



HAL
open science

Réservoirs silicoclastiques très enfouis : caractérisation diagenétique et modélisation appliquées aux champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord)

Anthony Ong

► **To cite this version:**

Anthony Ong. Réservoirs silicoclastiques très enfouis : caractérisation diagenétique et modélisation appliquées aux champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord). Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2013. Français. NNT : 2013LORR0065 . tel-01749803

HAL Id: tel-01749803

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749803v1>

Submitted on 29 Mar 2018

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

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



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



École Doctorale : RP2E (Ressources, Produits, Procédés et Environnement)

Laboratoire GeoRessources

Collegium : Sciences & Technologies

Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité : Géosciences

par Anthony Ong

**Réservoirs silicoclastiques très enfouis :
Caractérisation diagénétique et modélisation appliquées aux
champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord)**

Soutenance publique le 6 mai 2013

Membres du jury :

Rapporteurs :	M. Maurice Pagel M. Andrew Aplin	Professeur, Université Paris-Sud XI Professeur, Université de Durham
Directeur de thèse :	M. Jacques Pironon	DR CNRS, Université de Lorraine
Examineurs :	M. Ronald Bakker M. Cédric Carpentier M. Yves Géraud	Professeur, Université de Leoben MdB, Université de Lorraine Professeur, Université de Lorraine
Invités :	M. Jean-Pierre Girard M. Luis Martinez	Ingénieur Géochimie, TOTAL S.A. Professeur, Université de Lorraine



École Doctorale : RP2E (Ressources, Produits, Procédés et Environnement)

Laboratoire GeoRessources

Collegium : Sciences & Technologies

Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité : Géosciences

par Anthony Ong

**Réservoirs silicoclastiques très enfouis :
Caractérisation diagénétique et modélisation appliquées aux
champs pétroliers du Viking Graben (Mer du Nord)**

Soutenance publique le 6 mai 2013

Membres du jury :

Rapporteurs :	M. Maurice Pagel M. Andrew Aplin	Professeur, Université Paris-Sud XI Professeur, Université de Durham
Directeur de thèse :	M. Jacques Pironon	DR CNRS, Université de Lorraine
Examineurs :	M. Ronald Bakker M. Cédric Carpentier M. Yves Géraud	Professeur, Université de Leoben MdB, Université de Lorraine Professeur, Université de Lorraine
Invités :	M. Jean-Pierre Girard M. Luis Martinez	Ingénieur Géochimie, TOTAL S.A. Professeur, Université de Lorraine

REMERCIEMENTS

Ce travail de recherche a été réalisé sous contrat Cifre entre l'Université de Lorraine et l'entreprise Total. Arrivé au terme de ce travail, je tiens à remercier tout d'abord :

- Mes encadrants de thèse : Jacques **PIRONON** et Cédric **CARPENTIER**. A travers leurs domaines d'expertises complémentaires (Géochimie et Sédimentologie) ils m'ont conduit à me poser les bonnes questions afin de proposer un travail le plus innovant possible dans le cadre de cette thèse industrielle.
- Mon superviseur de thèse (Total) : Jean-Pierre **GIRARD**. Sa rigueur et sa patience m'ont permis d'aborder tous les problèmes rencontrés avec beaucoup de quiétude et de recul.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers les **membres du jury** qui ont accepté de juger ce travail de longue haleine.

Je remercie ensuite toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin au bon déroulement de cette thèse :

TOTAL S.A. :

- Les responsables du projet DBR Tristan **ROSSI** et Stéphane **RAILLARD** ainsi que Olivier **CHAILAN** responsable de la tâche diagenèse pour avoir suivi, avec un intérêt certain l'orientation de cette thèse
- L'équipe RGM du CSTJF en les personnes de Claire **FIALIPS**, Stéphane **TEINTURIER**, Jean-Michel **KLUSKA**, Eric **GAUCHER** et François **UMBAUHER**. Un grand merci à James **MATTHEWS** pour m'avoir formé et aider à la conduite des modélisations de la diagenèse.
- Maria **ZWEIGERT** (TEP U.K.) et Michel **THOMAS** (TEP Norvège) pour le partage des données sur la Northern North Sea ainsi que leur vision sur la géologie de la région.
- Robin **EVANS** (Team Evapet), pour son aide à l'extraction des données issues des modèles de bassin.
- Alain **NOYAU** (FGO), pour le partage des connaissances sur les données de géochimies organiques du bloc Q3.

Je désirerai enfin remercier Frédéric **WALGENWITZ** qui a été le premier à me donner goût à la géochimie minérale lors de mon stage de M1 au CSTJF en 2007, et qui m'a permis d'arriver jusqu'ici.

Laboratoire GeoRessources :

- Marie-Camille **CAUMON** et Jean **DUBESSY** pour leur aide sur la spectrométrie Raman et la chimie capillaire.
- Cédric **DEMEURIE** pour l'élaboration des lames minces et épaisses.
- Aurélien **RANDI** pour les expériences sous P_{H_2} .
- Régine **RUCK** pour les analyses DRX.
- Les collègues et amis avec qui les discussions ont été plus ou moins fructueuses. Merci donc à (dans le désordre) : Jérôme **STERPENICH**, Cécile **FABRE**, Alexandre **TARANTOLA**, Stéphanie **FLEURANCE**, Clément **BELGODERE**, Christophe **BONNETTI**, Thomas **BLAISE**, Aurélien **EGLINGER**, Yuemin **LU**, Roland **SALARDON**, Marc **ULRICH**, Lucille **NEVEUX**, sans oublier Emmanuel **JOBARD**.

CV Associés :

- Emmanuel **LAVERRET** pour son aide précieuse dans l'acquisition des données pétrographiques quantitatives.

Je ne pourrai clore ces remerciements sans une tendre pensée pour ma **famille** et **Emilie**, qui m'ont soutenu et supporté pendant ces trois longues années.

TABLE DES MATIERES

Introduction générale.....	23
1. Introduction à la diagenèse des réservoirs silicoclastiques et aux inclusions fluides	29
1.1. Généralités et définitions sur les systèmes pétroliers.....	29
1.1.1. Les roches mères	30
1.1.2. Les roches couvertures	31
1.1.3. Les pièges.....	31
1.1.4. Les réservoirs	32
1.1.5. La notion de timing de migration des hydrocarbures.....	32
1.2. La diagenèse des réservoirs silicoclastiques	33
1.2.1. Généralités.....	33
1.2.2. Régimes de pression et circulation fluide dans les réservoirs	35
1.2.3. Perte de porosité par compaction	36
1.2.4. Perte de porosité par cimentation	38
1.2.5. Processus diagénétique contrôlant la préservation de la qualité réservoir	46
1.3. Généralités sur les inclusions fluides	51
1.3.1. Notions élémentaires	51
1.3.2. Comportement thermodynamique des inclusions fluides	53
1.3.3. Applications des inclusions fluides dans le domaine pétrolier	55
1.3.4. Limites de l'étude des inclusions fluides	56
2. Contexte géologique de la Mer du Nord	61
2.1. Evolutions géodynamiques de la Mer du Nord.....	61
2.1.1. Le Paléozoïque	61
2.1.2. Le Mésozoïque	61
2.1.3. Le Cénozoïque.....	62
2.2. Le système pétrolier du Viking Graben	65
2.2.1. Les roches mères	65
2.2.2. Les réservoirs : Le BRENT Group.....	66
2.2.3. Les roches couvertures et les pièges	68

2.2.4.	Gradient géothermique et timing de migration des hydrocarbures	69
2.3.	La zone d'étude : Le bloc Q3	69
2.3.1.	Localisation et présentation des champs pétroliers étudiés.....	69
2.3.2.	Formation et unités choisies	72
2.3.3.	Sélection des échantillons	74
2.4.	Etat des connaissances sur la diagenèse du BRENT Group du bloc Q3	75
2.4.1.	Les processus diagénétiques majeurs	75
2.4.2.	La chronologie de la diagenèse issue de la littérature	78
3.	Outils et méthodes.....	83
3.1.	Procédures analytiques	83
3.1.1.	Les comptages de point	83
3.1.2.	Procédure analytique pour l'étude des inclusions fluides	86
3.2.	Techniques analytiques	91
3.2.1.	Préparation des échantillons	91
3.2.2.	Microscopie optique	91
3.2.3.	Microfluorescence U.V.	92
3.2.4.	Microscope électronique à balayage (MEB)	92
3.2.5.	Cathodoluminescence MEB (CL-MEB)	93
3.2.6.	Microthermométrie.....	93
3.2.7.	Microspectrométrie Raman	94
3.2.8.	Modélisation AIT (Aqueous Inclusion Thermodynamics)	95
3.2.9.	Microspectroscopie Infrarouge à transformée de Fourier (IR-FT)	95
3.2.10.	Microscopie confocale à balayage laser (MCBL).....	96
3.2.11.	Modélisation PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamics).....	97
3.3.	Modélisation diagénétique (Touchstone)	97
3.3.1.	Les paramètres d'entrée et d'optimisation du modèle	97
3.3.2.	Formalisme d'une modélisation diagénétique sous Touchstone	99
3.4.	Avant-propos sur la présentation des résultats pétrographiques	101
3.4.1.	Composition minéralogique	101
3.4.2.	L'importance relative de la compaction et de la cimentation	102
3.5.	Investigation sur l'évolution post-piégeage des inclusions aqueuses	104

3.5.1.	Article 1: In situ decarboxylation of acetic and formic acids in aqueous inclusions as a possible way to produce excess CH ₄	106
	Conclusions de l'article 1 : implications des résultats sur les reconstructions PT réalisées dans le cadre des travaux de thèse	120
3.6.	Investigation sur les mesures de salinité des inclusions aqueuses métastables....	121
3.7.	Représentativité de la quantification du ciment de quartz	122
4.	Résultats.....	129
4.1.	Observations pétrographiques et quantification minéralogique.....	129
4.1.1.	Le champ d'Alwyn.....	129
4.1.2.	Le champ de Dunbar	133
4.1.3.	Le champ de Grant	138
4.1.4.	Les champs de Forvie North et Forvie Central	143
4.1.5.	Le champ de Jura.....	147
4.1.6.	Le champ d'Islay	150
4.1.7.	Le champ de Hild	154
4.1.8.	Résumé des principales observations pétrographiques	159
4.2.	Les inclusions fluides	170
4.2.1.	Le champ d'Alwyn.....	170
4.2.2.	Le champ de Dunbar	179
4.2.3.	Le champ de Grant	188
4.2.4.	Les champs de Forvie North & Central	197
4.2.5.	Le champ de Jura.....	206
4.2.6.	Le champ d'Islay	216
4.2.7.	Le champ de Hild	226
4.3.	Le calibrage des modèles diagénétiques	236
4.3.1.	Les champs d'Alwyn et de Dunbar	238
4.3.2.	Le champ de Grant	240
4.3.3.	Les champs de Forvie North et Central.....	241
4.3.4.	Les champs de Jura, Islay et Hild.....	242

5. Discussions et interprétations	247
5.1. Variations de la qualité réservoir des champs du bloc Q3	247
5.2. Article 2: Investigation of the Impact of Fluid overpressure on siliciclastic Tarbert reservoir (Middle Jurassic): Greater Alwyn Area, Northern North Sea, UK	249
5.3. Impact des conditions de dépôt sur la porosité	281
5.4. Impact des ciments intergranulaires sur la porosité	283
5.5. Impact des circulations fluides sur les régimes de pression.....	290
5.6. Origines des hydrocarbures à l'échelle du bloc Q3.....	293
5.7. Modèle géologique régional.....	296
Conclusions générales	301
Références bibliographiques	309
Annexes	331

LISTE DES FIGURES

- Figure 1: Schéma conceptuel d'un système pétrolier classique composé d'une roche mère, d'un réservoir, de pièges (anticlinaux et discordance) et de roches couvertures..... 29
- Figure 2: Diagramme *PT* présentant les domaines de la diagenèse et du métamorphisme. Le gradient de 10°C/Km représente un environnement sédimentaire de type craton alors que le gradient de 30°C/Km est caractéristique d'environnement de type rift (Worden & Burley, 2003). 33
- Figure 3: Schéma représentant les 3 grands domaines de la diagenèse. Note: La Télôgenèse est identifiée uniquement à partir du stade où l'eau de surface pénètre dans le bassin inversé (lié à l'exhumation) induisant des réactions minérales (Worden & Burley, 2003). 34
- Figure 4: Evolution du volume intergranulaire (IGV) avec l'enfouissement de 23 réservoirs clastiques. Note : La courbe pointillée noire n'est pas la courbe de tendance mathématique, elle est présentée ici pour apprécier l'évolution générale de l'IGV avec la profondeur (Paxton *et al.*, 2002, modifié). 37
- Figure 5: Paramètres minéralogiques influant sur la qualité réservoir. A) Stabilité des différents sables suivant le diagramme ternaire Quartz-Feldspath-Lithiques; B) Evolution des propriétés pétrophysiques avec la profondeur en fonction de la taille et de la rigidité des grains. Les points blancs représentent des grès Tertiaire (Worden *et al.*, 2000, modifié). 38
- Figure 6: Diagramme *PT* de stabilité de la silice pour des conditions *PT* allant jusqu'à 100 Kbar et 2000 °C (Swamy *et al.*, 1994). Le carré grisé correspond au domaine diagénétique d'après Worden & Burley (2003). 39
- Figure 7: Distribution des ciments de quartz. A) Histogramme de distribution des principaux types de diagenèse dans les réservoirs silicoclastiques (Primmer *et al.*, 1997); B) Distribution des ciments de quartz de réservoir gréseux (exprimé en pourcentage du volume total de la roche ou %BSV) d'âge Jurassique à Paléogène en Norvège (Giles *et al.*, 1992). 40
- Figure 8: Principales argiles rencontrées dans les réservoirs silicoclastiques (Chamley, 1989). 43
- Figure 9: Schéma conceptuel de l'impact du coatings sur les ciments de quartzs. Les trois schémas illustrent la variabilité du taux de recouvrement d'un grain de quartz : A) grain totalement recouvert ; B) grain partiellement recouvert ; C) absence de coating. 47

- Figure 10: Schéma illustrant l'impact qualitatif d'une montée en surpression fluide d'un réservoir sur la cimentation quartzreuse suivant trois scenarios: 1) surpression fluide faible et tardive, 2) surpression fluide forte et tardive, 3) surpression fluide forte et précoce. Note : Les gradients hydrostatique et lithostatique sont renseignés ici arbitrairement..... 48
- Figure 11: Impact relatif de l'arrivée des huiles sur le taux de transport de la silice par diffusion et par advection (Worden *et al.*, 1998, 2000, modifié). Quantification basée sur des considérations théoriques. 50
- Figure 12: Microphotographies d'inclusions fluides (IF). A) IF aqueuse diphasique du Viking Graben, Royaume-Uni ; B) IF aqueuse triphasique du bassin de l'Athabasca, Canada (source : A. Richard) ; C) IF hydrocarbonée diphasique de type huile lourde du Central Graben, Royaume-Uni (source : E. Laverret) ; D) IF hydrocarbonée diphasique de type huile volatile du Viking Graben, Royaume-Uni ; E) IF hydrocarbonée triphasique de type huile volatile avec un cube de sel de Cantarel, Golfe du Mexique (source : J. Pironon) ; F) IF hydrocarbonée de type gaz à condensat associée à une inclusion aqueuse diphasique (Viking Graben, Royaume-Uni). 52
- Figure 13: Diagrammes *PT* de différents systèmes aqueux. A) Système H₂O (Goldstein & Reynolds, 1994, modifié). Les gradients hydrostatiques et lithostatiques délimitent les conditions *PT* du domaine de la diagenèse ; B) Système H₂O-CH₄ (Hanor, 1980, modifié). Les courbes grises en pointillés représentent les isochores (g/cm³). Le gradient thermobarométrique est de 32°C/100 bar. 53
- Figure 14: Diagramme de phase *PT* présentant les six compositions types de mélange d'hydrocarbures de réservoir (Bourdet, 2008). Le point A correspond aux conditions des hydrocarbures dans le réservoir et le point B représente les conditions de surface atteintes avec la déplétion du réservoir lors de son exploitation. Le point noir représente le point triple séparant le domaine diphasique (L+V) des domaines monophasiques liquide (L) et vapeur (V). 54
- Figure 15: Trois différents cas possibles d'association d'inclusions hydrocarbonées et aqueuses. A. Inclusions hydrocarbonées et aqueuses saturées en gaz ; B. Inclusions hydrocarbonées sous-saturées en gaz et inclusions aqueuses saturées en gaz ; C. Inclusions hydrocarbonées et aqueuses sous-saturées en gaz (Pironon, 2004, modifié). 56
- Figure 16: Les trois phases tectoniques majeures responsables de la structure actuelle de la Mer du Nord. A) Rifting du Permo-Trias ; B) Rifting du Jurassique supérieur (Oxfordien au Kimmerifgien) ; C) Fin du rifting et subsidence thermique à la fin du Crétacé inférieur (Zanella *et al.*, 2003, modifié). 63
- Figure 17: Interprétation de profils sismiques des trois grandes structures de Mer du Nord : Le Viking Graben (A), les Moray Firth Basin (B), le Central Graben (C) (Zanella *et al.*, 2003, modifié). 64

Figure 18: Log lithostratigraphique (A) et schéma séquentiel (B) du Brent Group dans le Viking Graben (Floodpage, 2005).....	68
Figure 19: Localisation de la zone d'étude: Le bloc Q3. A) Carte structurale simplifiée du système de triple rifts de la Mer du Nord avec les principales failles majeures (Zanella <i>et al.</i> , 2003) ; B) Carte de profondeur du Top Brent et localisation des champs et puits étudiés (source interne Total) ; C) Coupe structurale W-E simplifiée de la partie Nord du Viking Graben présentant les structures de l'East Shetland, du Viking Graben et de l'Horda platform (Husmo <i>et al.</i> , 2004).	71
Figure 20: Corrélation stratigraphique des formations du Balta et du Tarbert sur l'ensemble des puits étudiés.....	73
Figure 21: Propriétés pétrophysiques des 183 échantillons sélectionnés dans la formation du Tarbert.	74
Figure 22: Séquence diagénétique classique du Brent de la Northern North Sea d'après A) Giles <i>et al.</i> (1992) et B) modifié d'après Girard <i>et al.</i> (2002). Note : les températures renseignées sur la séquence B) ont été ajoutées à partir des données microthermométriques obtenues sur des inclusions fluides aqueuses présentes dans les ciments de quartz et de calcite ferrifère (Girard <i>et al.</i> , 2001).	79
Figure 23: Exemple de comptage du coating. A) Photomicrographie en LPNA d'un grain de quartz avec ses surcroissances associées ; B) Délimitation des différentes longueurs utilisées pour le comptage des coatings.	85
Figure 24: Procédure analytique de l'étude des inclusions fluides. A) Inventaire des différents outils analytiques et de modélisation afin d'estimer les conditions PT au moment du remplissage du réservoir ; (B) Synthèse des résultats obtenus après l'application de la procédure analytique (Bourdet, 2008, modifié).	89
Figure 25: Simplification des reconstructions $P-V-T-X-t$ au moment du piégeage des fluides en l'absence des données de concentration en méthane des inclusions aqueuses. A) Cas où la différence de T_h entre les systèmes aqueux et hydrocarbonées est minimale : Peu de différence entre les conditions de piégeage réelles (1) et simplifiées (2) ; B) Cas où la différence de T_h entre les systèmes aqueux et hydrocarbonées est importante : différence remarquable entre les conditions de piégeage réelles (1) et simplifiées (2).....	90
Figure 26 : Formalisme d'une étude de modélisation géochimique sous Touchstone. La première étape consiste à calibrer les principaux paramètres du modèle (paramètres de compaction et de cinétique de cimentation du quartz). La deuxième étape consiste en l'analyse des paramètres optimisés. La dernière étape porte sur la prédiction de la qualité réservoir d'un prospect dont les caractéristiques lithologiques sont similaires à celles du modèle calibré.....	100

Figure 27: L'importance relative de la compaction et de la cimentation dans la perte de la porosité intergranulaire. A) Diagramme représentant la perte de porosité par compaction (CoPL) en fonction de la perte de porosité par cimentation (CePL) (Ehrenberg, 1989). B) Diagramme représentant l'IGV final en fonction de la somme des ciments intergranulaires (modifié d'après Houseknecht, 1987 ; Ehrenberg, 1989). Les droites noires représentent les iso-porosités intergranulaires. Dans les deux diagrammes, la diagonale en pointillés noirs sépare le domaine dans lequel la compaction a été le processus dominant de celui dans lequel la cimentation a été plus importante que la compaction. 104

Figure 28: Salinité (% pds eq. NaCl) d'une inclusion aqueuse naturelle (Tarbert Formation, champ de Jura, Viking Graben, Northern north Sea) déterminée par spectrométrie Raman en fonction de la rotation du minéral hôte (quartz). La zone grisée correspond à la salinité réelle du fluide ; la zone hachurée correspond à l'eau pure à peu salée fréquemment attribuée aux inclusions métastables dont les T_f sont légèrement supérieures à 0°C. Les barres d'erreurs en Y sont attribuées aux bruits du signal Raman et les erreurs en X sont fonction de l'extinction minérale..... 122

Figure 29: Microphotographies de cimentations quartzzeuses en lumière transmise. A) Limite grain-auréole marquée par le piégeage des nombreuses inclusions (3/14a-D01, Balta) ; B) Limite grain-auréole difficilement identifiable (3/15-12, Balta). Qz gr : grain de quartz ; Qz surc : surcroissance de quartz. 123

Figure 30: Microphotographies de cimentations quartzzeuses. A) MEB (mode BSE) : les limites grains-auréoles ne sont pas identifiables ; B) CL-MEB : la distinction entre les grains détritiques et les cimentations. Qz gr = grain de quartz détritique ; Qz surc = surcroissance de quartz. 125

Figure 31: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Tarbert (T2.2 & T1.2) des puits 3/9a-N01 & N03..... 130

Figure 32: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du T2.2 et T1.2 des puits 3/9a-N01 & N03. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 39 % 133

Figure 33: Diagrammes QFL (A), QF_iL restauré (B), et QFM (C), QF_iM_i restauré (D) des formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02..... 135

Figure 34: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 36 %..... 137

Figure 35: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-4 & 3/15-7. 139

Figure 36: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta et T1.2 des puits 3/14a-4. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 39 %.....	142
Figure 37: Diagrammes QFL (A), QF_iL restauré (B), et QFM (C), QF_iM_i restauré (D) des formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02.....	145
Figure 38: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3 et du T1.2 du puits 3/20a-3. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 36 %.....	147
Figure 39: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Balta du puits 3/15-10.....	148
Figure 40: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta du puits 3/15-10. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 36 %	150
Figure 41: Diagrammes QFL (A), QF_iL restauré (B), et QFM (C), QF_iM_i restauré (D) de la formation du Balta du puits 3/15-12.....	152
Figure 42: Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour la formation du Balta du puits 3/15-12. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 35 %.....	154
Figure 43: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Balta et du T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1.	156
Figure 44: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta et T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 39 %.....	159
Figure 45: Synthèse des compositions QF_iL (A) et QF_iM_i (B) des échantillons étudiés.	160
Figure 46: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).....	171

- Figure 47: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du T2.2 des puits 3/9a-N03 & N01 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte. 172
- Figure 48: Photographies en microscopie optique (A) et sous épifluorescence U.V. (B) des inclusions hydrocarbonées de type *A/w-A*, associées à des inclusions aqueuses cogénétiques (localisées dans le même plan de fracture), observées dans la formation du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées ; IF Aq : inclusions fluides aqueuses..... 173
- Figure 49: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide). 174
- Figure 50: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide). 175
- Figure 51: Diagramme $P-T$ représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir T2.2 pour le puits 3/9a-N01 (A) et le puits 3/9a-N03 (B). Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis). 178
- Figure 52: Séquence diagénétique synthétique du T2.2 et T1.2 des puits 3/9a-N01 & N03. Les contraintes de températures sont issues des T_h des inclusions aqueuses. La flèche noire illustre le timing d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir du T2.2. 179
- Figure 53: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-D01 & D02. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide)..... 181
- Figure 54: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-D01 & D01 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte..... 182
- Figure 55: Photographies en microscopie optique (A) et sous épifluorescence U.V. (B) d'inclusions hydrocarbonées de type *Dun-A* observées dans la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées. 182
- Figure 56: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta des puits 3/14a-D01 & D02. Les différents figurés

- illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide). 183
- Figure 57: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide). 184
- Figure 58: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir du Balta. A) le puits 3/14a-D01 ; B) le puits 3/14a-D02. Les gradients hydrostatique et lithostatique sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis). 186
- Figure 59: Séquence diagénétique synthétique du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02. Les températures sont issues des données microthermométriques des inclusions aqueuses. La flèche noire symbolise le timing minimum d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir du Balta. 187
- Figure 60: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-4 & 3/15-7. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide). 189
- Figure 61: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte. 190
- Figure 62: Photographies en microscopie optique (A) et sous épifluorescence U.V. (B) d'inclusions hydrocarbonées de type *Gra-A* observées dans la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées.. 191
- Figure 63: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide). 192
- Figure 64: Diagramme ϕ_{vap} vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométriques de la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide). 193
- Figure 65: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir

- du Balta pour le puits 3/14a-4 (A) et le puits 3/15-7 (B). Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis). 195
- Figure 66: Séquence diagénétique synthétique du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-4 & 3/15-7. Les températures données sont issues des données microthermométriques des inclusions aqueuses. Les flèches noires illustrent les timing minimum d'arrivée des hydrocarbures dans la formation du Balta..... 196
- Figure 67: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide). 198
- Figure 68: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte..... 200
- Figure 69: Photographies en microscopie optique (A & B) d'inclusions hydrocarbonées de type *For-A* observées dans la formation du Balta du puits 3/20a-3. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées. 201
- Figure 70: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide). 202
- Figure 71: Diagramme ϕ_{vap} vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrique de la formation du Balta du puits 3/20a-3 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide). 203
- Figure 72: Diagramme *PT* représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir du Balta. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis). 204
- Figure 73: Séquence diagénétique synthétique du Balta et du T1.2 des puits 3/15-9& et 3/20a-3. Les températures sont contraintes par les T_h des inclusions aqueuses. Note : l'absence d'inclusions hydrocarbonées dans le puits 3/15-9a et leur faible nombre dans le puits 3/20a-3 s'accordent avec une arrivée des hydrocarbures post-fenêtre de cimentation du quartz. Les origines possibles des inclusions *For-A* seront discutées dans le chapitre V de ce manuscrit. 205

- Figure 74: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-10. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L= liquide)..... 206
- Figure 75: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-10 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte..... 208
- Figure 76: Photographies en microscopie optique et sous épifluorescence U.V. (dans l'agrandissement) des inclusions hydrocarbonées de type *Jur-A* (A), *Jur-B* (B) et *Jur-C* (C) observées dans la formation du Balta du puits 3/15-10. Les agrandissements correspondent aux photographies sous épifluorescence U.V. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées, IF Aq : inclusions fluides aqueuses. 209
- Figure 77: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta du puits 3/15-10. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L = liquide ; V = vapeur)..... 210
- Figure 78: Diagramme ϕ_{vap} vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du balta du puits 3/15-10. Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide ; V=vapeur)..... 212
- Figure 79: Diagramme P-T représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du Balta du puits 3/15-10. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis). 214
- Figure 80: Séquence diagénétique synthétique du Balta du puits 3/15-10. Les contraintes de températures sont issues des T_h des inclusions aqueuses. Les flèches noires représentent les deux chargements en hydrocarbures dans le Balta à 100 et 120°C. 216
- Figure 81: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-12. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L= liquide)..... 217
- Figure 82: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-12 obtenues par analyses Raman à l'extinction du minéral hôte..... 219
- Figure 83: Photomicrographies en lumière transmise des trois morphotypes d'inclusions hydrocarbonées observés dans la formation du Balta du puits 3/15-12. A) Type *Isl-A*; B) Type *Isl-B*; C) Type *Isl-C*. Les agrandissements de chaque

inclusion sont présentés à la fois sous lumière transmise (à gauche) et sous épifluorescence U.V.	220
Figure 84: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta du puits 3/15-12. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide ; V=vapeur).....	221
Figure 85: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du Balta du puits 3/15-12. Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbure (Bourdet <i>et al.</i> , 2008).....	222
Figure 86: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).....	224
Figure 87: Séquence diagénétique de la formation du Balta du puits 3/15-12. Les températures données sont issues des T_h des inclusions aqueuses. Les flèches noires représentent le timing minimum d'arrivée des différents hydrocarbures dans le réservoir du Balta.....	226
Figure 88: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du T1 du puits 30/7-8. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).....	227
Figure 89: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du T1 du puits 30/7-8 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.....	228
Figure 90: Photographies en microscopie optique des inclusions hydrocarbonées de type <i>Hil-A</i> (A), <i>Hil-B</i> (B) et <i>Hil-C</i> (C), observées dans la formation du T1 du puits 30/7-8. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées.	229
Figure 91: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du T1 du puits 30/7-8. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide ; V=vapeur).....	230
Figure 92: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du T1 du puits 30/7-8. Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet <i>et al.</i> , 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide ; V=vapeur).	232

- Figure 93: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir T2.2. A) le puits 3/9a-N01 ; B) le puits 3/9a-N03. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis). 234
- Figure 94: Séquence diagénétique synthétique du Balta et T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1. Les contraintes de températures sont issues des T_h des inclusions aqueuses mesurées dans le T1 du puits 30/7-8. Les flèches noires représentent les températures minimum d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir du T1 dans le puits 30/7-8. 235
- Figure 95: Historiques d'enfouissement (A) et thermique (B) utilisés pour les modélisations de la diagenèse. PW = pseudo-well. La zone d'étude du modèle de bassin ne prenant pas en compte les champs d'Alwyn et de Dunbar, quatre pseudo-puits ont été créés. Ces derniers ont été calibrés par rapport au température, pression et enfouissement actuels. 237
- Figure 96: Calibrage des simulations Touchstone des champs d'Alwyn et de Dunbar (IGV, porosité intergranulaire, ciment de quartz) avec les paramètres des modules de compaction et de cinétique de quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillés indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés. 239
- Figure 97: Calibrage des simulations Touchstone du champ de Grant (porosité intergranulaire, ciment de quartz et IGV) avec les paramètres des modules de compaction et de cinétique du quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillés indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés. 241
- Figure 98: Calibrage des simulations Touchstone des champs de Forvie North et Central (porosité intergranulaire, ciment de quartz et IGV) avec les paramètres des modules de compaction et cinétique de quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillées indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés. 242
- Figure 99: Calibrage des simulations Touchstone des champs de Hild, Islay et Hild (porosité intergranulaire, ciment de quartz et IGV) avec les paramètres des modules de compaction et cinétique de quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillées indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés. 243
- Figure 100: Propriétés pétrophysiques des échantillons étudiés en fonction de la profondeur d'enfouissement. 248

- Figure 101: Diagramme représentant la porosité initiale (A) et la profondeur d'enfouissement (B) en fonction de la porosité intergranulaire actuelle moyenne des échantillons étudiés. 281
- Figure 102: Synthèse des diagrammes QF_iL (A) et QF_iM_i (B) de tous les échantillons étudiés..... 282
- Figure 103: Ciments de quartz en fonction de l'enfouissement actuel des réservoirs dans les 13 puits étudiés. Note : l'échantillon du puits 29/6-1 présentant un très faible taux de ciment de quartz (~1 %) est particulier en ce qu'il est complètement cimenté par une calcite de blocage très précoce (pré-compactionnelle). 284
- Figure 104: Influence de la taille (A), du tri (B), de la quantité (C), et du taux de recouvrement (D) des grains de quartz sur les ciments de quartz. 285
- Figure 105: Relation entre le timing d'arrivée des hydrocarbures et les cimentations quartzes. A) Total des ciments de quartz mesurés en fonction de l'âge d'arrivée des hydrocarbures (données inclusions fluides) ; B) Relation entre les ciments de quartz, l'entrée dans la fenêtre à quartz (données modèle de bassin), et l'arrivée des hydrocarbures (données inclusions fluides). La zone grisée correspond au temps pendant lequel les ciments de quartz se sont formés en l'absence d'huile. 287
- Figure 106: Evolution des néoformations argileuses intergranulaires de type kaolinite (A), de la dissolution secondaire (B) et des précipitations intergranulaires d'illite (C) avec l'enfouissement. Relation entre la porosité totale (He) et les ciments de kaolinite (D). 289
- Figure 107: Reconstitution des évolutions de pression avec l'enfouissement des réservoirs étudiés. A) Alwyn (T2.2) et Dunbar (Balta); B) Grant (Balta); C) Forvie N et C (Balta); D) Jura (Balta), Islay (Balta) et Hild (T1). Les densités utilisées pour les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont respectivement de 1 g.cm^{-3} et $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$. Les évolutions de pression, les timings minimum d'arrivée des hydrocarbures et leurs compositions sont issus des résultats IF. 292
- Figure 108: Compilation des données inclusions hydrocarbonées mesurées dans les réservoirs étudiés du bloc Q3. 294
- Figure 109: Schéma régional des migrations d'hydrocarbures dans le bloc Q3. A) Carte du top Brent illustrant les différentes kitchens alimentant les champs du bloc Q3. B) Âge d'arrivée dans le réservoir des huiles (vert) et gaz (rouge) à partir des données inclusions fluides. C) Compilation des données d'expulsion des hydrocarbures d'après les modèles de bassin (Floodpage *et al.*, 2005) avec les timing de remplissage du réservoir d'après les données inclusions fluides. Les triangles noirs représentent le timing d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir estimé à partir des différents types d'inclusions fluides. 298

LISTE DES PLANCHES

Planche 1: vue d'ensemble des réservoirs étudiés (I)	163
Planche 2: vue d'ensemble des réservoirs étudiés (II)	164
Planche 3: vue d'ensemble des réservoirs étudiés (III)	165
Planche 4: Les ciments de quartz.....	167
Planche 5: Les ciments argileux	169

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Principales caractéristiques des roches mères jurassiques du Viking Graben.	66
Tableau 2: Conditions PT du toit de la formation du Tarbert pour les différents puits étudiés.....	70
Tableau 3: Comparaison des comptages de points effectués sous microscopie optique et sous microscopie électronique à balayage cathodoluminescence..	124
Tableau 4: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03.	171
Tableau 5: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	175
Tableau 6: Modélisation compositionnelle <i>via</i> le logiciel PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du T2.2 des puits 3/9a-N03 & N01.	176
Tableau 7: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02.	181
Tableau 8: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	184
Tableau 9: Modélisation compositionnelle <i>via</i> le logiciel PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02.	185
Tableau 10: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta des puits 3/14a-4 & 3/15-7.	190
Tableau 11: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	193
Tableau 12: Modélisation compositionnelle <i>via</i> PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7.	194
Tableau 13: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3.	199
Tableau 14: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	201

Tableau 15: Modélisation compositionnelle <i>via</i> le logiciel PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta du puits 3/20a-3.	203
Tableau 16: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta du puits 3/15-10.	207
Tableau 17: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	211
Tableau 18: Modélisation compositionnelle <i>via</i> PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta du puits 3/15-10.	213
Tableau 19: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta du puits 3/15-12.	218
Tableau 20: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	221
Tableau 21: Modélisation compositionnelle <i>via</i> PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta du puits 3/15-12.	223
Tableau 22: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du T1 du puits 30/7-8.	227
Tableau 23: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz	231
Tableau 24: Modélisation compositionnelle <i>via</i> PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du T1 du puits 30/7-8.	233
Tableau 25: Paramètres d'entrées du module de compaction.....	236

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Contexte scientifique de l'étude : à la conquête des réservoirs très enfouis

La révolution industrielle initiée fin XVIII^{ème} début XIX^{ème} siècle par l'utilisation de la vapeur comme source d'énergie, prend réellement son essor avec l'exploration intensive des énergies fossiles vers la fin du XIX^{ème} siècle. Depuis cette époque, la demande énergétique n'a cessé d'augmenter pour accompagner la croissance exponentielle de la population. Pour contrecarrer la raréfaction des matières premières fossiles, l'industrie pétrolière se doit de surpasser les barrières technologiques et théoriques jusque-là suffisantes afin de renouveler les réserves disponibles. Ainsi, la recherche industrielle dans le domaine pétrolier s'est étendue progressivement depuis 20-30 ans au développement des gisements dits non conventionnels comme l'offshore ultra-profond (Deep Offshore), les huiles extra lourdes (Extra-Heavy Oil), les gaz acides (Acid Gas), les réservoirs gaziers très peu perméables (Tight Gas reservoir ou TGR). En plus de ces hydrocarbures non conventionnels, l'industrie s'est particulièrement intéressée aux réservoirs très enfouis (Deeply Buried Reservoirs ou DBR). Selon le consultant américain IHS (Information Handling Service), les réserves prouvées sont situées à plus de 80% dans le domaine DBR (> 4000 mètres d'enfouissement) notamment dans les régions déjà explorées comme le golfe du Mexique, en Amérique du Sud, au Moyen-Orient, en Asie et en Mer du Nord. Ces gisements très enfouis, soumis à des pressions de l'ordre du millier de bar et à des températures de l'ordre de 170°C, présentent néanmoins d'excellentes propriétés pétrophysiques. Estimé à plus de 150 milliards de barils équivalant pétrole, l'intérêt pour les réservoirs très enfouis de ces zones dites « matures » nécessite de nombreux développements technologiques (forages, matériaux...) mais aussi théoriques et conceptuels, notamment en matière de compréhension des phénomènes de diagenèse et des facteurs permettant la préservation d'une bonne qualité réservoirs à de telles profondeurs.

Problématique

Les réservoirs de type DBR, sont soumis à des conditions *PT* extrêmes engendrant d'intenses processus physico-chimiques de diagenèse. Dans les réservoirs silicoclastiques, la perte de porosité liée à la compaction mécanique est réalisée avant 2-3 km d'enfouissement. Dans le même temps, les réservoirs subissent d'importantes transformations de diagenèse, principalement des cimentations et/ou dissolutions minérales, dont l'intensité s'accroît

globalement avec la température au fur et à mesure de l'enfouissement. Au-delà de 3-4 km d'enfouissement les processus de cimentation deviennent largement dominants. Dans le domaine DBR, la préservation de la qualité réservoir est principalement liée à l'existence de facteurs spécifiques permettant un ralentissement ou une inhibition de la cimentation (précipitation) minérale, plus ou moins intense en fonction de la température et du caractère ouvert ou fermé du réservoir.

La modélisation prédictive des processus de diagenèse dans les réservoirs clastiques est approchée actuellement par des études 1D à l'échelle du puits *via* des modèles prenant principalement en compte la compaction mécanique et la cimentation siliceuse (le ciment de quartz constituant la première cause de dégradation des réservoirs silicoclastiques en profondeur). Ces modèles mécanique et géochimique prédisent qu'en domaine DBR, la cimentation siliceuse devient rapidement ubiquiste et intense, jusqu'à obturer la totalité de la porosité intergranulaire. La qualité anormalement bien préservée de certains réservoirs clastiques très enfouis implique que d'autres paramètres sont à prendre en compte. La présence de films argileux, notamment chloritiques, bien développés à la surface des grains de quartz est un facteur reconnu de ralentissement de la cimentation siliceuse (Heald & Larese, 1974 ; Wilson & Pittman, 1977 ; Pittman *et al.*, 1992 ; Ehrenberg, 1993), mais il n'est pas toujours suffisant quand le réservoir atteint des températures élevées et des enfouissements importants. D'autres facteurs tels que le développement d'une surpression fluide (Scherer, 1987 ; Ramm & Bjorlykke, 1994 ; Wilson, 1994 ; Gluyas & Cade, 1997) et la charge précoce en hydrocarbures (Dixon *et al.*, 1989 ; Walderhaug, 1990 ; Ramm, 1992 ; Gluyas *et al.*, 1993 ; Taylor *et al.*, 2004) sont les moteurs souvent invoqués pour expliquer la préservation des propriétés pétrophysiques des réservoirs très enfouis. Dès lors, développer une meilleure compréhension et une capacité à modéliser ces phénomènes profonds représente un enjeu stratégique double : 1) contribuer à la connaissance et à la modélisation numérique des mécanismes d'interactions eau-hydrocarbures-solides en milieu diagenétique profond pour la recherche académique ; 2) apporter une aide à la prise de décision minier ou à la conduite d'une exploration intensive pour l'industrie pétrolière.

Les réservoirs du BRENT de Mer du Nord constituent un objet de choix pour un tel travail. Les processus de diagenèse qui les affectent ont fait l'objet de nombreuses études au cours des 30 dernières années (Blanche & Whitaker, 1978 ; Bjorlykke *et al.*, 1979, 1992 ; Jourdan *et al.*, 1987 ; Glasmann *et al.*, 1989 ; Giles *et al.*, 1992 ; Girard *et al.*, 2002), mais il subsiste néanmoins beaucoup d'incertitudes sur les divers mécanismes mis en jeu à grandes

profondeur/température. Pour traiter la problématique de la préservation des DBR notre choix s'est porté sur les réservoirs du BRENT de champs pétroliers du bloc Q3 (Viking Graben, Northern north Sea) qui présentent de nombreux avantages. En effet, hérités de l'épisode de rifting majeur de Mer du Nord (Jurassique supérieur), les blocs basculés associés à l'évolution de la marge sont soumis à des conditions *PT* très variables (respectivement de 460 à 780 bars et de 110 à 150°C), sur une distance relativement restreinte. Le régime de pression des réservoirs est également très différent suivant les panneaux structuraux, avec des surpressions fluides allant de 130 à 360 bars. De par leurs conditions *PT*, ces réservoirs ne sont pas considérés *sensu stricto* comme des réservoirs DBR. Ils offrent cependant, une grande variabilité de contexte de pression et d'histoire de charge en hydrocarbures nécessaire à l'investigation de l'influence de ces deux facteurs sur les processus de diagenèse. Par ailleurs, ils reflètent des conditions du domaine profond ($T > 100^{\circ}\text{C}$, $P > 500$ bar) précédant immédiatement celui des réservoirs définis comme très enfouis ($T > 170^{\circ}\text{C}$, $P > 1000$ bar). A ce titre, l'étude des processus diagénétiques qu'ils ont enregistrés permettra de mieux comprendre le lien entre diagenèse et préservation de la qualité réservoir lors de l'enfouissement en domaine profond et servira donc d'analogie pour la prospection des réservoirs encore plus enfouis.

Objectifs

L'objectif global de la thèse est de caractériser et de quantifier les processus diagénétiques qui gouvernent l'évolution de la qualité des réservoirs silicoclastiques très enfouis en développant une approche tridimensionnelle prenant en compte à la fois l'histoire d'enfouissement (pression-température) et la circulation des fluides (eaux/saumures de formation, hydrocarbures).

Ce travail de thèse a été mené en trois volets complémentaires :

- **Volet 1** : Caractérisation et quantification pétrographique de l'histoire diagénétique contrôlant l'évolution de la qualité des réservoirs silicoclastiques étudiés. Le cas d'application est le bloc Q3 dans le Viking Graben (Northern North Sea)
- **Volet 2** : Estimation et datation *via* les inclusions fluides, les conditions *PT* des fluides ayant circulé dans le réservoir.
- **Volet 3** : Relations entre les processus diagénétiques, l'évolution thermobarométrique du réservoir et les écoulements fluides (système ouvert ou système fermé). Ce dernier volet

confrontera les résultats des volets 1 et 2 avec les modélisations diagénétiques (Touchstone) et le modèle de bassin disponible de la zone d'étude (Temis3D).

Organisation du mémoire de thèse

Ce mémoire de thèse est organisé en de cinq chapitres. Dans le premier chapitre, quelques généralités et rappels sur la diagenèse des réservoirs silicoclastiques et les inclusions fluides seront présentées. Le contexte géologique de la Mer du Nord et plus particulièrement du Viking Graben est ensuite abordé dans le deuxième chapitre. Le troisième chapitre présente, dans le détail, les différents outils analytiques et de modélisation utilisés au cours de cette thèse. Le quatrième chapitre porte sur les résultats des caractérisations et modélisations diagénétiques. Enfin, le dernier chapitre propose une interprétation des données et l'élaboration d'un modèle diagénétique régionale de la diagenèse de la zone d'étude mettant en perspective les processus régissant le contrôle de la qualité des réservoirs silicoclastiques du BRENT dans le secteur de la Northern North Sea, Viking Graben. Ces résultats et interprétations permettront finalement de conclure et transférer ce modèle au cas des DBR *sensu stricto*.

CHAPITRE I :

**INTRODUCTION A LA DIAGENESE
DES RESERVOIRS SILICOCLASTIQUES
ET AUX INCLUSIONS FLUIDES**

1. Introduction à la diagenèse des réservoirs silicoclastiques et aux inclusions fluides

Reconnue depuis les années 1970-1980 dans les géosciences pétrolières, la diagenèse joue un rôle majeur sur la qualité des réservoirs en particulier en domaine DBR. Ce premier chapitre aura donc pour objectif de définir les notions clés d'un système pétrolier et d'introduire les principaux phénomènes diagénétiques impactant la qualité des réservoirs silicoclastiques (note : la revue bibliographique de la diagenèse du Brent du Viking Graben sera détaillée dans le chapitre II avec la présentation du cas d'application). Par ailleurs, les notions et principes de base, relatifs à l'étude des inclusions fluides et leurs applications dans le domaine pétrolier seront présentés.

1.1. Généralités et définitions sur les systèmes pétroliers

Un bassin sédimentaire peut être considéré comme un système pétrolier à condition d'être constitué de cinq éléments majeurs aussi connus sous le terme anglais « magic five ingredient » (Gluyas & Swarbrick, 2004): une roche mère, une couverture, un piège, un réservoir et un timing de migration d'hydrocarbures (Figure 1).

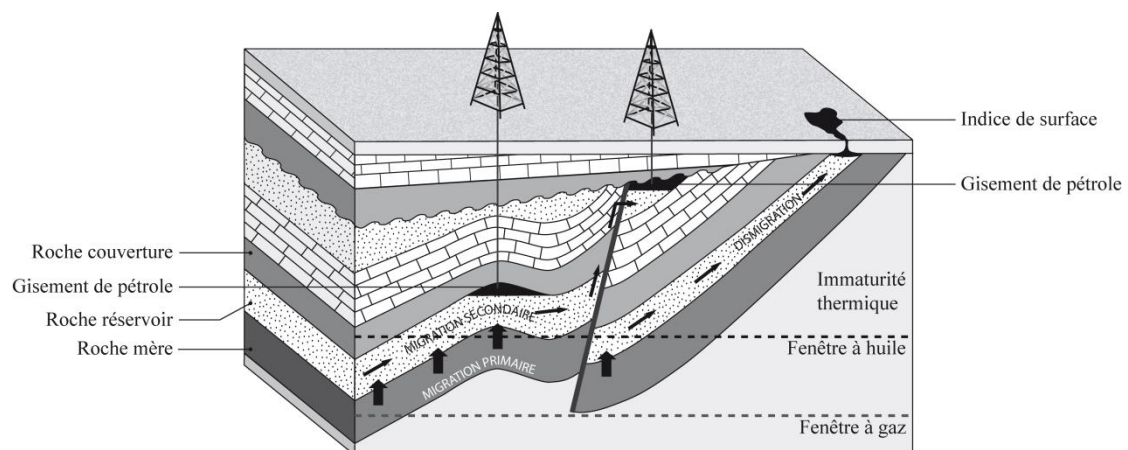


Figure 1: Schéma conceptuel d'un système pétrolier classique composé d'une roche mère, d'un réservoir, de pièges (anticlinaux et discordance) et de roches couvertures.

1.1.1. Les roches mères

Les roches mères sont des sédiments riches en matière organique susceptible de générer de l'huile ou du gaz en fonction de la nature et des conditions P-T de la roche mère (Tissot & Welte, 1984). La transformation par voie bactérienne et chimique de ces sédiments conduit à la formation d'un composé solide, connu sous le nom de kérogène. Avec l'enfouissement, et donc avec l'augmentation de la température et de la pression, la maturation de ce kérogène produit des hydrocarbures de type huile et/ou gaz. Il est possible de distinguer différents types de kérogène en fonction de la teneur en carbone organique totale (COT), des index d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO). Ces paramètres diagnostiques sont obtenus par pyrolyse de l'échantillon *via* la méthode RockEval (Espitalié *et al.*, 1985). Le COT (exprimé en % pondéral) de l'échantillon est défini comme étant la somme du carbone organique résiduel et du carbone organique pyrolysé (Espitalié *et al.*, 1985). L'index d'hydrogène représente la quantité de composés hydrocarbonés provenant du craquage entre 300 et 600°C du kérogène et de composés extractibles lourds comme les résines ou les asphaltènes, exprimé en mg d'hydrocarbures par gramme de COT. L'index d'oxygène représente la quantité du CO₂ piégé séparément lors du craquage du kérogène à des températures entre 300 et 390°C, exprimé en mg de CO₂ par gramme de COT. Ces paramètres permettent de différencier 4 grands types de kérogène, suivant l'origine de la matière organique, traditionnellement représentés dans le diagramme de Van Krevelen (1961) en fonction des rapports atomiques H/C et O/C :

- Type I : kérogène d'environnement lacustre de nature algaire, il est caractérisé par des valeurs élevées de H/C et assez faibles de O/C. Ce kérogène produit principalement du gaz à condensat autour de 10 mg par gramme de roche.
- Type II : kérogène d'environnement marin d'origine principalement planctonique et bactérienne, il est caractérisé par des rapports atomiques H/C et O/C intermédiaires entre les types I et III. La production d'hydrocarbures (huile) est supérieure à celle du type I avec des valeurs maximums de l'ordre de 20 mg par gramme de roche.
- Type III : kérogène d'environnement continental issu de la décomposition des végétaux supérieurs, il est caractérisé par des rapports atomiques H/C faibles et O/C élevés. Le type d'hydrocarbure généré est principalement du gaz à des taux très importants avoisinant les 50 mg par gramme de roche
- Type IV : regroupe les matières organiques inertes d'origine sapropélique, généralement sans aucune capacité génératrice d'hydrocarbures.

Au fur et à mesure de l'enfouissement, le kérogène subit une lente maturation contrôlée principalement par la température (Hunt, 1996). Les molécules constituant la matière organique vont ainsi être cassées pour former dans un premier temps de l'huile (craquage primaire) puis, dans un second temps, du gaz associé à du bitume (craquage secondaire). La maturité d'une roche mère est généralement mesurée par l'intermédiaire du paramètre de réflectance de la vitrinite exprimé en VR_0 (Buiskool-Toxopeus, 1983 ; Durand *et al.*, 1986). La maturité et le VR_0 sont le reflet de l'histoire intégrée de la température et du temps à laquelle la roche mère a été soumise. Des maturités élevées peuvent être obtenues à relativement faible température si la période de temps est suffisamment longue. Le paramètre VR_0 sert en outre à définir le concept de fenêtre à huile et à gaz. On considère généralement que l'entrée de la fenêtre à huile correspond à un VR_0 de l'ordre de 0,5-0,6 (environ 100-120°C), et l'entrée de la fenêtre à gaz à un VR_0 de l'ordre de 1,2-1,3 (150-170°C). A partir de 180°C, les gaz sec sont générés.

L'expulsion des hydrocarbures hors de la roche mère est appelée migration primaire tandis que l'écoulement des hydrocarbures au sein de la roche réservoir est appelé migration secondaire. Le terme de dismigration est également utilisé pour définir la migration des hydrocarbures hors du réservoir et vers la surface.

1.1.2. Les roches couvertures

L'huile et le gaz étant moins dense que l'eau, leur expulsion depuis la roche mère les entraîne inévitablement vers la surface en l'absence de roche couverture. Ces dernières sont caractérisées par une perméabilité très faible, et sont généralement des roches sédimentaires de granulométrie très fine ou de type cristalline, et résistantes à la déformation. Les exemples les plus communs sont les mudstones, les shales ou argilites, l'anhydrite ou encore le sel. Il est également très fréquent que la roche couverture soit riche en matière organique et puisse constituer également une roche mère, notamment en Mer du Nord.

1.1.3. Les pièges

Ce terme est utilisé pour définir la géométrie d'un système où les hydrocarbures sont accumulés. Un piège est généralement constitué d'une roche poreuse, perméable et d'une roche couverture empêchant la dismigration des hydrocarbures. Les pièges peuvent être

structuraux et/ou stratigraphiques. Les exemples les plus communs de pièges structuraux sont les anticlinaux, les failles ou encore les diapirs de sels. Les systèmes sédimentaires à chenaux fluviatiles, les turbidites, les dunes éoliennes ainsi que les discordances peuvent quant à eux constituer des pièges stratigraphiques.

1.1.4. Les réservoirs

Un réservoir est défini comme étant un volume de sédiments présentant des vides, pores ou fissures dans lequel peuvent circuler des fluides. Les roches des réservoirs pétroliers sont principalement de type silicoclastique ou carbonaté. La qualité d'un réservoir est fonction de ses propriétés pétrophysiques : la porosité (Φ) et de la perméabilité (K).

La porosité d'une roche est définie comme étant le rapport entre l'espace poral (vides pouvant être remplis par des fluides) et le volume total (espace poral + matrice solide). On distingue généralement deux types de porosité : la macroporosité et la microporosité. La macroporosité est constituée à la fois de la porosité primaire (généralement intergranulaire dans le cas des réservoirs silicoclastiques) correspondant aux espaces entre les grains, et de la porosité secondaire correspondant à la porosité issue de la dissolution de grains minéraux. La microporosité correspond quant à elle aux pores dont la taille ne permet pas d'être observée précisément par microscopie optique ($< 10 \mu\text{m}$). Dans les réservoirs gréseux cette porosité est souvent associée aux phyllosilicates ou aux grains lithiques argileux.

La perméabilité d'une roche correspond à son aptitude à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient de pression et se définit par la loi empirique de Darcy (1856). La perméabilité s'exprime généralement en Darcy (D) correspondant à la perméabilité d'un corps continu et isotrope au travers duquel un fluide de viscosité équivalent à celle de l'eau à 20°C s'écoule à une vitesse de 1 cm/s lorsqu'il est soumis à une pression de 1 atm ($1 \text{ D} = 0,97 \times 10^{-12} \text{ m}^2$).

1.1.5. La notion de timing de migration des hydrocarbures

La dernière notion élémentaire nécessaire à la création d'un système pétrolier est le timing relatif de mise en place du réservoir, de la roche couverture, du piège et de l'expulsion des hydrocarbures depuis la roche mère. Il est évident qu'une génération d'hydrocarbures

(migration primaire) précédant la formation d'un du piège (couple réservoir/couverture) ne permettra pas l'accumulation des hydrocarbures et conduira à la migration du pétrole vers la surface et donc à sa dégradation.

1.2. La diagenèse des réservoirs silicoclastiques

1.2.1. Généralités

La porosité et la perméabilité initiales d'un sédiment dépendent en premier lieu de son environnement de dépôt et donc de la minéralogie, de la taille, du tri et de la forme des grains. Les processus physiques, chimiques et biologiques affectant le sédiment suite à son dépôt sont regroupés sous le terme de diagenèse (Curtis, 1977 ; Burley *et al.*, 1985). Ces processus sont fonction des variations de température, pression et de chimie liées à l'histoire d'enfouissement du bassin sédimentaire. La limite de transition entre le domaine de la diagenèse et celui du métamorphisme est définie autour de 180-250°C (Frey, 1987 ; Slater *et al.*, 1994 ; Figure 2).

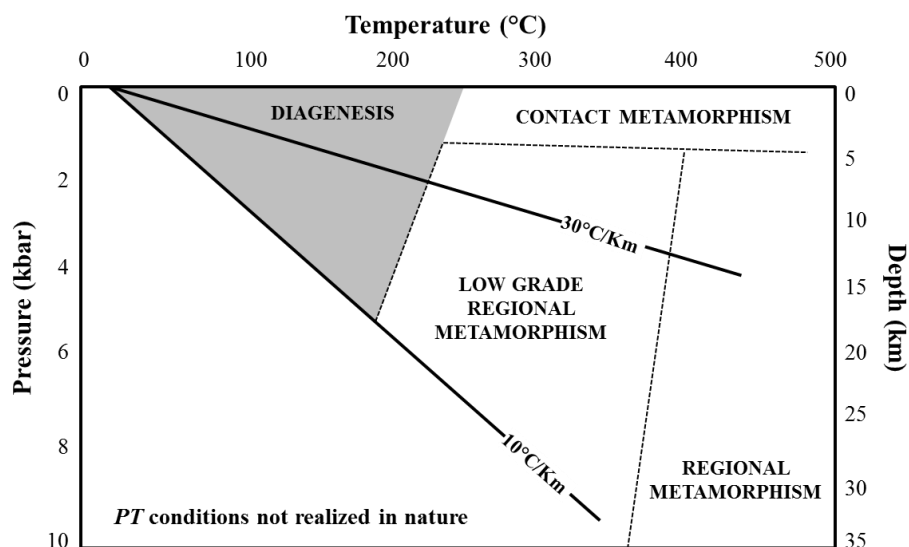


Figure 2: Diagramme PT présentant les domaines de la diagenèse et du métamorphisme. Le gradient de 10°C/Km représente un environnement sédimentaire de type craton alors que le gradient de 30°C/Km est caractéristique d'environnement de type rift (Worden & Burley, 2003).

