,72	18,31	18,24	18,59	18,61	18,75	18,55	18,29	18,90	19,40	18,19	18,04	18,35	18,28	18,15
SiO ₂	65,57	65,42	62,91	63,50	63,91	62,97	63,53	63,38	63,00	61,66	62,57	61,75	62,75	62,01	63,44	58,80	61,77	60,06
SrO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,06	0,05	0,09	0,03	0,11	0,53	0,02	0,05	0,20	0,09	0,03
K ₂ O	16,04	13,16	16,40	15,82	16,34	15,65	15,86	16,14	15,74	14,32	15,47	13,59	14,47	16,42	15,70	15,09	15,09	15,14
CaO	0,04	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,16	0,25	0,00	0,04	0,07	0,01	0,05	0,03
TiO ₂	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,02	0,02	0,08	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
BaO	0,00	0,40	0,00	0,16	0,30	0,84	0,89	0,76	0,43	0,29	0,16	0,33	1,52	0,17	0,00	1,08	0,47	0,03
MnO	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07
FeO	0,00	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,13	0,00	0,12	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09
Total	100,70	98,60	98,19	98,96	99,54	97,80	99,54	99,93	98,79	96,47	96,98	96,90	100,08	97,23	97,97	94,45	96,89	94,63
N. oxyg	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Form. St.																		
Na	0,01	0,02	0,03	0,07	0,05	0,00	0,05	0,07	0,08	0,14	0,01	0,18	0,12	0,03	0,05	0,08	0,10	0,10
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	1,02	1,05	1,02	1,03	1,01	1,02	1,03	1,02	1,04	1,05	1,03	1,06	1,07	1,03	1,00	1,07	1,03	1,05
Si	3,00	3,01	2,97	2,97	2,98	2,99	2,97	2,96	2,96	2,95	2,98	2,94	2,93	2,97	2,99	2,92	2,96	2,95
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,94	0,77	0,99	0,94	0,97	0,95	0,95	0,96	0,94	0,88	0,94	0,83	0,86	1,00	0,94	0,96	0,92	0,95
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Lames plage	4005,3 p:41	4005,3 p:42	4005,3 p:43	4005,3 p:45	4005,3 p:49	4005,3 p:51	4005,3 p:52	4005,3 p:54	4005,3 p:55	4005,3 p:56	4005,3 p:59	3962 p:79	3959b p:88	3959b p:90
NaO	0,06	0,02	0,08	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05	0,00	0,03	0,10	0,02	0,04
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,43	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,10	18,71	18,42	18,32	18,64	17,72	18,33	18,44	18,35	18,73	18,81	17,86	18,21	18,36
SiO ₂	60,12	63,17	62,44	64,67	64,56	59,60	63,71	64,94	66,11	63,75	64,60	60,72	62,02	63,68
SrO	0,12	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00	0,00
K ₂ O	16,63	16,67	16,29	16,18	15,80	16,48	16,48	16,82	16,79	16,81	16,40	15,25	16,49	16,98
CaO	0,09	0,12	0,14	0,09	0,13	0,25	0,24	0,09	0,51	0,05	0,09	1,61	0,12	0,09
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03
BaO	0,00	0,27	0,03	0,00	0,00	0,03	0,07	0,07	0,10	0,39	0,10	0,03	0,00	0,00
MnO	0,06	0,00	0,01	0,02	0,11	0,04	0,09	0,00	0,07	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00
FeO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,03	0,00	0,14	0,67	0,02	0,00
Total	95,17	99,00	97,42	99,34	99,28	94,17	99,03	100,47	102,06	99,80	100,26	96,83	96,89	99,20
n Oxyg.	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Form. St.														
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Al	1,05	1,04	1,03	1,00	1,02	1,04	1,01	1,00	0,98	1,03	1,02	1,02	1,03	1,01
Si	2,95	2,97	2,97	3,00	2,99	2,95	2,98	3,00	3,00	2,97	2,98	2,93	2,97	2,98
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,04	1,00	0,99	0,96	0,93	1,04	0,98	0,99	0,97	1,00	0,97	0,94	1,01	1,01
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,01	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00

N°.An.	p:38	p:39	p.3	p.4	p.5	p.6	p.7	p.9	p.10	p:18	p:19	p:24	p:25	p:64	p:65	p:68	p:71	p:72	p:74	p:92	p:93	p:100
NaO	11,49	11,08	11,77	11,37	11,46	11,61	11,74	11,21	11,45	8,10	11,37	10,98	11,68	11,68	11,28	10,87	10,94	11,44	11,35	11,72	11,31	11,43
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	20,15	20,06	20,29	19,75	20,12	19,92	20,50	19,88	20,03	19,97	19,61	20,61	19,94	20,15	19,58	21,48	20,83	19,57	20,36	20,20	19,76	19,77
SiO ₂	67,07	66,12	69,31	67,56	69,28	67,64	69,72	66,43	68,04	66,69	68,32	67,22	68,85	68,32	67,16	67,49	67,02	66,50	67,08	65,96	63,71	66,07
SrO	0,00	0,03	0,09	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
K ₂ O	0,20	0,21	0,06	0,07	0,09	0,08	0,08	0,09	0,05	4,35	0,15	0,14	0,09	0,14	0,15	0,17	0,16	0,19	0,16	0,12	0,09	0,10
CaO	0,48	0,44	0,43	0,40	0,40	0,39	0,51	0,48	0,36	0,18	0,18	1,00	0,38	0,11	0,11	1,29	1,15	0,13	0,15	0,42	0,33	0,35
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,10	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,07	0,00	0,32	0,00	0,10	0,30	0,00	0,00	0,07	0,20	0,00	0,03	0,07	0,16	0,00	0,07	0,16	0,23	0,00	0,00	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,05	0,06	0,09	0,06	0,00	0,03	0,00	0,10	0,06	0,00	0,09	0,00	0,01
FeO	0,12	0,07	0,07	0,00	0,10	0,13	0,07	0,03	0,11	0,09	0,00	0,03	0,00	0,06	0,11	0,13	0,00	0,04	0,10	0,32	0,05	0,04
Total	99,5	98,1	102,0	99,5	101,5	99,9	102,9	98,3	100,1	99,6	99,9	100,1	101,0	100,5	98,6	101,4	100,3	98,1	99,5	98,8	95,3	97,9
n Oxyg.	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Form. St.																						
Na	0,98	0,96	0,98	0,97	0,96	0,99	0,97	0,97	0,97	0,70	0,96	0,93	0,98	0,99	0,97	0,91	0,93	0,99	0,97	1,01	1,01	0,99
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,05	1,06	1,03	1,03	1,02	1,03	1,03	1,04	1,03	1,05	1,01	1,06	1,02	1,03	1,02	1,09	1,07	1,03	1,06	1,06	1,07	1,04
Si	2,95	2,95	2,97	2,97	2,98	2,97	2,97	2,96	2,97	2,97	2,99	2,94	2,98	2,97	2,98	2,92	2,93	2,97	2,95	2,93	2,93	2,96
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,25	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,06	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00

N° An.	4	5	6	7	135	137	138	139	140	141	142	143	171	167	128	129
Na ₂ O	0,32	0,35	0,31	0,45	0,60	0,39	0,31	0,36	0,27	0,49	0,51	0,28	0,45	0,17	0,37	0,34
MgO	1,95	1,79	1,69	1,67	0,91	2,00	1,94	2,03	2,03	1,71	1,74	1,83	1,73	3,27	1,97	2,06
Al ₂ O ₃	28,10	27,83	28,20	28,62	32,45	29,34	28,76	29,01	28,76	30,24	30,09	29,63	28,14	24,41	29,11	28,85
SiO ₂	47,07	46,78	46,26	47,51	46,11	47,23	46,38	46,50	46,86	47,34	46,87	46,68	46,57	47,82	47,05	47,39
SrO	0,05	0,05	0,00	0,01	0,00	0,06	0,04	0,07	0,00	0,10	0,01	0,00	0,07	0,07	0,03	0,04
K ₂ O	10,32	11,08	11,40	10,49	9,63	10,17	10,19	10,26	10,40	10,14	10,13	10,50	9,89	10,53	10,23	10,43
CaO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,03	0,04	0,00
TiO ₂	0,87	0,87	0,82	0,85	0,59	0,70	0,62	0,63	0,76	0,47	0,65	0,84	0,79	0,78	0,69	0,63
BaO	0,39	0,34	0,18	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,11	0,00	0,01	0,91	2,00	1,94	2,03	2,03	1,71	1,74	1,83	1,73	3,27	1,97	2,06
FeO	5,34	4,82	4,80	4,99	1,71	5,89	5,42	5,14	5,01	4,37	4,48	4,65	5,26	6,21	5,26	5,02
Total	94,40	94,03	93,68	94,95	92,07	95,90	93,82	94,07	94,14	94,92	94,49	94,50	93,20	93,41	94,82	94,79
n Oxyg.	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Form. St.																
Na	0,04	0,05	0,04	0,06	0,08	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06	0,02	0,05	0,04
Mg	0,20	0,19	0,18	0,17	0,09	0,20	0,20	0,21	0,21	0,17	0,18	0,18	0,18	0,34	0,20	0,21
Al	2,28	2,28	2,32	2,31	2,62	2,32	2,32	2,33	2,31	2,40	2,40	2,37	2,29	1,98	2,32	2,30
Si	3,24	3,25	3,22	3,25	3,15	3,17	3,18	3,17	3,19	3,18	3,17	3,17	3,21	3,29	3,18	3,20
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,91	0,98	1,01	0,91	0,84	0,87	0,89	0,89	0,90	0,87	0,87	0,91	0,87	0,93	0,88	0,90
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	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	0,05	0,11	0,11	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,19	0,11	0,12
Fe ²⁺	0,31	0,28	0,28	0,29	0,10	0,33	0,31	0,29	0,29	0,25	0,25	0,26	0,30	0,36	0,30	0,28