On distingue traditionnellement trois grands domaines conceptuels de la diagenèse (Choquette & Pray, 1970 ; Worden & Burley, 2003, Figure 3) :

- Eogenèse : diagenèse précoce contrôlée principalement par l'environnement de dépôt (Berner, 1980 ; Chapelle, 1993). Ce domaine est dit ouvert puisque le fluide interstitiel est contrôlé par le milieu extérieur (surface). La limite de profondeur de l'éogenèse est établie entre 1 et 2 km pour des températures variant entre 30 et 70°C (Morad *et al.*, 2000).
- Mésogenèse : diagenèse liée à l'enfouissement du sédiment dont le domaine s'étend de 30-70°C (limite de l'éogenèse) jusqu'à des températures d'environ 180-230°C (limite du métamorphisme). La chimie du fluide est contrôlée principalement par les réactions avec les roches encaissantes (milieu fermé ou à ouverture restreinte).
- Télôgenèse : diagenèse liée au phénomène d'uplift et d'exhumation des roches contrôlée par l'influence de fluides météoriques (dont la chimie est différente de celle au moment du dépôt)

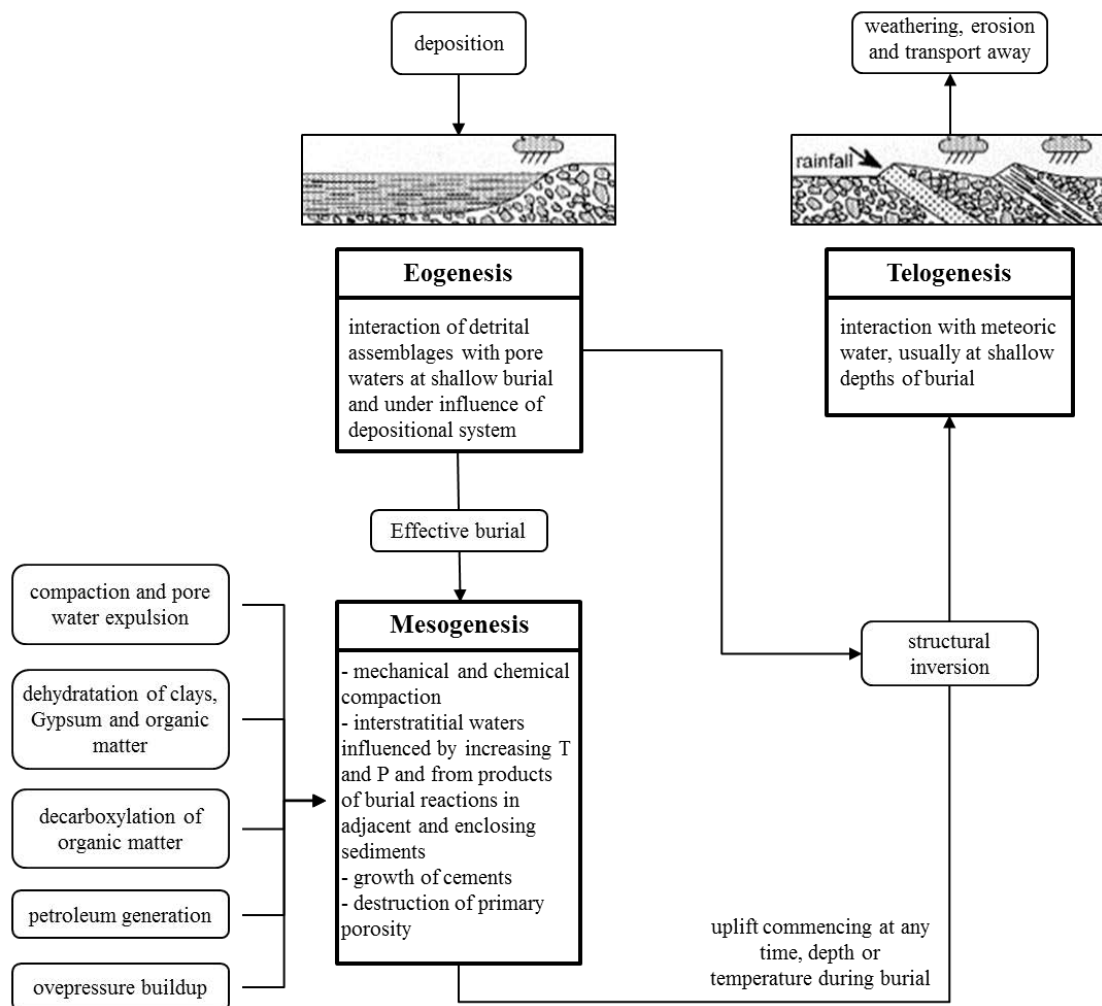


Figure 3: Schéma représentant les 3 grands domaines de la diagenèse. Note: La Télôgenèse est identifiée uniquement à partir du stade où l'eau de surface pénètre dans le bassin inversé (lié à l'exhumation) induisant des réactions minérales (Worden & Burley, 2003).

1.2.2. Régimes de pression et circulation fluide dans les réservoirs

L'évolution classique des régimes de pression et de température liée à l'enfouissement est fonction des gradients hydrostatique et lithostatique dans le bassin considéré. La pression hydrostatique est la pression exercée par une colonne d'eau liquide sur une surface immergée tandis que la pression lithostatique correspond quant à elle à la pression exercée par une colonne de sédiment. D'après Hunt (1996) les valeurs moyennes des gradients hydrostatique et lithostatique dans les bassins sédimentaires sont respectivement de 10,4 bar et de 24,4 bar pour 100 m. Les variations de densité de la colonne hydrostatique sont fonction de la salinité et de la nature du liquide aqueux, tandis qu'elle dépend du type de roche dans le cas de la densité de la colonne lithostatique.

En plus des variations thermobarométriques, la nature des fluides percolant à travers le réservoir lors de son enfouissement est également un élément clé modifiant la chimie du système. Les eaux de formation dans les réservoirs gréseux sont souvent salées. Cette salinité varie de 0 à 30 % poids de solides dissous (Hanor, 1987). L'anion le plus souvent représenté dans les bassins sédimentaires étant le chlorure, les valeurs de salinité sont généralement données en % poids équivalent NaCl. Au premier abord, la faible implication du chlore dans les minéraux des roches silicoclastiques laisserait penser que l'impact des variations de salinité est minime sur les dissolutions/néofonnations minérales. En fait, la salinité élevée des eaux de formation dans les bassins reflète aussi des concentrations élevées en cations (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) (Hanor, 1994). Les variations de concentrations de ces cations vont donc affecter la stabilité des minéraux comme les argiles, les carbonates ou encore les feldspaths par exemple.

Les différents processus diagénétiques engendrés par ces variations de température, de pression et de chimie des fluides auront donc un impact sur la qualité des réservoirs clastiques allant de la destruction drastique des propriétés pétrophysiques d'un réservoir jusqu'à la préservation de ce dernier. Dans certains cas, la diagenèse peut aboutir à une augmentation nette de la porosité et donc une amélioration de la qualité réservoir, notamment avec la création de porosité secondaire suite à la dissolution tardive de grain détritique ou de ciment. Plus généralement, l'enfouissement d'un sédiment et la diagenèse associée sont responsables d'une réduction de la porosité suivant deux processus majeurs : la compaction, qui est un processus physique gouverné par la pression lithostatique/hydrostatique, et la formation de

ciments, qui est un processus chimique gouverné par l'histoire P-T-X du sédiment au cours de l'enfouissement.

1.2.3. Perte de porosité par compaction

La compaction mécanique est le principal phénomène responsable de la diminution de porosité dans les 3 premiers kilomètres d'enfouissement. Son impact repose sur la réorientation et le réarrangement des grains sous l'effet de la pression. Au-delà de cette profondeur, la réduction de la porosité est principalement due à la compaction chimique, caractérisée par la dissolution des grains à leurs points de contact (Worden *et al.*, 2000). Les principaux facteurs contrôlant la compaction chimique et notamment la pression-dissolution seront discutés plus en détail dans ce chapitre (§1.2.2. la cimentation quartzuse).

Les travaux de Paxton *et al.* (2002) basés sur une vingtaine de cas d'études, ont permis d'établir l'évolution type du volume intergranulaire (IGV) en fonction de la profondeur d'enfouissement pour des sables rigides et propres, possédant moins de 5% de matrice et de ciment. Le volume intergranulaire est défini comme étant l'espace entre les grains détritiques. L'IGV correspond donc à la porosité intergranulaire en l'absence de ciment ou de matrice (eq. 2) :

$$IGV = Porosité\ primaire + \sum ciments\ intergranulaires + Matrice \quad (2)$$

La Figure 4 illustre cette évolution de l'IGV depuis des valeurs de l'ordre de 40% en surface jusqu'à des valeurs minimales autour de 25-26% à des profondeurs d'enfouissement de 5-6 km.

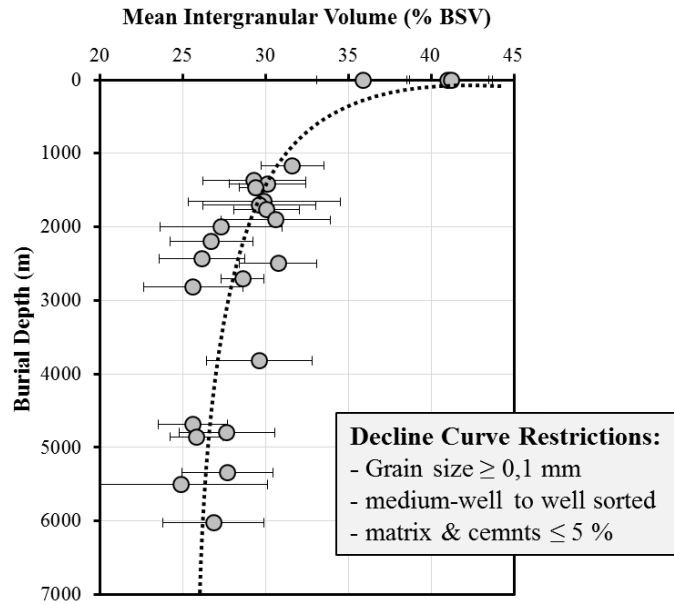


Figure 4: Evolution du volume intergranulaire (IGV) avec l'enfouissement de 23 réservoirs clastiques. Note : La courbe pointillée noire n'est pas la courbe de tendance mathématique, elle est présentée ici pour apprécier l'évolution générale de l'IGV avec la profondeur (Paxton *et al.*, 2002, modifié).

La réponse à la compaction est variable suivant la stabilité mécanique et chimique des constituants majeurs des sédiments clastiques se différenciant en trois pôles : quartz, feldspaths et les lithiques (ci-dessous, Figure 5A). De plus, les grains les moins denses et/ou les moins stables mécaniquement (débris de roches métamorphiques, galet d'argile...), vont obturer les pores des réservoirs sous l'effet de la compaction (Worden *et al.*, 2000). Les notions de densité, de taille et de tri (classement granulométrique) des grains jouent un rôle dans cette compaction mécanique (Figure 5B). Ainsi, un sable sera d'autant plus sensible à la compaction mécanique qu'il sera riche en grains fins, ductiles et mal triés.

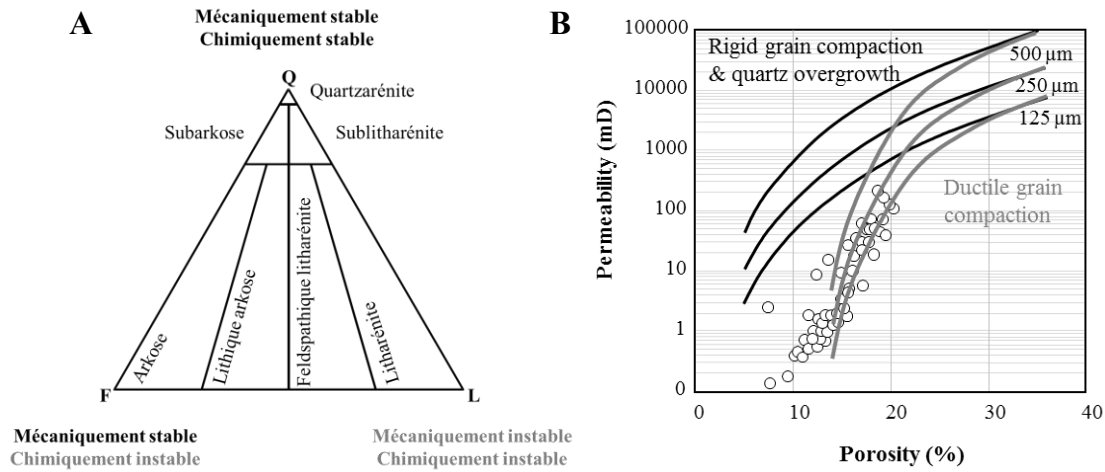


Figure 5: Paramètres minéralogiques influant sur la qualité réservoir. A) Stabilité des différents sables suivant le diagramme ternaire Quartz-Feldspath-Lithiques; B) Evolution des propriétés pétrophysiques avec la profondeur en fonction de la taille et de la rigidité des grains. Les points blancs représentent des grès Tertiaire (Worden *et al.*, 2000, modifié).

1.2.4. Perte de porosité par cimentation

La perte de porosité par cimentation peut intervenir à tous les stades de la diagenèse (Eogénèse, Mésogénèse, Téliogénèse). Elle est plus particulièrement active au-delà des 2-3 kilomètres d'enfouissement, où elle devient le phénomène principal responsable de la diminution de la qualité réservoir (notamment la cimentation siliceuse). Dépendante de la chimie des fluides circulant dans le système, la cimentation augmente généralement avec l'enfouissement et/ou avec l'âge du sédiment (en liaison avec une cinétique de précipitation des minéraux des ciments plus rapide à température plus élevée).

La cimentation quartzeuse

Il existe 8 polymorphes de la silice dont les domaines de stabilités calculés s'étendent jusqu'à plus de 100 kbar et plus de 2000°C (Figure 6, Swamy *et al.*, 1994). Les formes cristallisées de silice en dessous de 300 kbar sont le quartz, la tridymite et la cristobalite de basse température (α) et haute température (β) (note : les formes α et β de la tridymite et de la cristobalite n'ont pas été renseignées sur la figure afin de faciliter la lecture). Dans le domaine diagénétique, la forme stable de la silice est le quartz α dont le domaine de stabilité s'étend jusqu'à 573°C à pression atmosphérique.

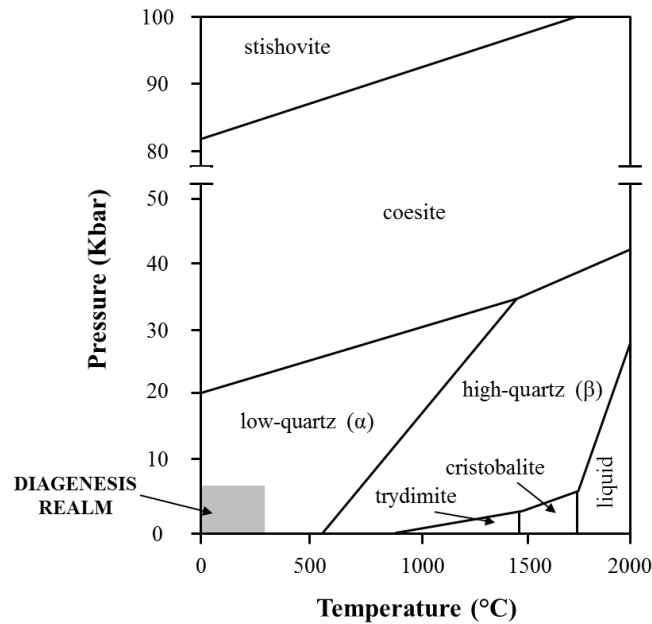


Figure 6: Diagramme *PT* de stabilité de la silice pour des conditions *PT* allant jusqu'à 100 Kbar et 2000 °C (Swamy *et al.*, 1994). Le carré grisé correspond au domaine diagénétique d'après Worden & Burley (2003).

La cimentation de quartz est la plus représentée dans les réservoirs et se retrouve dans tous les types de sables silicoclastiques (Figure 7A, Primmer *et al.*, 1997). Cette fréquence s'explique par le fait que les grains détritiques de quartz agissent à la fois comme la principale source de silice durant l'enfouissement, et comme substrat à la croissance du dit ciment. La croissance du quartz est un processus principalement cinétique. Cependant, la composition des fluides (le quartz est plus soluble dans les eaux diluées que dans les eaux salées), la texture ainsi que la taille des grains sont également à l'origine de cette variabilité de croissance. La texture des grains influence les surfaces de nucléations possibles pour les ciments de quartz tandis que la taille des grains joue sur la surface spécifique. Ainsi, plus la taille des grains de quartz est petite, plus la surface spécifique est importante et plus la cimentation quartzreuse est rapide (Lander *et al.*, 2008).

Les néoformations quartzreuses se développent sous différentes morphologies. La plus courante et plus ubiquiste est la surcroissance de quartz formant un ciment syntaxial en continuité optique avec le grain déritique. On retrouve également ces précipitations sous forme de microquartz (multitude de cristaux inférieurs à 10 μm) souvent associées à la dissolution de spicules de spongiaires siliceux (Vagle *et al.*, 1994).

La compilation de données obtenues sur les réservoirs en Mer du Nord a permis de définir une fenêtre de cimentation à quartz dans les grès. Le début de la fenêtre de cimentation du quartz correspond à l'isotherme 80°C (Bjorlykke & Ehrenberg, 1993, Gluyas *et al.*, 1993). Les nombreuses bases de données sur les volumes de ciment de quartz mesurés, notamment en Mer du Nord (Figure 7B, Giles *et al.*, 1992) permettent de constater une augmentation systématique du ciment de quartz avec la profondeur et donc la pression et la température. On peut cependant noter une certaine variabilité du taux de précipitation du quartz selon les formations ou les bassins, dont les principales raisons connues à ce jour seront développées dans une autre partie de ce chapitre (§ 1.2.5).

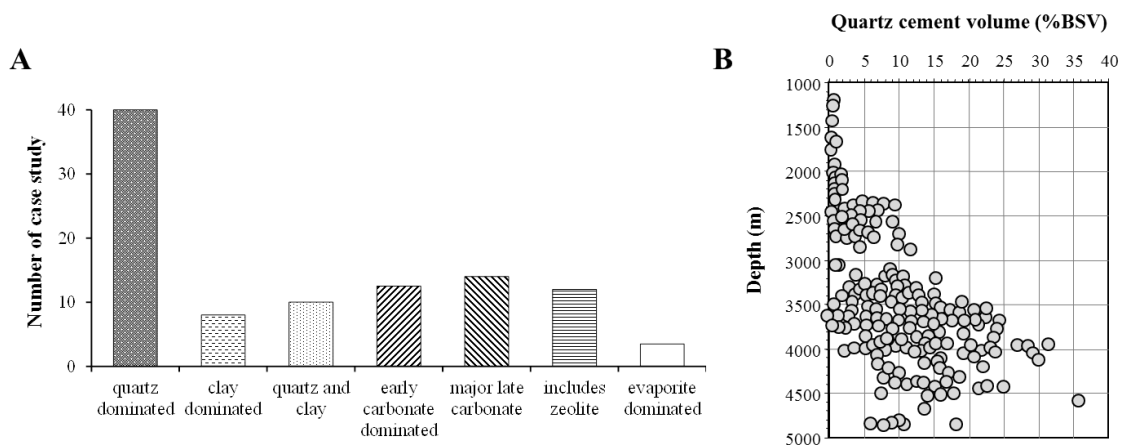


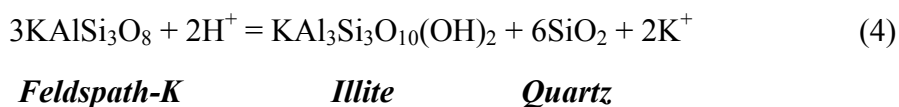
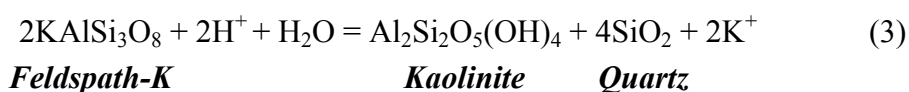
Figure 7: Distribution des ciments de quartz. A) Histogramme de distribution des principaux types de diagenèse dans les réservoirs silicoclastiques (Primmer *et al.*, 1997); B) Distribution des ciments de quartz de réservoir gréseux (exprimé en pourcentage du volume total de la roche ou %BSV) d'âge Jurassique à Paléogène en Norvège (Giles *et al.*, 1992).

Dans les réservoirs clastiques, les sources possibles de silice sont diverses et peuvent être internes et externes. Les sources sont dites internes si la diffusion de la silice n'excède pas un mètre (Bjorlykke *et al.*, 1993). Les sources dites externes sont quant à elles principalement composées de mouvement fluide par advection à l'échelle décamétrique ou kilométrique.

- Les sources internes de silice :
 - La pression dissolution des grains de quartz, c'est-à-dire la dissolution du quartz aux points de contact entre les grains (aussi dénommée compaction chimique). Ce

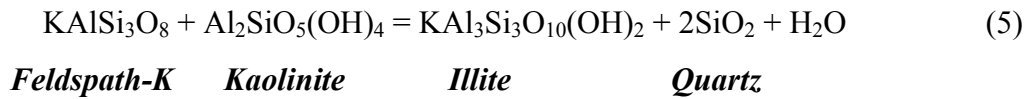
processus est catalysé par une combinaison d'au moins 5 facteurs : l'augmentation de la pression effective (Porter & James, 1986 ; Tada & Siever, 1989), l'augmentation de la température (Bjorlykke & Ehrenberg, 1993, Gluyas *et al.*, 1993), la présence de minéraux argileux (Heald *et al.*, 1966 ; Boer *et al.*, 1977 ; Tada *et al.*, 1989 ; Schutjens, 1991 ; Elias *et al.*, 1992 ; Renard, 1997 ; Bjorkum, 1996), la diminution de la taille des grains (James *et al.* 1986 ; Porter & James, 1986). La chimie de l'eau de formation est également un paramètre influençant la pression dissolution. En particulier, la concentration en acides organiques et l'activité des cations potassique et sodique influencent grandement la cinétique de dissolution du quartz (Bennett *et al.*, 1988 ; Bennett, 1991 ; Huang & Keller, 1970 ; Surdam *et al.*, 1989 ; Blake & Walter, 1999).

- La silice biogénique. Il s'agit là de tests fossiles siliceux tels que les diatomés ou les spicules d'éponges. La dissolution intervient très tôt dans l'histoire d'enfouissement des réservoirs de par l'instabilité (plus grande solubilité) de la silice biogénique à des températures basses, < 60°C.
- La dissolution des feldspaths détritiques (notamment potassiques). Ces derniers sont très sensibles aux températures et pressions typiques de la diagenèse du fait de leur origine ignée ou métamorphique (Worden & Morad, 2000). Ils sont aussi sensibles au pH et se dissolvent plus facilement en condition acide. Les feldspaths sont considérés comme source de silice du fait de leur ratio Si/Al supérieur à celui des argiles qui les remplacent dans les réactions de diagenèse suivante (eq. 3 et 4) :

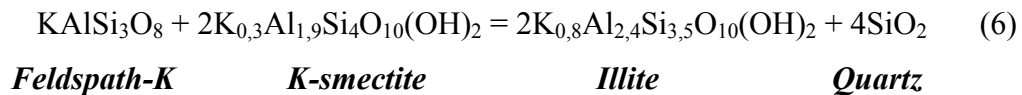


- L'illitisation. La formation d'illite diagénétique est un processus communément observé dans les grès enfouis à grande profondeur. Elle trouve souvent son origine dans la coexistence de kaolinite (diagénétique) et de feldspath potassique. A des températures inférieures à 100°C, l'assemblage kaolinite et feldspaths potassiques est généralement stable en présence d'un fluide sursaturé en quartz en système fermé

(Bjorkum & Gjelsvik, 1988 ; Giles *et al.*, 1992 ; Bazin *et al.*, 1997). Au-delà de 100°C, l'illitisation de la kaolinite s'accompagne de la formation de quartz (eq. 5) :



- Les fragments lithiques d'origine volcanique. Cette source de silice peut être prépondérante dans les grès de type litharénites et sublitharénites formées en contexte volcanique. Elle ne concerne pas vraiment les grès de type quartzarénite et (sub)arkose qui sont l'objet de ce travail de thèse.
- Les sources externes de silice :
 - Les réactions de la diagenèse argileuse dans les formations de shales et argilites encadrant ou intercalées avec les réservoirs gréseux sont susceptibles de libérer de la silice, qui peut alors contribuer après transfert vers les grès à leur cimentation en quartz. La plus importante de ces réactions est l'illitisation des smectites, un processus ubiquistes dans les séries argileuses enfouies. Le fort rapport Si/Al de la smectite est une source potentielle de silice pour la cimentation quartzreuse. L'illitisation d'une smectite particulière décrite par Abercrombie *et al.* (1994) peut s'écrire (eq. 6) :



En fonction des teneurs d'argile de l'encaissant et du rapport sable/shales des formations, l'apport externe de silice provenant de l'illitisation des shales peut être très variable selon les cas.

- La migration d'une eau/saumure riche en silice dans le réservoir par advection peut constituer un rapport de silice net qui participera à la cimentation en quartz. Deux types sont possibles : 1) migration *per acensum* d'un fluide profond et chaud (la solubilité de la silice augmentant avec la température) à la faveur de failles et fractures. 2) la circulation *per descensum* d'eau météorique généralement riche en Si

dans des contextes proches de la surface (Eogénèse, Télégénèse). Le premier processus est plus susceptible d'être impliqué dans le domaine DBR.

La cimentation argileuse

Dans les réservoirs silicoclastiques, ce type de cimentation est principalement dominé par les néoformations de phyllosilicates de kaolinite, d'illite, de smectite et de chlorite. Les phyllosilicates sont formés par l'assemblage d'une couche octaédrique dite O, constituée d'un cation central Al et de six groupements hydroxyles (OH⁻), avec une ou deux couches tétraédriques dites T, où chaque tétraèdre est composé d'un atome de silicium entouré de quatre atomes d'oxygène (Figure 8).

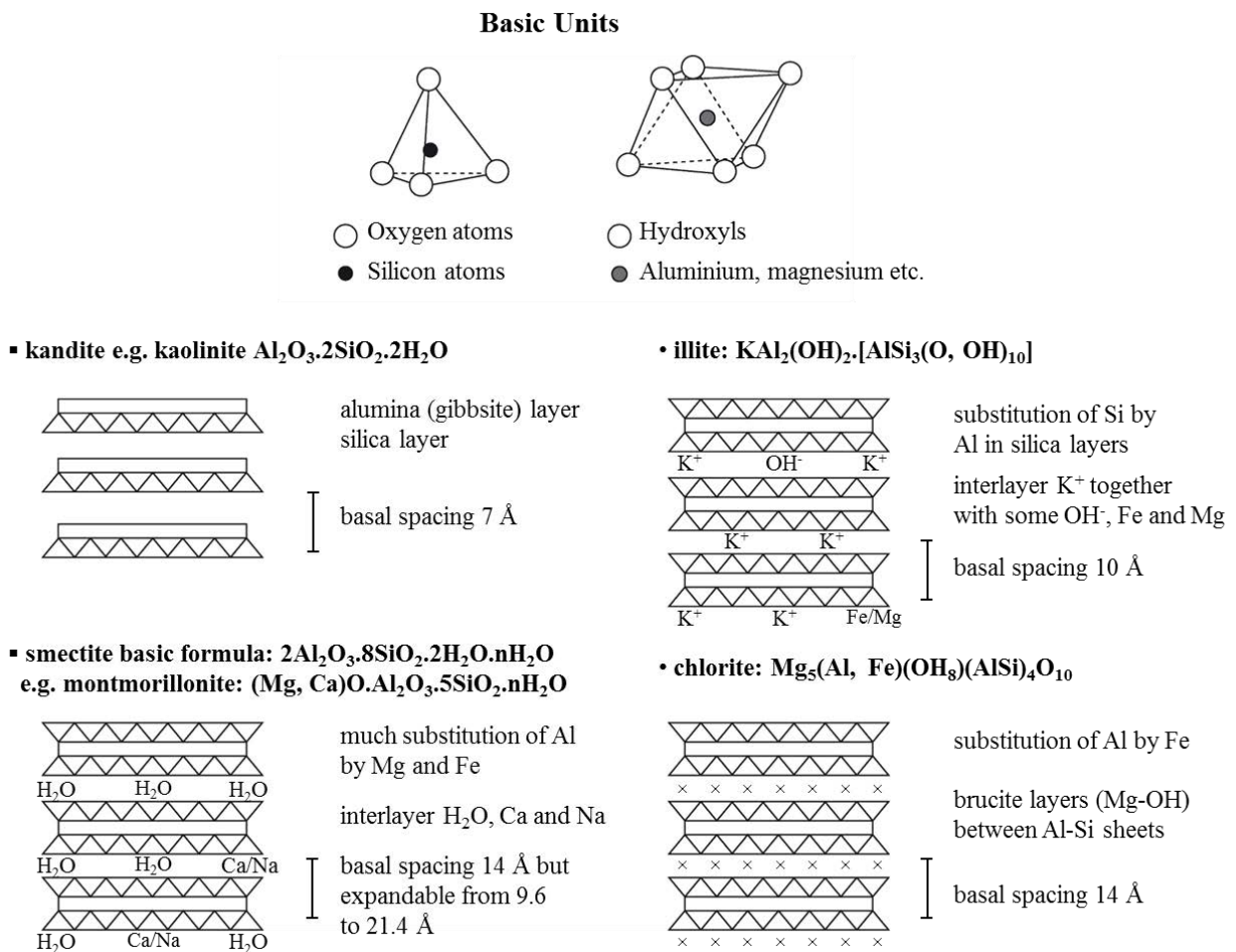


Figure 8: Principales argiles rencontrées dans les réservoirs silicoclastiques (Chamley, 1989).

L'arrangement de ces couches T et O forment des minéraux de propriétés différentes (Millot, 1964 ; Velde, 1985). L'assemblage d'une couche octaédrique et tétraédrique (type 1/1) est caractéristique des argiles comme la kaolinite, l'antigorite ou encore la serpentine. L'association d'une couche octaédrique avec deux couches tétraédriques (type 2/1) est quant à elle caractéristique de la smectite, de la chlorite, de la vermiculite, de la pyrophyllite, du talc ou encore des micas. Suivant le caractère électriquement neutre ou négatif des minéraux 1/1 ou 2/1, la structure n'aura pas ou possédera une couche octaédrique interfoliaire (exemple des chlorites de type 2/1/1). Outre l'agencement des feuillets T et O, les argiles se différencient par le type de cations composant l'octaèdre : bivalent (Mg^{2+} ou Fe^{2+}) ou trivalent (Al^{3+} ou Fe^{3+}) formant respectivement les argiles dites trioctaédriques et dioctaédriques (Eslinger & Peaver, 1988).

Dans les sédiments clastiques, les ciments argileux occupent un espace volumétriquement faible mais impactent fortement les propriétés pétrophysiques des réservoirs. Nous détaillerons ici uniquement la pétrographie des phases argileuses présentes dans les réservoirs de BRENT étudiés dans ce travail : la kaolinite et l'illite.

- La kaolinite ($Si_2Al_2O_5(OH)_4$) se développe généralement précocement (éogène) dans l'histoire d'enfouissement du sédiment dans un environnement fluvial ou deltaïque associé à la dissolution des feldspaths potassiques (eq. 3). La dissolution précoce des feldspaths potassiques est généralement attribuée à la percolation d'eau météorique (Sommer, 1978 ; Bjorlykke, 1998). Ces percolations sont également à l'origine de la déstabilisation des micas suivant l'équation 7 conduisant à la précipitation de kaolinite (Bjorkum and Gjelsvik, 1988 ; Ehrenberg *et al.*, 1993) :



La kaolinite d'origine mésogénétique est également observable suite à des dissolutions de feldspaths potassiques plus tardives, pouvant être liée à des fluides riches en acides organiques, résultant de la maturation de matières organiques (Burley *et al.* 1985 ; Surdam *et al.*, 1989). A forte profondeur, la kaolinite est fréquemment remplacée par la dickite, polymorphe de haute température (Ehrenberg *et al.*, 1993 ; Beaufort *et al.*, 1998; Lanson *et al.*, 2002). D'un point de vue pétrographique, la kaolinite se retrouve

sous forme de booklets vermiculaires dans les remplissages de pores primaires (pore-filling) et en remplacement de grains comme les feldspaths potassiques ou les micas. Bien que difficile à distinguer, la dickite se présente sous une forme mieux cristallisée et plus trappue.

- L'illite ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) se développe généralement à des températures supérieures à 70-80°C à partir d'eaux de formations riches en potassium (Worden & Burley, 2003) associées à la déstabilisation des micas, des feldspaths potassiques (eq. 4), de la kaolinite (eq. 5) et/ou de la smectite (eq. 6). Néanmoins, l'illitisation des réservoirs gréseux devient plus particulièrement active et massive à des températures supérieures à 100-120°C. L'illite peut se développer sous forme plate et/ou fibreuse en remplissage de pores intergranulaires (pore-filling), en recouvrement de la surface des grains détritiques (pore-lining) et en remplacement des feldspaths et/ou kaolinite (Lanson *et al.*, 2002).

La cimentation de carbonate

Principalement représentées par la calcite (CaCO_3), la dolomite ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$) et la sidérite (FeCO_3) les cimentations de carbonates se développent aussi bien pendant l'Eogénèse que pendant la Mésogénèse. La sidérite précoce se forme généralement autour de 20-40°C dans un environnement réducteur riche en fer sous influence d'eau principalement météorique à marine peu profonde (Bjørlykke *et al.*, 1992 ; Girard, 1998 ; Worden & Burley, 2003). La calcite et la dolomite éogénétique se développent en environnement marin peu profond résultant des dissolutions/précipitations de coquilles de mollusques et de réactions entre les minéraux aluminosilicatés et l'altération de matières organiques (Curtis & Coleman, 1986). La précipitation de carbonates liée à l'enfouissement repose sur la dissolution/re-précipitation de carbonates préexistants sous une forme généralement plus ferrifère (Lønøy *et al.*, 1986 ; Giles *et al.*, 1992). Pétrographiquement, la calcite et la dolomite peuvent former localement des ciments poecilites (plages cristallines englobant les grains), obturant complètement la porosité et la perméabilité d'un réservoir à l'échelle métrique. La sidérite précoce, sous forme de petits cristaux rhomboédriques (5-10 μm), est généralement associée à une matrice argileuse riche en fer, à des micas, ou éventuellement à de la matière organique et des sulfures. On retrouve également ces phases minérales en remplissage de pores intergranulaires sous la forme de cristaux rhomboédriques riches en fer caractéristiques d'une diagenèse d'enfouissement.

1.2.5. Processus diagénétique contrôlant la préservation de la qualité réservoir

Le quartz étant le ciment majeur des réservoirs clastiques, la préservation de la qualité des réservoirs clastiques dépend principalement de l'inhibition de sa cimentation. Trois grands processus semblent régir l'inhibition de cette cimentation avec l'enfouissement.

Le recouvrement de grain (ou grain coating)

La présence d'un coating d'argile ou de microquartz tapissant la surface des grains de quartz avant l'entrée dans la fenêtre de formation du quartz (*i.e.* $< 80^{\circ}\text{C}$) est un facteur d'inhibition de la cimentation de quartz. Il existe deux types de coating : les coatings détritiques (principalement argileux liés à l'environnement de dépôt) et les coatings authigènes (chlorite, illite, microquartz...). L'impact des coatings sur les néoformations quartzieuses est variable suivant la nature du coating mais c'est surtout son épaisseur et sa continuité à la surface des grains qui en fait son efficacité, en réduisant significativement les surfaces de nucléation possible pour le développement du ciment de quartz (Figure 9). Il existe de nombreux exemples de réservoirs (notamment en Mer du Nord) qui ont préservé des qualités réservoirs anormalement élevées en profondeur DBR grâce à la présence d'un coating chloritique (Heald & Larese, 1974 ; Wilson & Pittman, 1977 ; Pittman *et al.*, 1992 ; Ehrenberg, 1993).

La dissolution précoce et rapide de spicules (*i.e.* $< 60^{\circ}\text{C}$), entraîne une importante sursaturation en silice dans le milieu et produit la formation de film de microquartz (0,1 à 5 μm) sur la surface des grains de quartz. La solubilité des petits cristaux étant supérieure à celle des larges cristaux, la présence d'un coating de microquartz augmente le seuil de sursaturation de silice à la surface du grain, ralentissant ou inhibant la formation d'importantes surcroissances de quartz (Aase *et al.*, 1996 ; Ramm *et al.*, 1997). En outre, la géométrie euhédrale des cimentations quartzieuses est atteinte beaucoup plus rapidement sur les petits cristaux, ralentissant considérablement la croissance du quartz (Lander *et al.*, 2008).

Il est à noter qu'un film résiduel d'hydrocarbures ou de bitume qui aurait été déposé à la surface des grains dans une phase précoce de chargement suivie d'une dismigration aurait aussi un effet inhibiteur sur le développement de ciment de quartz ultérieur.

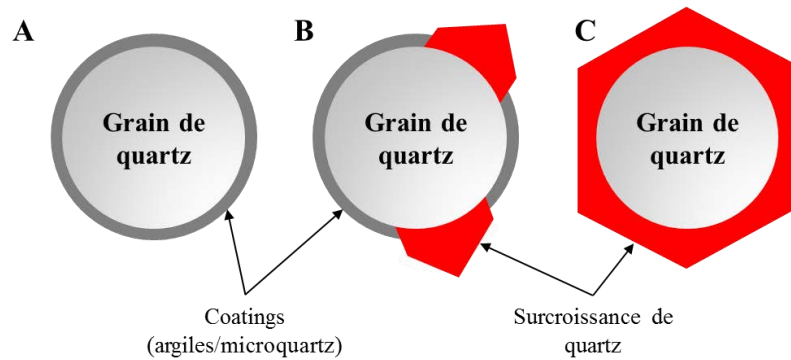


Figure 9: Schéma conceptuel de l'impact du coatings sur les ciments de quartzs. Les trois schémas illustrent la variabilité du taux de recouvrement d'un grain de quartz : A) grain totalement recouvert ; B) grain partiellement recouvert ; C) absence de coating.

La surpression fluide

Une montée en surpression fluide d'un réservoir entraîne inéluctablement une diminution de la contrainte effective subie par ce dernier. La conséquence directe est un ralentissement du processus de pression-solution aux contacts des grains détritiques et donc une moindre disponibilité de silice dissoute. Par ailleurs, le processus de diffusion de la silice dissoute depuis les zones de dissolution vers celles de précipitation du quartz est probablement ralenti en régime de surpression. Dès lors, plus la mise en place de la surpression fluide est précoce (*i.e.* pré compaction/fenêtre de cimentation de quartz), meilleure sera la préservation de la qualité réservoir (Scherer, 1987 ; Ramm & Bjorlykke, 1994 ; Wilson, 1994 ; Gluyas & Cade, 1997). La Figure 10 illustre différents scénarios de mise en surpression fluide du réservoir. Ainsi, dans le cas d'une surpression fluide faible et tardive (1) le taux de compaction ainsi que le taux de cimentation de quartz sont proches des régimes hydrostatiques; dans le cas d'une surpression forte et tardive (2), le résultat est similaire, mettant en avant l'importance du timing de l'arrivée de la pression et non de sa valeur absolue ; dans le cas d'une surpression forte et précoce (3), la compaction mécanique est réduite, limitant la source principale de silice (pression-dissolution). On observe ainsi une cimentation siliceuse très limitée.

Les surpressions fluides peuvent être générées :

- quand la réduction du volume des pores est plus rapide que l'expulsion des fluides (déséquilibre de compaction, précipitation minérale)
- quand le taux d'expansion des fluides est plus rapide que l'expulsion des fluides (température, craquage secondaire...)

- en réponse à des mouvements fluides de grande échelle (Osborne & Swarbrick, 1997).

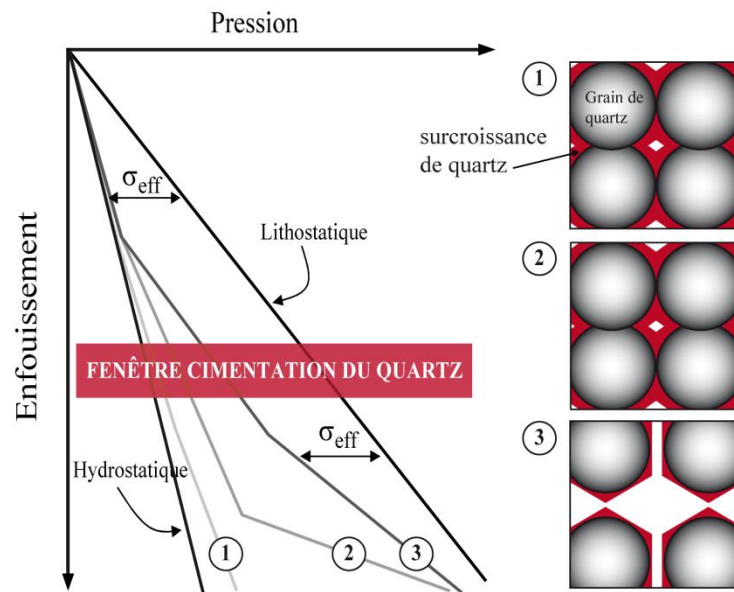


Figure 10: Schéma illustrant l'impact qualitatif d'une montée en surpression fluide d'un réservoir sur la cimentation quartzreuse suivant trois scénarios: 1) surpression fluide faible et tardive, 2) surpression fluide forte et tardive, 3) surpression fluide forte et précoce. Note : Les gradients hydrostatique et lithostatique sont renseignés ici arbitrairement.

La charge en hydrocarbures

Le principe selon lequel le chargement en hydrocarbures d'un réservoir inhiberait ou stopperait la cimentation a été communément admis jusque dans les années 1990 depuis les premiers travaux de Johnson (1920). De nombreux travaux ont vu le jour ces deux dernières décennies traitant de l'impact des hydrocarbures sur la cimentation ou encore sur l'altération minérale. Nous ne traiterons ici que de son impact sur la cimentation siliceuse, principale cause de perte de porosité dans les réservoirs clastiques.

Il est possible de distinguer deux écoles. La première met en avant le rôle inhibiteur de l'huile sur la cimentation, en s'appuyant sur des exemples de réservoirs où la porosité a été bien préservée dans la zone à huile et colmatée dans la zone à eau sous-jacente (Dixon *et al.*, 1989 ; Gluyas *et al.*, 1993) ou à travers des approches expérimentales (Teinturier, 2002). En outre, les travaux expérimentaux de S. Teinturier (2002) réalisés au laboratoire GeoRessources ont montré que l'augmentation de la saturation en hydrocarbures est directement inhibitrice de la croissance des ciments de quartz dans les conditions

expérimentales utilisées (T=150-250°C, P=100-400 bar) jusqu'à l'arrêt complet quand les grains de quartz sont totalement mouillés à l'huile.

La deuxième école adhère au fait que les processus diagénétiques ne sont pas significativement influencés par la présence d'huile. Cette seconde hypothèse repose à la fois sur la présence d'inclusions fluides hydrocarbonées primaires dans les surcroissances de quartz (Walderhaug, 1990), et à la fois par le fait que certains réservoirs ne présentent aucune différence en volume de ciment de quartz entre la zone à eau et la zone à huile (Ramm, 1992).

Les positions des deux écoles peuvent globalement être réconciliées si l'on considère que l'effet inhibiteur de la présence d'hydrocarbures dans le réservoir ne devient véritablement significatif qu'au-delà d'un certain degré de saturation du système, c'est-à-dire des S_o (saturation en huile) approchant ou dépassant les 50%. A faible saturation, les surfaces des grains de quartz resteraient mouillées à l'eau et la diffusion de la silice dissoute serait ralentie mais pas stoppée tandis qu'à plus forte saturation en huile, les surfaces seraient majoritairement mouillées à l'huile et la croissance du quartz serait inhibée.

Le point de vue actuel serait donc d'attribuer un effet inhibiteur de la mise en place des huiles sur la cimentation siliceuse graduée suivant la saturation en huile du système. Ce processus d'inhibition s'effectue sur les trois stades principaux de la compaction chimique à la dissolution aux contacts des grains, le transport par diffusion et/ou advection et la précipitation de la silice dans le volume poral (Worden *et al.*, 1998, 2000). L'impact de la mise en place des hydrocarbures sur les processus diagénétiques est difficile à estimer et encore plus à quantifier puisqu'il dépend de nombreux paramètres dont :

- Timing de l'arrivée des hydrocarbures (vis-à-vis de la fenêtre de cimentation de quartz)
- Vitesse de remplissage et taux de saturation du réservoir en hydrocarbures
- Mouillabilité du réservoir et de ses constituants minéraux
- Type d'hydrocarbures

A ce jour, il n'existe pas de loi calibrée de référence pour l'effet inhibiteur des hydrocarbures sur le développement de la cimentation en quartz. La loi utilisée par le groupe Total est dérivée des évaluations proposées par Worden *et al.* (2000).

La Figure 11 présente le retard relatif du transport de la silice en fonction de la saturation en hydrocarbures. La mouillabilité des grains ainsi que la saturation en hydrocarbures ont un impact sur le taux de transport de la silice. Le transport de la silice que ce soit par diffusion ou par advection s'effectue depuis la source (grains de quartz) jusqu'au site de précipitation. Dans un système biphasique (eau et hydrocarbures) l'écoulement fluide est gouverné par le principe de la perméabilité relative. Ainsi, la perméabilité relative de l'eau dans un réservoir chargé en hydrocarbures est très faible, rendant ainsi le transport de la silice très limité. Les travaux de Worden (1998) ont montré que le transport de la silice est stoppé à partir d'une saturation en hydrocarbure de 80 %. La mouillabilité des grains de quartz joue également un rôle sur la précipitation du quartz. Dans le cas où le grain est mouillé à l'eau (i.e. la surface du grain est totalement recouverte d'un film d'eau), l'impact des hydrocarbures sera très limité sur le taux de précipitation des ciments de quartz. La plupart des grès ont cependant une mouillabilité mixte (eau et hydrocarbures) impliquant un rôle important de la saturation en hydrocarbures dans le réservoir sur le taux de précipitation de la silice.

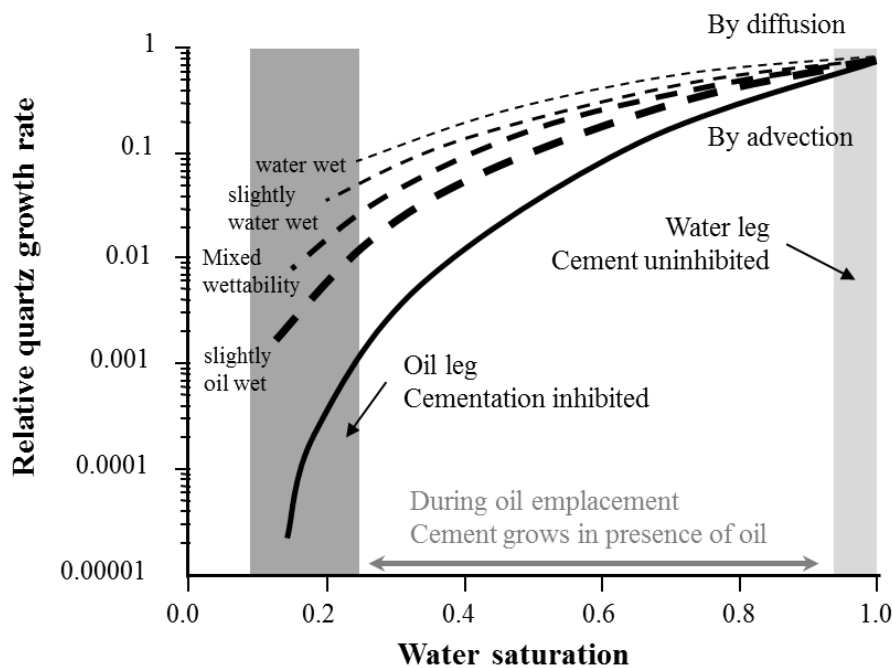


Figure 11: Impact relatif de l'arrivée des huiles sur le taux de transport de la silice par diffusion et par advection (Worden *et al.*, 1998, 2000, modifié). Quantification basée sur des considérations théoriques.

1.3. Généralités sur les inclusions fluides

1.3.1. Notions élémentaires

Une inclusion fluide est une microcavité intracristalline dont la taille moyenne varie généralement entre 1 et 100 μm . Ces inclusions représentent un volume de fluide piégé au cours de la cristallisation ou de la recristallisation du minéral hôte. L'enregistrement de la distribution et de la composition de ces paléofluides est donc un processus clef pour l'étude de vastes domaines allant des paléoclimats jusqu'au métamorphisme en passant par la diagenèse d'enfouissement. Dans les bassins pétroliers les fluides piégés pendant l'enfouissement sont les eaux de formation et les hydrocarbures.

Les eaux de gisement contiennent des éléments dissous sous forme de chlorures (NaCl, CaCl_2 , KCl), sulfates, carbonates et de gaz dissous (CH_4 , C_2H_6 , CO_2 , H_2S , N_2). La Figure 12A illustre un exemple d'inclusion fluide aqueuse diphasique du système H_2O -NaCl- CH_4 , système le plus représenté dans les bassins pétroliers. Suivant l'origine du fluide et des formations encaissantes, la salinité des eaux de formation peut varier au cours du temps. Il est possible de retrouver une phase solide de sels précipitée dans l'inclusion et associée à la phase d'eau liquide (Figure 12B).

Le comportement de ces systèmes aqueux complexes est difficile à modéliser et il est souvent assimilé à des systèmes simplifiés de type H_2O -NaCl (Pitzer *et al.*, 1984), H_2O - CH_4 (Daridon *et al.*, 1993), H_2O - CH_4 - C_2H_6 (Thiéry, 2006), H_2O - CH_4 -NaCl (Duan *et al.*, 1992, 2006), H_2O - H_2S -NaCl (Dubessy *et al.*, 2005), H_2O - CO_2 -NaCl (Dubessy *et al.*, 2005).

Les hydrocarbures sont des composés organiques complexes, multi-composants dont les propriétés physico-chimiques dépendent principalement du nombre d'atome de carbone et d'hydrogène et de leur arrangement ; séparant les hydrocarbures dit saturés (alcanes) des hydrocarbures non saturés (alcène, composés aromatiques ...). D'un point de vue compositionnel, les fluides pétroliers sont classés en 6 groupes à savoir les huiles lourdes (Figure 12C), les huiles volatiles (Figure 12D et E avec la présence d'un cube de sel), les huiles critiques, les gaz à condensat (Figure 12F), les gaz humides et les gaz secs. Souvent incolores, les inclusions hydrocarbonées peuvent présenter une couleur brunâtre en fonction de la composition et de la taille de l'inclusion; généralement la coloration d'une inclusion témoigne d'une composition proche d'une huile lourde. En outre, la proportion entre la phase vapeur et liquide d'une inclusion nous renseigne à la fois sur la composition et la densité de

l'hydrocarbure. Ainsi, les inclusions hydrocarbonées constituées d'une phase vapeur dominante seront typiques des huiles critiques ou des gaz à condensat, alors que celles présentant une phase vapeur inférieure à la phase liquide seront typiques des huiles volatiles ou des huiles lourdes (Figure 12).

La compréhension et la modélisation du comportement thermodynamique des inclusions fluides sont basées sur l'hypothèse suivante : les propriétés physique (volume) et chimique (composition) ont été conservées au cours du temps (ce qui implique que la cavité de l'inclusion fluide est restée close et s'est comportée en système fermé). Ainsi, il est possible de simplifier le comportement thermodynamique d'une inclusion fluide suivant les variables pression et température.

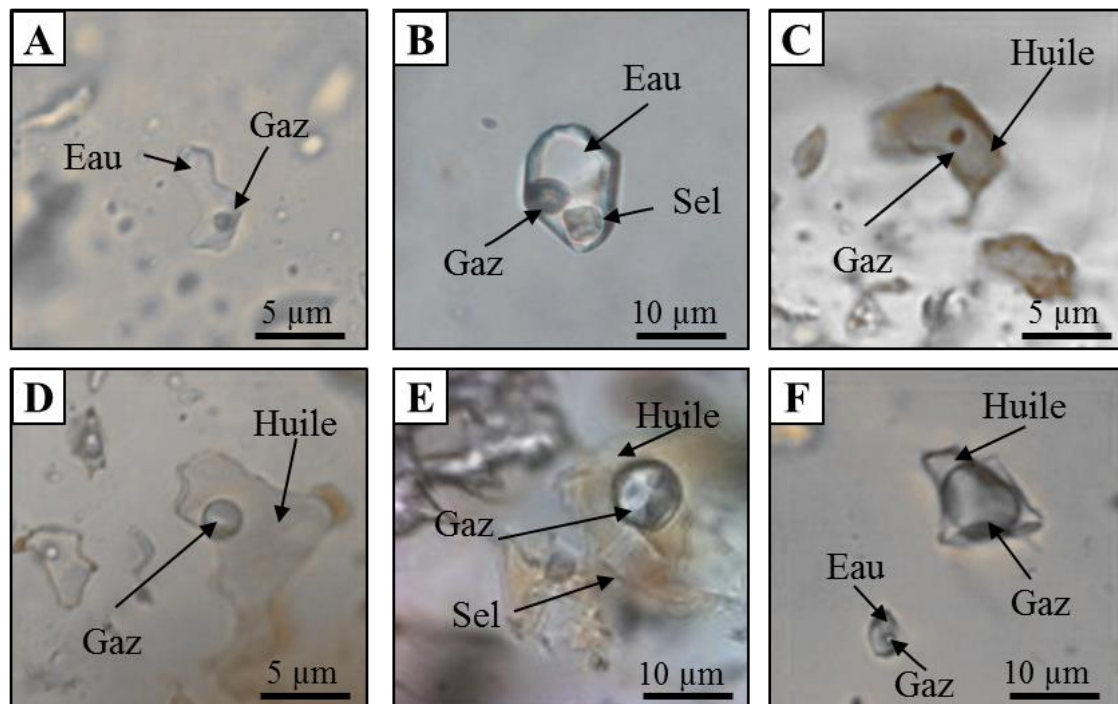


Figure 12: Microphotographies d'inclusions fluides (IF). A) IF aqueuse diphasique du Viking Graben, Royaume-Uni ; B) IF aqueuse triphasique du bassin de l'Athabasca, Canada (source : A. Richard) ; C) IF hydrocarbonée diphasique de type huile lourde du Central Graben, Royaume-Uni (source : E. Laverret) ; D) IF hydrocarbonée diphasique de type huile volatile du Viking Graben, Royaume-Uni ; E) IF hydrocarbonée triphasique de type huile volatile avec un cube de sel de Cantarel, Golfe du Mexique (source : J. Pironon) ; F) IF hydrocarbonée de type gaz à condensat associée à une inclusion aqueuse diphasique (Viking Graben, Royaume-Uni).

1.3.2. Comportement thermodynamique des inclusions fluides

Les systèmes aqueux

Pour un système aqueux simple ($H_2O \pm$ sels), la courbe d'équilibre liquide-vapeur sépare les domaines monophasiques liquide (L) et vapeur (V) (Figure 13A). Si le système aqueux contient des gaz (CH_4 , CO_2 , par exemple), alors apparaît un domaine diphasique liquide-vapeur (L-V). La courbe de séparation des domaines L et L-V se nomme courbe de point de bulle (Figure 13B). Au moment du piégeage, le volume molaire du fluide est contraint par les conditions de pression et de température. Pour un piégeage supposé monophasique liquide (sel et gaz sont dissous dans la phase liquide), l'isochore (courbe d'iso-densité de l'inclusion fluide) passe obligatoirement par les conditions de piégeage du fluide $P(p)$ et $T(p)$.

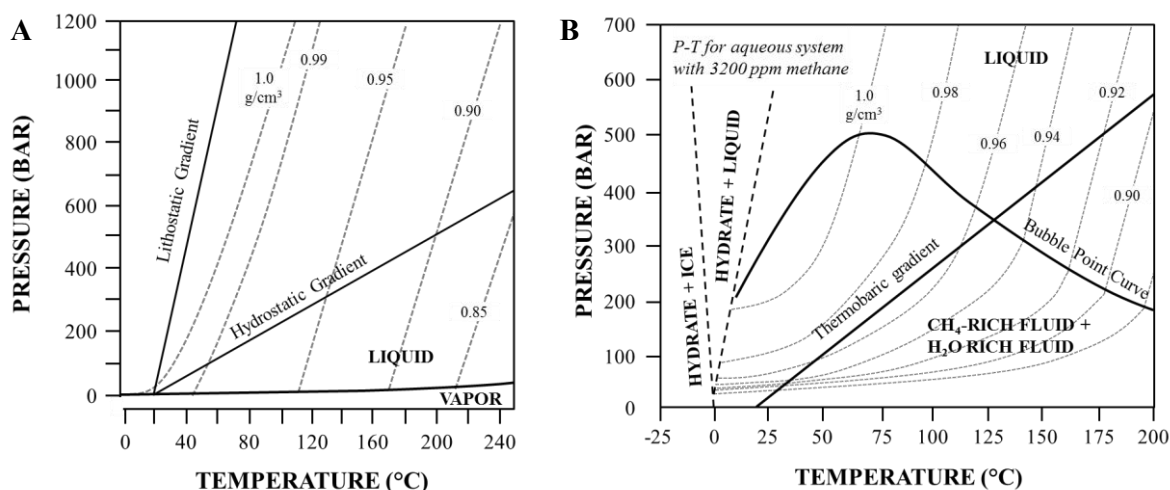


Figure 13: Diagrammes PT de différents systèmes aqueux. A) Système H_2O (Goldstein & Reynolds, 1994, modifié). Les gradients hydrostatiques et lithostatiques délimitent les conditions PT du domaine de la diagenèse ; B) Système H_2O-CH_4 (Hanor, 1980, modifié). Les courbes grises en pointillés représentent les isochores (g/cm^3). Le gradient thermobarométrique est de $32^\circ C/100$ bar.

Les systèmes hydrocarbonés

A chaque huile brute correspond un diagramme PT spécifique, avec une courbe de point de bulle (séparant le domaine diphasique (L+V) du domaine liquide (L)) et une courbe de rosée (séparant le domaine diphasique (L+V) du domaine vapeur (V)) se rejoignant au point critique, formant l'isoplèthe. Cette dernière délimite ainsi le domaine L+V du domaine L à

haute pression / basse température et du domaine V à haute température / basse pression. La répartition des phases vapeur et liquide dans l'inclusion hydrocarbonée est directement représentative des six grands types de mélange d'hydrocarbures (Figure 14). La phase vapeur représentant les espèces les plus volatiles sera d'autant plus importante que la chaîne alcane de l'hydrocarbure est courte. L'enrichissement de l'hydrocarbure en composés lourds (poids moléculaires élevés) conduit à l'étirement du domaine diphasique vers les plus hautes températures. Lors de la production d'un réservoir, les conditions *PT* des hydrocarbures sont modifiées. Selon la composition de l'hydrocarbure, un changement de phase peut se produire entre son état initial (point A sur la Figure 14) et final (point B sur la Figure 14). Dans le cadre de l'exploitation d'un gaz à condensat par exemple, les conditions de pression dans le réservoir chutent et deviennent compatibles avec le domaine diphasique du gaz à condensat (Bourdet, 2008, Figure 14).

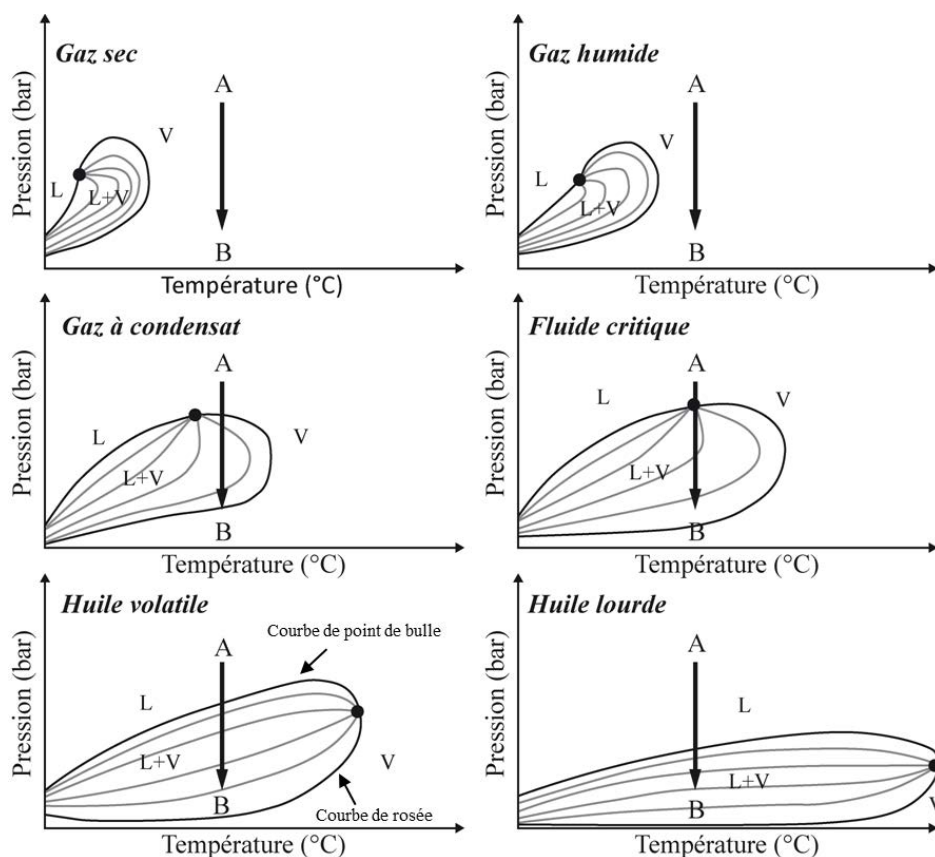


Figure 14: Diagramme de phase *PT* présentant les six compositions types de mélange d'hydrocarbures de réservoir (Bourdet, 2008). Le point A correspond aux conditions des hydrocarbures dans le réservoir et le point B représente les conditions de surface atteintes avec la déplétion du réservoir lors de son exploitation. Le point noir représente le point triple séparant le domaine diphasique (L+V) des domaines monophasiques liquide (L) et vapeur (V).

1.3.3. Applications des inclusions fluides dans le domaine pétrolier

Les régimes de pression et de température des paléo-fluides (eaux de formation et hydrocarbures) ayant circulés dans les bassins sédimentaires sont une donnée clé dans l'évaluation des timings de migration d'hydrocarbures d'un bassin pétrolier. Ces informations sont cependant difficiles à acquérir. En effet, s'il existe une panoplie relativement large d'outils de géothermométrie applicables aux réservoirs (réflectance de la vitrinite, traces de fission, assemblages argileux...), peu d'entre eux permettent de caractériser les paléo-températures de manière absolue (inclusions fluides, isotopes). Par ailleurs, seules les inclusions fluides permettent d'obtenir une estimation absolue sur les paléo-pressions.

Géothermométrie

L'observation des changements de phases lors du chauffage des inclusions fluides (température d'homogénéisation ou T_h) est très répandue dans l'étude des systèmes pétroliers afin d'avoir une estimation des températures minimum de piégeage de ces paléo-fluides. Ces mesures sont considérées fiables si 90% de la variabilité des températures d'homogénéisation est comprise entre 10 et 15°C (Goldstein, 2001). La différence avec la température réelle de piégeage dépend de la concentration et de la nature du gaz composant l'inclusion ainsi que la pression de piégeage. Ainsi, plus la pression de piégeage de l'inclusion est élevée, plus la différence entre la température d'homogénéisation et la température réelle de piégeage sera grande. Cette approche s'applique principalement aux inclusions aqueuses.

Géobarométrie

La mesure du méthane dissous dans les inclusions aqueuses pour le système $H_2O-NaCl-CH_4$ (Dubessy *et al.*, 2001 ; Guillaume *et al.*, 2003, Pironon *et al.*, 2003), système le plus souvent représenté dans les environnements pétroliers, permet d'estimer les pressions de piégeage par l'intermédiaire des équations d'état de Duan *et al.* (1992, 2006). D'après Roedder & Bodnar (1980), les conditions PT de piégeage de deux fluides immiscibles contemporains peuvent être estimées à l'intersection des isochores des deux fluides. D'après Pironon, 2004, trois cas différents peuvent être identifiés suivant les conditions de saturation en gaz des fluides (Figure 15) :

- Les systèmes aqueux et hydrocarbonés sont saturés en gaz. Les conditions de piégeage correspondent alors aux pieds de leurs isochores et donc aux conditions *PT* d'homogénéisation communes aux deux systèmes chimiques.
- Le système aqueux est saturé en gaz. Les conditions de piégeage correspondent aux conditions *PT* d'homogénéisation du système aqueux.
- Les deux systèmes sont sous-saturés en gaz. Les conditions de piégeage se situent à l'intersection des isochores correspondant à chacun des deux systèmes chimiques.

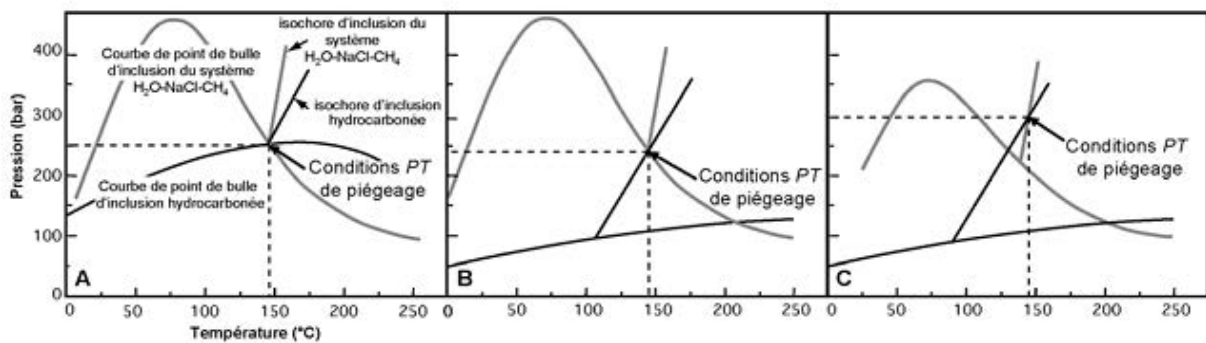


Figure 15: Trois différents cas possibles d'association d'inclusions hydrocarbonées et aqueuses. A. Inclusions hydrocarbonées et aqueuses saturées en gaz ; B. Inclusions hydrocarbonées sous-saturées en gaz et inclusions aqueuses saturées en gaz ; C. Inclusions hydrocarbonées et aqueuses sous-saturées en gaz (Pironon, 2004, modifié).

1.3.4. Limites de l'étude des inclusions fluides

L'hypothèse du système clos (comportement isochorique) au cours du temps est discutable, notamment lors de contraintes tectoniques importantes entraînant une déformation irréversible de l'inclusion aboutissant à son rééquilibrage physique et également chimique (Ulrich & Bodnar, 1988) ; mais aussi en raison de l'augmentation de *P* et *T* avec l'enfouissement postérieur au piégeage des inclusions fluides. Ces rééquilibrages sont liés à des changements de forme de la cavité (stretching, necking) ou des processus de fuite (décrépitation) et cicatrisation (leaking-healing). Ils peuvent se produire dans le cas d'inclusions hydrocarbonées ou aqueuses avec des intensités variables. Les fluides hydrocarbonés présenteraient une plus grande sensibilité aux variations de la pression tandis que les fluides aqueux présenteraient une plus grande sensibilité aux variations de la température (Bourdet, 2008).

Il apparaît alors que la nature du minéral hôte est un facteur clé dans le rééquilibrage des inclusions fluides (Bodnar & Bethke, 1984). A l'inverse des carbonates ou des sulfates, les inclusions piégées dans des minéraux résistants tels que le quartz sont considérées comme étant moins sujet au rééquilibrage. Le rééquilibrage des inclusions fluides suivant les processus décrits ci-dessus est essentiellement fonction de 1) l'amplitude d'augmentation de P-T après le piégeage ; 2) la nature du fluide présent dans l'inclusion, 3) la taille et la forme de l'inclusion ; 4) la distance entre l'inclusion et une discontinuité du minéral hôte (cracks, macles, bordure...).

Outre la résistance des minéraux, l'incertitude liée à la modification post-piégeage de la chimie des fluides aqueux et hydrocarbonés peut impacter les reconstitutions *PT*. La chimie des inclusions hydrocarbonées est considérée comme représentative du fluide piégé jusqu'à 190°C, température à laquelle un craquage secondaire se produit (Tissot & Welte, 1984; Horstfield *et al.*, 1992; Hunt, 1996, Teinturier, 2002). Pour la majorité des bassins sédimentaires, les inclusions fluides sont donc représentatives de la chimie des fluides qui ont circulé dans le système.

Dans le cas des inclusions aqueuses, on ne trouve pas de travaux portant sur l'hypothétique modification de chimie de ces inclusions post-piégeage. Dans le cadre de cette thèse, l'investigation sur l'évolution chimique des inclusions aqueuses au cours de l'enfouissement a fait l'objet d'un article présenté dans le chapitre III.

CHAPITRE II :

**CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA MER
DU NORD**

2. Contexte géologique de la Mer du Nord

Cette partie traitera dans un premier temps de l'évolution géodynamique de la Mer du Nord afin de comprendre les principaux événements tectoniques responsables du cadre structurel actuel de la Mer du Nord. L'état des connaissances du système pétrolier du Viking Graben sera ensuite présenté avant de nous intéresser plus en détail à la zone d'étude de notre cas d'étude, le bloc Q3 et son réservoir principal, le Tarbert (Brent Group). La dernière partie de ce chapitre portera sur une revue bibliographique des principales phases diagénétiques rencontrées dans les réservoirs étudiés.

2.1. Evolutions géodynamiques de la Mer du Nord

2.1.1. *Le Paléozoïque*

Cette ère est marquée en Europe par la collision continentale entre la Laurentia et la Baltica au Dévonien entraînant le déplacement latéral du bloc européen le long de la faille décrochante de Great Glen (Figure 19A). Un profond bassin en pull-apart s'est alors développé, délimité par les zones de failles Glen-More-Trondelag au Nord-Ouest et Midland Valley-Solund Basin au Sud-Est (Serrane, 1988 ; Serrane *et al.*, 1989 ; Roberts *et al.*, 1999). Ce bassin est considéré comme étant le proto Viking Graben (Coward, 1993) dans lequel les roches mères lacustres dévoniennes se sont déposées (Roberts *et al.*, 1999). Pendant le Carbonifère inférieur, l'inversion tectonique du Nord-Ouest de l'Europe a causé la réactivation du proto-Viking Graben (Coward *et al.*, 1989 ; Coward, 1993 ; Roberts *et al.*, 1999). Le volcanisme permien inférieur a suivi cette inversion westphalienne s'accompagnant de l'uplift des couches du Paléozoïque supérieur.

2.1.2. *Le Mésozoïque*

Première phase extensive majeure, le rifting du Trias a produit de profonds demi-grabens dans la partie Est de la Mer du Nord suite au jeu de failles NNE-SSW du bassin de Unst jusqu'au Nord-Est des Shetland (Figure 16). La présence de roches volcaniques d'âge Jurassique moyen dans la Central North Sea suggère une remontée mantellique pendant cette période (Underhill & Partington, 1993). L'érosion des épaulements de rift associée à ces remontées

mantelliques a produit les sables du Bajocien et du Bathonien formant aujourd'hui le réservoir du Brent Group de la Northern North Sea.

L'épisode de rifting majeur a pris place pendant le Jurassique supérieur entraînant le développement d'un système de rift triple : Le Viking Graben, le Central Graben et les bassins de Moray Firth (Figure 16). Le Viking graben est la structure majeure de la Northern North Sea dont le taux d'extension est d'environ 30-40% dans son axe. Cette structure orientée N-NE/S-SW est composée de trois segments individuels connus sous le nom de North, Central et South Viking Grabens. Les grabens sont disposés en échelon et reliés par des zones de transfert ayant été réactivées durant l'extension entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. L'axe du Viking Graben est marqué par une épaisseur de sédiments jurassiques de plus de 1000 mètres, s'amincissant drastiquement sur les épaules du rift jusqu'à une épaisseur d'environ 100 mètres. L'axe du Central Graben est orienté NW-SE, approximativement parallèle à la direction d'extension du Viking Graben. Les Moray Firth basins possèdent quant à eux des orientations allant du NW-SE au NE-SW. Par opposition à l'asymétrie du Viking Graben et des Moray Firth basins, le Central Graben est identifiable de par sa symétrie (Figure 17) et les surfaces de décollement du Zechstein, à la base du Trias. Cette épisode de rifting a continué jusqu'au Crétacé inférieur suivi par l'érosion des blocs basculés (sous un environnement subaérien peu profond) à l'origine de la surface diachronique BCU (Base Cretaceous Unconformity). La fin du Crétacé inférieur marque le début de la subsidence thermique du bassin de Mer du Nord. Le Crétacé supérieur est, quant à lui, marqué par la collision alpine entre l'Afrique et l'Europe (Glennie & Boegner, 1981 ; Cartwright, 1989 ; Ziegler, 1990 ; Huyghe, 1992) à l'origine d'importantes structures inverses dans la partie Sud de la Mer du Nord (Arthur, 1993).

2.1.3. Le Cénozoïque

La période du Paléocène à l'Eocène est marquée par une légère extension liée à la montée d'une plume mantellique centrée sur l'Est du Groenland (White, 1988) causant par la même occasion l'uplift thermique de l'Ecosse et de la plateforme East Shetland. L'arrêt de l'ouverture de la Mer du Labrador pendant l'Oligocène a provoqué un léger changement de direction d'ouverture de l'Océan Atlantique à l'origine d'inversion tectonique locale le long des larges failles transformantes (Doré *et al.*, 1999). Les derniers apports sédimentaires dans les bassins nord-européens sont liés à l'érosion de la chaîne alpine pendant le Néogène.

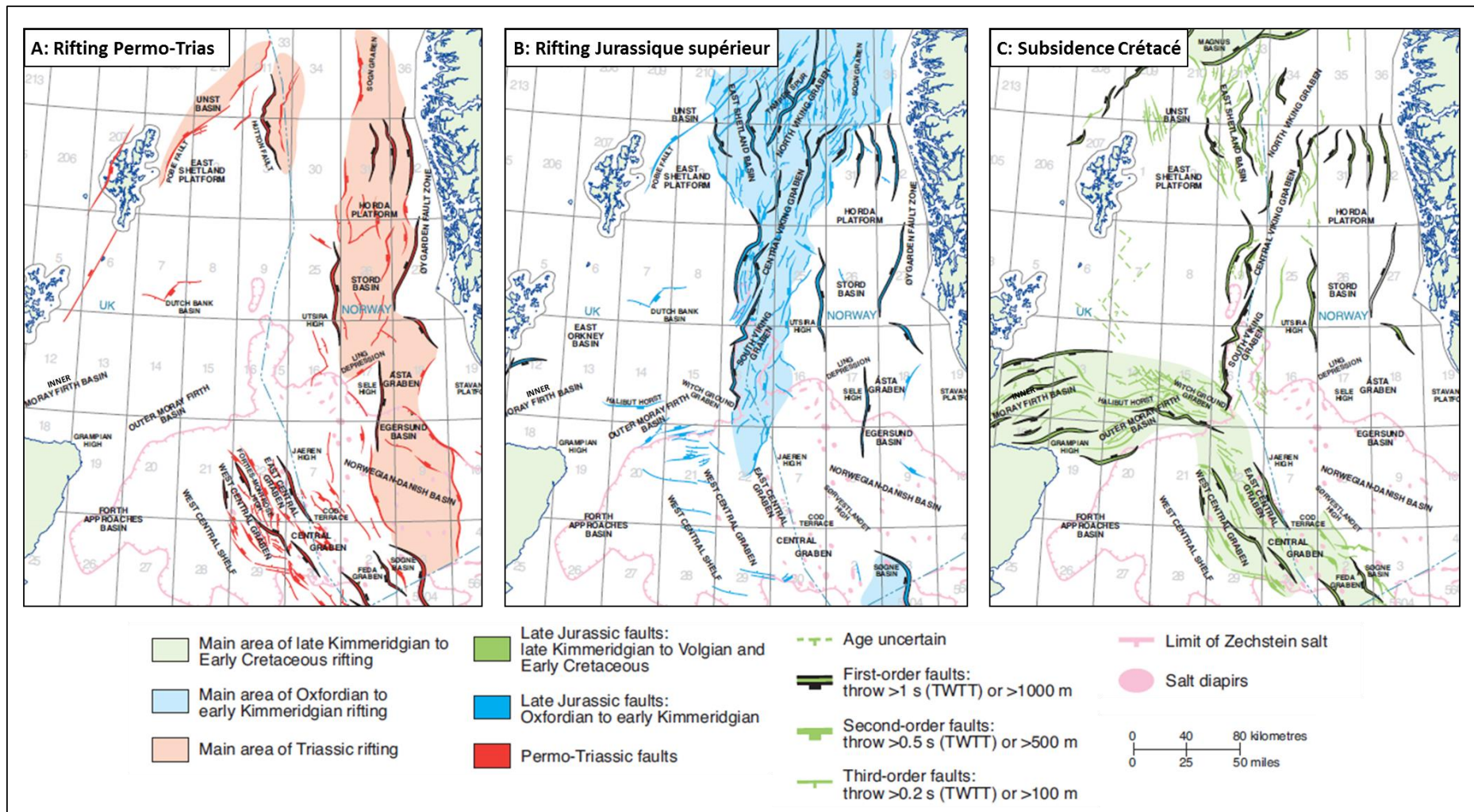


Figure 16: Les trois phases tectoniques majeures responsables de la structure actuelle de la Mer du Nord. A) Rifting du Permo-Trias ; B) Rifting du Jurassique supérieur (Oxfordien au Kimmeridgien) ; C) Fin du rifting et subsidence thermique à la fin du Crétacé inférieur (Zanella *et al.*, 2003, modifié).

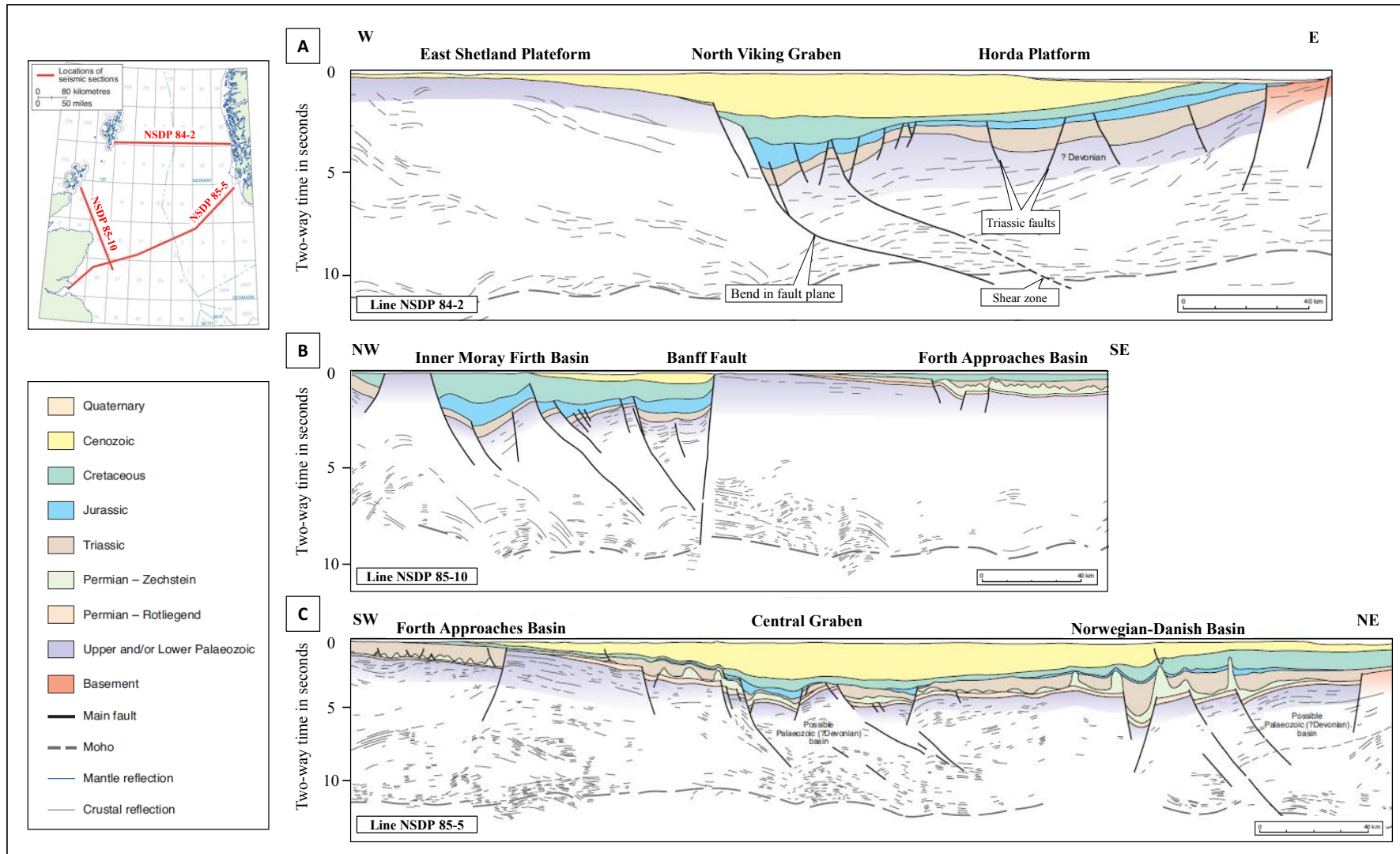


Figure 17: Interprétation de profils sismiques des trois grandes structures de Mer du Nord : Le Viking Graben (A), les Moray Firth Basin (B), le Central Graben (C) (Zanella *et al.*, 2003, modifié).

2.2. Le système pétrolier du Viking Graben

Les prémices de l'exploration pétrolière en Mer du Nord datent de 1959, avec la découverte de gaz dans les sables permien onshore de Groningen (Pays-Bas). La compréhension de l'extension latérale de ces sables sous la Mer du Nord a lancé dans les années 1970 le développement de rigs semi-submersibles, permettant l'exploration dans le domaine offshore de la Mer du Nord, puis en deep offshore le long des marges des Océans Atlantique et Arctique. A la suite de la découverte majeure du champ du Brent par Shell en 1971, la Northern North Sea a été classée, en 1980, comme étant l'une des 13 plus grandes provinces pétrolières dans le monde (Ivanhoe, 1980). En 1988, les découvertes d'hydrocarbures provenant du Brent Group comprenaient 49% des réserves du Royaume-Uni totalisant 22,5 millions de barils équivalent pétrole. Depuis cette période, les niveaux Jurassiques inférieur et moyen ont fait l'objet d'explorations intensives conduisant à la découverte des principales accumulations d'hydrocarbures d'Europe du Nord-Ouest (Bowen, 1992). Nous détaillerons ci-dessous le système pétrolier du Viking Graben où sont situés les champs étudiés dans la thèse.

2.2.1. Les roches mères

Dans le Viking Graben, les principales roches mères peuvent être divisées en deux groupes composés pour l'un principalement de mudstones, et pour l'autre principalement de charbons: Le premier groupe correspond aux mudstones organiques marins/continentaux du Jurassique moyen à supérieur avec les formations du Heather (type II-III) (Figure 18), et la formation sus-jacente du Kimmeridge clays (type II).

Les mudstones composant la formation du Heather possèdent un COT variant entre 2 et 4% (Goff, 1983 ; Field, 1985 ; Brosse & Huc, 1986) et un IH variant entre 100 et 200 mg/g COT (Tableau 1). L'épaisseur de cette formation oscille entre 300 et 1000 mètres en fonction de la distance par rapport à l'axe du Viking Graben.

Les mudstones formant les Kimmeridge clays ont une épaisseur comprise entre 250 et 500 mètres (Goff ; 1983). Cette formation dont le COT varie entre 2 et 10% (Kubala *et al.*, 2003) produit principalement des huiles (Fisher & Miles, 1983 ; Cornford *et al.*, 1986) avec un IH maximum de 600 mg/g COT (Tableau 1).

Le second groupe correspond aux charbons intra-Brent d'âge Jurassique moyen représentés principalement dans les plaines deltaïques du Ness (type III). Pouvant atteindre une trentaine de mètres dans la partie Sud du Viking Graben (Field, 1985), son épaisseur n'est que d'une dizaine de mètres dans sa partie Nord. Ces bancs de charbon sont souvent associés à des mudstones riches en matière organique (Hancock & Fisher, 1981). L'indice d'hydrogène de ce type de roche mère générant principalement du gaz est d'environ 150-200 mg/g COT avec des valeurs de COT dépassant les 50% (Kubala *et al.*, 2003) (Tableau 1).

Roches mères	Epaisseur (m)	Type	COT (%)	IH (mg/gCOT)
Heather	300-1000	II-III	2-4	100-200
Kimmeridge clay	250-500	II	2-10	200-600
intra-Brent coal	10-30	III	> 50	150-200

Tableau 1: Principales caractéristiques des roches mères jurassiques du Viking Graben.

2.2.2. Les réservoirs : Le BRENT Group

D'un point de vue global, le Brent Group a été défini comme un complexe deltaïque progradant du Sud vers le Nord (Eynon, 1981 ; Helland-Hansen *et al.*, 1992 ; Yielding *et al.*, 1992) marqué par un épisode régressif et transgressif (Brown *et al.*, 1987 ; Graue *et al.*, 1987 ; Inglis *et al.*, 1991) (Figure 18). Son épaisseur totale peut varier de 180 à 300 mètres dans le Viking Graben (Brown *et al.*, 1987). Le Brent Group comprend les formations du Broom, du Rannock, de l'Etive, du Ness et du Tarbert allant de l'Aalénien supérieur au Bathonien inférieur (Brown *et al.*, 1987 ; Graué *et al.*, 1987 ; Inglis *et al.*, 1991). Les formations du Broom, du Rannoch, et de l'Etive et la partie inférieure du Ness se sont déposées lors de la progradation deltaïque (Graué *et al.*, 1987). Les faciès fluviaux du Ness supérieur et les sables tidaux du Tarbert se sont déposés pendant une transgression lors d'une montée du niveau marin relatif (Brown, 1990 ; Graué *et al.*, 1987).

La formation du Broom correspond à des dépôts de fan delta, ainsi que son extension latérale norvégienne: la formation d'Oseberg (Canon *et al.*, 1992). Cette formation est composée de sables grossiers, mal triés dont l'épaisseur moyenne est de 50 m, et fréquemment cimentés par des carbonates.

Les formations sus-jacentes du Rannoch et de l'Etive représentent la phase progradante (marin à costale) du delta (Brown, 1990 ; Graué *et al.*, 1987) pouvant atteindre une épaisseur d'environ 150 m. Ces sables d'avant plage moyennement grossiers à très fins et bien triés, sont marqués par la présence de lamines micacées sub-horizontales. La présence d'HCS (Hummocky Cross Stratification) témoigne de l'hydrodynamisme important de cet environnement de dépôt dominé par les tempêtes (Elliott & Buller, 1987).

Le Ness est caractérisé par un environnement de dépôt de plaine deltaïque à lagunaire marqué par le dépôt de charbon et de silt dont le ratio sable/argile est très variable (Budding & Inglis, 1981). L'épaisseur totale du Ness est d'environ 100 m et peut atteindre 180 m dans l'East Shetland Basin (Richards, 1992)

Les sables tidaux du Tarbert constituent le principal réservoir de la Northern North Sea. Cette formation est définie comme la première occurrence de sédiments littoraux dans la partie supérieure du Brent Group, au-dessus des faciès de plaine deltaïque du Ness (Brown *et al.*, 1987). La plupart des faciès du Tarbert consistent en une succession de paraséquences granulocroissantes dans lesquelles les sables silteux bioturbés de shoreface sont couverts par des sables plus propres, typiques de l'upper shoreface au forshore. Le Tarbert forme un réservoir d'environ 110 à 130 mètres d'épaisseur dont l'alternance de bancs sableux massifs et d'interbancs argileux possède une excellente continuité latérale sur plusieurs centaines de mètres (Bouvier *et al.*, 1993). Ces sables marins peuvent être différenciés en 4 faciès types :

- Banc gréseux massif d'environ 10 à 26 mètres d'épaisseur. Ces dépôts de barrière sont fins à très grossiers, propres et bien triés et représentent 30 à 40% de la formation du Tarbert. Ce sont les meilleurs niveaux réservoirs.
- Banc épais de grès argilo-micacé d'environ 20 mètres d'épaisseur. Typiques des dépôts d'arrière cordon et de lagon, ces réservoirs de faible qualité constituent 50% de la formation du Tarbert.
- Dépôt d'argiles organiques lagunaires avec de fines intercalations de niveaux sableux et souvent carbonatés. Ce faciès est responsable de la séparation des principaux bancs gréseux et s'étend sur une épaisseur de 1 à 10 mètres.
- Lits de charbon associés à des argiles ne dépassant pas 1 mètre d'épaisseur.

On notera également la présence d'un banc gréseux très propre à grain plus grossier (environnement de dépôt : Foreshore) dans la partie sommitale du Tarbert. Cette formation, principalement reconnue au sein du Groupe Total, est le Balta.

Suivant ces différences de faciès, les propriétés pétrophysiques du Tarbert sont très variables. Ainsi la perméabilité s'étend de 0.001 à 1 mD pour les mauvais réservoirs jusqu'à 8 darcy pour les meilleurs. De la même façon, les porosités varient de 3 à 28%.

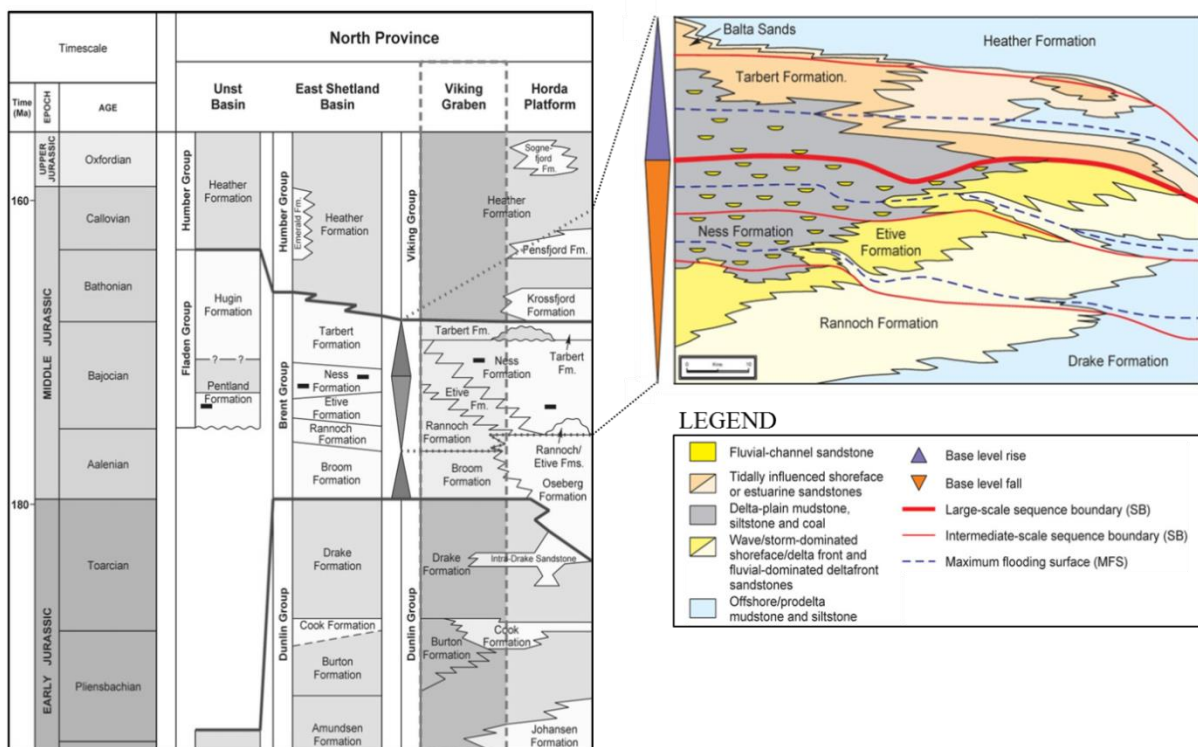


Figure 18: Log lithostratigraphique (A) et schéma séquentiel (B) du Brent Group dans le Viking Graben (Floodpage, 2005).

2.2.3. Les roches couvertures et les pièges

Les argiles organiques du Jurassique moyen et supérieur (Heather et Kimmeridge clays) agissent à la fois en terme de roche mère et en terme de roche couverture pour le réservoir du Brent Group (Kubala *et al.*, 2003). Les pièges sont principalement structuraux. Dans une large majorité de cas, les hydrocarbures sont piégés en tête de blocs basculés jurassiques au contact de failles normales étanches (Figure 19C).

2.2.4. Gradient géothermique et timing de migration des hydrocarbures

Le gradient géothermique moyen actuel en Mer du Nord est variable suivant les auteurs entre 29°C/km (Cornford, 1984) et 34,6°C/km (Kubala *et al.*, 2003). Des différences significatives sont observables dans les différentes parties du Viking Graben. Ainsi, la partie Sud du Viking graben est considérée comme relativement froide avec des gradients de 26 à 40°C. Les gradients les plus faibles sont concentrés dans l'axe du graben du fait de l'épaisseur plus importante de la pile sédimentaire (Eggen, 1984). Les gradients les plus forts sont concentrés sur les flancs du graben de par une plus forte conductivité thermique du socle (Field, 1985). La partie Nord est quant à elle caractérisée par des gradients généralement supérieurs à 40°C/km.

Les structures East Shetland Basin et Viking Graben constituent les principales zones de maturation de la matière organique (ou kitchen) alimentant les champs pétroliers du bloc Q3. Les profondeurs actuelles des roches mères dans ces structures sont respectivement de 4100 m et de 5500 m. Les roches mères de type II de l'East Shetland ont atteint le seuil d'expulsion des huiles pendant le Crétacé supérieur (65-70 Ma) avec un pic de génération vers 40 Ma (Goff, 1983). Dans le Viking Graben, les roches mères de type II ont également généré des huiles à partir du Crétacé supérieur (70-80 Ma) avec un pic de génération vers 55-65 Ma (Goff, 1983). La génération de gaz à partir du Kimmeridge clays est estimée autour de 20-40 Ma (Goff, 1983) avec un pic de génération Miocène (14 Ma) (Kubala *et al.*, 2003). Le timing de génération des gaz depuis les charbons intra-Brent est estimé entre 40 et 27 Ma (Goff, 1983 ; Kubala *et al.*, 2003).

2.3. La zone d'étude : Le bloc Q3

2.3.1. Localisation et présentation des champs pétroliers étudiés

Le bloc Q3 est situé sur le flanc Ouest de la partie Nord du Viking Graben (60°30'N, 02°00'E), à la frontière entre le Royaume-Uni et la Norvège (Figure 19A). La zone étudiée recouvre une distance Est-Ouest d'environ 25 Km et Nord-Sud d'environ 40 Km. Un total de 11 puits répartis sur 7 champs pétroliers a été étudié au cours de ce travail (Figure 19B). Sur la coupe NW-SE présentée dans la Figure 19C, on peut distinguer les champs à huiles avec Dunbar (3/14a-14 & 3/14a-15), Alwyn (3/9a-n1 & 3/9a-n3), Grant (3/15-7 & 3/14a-4, présence d'un gaz cap pour le champ de Grant) et les champs de gaz à condensat avec Forvie

North (3/15-9a), Forvie Central (3/20a-3), Jura (3/15-10), Islay (3/15-12), Hild (29/6-1, 30/7-8 et 30/4-2). Les principales accumulations d'hydrocarbures se trouvent dans le réservoir du Brent Group entre la crête des blocs basculés et les argiles marines sus-jacentes d'âge Jurassique supérieur (Figure 19C).

Les différents champs pétroliers étudiés ont été choisis pour couvrir une large gamme de variation des conditions *PT* du réservoir (formation du Tarbert) allant respectivement de 465 à 775 bar et de 113 à 146°C, des profondeurs actuelles d'enfouissement qui vont de 2985 à 4130 mètres d'enfouissement (Tableau 2 &

Figure 20), et du type d'hydrocarbures (huile, gaz à condensat, gaz). Héritée de la tectonique extensive Jurassique supérieur, la compartimentalisation structurale des champs pétroliers étudiés est à l'origine de l'isolation des propriétés P-T des différents panneaux structuraux et ce, sur une distance latérale relativement restreinte (i.e. 25 Km).

	Dunbar		Alwyn		Grant		Forvie N.	Forvie C.	Jura	Islay	Hild		
	3/14a-D02	3/14a-D01	3/9a-N1	3/9a-N3	3/14a-4	3/15-7	3/15-9A	3/20a-3	3/15-10	3/15-12	30/4-2	30/7-8	29/6-1
Enfouissement (m)	3479	3342,5	3127	2982,5	3361,6	3158	3442,8	3659,9	3499,6	3640,5	3624,9	3925,6	4042,5
T (°C)	128	123	119	113	124	117	126	133	128	133	127	143	146
P (bar)	570	560	465	465	575	575	625	625	725	725	750	775	775
Surpression fluide (bar)	210	210	130	130	235	235	255	265	345	345	360	370	370

Tableau 2: Conditions PT du toit de la formation du Tarbert pour les différents puits étudiés.

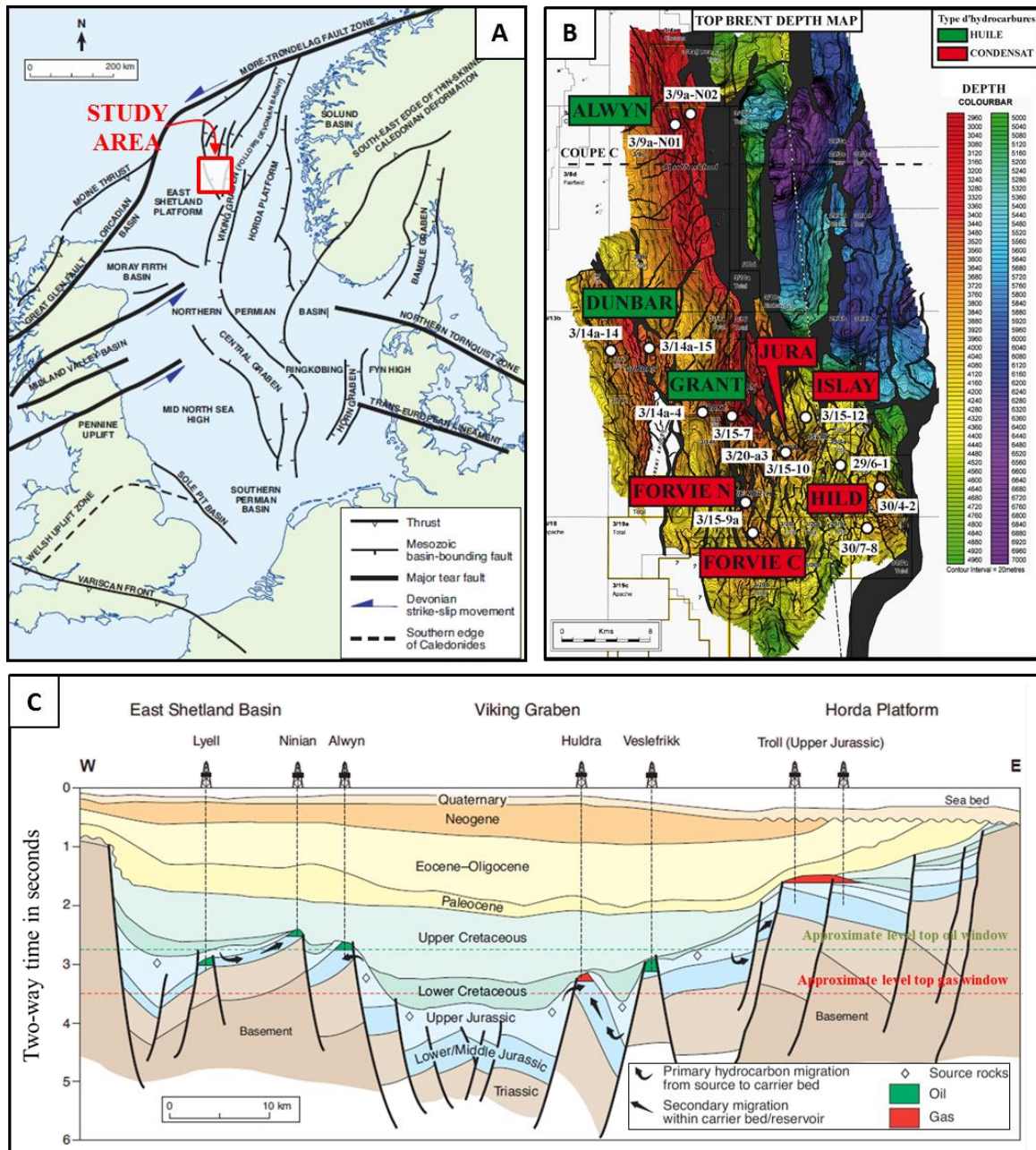


Figure 19: Localisation de la zone d'étude: Le bloc Q3. A) Carte structurale simplifiée du système de triple rifts de la Mer du Nord avec les principales failles majeures (Zanella et al., 2003) ; B) Carte de profondeur du Top Brent et localisation des champs et puits étudiés (source interne Total) ; C) Coupe structurale W-E simplifiée de la partie Nord du Viking Graben présentant les structures de l'East Shetland, du Viking Graben et de l'Horda platform (Husmo et al., 2004).

2.3.2. Formation et unités choisies

Afin de pouvoir apprécier les différentes évolutions diagénétiques au cours de l'enfouissement en fonction de la pression et de la température, nous avons sélectionné les formations susceptibles d'être les plus homogènes et les plus propres possibles au moment du dépôt ; l'objectif étant de minimiser l'impact des faciès sédimentaires sur la diagenèse d'enfouissement (composition, matrice et taille, tri et forme des grains...). Le choix de la formation s'est donc porté sur les sables transgressifs du Tarbert, qui sont les plus homogènes latéralement. Au sein de cette formation, deux unités ont été sélectionnées :

- Le Balta : constitué de sables moyens à très grossiers déposés sous un environnement de type avant plage de forte énergie. Ces sables transgressifs sont recouverts par les argiles organiques du Heather. Du fait de l'érosion du Balta sur les champs d'Alwyn et de Dunbar, un analogue latéral a été choisi avec la formation du Tarbert 2.2 ; similaire au Balta de par la taille des grains, du tri et de l'environnement de dépôt.
- Tarbert 1.2 : Ce groupe appartient au Tarbert inférieur (ou T1) constitué d'alternance de grès fins silteux et de bancs argilo-charbonneux (environnement de dépôt type lagon) avec des sables propres, moyens à grossiers typiques des complexes tidaux (Gerard *et al.*, 2004). Au moment de l'échantillonnage, nous ne disposions pas de délimitations précises du Tarbert 1.2 pour les trois puits du champ de Hild (30/4-2, 30/7-8, 29/6-1). Les échantillons ont donc été attribués au Tarbert 1.

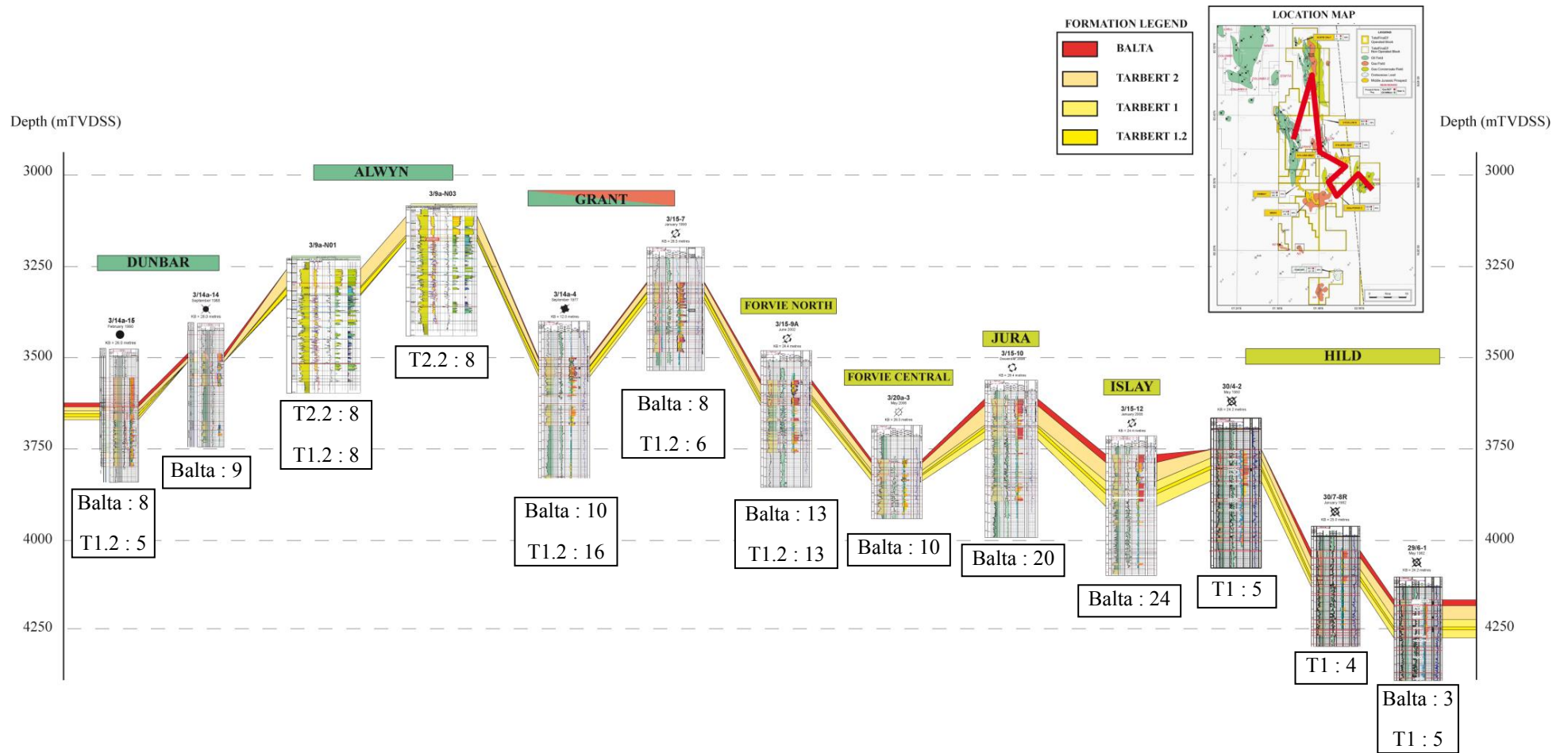


Figure 20: Corrélation stratigraphique des formations du Balta et du Tarbert sur l'ensemble des puits étudiés. Le nombre d'échantillons prélevés dans chaque formation est indiqué dans les cadres noirs.

2.3.3. Sélection des échantillons

Les échantillons ont été sélectionnés afin d'être les plus homogènes, les plus propres et les plus représentatifs possibles des formations étudiées. Les niveaux présentant des lamines argilo-micacées et/ou des granulométries centimétriques sur quelques centimètres d'épaisseur n'ont pas été retenus. Une attention particulière a également été apportée aux choix des échantillons en fonction des données pétrophysiques disponibles, données indispensables aux modélisations diagénétiques sous Touchstone. Ainsi, chaque cote sélectionnée dispose ou peut être associée à une mesure de porosité He et de perméabilité à l'air.

Un total de 183 échantillons a été sélectionné pour lesquels des lames minces spécifiques ont été fabriquées. Ces échantillons couvrent une large gamme de porosité et perméabilité He mesurées sur plugs allant 8 à 27 % et de 0,2 à 5000 mD (Figure 21). La liste complète des lames minces étudiées est consultable en annexes 1 à 4.

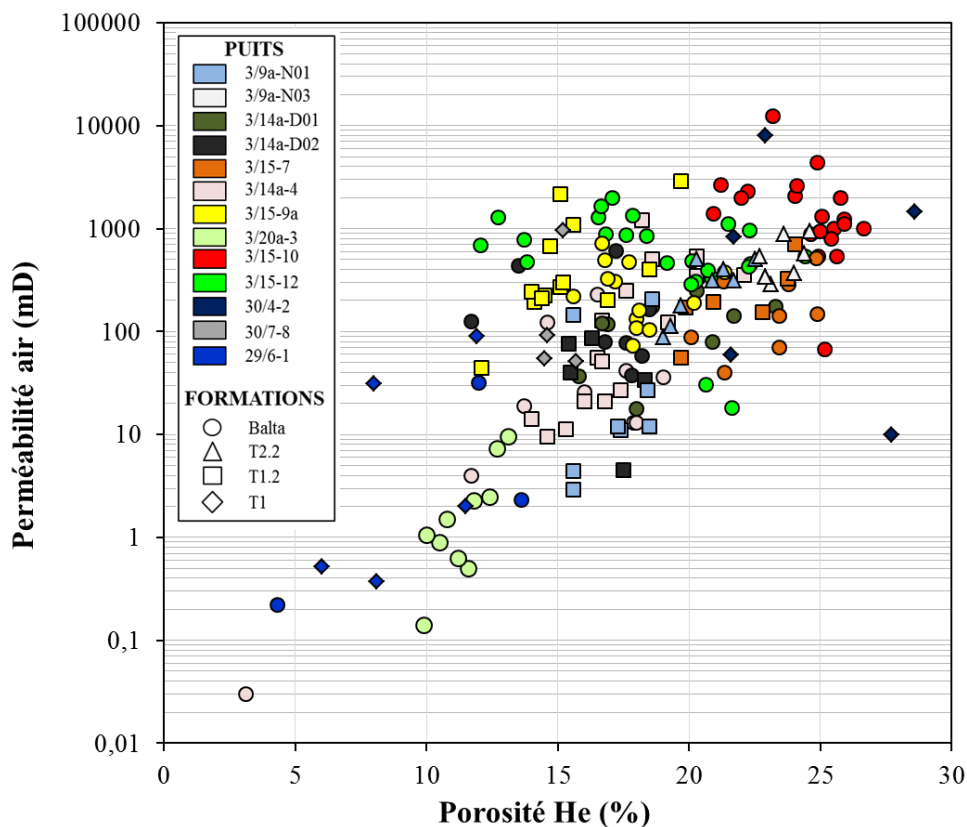


Figure 21: Propriétés pétrophysiques des 183 échantillons sélectionnés dans la formation du Tarbert.

2.4. Etat des connaissances sur la diagenèse du BRENT Group du bloc Q3

Les processus diagénétiques ayant un impact sur la qualité des réservoirs gréseux du Tarbert sont les ciments de quartz, de carbonates (sidérite, calcite non ferrifère et ferrifère, la dolomite et l'ankerite) et d'argiles (kaolinite et illite). Une synthèse des connaissances disponibles dans la littérature est présentée ci-dessous, nous verrons plus loin que les observations détaillées faites dans nos échantillons sont en bon accord avec ces connaissances préalables.

2.4.1. Les processus diagénétiques majeurs

Les néoformations quartzzeuses

Le ciment de quartz est exclusivement développé sous forme de surcroissances synthaxiales dans les sables du Brent Group et présente des teneurs moyennes entre 10 à 20 % du volume total de la roche (Scotchman *et al.*, 1989 ; Hogg *et al.*, 1995) pouvant dépasser les 28% localement (Giles *et al.*, 1992). La variation de l'abondance en ciment de quartz est fonction :

- de la profondeur, où l'on peut apprécier une augmentation de la cimentation quartzzeuse à partir d'environ 2800-3000 mètres d'enfouissement (Bjorlykke *et al.*, 1986 ; Bjorlykke, 1992 ; Giles *et al.*, 1992) , correspondant à des températures de l'ordre de 80°C (i.e. passage dans la fenêtre de cimentation du quartz).
- des variations minéralogiques où les faciès de plaine deltaïque du Ness semblent être plus sujets aux précipitations quartzzeuses (Scotchman *et al.*, 1989 ; Giles *et al.*, 1992). On notera également l'importance de la granulométrie ; les grès les plus fins étant systématiquement plus riches en ciments de quartz que les grès grossiers du fait d'une surface spécifique plus importante (Bjorlykke, 1992).

Les études de cathodoluminescence ont montré assez peu de phénomène de pression-dissolution entre les grains de quartz (Giles *et al.*, 1992), qui est elle-même fonction de la présence de minéraux argileux (Giles *et al.*, 1992) et/ou de la présence de surpression fluide (Blanche & Whitaker, 1978 ; Bjorlykke *et al.*, 1979). Les auteurs ont décrit des épisodes successifs de générations de quartz dans les grès du Brent de Mer du Nord, mais tous semblent avoir été dominés par des eaux chimiquement similaires aux eaux de formation actuelles (Hogg *et al.*, 1992 ; Williams *et al.*, 1997 ; Girard *et al.*, 2001).

Enfin, les températures d'homogénéisation disponibles dans la littérature pour les inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances de quartz du Brent Group du bloc Q3 indiquent une distribution majoritairement unimodale autour de 100-110°C. Pour les champs les plus enfouis (exemple de Hild), un deuxième mode se distingue avec des températures d'homogénéisation autour de 125-130°C (Girard *et al.*, 2001).

Dissolution des feldspaths

La dissolution des feldspaths potassiques détritiques est un processus diagénétique assez précoce omniprésent dans les grès de Mer du Nord s'accompagnant de la précipitation de kaolinite (Blanche & Whitaker, 1978, Glassman *et al.*, 1989). La dissolution des feldspaths est souvent associée aux fluides d'origine météorique ayant percolés dans les sables du Brent Group suite à leur uplift (et érosion) d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Bjorlykke 1983, 1992). Cependant, les travaux de Bjorkum *et al.* (1990) ne montrent clairement aucune relation entre le taux de dissolution des feldspaths et la distance par rapport à la BCU. En outre, une augmentation de la porosité secondaire avec l'enfouissement et une dissolution totale des feldspaths potassiques autour de 125°C a aussi été décrite (Giles *et al.*, 1992).

Les néoformations de kaolinite

La kaolinite se retrouve principalement sous forme vermiculaire en remplacement précoce de micas et sous forme trapue comme produit de la dissolution des feldspaths potassiques. Cette dernière est fréquemment décrite comme étant la dickite, polymorphe haute température de la kaolinite (Sommer, 1978 ; Beaufort *et al.*, 1998). La cimentation de kaolinite représente en moyenne 15% du volume totale dans les sables du Brent Group (Giles *et al.*, 1992).