N° An.	144	139	140	142	147	141	149	113	114	115	145	148	131	132	133	134	144	145	146	147	
Na ₂ O	0,08	0,11	0,08	0,08	0,12	0,07	0,02	0,05	0,07	0,12	0,16	0,08	0,06	0,12	0,10	0,07	0,10	0,16	0,05	0,11	
MgO	0,95	0,58	0,69	0,42	0,55	0,31	0,47	0,81	0,99	1,04	0,56	0,54	0,53	0,46	0,47	0,41	0,43	0,27	0,22	0,23	
Al ₂ O ₃	34,97	34,77	34,24	33,92	34,51	35,79	33,07	34,00	33,92	33,48	35,74	33,67	32,83	33,60	35,12	35,02	34,90	34,92	35,81	35,46	
SiO ₂	49,86	50,37	49,90	51,78	50,43	49,38	49,51	47,98	47,83	48,60	47,67	47,43	47,56	50,37	50,18	50,48	48,58	48,36	48,35	48,05	
SrO	0,00	0,06	0,02	0,00	0,10	0,06	0,11	0,13	0,09	0,00	0,06	0,00	0,09	0,05	0,21	0,01	0,09	0,00	0,00	0,16	
K ₂ O	9,43	9,22	9,83	9,35	9,22	9,15	8,64	9,49	9,75	9,65	8,07	8,68	8,46	8,88	8,63	8,57	8,23	8,27	8,26	8,10	
CaO	0,40	0,20	0,21	0,33	0,38	0,17	0,42	0,17	0,13	0,05	0,19	0,35	1,03	0,69	0,50	0,44	0,38	0,34	0,52	0,55	
TiO ₂	0,01	0,29	0,01	0,07	0,22	0,14	1,28	0,16	0,14	0,01	0,16	1,58	0,25	0,05	0,10	0,04	0,07	0,00	0,07	0,08	
BaO	0,21	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,21	0,63	0,11	0,58	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,08	0,04	0,07	0,00	0,20	0,00	0,10	0,00	0,12	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	
FeO	1,31	0,88	1,09	1,05	0,80	0,62	0,84	1,14	1,16	1,15	1,11	0,78	1,07	1,02	0,98	0,96	1,24	1,81	0,85	0,72	
Total	97,29	96,51	96,42	96,99	96,53	95,68	94,67	94,56	94,29	94,68	94,23	93,10	91,89	95,24	96,28	96,00	94,04	94,11	94,12	93,45	
n Oxyg.	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	
Form. St.																					
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,09	0,06	0,07	0,04	0,05	0,03	0,05	0,08	0,10	0,10	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	
Al	2,66	2,64	2,63	2,56	2,63	2,74	2,57	2,67	2,67	2,62	2,79	2,66	2,63	2,59	2,67	2,67	2,72	2,73	2,78	2,77	
Si	3,21	3,25	3,25	3,32	3,26	3,21	3,26	3,20	3,19	3,23	3,15	3,18	3,23	3,29	3,24	3,26	3,21	3,20	3,18	3,19	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
K	0,77	0,76	0,82	0,77	0,76	0,76	0,73	0,81	0,83	0,82	0,68	0,74	0,73	0,74	0,71	0,71	0,69	0,70	0,69	0,69	
Ca	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,07	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	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	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ²⁺	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,10	0,05	0,04	
Si	3,21	3,25	3,25	3,32	3,26	3,21	3,26	3,20	3,19	3,23	3,15	3,18	3,23	3,29	3,24	3,26	3,21	3,20	3,18	3,19	
Al	0,79	0,75	0,75	0,68	0,74	0,79	0,74	0,80	0,81	0,77	0,85	0,82	0,77	0,71	0,76	0,74	0,79	0,80	0,82	0,81	
Al	1,87	1,89	1,87	1,88	1,88	1,95	1,83	1,87	1,86	1,85	1,94	1,84	1,86	1,88	1,91	1,92	1,93	1,93	1,96	1,96	
Mg	0,09	0,06	0,07	0,04	0,05	0,03	0,05	0,08	0,10	0,10	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	
Fe	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,10	0,05	0,04	
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
k	0,77	0,76	0,82	0,77	0,76	0,76	0,73	0,81	0,83	0,82	0,68	0,74	0,73	0,74	0,71	0,71	0,69	0,70	0,69	0,69	
Ca	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,07	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

N° Ech.	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	3920	Analyse
N° An.	anl32/z	anl37/z	anl31/Z	anl31/Z	anl38/z	anl33/z	anl42/z	anl43/z	anl34/z	anl35/Z	anl36/Z	anl31/Z	Moyenne	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04	0,06	0,07		
MgO	2,14	2,26	2,11	2,11	2,19	2,08	1,67	1,95	1,62	1,81	1,72	2,11	1,98	
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02		
SiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02		
SrO	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07	0,03	0,11	0,05	0,07	0,06	0,07	
K ₂ O	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00		
CaO	57,10	56,43	56,16	56,16	55,33	54,75	55,31	53,62	54,86	54,02	54,88	56,16	55,40	
TiO ₂	0,07	0,01	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03		
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,17	0,22	0,22	0,08	0,03	0,44	0,00	0,10	
MnO	0,32	0,31	0,26	0,26	0,31	0,41	0,34	0,36	0,12	0,24	0,25	0,26	0,29	
FeO	0,00	0,05	0,13	0,13	0,01	0,03	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,13		
Total	59,74	59,13	58,85	58,85	58,04	57,55	57,71	56,24	56,84	56,25	57,43	58,85	57,83	
Form. str.														
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,95	0,94	0,96	0,95	0,95	0,94	0,95	0,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

N° An.	Z4-91	Z4-92	Z4-98
Na ₂ O	0,22	0,06	0,04
MgO	7,47	7,95	7,45
Al ₂ O ₃	0,48	0,23	0,00
SiO ₂	1,40	0,70	0,07
SrO	0,05	0,03	0,00
K ₂ O	0,03	0,03	0,00
CaO	27,86	28,83	30,98
TiO ₂	0,00	0,00	0,09
BaO	0,26	0,15	0,16
MnO	1,75	1,09	1,88
FeO	13,95	13,79	12,35
Total	53,45	52,85	53,01
n Oxyg.	1,00	1,00	1,00
Form. St.			
Na	0,01	0,00	0,00
Mg	0,19	0,21	0,20
Al	0,01	0,00	0,00
Si	0,02	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Ca	0,51	0,54	0,59
Ti	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,20	0,20	0,18

TVD	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	FF	total
3200 c	63,79	0,10	1,91	0,36	0,08	0,68	16,30	0,05	0,75	0,03	14,12	98,17
3200 nc	84,85	0,05	1,62	0,25	0,03	0,21	5,32	0,02	0,78	0,03	4,83	97,99
3212,33	68,00	0,85	14,00	3,13	0,01	0,42	0,06	0,44	3,67	0,04	7,69	98,30
3213,67	78,82	0,44	9,77	1,37	0,02	0,51	1,36	0,45	3,02	0,04	3,74	99,53
3222 c	50,02	0,30	5,14	0,81	0,09	0,48	21,37	0,33	1,72	0,02	17,93	98,22
3222 nc	87,18	0,29	6,42	0,63	0,01	0,10	0,07	0,45	2,11	0,03	1,92	99,20
3229 c	49,12	0,29	4,83	0,70	0,11	0,74	21,97	0,33	1,39	0,02	18,77	98,27
3229 nc	84,11	0,82	7,84	1,08	0,01	0,15	0,10	0,51	1,90	0,04	2,39	98,96
3234 c	48,78	0,42	6,97	1,19	0,06	0,78	19,86	0,47	1,73	0,05	17,95	98,25
3234 c	76,93	0,54	8,87	1,43	0,01	0,16	0,13	0,61	2,21	0,06	7,10	98,05
3238 c	47,76	0,57	5,66	1,20	0,07	0,85	21,32	0,43	1,47	0,04	18,95	98,31
3238 nc	83,55	0,93	7,40	1,27	0,01	0,15	0,13	0,51	1,79	0,05	2,55	98,34
3242,66	79,82	1,68	6,20	4,71	0,01	0,14	0,09	0,31	1,58	0,05	4,04	98,64
3244 c	47,98	0,42	4,71	1,18	0,17	1,09	22,05	0,29	1,26	0,03	19,14	98,32
3244 nc	78,97	0,60	6,71	0,97	0,03	0,17	4,15	0,34	1,71	0,03	4,67	98,35
3245 c	48,65	0,51	5,21	1,42	0,10	1,15	21,54	0,32	1,37	0,03	18,91	99,21
3245 nc	85,23	1,09	6,63	1,30	0,01	0,15	0,18	0,34	1,62	0,05	2,52	99,11
3245,69	50,39	0,41	4,95	0,79	0,13	1,34	20,97	0,39	1,43	0,05	17,70	98,55
3246,13	81,32	0,74	9,11	1,20	0,01	0,20	0,22	0,53	2,26	0,07	2,98	98,64
3246,33	44,25	0,34	6,05	1,20	0,11	1,71	21,95	0,39	1,52	0,03	20,45	97,99
3246,33	77,50	0,57	9,28	1,37	0,01	0,23	0,77	0,56	2,43	0,05	6,44	99,21
3251,12	78,35	3,76	7,49	3,64	0,02	0,12	0,09	0,19	1,58	0,06	4,28	99,57
3254 c	46,30	0,60	5,27	3,46	0,21	3,33	17,87	0,25	1,17	0,04	19,83	98,32
3254 nc	81,26	1,05	8,53	1,46	0,01	0,19	0,14	0,25	2,20	0,07	2,99	98,15
3256 c	45,41	0,89	5,34	3,34	0,11	0,80	21,82	0,21	1,30	0,06	18,33	97,61
3256 nc	81,99	1,24	8,02	1,69	0,01	0,18	0,15	0,19	2,04	0,08	3,02	98,60
3257 c	45,25	0,47	5,77	3,20	0,16	1,15	20,51	0,30	1,50	0,04	19,69	98,03
3257 nc	77,75	0,73	9,72	1,58	0,01	0,18	0,09	0,21	2,65	0,06	5,80	98,78
3276,56	93,04	0,29	2,26	0,88	0,00	0,05	0,06	0,00	0,59	0,01	1,07	98,25
3277,45	95,34	0,32	1,49	0,43	0,01	0,04	0,10	0,00	0,42	0,00	0,86	99,00

1995 Strasbourg															
TVD	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	TiO2	CaO	Na2O	K2O	FF	SrO	BaO	S	P2O5	Total
3238 c	47,20	5,40	1,30	0,07	0,88	0,62	22,90	0,45	1,48	18,61	0,02	0,07	0,80	nd	99,03
3238 nc	79,00	8,80	1,20	0,01	0,19	0,80	0,20	0,59	2,40	4,77	0,02	0,31	1,14	nd	98,35
3244 c	48,60	4,40	0,70	0,18	1,07	0,31	22,50	0,37	1,38	18,57	0,05	0,06	0,39	nd	98,18
3244 nc	84,00	6,50	0,80	0,01	0,15	0,71	1,00	0,41	1,80	3,27	<0,01	0,07	0,80	nd	98,74
3254 c	46,00	5,20	3,70	0,21	3,83	0,55	18,80	0,31	1,22	19,50	0,05	0,06	0,69	nd	99,45
3254 nc	81,00	9,10	1,40	0,01	0,20	1,20	0,20	0,31	2,43	4,74	<0,01	0,10	1,35	nd	100,60
1997 Strasbourg															
TVD	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	TiO2	CaO	Na2O	K2O	FF	SrO	BaO	S	P2O5	Total
3222 c	48,30	5,50	0,90	0,11	0,43	0,28	23,10	0,36	1,27	18,16	nd	nd	nd	0,12	98,46
3222 nc	88,60	6,40	0,60	0,00	0,08	0,25	0,00	0,49	2,15	1,62	nd	nd	nd	0,00	100,11
3229 c	48,40	5,00	0,70	0,12	0,62	0,28	23,60	0,37	1,20	18,62	nd	nd	nd	0,12	99,09
3229 nc	84,80	7,90	1,10	0,01	0,11	0,72	0,00	0,54	2,07	2,13	nd	nd	nd	0,10	99,39
3234 c	49,30	6,80	1,30	0,07	0,68	0,39	20,60	0,49	1,57	17,96	nd	nd	nd	0,13	99,40
3234 nc	78,30	9,30	1,40	0,01	0,16	0,36	0,00	0,65	2,43	6,19	nd	nd	nd	0,09	98,84
3245 c	49,00	5,20	1,50	0,11	0,97	0,47	22,70	0,39	1,26	18,93	nd	nd	nd	0,11	100,64
3245 nc	82,80	7,60	1,10	0,01	0,15	0,69	0,90	0,44	1,94	4,84	nd	nd	nd	0,10	100,54
3246,33	43,30	6,10	1,30	0,12	1,58	0,33	23,50	0,46	1,61	20,50	nd	nd	nd	0,13	98,86
3246,33	76,80	9,60	1,40	0,01	0,19	0,53	0,80	0,57	2,51	5,78	nd	nd	nd	0,09	98,24

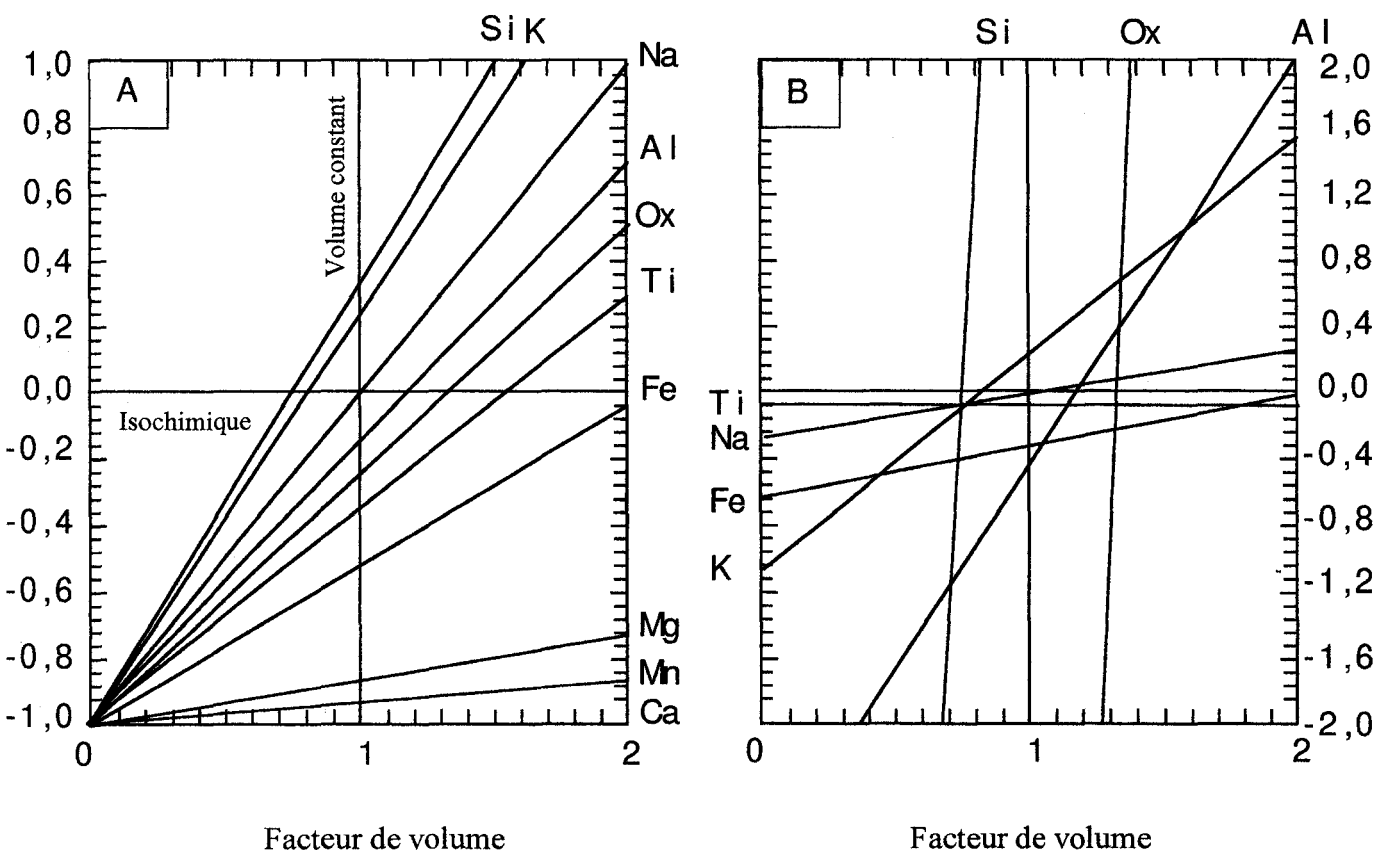
TVD	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	total	PF	TOTal+PF
3223,08	80,9	7,27	0,84	0,80	0,15	0,65	2,21	0,29	93,11	10,17	103,28
3223,48 c	58,6	3,50	0,42	20,73	0,64	0,39	1,67	0,12	86,07	16,87	102,94
3224,82 c	59,1	3,14	0,83	20,26	0,53	0,33	1,24	0,16	85,59	16,61	102,20
3234 c	46,5	7,59	1,50	21,91	1,26	0,72	2,03	0,21	81,72	18,96	100,68
3238 c	48,0	5,49	1,48	22,09	0,82	0,55	1,42	0,32	80,17	18,74	98,91
3238 nc	80,6	9,72	1,48	0,52	0,20	0,80	2,44	0,73	96,49	5,68	102,17
3241,41 nc	87,7	6,49	1,23	0,60	0,16	0,46	1,66	0,88	99,18	3,86	103,04
3244 c	51,4	4,99	0,81	22,73	0,97	0,52	1,45	0,27	83,14	18,81	101,95
3244 nc	84,7	7,17	2,00	1,36	0,22	0,47	1,92	0,64	98,48	4,89	103,37
3244,13	52,3	4,75	0,77	22,17	0,99	0,42	1,49	0,34	83,23	18,38	101,61
3254 c	48,9	5,56	2,96	18,66	3,92	0,33	1,25	0,11	81,69	19,65	101,34
3254 nc	82,7	9,63	1,60	0,38	0,25	0,37	2,31	1,05	98,29	5,47	103,76
3261,84	97,7	0,93	0,27	0,22	0,04	0,08	0,23	0,05	99,52	4,71	104,23
3262,73	97,7	0,69	0,11	0,29	0,03	0,09	0,17	0,07	99,15	4,37	103,52
3270,54	91,6	4,89	0,90	0,28	0,10	0,12	1,41	0,48	99,78	2,69	102,47
3272,43	89,2	4,13	1,89	0,35	0,10	0,12	1,21	0,40	97,40	3,63	101,03
3275,44	94,1	3,74	0,59	0,40	0,09	0,18	1,21	0,31	100,62	1,54	102,16

TVD	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb	Pb	Th
3200 c	1,78	29,60	6,06	1,60	4,34	51,20	31,80	3,90	13,20	254,50	4,26	59,30	2,53	379,60	6,69	12,87	8,61	0,99	0,19	0,41	0,41	5,20	2,35
3200 nc	0,70	11,00	4,55	3,92	3,57	29,50	28,30	3,20	15,20	212,10	1,45	53,30	1,00	1380,90	4,45	8,84	4,96	0,69	0,15	0,18	0,15	9,00	1,17
3212,33	8,77	66,20	73,20	14,40	35,30	20,30	104,00	17,10	91,90	91,20	10,20	143,83	16,10	820,80	18,09	30,42	17,73	3,31	0,70	1,87	1,07	12,30	4,67
3213,67	7,00	39,10	32,16	6,73	18,40	12,70	40,20	11,20	68,20	129,20	7,94	85,30	7,84	788,80	19,80	37,17	22,77	4,13	0,93	1,60	0,83	15,20	3,75
3222 c	4,94	45,80	21,96	2,64	9,66	23,50	37,10	7,10	33,80	177,50	7,22	82,94	5,63	409,40	7,79	14,85	10,53	1,80	0,44	1,04	0,74	9,30	1,65
3222 nc	1,92	20,80	20,28	3,13	8,32	21,80	35,00	7,20	45,20	65,30	2,04	80,91	5,23	559,70	6,28	10,80	6,74	1,01	0,28	0,37	0,26	11,50	1,41
3229 c	4,24	46,20	14,40	2,66	5,94	39,30	29,20	5,80	28,90	154,50	7,43	107,12	4,08	396,20	5,13	8,06	7,66	0,84	0,29	0,75	0,74	8,30	1,20
3229 nc	3,75	43,10	42,84	4,07	8,75	16,40	29,10	8,40	44,20	54,80	7,17	561,77	10,00	453,50	14,40	25,11	14,22	2,60	0,44	1,28	0,89	11,00	3,23
3234 c	6,83	53,80	35,04	4,95	11,00	20,30	47,80	8,70	40,90	241,00	6,75	137,62	6,40	475,40	11,97	21,87	14,58	2,17	0,48	1,08	0,74	9,60	2,17
3234 nc	3,20	38,80	45,72	6,06	14,90	11,40	43,40	11,10	55,90	94,50	4,07	171,43	7,83	461,40	13,23	24,03	13,68	2,25	0,49	0,66	0,53	14,40	3,01
3238 c	6,37	57,60	34,68	4,34	8,88	12,40	53,70	7,70	31,00	193,20	10,70	288,49	7,75	398,40	14,31	25,29	16,74	2,70	0,65	1,58	1,18	9,20	2,68
3238 c	3,82	44,60	51,12	4,73	13,80	10,20	35,40	8,00	43,20	56,10	7,14	490,93	10,50	432,90	15,66	27,54	14,40	2,50	0,44	1,21	0,83	10,70	4,43
3242,66	6,89	58,10	71,76	8,71	11,50	5,27	34,40	8,00	36,10	62,10	20,20	1671,79	15,90	434,10	49,77	90,00	42,66	7,79	0,87	3,51	2,06	14,00	14,60
3244 c	9,20	51,00	22,44	3,35	9,39	27,40	30,70	6,70	28,00	346,90	14,20	211,66	5,68	471,90	10,44	17,01	12,06	1,79	0,47	1,72	1,36	7,60	2,30
3244 nc	3,37	37,50	36,96	5,06	10,80	13,60	30,90	8,40	39,80	104,70	6,67	326,15	7,89	780,20	14,04	25,29	13,95	2,66	0,42	1,10	0,71	11,40	3,80
3245 c	10,30	56,40	21,48	3,12	6,61	24,70	32,10	6,40	29,90	213,50	13,90	367,56	7,33	969,20	8,55	12,78	12,15	1,98	0,50	2,04	1,57	6,20	1,83
3245 nc	3,81	43,10	54,48	5,39	12,40	11,00	51,10	7,60	38,00	68,70	10,60	865,65	11,70	876,60	24,84	43,74	23,94	3,95	0,62	1,99	1,16	12,80	6,06
3245,69	3,60	47,90	26,40	2,31	6,24	21,30	37,40	6,00	28,10	358,80	6,66	164,58	5,51	502,20	9,18	16,56	12,15	1,36	0,42	0,81	0,65	9,10	1,75
3246,13	4,04	38,50	46,92	6,78	16,20	10,80	38,40	9,30	53,00	79,70	9,84	329,04	9,12	547,00	18,81	33,48	19,62	3,38	0,68	1,80	0,96	13,10	4,47
3246,33	7,77	46,70	16,44	4,09	12,10	21,40	38,10	7,10	31,30	288,80	8,10	109,37	5,95	936,80	10,08	18,27	15,30	1,78	0,53	1,32	0,95	9,80	2,09
3246,33	3,67	35,40	45,84	7,59	18,30	16,90	36,90	8,50	53,60	99,00	7,12	236,17	7,68	1571,60	12,69	24,03	13,59	2,82	0,51	1,32	0,73	15,70	3,41
3251,12	18,80	119,00	111,84	18,20	12,60	14,20	72,60	10,00	34,60	120,20	31,90	2105,24	27,70	830,80	49,77	99,00	50,94	8,52	1,40	5,19	3,98	12,80	13,10
3254 c	14,00	58,50	15,96	4,75	8,30	26,50	34,70	7,10	25,10	461,10	27,00	215,19	7,75	543,30	13,41	24,48	16,92	2,81	0,70	2,99	2,61	6,40	2,64
3254 c	6,36	59,90	54,36	7,76	16,00	12,50	36,80	10,80	49,20	74,00	14,50	313,63	12,80	513,50	17,73	33,75	19,17	3,40	0,76	2,41	1,39	13,80	4,37
3256 c	16,50	73,90	48,12	7,47	13,00	13,80	32,70	7,90	26,50	282,00	20,20	339,21	11,80	405,70	14,67	27,18	18,27	2,78	0,67	2,63	2,45	9,40	2,82
3256 nc	6,56	66,80	69,00	8,87	16,30	19,60	35,00	10,40	45,80	68,60	17,70	440,00	14,70	743,50	18,72	35,37	19,44	3,38	0,73	2,54	1,81	14,10	5,23
3257 c	24,00	62,40	24,72	7,66	14,30	18,20	36,80	8,10	30,50	395,80	20,40	107,77	7,18	527,70	11,43	19,71	14,76	2,14	0,65	2,59	2,26	10,40	1,73
3257 nc	6,16	56,70	51,84	6,10	16,10	14,40	48,50	12,50	57,60	89,10	11,60	120,82	10,40	544,20	19,62	36,54	23,13	3,80	0,90	1,91	1,12	15,10	3,54
3276,56	1,79	13,10	17,40	1,36	3,72	8,43	20,00	4,40	10,10	25,90	3,64	114,83	4,13	156,10	4,80	9,18	4,99	0,92	0,19	0,47	0,39	6,40	1,52
3277,45	1,40	11,70	15,72	5,74	2,45	12,20	25,40	3,30	8,10	65,00	2,81	317,59	3,77	1906,20	3,02	5,23	3,24	0,36	0,10	0,32	0,35	7,90	1,12