Avec l'enfouissement il est observé fréquemment une illitisation de la kaolinite dépendant principalement de la température et de la disponibilité en potassium dans le système (Sass *et al.*, 1987). La kaolinite vermiforme est préférentiellement illitisée au contraire de la kaolinite trapue. Cette différence d'illitisation peut s'expliquer par une surface spécifique beaucoup plus importante de la kaolinite vermiculaire, la rendant plus réactive à toute altération minérale (Giles *et al.*, 1992).

Les néoformations d'illite

L'illite constitue le troisième ciment diagénétique majeur observé dans les sables du Brent Group. Intimement liée à la profondeur (et à la température), l'illite représente en moyenne 2% du volume total des grès du Brent Group dépassant les 3000 m d'enfouissement (Giles *et al.*, 1992). L'illite est observable principalement sous forme fibreuse, plate ou en plaquette localisée en remplissage de pores intergranulaires (pore-filling) ou en recouvrant de grains détritiques (pore-lining). On la retrouve également en remplacement des micas, des feldspaths potassiques (Hogg, 1989) ou encore de la kaolinite (Hancock & Taylor, 1978 ; Bjorlykke, 1984 ; Jourdan *et al.*, 1987) (voir ci-dessus). Avec la cimentation quartzreuse, l'illite est considérée comme étant le ciment principal contrôlant la qualité réservoir, avec notamment un impact fort sur la perméabilité (Cocker 1986 ; Kantorowicz, 1990).

Les datations K/Ar les plus fiables (les moins polluées) des illites du Tarbert de la Northern North Sea fournissent des âges de formation entre 41-36 Ma (Hamilton *et al.*, 1992) correspondant à une température minimum d'environ 75°C en accord avec les gammes de températures de formation des illites de Mer du Nord fréquemment citées (Giles *et al.*, 1992 ; Harris, 1992 ; Haszeldine *et al.*, 1992). L'absence de formation d'illite subactuelle suggérée par l'absence d'âges K/Ar récents, indiquerait que l'extension de l'illitisation a été limitée dans le temps par la disponibilité de potassium dans le système ; en relation avec la limite de stabilité des feldspaths potassiques, totalement dissous à partir d'environ 125°C (Giles *et al.*, 1992).

Les néoformations de carbonates

Les carbonates authigènes du Brent Group se présentent soit sous forme de concrétion locale atteignant 80% du volume totale de la roche, soit sous forme de patchs éparses représentant quelques pourcents du volume total de roche (Lonoy *et al.*, 1986 ; Hamilton *et al.*, 1987 ; Giles *et al.*, 1992). Les concrétions précoces de carbonates sont majoritairement représentées par les ciments poecilitiques de calcite typiques des sables de shoreface. La calcite ferrifère plus tardive est quant à elle majoritairement présente sous forme de remplacement de grains dissous et n'a que très peu d'impact sur la qualité réservoir. Certains auteurs ont toutefois suggéré que ces calcites poecilitiques pourraient correspondre à des cimentations tardives profondes (Girard, 1998). La sidérite est présente sous forme de nodules et/ou de petits agrégats précoces associés à l'altération des biotites, participant à l'apport en fer nécessaire à

la précipitation de la sidérite (Bjorlykke & Brendsal, 1986). Enfin, les dolomites ferrifère et non-ferrifère sont représentées par des cristaux rhomboédriques épars, généralement en remplissage de pores secondaires et/ou intergranulaires.

2.4.2. La chronologie de la diagenèse issue de la littérature

Les Figure 22A & B présentent une synthèse des séquences diagénétiques du Brent de Mer du Nord issue des travaux Giles *et al.* (1992) et de Girard *et al.* (2001, 2002).

Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Dans certains champs (exemple de Hild) il est observé une phase précoce (pré-compaction) de cimentation poecilitique de calcite. Les cimentations intermédiaires sont composées principalement des remplacements des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). Les cimentations dites tardives sont composées d'une illite plate sur la bordure des grains détritiques (I1), d'une première génération de quartz (Q1) et de la précipitation mineure de carbonates (calcite et de dolomite ferrifères). Bien que débutant au stade de la diagenèse précoce à intermédiaire, la phase de dissolution majeure des feldspaths potassiques est définie comme étant post-Q1, associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2). Un second épisode de cimentation de quartz est observable pour les puits les plus profonds (Q2) accompagné de la précipitation d'une illite fibreuse (I2) en remplissage de pores intergranulaires.

Ces séquences décrivent les processus diagénétiques majeurs ayant affectés les grès du Brent en Mer du Nord à une échelle régionale. Des variations locales peuvent toutefois bien sûr exister.

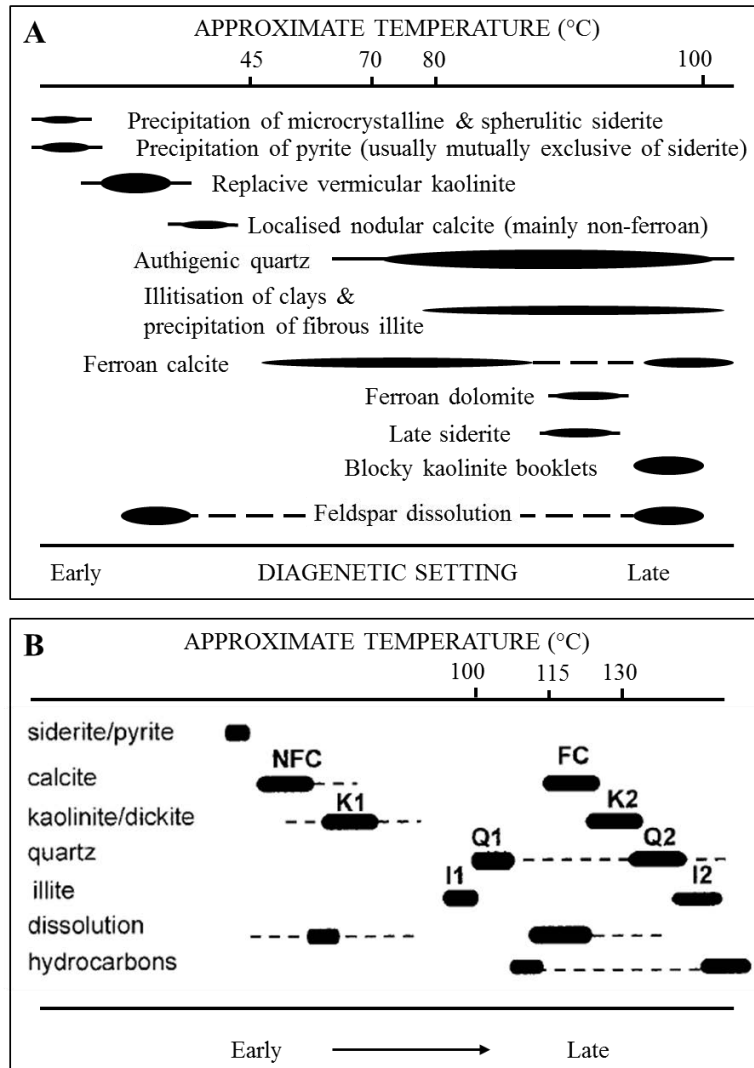


Figure 22: Séquence diagenétique classique du Brent de la Northern North Sea d'après A) Giles *et al.* (1992) et B) modifié d'après Girard *et al.* (2002). Note : les températures renseignées sur la séquence B) ont été ajoutées à partir des données microthermométriques obtenues sur des inclusions fluides aqueuses présentes dans les ciments de quartz et de calcite ferrifère (Girard *et al.*, 2001).

CHAPITRE III :

OUTILS ET METHODES

3. Outils et méthodes

L'étude pétrographique quantitative et l'analyse des inclusions fluides regroupent un large éventail d'outils et de procédures analytiques, dont le but est de déterminer les paragenèses minérales d'origine diagénétique et les paléofluides associés, au cours de l'enfouissement des sédiments. Les grandes lignes des procédures analytiques utilisées seront présentées dans un premier temps avant de détailler dans un deuxième temps chaque technique analytique. La présentation du logiciel de modélisation diagénétique Touchstone et les paramètres d'entrées nécessaires à son fonctionnement seront ensuite abordés. Enfin, ce chapitre se terminera par la présentation du détail des calculs utilisés dans la partie des résultats pétrographiques.

3.1. Procédures analytiques

3.1.1. Les comptages de point

Dans le cadre de cette étude, trois types de comptages ont été réalisés. Le premier concerne le comptage de point *sensu stricto* de la minéralogie en utilisant la microscopie optique classique et une platine de comptage mécanique. Le deuxième type est également un comptage de point minéralogique mais il est effectué à partir d'images issues de la cathodoluminescence MEB (CL-MEB). Enfin, le dernier type concerne le comptage du taux de recouvrement (coating) des grains de quartz ; ce type de comptage s'effectue sur microphotographies issues de la microscopie optique sous lumière polarisée analysée (LPA) et lumière polarisée non analysée (LPNA).

Comptage de point minéralogique (microscopie optique)

Ce premier type de comptage a été réalisé par E. Laverret (prestataire de la société CVA Engineering) sur un total de 187 lames minces réparties sur les 11 puits sélectionnés. Une vérification de 25% des lames minces a été effectuée afin de s'assurer de la reproductibilité des comptages et de la cohérence des données. Un total de 300 points a été compté pour chaque lame mince à l'aide d'une platine mécanique. La grille de comptage est définie en fonction de la granulométrie de l'échantillon, chaque grain ne devant être comptabilisé qu'une seule fois sur les 300 points. Ainsi, les pas de mesures horizontaux et verticaux moyens sont respectivement d'environ 2,3 mm et 1 mm. Bien que la majorité des échantillons sélectionnés

soit homogène, certaines lames minces présentent des hétérogénéités minéralogiques (lamine d'argile) et granulométriques (grain de quartz millimétrique). Ces hétérogénéités mineures n'étant pas représentatives de l'échantillon, elles n'ont pas été comptées. Les 40 catégories choisies ont été définies par le format d'entrée nécessaire aux modélisations diagénétiques (*via* le logiciel Touchstone). Ces nombreuses catégories peuvent être regroupées en 5 thèmes majeurs :

- Porosité : Le volume poral de la lame mince est ici différencié en termes de porosité primaire, secondaire et indifférenciée.
- Minéralogie : Cette catégorie se compose des différentes phases minéralogiques identifiées pétrographiquement.
- Remplacement de grains : Il est distingué dans cette catégorie les néoformations minérales en remplacement des grains détritiques. Ce type de comptage permet donc d'apporter une notion chronologique en plus de l'aspect quantitatif (exemple : kaolinite remplace muscovite...).
- Ciments intergranulaires : Les phases néoformées dans la porosité primaire (exemple : surcroissance de quartz, kaolinite/illite en pore-filling etc...). Les phases hydrocarbonées solides sont comptées en tant que ciment.
- Remplacement de ciment : Les phases néoformées en remplacement de ciments primaires (exemple : illite remplace kaolinite).

La détermination de la taille granulométrique a également été effectuée sous microscopie optique. La longueur du grand axe de 100 grains de quartz a été mesurée par lame mince afin d'en déduire une moyenne représentative de l'échantillon. Les lamines détritiques grossières présentes dans certaines lames n'ont pas été comptées afin de ne pas biaiser la granulométrie moyenne de l'échantillon.

La dispersion des valeurs de la distribution autour de la moyenne granulométrique traduit le bon ou le mauvais classement du sédiment. Cette mesure, généralement mesurée en Trask (75/25) est calculée à partir du rapport $Q3/Q1$ où $Q1$ et $Q3$ représente respectivement le premier et le troisième quartile de la distribution.

Comptage des coatings des grains de quartz (microscopie optique)

La relation entre la qualité réservoir et le taux de recouvrement des grains ayant été documentée et acceptée depuis les années 1990 (cf. chapitre I), les études modernes de

comptage de point doivent prendre en compte ce paramètre. Le détail de la méthodologie de comptage du taux de recouvrement sera développé ici, puisque cette méthodologie diverge selon les utilisateurs. Un nombre de 20 grains de quartz par lame a été choisi aléatoirement sur la surface de la lame mince. Pour chaque grain, une microphotographie en lumière polarisée non analysée (LPNA) a été prise afin de mesurer 3 différentes longueurs (*via* le logiciel JMicrovision): le périmètre total du grain de quartz (L_{total}), la longueur de tous les contacts avec les grains détritiques et/ou matrice ($L_{contact}$), et la longueur du coating ($L_{coating}$) (Figure 23). La formule utilisée est la suivante :

$$\text{Coating (\%)} = \frac{\text{Longueur}_{coating}}{\text{Longueur}_{totale} - \text{Longueur}_{contact}} \times 100$$

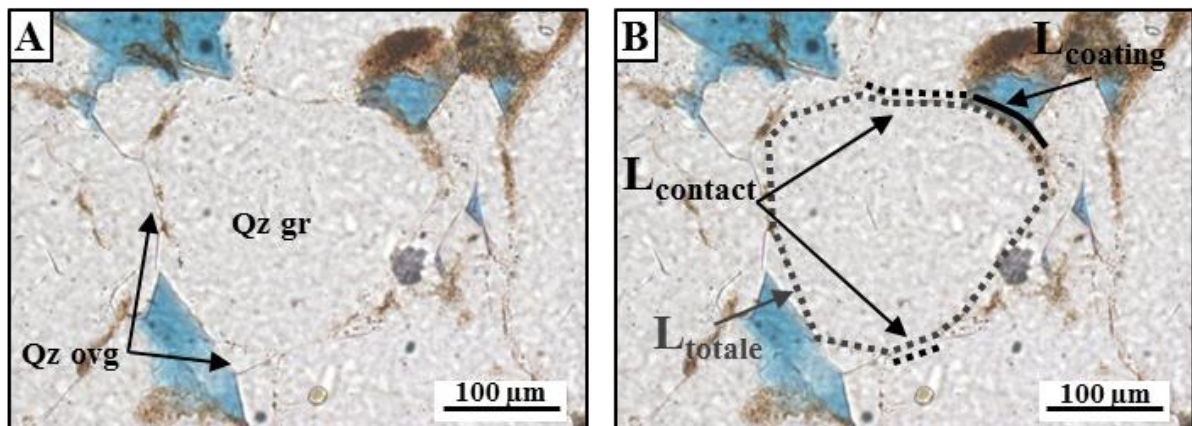


Figure 23: Exemple de comptage du coating. A) Photomicrographie en LPNA d'un grain de quartz avec ses surcroissances associées ; B) Délimitation des différentes longueurs utilisées pour le comptage des coatings.

Comptage minéralogique (CL-MEB)

Ce type de comptage a été réalisé sur 4 lames minces réparties sur 4 puits dans le but d'estimer les erreurs possibles sur la quantification des ciments de quartz aussi bien sous la forme de surcroissance que sous la forme de remplissage de microfractures. Les limites entre le grain de quartz détritique et sa surcroissance étant parfois difficiles à discerner en microscopie optique, les surcroissances de quartz peuvent être sous-estimées dans le cas du comptage de point via la microscopie optique classique. Du fait du temps limité pour l'utilisation de la CL-MEB, 15 mosaïques d'images ont été réalisées aléatoirement sur toute la surface de la lame mince à la fois en mode électrons rétrodiffusés et en cathodoluminescence.

Chaque mosaïque comprend 25 images qui ont été assemblées sous le logiciel Adobe Photoshop recouvrant une surface d'environ 4 mm². La surface totale des 15 mosaïques recouvre ainsi 0,6 cm² de la lame mince . Un total de 300 points a été compté sur l'ensemble des mosaïques afin de comparer les résultats avec ceux issus du comptage de point sous microscopie optique. Etant donné l'objectif de ce type de comptage, seules 4 catégories ont été choisies à savoir la porosité, les grains détritiques, les surcroissances de quartz et les autres types de ciment.

3.1.2. Procédure analytique pour l'étude des inclusions fluides

La procédure analytique complète de l'étude des inclusions fluides utilisée dans le cadre de cette thèse a pour objectif de caractériser les différents fluides hydrocarbonés et aqueux et de reconstituer les conditions *PT* de piégeage des paléofluides. La Figure 24A illustre la procédure analytique complète. Celle-ci permet d'obtenir le comportement thermodynamique des systèmes aqueux et hydrocarbonés dans le but de déterminer les conditions thermobarométrique et chimique de piégeage des paléofluides (Figure 24B). Les principales étapes de cette procédure seront synthétisées ci-dessous ; les différents outils analytiques seront détaillés séparément (§ 3.2.) pour faciliter la lecture de ce chapitre.

Identification des paragenèses

Cette première partie permet de caractériser les phases minérales néoformées, susceptibles d'avoir piégé des fluides lors de leurs croissances. En se basant sur les principes simples de superposition texturale, d'inclusion, de recoupement et de remplacement, il est possible d'établir la chronologie relative de formation des différentes phases diagénétiques. Les observations pétrographiques ont été faites en microscopie optique classique, en Microscopie Electronique à Balayage (MEB) et en cathodoluminescence (CL-MEB) pour identifier les paragenèses porteuses d'inclusions fluides.

Caractérisation des inclusions fluides et approche interprétative

L'étude des inclusions fluides suit le protocole établi par Pironon (2002). Après avoir décrit leur localisation (ciment, microfracture, limite grain-auréole de quartz, zone de croissance...)

les inclusions fluides sont observées sous microscopie U.V. afin de différencier les systèmes aqueux (non fluorescents) des systèmes hydrocarbonés (fluorescents). Une procédure analytique complète est alors mise en oeuvre afin de déterminer les propriétés thermodynamiques de ces fluides comme suit :

- L'étude des systèmes aqueux débute par la microthermométrie afin de mesurer les températures de changement de phase des inclusions. L'analyse par microspectrométrie Raman est ensuite entreprise dans le but de déterminer leur concentration en méthane dissous, proxy de la pression de piégeage. Dans le cadre de cette étude, le système aqueux a été réduit au système H₂O-NaCl-CH₄, système le plus commun dans les réservoirs jurassiques de la Northern North Sea. A partir des données recueillies (transition de phase, salinité, solubilité du méthane), les équations d'état élaborées par le Duan Group (Duan *et al.*, 1992 ; Duan & Mao, 2006) nous permettent de modéliser les propriétés thermodynamiques des inclusions aqueuses (isochores et isoplèthes) en fonction de la pression et de la température (Figure 24B).
- L'étude des systèmes hydrocarbonés débute également par la microthermométrie afin d'étudier les changements de phases des inclusions hydrocarbonées. La caractérisation des fractions volumiques vapeur (ϕ_{vap}) est obtenue par microscopie confocale à balayage laser (MCBL) alors que la microspectrométrie infrarouge à transformée de Fourier (FT-IR) permet d'obtenir une composition semi-quantitative de la fraction gazeuse et de la longueur moyenne des chaînes aliphatiques. Les données recueillies (solubilité, transition de phase, volume molaire) permettent finalement d'obtenir les propriétés thermodynamiques (isoplèthes et isochores) des fluides hydrocarbonés en fonction de la température et de la pression à l'aide de la modélisation PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamics) (Montel, 1993 ; Thiéry *et al.*, 2000, 2002). Suite à cette étape, il est alors possible de définir les isoplèthes et isochores du système hydrocarboné (Figure 24B).

Modélisation de l'histoire d'enfouissement

Un modèle de bassin 3D de la zone d'étude a été réalisé par l'équipe Evapet (Projet Nouveaux, Total-La Défense) *via* le logiciel Temis 3D. Une extraction 2D a été réalisée pour chaque puits étudié. Les paléotempératures de chaque puits ont été calibrées avec les températures de fond de puits (BHT) et les données de réflectance de la vitrinite (VR_r). Les

gradients hydrostatiques et lithostatiques sont ensuite calculés en prenant une densité moyenne de 1 g/cm^3 pour la colonne d'eau et de $2,65 \text{ g/cm}^3$ pour la colonne de roche (représentée respectivement par les points barrés blancs et gris sur la Figure 24B).

Reconstitution du timing de piégeage des fluides (P-V-T-X-t)

Cette dernière étape de l'étude des inclusions fluides est la synthèse de l'étude pétrographique, des modélisations thermodynamiques des inclusions fluides et des modélisations de l'histoire d'enfouissement. D'après Roedder et Bodnar (1980), les conditions *PT* de piégeage de deux fluides immiscibles contemporains peuvent être estimés à l'intersection des isochores des deux fluides. En s'appuyant la modélisation de l'histoire d'enfouissement du réservoir en fonction du temps (*via* les modèles de bassin type Petromod ou Temis), il est alors possible d'estimer les conditions thermobarométriques (*PT*), la chimie (*X*), l'âge (*t*), et le régime de pression (hydrostatique ou en surpression fluide) au moment du piégeage des paléo-fluides (Pironon 2002, Bourdet 2008) (Figure 24B).

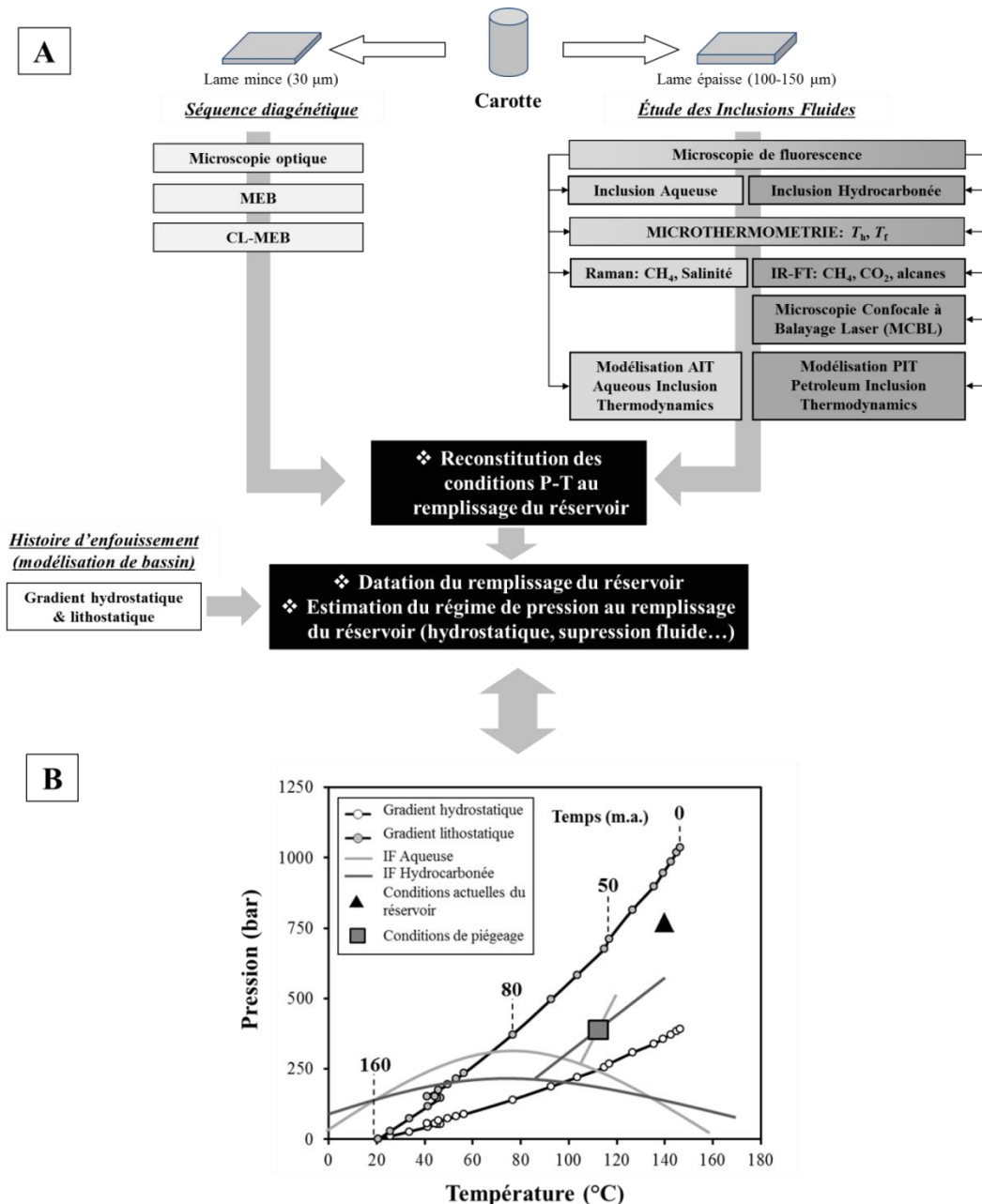


Figure 24: Procédure analytique de l'étude des inclusions fluides. A) Inventaire des différents outils analytiques et de modélisation afin d'estimer les conditions PT au moment du remplissage du réservoir ; (B) Synthèse des résultats obtenus après l'application de la procédure analytique (Bourdet, 2008, modifié).

Au moment de l'acquisition des données par spectrométrie Raman, un nouveau calibrage des mesures de la concentration en méthane était en cours de réalisation au laboratoire GeoRessources. Ainsi, il n'a pas été possible de calculer les concentrations de méthane dissous dans les inclusions aqueuses et donc d'en déduire leurs propriétés thermodynamiques. Seules les inclusions aqueuses de deux champs (Forvie North et Jura) ont pu être analysées

par le laboratoire brésilien du CETEM dans le but d'obtenir leurs concentrations en méthane (afin de modéliser leurs propriétés thermodynamiques). Pour les autres champs, une alternative a donc dû être trouvée pour pallier le manque d'information sur les concentrations en méthane.

Dans notre cas d'étude, la donnée essentielle est les conditions P - V - T - X - t minimum d'arrivée des fluides dans le réservoir (pour traiter les problématiques de l'impact des hydrocarbures et/ou de la surpression sur la qualité réservoir). Au lieu de tracer précisément les isoplèthes et isochores des systèmes aqueux, deux droites verticales ont été tracées à partir du mode de distribution de leur T_h . Le recoupement de ces droites avec les isochores des systèmes hydrocarbonés nous indique ainsi les conditions minimum de piégeages des fluides.

Dans le cas où les T_h entre les systèmes aqueux et hydrocarbonés sont relativement proches, nous notons peu de différence entre les conditions de piégeage réelles et celles issues de l'approximation des isochores aqueuses (Figure 25A). Dans le cas où les T_h entre les deux systèmes sont très différentes, on note une sous-estimation des conditions de piégeage par la méthode des isochores aqueuses simplifiée (Figure 25B). Dans les deux exemples, les conditions de piégeage simplifiées correspondent bien à un minimum des conditions P - V - T - X - t au moment du piégeage des fluides.

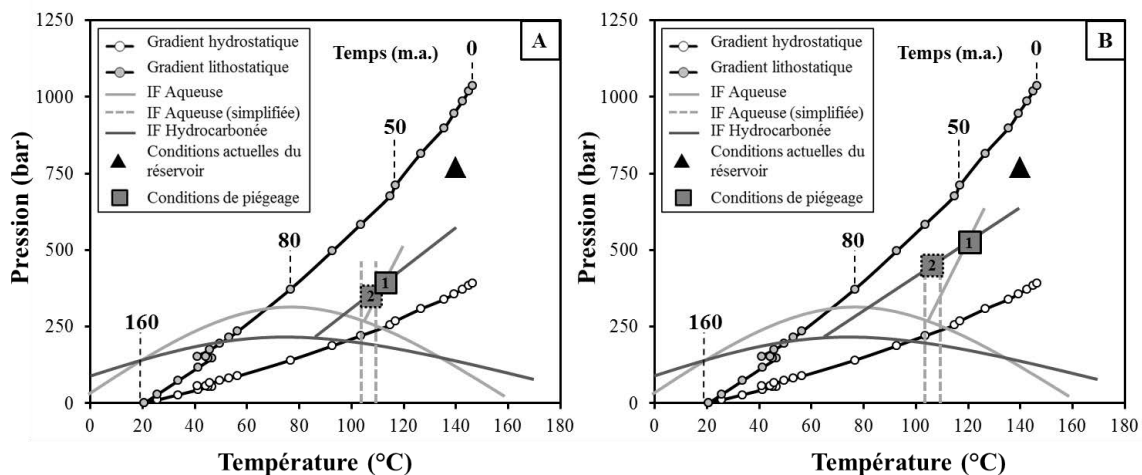


Figure 25: Simplification des reconstructions P - V - T - X - t au moment du piégeage des fluides en l'absence des données de concentration en méthane des inclusions aqueuses. A) Cas où la différence de T_h entre les systèmes aqueux et hydrocarbonés est minimale : Peu de différence entre les conditions de piégeage réelles (1) et simplifiées (2) ; B) Cas où la différence de T_h entre les systèmes aqueux et hydrocarbonés est importante : différence remarquable entre les conditions de piégeage réelles (1) et simplifiées (2).

3.2. Techniques analytiques

3.2.1. Préparation des échantillons

Les 183 lames minces couvertes (30 μm) utilisées pour l'étude pétrographique ont été réalisées au laboratoire de lithopréparation du CSTJF-TOTAL à Pau. Les plugs prélevés sur les carottes ont été nettoyés par une extraction soxhlet, avant leur imprégnation par une résine (Araldite CY 192-1) de couleur bleu ciel (colorant Waxoline blue) pour faciliter l'observation de la porosité. Des colorations de Dickson (1965) ont été effectuées sur une moitié de la lame mince pour identifier et différencier plus aisément certaines phases minérales en microscopie optique. L'alizarine, colorant rouge, sert à différencier principalement la calcite de la dolomite. Le ferricyanure de potassium, colorant bleu, permet de différencier les carbonates ferrifères des carbonates non ferrifères. Suivant le dégradé de couleur, il est également possible de déterminer, d'un point de vue qualitatif, la proportion de fer. Enfin, une partie de la lame mince a également été soumise à une attaque d'acide fluorhydrique suivie d'un bain de cobaltinitrite de sodium dans le but de colorer en jaune les feldspaths potassiques.

Les 41 lames épaisses polies (100-150 μm) utilisées pour l'étude des inclusions fluides ont été réalisées au laboratoire de lithopréparation de Nancy. Chaque lame épaisse a été décollée (à l'aide de plusieurs bains d'acétone et d'éthanol), puis découpée en une quinzaine de morceaux d'environ $1/2 \text{ cm}^2$ afin de pouvoir être étudiée par les différentes techniques analytiques présentées ci-dessous.

3.2.2. Microscopie optique

Les principaux objectifs de l'observation pétrographique sont d'identifier les différentes phases diagénétiques et de localiser les inclusions fluides dans les différents minéraux hôtes. Le microscope utilisé pour cette étude est un Leitz DMRP avec un grossissement maximum de $\times 500$. La microscopie optique sert essentiellement à définir la localisation, la taille, la forme, le nombre et la nature des phases présentes dans les inclusions. La reconnaissance détaillée au microscope optique des inclusions fluides s'est quant à elle effectuée sur microscope Olympus BX-50 avec un grossissement maximum de $\times 1000$.

La caractérisation pétrographique des inclusions fluides en termes de localisation, de populations et de typologie est particulièrement importante. Elle permet d'obtenir des

évidences texturales sur les relations et associations des différents types/populations d'inclusions fluides entre elles. Ces informations sont essentiellement à une interprétation correcte des données de caractérisation microthermométrique et chimique des IF.

3.2.3. Microfluorescence U.V.

L'étude pétrographique classique a été couplée à la microscopie U.V. afin de distinguer les inclusions aqueuses (non fluorescentes) des inclusions hydrocarbonées (fluorescentes). La fluorescence d'un composé organique est essentiellement conditionnée par sa concentration en composés aromatiques (Khavari Khorasani, 1987). Les observations de microfluorescence U.V. ont été effectuées à l'aide d'un microscope optique Olympus BX50 équipé d'une source d'épi-fluorescence filtrée à 365 ± 5 nm et d'un filtre d'émission LP400 nm.

Il n'a pas été fait d'estimation ou comptage quantitative de la présence d'inclusions hydrocarbonées dans les échantillons étudiés.

3.2.4. Microscope électronique à balayage (MEB)

L'intérêt premier du MEB est de pouvoir observer la structure minéralogique d'une roche avec un grossissement maximum de $\times 200000$. Son principe repose sur l'émission d'électrons secondaires et rétrodiffusés suite au bombardement électronique de l'échantillon. Les électrons secondaires permettent d'obtenir une information sur la surface de l'échantillon et les morphologies minérales alors que la rétrodiffusion d'électrons nous renseigne sur la masse des atomes qui le composent. Les observations permettent d'obtenir des informations texturales (relations texturales entre les minéraux, remplacement), morphologiques (type morphologique des phases minérales, caractère authigène ou détritique) et d'altération (figures de dissolution ..). On peut également obtenir des données de composition chimique des phases observées par analyse EDS ou cartographie 2D sur lame mince.

Les analyses au MEB ont été effectuées au Service Commun d'Analyses de l'Université de Lorraine au laboratoire Géoressources, sur un modèle Hitachi S2500 FEVEX.

3.2.5. Cathodoluminescence MEB (CL-MEB)

L'intérêt de la cathodoluminescence est de mettre en évidence les variations spatiales de teneurs en éléments traces dans les minéraux. Son principe s'appuie sur la luminescence (dans le domaine visible et U.V.) d'un échantillon soumis à un bombardement d'électrons. Les causes de cette luminescence sont différentes suivant les roches étudiées. Ainsi, pour les roches carbonatées, le principal activateur de luminescence est Mn^{2+} , et le principal inhibiteur est Fe^{2+} (Meyers, 1991 ; Savard *et al.*, 1995 ; Machel, 2000). Pour les roches silicoclastiques, la cathodoluminescence est associée au MEB (Rémond *et al.*, 1970), permettant de différencier les quartz détritiques des néoformations quartzieuses. Le ciment se forme en effet en surcroissance dans la continuité optique du grain détritique avec une concentration en éléments traces différentes. Le quartz est faiblement luminescent sous cathodoluminescence froide (Ramseyer *et al.*, 1989), c'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser la cathodoluminescence chaude couplée à un MEB (Houseknecht, 1991; Hogg *et al.*, 1992; Evans *et al.*, 1994; Pagel *et al.*, 2000). Les activateurs de la luminescence les plus fréquemment cités sont Al (Grant & White, 1978 ; Perny *et al.*, 1992), Li (Perny *et al.*, 1992), et Mn (Marshall, 1988).

Les analyses MEB-CL ont été effectuées au CSTJF-Total à Pau sur un MEB LEO 1450VP couplé d'une cathodoluminescence Gatan de type ChromaCL. Les images en couleur ont été acquises en utilisant des filtres RGB (Red, Green, Blue).

3.2.6. Microthermométrie

La microthermométrie vise à caractériser les températures de changement de phases des inclusions. Elle a été appliquée à la mesure des températures d'homogénéisation et de fusion des inclusions en faisant varier la température. A l'aide d'une platine microthermométrique, il est possible de faire varier la température de l'échantillon de -193 à +600°C avec une précision de 0,1°C. Pour pallier les dérives de la platine microthermométrique, un calibrage est effectué avant chaque série de mesure avec des inclusions standards à CO₂ pur ($T_f = -6,6^\circ C$) et très peu salées ($T_f = -0,4^\circ C$) pour les basses températures. Les standards utilisés pour les hautes températures sont des inclusions fluides naturelles piégées dans des quartz alpins ($T_h = 192,2^\circ C$). Cette étude a été effectuée sur un microscope Olympus BX-50

(grossissement maximum de x1000) couplé à une platine microthermométrique Linkam MDS-600.

Cas des inclusions aqueuses

Les mesures à chaud permettent de déterminer la température d'homogénéisation (T_h) des inclusions aqueuses renseignant sur les températures minimum de piégeage d'un fluide monophasique. Les mesures à froid des inclusions aqueuses permettent de mesurer les températures de début de fusion de la glace ou température d'eutectique (T_e) et de fin de fusion de glace (T_f). Les T_e , renseignent sur le type de sel dissous présent dans le système, tandis que les T_f renseignent sur la salinité du fluide, exprimé en poids % eq. NaCl d'après les équations de Bodnar (1993).

Cas des inclusions hydrocarbonées

De la même façon que les inclusions aqueuses, les mesures à chaud des inclusions hydrocarbonées nous renseignent sur les T_h du système. Les mesures à froid sont principalement utilisées dans le cadre des gaz à condensat (jusqu'à - 150 °C) permettant d'observer l'apparition d'une deuxième phase liquide conduisant donc à la formation d'un système triphasique (Liquide-Liquide-Vapeur ou LLV). La transition de ce domaine triphasique à un domaine diphasique suite au chauffage de l'inclusion est fonction de la concentration en méthane (Luks, 1983 ; Teinturier *et al.*, 2002 ; Grimmer *et al.*, 2003).

Dans le cas des inclusions hydrocarbonées comme dans celui des inclusions aqueuses, la T_h constitue une température minimum de piégeage de l'inclusion. Néanmoins, compte tenu du caractère très plat des isochores des systèmes hydrocarbonés, la T_h peut se trouver très éloignée et très en deçà de la température de piégeage vrai, de plusieurs dizaines de degré celsius, et ceci en fonction de la nature compositionnelle (plus ou moins grande maturité) du fluide hydrocarboné présent dans l'inclusion.

3.2.7. *Microspectrométrie Raman*

L'intérêt de la microspectrométrie Raman est d'identifier et de quantifier la composition moléculaire des inclusions aqueuses et notamment leur concentration en NaCl et CH₄. Son

principe repose sur la diffusion Raman propre à chaque espèce polyatomique sous l'excitation d'un faisceau monochromatique.

Pour l'analyse de la salinité, une mesure est faite à température ambiante (23°C). Le rapport d'intensité des bandes d'élongation de l'eau (liaison H à 3425 cm⁻¹ et liaison covalente à 3260 cm⁻¹) est approximée à une salinité exprimé en poids équivalent NaCl ou en molalité. Du fait de la biréfringence et de la polarisation du quartz, les mesures sont effectuées à l'extinction minérale (Dubessy *et al.*, 2002; Baumgartner & Bakker, 2009 ; Caumon *et al.*, soumis). Les analyses de salinité ont été faites dans le laboratoire Géoressources sur un spectromètre Labram (Horiba Jobin Yvon) couplé à un laser argon ionisé à 514.5 nm (Stabilite 2017, Newport Spectra Physics) à 200 mW. Un traitement de ligne de base et une soustraction du spectre du minéral hôte sont effectués via le logiciel Labspec (©DILOR).

La concentration en méthane dissous dans l'eau est obtenue par une mesure à température d'homogénéisation en couplant au spectromètre Raman une platine microthermométrique Linkam MDS-600 (Dubessy *et al.*, 2001 ; Guillaume *et al.*, 2003 ; Caumon *et al.*, soumis).

3.2.8. Modélisation AIT (*Aqueous Inclusion Thermodynamics*)

La procédure AIT a pour but de modéliser le comportement thermodynamique des inclusions aqueuses simplifié au système H₂O-CH₄-NaCl à partir de l'équation d'état de Duan et Mao (2006). En entrant les concentrations de CH₄, NaCl et la température d'homogénéisation, ce modèle permet de calculer l'isoplethe du système dans un diagramme *PT*. L'isochore est calculée à partir de l'équation d'état de Zhang & Frantz (1987) pour le système H₂O-NaCl puisque la détermination des isochores des systèmes H₂O-NaCl-CH₄ n'a pas été réalisée à ce jour.

3.2.9. Microspectroscopie Infrarouge à transformée de Fourier (IR-FT)

L'intérêt de la spectroscopie infrarouge est de caractériser semi-quantitativement le contenu moléculaire des inclusions hydrocarbonées. Son principe repose sur la simplification de la composition du fluide suivant des règles de mélange connues. Ce type d'analyse permet d'obtenir une composition molaire en méthane, en alcanes et en CO₂ (Pironon *et al.*, 2001). Un rapport CH₂/CH₃ est également calculé afin d'estimer la longueur moyenne des chaînes

aliphatiques (Pironon & Barrès, 1990). Ce rapport est lié à la densité du fluide et par extension à son degré de maturité. Les huiles matures auront un rapport faible alors que les huiles immatures auront un rapport élevé.

Les analyses de spectrométrie IR ont été réalisées au département infrarouge du LEM-ENSG sur un spectromètre de type Bruker Equinox-55. Les spectres obtenus sont corrigés des contaminations atmosphériques dues au CO₂ et à la vapeur d'eau. Un traitement de ligne de base et une soustraction du spectre du minéral hôte sont également effectués via le logiciel OPUS (©Bruker).

3.2.10. Microscopie confocale à balayage laser (MCBL)

L'intérêt de cet outil analytique est de reconstituer le volume des inclusions hydrocarbonées fluorescentes afin d'estimer le rapport volumétrique entre la phase liquide et la phase gazeuse à température ambiante (Pironon *et al.*, 1998 ; Aplin *et al.*, 1999, Bakker & Diamond, 2006). Les systèmes confocaux sont composés d'une ou plusieurs sources laser, d'un système de balayage, d'un microscope optique, d'un ou plusieurs détecteurs et d'une unité informatique dédiée à l'acquisition et au traitement d'images. Le principe repose sur l'acquisition d'images dans plusieurs plans confocaux parallèles, de pas variables suivant l'axe z avec une résolution latérale et verticale respectivement de 0,1 µm et 0,2 µm. Le volume de l'inclusion est reconstitué suite à l'assemblage des images 2D sous le logiciel ImageJ. Le volume de la bulle de gaz est calculé par approximation sphérique ou cylindrique suivant la morphologie de l'inclusion. La fraction volumique vapeur (ϕ_{vap}) en fonction de la T_h permet en outre de corréler la composition de l'inclusion avec l'un des 6 grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008).

Les analyses ont été réalisées sur un système Biorad Rainbow équipé d'un laser Argon de longueur d'onde 488 nm. Ce système est couplé à un microscope inversé Nikon Eclipse TE2000-U (objectif à immersion $\times 100$). L'huile d'immersion utilisée (Nikon, Type A) possède un indice de 1,515 à 25°C proche de celui du quartz (1,544).

3.2.11. Modélisation PIT (*Petroleum Inclusion Thermodynamics*)

Les propriétés thermodynamiques et compositionnelles des inclusions fluides hydrocarbonées sont modélisées à l'aide du logiciel PIT (Montel, 1993 ; Thiéry *et al.*, 2000, 2002).

Basé sur les équations de Peng-Robinson (1976), ce modèle repose sur deux paramètres, alpha et bêta, représentant respectivement la composition de la fraction d'alcane lourds (> C10) et d'alcane légers (< C10). Les paramètres d'entrée ont été décrits précédemment et sont la température d'homogénéisation déterminée par microthermométrie, la fraction vapeur, et une donnée supplémentaire sur la teneur en CO₂ déterminée par spectrométrie FT-IR. Les paramètres de sortie sont la composition de l'huile et les isoplèthes/isochores associées en fonction de la température et de la pression.

3.3. Modélisation diagénétique (Touchstone)

Le logiciel Touchstone est un outil de modélisation diagénétique développé en 2001 par la société Geocosm (responsables scientifiques sont Linda M. Bonnell et Robert H. Lander) dans le cadre du consortium « Quantitative Prediction of Sandstone Reservoir Quality » (RQC). Financé par de nombreuses compagnies pétrolières (Total, BP, Chevron Texaco, Petrobras, Shell ou encore Exxon Mobil...), l'objectif du consortium RQC est de développer des méthodes permettant de prédire au mieux les qualités des réservoirs gréseux. L'intérêt de ce logiciel est de simuler l'impact des principaux processus diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs silicoclastiques et repose principalement sur la modélisation de la compaction et de la cimentation quartzreuse (Lander & Walderhaug, 1999 ; Lander *et al.*, 2008).

3.3.1. Les paramètres d'entrée et d'optimisation du modèle

Les paramètres d'entrée sont nombreux et de plusieurs ordres. Les premières données essentielles du modèle sont les propriétés pétrographiques et pétrophysiques détaillées de chaque échantillon. Les données pétrographiques comprennent les comptages de point de la minéralogie, de la taille/tri des grains de quartz et du coating des grains de quartz. Ces données constituent la base des modélisations en conditionnant le volume intergranulaire des

grès au moment du dépôt (i.e. porosité initiale) ainsi que les surfaces libres pour la nucléation des cimentations de quartz.

Le deuxième paramètre d'entrée est la paragenèse minérale. La chronologie des cimentations (autres que le quartz) en pore-filling et/ou en remplacement est renseignée suivant les paramètres d'âge, de température et/ou de profondeur.

Enfin, l'histoire d'enfouissement est le dernier paramètre d'entrée de la modélisation Touchstone. Il permet de renseigner l'évolution de la profondeur, la température, la pression et la contrainte effective en fonction du temps. L'historique de saturation du réservoir (S_w) est une donnée facultative à renseigner si l'utilisateur désire tester l'impact du chargement en hydrocarbures sur les cimentations.

Ces différents inputs sont utilisés afin de calibrer les paramètres principaux du modèle à savoir le module de compaction et le module de cimentation du quartz (Figure 26). Dans le cas où les valeurs modélisées et mesurées divergent, Touchstone permet d'optimiser le module de compaction en ajustant la ductilité des grains et l'impact des ciments. La cinétique des ciments de quartz peut également être ajustée en optimisant l'énergie d'activation. La loi d'Arrhenius décrivant la précipitation du quartz s'écrit (eq. 8):

$$k = A \times \exp \frac{-Ea}{RT} \quad (8)$$

où k est le taux de précipitation du quartz par unité de surface ($\text{mol}/\text{cm}^2\text{s}$), A est une constante ($\text{mol}/\text{cm}^2\text{s}$), Ea est l'énergie d'activation pour la précipitation du quartz (J/mol), R est la constante des gaz parfaits ($8,314 \text{ J}/\text{mol K}$), et T est la température (K).

Enfin, il est possible de définir l'impact des hydrocarbures par une loi de retard sur les cimentations quartzieuses. La loi utilisée dans cette étude est dérivée des travaux de Worden (1998) et a été élaborée par l'équipe RGM (CSTJF-TOTAL). Elle exprime quantitativement le facteur d'inhibition en fonction du paramètre S_w .

3.3.2. Formalisme d'une modélisation diagénétique sous Touchstone

Le principe général de la modélisation Touchstone est de se servir des données de puits (paramètres d'entrée du modèle) afin de prédire la qualité réservoir d'un prospect de lithologie similaire (Figure 26).

La première étape consiste à calibrer les deux paramètres principaux du modèle (compaction et cinétique de cimentation du quartz) avec les données du puits. Ces dernières sont les données pétrophysiques (porosité, perméabilité), les données pétrographiques (comptage de point et paragenèse), et l'historique d'enfouissement du réservoir (profondeur, température, contrainte effective, saturation en eau).

Une fois le modèle correctement calibré, la deuxième phase de la modélisation diagénétique se porte sur l'analyse critique des résultats, en particulier sur la signification « géologique » des paramètres optimisés. Ainsi, si ces paramètres semblent géologiquement irréalistes (i.e. rigidité des grains de quartz > rigidité des argiles), il faut envisager une modification des paramètres d'entrée les plus discutables (histoire d'enfouissement, timing d'arrivée des hydrocarbures etc...). Cette dernière étape consiste donc en l'élaboration de différents scénarios dans le but de tester les différentes hypothèses conduisant aux propriétés pétrophysiques et pétrographiques actuelles du réservoir. Dans le cas où les paramètres optimisés sont dit « géologiquement » raisonnables, le modèle est correctement calibré et prêt à servir d'analogie pour l'évaluation de prospect.

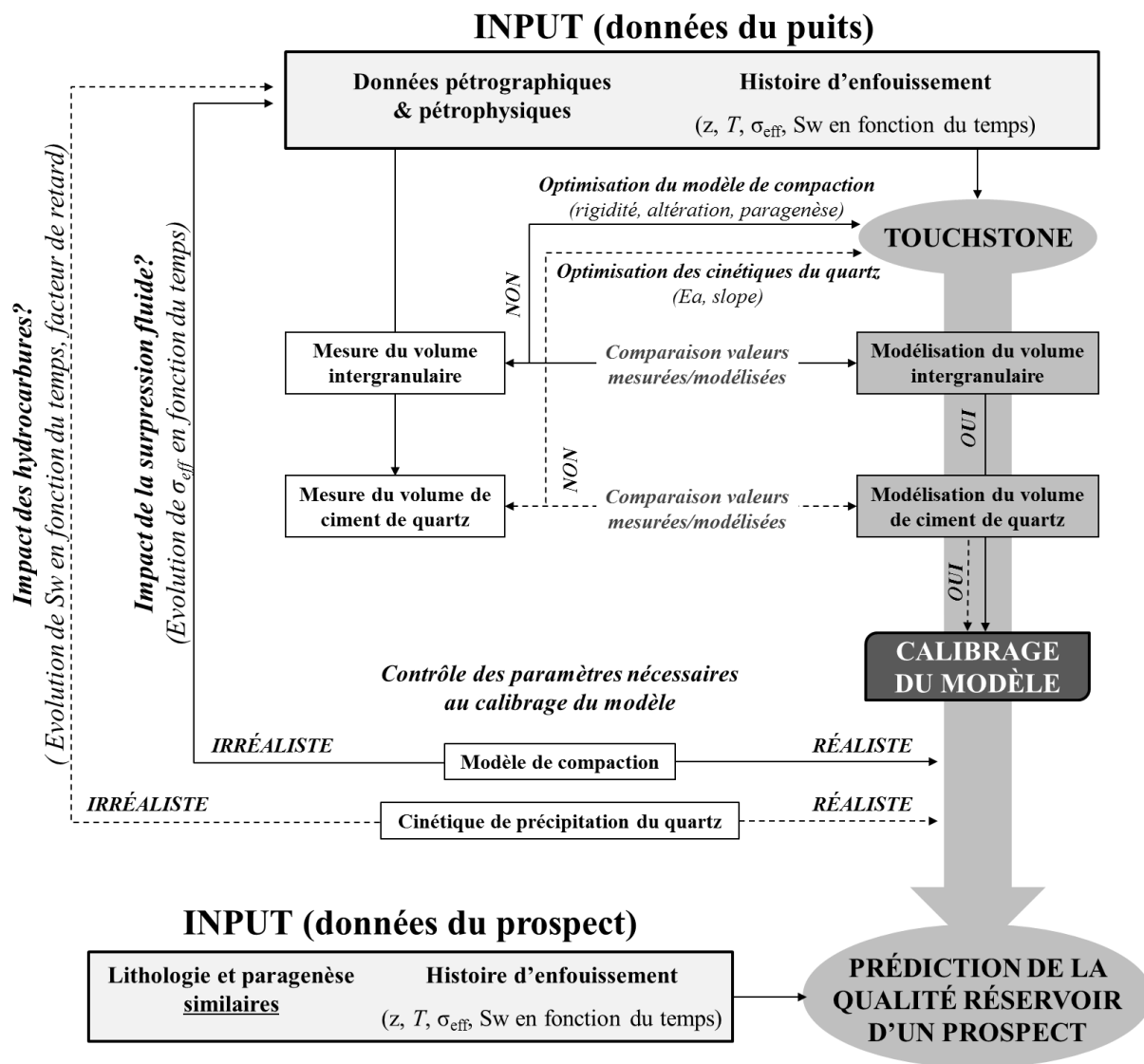


Figure 26 : Formalisme d'une étude de modélisation géochimique sous Touchstone. La première étape consiste à calibrer les principaux paramètres du modèle (paramètres de compaction et de cinétique de cimentation du quartz). La deuxième étape consiste en l'analyse des paramètres optimisés. La dernière étape porte sur la prédiction de la qualité réservoir d'un prospect dont les caractéristiques lithologiques sont similaires à celles du modèle calibré.

3.4. Avant-propos sur la présentation des résultats pétrographiques

3.4.1. Composition minéralogique

La composition minéralogique actuelle des grès est présentée sous forme de diagramme ternaire Quartz-Feldspath-Lithique ou QFL selon la classification de Folk (1974). Le pôle Quartz représente tous les grains détritiques reconnus en comptage, monocristallins et polycristallins. Le pôle Feldspath regroupe les feldspaths de type plagioclase et potassique. Le pôle Lithique regroupe les fragments de roches sédimentaires, plutoniques et métamorphiques, c'est-à-dire les grains détritiques multiminéraux. Dans cette nomenclature, les grains détritiques de micas ne sont pas pris en compte.

L'instabilité chimique de certains minéraux, notamment les feldspaths (mais aussi les grains lithiques ou les micas), induit une altération et/ou dissolution totale ou partielle avec l'enfouissement. Il est cependant possible de calculer la quantité initiale de feldspath (F_i) d'après l'équation 9, afin d'estimer la composition minéralogique du sédiment au moment du dépôt à travers un diagramme Q- F_i -L :

$$\text{Feldspath initial } (F_i) = F + \Phi^{Ind} + F_{rp} \quad (9)$$

où F est la somme des feldspaths, Φ^{Ind} , la porosité secondaire liée à la dissolution des feldspaths, et F_{rp} , les ciments de remplacement des feldspaths altérés et/ou dissous.

Une des particularités des grès étudiés est la présence de nombreux micas pouvant atteindre jusqu'à 10% du volume total de la roche. Un deuxième diagramme ternaire nommé Q-F-M (Quartz-Feldspath-Mica) est utilisé afin d'apprécier les différences de quantités de mica. L'intérêt de ce diagramme est d'obtenir une lecture rapide des différents minéraux instables mécaniquement et chimiquement.

Ainsi, le pôle M est constitué de la somme des micas et des fragments lithiques (eq. 10) :

$$M = \text{Lithiques} + \text{Micas} \quad (10)$$

De la même façon que pour les feldspaths, les micas sont souvent altérés et remplacés par différents ciments (principalement de type kaolinite) avec l'enfouissement. Les quantités initiales de micas peuvent donc être estimées par la formule (eq. 11) :

$$\text{Micas initial } (M_i) = L + M + M_{rp} \quad (11)$$

où L est la somme des fragments lithiques, M est la somme des micas et M_{rp} les ciments de remplacement des micas altérés.

3.4.2. L'importance relative de la compaction et de la cimentation

La porosité d'un sédiment silicoclastique au moment de son dépôt est principalement fonction de la taille et du tri des grains de quartz. Pour un sable propre et bien trié, la porosité dépositionnelle oscille entre 35 et 45 % du volume total de la roche (Beard & Weyl, 1973 ; Wilson & McBride, 1988 ; Lundegard, 1992). Dans le cadre de cette thèse, la porosité primaire initiale de chaque échantillon a été calculée à partir du logiciel Touchstone, s'appuyant à la fois sur les travaux de Beard & Weyl (1973), et sur des travaux expérimentaux non publiés réalisés dans le cadre du consortium Geocosm (2001).

Au cours de l'enfouissement, la porosité d'un sédiment silicoclastique est réduite par la combinaison de la compaction mécanique/chimique et de la cimentation. L'importance relative de la perte de porosité par compaction (CoPL) ou par cimentation (CePL) peut être calculée à partir des équations d'Ehrenberg (1989) (eq. 12 et 13) :

$$CoPL = P_i - \frac{(100 - P_i) \times IGV}{100 - IGV} \quad (12)$$

$$CePL = (P_i - CoPL) \times \frac{C}{IGV} \quad (13)$$

où P_i est la porosité intergranulaire initiale au moment du dépôt, IGV est le volume intergranulaire final et C est la somme des ciments intergranulaires. Les valeurs sont exprimées en pourcentage du volume total de la roche (ou % volumique).

L'importance relative de la cimentation par rapport à la compaction peut être représentée par deux diagrammes. Le premier met en relation le CoPL en fonction du CePL (Figure 27A). Ce type de diagramme permet de différencier les échantillons dont la perte de porosité intergranulaire est principalement liée à la compaction et/ou à la cimentation. Le second diagramme met en relation l'IGV avec la somme des ciments intergranulaires (Figure 27A B, modifié d'après Houseknecht, 1987 ; Ehrenberg, 1989). Ce type de diagramme permet d'apprécier quantitativement les facteurs responsables de la perte de porosité d'un sédiment. Sur la Figure 27, les porosités intergranulaires sont représentées par des diagonales noires sur le diagramme et sont calculées comme suit (eq. 14):

$$\text{Porosité intergranulaire} = IGV - C \quad (14)$$

où *IGV* est le volume intergranulaire final et *C* est la somme des ciments intergranulaires.

La diagonale en pointillés noirs sépare le domaine dans lequel la compaction a été plus prédominante dans la perte de porosité (en bas à gauche sur le diagramme) du domaine dans lequel la cimentation a été plus importante que la compaction (en haut à droite sur le diagramme). La valeur maximale de l'IGV (- matrice) est définie par l'hypothèse selon laquelle les sables bien triés ont une porosité initiale de 40%. Ehrenberg (1989) a souligné l'importance du choix de cette valeur pour l'interprétation de ce type de graphique. La taille et le tri des grains pouvant être très variables suivant les échantillons étudiés, il convient de choisir cette valeur avec précaution. Dans le cadre de cette étude, les valeurs de porosité initiale ont été calculées pour chaque échantillon à l'aide du logiciel Touchstone, permettant ainsi de définir précisément la valeur maximale (initiale) de l'IGV par échantillons. Globalement ces valeurs varient de 35 à 40 % pour les échantillons étudiés, ce qui est dans la fourchette des valeurs admises/mesurées pour ce type de sédiments.