TVD	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb	Pb	Th	Pr	Gd	Tb	Ho	Er	Tm	Lu		
323B	7,7	36	38,9	7,4	24,8	6,2	23,6	-	-	199	12,1	444	-	612	13,59	27,12	13,27	2,43	0,69	2,24	1,5	-	-	3,38	2,15	0,36	0,5	1,33	0,24	0,23		
323B	5,3	50,9	48,8	<5,0	16,6	8,1	34,3	-	-	111	15,6	828	-	2677	22,67	45,03	21,94	3,93	1,16	2,78	2,04	-	-	5,7	3,03	0,46	0,59	1,65	0,31	0,32		
3244	3,8	19,7	22,1	6,1	22,6	3,9	12,9	-	-	413	9,9	182	-	555	8,31	15,79	8,42	1,6	0,49	1,41	0,84	-	-	2,11	1,37	0,23	0,31	0,8	0,14	0,12		
3244	3,3	33,6	33,2	<5,0	13	17,3	11,1	-	-	68	7,7	755	-	596	19,18	38,38	18,15	3,14	0,61	1,6	1,22	-	-	4,75	2,17	0,29	0,33	0,96	0,18	0,21		
3254	10,6	35,5	29,3	8	30,3	3,8	18,2	-	-	464	29,3	313	-	490	13,29	25,16	13,4	2,72	0,79	3,51	2,69	-	-	3,36	2,6	0,48	0,87	2,43	0,44	0,4		
3254	6,9	63,1	65,3	<5,0	20,5	6,1	23,7	-	-	82,2	22,3	722	-	931	20,7	40,82	20,25	3,82	1,06	3,96	2,5	-	-	5,2	3,46	0,62	0,84	2,22	0,4	0,39		
TVD	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb	Pb	Th	Pr	Gd	Tb	Ho	Er	Tm	Lu		
3222 c	5.4	25.6	20.7	5.5	27.3	17.4	31.2				202	6.8	81.8		484																	
3222 nc	1.9	22.8	20.1	<5.00	<1.00	14.4	68.1				57.4	2.5	180		628																	
3229 c	4.3	21.9	18.6	9.4	18.3	12.6	32.2				162	7.3	122		444																	
3229 nc	4.1	41.8	56.9	<5.00	<1.00	24.3	40.1				52.5	10.7	694		503																	
3234 c	7.5	34.7	37.2	8.3	12.9	13.3	46.2				269	8.0	139		543																	
3234 nc	3.6	37.9	42.4	<5.00	44.8	13.6	48.4				95.4	5.0	241		529																	
3245 c	10.1	32.7	31.3	7.7	23.7	12.0	37.2				240	17.9	502		1068																	
3245 nc	4.5	40.1	91.2	<5.00	10.0	3.4	41.2				72.2	9.6	646		557																	
3246.33 c	8.2	27.0	31.8	11.2	34.5	1.6	31.9				296	9.3	127		1065																	
3246.33 n	3.8	33.9	46.8	<5.5	<1.00	4.1	39.1				99.3	7.5	275		1851																	

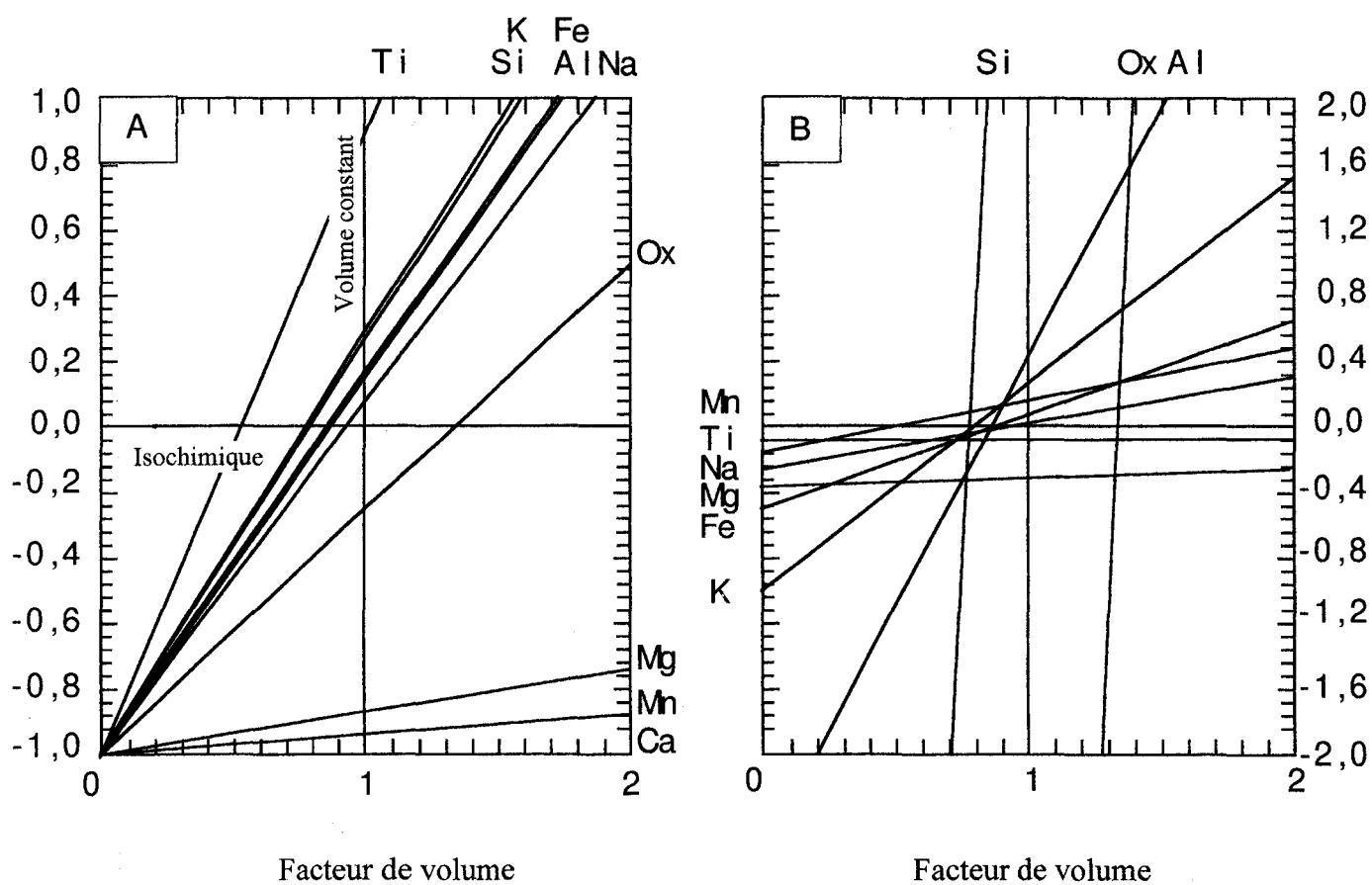
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3222) A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



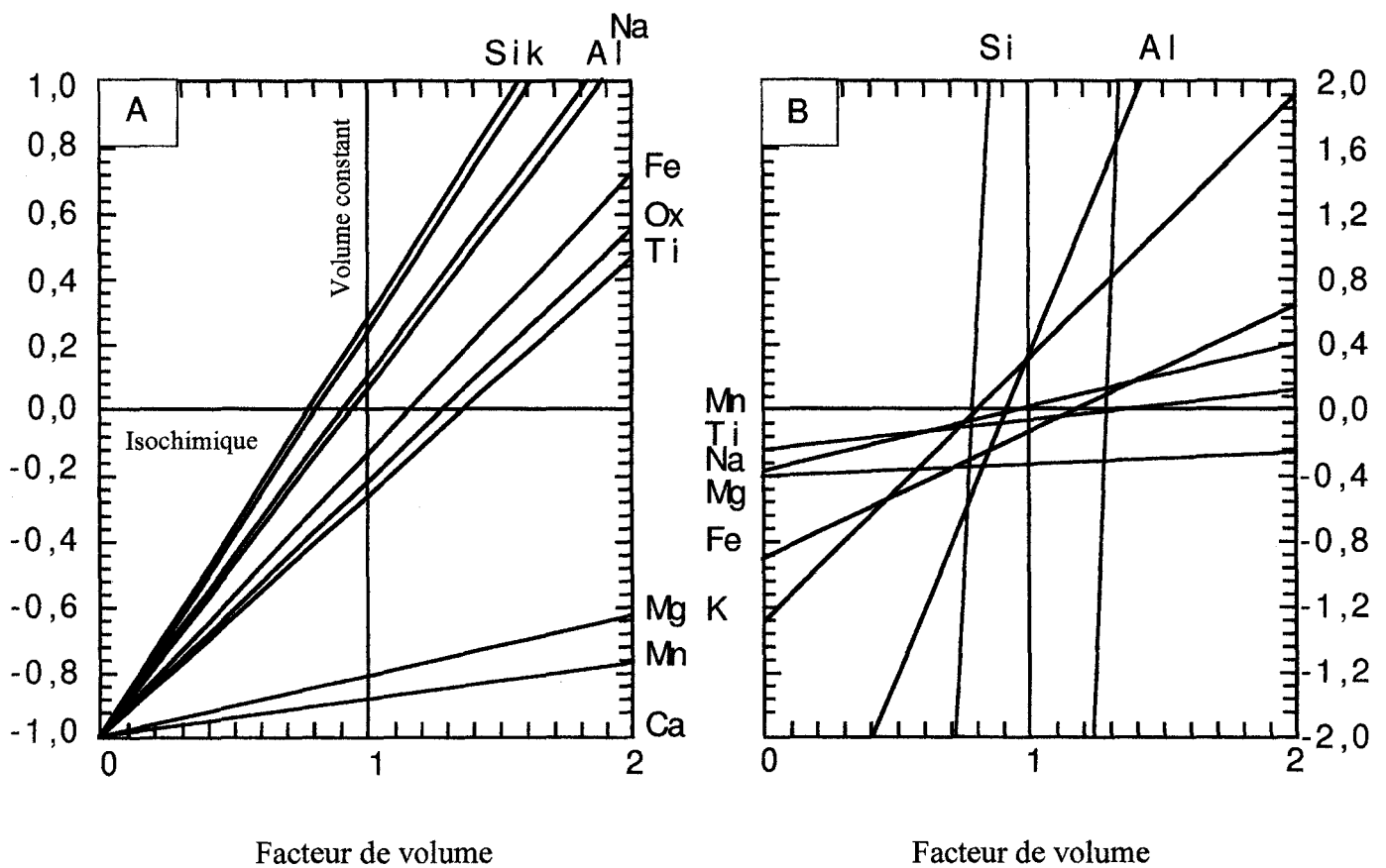
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3229) A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



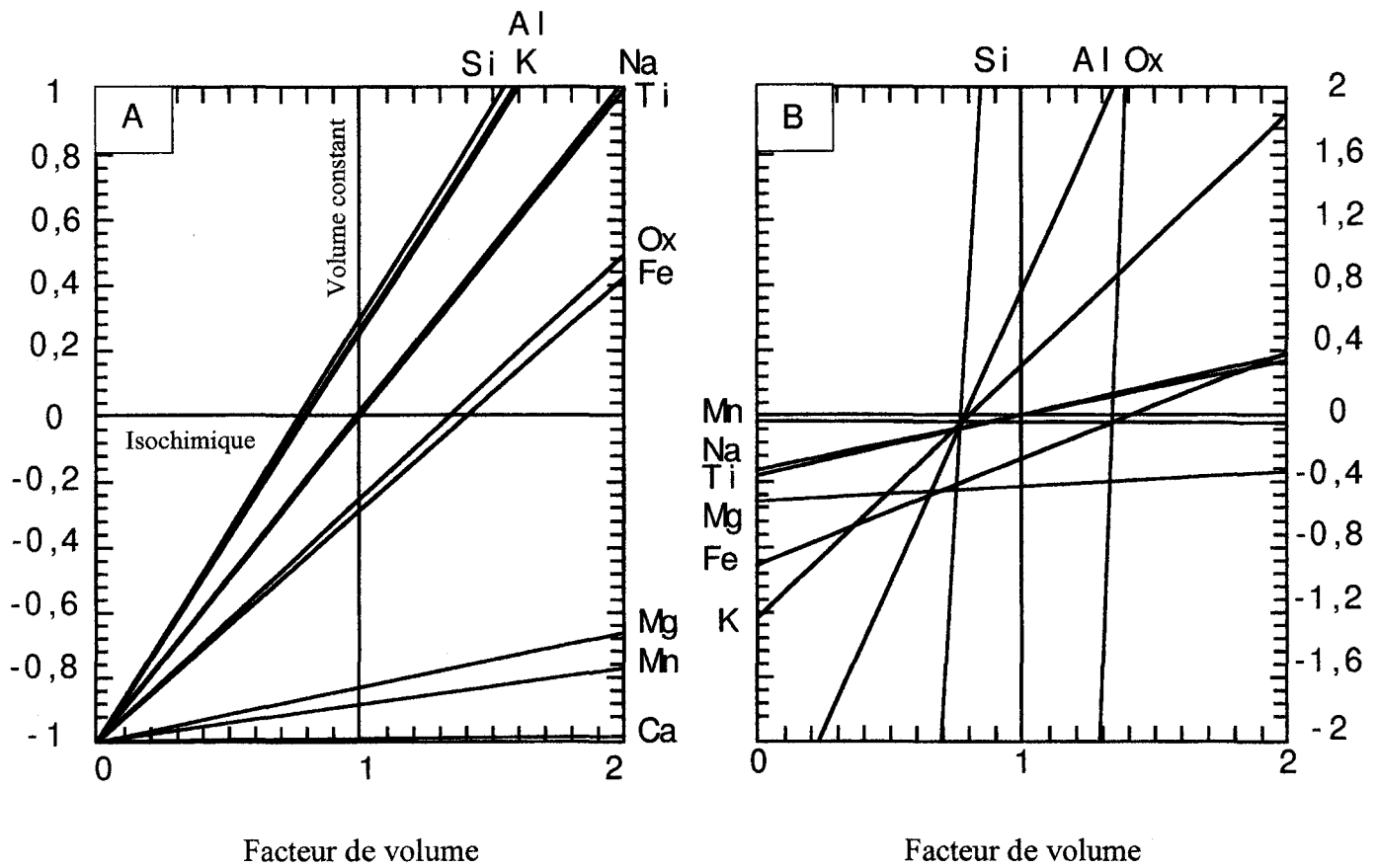
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3234) A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



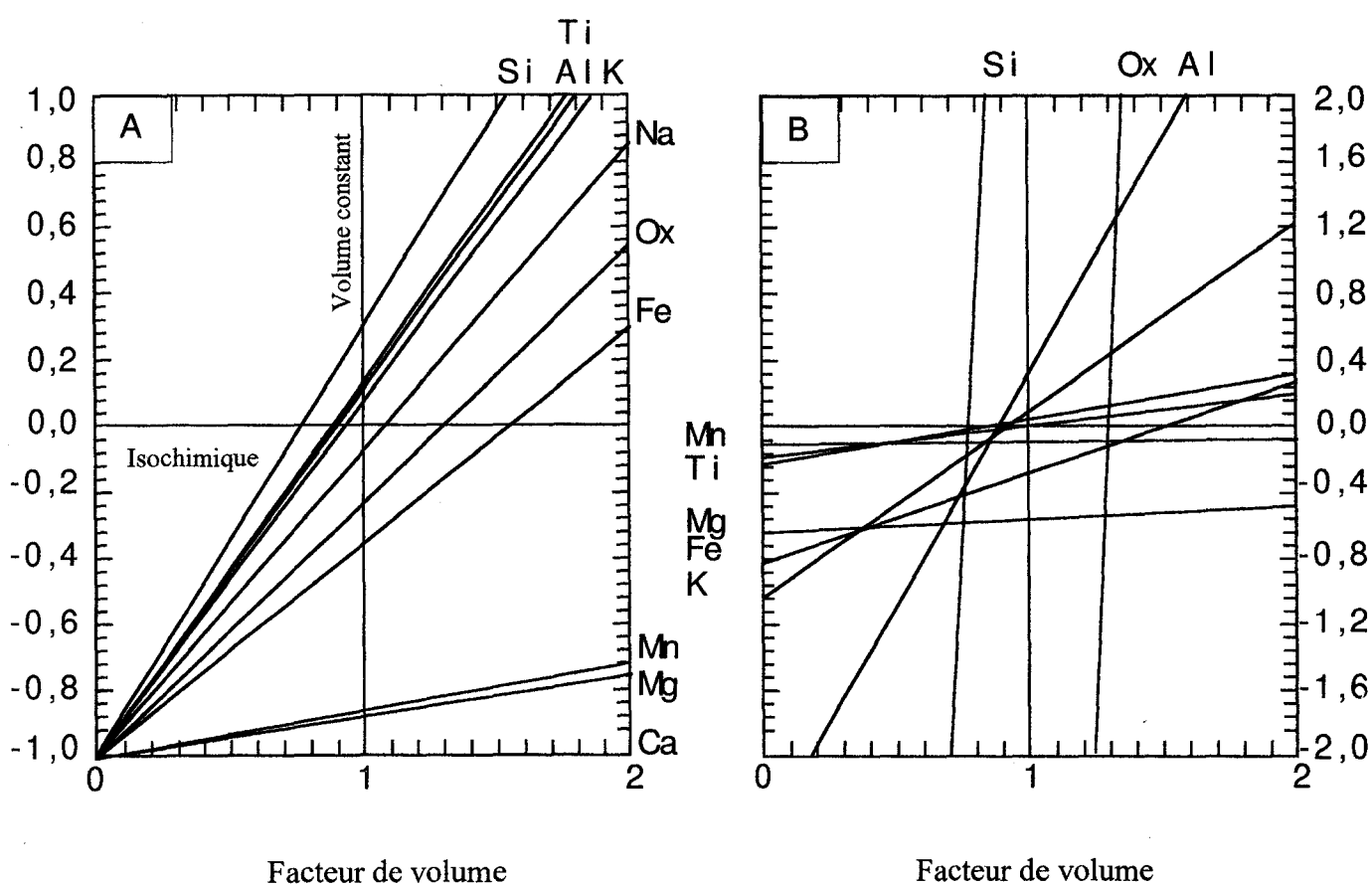
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3238). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



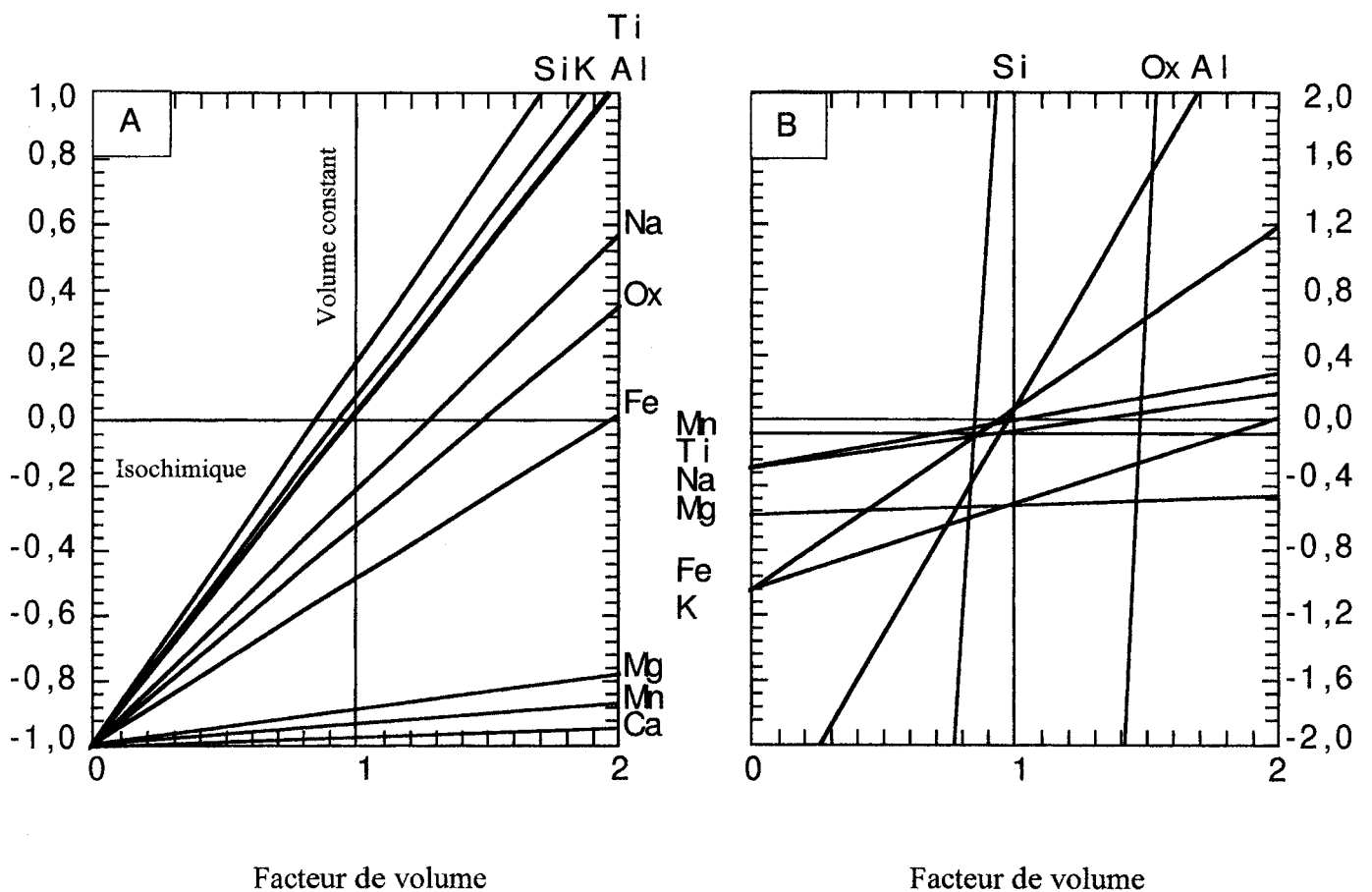
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3244). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