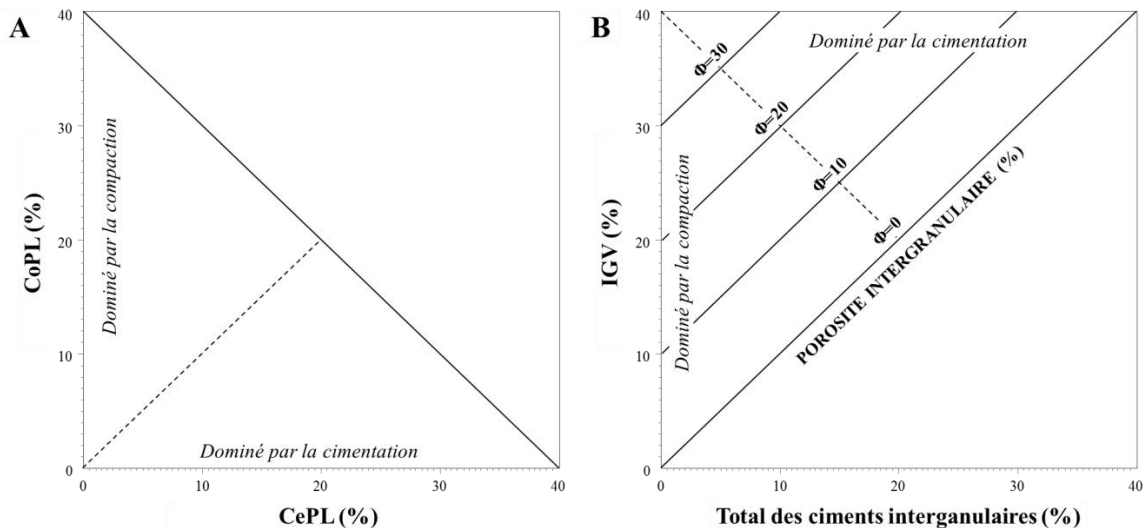


Figure 27: L'importance relative de la compaction et de la cimentation dans la perte de la porosité intergranulaire. A) Diagramme représentant la perte de porosité par compaction (CoPL) en fonction de la perte de porosité par cimentation (CePL) (Ehrenberg, 1989). B) Diagramme représentant l'IGV final en fonction de la somme des ciments intergranulaires (modifié d'après Houseknecht, 1987 ; Ehrenberg, 1989). Les droites noires représentent les isoporosités intergranulaires. Dans les deux diagrammes, la diagonale en pointillés noirs sépare le domaine dans lequel la compaction a été le processus dominant de celui dans lequel la cimentation a été plus importante que la compaction.

Nous terminerons ce chapitre outils et méthode par le travail réalisé sur le développement analytique dans le but de mieux comprendre les résultats présentés dans le chapitre IV.

3.5. Investigation sur l'évolution post-piégeage des inclusions aqueuses

De récents travaux effectués au laboratoire Géoressources (non publiés) ont montré des concentrations de méthane anormalement élevées (i.e. > 3 molal) au sein de certaines inclusions aqueuses piégées dans les ciments de quartz, calcite dolomite et anhydrite dans des réservoirs ne dépassant pas 4000 mètres d'enfouissement. Les reconstructions thermobarométriques pour ces inclusions conduisent à des estimations PT de piégeage supérieures au gradient lithostatique des réservoirs étudiés, ce qui paraît « géologiquement » irréaliste.

Ces observations nous ont conduits à nous interroger sur l'origine de telles concentrations de méthane anormalement élevées, puisque la teneur en méthane des inclusions aqueuses constitue une donnée essentielle à la reconstruction thermobarométrique du piégeage des paléo-fluides. Omniprésents dans les eaux de formation des bassins sédimentaires, les acides

acétique et formique peuvent conduire à la formation de CH₄, CO₂ ou encore H₂ lors de leur décarboxylation (Carothers & Kharaka 1978, Surdam & MacGowan 1987). L'hypothèse selon laquelle ces composés pourraient être générés dans les inclusions aqueuses après le piégeage, nous amène à envisager que les concentrations de CH₄ mesurées dans les inclusions aqueuses ne reflètent peut-être pas les concentrations initiales au moment du piégeage.

Afin de vérifier cette hypothèse, des travaux expérimentaux ont été réalisés dont les résultats ont fait l'objet d'un article scientifique (accepté pour publication 2013 dans la revue *Geofluids*) et sont présentés ci-dessous :

3.5.1. Article 1: *In situ* decarboxylation of acetic and formic acids in aqueous inclusions as a possible way to produce excess CH₄ (accepted for publication 2013 in *Geofluids*)

Anthony ONG^{1,2}, Jacques PIRONON¹, Pascal ROBERT¹, Jean DUBESSY¹, Marie-Camille CAUMON¹, Aurélien RANDI¹, Olivier CHAILAN², Jean-Pierre GIRARD²

¹: Université de Lorraine, CNRS, CREGU, GeoRessources UMR 7359, Vandœuvre-lès-Nancy, F-54506, France

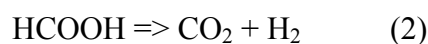
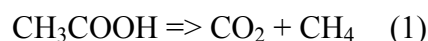
²: TOTAL, Centre Scientifique et Technique Jean-Féger, Pau, F-64018, France

ABSTRACT

Accurate reconstruction of diagenetic P-T conditions in petroleum reservoirs from fluid inclusion data relies on valid measurements of methane concentration in aqueous inclusions. Techniques have been developed (Raman spectrometry) to provide sufficiently accurate data, assuming measured methane concentration has not been modified after aqueous inclusion entrapment. This study investigates the likelihood that organic acids derived from petroleum fluids and dissolved in formation water might suffer decarboxylation upon post-entrapment heating within the fluid inclusion chamber, thereby generating excess CH₄ in the inclusions. Four different experiments were conducted in Fused Silica Capillary Capsules (FSCCs), mimicking fluid inclusions. The capsules were loaded with acetic (CH₃COOH) or formic (HCOOH) acid solution and were heated to 250°C for short durations (< 72hrs) in closed system conditions, with or without applying a fixed P_{H2}. Reaction products were characterized by Raman and FT-IR spectrometry. Results indicate that decarboxylation reactions did take place, at variable degrees of progress, and that measurable excess CH₄ was produced in one experiment using acetic acid. This suggests that methane may be produced from dissolved organic acids in natural aqueous inclusions in specific situations, possibly inducing errors in the thermodynamic interpretation.

INTRODUCTION

Organic acids are commonly found in sedimentary basins and have been extensively studied in oil-field waters for their impact on mineral diagenesis (Cooper & Bray 1963; Carothers & Kharaka 1978; Surdam *et al.*, 1989; Stoessell & Pittman 1990; McMahon *et al.*, 1995). Carboxylic acids are the most common organic acids in the subsurface, and are considered to originate mainly from the thermal degradation of organic matter (Surdam *et al.* 1989). In petroleum reservoirs, acetic (CH₃COOH) and formic (HCOOH) acids are the most commonly reported organic acids, and the concentration of the total organic acids can be as high as 10,000 ppm at temperature below 120°C. At higher temperatures these carboxylic acids are progressively destroyed as a result of thermal decarboxylation down to concentration as low as 100 ppm at 160°C (Carothers & Kharaka 1978). In reducing conditions such as those usually prevailing in the subsurface environment, the thermal degradation of both acetic (eq. 1) and formic (eq. 2 & 3) acids produces methane *via* the following reactions (Surdam & MacGowan 1987):



Because of their ubiquitous presence as dissolved species in formation waters between 80-120°C in active petroleum systems, acetic/formic acids are likely to be present in aqueous inclusions in diagenetic cements formed in petroleum reservoirs. The question therefore arises as to the stability of those organic acids confined to aqueous inclusions during subsequent burial and temperature increase. Indeed, fluid inclusion studies are often conducted in petroleum reservoirs with the aim of reconstructing thermobarometric conditions of diagenetic processes and fluid migration and accumulation history. In such studies, one critical parameter to be determined is the methane concentration in the liquid phase of aqueous inclusions, which is then used as a proxy in the calculation of paleo-pressure (Roedder & Bodnar 1980; Munz 2001; Pironon 2004). If methane concentration was modified as a result of post-entrapment thermal decarboxylation of dissolved organic acids, significant errors might be made in thermobarometric reconstructions derived from fluid inclusion data.

In recent unpublished studies, we measured unexpectedly elevated CH₄ concentrations in aqueous inclusions from petroleum reservoirs that cannot be explained by any resetting processes or heterogeneous trapping. The fact that such high concentrations could not be readily explained in the local geological context motivated the present study, in order to evaluate the extent to which carboxylic acids trapped in fluid inclusions could generate “excess” CH₄ as a result of thermal decarboxylation in closed system conditions.

We report here the results of experiments aiming at investigating thermal decarboxylation of acetic/formic acid in synthetic aqueous fluid inclusions. The approach relied on the use of fused silica capillary capsule (FSCC, Chou *et al.*, 2008) mimicking fluid inclusion allowing loading of solution and gas. This innovative technique has been specifically developed and successfully applied to characterize the chemical behaviour of fluid systems encountered in fluid inclusions and sedimentary basins. The decarboxylation of acetic and formic acid was simulated experimentally by isochoric heating of FSCC at 250°C. In one set of experiments, we applied a H₂ pressure to simulate reducing conditions of subsurface environments and optimize the reduction of CO₂ to CH₄ (reaction 3). Magnetite was used as a catalyst to promote the decomposition of the organic acids (Bell *et al.*, 1994; Chen & Bahnmann, 2000, McCollom & Seewald, 2003a,b).

EXPERIMENTAL

Preparation of Fused Silica Capillaries Capsules (FSCC)

A total of 8 FSCCs were created following the protocol established by Chou *et al* (2008). The capillary tubing has a round section with an external diameter of 360 µm and an internal diameter of 100 µm. For optical observation and spectroscopic analysis, the polyimide layer was removed by mildly torching the FSCC with a hydrogen flame prior to loading the sample.

The procedure for loading and sealing FSCC is as follows:

- Sealing of one end of a 10 cm tube,
- Loading of magnetite nanopowder (< 5 µm),
- Centrifugation at 13,000 rpm to concentrate the solid fraction in the sealed end,
- Loading of a 0.5 molal acetic or formic solution,

- Connection to a vacuum line (Figure 1), the sealed tip is placed in liquid nitrogen (-196°C) in order to freeze the solution,
- Air is flushed in the line with argon before vacuumed to a pressure of 10^{-3} mbar.

The tube is sealed with a torch and disconnected from the pressure line. The final length of the FSCCs can be variable and are kept under 2.5 cm long for fitting on a Linkam 22 mm window.

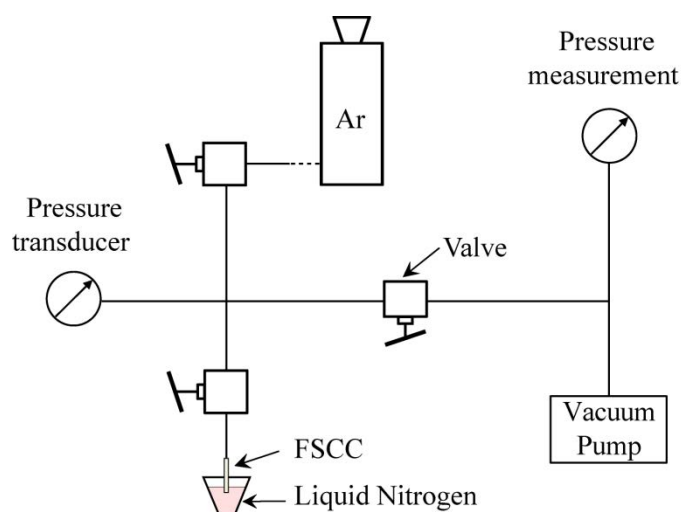


Figure 1: Schematic diagram of the FSCC loading system.

Heating protocols

Two different types of heating experiments were conducted:

- Experiment 1: a single FSCC was heated at a time at 250°C using a Linkam MDS600 stage. The induced reactions were monitored by performing Raman analyses after 2, 5, and 32 h directly on the stage while maintained at 250°C . The monitoring at 250°C with Infrared spectroscopy was used in one experiment (see results for the acetic acid experiments) in order to confirm the presence of CH_4 .
- Experiment 2: both FSCCs containing acetic acid or formic acid solution were placed into a sealed Au-Pd tube (which allows diffusion of H_2 at experimental temperature, but not Ar). The Au/Pd tube was placed in a specific autoclave designed to control and monitor H_2 fugacity and the P-T conditions (Figure 2). The apparatus is mainly composed of a PER 41 alloy autoclave that contains both the sample and an Au-Pd (52/48%) semi-permeable

membrane linked to a H₂ pressure line. The autoclave is connected to an Ar pressure line used to apply a fixed confining pressure (up to 250 bar), and an H₂ pressure line used to constrain experimental pressure (up to 50 bar) in the autoclave. The autoclave is installed in an oven allowing the temperature to be set and regulated up to 600°C. After air is evacuated out of the autoclave, Ar confining pressure is then fixed to 250 bar, and a continuous pressure of 10 bar of H₂ is applied to generate diffusion of H₂ into the FSCC. The total pressure of the autoclave, about 258 bar, is controlled using LabView software. The FSCCs were maintained at 250°C for 72 hours in these conditions. After cooling down the autoclave, both FSCCs were transferred to the Linkam stage, heated back to 250°C and Raman spectrometry was used to check the gas and dissolved species in the capillaries.

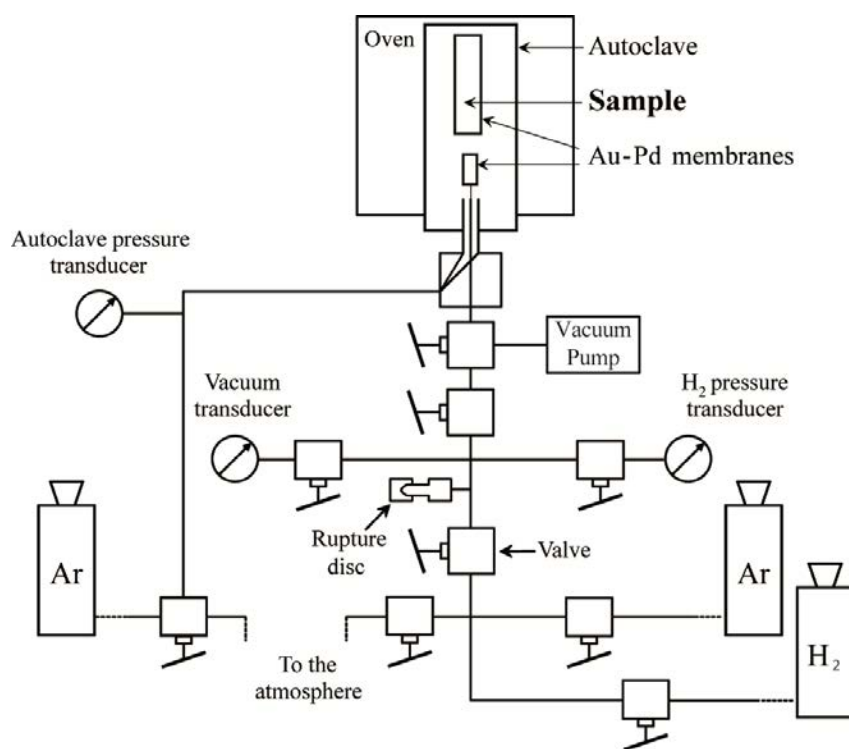


Figure 2: Schematic diagram of the H₂-controlled experimental line (Exp. 2).

Raman and infrared microspectrometry

Raman spectrometry analyses of the liquid and gas in the FSCC were performed using a Labram spectrometer (Horiba Jobin Yvon) using a 514.5 nm radiation at 200 mW produced by an Ar⁺ laser (Stabilite 2017, Newport Spectra Physics). Labspec software (Horiba Jobin Yvon) was used for spectral and baseline treatment. Methane presence was checked by

Infrared microspectrometry. The IR analyses were performed using a Bruker Equinox-55 microspectrometer. OPUS (©Bruker) software was used for baseline treatment and correction for atmospheric CO₂ and water vapour. The FSCCs were analysed directly at the suited temperature (accuracy of ± 0.1°C) using a Linkam MDS600 heating stage connected to the Raman and IR micro-spectrometer (note: the quartz window was replaced by a sapphire window for the Infrared analyses in transmission mode).

RESULTS

Decarboxylation of acetic acid (CH₃COOH)

Experiment 1 (no H₂)

Raman analyses of the liquid phase at 250°C shows the –CH₃ (2492 cm⁻¹), =CO (1749 cm⁻¹) and –OH (~3400 cm⁻¹) vibrations diagnostic of acetic acid (Figure 3A). After 32 h at 250°C, no distinct evolution in the intensity of Raman scattering peaks was observed, indicating that decarboxylation reaction proceeds relatively slowly. However, Raman analyses of the vapour phase (Figure 3B) record the characteristic peaks of CO₂ (1285, 1388 cm⁻¹) and CH₄ (2910 cm⁻¹). IR microspectrometry of the vapour phase confirmed the presence of CO₂ and well-identified CH₄ (Figure 3C). The presence of these decarboxylation products therefore indicates that thermal degradation of acetic acid (according to eq. 1) occurred.

Experiment 2 (with H₂)

Raman analyses of the liquid phase after 72 h at 250°C under P_{H₂} yielded the characteristic peaks of acetic acid as in experiment 1. In the same manner, no clear diminution of intensity was observed in the –CH bound Raman signal, indicating a relatively slow initiation of the decarboxylation reactions.

Raman analyses of the vapour phase showed the presence of an H₂ peak (4155 cm⁻¹) confirming diffusion of H₂ through the FSCC. However, in contrast to experiment 1, no CH₄ and CO₂ signal was recorded in the vapour phase (Figure 3A & B), suggesting that in experiment 2 acetic acid degradation is unexpectedly slower.

The Raman analyses of the magnetite do not show any change in mineralogy neither after 32 h of heating in experiment 1 nor after 72 h of heating (with P_{H₂}) in experiment 2.

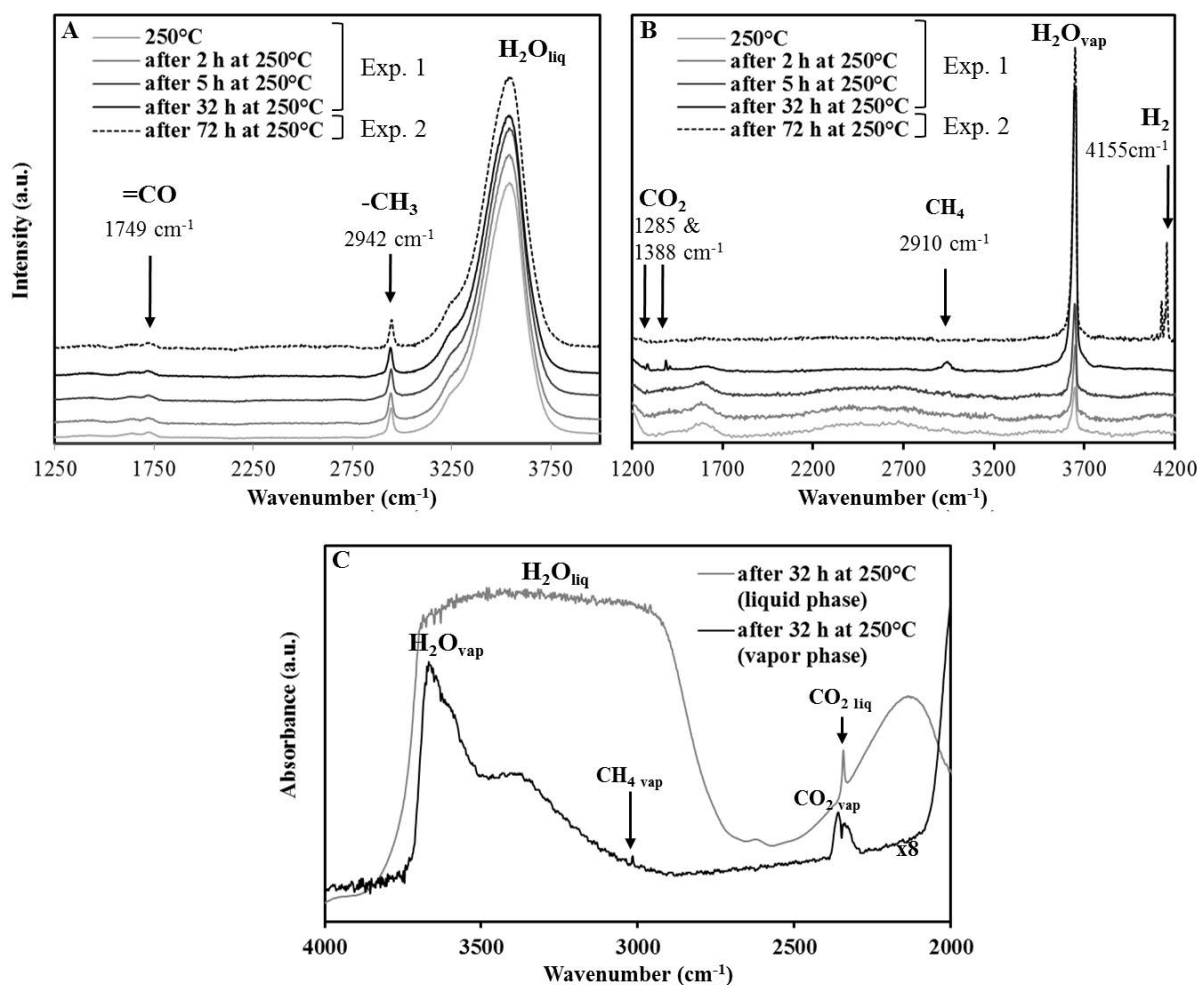


Figure 3: Raman and IR microspectrometry results for experiments 1 & 2 using acetic acid. A) Raman analyses of the liquid phase after 2, 5, 32 (Exp. 1), and 72 h (Exp. 2) at 250°C. B) Raman analyses of the vapour phase after 2, 5, 32 (Exp. 1), and 72 h (Exp. 2) at 250°C. C) IR analyses of the liquid and vapour phase after 32 h at 250°C (Exp. 1).

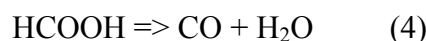
Decarboxylation of formic acid (HCOOH)

Experiment 1 (no H₂)

Raman analyses of the liquid phase at 250°C exhibit the characteristic peaks of =CO (1749 cm⁻¹) and -CH (2492 cm⁻¹) bonds and an -OH stretching band (~3400 cm⁻¹) (Figure 4A). After 2 h heating at 250°C, the intensity of the -CH and =CO peaks decreased, indicating onset of decarboxylation reaction. After 5 h, the peaks disappeared, indicating complete decarboxylation according to reaction (2).

In the vapour phase, the production of CO₂ and H₂ (Figure 4B) is observed after 2 h at 250°C. Disappearance of the H₂ peaks after 5 h is likely related to the diffusion of H₂ molecule

through out of the FSCC. This may be the cause for the lack of reduction of CO₂ into CH₄ (reaction (3)). Finally, the presence of CO (2143 cm⁻¹) at all durations is attributed to the dehydration of formic acid (reaction (4)) before decarboxylation:



Experiment 2 (with H₂)

Raman analyses of the liquid phase show a slight decrease in intensity of the peaks assigned to the functional groups of the carboxylic acid –CH and =CO, suggesting the degradation of formic acid started (Figure 4A).

In the vapour phase, the diagnostic peaks of CO₂, H₂ and CO were observed (Figure 4B) as in experiment 1. Despite the reducing conditions provided by applying a significant P_{H₂}, the process of CO₂ reduction to CH₄ (reaction (3)) was not initiated. The presence of tiny peaks around 3080 cm⁻¹ which cannot be assigned to any species in a vapour phase can also be noticed: they are assigned to pollution at the surface of the capillary.

The Raman analyses of the magnetite do not show any change in mineralogy neither after 32 h of heating in experiment 1 nor after 72 h of heating (with P_{H₂}) in experiment 2.

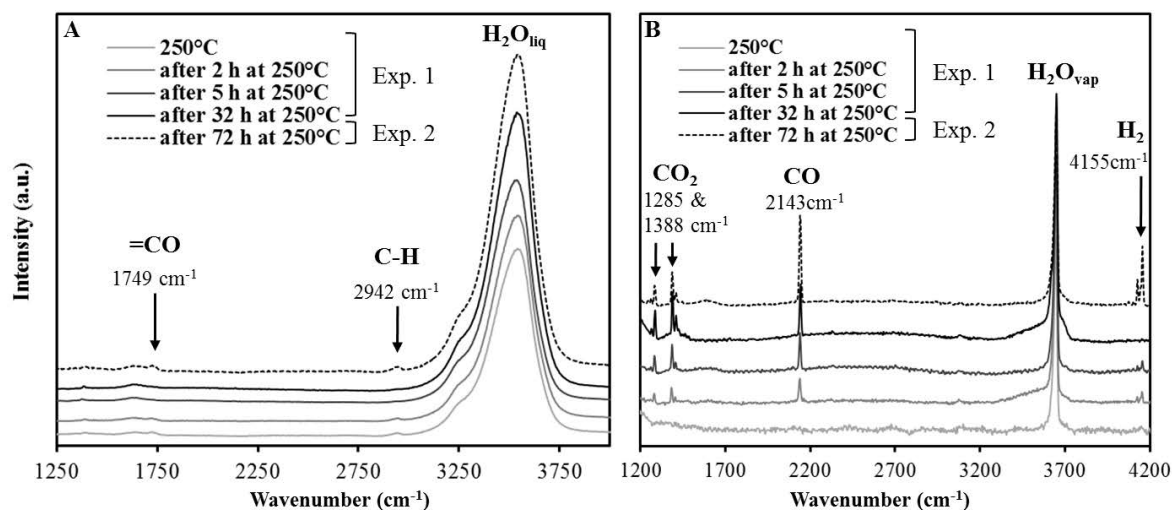


Figure 4: Raman microspectrometry results for experiments 1 & 2 using formic acid. A) Raman analyses of the liquid phase after 2, 5, 32 (Exp. 1), and 72 h (Exp. 2) at 250°C. B) Raman analyses of the vapour phase after 2, 5, 32 (Exp. 1), and 72 h (Exp. 2) at 250°C.

DISCUSSION

The main results of the experiments carried out in the present study are summarized in Table 1.

Table 1: Reaction products observed to form following heating at 250°C over durations no greater than 72 hours

	Acetic Acid	Formic Acid
Exp. 1 (no H ₂ , 32 h)	CO₂, CH₄ (Partial decarboxylation)	CO₂, CO, H₂ (Complete decarboxylation)
Exp. 2 (with H ₂ , 72 h)	No products (No decarboxylation)	CO₂, CO, H₂ (Partial decarboxylation)

In experiment 1, the thermal degradation of acetic acid (in the presence of magnetite) producing CH₄ and CO₂ was initiated after 32 h heating at 250°C. Previous studies of this reaction showed that degradation of acetic acids in the absence of catalyst generates methane after 479 h of heating at 200°C (Kharaka *et al.* 1983). Our results therefore demonstrate the catalytic effect of magnetite in the decarboxylation of acetic acid.

The results of experiment 1 also illustrate the rapid kinetics of formic acid decarboxylation with production of measurable CO₂, CO and H₂ after only 2 h heating at 250°C, with complete decarboxylation (disappearance of –CH and =CO bonds) after 5 h heating. However, reduction of CO₂ to CH₄ did not take place, calling for at least two possible explanations. First, the duration of the experiment may not have been long enough. Indeed, according to McCollom & Seewald (2003a), no clear evidence of methane generation (in the presence of magnetite) from formic acid solution [0.23 M] occurs, even after 140 h heating at 250°C. Second, the diffusion of produced H₂ out of the FSCC after 5 h heating might have precluded the initiation of reaction (3) and the reduction of CO₂ (note: this is not a problem in the case of the experiment with acetic acid because there is no production of H₂).

In experiment 2, contrary to one might have expected, the addition of H₂ did not help the reduction of CO₂ (reaction (3)) as no production of CH₄ is observed either from acetic or

formic acid. Rather, addition of H_2 appears to actually slow down the decarboxylation of formic acid. This can be explained by Le Chatelier's principle, according to which higher P_{H_2} shifts the reaction equilibrium towards the reactants, thereby inhibiting the formation of CO_2 (reaction (1)) in the system.

Due to significant evaporation of water through the FSCC over time, it is not possible to precisely quantify the concentration of methane generated from acetic acid after 32 h at $250^\circ C$ in experiment 1.

These experimental results do show that it is possible to generate CH_4 and CO_2 from the thermal degradation of acetic acids after 32 h of heating at $250^\circ C$ in the FSCCs, that may help to explain the natural aqueous inclusions with high CH_4 concentration in petroleum basins.

To better understand the impact that the generation of such concentrations of methane might have, the thermodynamic properties of an aqueous inclusion have been calculated from the equation of state of Duan *et al.* (1992). This virtual inclusion supposed to be trapped at $100^\circ C$ with a composition that we can find in common petroleum environment (i.e. $[CH_4] = 0.1$ molal; $[NaCl] = 1.5$ molal). The simulation of the total decarboxylation of 1,000 (scenario 1) and 5,000 ppm (scenario 2) of acetic acids (Carothers & Kharaka 1978; Surdam *et al.* 1989) have been performed by adding respectively 0.02 and 0.08 molal of CH_4 to the initial aqueous inclusion concentration (Figure 5). In the first scenario, the calculation shows a difference of homogenization pressure at $100^\circ C$ of about 90 bar. In the worst case scenario (scenario 2), the difference of homogenization pressure could be as high as 495 bar at $100^\circ C$. As a consequence, it can be hypothesized that such quantities of "excess" CH_4 derived from decarboxylation of organic acids may affect proper interpretation of methane concentration in aqueous inclusions as a proxy for trapping pressure.

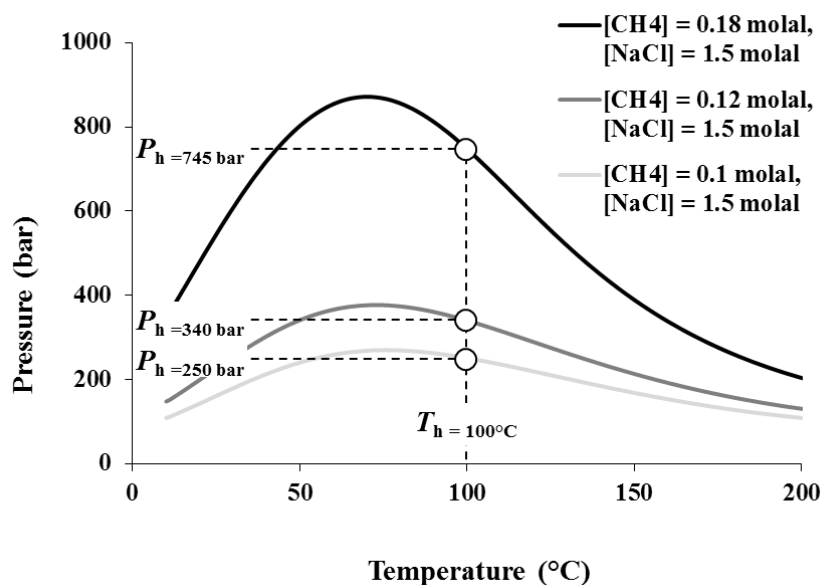


Figure 5: P-T diagram showing the impact of the total decarboxylation of acetic acids [1,000 and 5,000 ppm] on the thermodynamic properties of an aqueous inclusion.

CONCLUSION

In this experimental study, the FSCC (Fused Silica Capillary Capsule) technique (Chou *et al.*, 2008) was used as a synthetic analogue of aqueous fluid inclusions to investigate thermal degradation of acetic and formic acids *in situ* in closed system conditions (in the presence of magnetite, with or without H₂) at 250°C for duration of no greater than 72 hours. Reaction products were characterized by Raman and IR spectrometry. The results of four different experiments lead to the following main observations.

1) The beginning of the decarboxylation of acetic acid is reached in 32 h at 250°C, with production of CH₄ and CO₂. Complete decarboxylation of formic acid is reached in 5 h at 250°C, with production of CO₂, CO and H₂. The lack of CH₄ production in experiments with formic acid may be attributed to the relatively short duration of the experiments and/or the loss of H₂ through the FSCC by diffusion during the experiment. Further experiments with a longer heating duration should be performed to assess the possibility of reducing the CO₂ into CH₄ from the formic acid. 2) The injection of H₂ in the FSCC as a way to promote CO₂ reduction did not promote decarboxylation in the duration of our experiment. On the contrary, the addition of H₂ resulted in an overall decrease of the decarboxylation kinetics which may

be explained by the slowing down of the initial step of CO₂ production in relation with Le Chatelier's principle (back reaction favoured).

These results constitute a very first step in the conducted investigation. Additional work is obviously needed to further constrain the conditions and the quantities of "excess" CH₄ that can be produced in small-sized closed-system objects such as aqueous inclusions in diagenetic minerals. However, our results do provide evidence that methane may be produced from dissolved organic acids present in the liquid phase of aqueous inclusions occurring in petroleum reservoirs through natural processes such as burial.

As a consequence, there may be situations in natural systems in which aqueous fluid inclusions cannot be treated as microcavities with constant chemistry, a basic assumption of fluid inclusion studies. The initial concentration in organic acids of the trapped formation water and the advancement of the decarboxylation reaction are the two key parameters that would need to be known to evaluate the amount of "excess" methane possibly produced *in situ* by thermal degradation of acetic acid within the aqueous inclusions, and hence the magnitude of the error in interpreting the fluid inclusion data. Under geologic conditions, the largest effect related to "excess" CH₄ would be expected in aqueous inclusions formed around 80-100°C, corresponding to the documented peak in organic acid concentration in oil-field waters (i.e. > 1000 ppm), subsequently heated to over 140°C, corresponding to the temperature at which significant decarboxylation has already taken place. Fluid inclusion investigators should consider this as a possible source of error when interpreting data from such conditions.

Acknowledgments

This work was carried out as part of a PhD Thesis supported by the University of Lorraine Nancy, France, and by TOTAL, Pau, France. Special thanks are expressed to F. Walgenwitz (former TOTAL, Pau) who initiated reflection on this research topic and to D. Rives and C. Tomio (ENSG trainees, Nancy) who provided help in conducting part of the experiments and data treatment. J. Bourdet and an anonymous reviewer are warmly thanked for the helpful comments.

REFERENCES

- Bell JS, Palmer DA, Barnes HL, Drummond SE (1994) Thermal decomposition of acetate: III. Catalysis by mineral surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 4155–4177.
- Carothers WW & Kharaka Y (1978) Aliphatic Acid Anions in Oil-Field Waters-Implications for Origin of Natural Gas. *The AAPG Bulletin*, **62**, 2441-2453.
- Chen QW & Bahnemann DW (2000) Reduction of carbon dioxide by magnetite: Implications for the primordial synthesis of organic molecules. *Journal of the American Chemical Society*, **122**, 970–971.
- Chou IM, Song Y, Burruss RC (2008) A new method for synthesizing fluid inclusions in fused silica capillaries containing organic and inorganic material. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 5217–5231.
- Cooper JE & Bray EE (1963) A postulated role of fatty acids in petroleum formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**, 1113-1127.
- Duan Z, Moller N, Greenberg J, Weare JH (1992) The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250°C and from 0 to 1600 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 1451-1460.
- Kharaka YK, Carothers WW, Rosenbauer RJ (1983) Thermal decarboxylation of acetic acid: Implications for origin of natural gas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 397-402.
- McCullom TM & Seewald JS (2003a) Experimental constraints on the hydrothermal reactivity of organic acids and acids anions: I. Formic acid and formate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 3625-3644.
- McCullom TM & Seewald JS (2003b) Experimental constraints on the hydrothermal reactivity of organic acids and acids anions: II. Acetic acid, acetate, and valeric acid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 3645-3664.
- McMahon PB, Vroblesky DA, Bradley PM, Chapelle FH, Gullett CD (1995) Evidence for enhanced mineral dissolution in organic acid-rich shallow Ground Water. *Ground Water*, **33**, 207-216.
- Munz IA (2001) Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. *Lithos*, **55**, 195–212.

- Pironon J (2004) Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica*, **20**, 1333-1342.
- Roedder E & Bodnar RJ (1980) Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **8**, 263–301.
- Stossel RK & Pittman ED (1990) Secondary porosity revisited: The chemistry of feldspar dissolution by carboxylic acids and anions. *The AAPG Bulletin*, **74**, 1795-1805.
- Surdam RC & MacGowan DB (1987) Oilfield waters and sandstone diagenesis. *Applied Geochemistry*, **2**, 613-619.
- Surdam RC, Crossey LJ, Sven Hagen E, Heasler HP (1989) Organic-Inorganic Interactions and Sandstone Diagenesis. *The AAPG Bulletin*, **73**, 1-23.

Conclusions de l'article 1 : implications des résultats sur les reconstructions *PT* réalisées dans le cadre des travaux de thèse

Les travaux expérimentaux exposés ci-dessus ont donc montré qu'il était possible de produire la dégradation thermique de l'acide acétique (avec génération de CH₄ et de CO₂) au sein d'une inclusion aqueuse synthétique. Cette génération de méthane « en excès » (par rapport à la concentration initiale au moment du piégeage de l'inclusion) dans les inclusions aqueuses ne peut néanmoins impacter significativement les reconstructions thermobarométriques que sous certaines conditions :

- 1) L'eau de formation piégée doit être riche en acide acétique, i.e. > 1000 ppm.
- 2) Le piégeage des inclusions aqueuses doit avoir eu lieu à une température inférieure à 80°C, seuil au-delà duquel les acides organiques commencent à se dégrader significativement.
- 3) L'enfouissement du réservoir doit se poursuivre jusqu'à des températures élevées, approchant ou dépassant 160°C, température à partir de laquelle les acides organiques sont largement ou totalement dégradés.
- 4) Enfin, la présence de CO₂, dans des concentrations équivalentes à celles du CH₄ dans les inclusions aqueuses témoignent de la décarboxylation de l'acide acétique.

Lors de la production des champs du bloc Q3, les concentrations en acides organiques des eaux de formations n'ont pas été mesurées, et il n'existe donc pas de données pour les puits étudiés dans ce travail. Cependant, les travaux de Utvik (1999) sur quatre champs pétroliers norvégiens en Mer du Nord, localisés à proximité du champ de Hild, ont montré une concentration moyenne d'acides organiques d'environ 850 ppm. Ces concentrations relativement faibles ne devraient donc pas avoir une influence significative sur la génération de méthane en excès dans les inclusions aqueuses. Les résultats microthermométriques obtenus (voir ci-après, ce chapitre) nous indiquent une température moyenne de piégeage des inclusions étudiées autour de 100-110°C, température à partir de laquelle une certaine quantité des acides organiques présents dans l'eau de formation a déjà dû être dégradée, conduisant à des concentrations probables lors du piégeage en deça de 850 ppm. En outre, les températures actuelles des réservoirs les plus profonds sont d'environ 140°C : les acides organiques n'auraient donc pas été dégradés en totalité, minimisant encore plus l'impact hypothétique de la génération post-piégeage de méthane au sein des inclusions aqueuses des grés étudiés. Enfin, l'absence de CO₂ dissous dans les inclusions aqueuses étudiées permet

d'affirmer que les concentrations en méthane mesurées ne sont pas impactées par du méthane « en excès », associées à la génération post-piégeage de méthane issue de la dégradation *in situ* des acides acétiques.

3.6. Investigation sur les mesures de salinité des inclusions aqueuses métastables

Dans les réservoirs du Tarbert du bloc Q3, la majorité des inclusions aqueuses étudiées présente un comportement métastable lors de la mesure des températures de fusion avec des températures de réapparition de bulle oscillant entre -2°C et $+4^{\circ}\text{C}$. Ces inclusions sont également remarquables de par la disparition complète de la phase vapeur lors de leur refroidissement à des températures également variables. Dès lors, il convient de s'intéresser plus en détail à ces inclusions aqueuses particulières afin de trouver une méthode alternative à la mesure de leur salinité.

Le refroidissement d'une inclusion aqueuse peut conduire à la disparition de la phase vapeur à des températures variables suivant le rapport liquide/vapeur et la salinité de l'inclusion (Goldstein & Reynolds, 1994). Dans notre cas d'étude, seules les températures de réapparition de bulle des inclusions aqueuses ont pu être mesurées et non les T_f *sensu stricto*. L'absence de nucléation de la phase vapeur lors du retour à la température ambiante de l'inclusion conduit à la formation de pression négative (la phase liquide comble l'espace qui devrait être occupé par la phase vapeur). Ce phénomène de pression négative entraîne une stabilité de la glace à des températures supérieures à $0,0^{\circ}\text{C}$ appelée « superheated ice » (Roedder, 1967). La fonte du dernier cristal de glace entraîne une nucléation concomitante de la phase vapeur à des températures fréquentes de 0 à 6°C pour des pressions allant de 0 à -1000 bar (Roedder, 1967). Ces températures ne peuvent être en aucun cas associées aux T_f et ne donnent aucune indication sur la salinité de ces paléo-fluides (Roedder, 1967 ; Zwart & Touret, 1994 ; Goldstein & Reynolds, 1994). La Figure 28 illustre un exemple d'analyses Raman effectuées sur une inclusion aqueuse (Jura, formation du Tarbert) représentative de la majorité des inclusions observées. Les mesures microthermométriques indiquent un comportement typique d'inclusion aqueuse métastable avec une température de fusion autour de $+1,2^{\circ}\text{C}$. Des analyses Raman ont été effectuées sur cette inclusion tous les 15° depuis l'extinction du minérale hôte (quartz) défini comme étant 0° jusqu'à l'extinction suivante à 90° . La forme de la bande d'élongation -OH de l'eau varie en fonction de l'orientation du cristal impactant la détermination de la salinité. La salinité apparente augmente jusqu'à atteindre un maximum à

45° et décroît ensuite pour atteindre la salinité réelle à 90° (Dubessy *et al.*, 2002; Baumgartner & Bakker, 2009 ; Caumon *et al.*, soumis). Sur la Figure 28, la zone grisée correspond à la salinité réelle de l'inclusion, soit 5 % pds eq. NaCl (équivalent à une T_f d'environ -3°C). Cette salinité ne correspond pas à celle d'une eau pure à très peu salée (zone grisée hachurée) fréquemment attribuée aux inclusions métastables dont les T_f sont proches de 0°C, mais plutôt d'une eau saumâtre à faiblement salée (près de deux fois la salinité de l'eau de mer).

Ces résultats mettent donc en avant la nécessité de réaliser les mesures de salinité par la spectrométrie Raman et à l'extinction du minéral hôte (quartz). Les données de salinité présentées dans la suite de ce chapitre sont exclusivement issues de mesures par spectrométrie Raman.

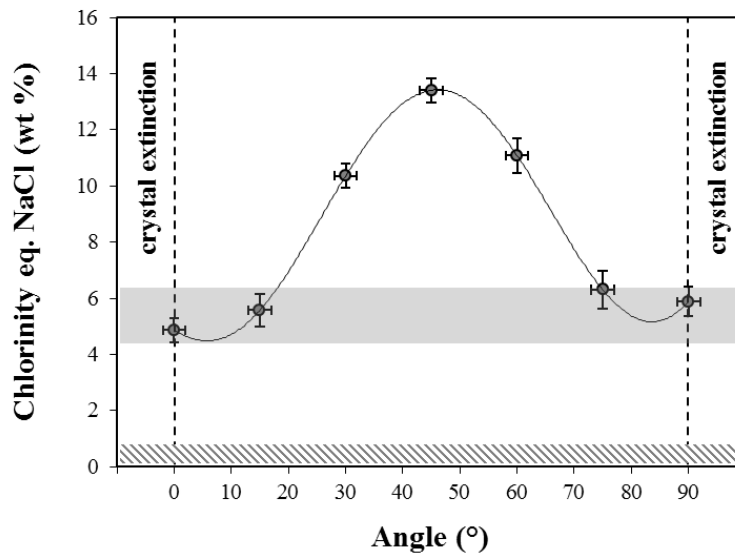


Figure 28: Salinité (% pds eq. NaCl) d'une inclusion aqueuse naturelle (Tarbert Formation, champ de Jura, Viking Graben, Northern north Sea) déterminée par spectrométrie Raman en fonction de la rotation du minéral hôte (quartz). La zone grisée correspond à la salinité réelle du fluide ; la zone hachurée correspond à l'eau pure à peu salée fréquemment attribuée aux inclusions métastables dont les T_f sont légèrement supérieures à 0°C. Les barres d'erreurs en Y sont attribuées aux bruits du signal Raman et les erreurs en X sont fonction de l'extinction minérale.

3.7. Représentativité de la quantification du ciment de quartz

La limite entre le grain de quartz détritique et son auréole de nourrissage est parfois difficile à observer en microscopie optique, en l'absence d'une surlignage par des impuretés solides (« dust line ») et du fait de la continuité optique entre grain et auréole. Ce contact grain-

auréole est généralement le siège de nombreux piégeage de fluides et/ou d'impuretés lié notamment aux imperfections cristallines (Figure 29A). En l'absence de ces impuretés, il est difficile d'identifier clairement la base de la surcroissance quartzeuse (Figure 29B). Dès lors, on peut se demander si, dans certains cas, une erreur significative peut être faite sur la quantification des cimentations quartzes.

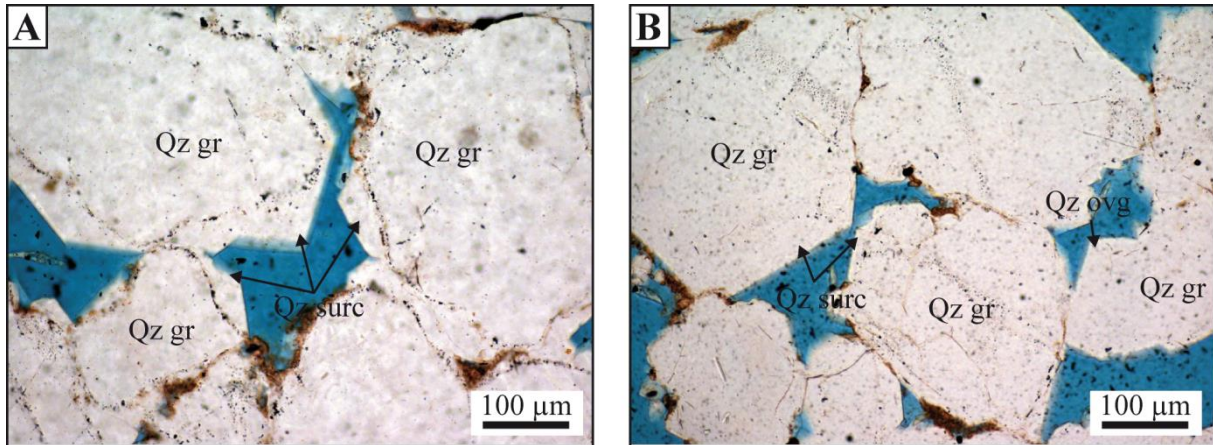


Figure 29: Microphotographies de cimentations quartzes en lumière transmise. A) Limite grain-auréole marquée par le piégeage des nombreuses inclusions (3/14a-D01, Balta) ; B) Limite grain-auréole difficilement identifiable (3/15-12, Balta). Qz gr : grain de quartz ; Qz surc : surcroissance de quartz.

Pour évaluer l'impact de ce problème de différenciation entre cœur détritique et auréole diagénétique, quatre lames minces (dont les teneurs en ciment de quartz varient de 5 à 8 %) ont été caractérisées par comptage de points en microscopie optique et en cathodoluminescence MEB. La méthodologie de comptage de point est détaillée dans le chapitre III (cf. § 3.2.5) et la Figure 30 illustre un exemple de mosaïque d'images MEB et CL-MEB réalisé pour ce type de comptage. La comparaison des résultats du comptage de point sous microscopie optique avec celui sous CL-MEB est présentée dans le Tableau 3.

Tableau 3: Comparaison des comptages de points effectués sous microscopie optique et sous microscopie électronique à balayage cathodoluminescence.

Puits	Enfouissement (m)	Type de comptage de point	Grain détritique (%)	Macroporosité (%)	Surcroissance de Quartz (%)	Autres ciments intergranulaires (%)
3/15-12	3780,06	Micro. Opti.	68,7	16,7	8,0	6,7
		CL-MEB	67,7	17,3	10,3	4,7
3/15-9a	3610,08	Micro. Opti.	73,0	16,3	5,0	5,7
		CL-MEB	71,7	18,0	6,3	4,0
3/15-10	3619,53	Micro. Opti.	70,7	16,7	7,7	5,0
		CL-MEB	69,7	17,7	8,3	4,3
3/15-7	3324,62	Micro. Opti.	70,3	16,0	7,7	6,0
		CL-MEB	69,0	16,7	8,3	6,0

On remarque ainsi que la quantité de ciment de quartz mesurée par la méthode du comptage de point classique est systématiquement inférieure à celle sous CL-MEB. L'écart est d'environ $1,2 \pm 0,8$ %, ce qui reste relativement faible voire cependant négligeable compte tenu de l'incertitude associée à un comptage de 300 points. Cette dernière est de $\pm 3\%$ sur une phase présente à $\sim 7\%$ en volume, soit une erreur près de 3 fois supérieure à l'écart observé entre les deux méthodes de quantification. En conséquence, il a été considéré que la quantification du ciment de quartz obtenue par comptage de points en microscopie optique est représentative, y compris dans les échantillons pour lesquels la localisation de la limite grain-auréole est mal aisée.

On note également une variabilité, toujours mineure, de la macroporosité et des ciments intergranulaires mesurés. Les quantités de ciment intergranulaire (autre que le quartz) sont en effet plus difficiles à identifier par CL-MEB que sous microscopie optique du fait de leur faible luminescence (notamment les argiles). Il est ainsi difficile de différencier la macroporosité de certains ciments intergranulaires suivant la qualité des acquisitions CL-MEB effectués (cf. § 3.2.5).

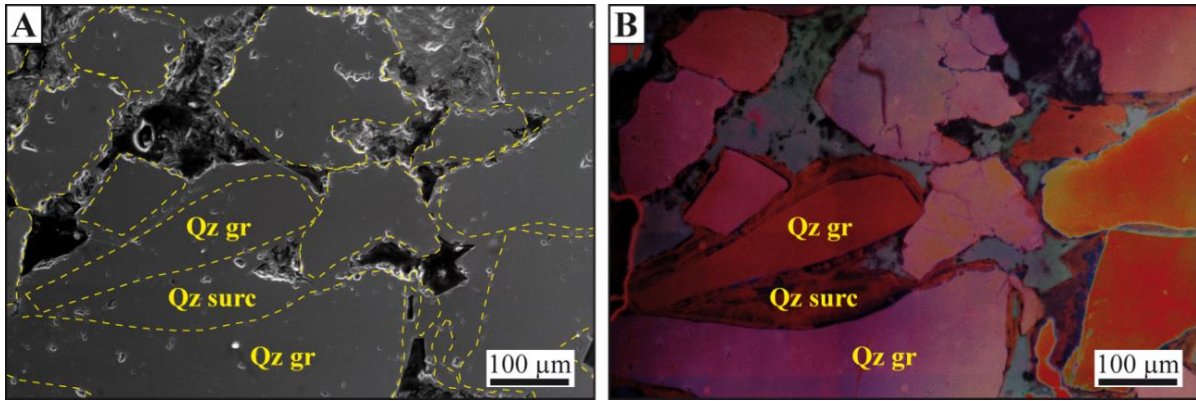


Figure 30: Microphotographies de cimentations quartzzeuses. A) MEB (mode BSE) : les limites grains-auréoles ne sont pas identifiables ; B) CL-MEB : la distinction entre les grains détritiques et les cimentations. Qz gr = grain de quartz détritique ; Qz surc = surcroissance de quartz.

Suite à cette première partie des résultats montrant les limites de l'étude des inclusions aqueuses et la comparaison des comptages de point effectués sous microscopie optique et sous CL-MEB, nous présenterons les résultats pétrographiques issus des 7 champs étudiés.

CHAPITRE IV :

Caractérisation pétrographique et modélisation de la diagenèse du Tarbert dans le bloc Q3 de la Northern North Sea

4. Résultats

Les résultats de la caractérisation de la qualité réservoir des champs étudiés seront présentés à travers une étude pétrographique quantitative, l'analyse des plaéofluides ayant circulé dans le réservoir au cours de son enfouissement, et la modélisation diagénétique. Les 7 champs étudiés (11 puits) seront présentés selon un transect Ouest-Est en partant du champ d'Alwyn, pour terminer à celui de Hild. Pour la partie pétrographie : 5 planches photos illustrant les principaux faciès et les ciments majeurs sont consultables pages 156 à 163.

4.1. Observations pétrographiques et quantification minéralogique

4.1.1. *Le champ d'Alwyn*

Un total de 24 lames minces a été étudié sur le champ d'Alwyn à travers les formations du T2.2 et T1.2 pour le puits 3/9a-N01, et du T2.2 pour le puits 3/9a-N03.

Minéralogique détritique

- Le puits 3/9a-N01 (Planche 1A, B)

Les formations du T2.2 et du T1 du puits 3/9aN01 sont composées de sable peu mature de type arkosique à subarkosique (Figure 31A). La fraction détritique est dominée par le quartz (T2.2 : 52 ± 8 % ; T1.2 : 43 ± 7 %). Les feldspaths (principalement potassiques) sont la deuxième fraction détritique la plus représentée atteignant 10 ± 4 % dans la formation T2.2 et 12 ± 4 % dans le T1.2. Enfin, la fraction lithique, composée principalement de fragments de roches plutoniques, représente un volume moyen de 3 ± 1 % pour le T2.2 et de 3 ± 1 % pour le T1.2. Au moment du dépôt, le sable était légèrement moins mature qu'à l'actuel, de composition plus arkosique avec une teneur en feldspath initial d'environ 17 ± 5 % pour le T2.2 et de 15 ± 4 % pour le T2.2. (Figure 31B).

Le diagramme QFM (Figure 31C) met en avant un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) similaire entre les deux formations étudiées : 4 ± 1 % (T2.2) et 5 ± 3 % (T1.2). Une importante variabilité de la teneur en micas au moment du dépôt est observable (pôle M_i , Figure 31D) avec des volumes deux fois supérieurs dans la formation du T1.2 (15 ± 9 %) à ceux du T2.2 (8 ± 4 %). Les grès de la formation du T2.2 sont relativement propres avec un volume d'argile matricielle inférieur à 1 % contre plus du quadruple pour le T1.2 (5 ± 2 %).

Un coating d'argile potassique recouvrant les grains de quartz est observable sous forme de film tangentielle aux grains. La présence de ce coating entre les contacts des grains détritiques indique une origine détritique, ou du moins pré-compactionnel. Le taux de recouvrement moyen des grains de quartz est en moyenne de $13 \pm 6 \%$ dans la formation T2.2 et de $29 \pm 16 \%$ dans la formation du T1.2.

- Le puits 3/9a-N03 (Planche 1C)

La formation du T2.2 du puits 3/9a-N03 est très semblable à celle du puits 3/9a-N01 composée d'un sable subarkosique (Figure 31A). La fraction détritique est composée de $50 \pm 4 \%$ de quartz, de $6 \pm 2 \%$ de feldspaths, et de $3 \pm 1 \%$ de fragments lithiques. La reconstruction de la teneur en feldspath initial F_i ($10 \pm 2 \%$) nous indique un sable légèrement moins mature au moment du dépôt (Figure 31B) de type arkosque à subarkosque.

On retrouve également une importante altération des micas avec une évolution du pôle M_i ($6 \pm 1 \%$) au moment du dépôt jusqu'à des valeurs actuelles de $3 \pm 1 \%$ (Figure 31C, D). Les grès observés présentent très peu d'argile matricielle ($\sim 1 \%$) et la surface des grains de quartz est recouverte en moyenne de $12 \pm 7 \%$ d'un coating argileux pré-compactionnel.

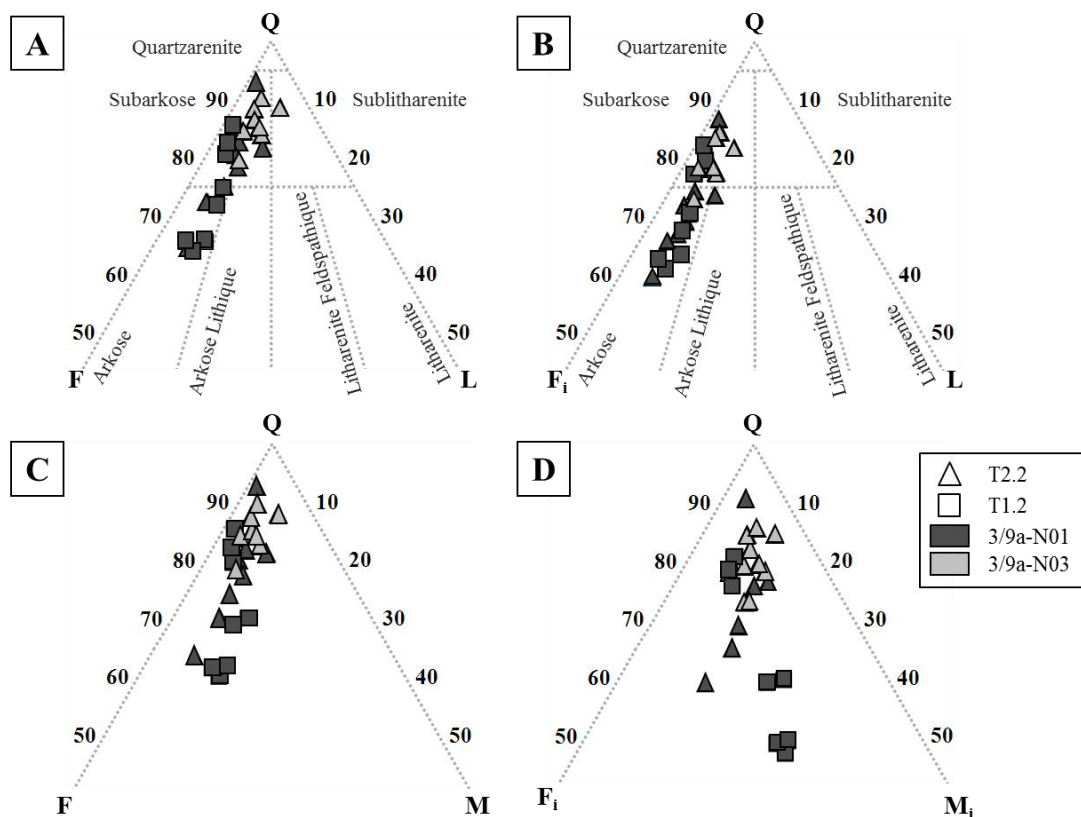


Figure 31: Diagramme QFL (A), QFiL (B) et QFM (C), QFiMi (D) de la formation du Tarbert (T2.2 & T1.2) des puits 3/9a-N01 & N03.