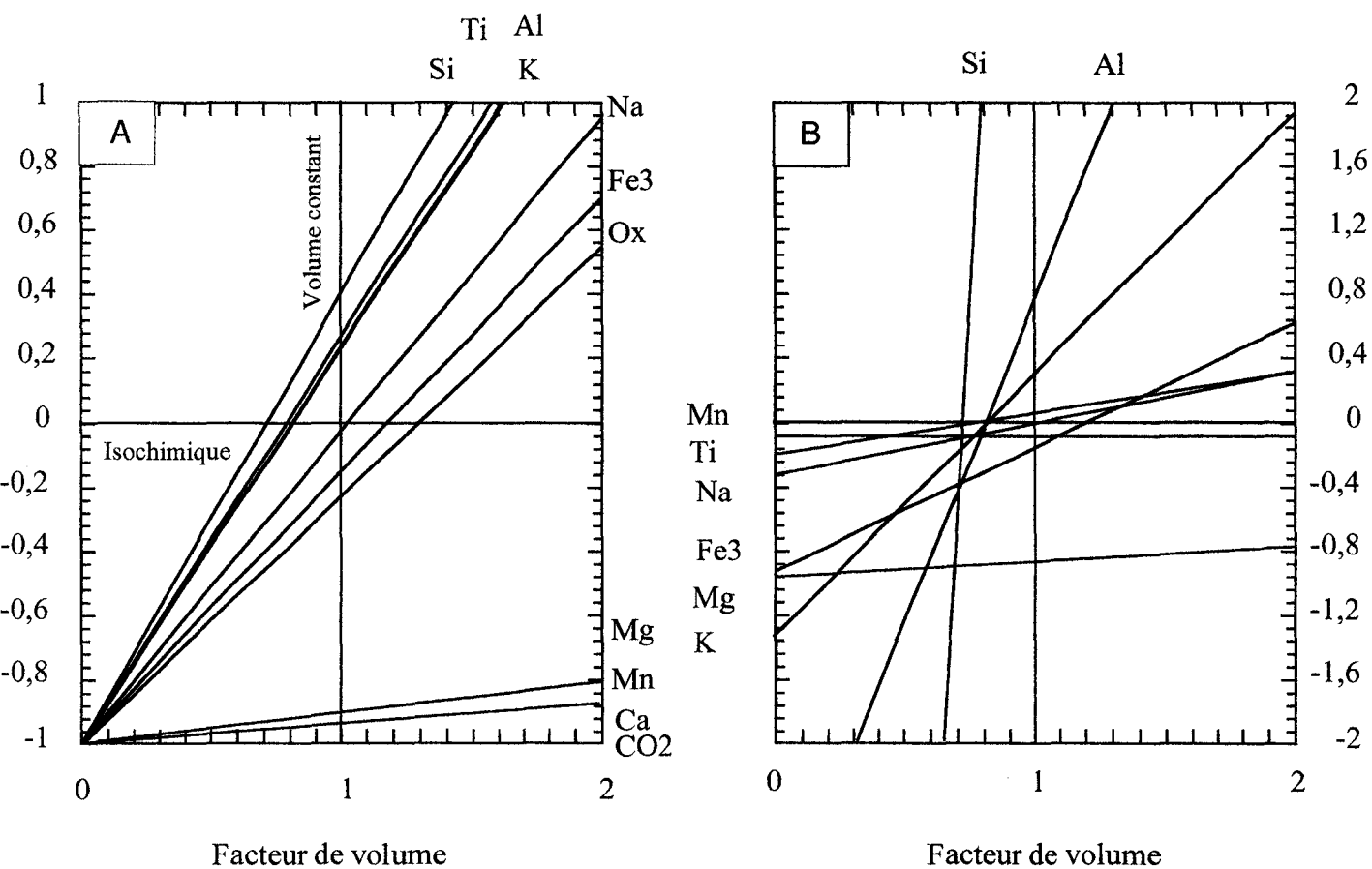
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3245). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



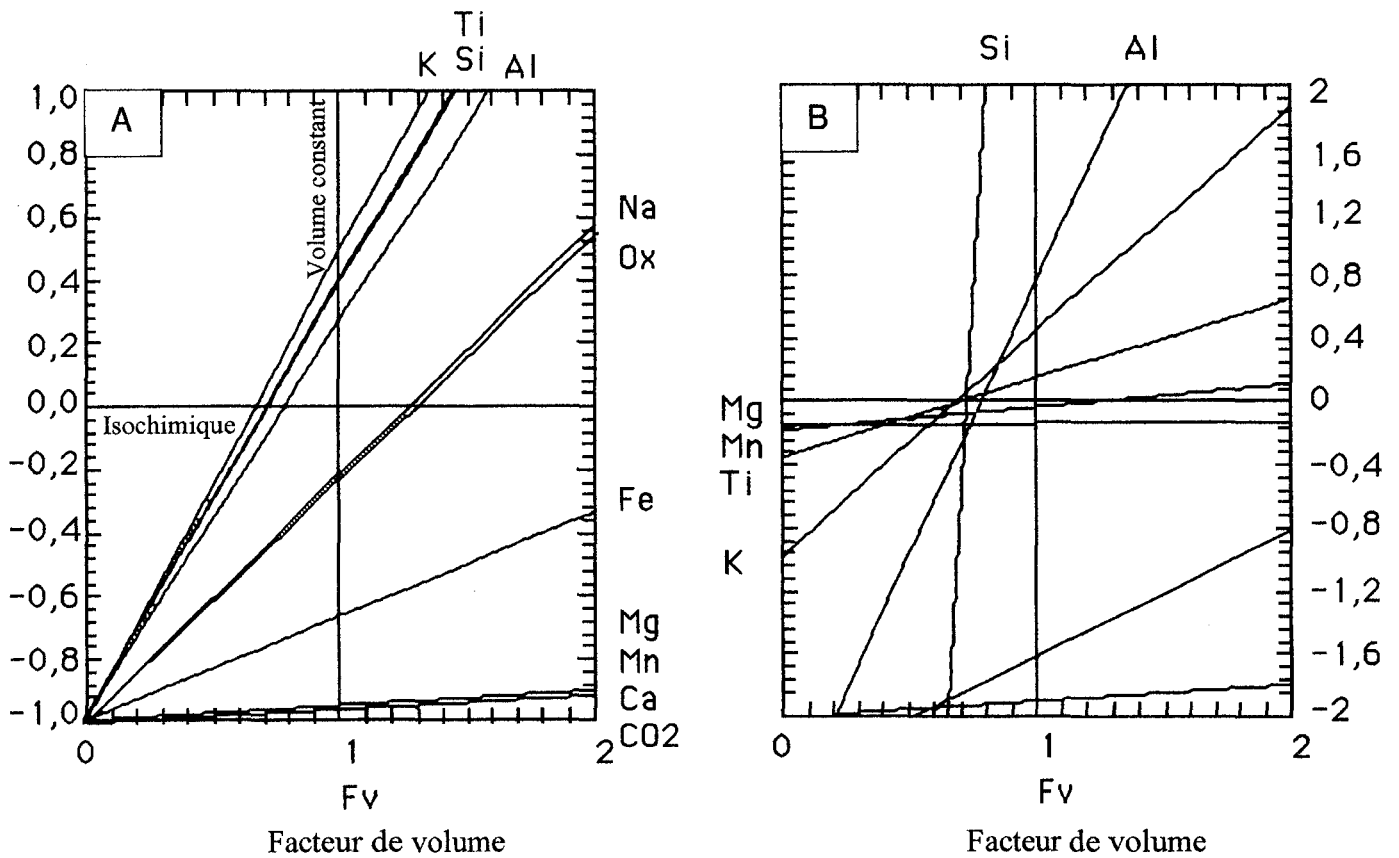
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3246). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



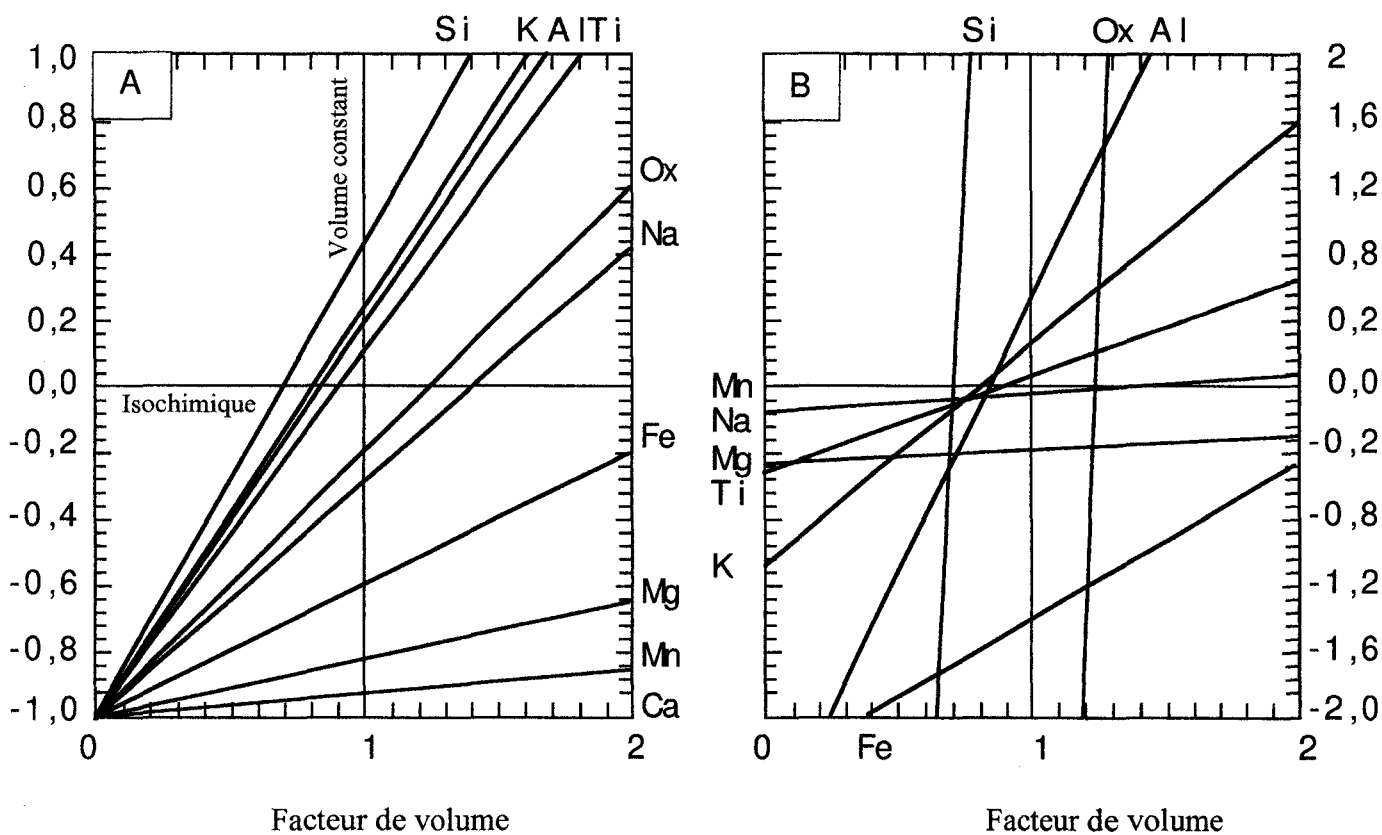
Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3254). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



Annexe 3

Diagrammes composition-volume de la composition d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3256). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes); B. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde.



LISTES DES FIGURES

Fig. I. 1. Carte de localisation de la province du Brent par rapport aux bassins de la Mer du Nord. a. Principaux éléments structuraux de la Mer du Nord (Brown et al, 1987). b. Localisation des différents champs pétroliers dans la province du Brent et coupe transversale à travers le champ d'Alwyn Sud et Sud-Est (d'après Jourdan et al, 1987 modifié).	8
Fig. I. 2. Répartition des hydrocarbures et éléments géographiques du champ d'Alwyn Sud-Est montrant les sous ensembles d'Ellon et de Grant.	11
Fig. I. 3. Cadre géologique du champ d'Ellon. A. Coupe structurale du champ et localisation du puits étudié. Les formations du Brent sont représentées en pointillés. B. Log stratigraphique du puits étudié et schéma simplifié de l'agencement des différents faciès et notamment de ceux du Ness et du Tarbert. La flèche indique le sens de la transgression (modifié d'après Didier et al, 1995).	12
Fig. II. 1. Localisation géographique des principaux réservoirs pétroliers de la Mer du Nord (d'après Ziegler, 1990).	16
Fig. II. 2. Relation entre la circulation d'eaux météoriques et l'environnement de dépôt (d'après Bjørlykke et Aagaard, 1992).	19
Fig. II. 3. Modèle de zonation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 libéré par la dégradation de la matière organique lors de l'enfouissement (d'après Irwin et al, 1977).	22
Fig. II. 4. Diagrammes d'activité $\log(a_{\text{SiO}_2}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$. Ces diagrammes montrent les conditions de stabilité des minéraux des grès à différentes températures et pressions.	26
Fig. II. 5. Différentes zones dans des surcroissances de quartz. a. Image en cathodoluminescence. b. Schéma interprétatif (d'après Hogg, 1989).	29
Fig. II. 6. Litage diagénétique dans des grès. Dans les zones riches en micas, des stylolites se forment et les grains de quartz se dissolvent. La silice migre et ciment les zones pauvres en micas. Ainsi, des alternances de stylolites et de zones cimentées se développent. D'après Oelkers et al (1996).	31
Fig. III. 1. Principe de la mesure du poids immergé. m_a : masse d'eau déplacée. m_n : masse de l'échantillon mouillé. m_i : masse de l'échantillon immergée.	38
Fig. III. 2. Différentes mesures utilisées dans la méthode du pycnomètre. m_p : masse de l'échantillon. m_1 : masse du pycnomètre vide. m_2 : masse du pycnomètre plus celle de l'échantillon. m_3 : masse de l'ensemble pycnomètre, eau et échantillon. m_4 : masse du pycnomètre plus celle de l'eau. d : densité de la roche. d_p : densité de la paraffine.	39
Fig. III. 3. Vue stylisée d'un pycnomètre.	41
Echantillon brut. B. Echantillon paraffiné.	43
Fig. III. 4. Les différentes étapes de séparation des grains de quartz dans les grès non cimentés. a. Immersion dans du pétrole pendant 24 h. b. Le pétrole est remplacé par de l'eau oxygéné. c. Stade final où les grains de la roche sont séparés.	44
Fig. IV. 1.a. Vue macroscopique de l'allure de la frontière entre un grès cimenté (c) et un grès non cimenté (nc) sur une section de carotte. b. Schéma montrant la morphologie des différentes limites.	46
Fig. IV. 2. Diagramme porosité-profondeur. Cercle: grès de la Mahakam. Carré: grès d'Alwyn. Cercle plein: grès non cimenté. Zone grisée: gamme de valeurs estimée pour la porosité avant cimentation.	50
Fig. IV. 3. Les différentes types d'inclusions fluides dans les quartz.	53
Fig. V. 1. Diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰}) - \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$ de la calcite des échantillons de grès étudiés.	76
Fig. V. 2. Variation du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des grès étudiés en fonction de la profondeur.	78
Fig. V. 3. Trajectoire dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ - température des conditions possibles pour la formation de la calcite dont les $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ sont de 22 à 25 ‰. L'équation de fractionnement calcite-eau utilisée est celle de Friedman et O'Neil (1977).	79
Fig. VI. 1. Diagrammes composition-volume de la comparaison d'un grès cimenté et d'un grès non cimenté (couple 3257). A. Mobilité relative des éléments majeurs (en poids d'oxydes). B. Mobilité relative des éléments traces. C. Mobilité absolue des éléments majeurs en poids d'oxyde. L'échelle permet de tracer la courbe des sommes des gains, des sommes des pertes et somme des gains moins pertes. D. Détail de C.	86
Fig. VI. 2. Diagrammes de mobilité relative des éléments majeurs. Les mobilités dans les dix couples sont reportées en fonction de Fv pour Si immobile.	90
Fig. VI. 3. Diagrammes de mobilité relative des éléments traces. A. Eléments traces immobiles. B. Eléments traces à mobilités négatives. C. Eléments traces à mobilités variables.	92
Fig. VI. 4. Calcul de la composition chimique d'un grès à partir de sa composition modale. La composition est calculée à partir d'un système d'équations linéaires écrit ici sous sa forme matricielle. Chaque colonne de la matrice de donnée est la composition en poids d'oxydes d'un minéral pris en compte dans la composition modale. La	

proportion en volume de chaque minéral multiplié par sa masse volumique est placée dans la matrice de droite. % Ox: Pourcentage en poids d'oxydes. Qtz: Quartz. Cal: Calcite. Dol: Dolomite. Ank: Ankerite. Kfs: Feldspath potassique. An: Anorthite. Alb: Albite. Kln: Kaolinite. Mus: Muscovite. Ill: Illite. Py: Pyrite. F.R: Fragments de roches. M.O: Matière Organique. ρ : masse volumique de la roche. _____ 94

- Fig. VII. 1. Exemples de diagramme de diffraction des rayons X de la fraction argileuse (<5 μm) dans les grès étudiés. Comparaison des diagrammes d'un grès cimenté (a) et d'un grès non cimenté (b) prélevés à quelques centimètres l'un de l'autre dans le même niveau lithologique (3938m). Les pics des kaolins sont plus intenses que ceux de l'illite dans le grès cimenté. (c) Diagramme de diffraction d'un grès non cimenté profond (>3260m). Les pics des kaolins ne sont plus présents. _____ 98
- Fig. VII. 2. Structure cristallographique de la kaolinite (A) et de la dickite (B). Coupe perpendiculaire à la structure d'un feuillet 1:1 avec une vue parallèle à l'axe cristallographique c. Le site octaédrique vacant dans la kaolinite (X) occupe toujours la même position relative dans chaque feuillet alors qu'il change de position d'un feuillet à l'autre dans la dickite (d'après Ehrenberg et al, 1993). _____ 99
- Fig. VII. 3. Diffractogrammes de poudre de la fraction argileuse d'un grès cimenté (a) et d'un grès non cimenté (b), couple (3254). Ill: Illite, Qtz: Quartz, Kfs: feldspath, D: Dickite, Kln: Kaolinite. _____ 100
- Fig. VII. 4. Diffractogrammes de poudre de la fraction argileuse (<5 μm) des grès non cimentés. Evolution de la structure cristallographique des kaolins en fonction de la profondeur (échantillon 3204 à 3254). _____ 100
- Fig. VII. 5. Spectres infrarouge (IR) de la fraction argileuse (<5 μm) de couples d'échantillons de grès cimentés (a) et non cimentés (b) prélevés à différentes profondeurs. Les quatre bandes d'absorption caractéristiques de la kaolinite sont visibles dans les grès cimentés. La présence de dickite dans les grès non cimentés se marque par la présence de trois bandes seulement sur les spectres. L'allure des spectres infrarouge n'évolue avec la profondeur que dans les grès non cimentés. Cette évolution indique une augmentation de la teneur en dickite avec la profondeur. _____ 101
- Fig. VII. 6. Décomposition des diffractogrammes d'une préparation séchée à l'air (A) et saturée au glycol (B) de l'échantillon 3244. Les courbes en tirets représentent le spectre expérimental. Les courbes en trait plein représentent les gaussiennes et la courbe calculée. WCI: Illite bien cristallisée. PCI: Illite mal cristallisée. I/S: Interstratifié illite/smectite. _____ 103
- Fig. VII. 7. Décomposition des diffractogrammes d'une préparation séchée à l'air (A) et saturée au glycol (B) de l'échantillon 3275. Les courbes en tirets représentent le spectre expérimental. Les courbes en trait plein représentent les gaussiennes et la courbe calculée. WCI calculée. WCI: Illite bien cristallisée. PCI: Illite mal cristallisée. I/S: Interstratifié illite/smectite. _____ 104
- Fig. VII. 8. Diagramme d'activité $\log(a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}) - \log(a_{\text{Ca}^{++}}/a_{\text{H}^+})$. Il montre les conditions de stabilité de l'anorthite à 25°C et une pression de 1 atm. Kln = Kaolinite, Gbs = Gibbsite, Pyr = Pyrophyllite, An = Anorthite. La droite de saturation de la calcite est en tirets. A cette température, l'anorthite n'est pas stable car le fluide est sursaturé en calcite et sa précipitation entraînera la dissolution de l'anorthite. _____ 107
- Fig. VII. 9. Schéma représentant le changement de morphologie des kaolins avec la profondeur dans les grès non cimentés. _____ 109
- Fig. VIII. 1. Grains de quartz séparés observés au MEB. a et b. Grains de quartz des grès cimentés. c et d. Grains de quartz des grès non cimentés avec des surcroissances. _____ 114
- Fig. VIII. 2. Carte de répartition de la porosité à l'échelle centimétrique dans une lame mince de grès taillée perpendiculairement à la stratigraphie. Les images et la quantification de la porosité ont été obtenues grâce au logiciel d'analyse d'images "Image Pro Plus". La carte a été réalisée à l'aide du logiciel de cartographie "Surfer". a. Image en lumière naturelle d'une portion de la lame mince (environ 3 x 1 cm) obtenue par numérisation directe sur un scanner de diapositive Nikon LS-1000. La coloration bleue de la résine d'imprégnation de la lame permet d'extraire facilement la porosité par analyse d'images. b. Masque de la porosité (en blanc). c. Carte de répartition de la porosité. Les variations verticales de la porosité apparaissent nettement et sont associées aux concentrations de micas détritiques. Une carte tout à fait comparable a été également obtenu par comptage de point (d'après Galet, 1998; Benchilla, 1998). _____ 115
- Fig. VIII. 3. Comparaison des courbes granulométriques d'un grès cimenté (pointillée) et d'un grès non cimenté (trait continu) pris dans le même niveau lithologique. Le mode est décalé vers la droite pour les échantillons non cimentés. _____ 116
- Fig. VIII. 4. Exemple de contourage de grains de quartz dans un échantillon (3238m) d'un grès non cimenté. _____ 117
- Fig. VIII. 5. Histogramme de fréquences du diamètre moyen _____ 118
- Fig. VIII. 6. 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 analyse d'images sous le microscope optique d'un ensemble de grains de quartz dispersé sur une lame de verre. _____ 119
- Fig. VIII. 7. Modèles géométriques simples de l'agencement des grains de quartz qui permettent de calculer la diminution de porosité liée à des phénomènes de pression-dissolution. ϕ et ϕ_0 représentent la porosité initiale et finale de la