Granulométrie, tri et porosité initiale

- Le puits 3/9a-N01

La granulométrie des sables des formations du T2.2 et du T1.2 varie de moyenne à fine avec une majorité de grains fins (entre 125 et 250 μm) et les grains sont modérément bien triés à bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). Les porosités initiales calculées à partir des données granulométriques et du classement des grains sont de $40,8 \pm 0,5 \%$ pour le T2.2 et de $37,9 \pm 3,0 \%$ pour le T1.2.

- Le puits 3/9a-N03

Les grains de quartz de la formation du T2.2 sont de taille moyenne à fine avec une majorité de grains fins (entre 125 et 250 μm) et le tri des grains varie de modérément bien triés à bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). La porosité initiale moyenne est de $38,0 \pm 0,4 \%$.

Minéralogique authigène (Planches 4 & 5)

- Le puits 3/9a-N01

Les cimentations intergranulaires sont d'abondance moyenne représentant $11 \pm 3 \%$ (T2.2) et $12 \pm 3 \%$ (T1.2) du volume total de la roche. Ces phases authigènes sont représentées par les ciments de quartz sous forme de surcroissances monosyntaxiales et de cristaux excentriques (T2.2 : $5 \pm 2 \%$; T1.2 : $5 \pm 2 \%$). La seconde phase majeure est représentée par les précipitations de kaolinite trapue en remplissage de pores (T2.2 : $4 \pm 1 \%$; T1.2 : $3 \pm 1 \%$). Les ciments accessoires sont constitués de pyrite en teneur inférieure à 1%.

Les remplacements de grains sont dominés par les néoformations argileuses. On notera la présence de deux morphologies distinctes de kaolinite. La première, vermiculaire se retrouve exclusivement en remplacement des micas (T2.2 : $4 \pm 2 \%$; T1.2 : $10 \pm 6 \%$); la deuxième, trapue, est observable accessoirement ($< 1 \%$) en remplacement des feldspaths potassiques. On n'observe aucune illitisation de ces deux morphologies de kaolinite.

Enfin, on observe la présence accessoire ($< 1\%$) de pyrite en remplacement des micas (principalement des biotites).

- Le puits 3/9a-N03

Les cimentations intergranulaires observées dans la formation T2.2 du puits 3/9a-N03 sont similaires à celles observées dans le puits 3/9a-N01 dans des volumes supérieurs : $16 \pm 3 \%$. Si les mêmes quantités de ciments de quartz ($5 \pm 1 \%$) sont observables, un volume bien plus important de la kaolinite trapue en remplissage de pores ($10 \pm 2 \%$) a été mesuré.

Concernant les remplacements de grains, on retrouve la kaolinite vermiculaire remplaçant les micas ($3 \pm 1 \%$) et la kaolinite trapue remplaçant les feldspaths potassiques ($\sim 1 \%$). De la même façon, aucune illitisation des kaolinites ou des précipitations d'illite en remplissage de pores n'a été observée dans les échantillons étudiés.

Propriétés pétrophysiques du réservoir

- Le puits 3/9a-N01

La porosité visuelle totale (ou macroporosité) du T2.2 est très bonne ($17 \pm 2 \%$) composée d'une porosité primaire de $11 \pm 3 \%$ et d'une porosité secondaire (principalement liée à la dissolution des feldspaths potassiques) de $6 \pm 1 \%$. La macroporosité du T1.2 plus faible ($12 \pm 4 \%$), mais significative, se caractérise principalement par une faible porosité secondaire ($2 \pm 1 \%$) alors que la porosité primaire ($10 \pm 3 \%$) est semblable à celle du T2.2.

- Le puits 3/9a-N03

La macroporosité du T2.2 est de $19 \pm 2 \%$, composée d'une porosité primaire importante d'environ $16 \pm 2 \%$ et une porosité secondaire de $3 \pm 1 \%$.

Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation (puits 3/9a-N01 & N03)

Dans le puits 3/9a-N01, la perte de porosité par compaction (CoPL) calculée est en moyenne de $23,3 \pm 4,4 \%$ dans le T2.2 et de $15,5 \pm 6,8 \%$ dans le T1.2. La perte de porosité par cimentation (CePL) calculée est en moyenne de $8,3 \pm 2,4 \%$ pour le T2.2, et de $10,1 \pm 2,9 \%$ pour le T1.2. Dans le puits 3/9a-N03, les grès observés de la formation du T2.2 présentent une CoPL de $6,4 \pm 3,8 \%$ et une CePL de $15,4 \pm 3,3 \%$.

La Figure 32 résume l'influence relative de la compaction et/ou de la cimentation sur la perte de la porosité intergranulaire pour des formations étudiées. On remarque une différence de comportement entre les deux puits. En effet, la perte de porosité intergranulaire du puits 3/9a-

N01 est dominée par la compaction alors que celle du puits 3/9-N03 est dominée par la cimentation (la précipitation intensive de kaolinite trapue, représente un volume moyen trois fois supérieur à celui du puits 3/9a-N01).

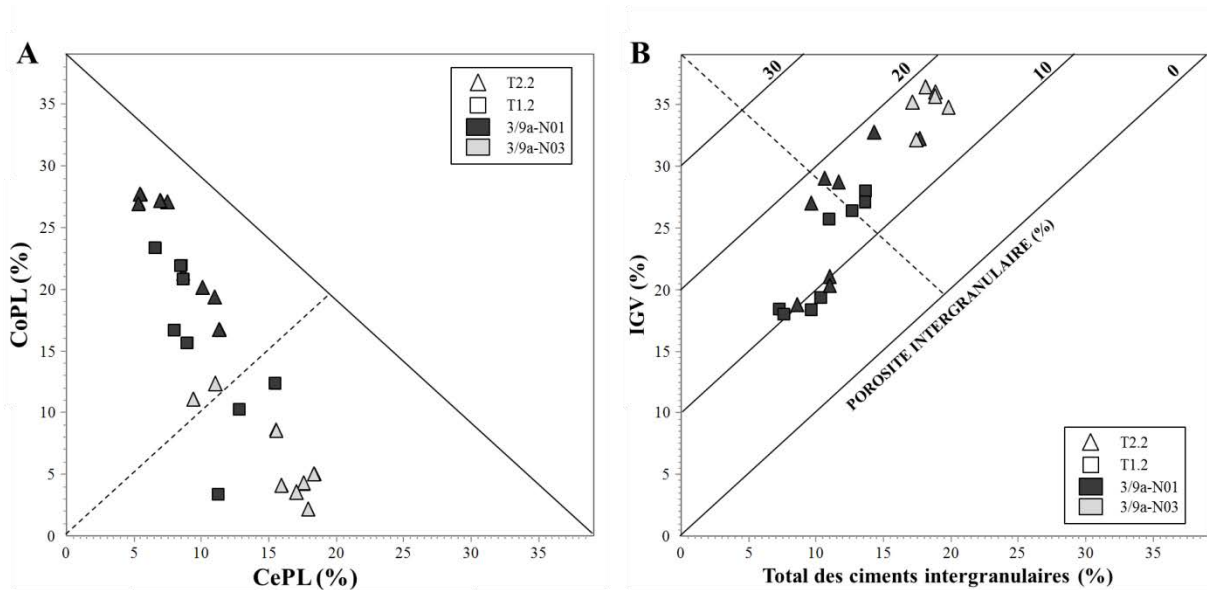


Figure 32: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du T2.2 et T1.2 des puits 3/9a-N01 & N03. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 39 %

4.1.2. *Le champ de Dunbar*

Les échantillons du champ de Dunbar proviennent des puits 3/14a-D01 et 3/14a-D02. Un total de 22 lames minces a été étudié à travers la formation du Balta dans les deux puits, et la formation du Tarbert 1.2 uniquement dans le puits 3/14a-D02.

Minéralogie détritique

- Le puits 3/14a-D01 (Planche 1D)

La formation du Balta est composée d'un sable très mature de type quartzarénitique (Figure 33A). La fraction détritique dominante est le quartz (62 ± 5 %). Les pôles feldspath et lithique, sont mineurs, chacun représentant moins de 1 % du volume total de la roche. Au moment du dépôt, le sable était de composition plus subarkosique avec une teneur en feldspath initiale d'environ 3 ± 2 % (Figure 33B).

Le diagramme QFM (Figure 33C) montre un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) relativement faible avec une valeur moyenne inférieure à 1 %. On note néanmoins une importante altération des micas puisque les volumes de micas initiaux reconstitués présentent des valeurs moyennes de 4 ± 2 % (Figure 33D). Les grès de la formation Balta sont relativement propres avec un volume moyen d'argile matricielle de 2 ± 1 %. Le coating argileux recouvre en moyenne 22 ± 7 % de la surface des grains de quartz.

- Le puits 3/14a-D02 (Planche 1E, F)

Les formations du Balta et du T1.2 sont composées de sable très mature de type subarkosique à quartzarénitique (Figure 33A). La fraction détritique est donc dominée par le quartz (Balta : 63 ± 7 % ; T1.2 : 65 ± 5 %). Les feldspaths (principalement potassiques) représentent 1 ± 2 % du volume de la roche dans la formation Balta et 2 ± 1 % dans le T1.2. Enfin, la fraction lithique, composée principalement de fragments de roches plutoniques, est quant à elle mineure avec un volume moyen inférieur à 1 % dans chacune des deux formations. Au moment du dépôt, le sable était légèrement moins mature, de composition presque entièrement subarkosique avec un volume moyen de feldspaths initial de 5 ± 1 % pour le Balta et 7 ± 2 % pour le T1.2. (Figure 33B).

Le diagramme QFM (Figure 33C) met en avant un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) similaire entre les deux formations étudiées autour de 1 %. On note une importante altération des micas au cours de l'enfouissement. En effet, au moment du dépôt, le volume initial du pôle M_i représentait 6 ± 3 % pour le Balta et 5 ± 2 % pour le T1.2 (Figure 33D).

Les grès de la formation du Balta et du T1.2 sont relativement propres avec un volume d'argile matricielle respectif de 3 ± 2 % et 4 ± 1 %. En moyenne, 34 ± 11 % (Balta) et 33 ± 9 % (T1.2) de la surface des grains de quartz est recouverte par un coating argileux de même nature que celui observé dans les réservoirs du champ d'Alwyn.

Granulométrie, tri et porosité initiale

- Le puits 3/14a-D01

La taille des grains de quartz de la formation du Balta est très variable allant du grossier au fin avec une majorité de grains de taille moyenne (entre 250 et 500 μm). Les grains sont mal triés à bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25).

La porosité initiale calculée à partir de la granulométrie et du classement est en moyenne de $36,4 \pm 1,6 \%$.

- Le puits 3/14a-D02

Les sables des formations du Balta et du T1.2 sont grossiers à fins avec une majorité de grains moyens (entre 250 et 500 μm), et sont mal triés à bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). Les porosités initiales calculées à partir des données granulométriques sont de $35,2 \pm 3,1 \%$ pour le Balta et de $35,7 \pm 1,8 \%$ pour le T1.2.

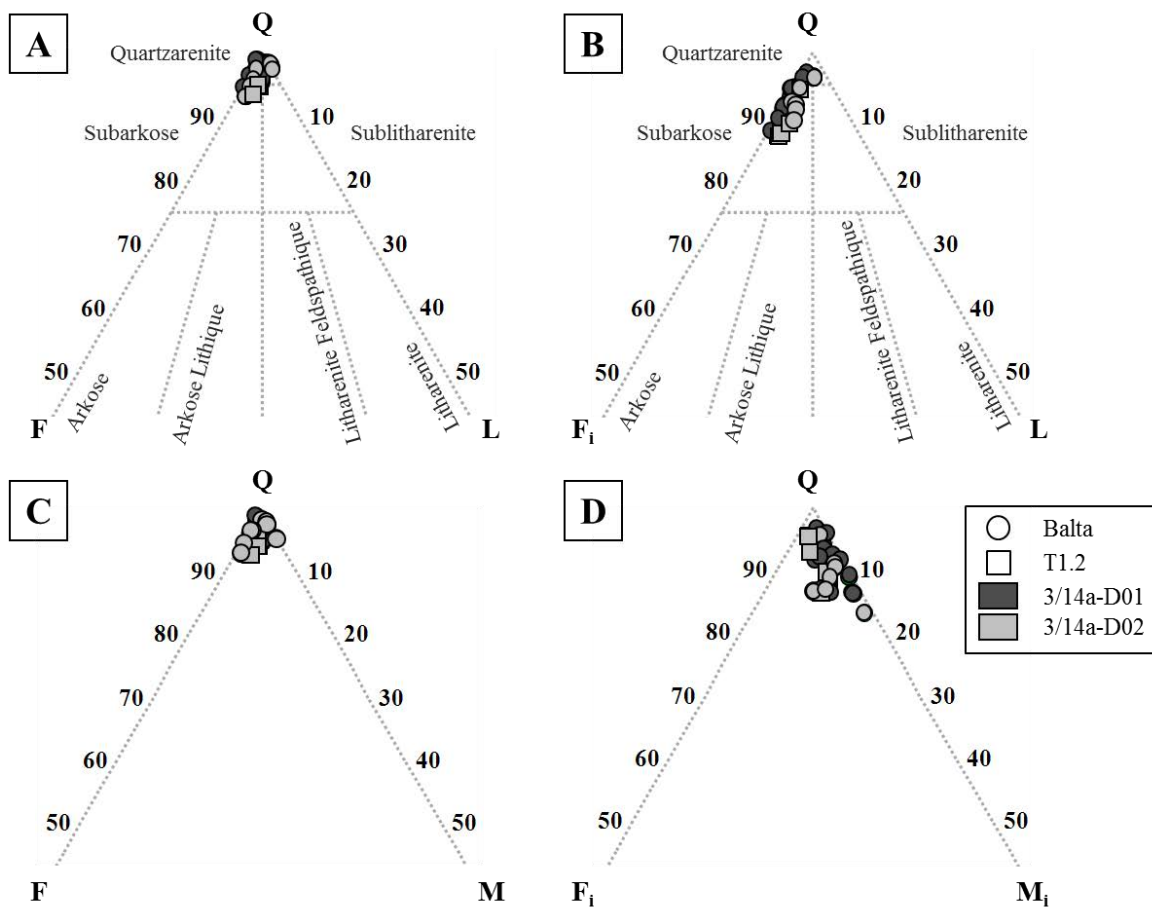


Figure 33: Diagrammes QFL (A), QF_iL restauré (B), et QFM (C), QF_iM_i restauré (D) des formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02.

Minéralogie authigène (Planches 4 & 5)

- Le puits 3/14a-D01

Les cimentations intergranulaires observées dans la formation Balta représentent un volume total de 20 ± 4 %. Ces ciments sont dominés par les néoformations quartzeuses (9 ± 1 %), et la kaolinite trapue en remplissage de pores intergranulaires dont le volume moyen atteint 8 ± 3 %. Les remplacements de grains, sont quant à eux dominés par la kaolinite vermiculaire remplaçant les micas (3 ± 2 %). La présence de bitume en remplissage partiel de pores intergranulaires représentant un volume de $1,6 \pm 1,1$ % est également remarquable.

- Le puits 3/14a-D02

Les cimentations intergranulaires sont d'abondance moyenne représentant 13 ± 2 % (Balta) et 11 ± 2 % (T1.2) du volume total de la roche. Ces phases authigènes sont représentées principalement par les ciments de quartz sous forme de surcroissances monosyntaxiales et de cristaux excentriques (Balta: 8 ± 2 %; T1.2 : 7 ± 1 %). La précipitation de kaolinite trapue en remplissage de pores est très peu représentée (~ 1 % dans les deux formations) et on n'observe pas de ciment d'illite. On note également l'abondance de bitume en remplissage de pores intergranulaires avec des teneurs moyennes de 3 ± 2 % dans le Balta et d'environ 1 % dans le T1.2. De manière similaire au puits 3/14a-D01, les remplacements de grains sont dominés par les néoformations argileuses, en particulier la kaolinite vermiculaire localisée en remplacement des micas (Balta : 5 ± 2 % ; T1.2 : 3 ± 1 %). Enfin, on observe un remplacement accessoire des micas par l'illite et la pyrite (< 1 %).

Propriétés pétrophysiques du réservoir

- Le puits 3/14a-D01

La porosité visuelle totale (ou macroporosité) de la formation du Balta est de 13 ± 2 %, comprenant une porosité primaire de 11 ± 2 % et une porosité secondaire de 2 ± 1 %.

- Le puits 3/14a-D02

La macroporosité du Balta est de 13 ± 2 %, composée par une porosité primaire importante 9 ± 2 % et une porosité secondaire mineure de 3 ± 2 %.

La macroporosité du T1.2 est similaire à celle du Balta avec des valeurs de 13 ± 3 %. Elle est composée d'une porosité primaire de 9 ± 1 % et d'une porosité secondaire de 4 ± 2 %.

Importance relative de la compaction et de la cimentation (puits 3/14a-D01 & D02)

La perte de porosité par compaction (CoPL) calculée dans la formation du Balta du puits 3/14a-D01 est en moyenne de $5,3 \pm 5,7$ % alors que la perte de porosité par cimentation (CePL) est en moyenne de $18,7 \pm 4,9$ %.

Pour le puits 3/9a-N03, les grès observés de la formation du Balta présentent un CoPL de $12,8 \pm 2,3$ % et un CePL de $11,4 \pm 2,0$ %. Pour la formation du T1.2, la compaction est plus dominante avec un CoPL de $16,2 \pm 0,8$ % et un CePL de $9,3 \pm 1,9$ %.

Il existe donc une différence de comportement entre les deux puits : la perte de porosité du puits 3/14-a-D01 étant dominée par la cimentation alors qu'elle est plus équilibrée (compaction et cimentation) pour le puits 3/14a-D02, en dépit de profondeurs d'enfouissement actuelles assez similaires (3,34 vs. 3,48 km).

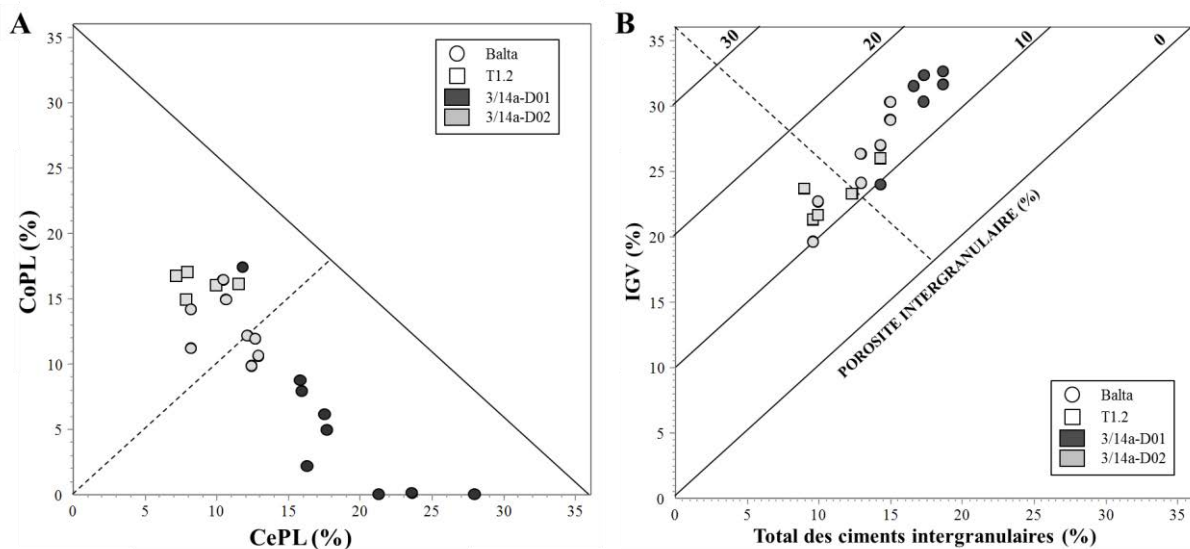


Figure 34: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (Pi) moyenne des échantillons est de 36 %.

4.1.3. Le champ de Grant

Un total de 40 lames minces a été étudié sur le champ de Grant à travers les formations du Balta et T1.2 dans les puits 3/14a-4 et 3/15-7.

Minéralogie détritique

- Le puits 3/14a-4 (Planche 1G, H)

Les formations du Balta et du T1.2 du puits 3/14a-4 sont composées de quartzarénite (Figure 35A). La fraction détritique est dominée par le quartz (Balta : 64 ± 6 % ; T1.2 : 66 ± 4 %). Les feldspaths représentent moins de 1% du volume total de la roche dans les deux formations. La fraction lithique est également accessoire avec des teneurs inférieures à 1% aussi bien dans le Balta que dans le T1.2.

Au moment du dépôt, le sable était de composition plus subarkosique avec une teneur en feldspath initial d'environ 3 ± 1 % pour le Balta et de 2 ± 1 % pour le T1.2. (Figure 35B).

Le diagramme QFM (Figure 35C) montre un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) relativement faible dans les deux formations étudiées : < 1 % (Balta) et 1 ± 1 % (T1.2). Le pôle Mi restauré au moment du dépôt (Figure 35D) nous indique une teneur en mica beaucoup plus élevée (Balta : 4 ± 3 % ; T1.2 : 4 ± 2 %).

Les grès de la formation du Balta sont relativement propres avec un volume d'argile matricielle variant entre 2 ± 1 % (Balta) et 1 % (T1.2).

Le coating argileux localisé entre les contacts des grains recouvre en moyenne entre 17 ± 5 % (Balta) et 35 ± 12 % (T1.2) de la surface des grains de quartz.

- Le puits 3/15-7 (Planche 2A, B)

Les formations du Balta et du T1.2 sont très semblables à celles du puits 3/14a-4 composé d'un sable quartzarénitique (Figure 35A). Les grains de quartz détritiques représentent 59 ± 5 % dans le Balta et 60 ± 1 % dans le T1.2. Dans les deux formations, les fractions feldspathique et lithique sont accessoires (< 1 %). Au moment du dépôt le sable était de type plus subarkosique avec des teneurs initiales en feldspath d'environ 4 ± 1 % pour le Balta et 2 ± 1 % dans le T1.2 (Figure 35B).

Une importante altération des micas est notable avec une évolution du pôle M_i au moment du dépôt (Balta : $16 \pm 4 \%$; T1.2 : $17 \pm 6 \%$) jusqu'à des valeurs actuelles de $4 \pm 1 \%$ dans le Balta et $5 \pm 2 \%$ dans le T1.2 (Figure 35C, D). Les grès observés présentent très peu d'argile matricielle (Balta : 1% ; T1.2 : $2 \pm 1 \%$) et la surface des grains de quartz est recouverte en moyenne de $25 \pm 5 \%$ dans les deux formations par un coating argileux pré-compactionnel.

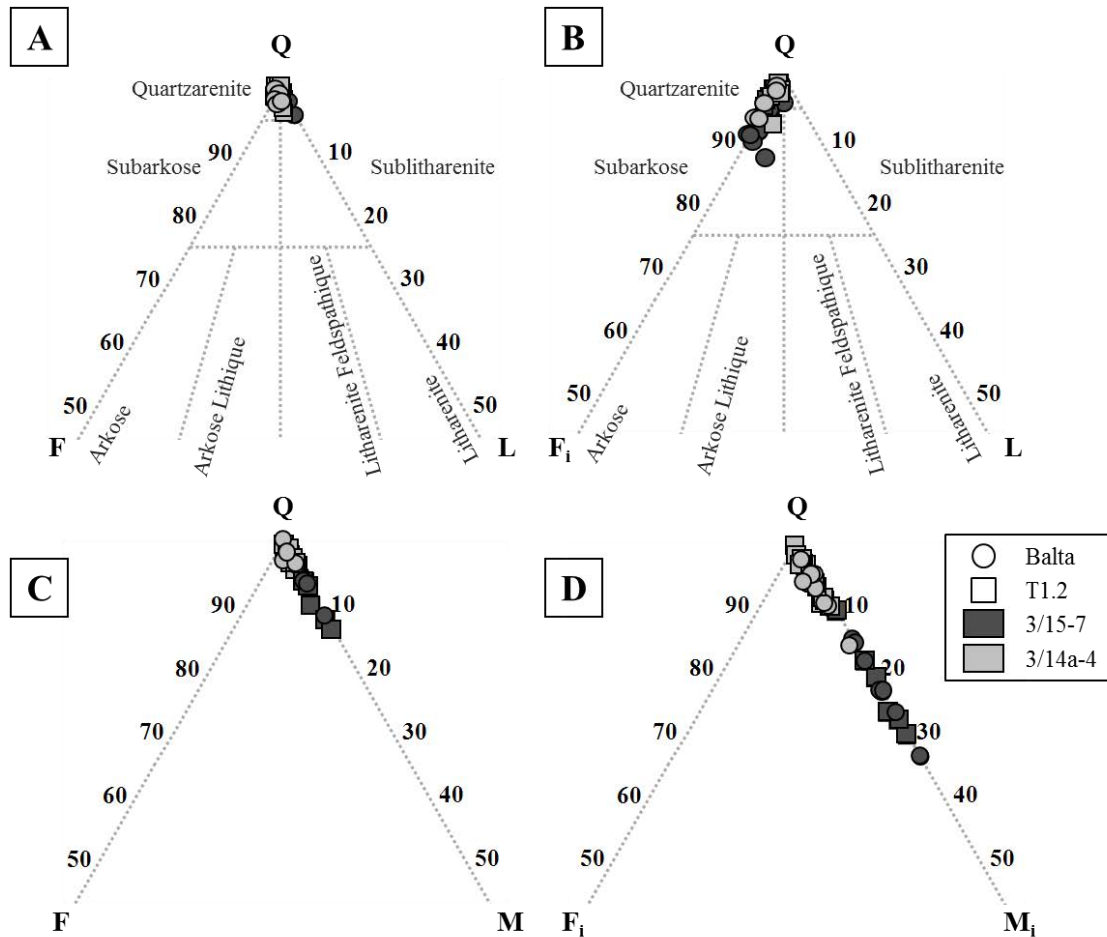


Figure 35: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-4 & 3/15-7.

Granulométrie, tri et porosité initiale

- Le puits 3/14a-4

La taille des sables des formations du Balta et du T1.2 varie de moyenne à fine avec une majorité de grains moyens dans le Balta (250 à 500 μm) et fins dans le T1.2 (entre 125 et 250 μm). Les grains sont mal triés à bien triés avec une majorité de grains moyennement bien triés dans les deux formations (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). Les porosités initiales calculées à

partir des données granulométriques et du classement des grains sont de $35,3 \pm 2,4$ % pour le Balta et de $38,2 \pm 2,4$ % pour le T1.2.

- Le puits 3/15-7

Dans les deux formations, les grains sont de taille moyenne à très fine avec une majorité de grains moyens dans le Balta (250 à 500 μm) et fines dans le T1.2 (entre 125 et 250 μm). Ces grains sont moyennement mal triés à moyennement triés avec une majorité de grains moyennement bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). La porosité initiale moyenne est de $36,9 \pm 2,7$ % pour le Balta et $42,0 \pm 1,4$ % pour le T1.2.

Minéralogie authigène (Planches 4 & 5)

- Le puits 3/14a-4

Les cimentations intergranulaires sont abondantes représentant 19 ± 4 % (Balta) et 17 ± 4 % (T1.2) du volume total de la roche. Ces phases authigènes sont représentées par les ciments de quartz sous forme de surcroissances monosyntaxiales et de cristaux excentriques (Balta : 7 ± 1 % ; T1.2 : 4 ± 2 %). La seconde phase majeure est représentée par les précipitations de kaolinite trapue en remplissage de pores (Balta : 6 ± 1 % ; T1.2 : < 1 %). Les cimentations accessoires sont constituées de pyrite en teneurs inférieures à 1%. La particularité de ce puits est la présence en grande quantité de phase bitumineuse solide, imprégnant les argiles de remplissage de pores. Dans le Balta les teneurs en bitume représentent 5 ± 2 % alors qu'elles atteignent 9 ± 5 % dans le T1.2. De part ces fortes imprégnations, il est difficile de quantifier avec précision la précipitation totale d'argiles.

Les remplacements de grains sont dominés par les néoformations argileuses. On notera la présence de deux morphologies distinctes de kaolinite. La première, vermiculaire se retrouve exclusivement en remplacement des micas (Balta : 3 ± 2 ; T1.2 : 2 ± 1 %); la deuxième kaolinite, trapue, est observable accessoirement (< 1 %) en remplacement des feldspaths potassiques. La kaolinite vermiculaire remplaçant les micas est faiblement illitisée (< 1 % dans les deux formations). Enfin, on note la présence accessoire de pyrite et de bitume (~ 1 %) en remplacement des micas.

- Le puits 3/15-7

Les cimentations intergranulaires observées sont similaires à celles du puits 3/14a-4 dans des volumes inférieurs (Balta : 14 ± 3 % ; T1.2 : 11 ± 2 %). Les cimentations les plus représentées

sont les néoformations quartzeuses (Balta : 6 ± 2 % ; T1.2 : 5 ± 2 %). On retrouve ensuite les précipitations d'illite (Balta : 2 ± 1 % ; T1.2 : 3 ± 1 %) suivies des précipitations de kaolinite trapue (Balta : 2 ± 1 % ; T1.2 : < 1 %). Dans ce puits, l'imprégnation des argiles par du bitume est plus rare (~ 1 % dans chaque formation).

Concernant les remplacements de grains, on retrouve la kaolinite vermiculaire remplaçant les micas dans des volumes très importants (Balta : 10 ± 3 % ; T1.2 : 11 ± 4 %) et la kaolinite trapue remplaçant les feldspaths potassiques (< 1 % dans les deux formations). De façon similaire au puits 3/14a-4, une faible illitisation des kaolinites remplaçant les micas est observée ($< 1\%$).

Propriétés pétrophysiques du réservoir

- Le puits 3/14a-4

La porosité visuelle totale (ou macroporosité) du Balta est de 10 ± 2 % composée d'une porosité intergranulaire de 8 ± 2 % et d'une porosité secondaire (principalement liée à la dissolution des feldspaths potassiques) de 2 ± 1 %.

La macroporosité du T1.2 est similaire ($10,9 \pm 3,7$ %) avec une porosité intergranulaire de 10 ± 3 % et une porosité secondaire d'environ 1 %.

- Le puits 3/15-7

La macroporosité du Balta est de 14 ± 2 % composée d'une porosité intergranulaire de 10 ± 2 % et d'une porosité secondaire mineure de 4 ± 2 %. Dans le T1.2, on retrouve une répartition similaire de la macroporosité (15 ± 3 %) avec une porosité intergranulaire de 13 ± 3 % et une porosité secondaire de 2 ± 1 %.

Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation (puits 3/14a-4 & 3/15-7)

Dans le puits 3/14a-4, la perte de porosité par compaction (CoPL) calculée est en moyenne de $9,4 \pm 4,9$ % dans le Balta et de $14,9 \pm 4,1$ % dans le T1.2. La perte de porosité par cimentation (CePL) est en moyenne de $17,3 \pm 3,9$ % dans le Balta, et de $14,1 \pm 3,8$ % pour le T1.2.

Dans le puits 3/15-7, les grès observés de la formation du Balta présentent une CoPL de $16,0 \pm 6,7$ % et de $20,8 \pm 5,0$ % dans le T1.2. La CePL est, quant à elle, de $11,6 \pm 3,0$ % dans le Balta et de $8,8 \pm 2,3$ % dans le T1.2.

La Figure 36 résume l'influence relative de la compaction et/ou de la cimentation sur la perte de la porosité intergranulaire pour des formations étudiées. On remarque une différence de comportement entre les deux puits. La perte de porosité intergranulaire du puits 3/14a-4 est dominée majoritairement par la cimentation tandis que la perte de porosité intergranulaire du puits 3/15-7 est dominée par la compaction (Figure 36A). La Figure 36B illustre de manière générale une perte de porosité dans les deux puits qui est majoritairement induite par une cimentation extensive, encore plus marquée dans le puits 3/14a-4.

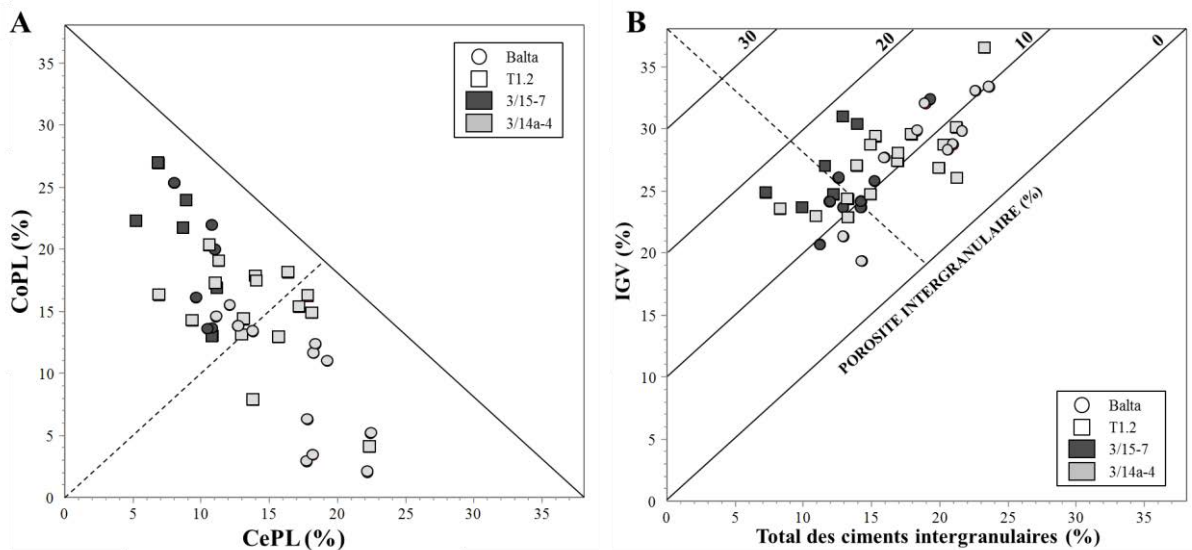


Figure 36: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta et T1.2 des puits 3/14a-4. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 39 %.

4.1.4. Les champs de Forvie North et Forvie Central

La proximité géographique et la similitude minéralogique du réservoir des champs de Forvie North et Forvie Central nous a conduit à présenter les résultats pétrographiques de ces deux champs dans une seule partie. Un total de 26 lames minces a été étudié sur le champ de Forvie North (puits 3/15-9a) pour les formations du Balta et T1.2 et de 10 lames minces pour le champ de Forvie Central (puits 3/20a-3) dans la formation du Balta.

Minéralogie détritique

- Le puits 3/15-9a (Forvie North) (Planche 2C, D)

Les formations du Balta et du T1.2 sont composées d'un sable très mature de type quartzarénitique avec quelques subarkoses (Figure 37A). La fraction détritique dominante est le quartz (Balta : $66 \pm 5 \%$; T1.2 : $71 \pm 2 \%$). Les pôles feldspath et lithique sont mineurs, chacun représentant environ 1 % du volume total de la roche.

Au moment du dépôt, la composition du sable était de type plus subarkosique avec une teneur en feldspath initiale d'environ $4 \pm 2 \%$ pour le Balta et de $2 \pm 1 \%$ pour le T1.2 (Figure 37B).

Le diagramme QFM (Figure 37C) montre un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) de $2 \pm 1 \%$ pour le Balta alors qu'il est inférieur à 1 % dans le T1.2. Les teneurs initiales sont très variables entre les deux formations étudiées. En effet, le volume des micas initiaux reconstitués (pôle M_i) présente des valeurs moyennes de $7 \pm 2 \%$ (Figure 37D) dans le Balta alors qu'il est seulement de 1 % dans le T1.2.

Les grès des formations du Balta et du T1.2 sont propres avec un volume moyen d'argile matricielle inférieur à 1 %.

Le taux de recouvrement des grains par un coating argileux (localisé entre les contacts des grains) est variable entre les deux formations allant de $19 \pm 7 \%$ (Balta) à $40 \pm 15 \%$ (T1.2).

- Le puits 3/20a-3 (Forvie Central) (Planche 2E)

La formation du Balta du puits 3/20a-3 est très semblable à celle du puits 3/15-9a composé d'un sable quartzarénitique (Figure 37A). Les grains de quartz détritique représentent $70 \pm 3 \%$ et la fraction feldspathique et lithique sont considérées comme accessoire avec un volume moyen d'environ 1%. Au moment du dépôt, le sable était légèrement moins mature avec une teneur en feldspath initiale de $2 \pm 1 \%$ (Figure 37B).

On retrouve une importante altération des micas avec une évolution du pôle M_i au moment du dépôt ($7 \pm 1 \%$) jusqu'à des valeurs actuelles de $2 \pm 1 \%$ (Figure 37C, D). Les grès observés présentent une quantité d'argile matricielle relativement faible ($2 \pm 1 \%$) et la surface des grains de quartz est recouverte en moyenne de $22 \pm 9 \%$ d'un coating argileux pré-compactionnel.

Granulométrie, tri et porosité initiale

- Le puits 3/15-9a (Forvie North)

La granulométrie des grains de quartz des formations du Balta et du T1.2 est variable allant du grossier au fin avec une majorité de grains de taille moyenne (entre 250 et 500 μm). Dans les deux formations, les grains sont mal triés à modérément bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25).

L'IGV initial calculé à partir de la granulométrie et du classement est en moyenne de $35,9 \pm 1,9 \%$ pour le Balta et de $35,9 \pm 2,4 \%$ pour le T1.2.

- Le puits 3/20a-3 (Forvie Central)

Les sables de la formation du Balta sont grossiers à fins avec une majorité de grains moyens (entre 250 et 500 μm), et sont mal triés à modérément bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). La porosité initiale moyenne calculée à partir des données granulométriques est de $36,4 \pm 2,7 \%$.

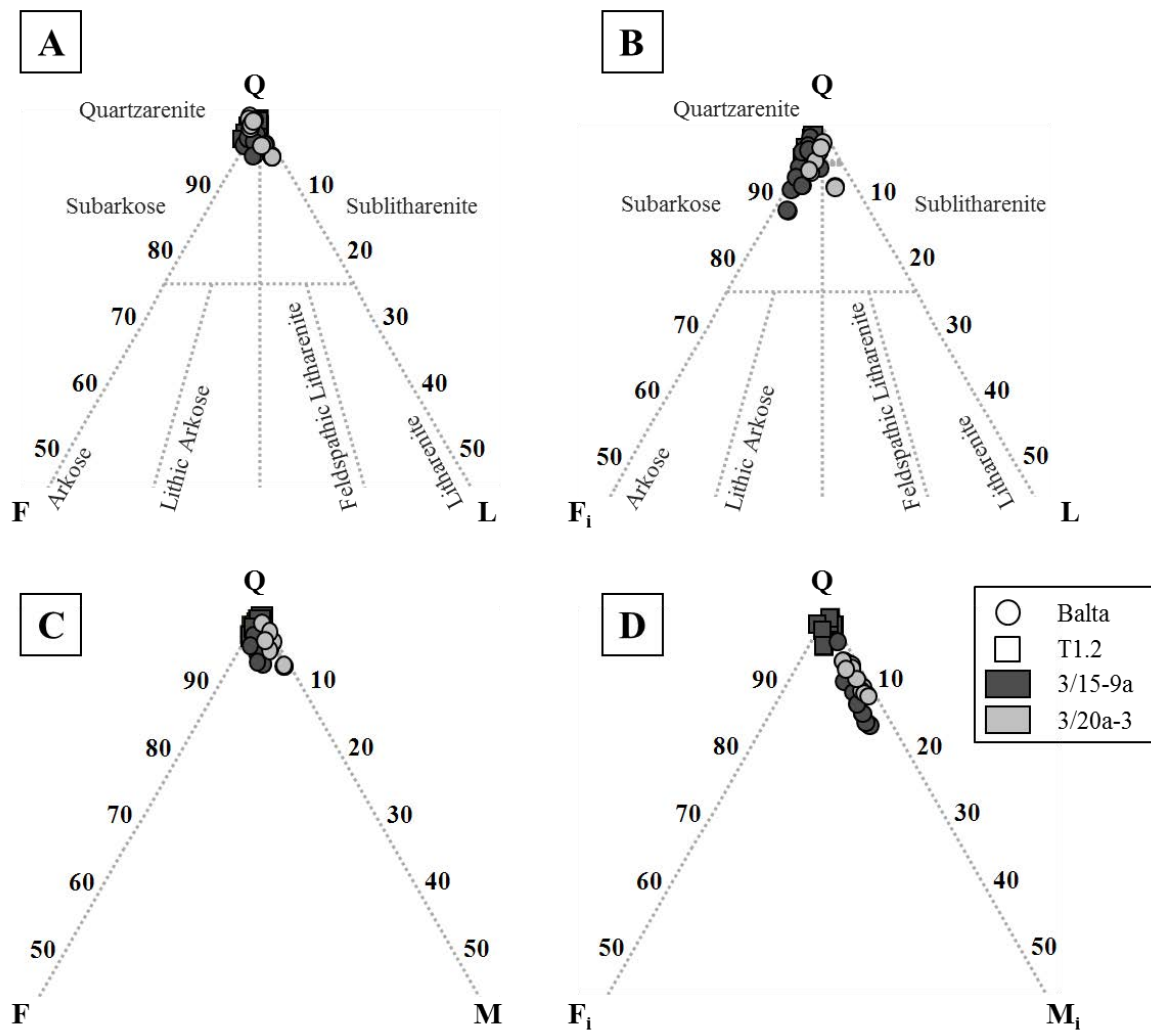


Figure 37: Diagrammes QFL (A), QF_iL restauré (B), et QFM (C), QF_iM_i restauré (D) des formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02.

Minéralogie authigène (Planches 4 & 5)

- Le puits 3/15-9a (Forvie North)

Les cimentations intergranulaires observées dans la formation Balta représentent un volume total de $10 \pm 3 \%$, légèrement inférieur à celui du T1.2 dont le volume moyen est de $14 \pm 3 \%$. Ces ciments sont dominés par les néoformations quartzzeuses ($4 \pm 1 \%$ dans les deux formations), la précipitation d'illite et de kaolinite (représentant chacune $1 \pm 1 \%$ dans les deux formations). On note également la présence de bitume remplissant partiellement la porosité intergranulaire dont les volumes varient de $2 \pm 3 \%$ dans le Balta jusqu'à $5 \pm 3 \%$ dans le T1.2.

Dans la formation du Balta, les remplacements de grains sont dominés par la kaolinite vermiculaire remplaçant les micas ($4 \pm 1 \%$). Du fait de la faible quantité de mica dans la formation du T1.2, la kaolinite en remplacement des micas est très rare ($<1 \%$).

- Le puits 3/20a-3 (Forvie Central)

Les cimentations intergranulaires de la formation du Balta représentent $14 \pm 3 \%$ du volume total de la roche. De façon similaire au puits 3/15-9a, ces phases authigènes sont représentées principalement par les ciments de quartz sous forme de surcroissance monosyntaxiale et de cristaux excentriques ($10 \pm 2 \%$). La précipitation de kaolinite trapue en remplissage de pore est très peu représentée ($< 1 \%$), ainsi que la précipitation d'illite dont les teneurs moyennes sont d'environ 1% . La présence de bitume en remplissage partiel de pores intergranulaires est assez limitée ($\sim 1\%$). Le remplacement des grains est dominé par la kaolinite vermiculaire, remplaçant les micas ($4 \pm 2 \%$).

Propriétés pétrophysiques du réservoir

- Le puits 3/15-9a (Forvie North)

La porosité visuelle totale (ou macroporosité) de la formation du Balta est de $13 \pm 3 \%$, comprenant une porosité primaire de $11 \pm 3 \%$ et une porosité secondaire de $2 \pm 1 \%$.

Dans le T1.2 on observe une macroporosité similaire de $12 \pm 3 \%$ dont $11 \pm 3 \%$ est attribué à la porosité intergranulaire et 1% est attribué à la porosité secondaire.

- Le puits 3/20a-3 (Forvie Central)

La macroporosité du Balta est de $7 \pm 1 \%$, composée par une porosité primaire de $5 \pm 1 \%$ et d'une porosité secondaire de $2 \pm 1 \%$.

Importance relative de la compaction et de la cimentation (puits 3/15-9a et 3/20a-3)

La perte de porosité par compaction (CoPL) calculée de la formation du Balta du puits 3/15-9a est en moyenne de $17,8 \pm 3,4 \%$ alors que la perte de porosité par cimentation (CePL) est en moyenne de $8,3 \pm 2,7 \%$. Dans le T1.2, la CoPL est en moyenne de $13,8 \pm 4,2 \%$ et la CePL est en moyenne de $11,9 \pm 2,8 \%$.

Pour le puits 3/20a-3, les grès observés de la formation du Balta présentent un CoPL de $19,4 \pm 3,8$ % et un CePL de $11,6 \pm 2,4$ %.

Dans la formation du Balta, on observe un comportement similaire entre les deux puits avec une nette dominance de la perte de porosité par la compaction. Ceci est notamment illustré par la nette dominance des contacts concavo-convexes et suturés entre les grains de quartz observables en lame mince. Dans la formation du T1.2 du puits 3/15-9a, la perte de porosité est liée à la fois à la compaction et à la cimentation Figure 38.

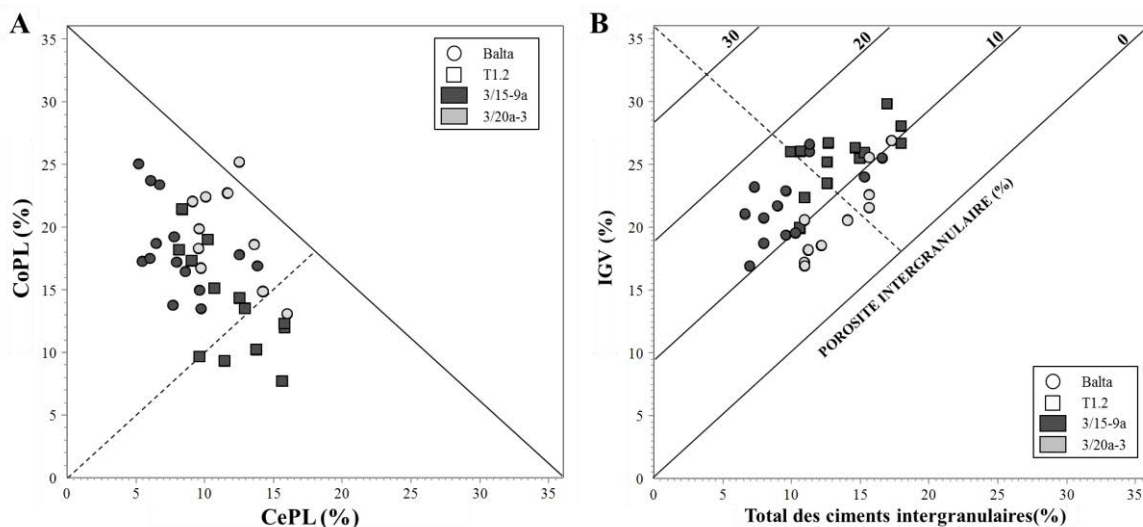


Figure 38: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3 et du T1.2 du puits 3/20a-3. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (Pi) moyenne des échantillons est de 36 %.

4.1.5. Le champ de Jura

Un total de 20 lames minces a été étudié sur le champ de Jura (puits 3/15-10) à travers la formation du Balta.

Minéralogie détritique (Planche 3A)

La formation du Balta du puits 3/15-10 est composée de sable mature de type subarkosique à quartzarénitique (Figure 39A). La fraction détritique est dominée par le quartz (58 ± 7 %). Les feldspaths (principalement potassiques) sont la deuxième fraction détritique la plus représentée atteignant 3 ± 1 %. Enfin, la fraction lithique, composée principalement de fragments de roches plutoniques, représente un volume moyen de 2 ± 1 %.

Au moment du dépôt, le sable était principalement subarkosique avec une teneur en feldspath initial d'environ 6 ± 2 % (Figure 39B).

Le diagramme QFM (Figure 39C) met en avant un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) de 3 ± 1 %. La forte altération des micas est remarquable par la quantité du pôle M au moment du dépôt (M_i) atteignant 9 ± 5 %.

Les grès sont relativement propres avec un volume d'argile matricielle inférieur à 1 %. Le coating pré-compactionnel de même nature que ceux observés dans les précédents champs, recouvre en moyenne 18 ± 10 % de la surface des grains de quartz.

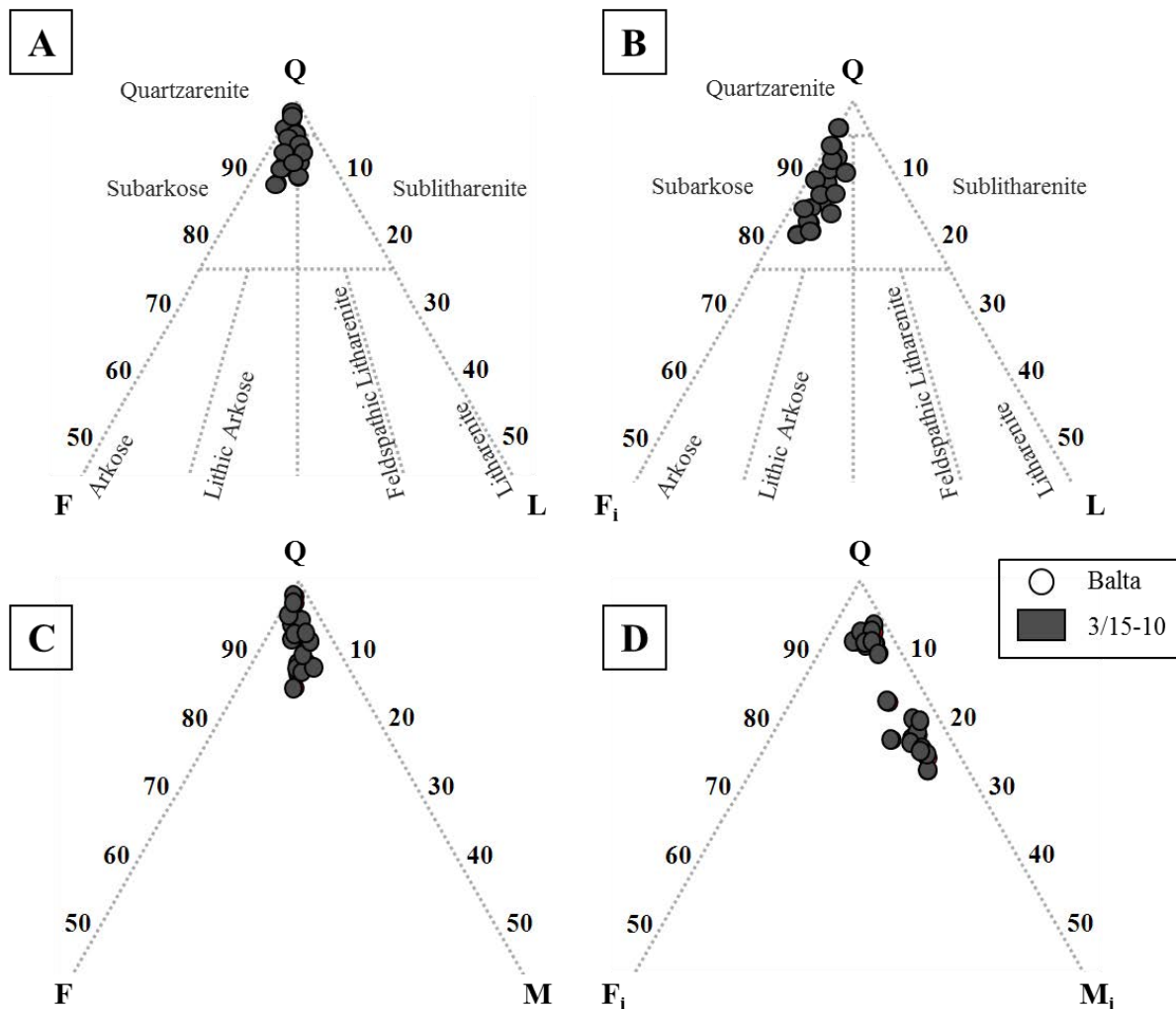


Figure 39: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Balta du puits 3/15-10.

Granulométrie, tri et porosité initiale

La granulométrie des sables du Balta varie de grossière à fine avec une majorité de grains de taille moyenne (entre 250 et 500 μm), et sont mal triés à modérément bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). Les porosités initiales calculées à partir des données granulométriques et du classement des grains sont de $36,5 \pm 2,0 \%$.

Minéralogie authigène (Planches 4 & 5)

Les cimentations intergranulaires sont d'abondance moyenne représentant $10 \pm 2 \%$ du volume total de la roche. Ces phases authigènes sont représentées par les ciments de quartz sous forme de surcroissance monosyntaxiale et de cristaux excentriques ($5 \pm 2 \%$). La deuxième phase majeure est représentée par les précipitations d'illite en remplissage de pores ($2 \pm 1 \%$). La précipitation de kaolinite reste mineure ($\sim 1 \%$) de même que la pyrite et la présence de bitume ($< 1 \%$).

Les remplacements de grains sont dominés par les deux morphologies de kaolinite. La première, vermiculaire se retrouve exclusivement en remplacement des micas ($4 \pm 3 \%$). Cette kaolinite est fréquemment illitisée ($\sim 1 \%$); la deuxième, trapue, est observable accessoirement ($< 1 \%$) en remplacement des feldspaths potassiques et ne présente aucune trace d'illitisation. Enfin, on observe la présence accessoire ($< 0,5\%$) de pyrite en remplacement des micas.

Propriétés pétrophysiques du réservoir

La porosité visuelle totale (ou macroporosité) du Balta est très bonne ($19 \pm 2 \%$) notamment au vue de l'enfouissement de 3,6 km du réservoir. Cette macroporosité est composée d'une porosité primaire importante de $16 \pm 2 \%$ et d'une porosité secondaire de $3 \pm 2 \%$.

Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation

D'un point de vue qualitatif, les grès observés sont faiblement compactés au regard de la profondeur des échantillons (3600 m), présentant des contacts entre grains de type principalement ponctuels et concavo-convexes avec peu de contacts suturés. Ces observations

témoignent d'une compaction mécanique certes avancée mais d'une compaction chimique peu développée.

La perte de porosité par compaction (CoPL) est en moyenne de $13,4 \pm 3,4$ % et la perte de porosité par cimentation (CePL) est en moyenne de $8,7 \pm 1,9$ %.

La perte de porosité intergranulaire est équilibrée entre la compaction et la cimentation (Figure 40).

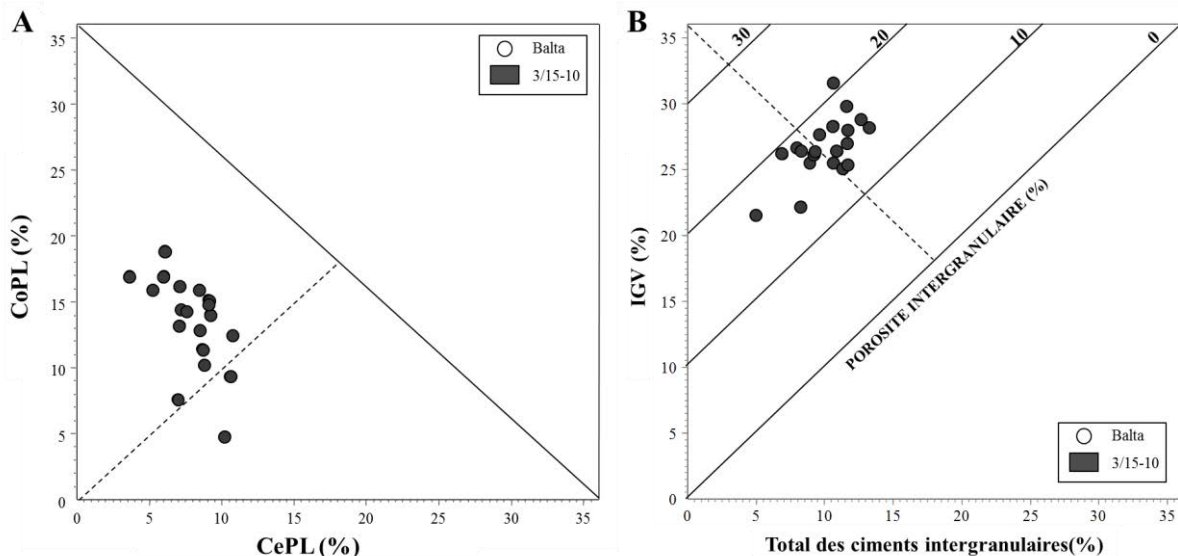


Figure 40: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta du puits 3/15-10. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 36 %

4.1.6. Le champ d'Islay

Un total de 24 lames minces a été étudié dans la formation du Balta du puits 3/15-12.

Minéralogie détritique (Planche 3B)

La formation du Balta du puits 3/15-12 est composée de sable très mature de type quartzarénite (Figure 41A). Les grès observés sont de manière générale très propres avec très peu de matrice argileuse (~ 1 %).

La fraction détritique est dominée par le quartz représentant 63 ± 7 % du volume total de la roche. Les feldspaths (principalement potassiques) sont accessoires avec une moyenne de 1 %, de même que la fraction lithique.

De composition légèrement plus subarkosique au moment du dépôt (Figure 41B), les sables du Balta étaient composés d'une teneur en feldspath initial d'environ 4 ± 1 %.

Les diagrammes QFM et QF_iM_i (Figure 41C & D) indiquent une intense altération des micas avec des valeurs moyennes évoluant de 8 ± 6 % au moment du dépôt jusqu'à 2 ± 1 % dans les conditions actuelles du réservoir.

La présence d'un coating d'argiles potassiques d'origine détritique (i.e. pré-compaction) est également à noter, recouvrant en moyenne 12 ± 8 % de la surface des grains de quartz.

Granulométrie, tri et porosité initiale

La taille des grains de quartz du puits 3/15-12 est très variable allant du très grossier au fin avec une majorité de grains de taille moyenne (entre 250 et 500 μm). Seuls deux échantillons présentent des grains très grossiers (entre 1 et 2 mm), traduisant probablement un hydrodynamisme plus important au moment du dépôt.

Le tri des grains de quartz est également variable allant de faiblement trié à bien trié avec une majorité de grains moyennement bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25).

La porosité initiale calculée à partir de la granulométrie et du classement est en moyenne de $34,7 \pm 2,7$ %.

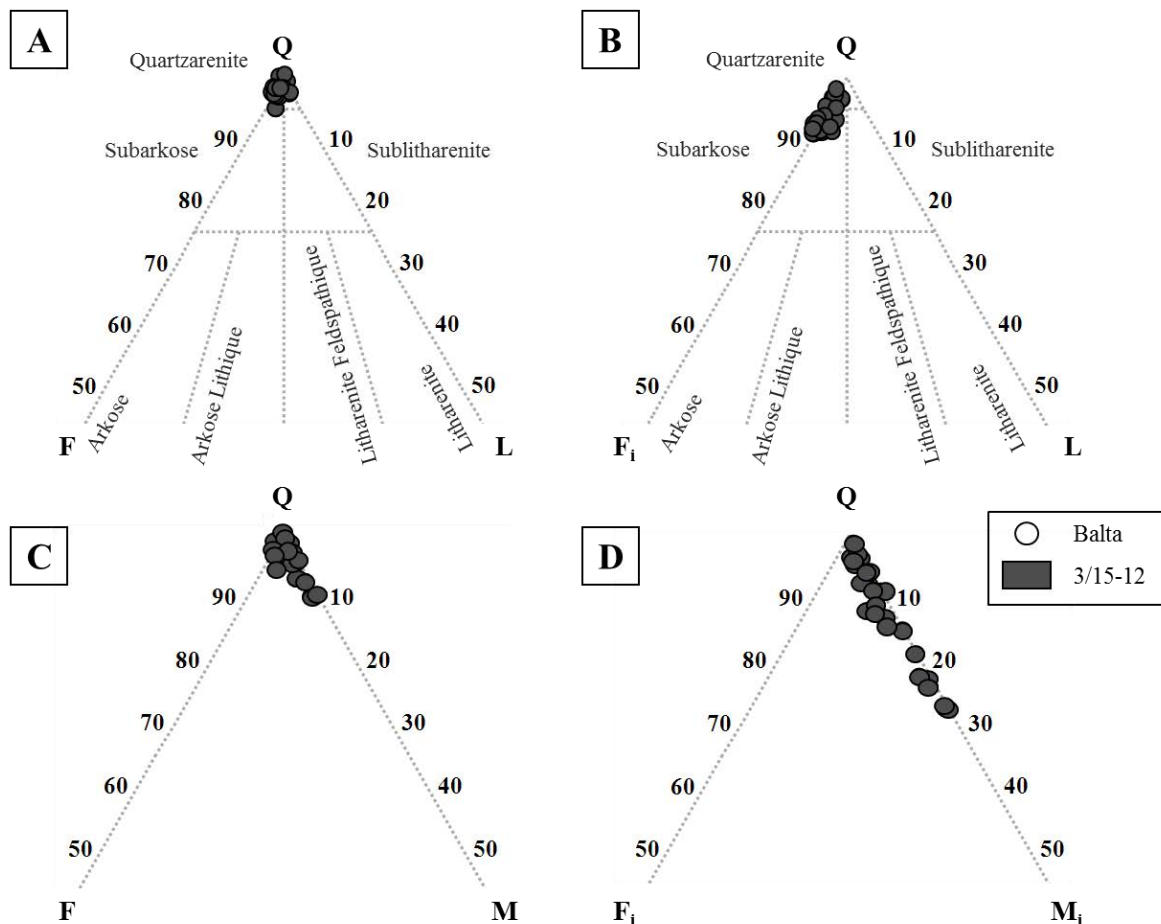


Figure 41: Diagrammes QFL (A), QF_iL restauré (B), et QFM (C), QF_iM_i restauré (D) de la formation du Balta du puits 3/15-12.

Minéralogie authigène (Planches 4 & 5)

Les cimentations intergranulaires sont d'abondance moyenne représentant 11 ± 3 % du volume total de la roche. Ces phases authigènes sont principalement représentées par les ciments de quartz sous forme de surcroissances monosyntaxiales et de cristaux excentriques (6 ± 1 %). L'étude des surcroissances de quartz via la CL-MEB (cf. § 3.7) a permis d'observer deux générations de surcroissances de quartz. La première, Q1, est constituée d'une fine auréole discontinue autour des grains de quartz détritiques, caractérisée par une luminescence peu intense de couleur bleu/violet. La seconde, Q2, se développe quant à elle sous forme de larges surcroissances automorphes de luminescence plus vive de couleur rougeâtre, recouvrant généralement Q1 (ou directement sur la surface détritiques en l'absence de Q1). En outre, le ciment de quartz remplissant les microfractures au sein des grains de quartz est de la génération Q2 (même luminescence).

Les néoformations argileuses intergranulaires sont dominées par la précipitation d'illite en remplissage de pores intergranulaires ($4 \pm 2\%$) et de kaolinite de type trapue (i.e. « blocky ») ($\sim 1\%$). Les ciments accessoires sont constitués de pyrite et de bitume ($\sim 1\%$).

Les remplacements de grains sont dominés par les néoformations argileuses. Deux morphologies distinctes de kaolinite sont observables. La première, vermiculaire s'observe exclusivement en remplacement des micas ($4 \pm 3\%$) associée à leur illitisation. La deuxième, trapue est observable accessoirement en remplacement des feldspaths potassiques et ne présente que très rarement des traces d'illitisation, décelables principalement au MEB. L'illite est également présente en remplacement des micas et/ou associée à l'altération de la kaolinite vermiculaire de remplacement des micas ($2 \pm 1\%$). La présence de pyrite en remplacement des biotites et de la sidérite associée à la matrice argileuse ou en remplacement de la kaolinite trapue est considérée comme accessoire ($< 1\%$ du volume total de la roche).

Propriétés pétrophysiques du réservoir

La porosité visuelle totale (ou macroporosité) du Balta est très bonne ($15 \pm 3\%$). Elle est composée d'une porosité primaire de $12 \pm 3\%$ et d'une porosité secondaire (principalement liée à la dissolution des feldspaths potassiques) de $3 \pm 1\%$.

Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation

La faible compaction des grès du puits 3/15-12 est très similaire à celle du champ de Jura. La perte de porosité par compaction (CoPL) calculée est en moyenne de $13,5 \pm 4,5\%$ et la perte de porosité par cimentation (CePL) est en moyenne de $9,9 \pm 2,8\%$. La CoPL est sensiblement plus variable que la CePL au sein des échantillons étudiés.

La perte de porosité intergranulaire est liée à la combinaison de la compaction et de la cimentation (principalement de quartz et de kaolinite) (Figure 42).

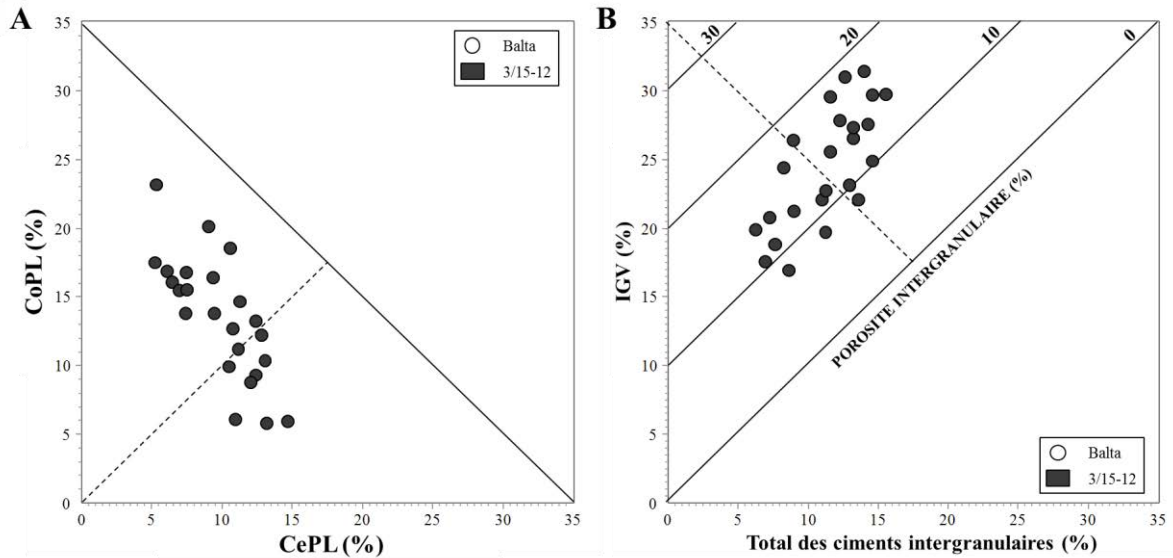


Figure 42: Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour la formation du Balta du puits 3/15-12. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 35 %.

4.1.7. *Le champ de Hild*

Un total de 17 lames minces a été étudié sur le champ de Hild à travers les formations du Balta et T1 pour le puits 29/6-1, et du T1 pour les puits 30/4-2 et 30/7-8.

Minéralogie détritique

- Le puits 30/4-2 (Planche 3C)

La formation du T1 est composée de sable mature de type quartzarénite (Figure 43A). La fraction détritique est dominée par le quartz (57 ± 8 %). Aucun feldspath détritique n'a été compté dans les échantillons étudiés et la fraction lithique, composée principalement de fragments de roches plutoniques, représente un volume moyen de 2 %.

Au moment du dépôt, le sable était légèrement moins mature, de composition plus subarkosique avec une teneur en feldspath initial d'environ 3 ± 2 % (Figure 43B).

Le diagramme QFM (Figure 43C) met en avant un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) d'environ 2 % alors qu'il était deux fois plus important au moment du dépôt (4 ± 2 %) (Figure 43D).

Les grès sont relativement propres avec un volume d'argile matricielle d'environ de 4 ± 3 %.

Enfin, on note la présence d'un coating argileux localisé entre les contacts des grains. Ce coating pré-compactionnel recouvre en moyenne 18 ± 11 % de la surface des grains de quartz.

- Le puits 30/7-8 (Planche 3D)

On retrouve une formation très semblable à celle du puits 3/9a-N01 composée d'un sable de type quartzarénite (Figure 43A). La fraction détritique est composée de 66 ± 3 % de quartz et 2 ± 1 % de fragments lithiques. De la même façon on observe la dissolution complète des feldspaths. La reconstruction de la teneur en feldspath initial F_i (~ 1 %) nous indique un sable légèrement moins mature au moment du dépôt proche d'une subarkose (Figure 43B).

L'altération des micas est assez faible avec une évolution du pôle M_i (3 ± 1 %) au moment du dépôt jusqu'à des valeurs actuelles de 2 ± 1 % (Figure 43C, D). Les grès observés présentent très peu d'argile matricielle (~ 1 %) et la surface des grains de quartz est recouverte en moyenne de 27 ± 14 % d'un coating argileux pré-compactionnel.

- Le puits 29/6-1 (Planche 3E, F)

Les formations du Balta et du T1 sont composées de sable très mature de type quartzarénitique (Figure 43Figure 33A). La fraction détritique est dominée par le quartz (Balta : 69 ± 9 % ; T1 : 74 ± 5 %). Les feldspaths ont été totalement dissous dans les deux formations et la fraction lithique est accessoire (~ 1 %).

Au moment du dépôt, le sable était légèrement moins mature avec un volume moyen de feldspath initial de 1 % pour le Balta et le T1 (Figure 43B).

Le diagramme QFM (Figure 43C) met en avant un volume actuel des micas et des lithiques (pôle M) similaire entre les deux formations étudiées autour de 1 %. On note une importante altération des micas au cours de l'enfouissement. En effet, au moment du dépôt, le volume initial du pôle M_i représentait 5 ± 6 % pour le Balta et 3 ± 2 % pour le T1 (Figure 43D).

Les grès de la formation du Balta et du T1 sont relativement propres avec un volume d'argile matricielle de 2 ± 1 %.

Enfin, on remarque la présence d'un coating argileux localisé entre les contacts des grains. Ce coating pré-compactionnel recouvre en moyenne 7 ± 8 % (Balta) et 19 ± 15 % (T1) de la surface des grains de quartz.

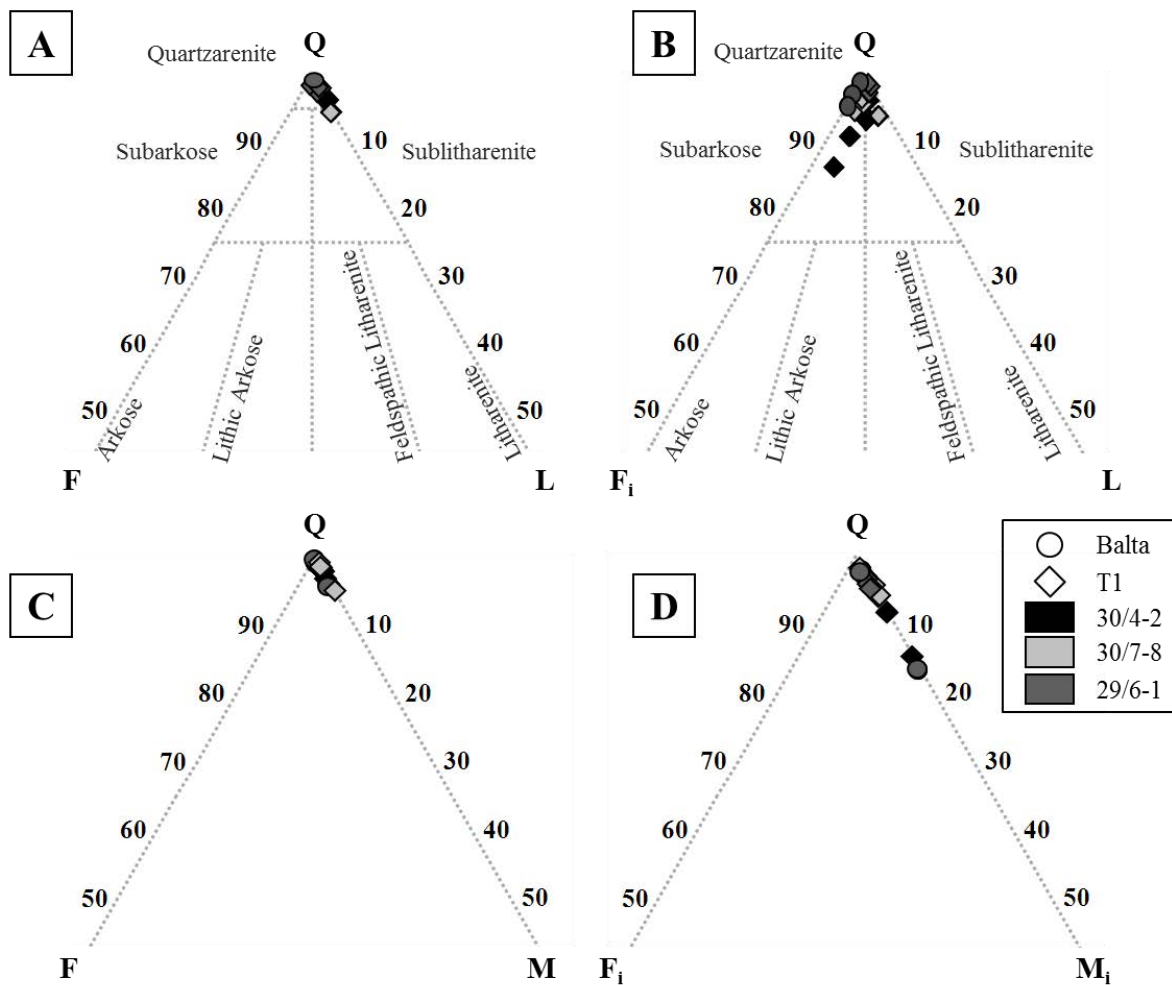


Figure 43: Diagramme QFL (A), QF_iL (B) et QFM (C), QF_iM_i (D) de la formation du Balta et du T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1.

Granulométrie, tri et porosité initiale

- Le puits 30/4-2

La granulométrie des sables de la formation du T1 varie de moyenne à fine avec une majorité de grains fins (entre 125 et 250 µm). Ces grains sont mal triés à modérément bien triés avec une majorité de grains modérément bien triés (entre 1,5 et 1,8 Trask 75/25). Les porosités initiales moyennes calculées à partir des données granulométriques et du classement des grains est de $37,7 \pm 2,9$ %.

- Le puits 30/7-8

Les grains de quartz de la formation du T2.2 sont grossiers à moyens avec une majorité de grains de taille moyenne (entre 250 et 500 µm) et sont modérément triés (entre 1,8 et 2,35 Trask 75/25). La porosité initiale calculée est en moyenne de $34,1 \pm 1,3$ %.

- Le puits 29/6-1

La granulométrie des sables des formations du Balta et du T1 varie de grossière à fine avec une majorité de grains de taille moyenne (entre 250 et 500 μm). Les grains sont mal triés à bien triés avec une majorité de grains modérément triés (entre 1,8 et 2,35 Trask 75/25). Les porosités initiales moyennes calculées sont de $34,2 \pm 2,9 \%$ pour le Balta et $33,6 \pm 3,1 \%$ pour le T1.

Minéralogie authigène (Planches 4 & 5)

- Le puits 30/4-2

Les cimentations intergranulaires sont d'abondance moyenne représentant $14 \pm 3 \%$ du volume total de la roche. Ces phases authigènes sont représentées par le ciment de quartz sous forme de surcroissance monosyntaxiale et de cristaux excentriques ($9 \pm 2 \%$). La deuxième phase majeure est représentée par la précipitation d'illite ($2 \pm 1 \%$) suivie par la précipitation de kaolinite trapue en remplissage de pores intergranulaires ($\sim 1 \%$). Les ciments accessoires sont constitués de pyrite en teneur inférieure à 1%. On note également la présence de bitume remplissant partiellement la porosité intergranulaire ($2 \pm 1 \%$).

Les remplacements de grains sont dominés par les néoformations argileuses, notamment par la kaolinite vermiculaire remplaçant les micas ($2 \pm 2 \%$). Cette kaolinite présente systématiquement des traces d'illitisation.

Enfin, on observe la présence accessoire ($< 1\%$) de pyrite et de bitume en remplacement des micas.

- Le puits 30/7-8

Les cimentations intergranulaires représentent un volume total de $16 \pm 2 \%$. Ces ciments sont dominés par le quartz ($10 \pm 2 \%$), l'illite ($\sim 1 \%$) et la kaolinite trapue en remplissage de pores ($\sim 1 \%$). Les remplacements de grains sont accessoires dans ce puits ($< 1 \%$).

- Le puits 29/6-1

Les cimentations intergranulaires représentent un volume très important (Balta : $20 \pm 2 \%$; T1 : $16 \pm 3 \%$). Les cimentations les plus représentées sont le quartz (Balta : $7 \pm 5 \%$; T1 : $10 \pm 2 \%$). La deuxième phase majeure est la précipitation de kaolinite (souvent illitisée) trapue en remplissage de pores intergranulaires (Balta : $4 \pm 3 \%$; T1 : $\sim 1\%$). La précipitation d'illite

représente environ 1 % du volume total de la roche. Un des échantillons du Balta présente une cimentation importante par la calcite (~ 20 %). Cette calcite poecilitique est localisée entre les contacts des grains, indiquant sa précipitation précoce (pré-compaction). La présence de bitume varie suivant les formations de 1% dans le Balta à 2 ± 1 % dans le T1.

Concernant les remplacements de grains, on retrouve la kaolinite vermiculaire remplaçant les micas dans des volumes très importants (Balta : 4 ± 5 % ; T1 : ~ 1 %). De façon similaire au puits 30/4-2 et 29/6-1, cette kaolinite vermiculaire est systématiquement illitisée.

Propriétés pétrophysiques du réservoir

- Le puits 30/4-2

La macroporosité du T1 est excellente (21 ± 2 %), composée d'une porosité primaire de 18 ± 3 % et d'une porosité secondaire (principalement liée à la dissolution des feldspaths potassiques) de 3 ± 2 %.

- Le puits 30/7-8

La macroporosité du T1 est bonne (14 ± 2 %), composée d'une porosité primaire importante d'environ 13 ± 1 % et une porosité secondaire d'environ 1 %.

- Le puits 29/6-1

La macroporosité des formations étudiées varie de 4 ± 3 % (Balta) à 6 ± 2 % (T1). Elle est composée d'une porosité primaire importante (Balta : 3 ± 2 % ; T1 : 6 ± 2 %) et d'une faible porosité secondaire (Balta : ~ 1%, T1 : < 1 %).

Importance de la compaction vis-à-vis de la cimentation (puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1)

Dans le puits 30/4-2, la perte de porosité par compaction (CoPL) calculée est en moyenne de 3 ± 5 % dans le T1 et la perte de porosité par cimentation (CePL) calculée est en moyenne de 14 ± 3 %. Dans le puits 30/7-8, les grès observés de la formation du T1 présentent une CoPL de 6 ± 1 % et une CePL de 15 ± 2 %. Enfin, dans le puits 29/6-1, la CoPL est 13 ± 2 % (Balta et T1) tandis que la CePL varie de 17 ± 2 % (Balta) à 14 ± 3 % (T1).

La Figure 44 résume l'influence relative de la compaction et/ou de la cimentation sur la perte de la porosité intergranulaire pour des formations étudiées. Dans l'ensemble, la perte de porosité intergranulaire des trois puits est principalement dominée par la cimentation.

Les valeurs anormalement élevées de l'IGV du puits 30/4-2 (Figure 44B) sont principalement liées à une importante préservation de la porosité intergranulaire. Les contacts concavo-convexes et suturés étant très rares au regard de l'enfouissement du puits (3,65 km).

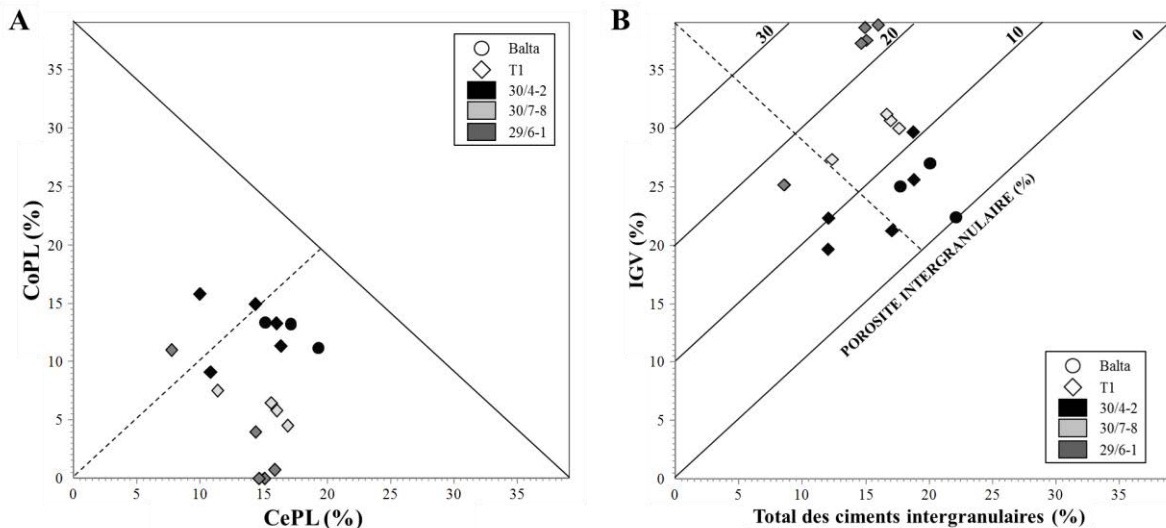


Figure 44: Importance relative de la compaction vis-à-vis de la cimentation pour les formations du Balta et T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1. A) CoPL en fonction du CePL ; B) IGV en fonction de la somme des ciments intergranulaires. Note : La porosité initiale (P_i) moyenne des échantillons est de 39 %.

4.1.8. Résumé des principales observations pétrographiques

Au moment du dépôt, la composition des sables étudiés est relativement homogène, variant principalement entre la subarkose et la quartzarénite (Figure 45A). Seul les réservoirs du champ d'Alwyn (puits 3/9a-N01 et N03) présentent des sables de composition arkosique à subarkosique.

Les teneurs en micas initial sont relativement élevées dans les réservoirs des puits étudiés avec des teneurs pouvant atteindre jusqu'à 30 % du volume total de la roche (Figure 45A). La variabilité de la teneur en minéraux ductiles comme les micas peut avoir un impact important sur le comportement mécanique du cortège minéralogique avec l'enfouissement (Worden *et al.*, 2000).

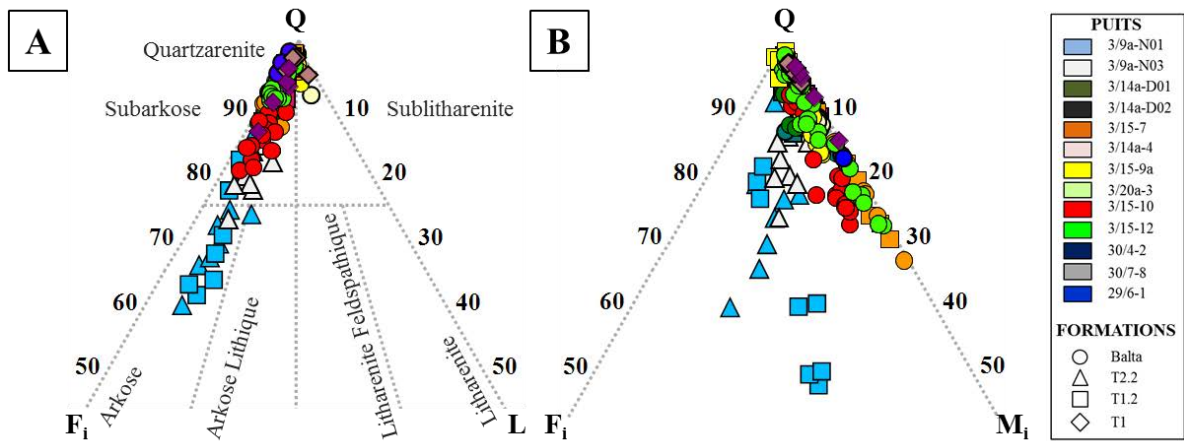


Figure 45: Synthèse des compositions QF_iL (A) et QF_iM_i (B) des échantillons étudiés.

L'étude de la minéralogie authigène a montré une similitude des ciments rencontrés dans tous les champs étudiés. Les principaux ciments intergranulaires sont le quartz et les argiles de type kaolinite trappue (K2) et illite. L'intense altération des micas détritiques a conduit à la formation de kaolinite vermiforme (K1) se développant en remplacement de ces derniers. La chronologie relative des phases de cimentation sera présentée dans la partie inclusions fluides afin d'associer les données de température (T_h) avec la formation des ciments.

PLANCHES PHOTOS

Planche 1 : vue d'ensemble des réservoirs étudiés (I)

A) et B) Puits 3/9a-N01 (Alwyn) : A) Arkose de la formation du T2.2 composé de grains de quartz de taille moyenne et bien triés ; B) Arkose de la formation du T1.2 composé de grains de quartz fins et modérément bien triés. Dans les deux formations, la porosité intergranulaire (Φ_I) est de l'ordre de 10-11 % du volume totale de la roche alors que la porosité secondaire (Φ_{II}) varie de 2 à 6 %. Les feldspaths potassiques (K-Fd) sont colorés en jaune par le ferricyanure de potassium.

C) Puits 3/9a-N03 (Alwyn) : subarkose de la formation du T2.2. La minéralogie est très similaire à celle du puits 3/9a-N01 avec des grains de quartz de taille moyenne et bien triés ($\Phi_I = 16$ %, $\Phi_{II} = 3$ %).

D) Puits 3/14a-D01 (Dunbar) : quartzarénite de la formation du Balta dont les grains de quartz sont de taille moyenne et modérément bien triés ($\Phi_I = 11$ %, $\Phi_{II} = 2$ %).

E) et F) Puits 3/14-D02 (Dunbar) : les quartzarénites du Balta (E) et du T1.2 (F) sont composées de grains de quartz de taille moyenne et modérément bien triés ($\Phi_I = 13$ %, $\Phi_{II} = 3-4$ %).

G) et H) Puits 3/14a-4 (Grant): les formations du Balta (G) et du T1.2 (H) sont minéralogiquement similaires (quartzarénite) et composées de grain de quartz moyens à fins ($\Phi_I = 10-11$ %, $\Phi_{II} = 1-2$ %)

Planche 1: vue d'ensemble des réservoirs étudiés (I)

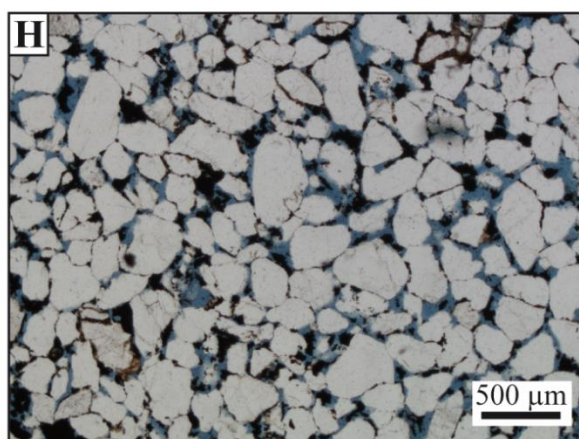
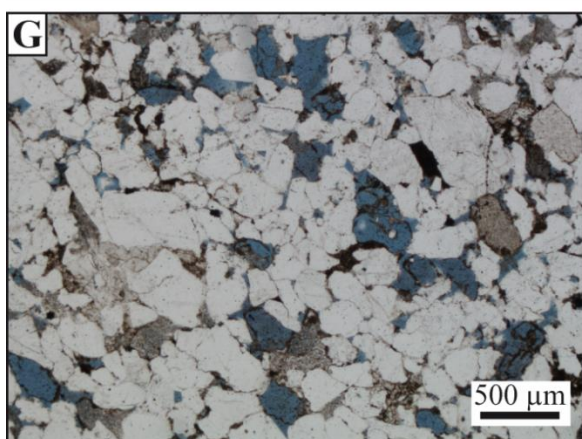
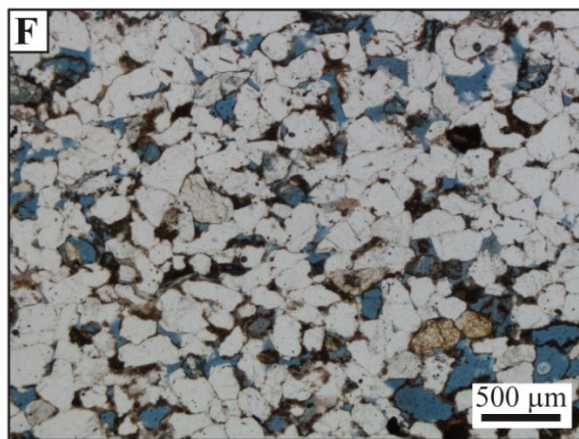
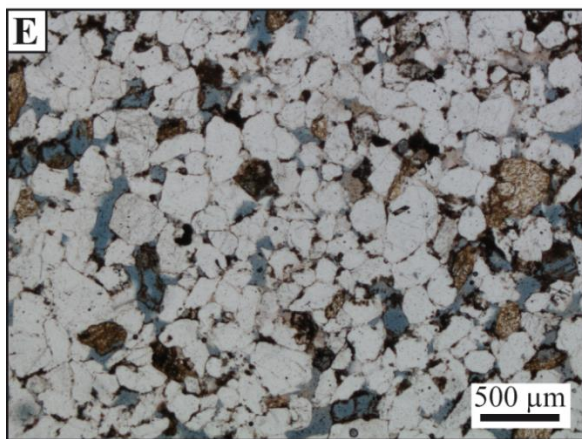
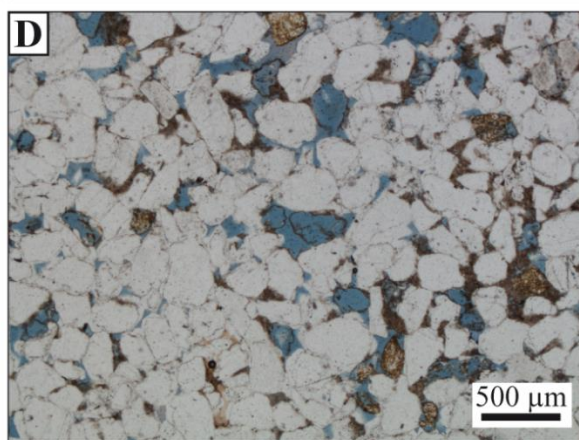
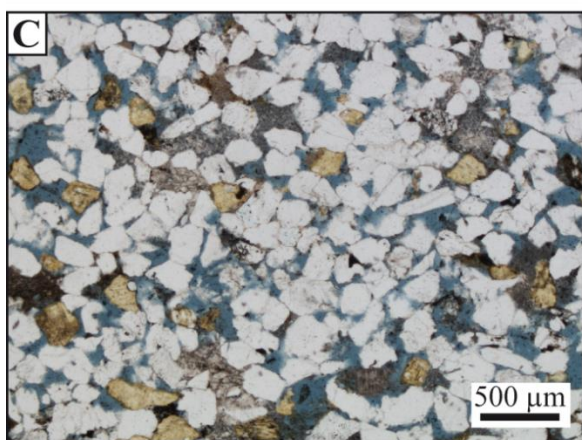
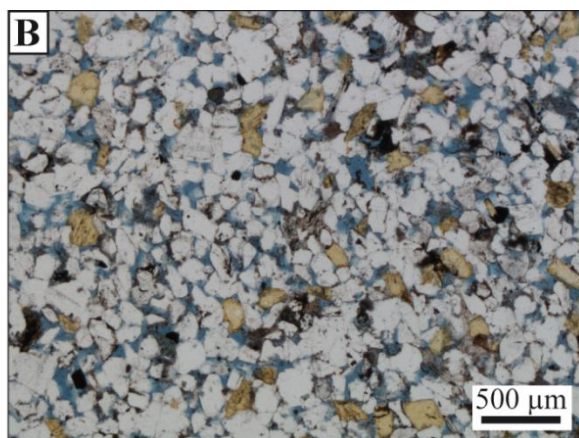
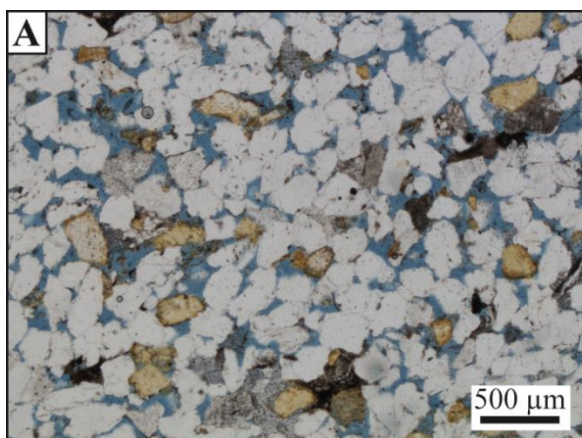
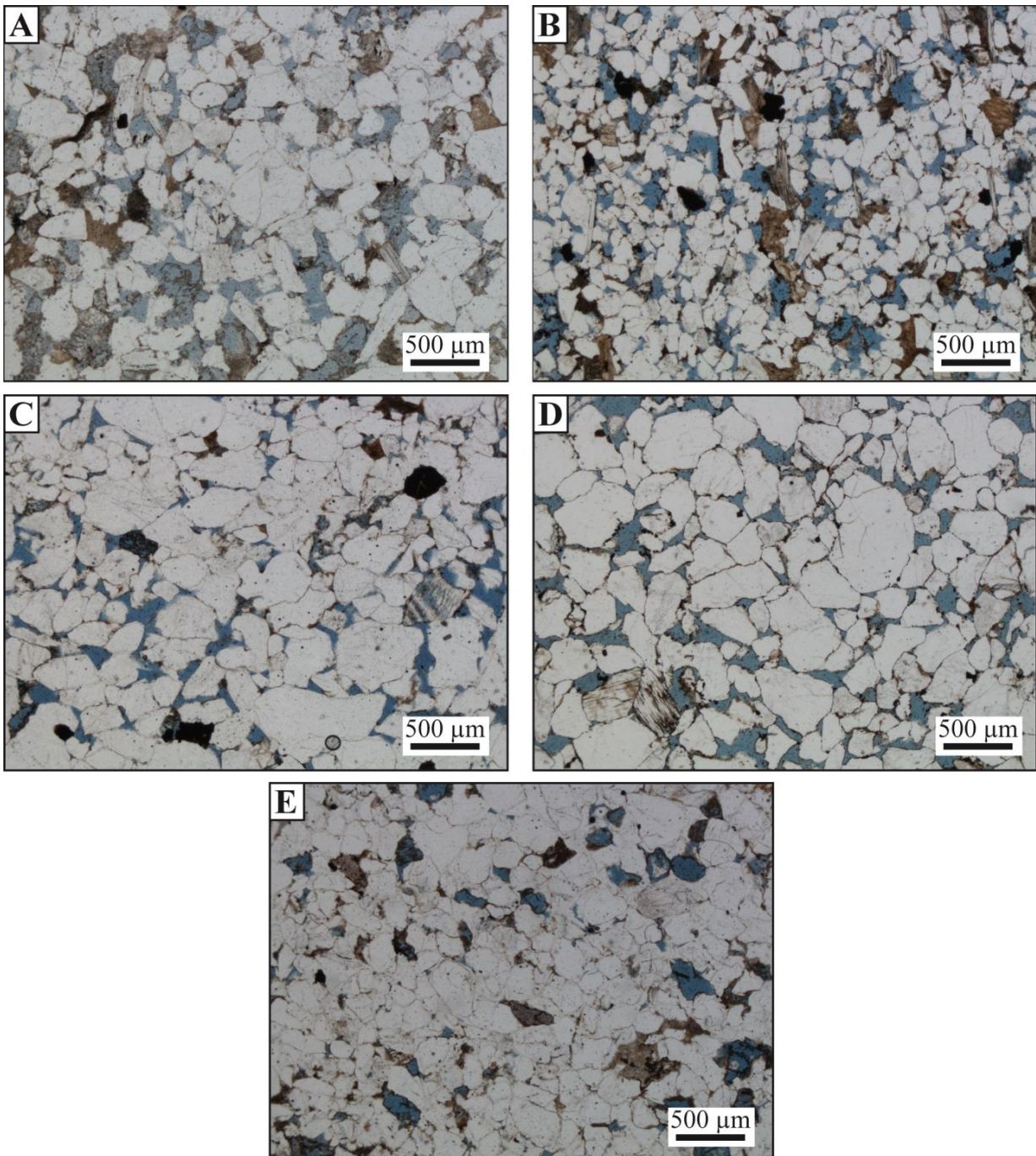


Planche 2: vue d'ensemble des réservoirs étudiés (II)

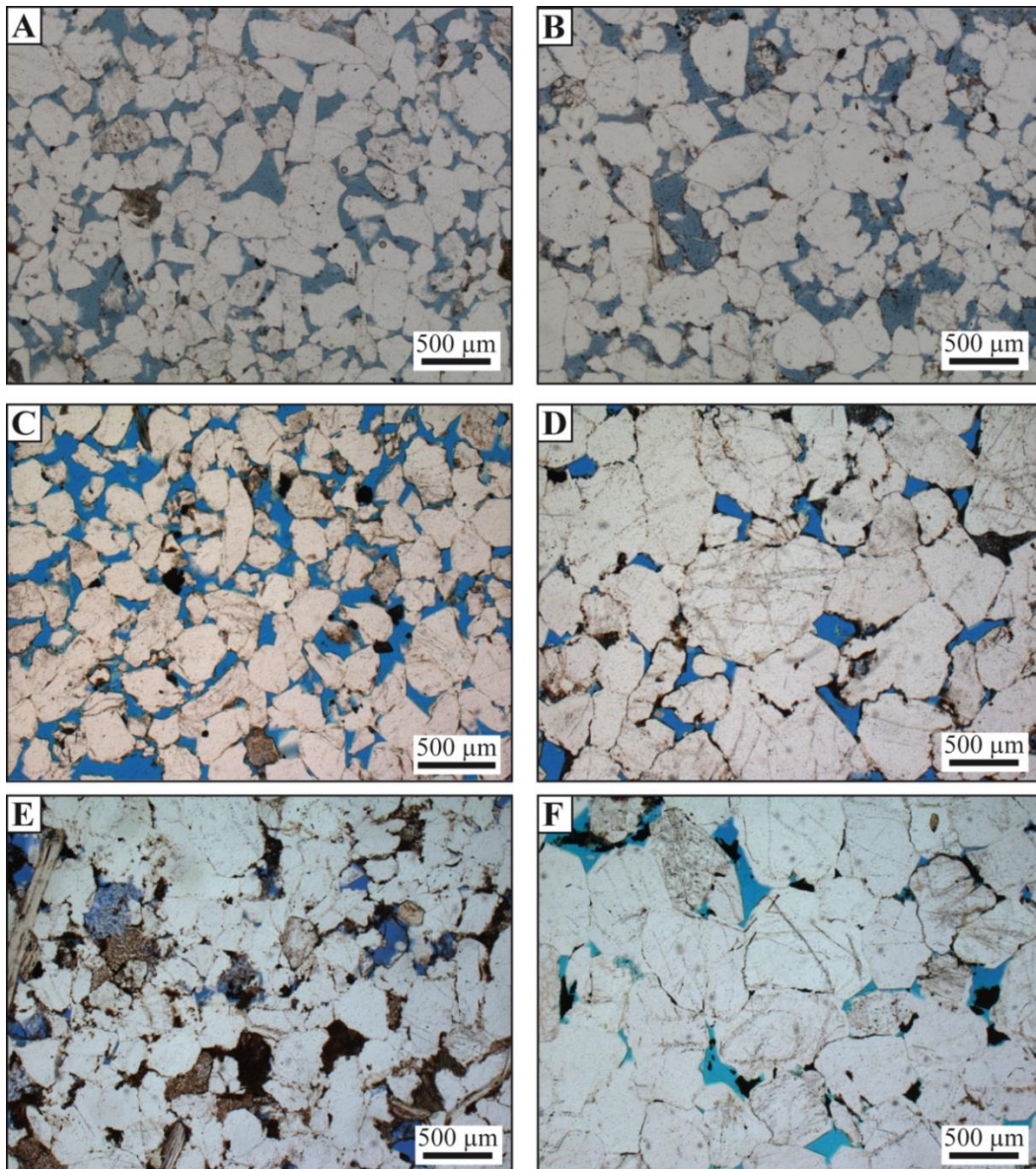


A) et B) Puits 3/15-7 (Grant) : quartzarénites des formations du Balta (A) et du T1.2 (B) composées de grains de quartz de taille moyenne et bien triés ($\Phi_I = 10-15\%$, $\Phi_{II} = 2-4\%$).

C) et D) Puits 3/15-9a (Forvie North) : les formations du Balta (C) et du T1.2 (D) sont composées de quartzarénites avec des grains de quartz modérément bien triés et de taille moyenne ($\Phi_I = 10\%$ pour le Balta et 15% pour le T1.2, $\Phi_{II} = 3\%$).

E) Puits 3/20a-3 (Forvie Central) : quartzarénite de la formation du Balta, dont les grains de quartz sont mal triés et de taille moyenne ($\Phi_I = 5\%$, $\Phi_{II} = 2\%$). Le fort taux de compaction et chimique est remarquable de par les nombreux contacts concavo-convexes et suturés entre les grains de quartz.

Planche 3: vue d'ensemble des réservoirs étudiés (III)



A) Puits 3/15-10 (Jura) : photographie en microscopie optique d'une quartzarénite de la formation du Balta présentant une excellente porosité visuelle ($\Phi_I = 16\%$, $\Phi_{II} = 3\%$) composée de grains de taille moyenne et modérément bien triés.

B) Puits 3/15-12 (Islay) : photographie en microscopie optique de la formation du Balta composée de quartzarénites modérément bien triées et de taille moyenne ($\Phi_I = 12\%$, $\Phi_{II} = 3\%$).

C) Puits 30/4-2 (Hild) : photographie en microscopie optique d'une quartzarénite du T1 avec des grains de quartz grossiers et modérément bien triés ($\Phi_I = 18\%$, $\Phi_{II} = 3\%$).

D) Puits 30/7-8 (Hild) : photographie en microscopie optique de la formation du T1 composée de quartzarénites de taille grossière et bien triés. Les porosités primaires et secondaires sont respectivement de 13 % et 1%.

E) et F) Puits 29/6-1 (Hild): photographie en microscopie optique d'une quartzarénite du Balta (A) et du T1 (B). Les grains de quartz sont de taille moyenne et modérément bien triés ($\Phi_I = 5\%$, $\Phi_{II} < 1\%$).

Planche 4 : Les ciments de quartz

A) Photographie en microscopie optique de surcroissance de quartz (Qz cmt) observée dans la formation du Balta du puits 3/14a-D01. La délimitation entre le grain de quartz détritique (Qz gr) et sa surcroissance est aisément remarquable de par la multitude d'inclusions fluides et d'impuretés piégées à la limite grain-auréole.

B) Photographie en microscopie optique des relations entre les surcroissances de quartz et la dissolution des feldspaths potassiques. Le contact entre le fantôme du grain dissous (remarquable par la présence d'un coating argileux) et l'auréole de quartz indique que cette dissolution est postérieure aux ciments de quartz.

C) et D) Photographies MEB en mode BSE (C) et sous CL-MEB (D) d'une quartzarénite de la formation du Balta du puits 3/15-12 (Islay). L'observation de deux générations de ciments de quartz Q1 et Q2 présente une similarité avec l'observation du champ de Hild (Girard *et al.*, 2001).

E) Photographie CL-MEB d'une quartzarénite du puits 3/15-10 montrant le remplissage des microfractures par un ciment de quartz de même luminescence que celle des auréoles.

F) Photographie MEB en mode SE de surcroissance de quartz classique présente dans tous les réservoirs étudiés.

G) et H) Photographies MEB en mode SE des relations entre la kaolinite illitisée (I-Kaol) et les surcroissances de quartz. La présence d'inclusions de kaolinite au sein des ciments quartzeux montre le caractère cogénétique de la précipitation de ces phases minérales.

Planche 4: Les ciments de quartz

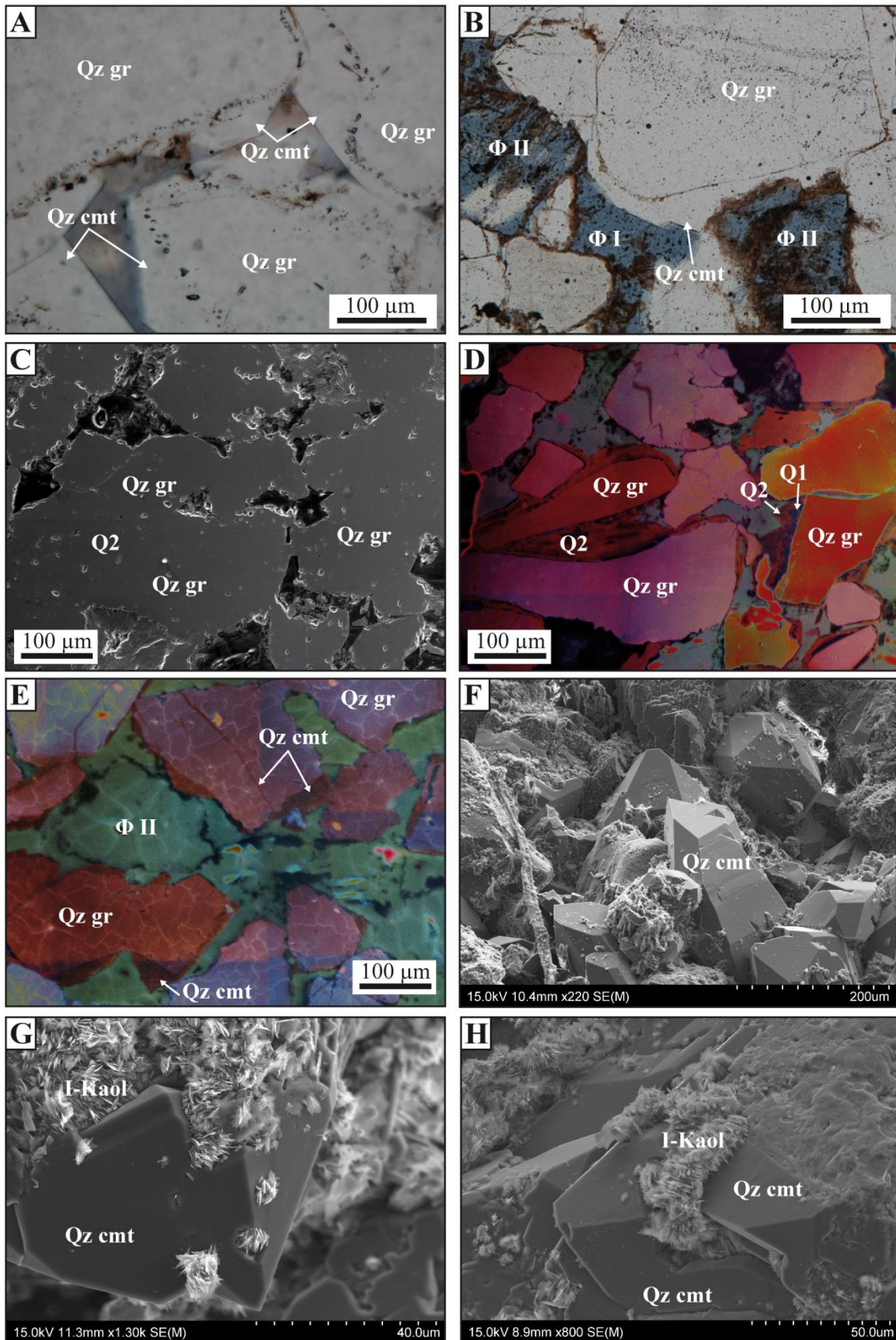


Planche 4 : Les ciments argileux

A) Photographie en microscopie optique (lumière transmise) de coating d'argile, empêchant la nucléation des surcroissances de quartz. Ce coating initialement détritique a probablement été illitisé avec l'enfouissement.

B) Photographie MEB en mode SE du coating d'argile potassique recouvrant les grains de quartz.

C) Photographie en microscopie optique (lumière transmise) de l'altération d'une muscovite et son remplacement par de la kaolinite. L'observation de cette dernière sous lumière polarisée analysée permet de constater l'absence d'illitisation de K1. Ce phénomène est exclusivement remarquable dans les formations du T2.2 et T1.2 du champ d'Alwyn.

D) Photographie MEB en mode BSE de l'altération d'une muscovite. La dissolution du grain de quartz par la muscovite est remarquable par la présence de golfes de corrosion.

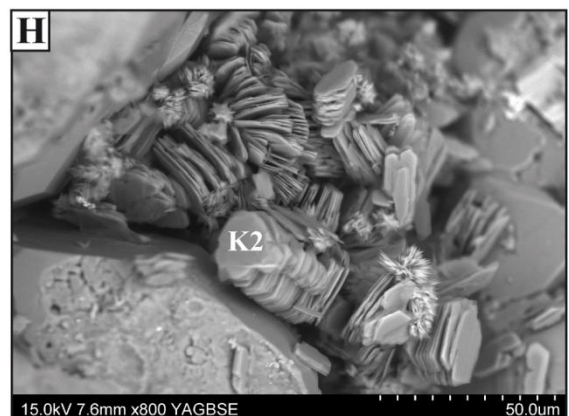
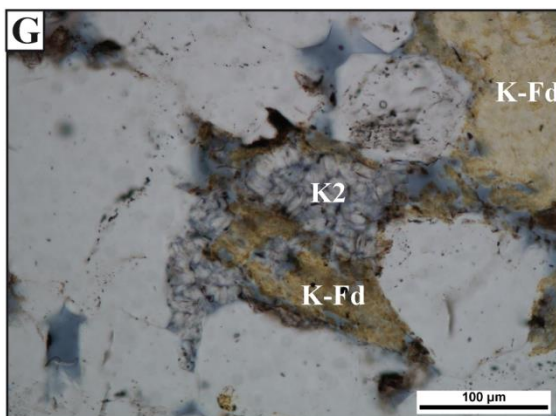
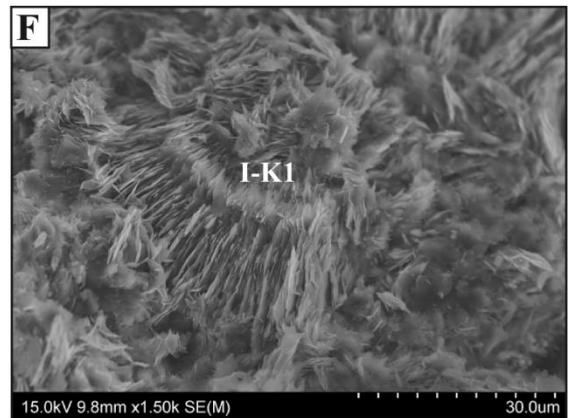
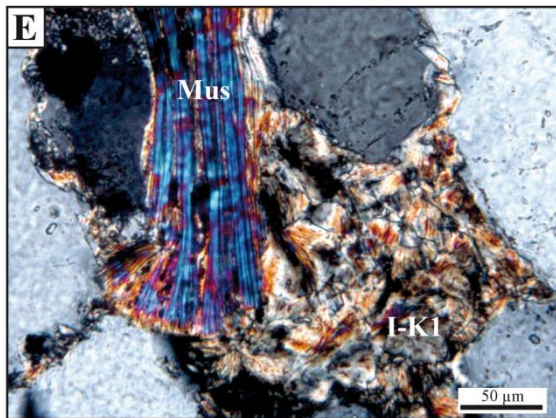
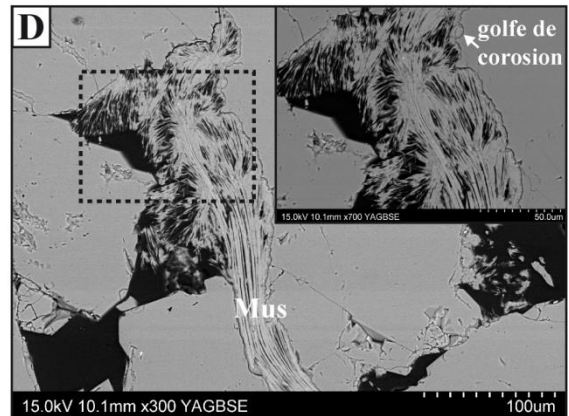
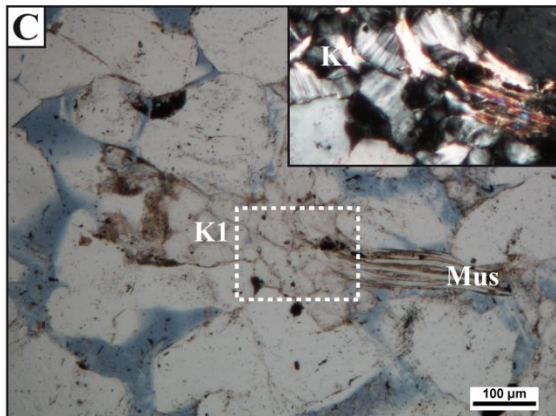
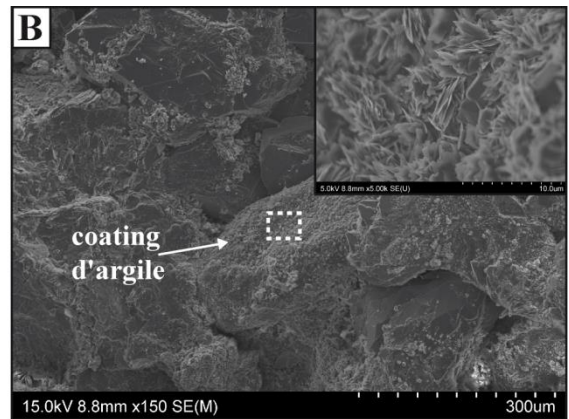
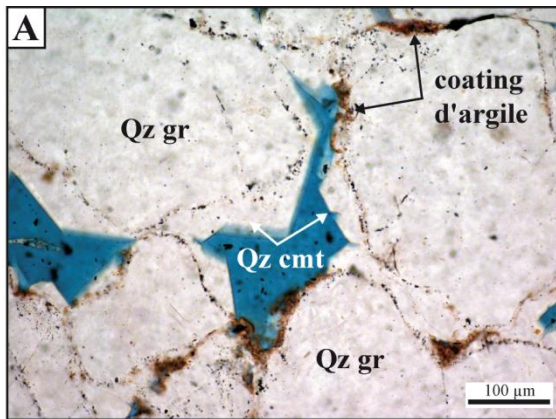
E) Photographie en microscopie optique (lumière transmise, polarisée et analysée) du remplacement d'une muscovite par la kaolinite. L'illitisation de K1 est remarquable.