roche. 1. Modèle avec des contacts triangulaires entre les grains. Le contact se fait par la pointe des triangles. 2. Même chose que pour 1., mais le contact s'effectue suivant la base des triangles. 3. Modèle en rectangle. Contact à base rectangulaire. Un diagramme F_v -porosité-volume de surcroissance montre le volume de surcroissance nécessaire pour passer d'une porosité $\phi_0=50\%$ à une porosité ϕ . Par exemple, pour une porosité de $\phi=33\%$ et une réduction de volume de 25 % ($F_v=0,75$), le volume de surcroissance est de 4, 30, 17% pour les différents modèles.122

Liste des planches

- Pl. IV. 1. Le ciment carbonaté des grès cimentés. a. Forme en dendrites de la dolomite ferrifère qui remplace la calcite (CL = Cathodoluminescence). b. Cristaux pœcilitiques de calcite (LPA = lumière polarisée- analysée). c. Calcite en CL qui luminesce dans le jaune vif. d. Structure sparitique initiale du ciment soulignée par des zonations visibles en CL. _____ 60
- Pl. IV. 2. a. Lit de mica à la frontière entre grès cimenté et grès non cimenté (LP = lumière polarisée). Le lit micacé pourrait jouer le rôle de barrière imperméable lors de la dissolution de la calcite. b. Grès cimenté: les grains de quartz semblent flotter dans le ciment calcitique, vue LPA. c. Début d'altération de la muscovite en kaolinite dans un grès cimenté. L'altération se localise aux extrémités du cristal de muscovite (LPA). Cal = calcite; Kln = kaolin; Mus = Muscovite; Kfs = feldspath potassique; Qtz = quartz; ϕ = porosité. _____ 60
- Pl. IV. 3. a. Microcline bien préservé dans un grès cimenté, vue en LPA. b. Dissolution des lamelles d'albite dans un feldspath alcalin cicatrisé par de la calcite (CL). c. Dissolution des lamelles d'albite dans un feldspath alcalin cicatrisé par de la calcite (LPA). d. Surcroissances de feldspath potassique (CL). Le grain détritique apparaît en bleu violet et les surcroissances en noir. _____ 60
- Pl. IV. 4. a. Kaolins en accordéons vermiculaires piégés dans la calcite (CL). b. Kaolins préservés dans un grès cimenté (LPA). c. Altération de la muscovite en kaolinite (LPA). d. Même type de plage vue en CL. Les cristaux de kaolins sont en bleu foncé et le mica apparaît en noir. _____ 60
- Pl. IV. 5. a. Grains de quartz montrant deux phases de surcroissance (LP). b. Inclusions de calcite dans des surcroissances de quartz, vue en LPA. c. Contact indenté entre des grains de quartz (flèches). O1 et O2 = Surcroissance de quartz (LP). d. Concentration de micas détritiques (LP, lame mince sciée perpendiculairement à la stratigraphie). e et g. Surcroissances de quartz (CL sur MEB). _____ 60
- Pl. IV. 6. a et b. Dissolution du feldspath dans les grès non cimentés (R-Kfs= reliques de feldspath potassique, LP). c. Altération de la muscovite en kaolinite (LPA). d. Altération de la muscovite en illite (LPA). Ill = Illite. _____ 60
- Pl. IV. 7. a. Kaolins en accordéons vermiculaires dans les grès non cimentés (LP). b. Kaolins associés à un feldspath potassique qui montre des marques de dissolution (MEB). c. Kaolins en remplacement de mica (LPA). La forme en blocs est également visible. d. Illitisation de kaolin en accordéons vermiculaires et feldspath potassique complètement dissous. e et f. Kaolins en bloc (LP et LPA). g. Kaolin en accordéons vermiculaires (MEB). Les plaquettes sont espacées les unes des autres et leur empilement semble désordonné (MEB). h. Kaolins en blocs (MEB). L'empilement des cristaux semble bien ordonné. _____ 60
- Pl. IV. 8. Evolution de la morphologie des kaolins en fonction de la profondeur dans les grès non cimentés. a. Forme en accordéons vermiculaires (3204 m). b. Remplacement du kaolins en accordéons vermiculaires par le kaolin en bloc (3204 m). c. Kaolins en blocs. d. Remplacement des feuillettes de muscovite par le kaolin. _____ 60
- Pl. IV. 9. a. Pseudomorphose de la kaolinite en illite (LPA). b. Pseudomorphose du mica en illite (LPA). Ici le mica semble tout d'abord s'altérer en kaolins qui sont à leur tour transformés en illite. c. Illites en plaquettes qui précipitent sur le mica (MEB). d. Illites en plaquettes englobées dans les surcroissances de quartz (MEB). _____ 60
- Pl. IV. 10. Changement de la morphologie des illites en fonction de la profondeur. a. Illite en filaments (3204 m). b. Illite en lattes (3238 m). c. Illite en plaquettes (32075 m). _____ 60

Liste des Tableaux

Tabl. III. 1. Tableau récapitulatif de l'ensemble des échantillons étudiés et les différentes fractions étudiés par DRX et par spectroscopie infrarouge. nc: grès cimentés; c: grès cimentés. * couples d'échantillons de grès cimentés (c) et de grès non cimentés (nc). IT: intervalle transgressif, SS: Shoreface supérieur, S: Shoreface, BE: barre d'embouchure, M: marré, CM: Chenal de marré, CT: Complexe Tidal. _____	35
Tabl. III. 2. Exemples de calcul de la densité et de la porosité par les méthodes par immersion ou par pycnomètre. a. Echantillon brut. b. Echantillon paraffiné _____	45
Tabl. IV. 1. Proportions relatives des différentes phases minérales et de la porosité des grès cimentés et non cimentés obtenues par comptage de points sur lames minces (1000 points). nc: non cimenté. c: cimenté. Qtz: Quartz. Kfs: Feldspath potassique. Kln: Kaolin. Alb: Albite. Surcr.: surcroissance. Ill: Illite. Cal: Calcite. F.R: Fragments de roches. M.O: Matière organique. Py: Pyrite. ϕ : Porosité. Form: formation. SS: Shoreface supérieur. S: Shoreface. CT. Complexe tidale. _____	48
Tabl. IV. 2. a. Porosités mesurées. b. Pourcentages volumiques en calcite calculés d'après la teneur en calcium de la roche. c. Porosités estimées avant cimentation. % CaCO ₃ . Calcimétrie. d. Densités des de grès étudiés. _____	49
Tabl. IV. 3. Données d'inclusions fluides. IFHC: inclusions fluides à hydrocarbures. _____	54
Tabl. V. 1. Valeurs de $\delta^{13}C_{PDB}$, $\delta^{18}O_{PDB}$, $\delta^{18}O_{SMOW}$ en fonction de la profondeur et formation lithologique des échantillons étudiés. _____	75
Tabl. VI. 1. Analyses chimiques en poids d'oxydes des grès étudiés. A et B. Couples constitués d'un grès cimenté (c) et d'un grès non cimentés (nc) analysés à la fois à Strasbourg et à St Etienne sur des plugs qui sont différents mais qui ont été prélevés à la même cote dans la même lithologie. C et D. Couples analysés à Strasbourg et à St Etienne sur les mêmes plugs. E. Analyses de deux couples réalisés uniquement à St Etienne. _____	84
Tabl. VI. 2. Analyses chimiques normalisées "sans calcite" de trois couples de grès étudiés. Les analyses sont recalculées à 100% en ne prenant pas en compte les éléments présents dans la calcite (Ca, Mg, Mn). Les analyses du grès cimenté et du grès non cimenté deviennent comparables. _____	85
Tabl. VI. 3. Analyses chimiques des éléments traces et des terres rares des couples d'échantillon grès cimentés - grès non cimentés (Laboratoire de Saint Etienne). _____	88
Tabl. VI. 4. Comparaison des analyses chimiques des grès sur roche totale (A) et des analyses chimiques recalculées à partir de leurs compositions modales (B) des grès cimentés et des grès non cimentés pour les neufs couples dont on a les données de comptages de points. * Total sans le soufre et le carbone ** La surestimation du total est liée à la pyrite. _____	93
Tabl. VI. 5.A. Composition modale des grès. Les proportions de minéraux dans les grès cimentés sont données directement par les comptages de points. Les proportions de minéraux dans les grès non cimentés sont les valeurs estimées par le comptage de point multipliées par le facteur de volume pour Si immobile. B. Mobilité absolue des minéraux (en volume) pour chaque couple. C. Mobilité relative des minéraux (en volume). nc: non cimenté. c: cimenté. Qtz: Quartz. Qtz. tot: Quartz total. Kfs: Feldspath potassique. Kln: Kaolin. Alb: Albite. Surc.: surcroissance. Ill: Illite. Cal: Calcite. F.R: Fragments de roches. M.O: Matière organique. Py: Pyrite. ϕ : Porosité. _____	95
Tabl. VII. 1. Intensité relative de chaque courbe gaussienne obtenue par la décomposition des diffractogrammes des préparations séchées à l'air entre 5 et 11° 2 θ . Le pic des illites PCI est plus intense que celui des illites WCI dans les échantillons les plus profonds. L'intensité du pic des I/S ne change pas. _____	105
Tabl. VIII. 1. Extrait d'un tableau de données (échantillon 3238) tirées de l'image de la figure précédente. L'unité de mesure est le micromètre. _____	117
Tabl. VIII. 2. Bilan en volume du quartz lors de la transformation d'un grès cimentés en un grès non cimentés. a et b. Proportion en volume du quartz dans les grès cimentés (c) et dans les grès non cimentés (nc). Dans les grès non cimentés, cette proportion en volume est recalculée en prenant en compte la variation de volume subie (Si immobile) c. Proportions en volume des surcroissances de quartz dans l'analyse modale des grès non cimentés. d et e. Porosité initiales et finales dans les grès non cimentés. La porosité initiale est déduite du volume de calcite qui occupe la porosité initiale des grès cimentés f. Facteur de volume calculé en prenant SiO ₂ immobile. g. Variation relative du volume du solide. h. Facteur de volume calculé en supposant que la quantité de quartz a été conservé. k. Bilan en volume du quartz formé en supposant Si immobile. _____	121