F) Photographie MEB en mode SE d'une kaolinite K1 fortement illitisée.

G) Photographies en microscopie optique (lumière transmise) du remplacement des feldspaths potassiques (K-Fd) par la kaolinite K2.

H) Photographie MEB en mode BSE de la kaolinite K2. Les traces mineures d'illitisation de K2 sont décelables exclusivement par MEB.

Planche 5: Les ciments argileux



4.2. Les inclusions fluides

4.2.1. *Le champ d'Alwyn*

L'étude d'inclusions fluides du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03 a été menée sur 4 échantillons dont les cotes sont les suivantes :

- 3/9a-N01 : 3129,70 et 3134,70 m (profondeur d'enfouissement)
- 3/9a-N03 : 2984,10 et 2986,20 m (profondeur d'enfouissement)
-

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses associées aux inclusions hydrocarbonées sont majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Le faible rapport V/L à 25°C est constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

La Figure 46 résume l'ensemble des résultats microthermométriques obtenus pour les 4 échantillons étudiés. Dans les plans de microfractures recoupant les grains de quartz, on remarque un étalement des T_h entre 90 et 110°C pour le puits 3/9a-N01 et entre 85 et 105°C pour le puits 3/9a-N03. Dans les surcroissances de quartz, les T_h mesurées varient entre 90 et 105°C (3/9a-N01) et entre 85 et 105°C pour le puits 3/9a-N03. On remarque un mode commun aux deux puits à 100-105°C pour les inclusions mesurées dans les différentes zones du quartz hôte.

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 10 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du grain de quartz. Les inclusions aqueuses présentent des salinités similaires et peu variables dans les deux puits étudiés (

Tableau 4).

- de 3,8 à 5,4 % pds eq. NaCl pour le puits 3/9a-N01
- de 3,3 à 5,3 % pds eq. NaCl pour le puits 3/9a-N03

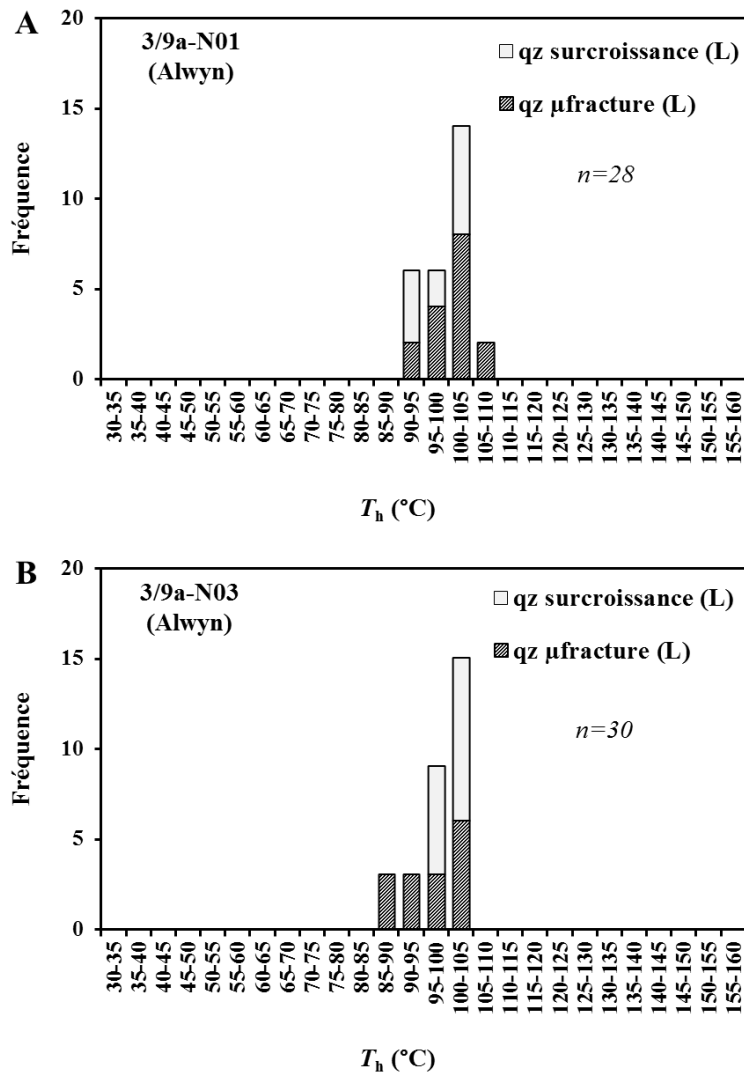


Figure 46: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).

Tableau 4: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Hôte	Salinité (% pds eq. NaCl)
3/9a-N01	1	87,0	liquide	qz µfracture	4,3
3/9a-N01	2	99,6	liquide	qz µfracture	3,8
3/9a-N01	3	92,7	liquide	qz surc	5,1
3/9a-N01	4	94,4	liquide	qz surc	4,8
3/9a-N01	5	99,9	liquide	qz µfracture	4,5
3/9a-N01	6	97,0	liquide	qz surc	5,4
3/9a-N03	7	93,4	liquide	qz µfracture	5,0
3/9a-N03	8	103,5	liquide	qz surc	3,3
3/9a-N03	9	98,6	liquide	qz surc	4,9
3/9a-N03	10	95,1	liquide	qz µfracture	5,3

T_h = température d'homogénéisation

La Figure 47 illustre les données acquises dans un diagramme Salinité vs T_h . Aucune relation entre la température et la salinité des inclusions aqueuses mesurées n'est observable, quelle que soit leur localisation.

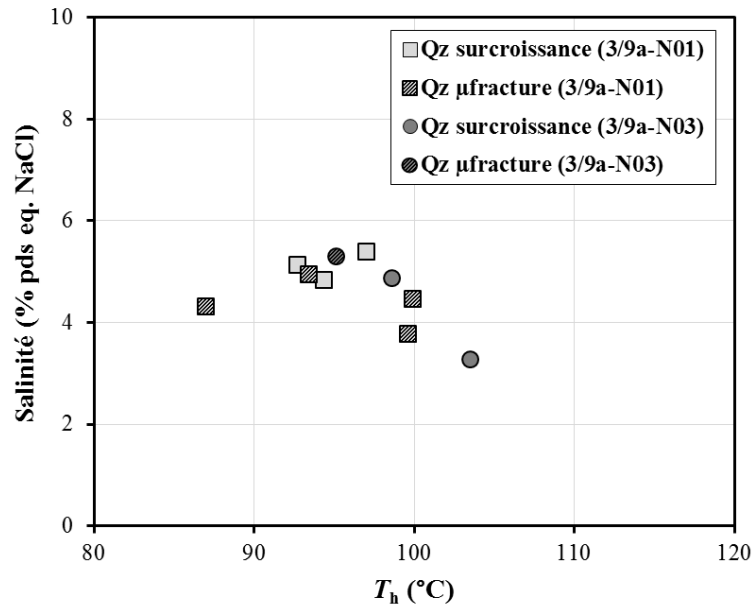


Figure 47: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du T2.2 des puits 3/9a-N03 & N01 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

Un type morphologique majeur d'inclusions hydrocarbonées, nommé *Alw-A*, a été repéré dans les deux puits étudiés. Il s'agit d'inclusions incolores de taille moyenne (entre 10 et 15 μm), aux contours légèrement découpés. Elles sont localisées à la limite grain/auréole de quartz, dans les surcroissances de quartz ainsi que dans les microfractures recoupant le grain détritique. Ces inclusions présentent un faible rapport V/L à 25°C (Figure 48).

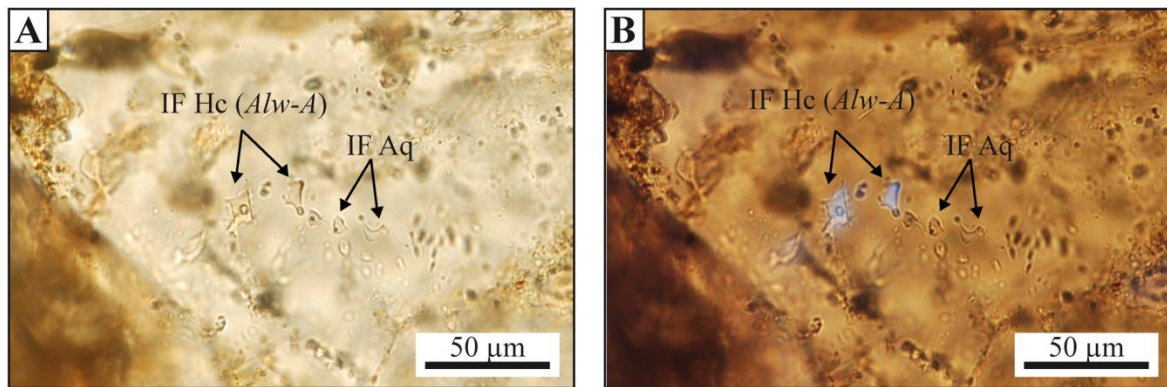


Figure 48: Photographies en microscopie optique (A) et sous épifluorescence U.V. (B) des inclusions hydrocarbonées de type *Alw-A*, associées à des inclusions aqueuses cogénétiques (localisées dans le même plan de fracture), observées dans la formation du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées ; IF Aq : inclusions fluides aqueuses.

- Microthermométrie :

Dans le puits 3/9a-N01, les inclusions hydrocarbonées de type *Alw-A* localisées dans les microfractures de grains de quartz, ont des températures d'homogénéisation comprises entre 75 et 105°C alors qu'elles sont comprises entre 70 et 90°C dans les surcroissances de quartz (Figure 49A). Ces inclusions montrent une distribution unimodale des T_h (en phase liquide) centrée autour de 75-80°C.

Dans le puits 3/9a-N03, les inclusions *Alw-A* mesurées dans les microfractures présentent un étalement des T_h de 60 à 100°C et de 65 à 100°C pour celles mesurées dans les surcroissances de quartz. On observe une distribution bimodale des T_h avec des modes centrés sur 70-75°C et 90-95°C (Figure 49B).

Dans les deux puits, ces inclusions de type *Alw-A* sont associées à des inclusions aqueuses cogénétiques (T_h entre 100 et 105°C) localisées à la fois dans les surcroissances et dans les microfractures recoupant le grain de quartz (Figure 48).

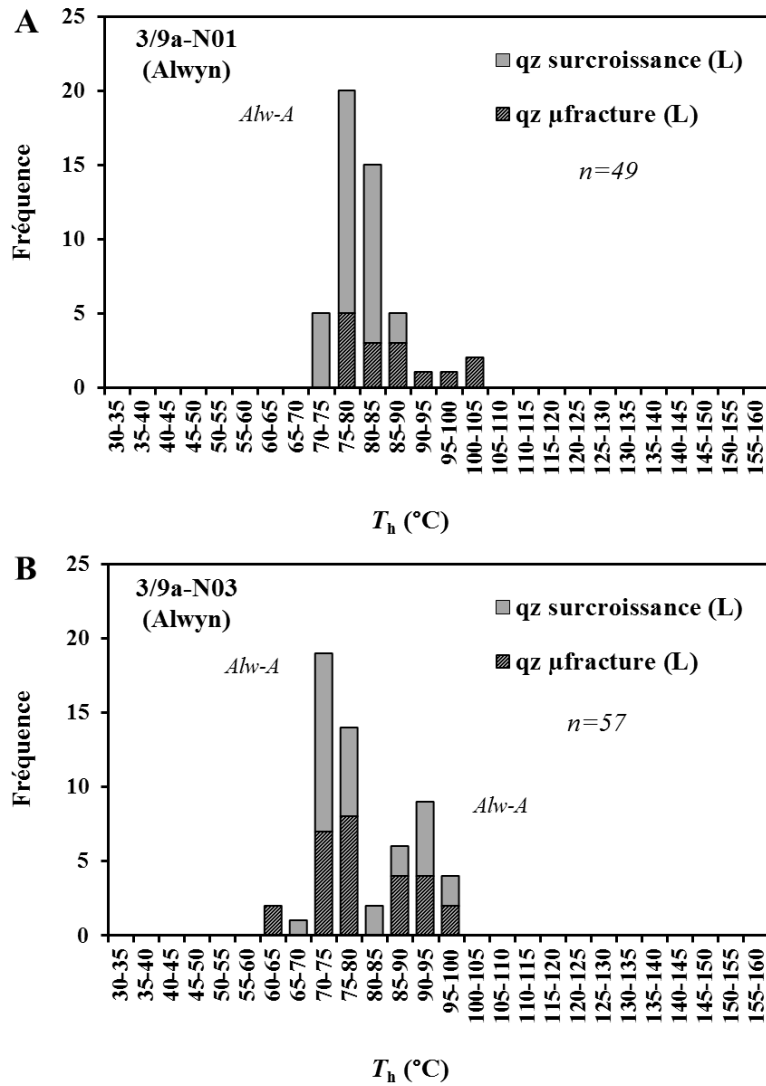


Figure 49: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 10 inclusions hydrocarbonées a été mesuré par MCBL. Ces inclusions ont été sélectionnées afin d'être les plus représentatives des inclusions *Alw-A* au travers des deux modes de distribution des T_h mesurées. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 5 où l'on observe que les volumes de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à 25°C varient entre 2,9 et 7,2 %.

Tableau 5: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
3/9a-N01	1	Alw-A	Qz μ fracture	74,0	liquide	60,1	1,9	3,1	100-105
3/9a-N01	2	Alw-A	Qz surc	74,8	liquide	135,7	4,6	3,3	100-105
3/9a-N01	3	Alw-A	Qz μ fracture	73,9	liquide	46,7	1,4	2,9	100-105
3/9a-N01	4	Alw-A	Qz surc	74,2	liquide	87,3	3,6	4,0	100-105
3/9a-N03	5	Alw-A	Qz surc	71,2	liquide	26,3	0,9	3,2	100-105
3/9a-N03	6	Alw-A	Qz surc	72,0	liquide	559,0	17,1	3,0	100-105
3/9a-N03	7	Alw-A	Qz μ fracture	71,5	liquide	212,5	7,5	3,4	100-105
3/9a-N03	8	Alw-A	Qz μ fracture	70,4	liquide	102,2	3,4	3,2	100-105
3/9a-N03	9	Alw-A	Qz surc	90,5	liquide	34,4	2,7	7,2	100-105
3/9a-N03	10	Alw-A	Qz surc	93,2	liquide	43,9	2,8	6,0	100-105

T_h : température d'homogénéisation; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur

La Figure 50 représente le ϕ_{vap} en fonction de la T_h . Les inclusions de type Alw-A homogénéisant autour de 70-75°C, présentent un remplissage gazeux relativement faible (2,9 à 4,0 %) dans les deux puits. Les inclusions Alw-A homogénéisant autour de 90-95°C mesurées uniquement dans le puits 3/9a-N03, ont un remplissage gazeux légèrement plus élevé allant de 6 à 7,2 %. Ces résultats permettent d'obtenir une composition approximative des hydrocarbures présents dans les inclusions en comparaison aux compositions classiques des grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Ainsi, les inclusions de type Alw-A des deux modes de T_h caractérisés sont typiques d'huile extra-lourde. Cette première approche compositionnelle sera précisée par la modélisation PIT.

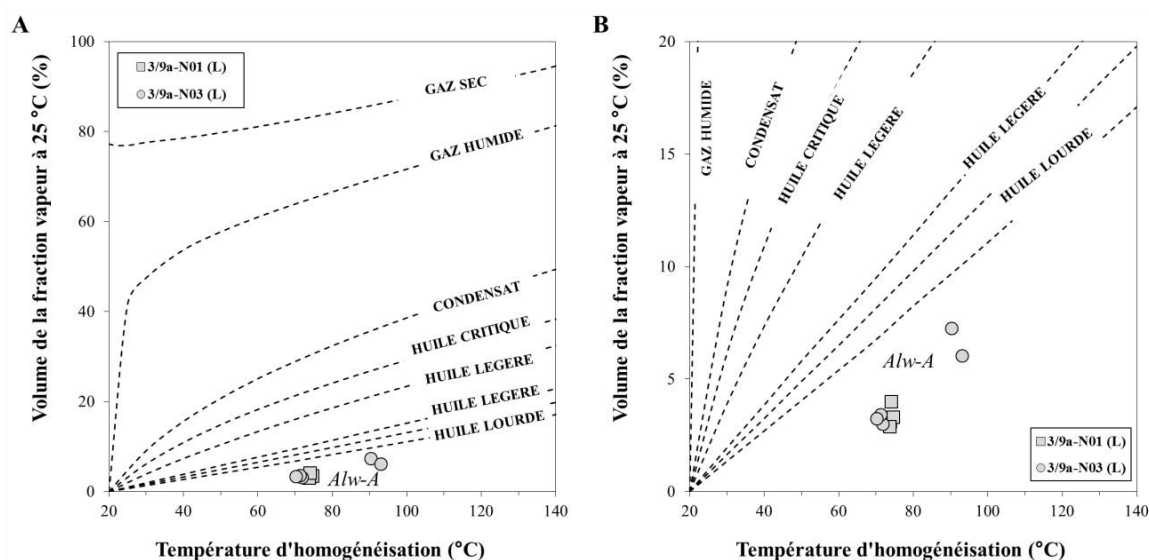


Figure 50: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du T2.2 des puits 3/9a-N01 & N03 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide).

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 21 présente les compositions modélisées représentatives de chaque famille d'inclusions hydrocarbonées étudiées. Les compositions des inclusions *Alw-A* sont typiques des huiles extra lourdes avec une teneur en méthane (C1) très faible, respectivement de 22,2 % (pour le mode T_h à 75°C dans les puits 3/9a-N01 & N03) et de 37,6 % (pour le mode T_h à 90°C dans le puits 3/9a-N03). Ces teneurs en C1 sont bien inférieures à celles des huiles légères présentes actuellement dans le réservoir des deux puits étudiés qui montrent des teneurs en méthane d'environ 52%.

Tableau 6: Modélisation compositionnelle *via* le logiciel PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du T2.2 des puits 3/9a-N03 & N01.

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)	
	Inc. 3 (<i>Alw-A</i>)	Inc. 9 (<i>Alw-A</i>)
C1	22,2	37,6
C2	2,5	5,7
C3	3,0	5,1
iC4	0,7	1,1
nC4	1,5	2,4
iC5	1,0	1,6
nC5	1,6	2,5
nC6	2,3	2,8
nC7	2,5	3,1
nC8	2,4	2,8
nC9	2,3	2,7
nC10	2,2	2,5
Cn1	18,6	17,2
Cn2	37,2	12,9

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

L'histoire d'enfouissement des puits 3/9a-N01 & N03 a été obtenue à partir d'une extraction 1D d'un modèle de bassin régional de la Northern North Sea réalisé par l'équipe Evapet du département Projet Nouveau (Total-La Défense). L'histoire thermique a été calculée par le logiciel Temis afin de reconstruire les gradients hydrostatique et lithostatique en fonction de l'enfouissement du réservoir (Figure 51). Dans ce modèle, le flux thermique utilisé est donné par le module simulant un contexte de rifting au sein du logiciel Temis, s'appuyant sur les données de la littérature (Justwan *et al.*, 2006). Ainsi, un flux de chaleur de 50 mW/m² pendant les rifting triasique et jurassique supérieur a été utilisé. Une diminution du flux

thermique jusqu'à 32 mW/m^2 est appliquée depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel. Ce flux thermique a été utilisé de façon identique pour tous les champs étudiés.

La modélisation thermodynamique permet de reconstituer les propriétés thermodynamiques des différentes inclusions hydrocarbonées en fonction de la pression et de la température. La Figure 51 présente une estimation des conditions PT de piégeage des différents hydrocarbures ayant migrés dans la formation du T2.2.

L'intersection des isochores des systèmes hydrocarbonés et des isothermes des températures d'homogénéisation des systèmes aqueux cogénétiques permet d'obtenir les conditions de piégeage du fluide. Les isothermes correspondant aux T_h ont été utilisées à la place du couple isoplèthe/isochore des inclusions aqueuses en l'absence de données sur les concentrations de méthane des inclusions aqueuses (cf. § 3.1.2). Cette méthodologie a été utilisée pour tous les champs étudiés (excepté Forvie North et Jura où les concentrations en méthane ont pu être mesurées).

Pour le puits 3/9a-N01, l'âge le plus précoce d'arrivée des hydrocarbures est daté à l'Eocène (36 Ma) avec des huiles de type $Alw-A$, de composition huile lourde, pour des conditions thermobarométriques de 100°C et 270 bar. A cette période, le système était légèrement en surpression d'environ 40 bar (Figure 51A).

La particularité du puits 3/9a-N03 est la présence d'une distribution bimodale des T_h des inclusions hydrocarbonées de type $Alw-A$ ($70-75^\circ\text{C}$ et $90-95^\circ\text{C}$). On note cependant un timing minimum de piégeage très similaire daté à l'Oligocène (25 Ma) avec des conditions PT de 270 bar et 100°C . Le système était également en légère surpression d'environ 30 bar (Figure 51B).

Les conditions thermobarométriques d'arrivée des hydrocarbures entre les deux puits se révèlent donc très similaires. Le timing du chargement en hydrocarbure est cependant plus tardif (d'environ 11 Ma) dans le réservoir du puits 3/9a-N03. La composition relativement immature des hydrocarbures piégés dans les inclusions $Alw-A$ ($C1 = 22-38 \%$) suggère qu'il s'agit là d'un stade de piégeage précoce qui sera ensuite suivi d'arrivée d'huile plus mature, plus représentative des compositions et des conditions PT actuelles du réservoir ($C1 = 52 \%$, $P = 460-470 \text{ bar}$, $T = 113-119^\circ\text{C}$).

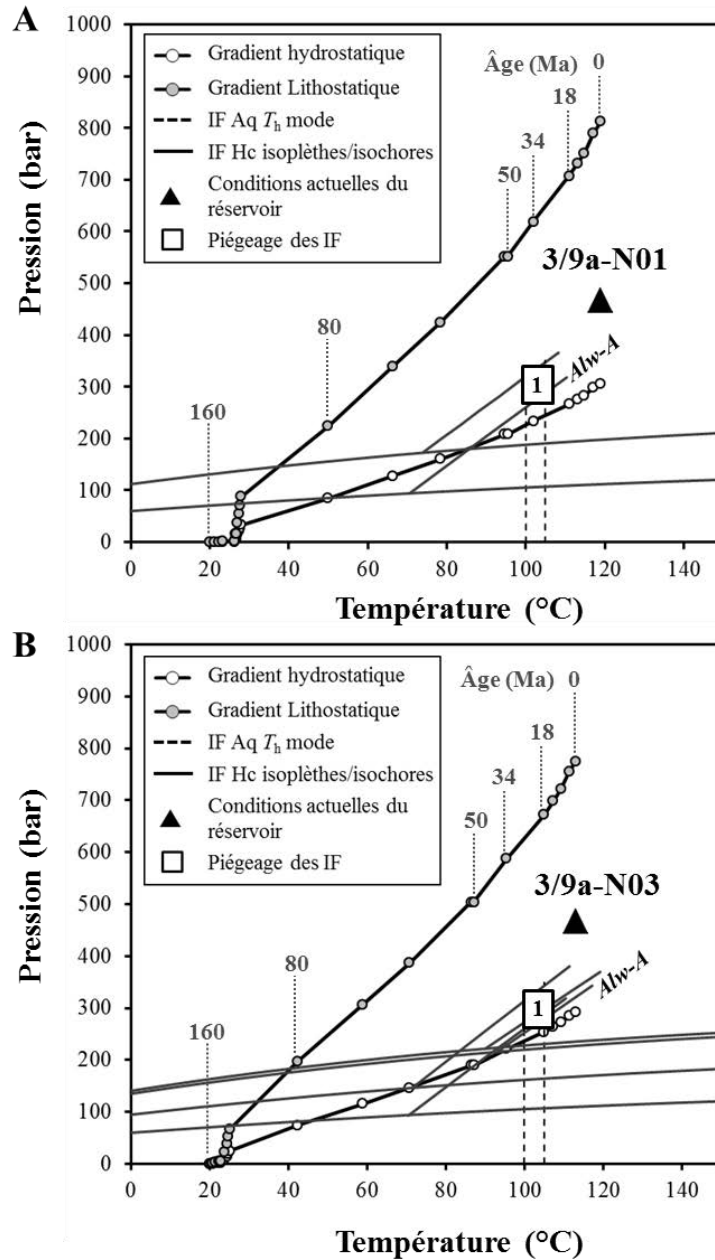


Figure 51: Diagramme P - T représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P - V - T - X - t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir T2.2 pour le puits 3/9a-N01 (A) et le puits 3/9a-N03 (B). Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

Evolution diagénétique

La séquence diagénétique des formations du T2.2 et du T1.2 des puits 3/9a-N01 & N03 est synthétisée sur la Figure 52. Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Les

cimentations intermédiaires sont composées principalement des remplacements des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). Les cimentations dites tardives sont composées de cimentation quartzeuse (autour de 100-105°C d'après les résultats microthermométriques des inclusions aqueuses), de la dissolution intensive de feldspaths potassiques, associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2). La particularité de ces deux puits est l'absence de la précipitation d'illite ou d'illitisation des différentes kaolinites K1 et K2.

Les températures minimum à partir desquelles le réservoir du T2.2 a été rempli sont d'environ 100°C correspondant à un âge de 36 Ma pour le puits 3/9a-N01 et de 25 Ma pour le puits 3/9a-N03.

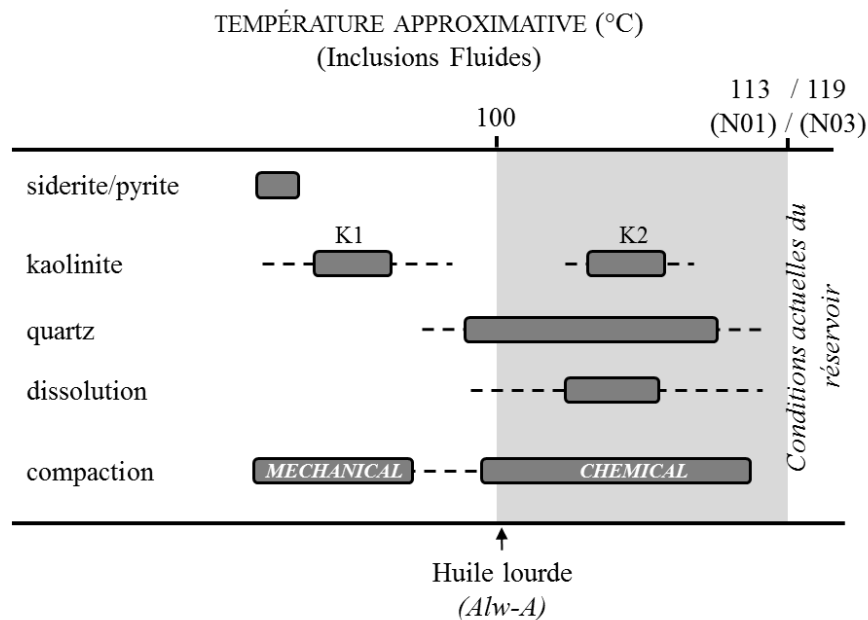


Figure 52: Séquence diagénétique synthétique du T2.2 et T1.2 des puits 3/9a-N01 & N03. Les contraintes de températures sont issues des T_h des inclusions aqueuses. La flèche noire illustre le timing d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir du T2.2.

4.2.2. Le champ de Dunbar

L'étude d'inclusions fluides du Balta des puits 3/14a-D01 & D02 a été menée sur 4 échantillons dont les cotes sont les suivantes :

- 3/14a-D01 : 3343,90 et 3347,70 m (profondeur enfouissement)
- 3/14a-D02 : 3481,80 et 3488,70 m (profondeur d'enfouissement)

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses observées sont très semblables à celles du champ d'Alwyn. On ne note pas de différence particulière en terme de morphologie ou de localisation. Il s'agit d'inclusions majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Le faible rapport V/L à 25°C est constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

La Figure 53 présente l'ensemble des résultats microthermométriques obtenus pour les 4 échantillons étudiés. Dans les plans de microfractures de grains de quartz, on remarque un étalement des T_h entre 90 et 110°C pour le puits 3/14a-D01 et entre 90 et 115°C pour le puits 3/9a-D02. Dans les surcroissances de quartz, les T_h mesurées varient entre 95 et 105°C (3/14a-D01) et entre 95 et 110°C pour le puits 3/14a-D02.

Dans les deux puits, la distribution des T_h est unimodale avec un mode légèrement différent entre le puits 3/14a-D01 (100-105°C) et le puits 3/14a-D02 (105-110°C).

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 12 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du grain de quartz. On observe une variabilité significative de la salinité des inclusions aqueuses similaire dans les deux puits étudiés (

Tableau 7):

- de 3,5 à 7,7 % pds eq. NaCl pour le puits 3/14a-D01
- de 3,6 à 8,1 % pds eq. NaCl pour le puits 3/14a-D02

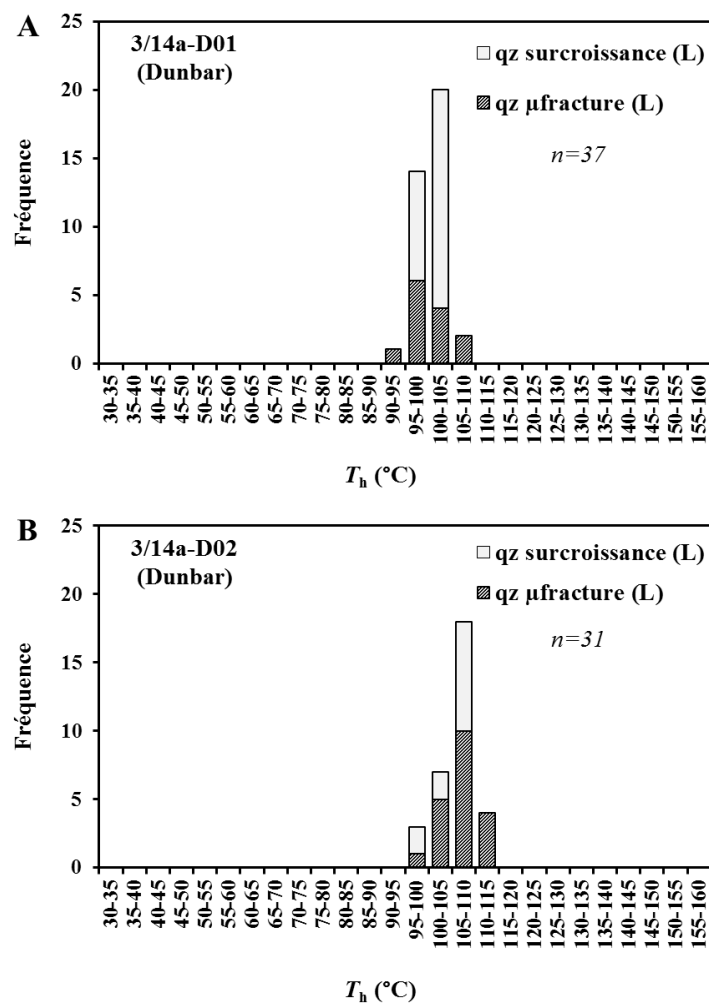


Figure 53: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-D01 & D02. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).

Tableau 7: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Hôte	Salinité (% pds eq. NaCl)
3/14a-D01	1	99,9	liquide	qz surc	6,0
3/14a-D01	2	102,5	liquide	qz surc	4,3
3/14a-D01	3	103,2	liquide	qz surc	5,6
3/14a-D01	4	104,6	liquide	qz µfracture	3,5
3/14a-D01	5	105,0	liquide	qz µfracture	3,5
3/14a-D01	6	104,1	liquide	qz µfracture	7,7
3/14a-D02	7	112,5	liquide	qz µfracture	5,3
3/14a-D02	8	107,4	liquide	qz surc	4,1
3/14a-D02	9	107,9	liquide	qz surc	3,6
3/14a-D02	10	100,5	liquide	qz µfracture	5,0
3/14a-D02	11	111,5	liquide	qz µfracture	5,1
3/14a-D02	12	109,7	liquide	qz surc	8,1

T_h = température d'homogénéisation

La représentation des salinités en fonction des températures d'homogénéisation ne permet pas d'observer de relation évidente parmi inclusions observées quelle que soit leur localisation (Figure 54).

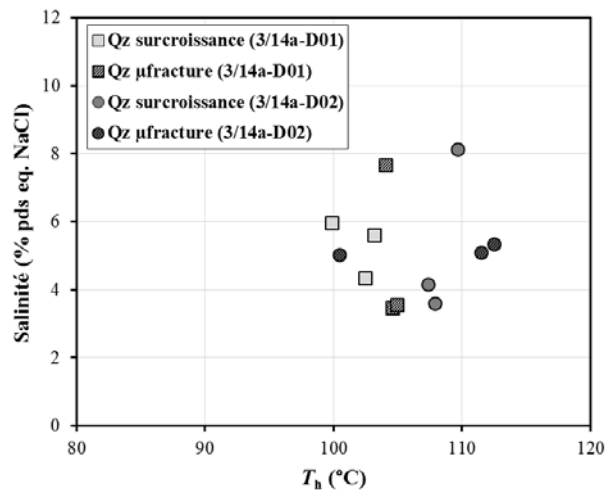


Figure 54: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-D01 & D01 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

Dans les deux puits étudiés, un seul morphotype d'inclusions hydrocarbonées (*Dun-A*) a été observé. Il s'agit d'inclusions incolores, de taille variable (de 5 et 20 μm), aux contours découpés. Elles sont localisées à la limite grain/auréole de quartz, dans les surcroissances de quartz, ainsi que dans les microfractures recoupant le grain détritifique. Elles présentent uniformément un faible rapport V/L à 25°C (Figure 55).

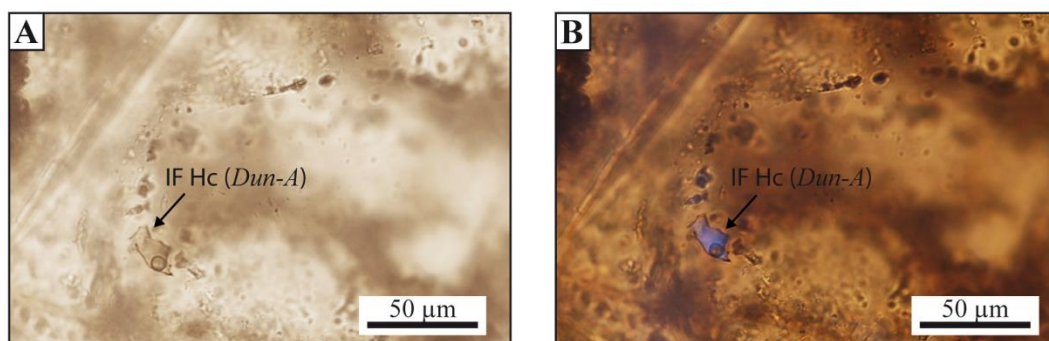


Figure 55: Photographies en microscopie optique (A) et sous épifluorescence U.V. (B) d'inclusions hydrocarbonées de type *Dun-A* observées dans la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées.

- Microthermométrie :

Les inclusions hydrocarbonées mesurées dans le puits 3/14a-D01 montrent des températures d'homogénéisation comprises entre 75 et 95°C dans les microfractures de grains de quartz et entre 75 et 90°C dans les surcroissances de quartz (Figure 56A).

La distribution des T_h des inclusions aqueuses dans le puits 3/14a-D02 (Figure 56B) est très similaire pour les inclusions dans les auréoles de quartz et un peu plus large pour les inclusions dans les microfractures de grains de quartz (70-95°C).

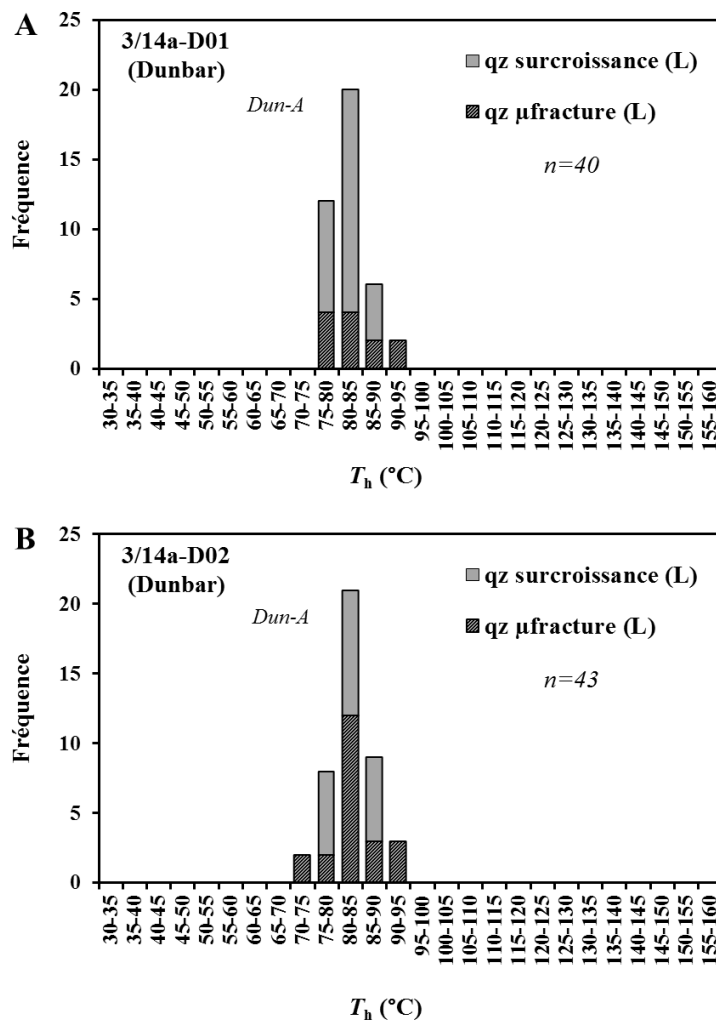


Figure 56: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta des puits 3/14a-D01 & D02. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 5 inclusions hydrocarbonées, représentative du type *Dun-A*, a été mesuré par MCBL. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 8 où l'on observe une très faible variation des volumes de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à 25°C entre 11,2 et 12,9 %.

Tableau 8: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
3/14a-D01	1	<i>Dun-A</i>	Qz μ fracture	78,9	liquide	127,9	17,6	12,1	100-105
3/14a-D01	2	<i>Dun-A</i>	Qz surc	79,5	liquide	131,4	17,1	11,5	100-105
3/14a-D01	3	<i>Dun-A</i>	Qz μ fracture	80,1	liquide	102,5	14,7	12,5	100-105
3/14a-D02	4	<i>Dun-A</i>	Qz μ fracture	77,0	liquide	267,4	39,8	12,9	105-110
3/14a-D02	5	<i>Dun-A</i>	Qz surc	78,4	liquide	118,7	15,0	11,2	105-110

T_h : température d'homogénéisation; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur

La Figure 57 représente le ϕ_{vap} en fonction de la T_h . On note l'excellente uniformité des valeurs du remplissage gazeux (11-13%) pour les inclusions dont les T_h sont très proches (77-80°C). Ces résultats permettent d'obtenir des compositions approximatives selon Bourdet *et al.* (2008), et montrent que les inclusions de type *Dun-A* sont caractéristiques d'huile légère.

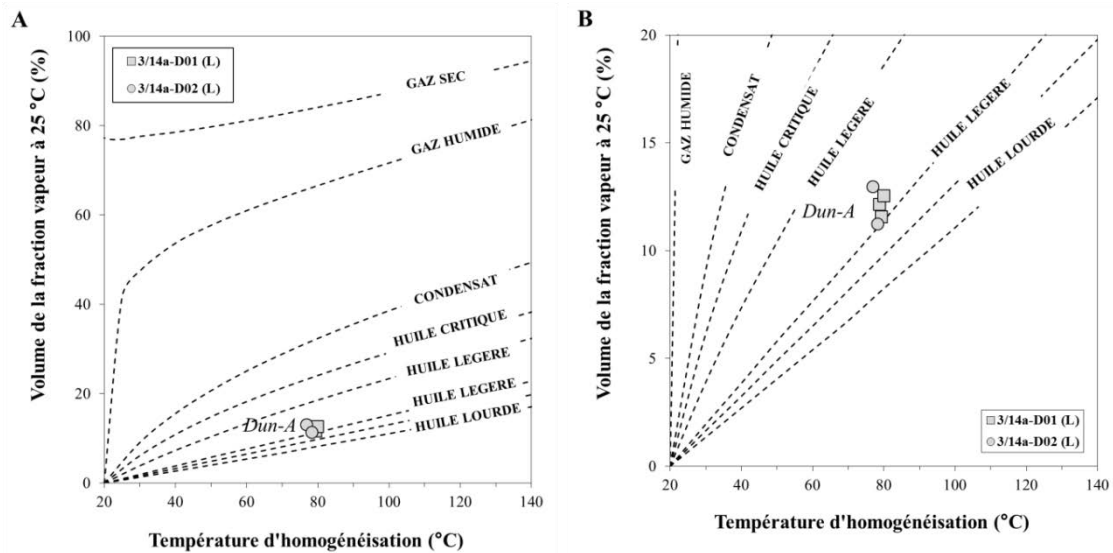


Figure 57: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide).

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 9 présente la composition modélisée représentative des inclusions hydrocarbonées *Dun-A*. La modélisation compositionnelle confirme la composition proche d'une huile légère avec un C1 d'environ 45 %. On note par ailleurs que les huiles légères présentes actuellement dans le réservoir des deux puits étudiés possèdent une composition plus mature avec des teneurs en méthane moyenne autour de 55%.

Tableau 9: Modélisation compositionnelle *via* le logiciel PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta des puits 3/14a-D01 & D02.

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)
	Inc. 3 (<i>Dun -A</i>)
C1	45,1
C2	8,2
C3	6,5
iC4	1,4
nC4	3,0
iC5	1,9
nC5	3,1
nC6	3,3
nC7	3,6
nC8	3,2
nC9	2,8
nC10	2,5
Cn1	12,5
Cn2	2,9

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

La Figure 58 présente une estimation des conditions *P-T* de piégeage des différents hydrocarbures ayant migré dans la formation du Balta. Pour le puits 3/14a-D01, l'âge minimum d'arrivée des hydrocarbures est daté à l'Eocène (36 Ma) avec des huiles de type *Dun-A* (composition huile légère) pour des conditions thermobarométriques de 105°C et 310 bar. A cette période, le système était légèrement en surpression (40 bar).

Pour le puits 3/14a-D02, l'âge minimum d'arrivée des hydrocarbures est légèrement plus précoce daté à l'Eocène (42 Ma) avec des conditions *PT* minimum de 300 bar et 105°C. Le système était également en légère surpression d'environ 40 bar.

Les conditions thermobarométriques minimum d'arrivée des hydrocarbures entre les deux puits se révèlent donc très similaires. Le timing du chargement en hydrocarbures est plus tardif (d'environ 9 Ma) dans le réservoir du puits 3/14a-D01. Ces reconstitutions des conditions de piégeage des inclusions hydrocarbonées suggèrent donc une arrivée d'huile légère ($C1 = 45,1 \%$) d'âge Miocène qui évoluera avec l'enfouissement du bassin pour atteindre les conditions PT actuelles du réservoir des puits 3/14a-D01 ($C1 \sim 60 \%$, $P = 560$ bar, $T = 123^\circ\text{C}$) et 3/14a-D02 ($C1 \sim 60 \%$, $P = 570$ bar, $T = 128^\circ\text{C}$).

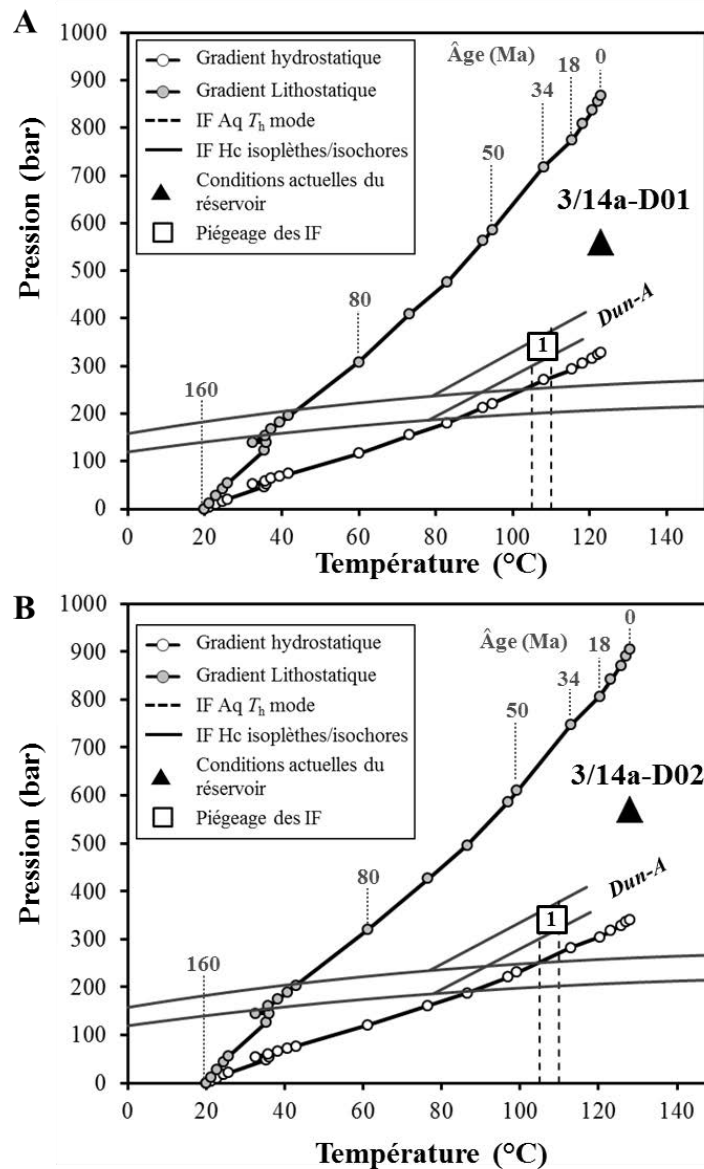


Figure 58: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir du Balta. A) le puits 3/14a-D01 ; B) le puits 3/14a-D02. Les gradients hydrostatique et lithostatique sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

Evolution diagénétique

La séquence diagénétique des formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02 est synthétisée sur la Figure 59. Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Les cimentations intermédiaires sont composées principalement du remplacement des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). A la différence du champ d'Alwyn, cette kaolinite est généralement remplacée par l'illite, associée à la déstabilisation des micas. Les cimentations dites tardives sont composées de ciment de quartz (autour de 105-110°C d'après les T_h des inclusions aqueuses), de la dissolution intensive de feldspaths potassiques, associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2).

Les températures minimum à partir desquelles le réservoir du Balta a été rempli sont d'environ 105°C correspondant à un âge de 36 Ma pour le puits 3/14a-D01 et de 45 Ma pour le puits 3/14a-D02.

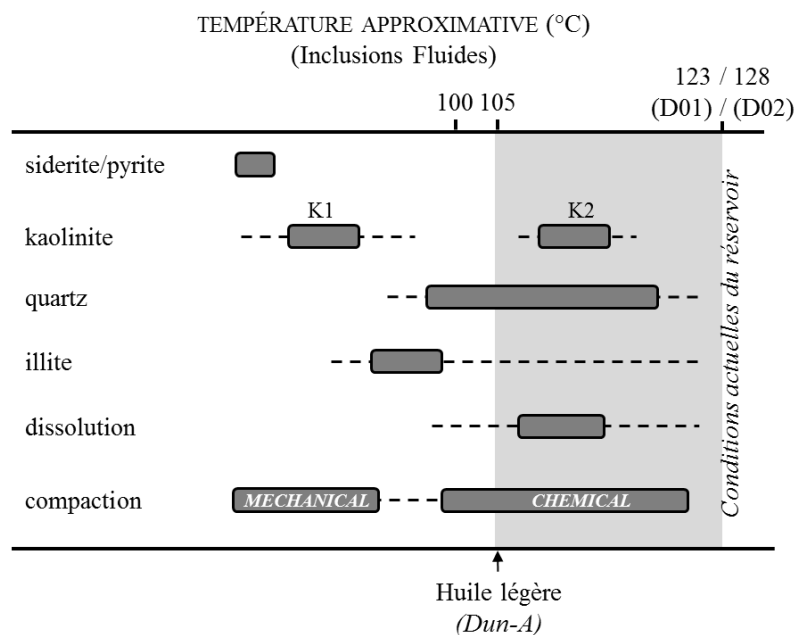


Figure 59: Séquence diagénétique synthétique du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-D01 & D02. Les températures sont issues des données microthermométriques des inclusions aqueuses. La flèche noire symbolise le timing minimum d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir du Balta.

4.2.3. *Le champ de Grant*

L'étude d'inclusions fluides du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7 a été menée sur 5 échantillons dont les cotes sont les suivantes :

- 3/14a-4 : 3365,50 et 3368,75 m (profondeur d'enfouissement)
- 3/15-7 : 3160,60, 3162,43 et 3163,35 m (profondeur d'enfouissement)

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses observées sont semblables à celles du champ d'Alwyn et de Dunbar. On ne note pas de différence particulière en terme de morphologie ou de localisation. Il s'agit donc d'inclusions majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant les grains de quartz. Le rapport V/L à 25°C est faible et constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

La Figure 60 présente l'ensemble des résultats microthermométriques obtenus pour les 4 échantillons étudiés dans la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7.

Les inclusions aqueuses localisées dans les plans microfractures de grains de quartz montrent un étalement des T_h entre 95 et 115°C pour le puits 3/14a-4 et entre 95 et 120°C pour le puits 3/15-7. Dans les surcroissances de quartz, les T_h mesurées varient entre 95 et 115°C (3/14a-4) et entre 100 et 110°C pour le puits 3/15-7.

Dans les deux puits, la distribution des T_h est unimodale avec des modes très proches (100-105°C dans le puits 3/14a-4 et 105-110°C dans le puits 3/15-7).

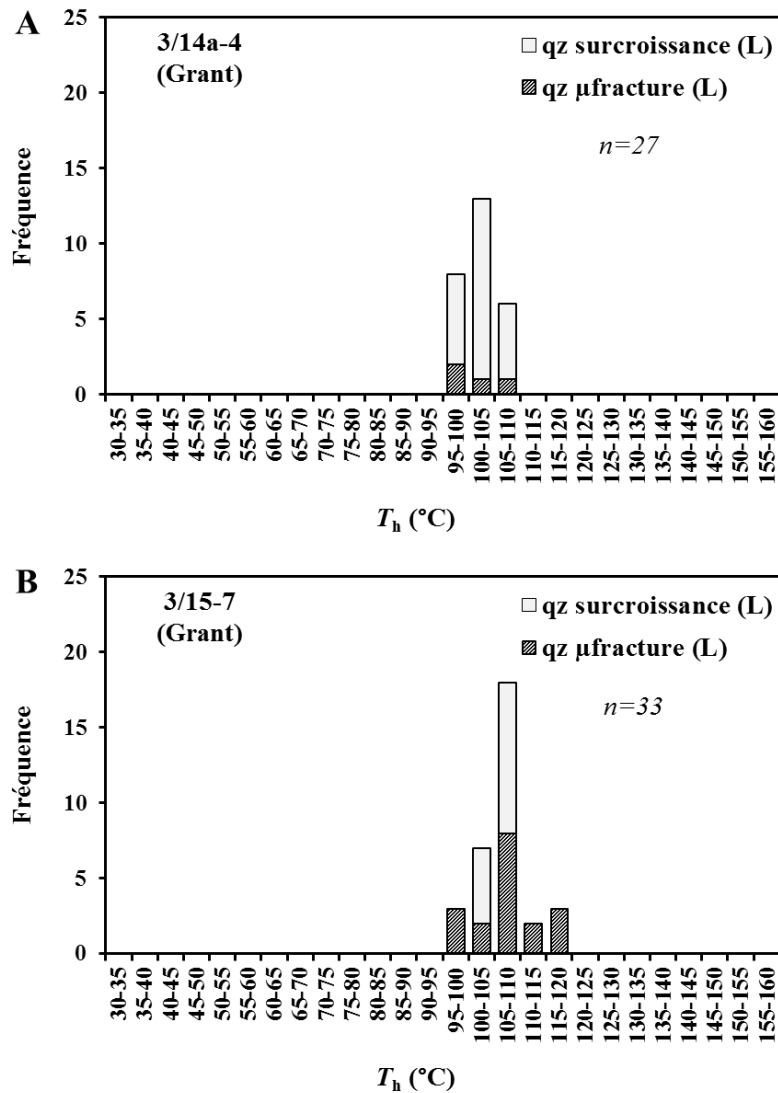


Figure 60: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-4 & 3/15-7. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 11 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du grain de quartz. L'importante variabilité de la salinité des inclusions aqueuses similaire dans les deux puits étudiés est observable dans le Tableau 10:

- de 4,5 à 7,9 % pds eq. NaCl pour le puits 3/14a-4
- de 5,0 à 8,6 % pds eq. NaCl pour le puits 3/15-7

De manière similaire aux résultats des champs d'Alwyn et de Dunbar, aucune relation évidente entre les T_h et les salinités n'est observée (Figure 61).

Tableau 10: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta des puits 3/14a-4 & 3/15-7.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Hôte	Salinité (% pds eq. NaCl)
3/14a-4	1	102,5	liquide	qz surc	5,6
3/14a-4	2	103,2	liquide	qz surc	4,5
3/14a-4	3	104,6	liquide	qz μ fracture	4,6
3/14a-4	4	98,7	liquide	qz μ fracture	6,6
3/14a-4	5	96,0	liquide	qz surc	7,9
3/14a-4	6	100,1	liquide	qz surc	7,6
3/15-7	7	103,3	liquide	qz surc	8,5
3/15-7	8	99,3	liquide	qz μ fracture	7,7
3/15-7	9	102,3	liquide	qz μ fracture	8,6
3/15-7	10	105,6	liquide	qz surc	5,1
3/15-7	11	103,0	liquide	qz μ fracture	5,0

T_h = température d'homogénéisation

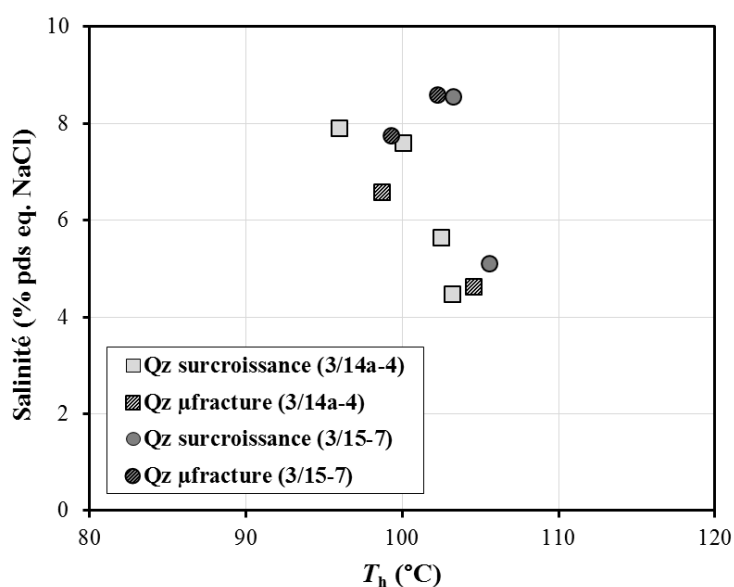


Figure 61: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

Dans les deux puits 3/14a-4 et 3/15-7 la même typologie d'inclusion hydrocarbonée (nommée *Gra-A*) est observée. Il s'agit d'inclusions incolores, de taille très variable (de 5 à 40 μ m), aux

contours légèrement déformés. Elles sont localisées à la limite grain/auréole de quartz, dans les surcroissances de quartz, ainsi que dans les microfractures recoupant le grain détritique. Elles présentent uniformément un faible rapport V/L à 25°C (Figure 62).

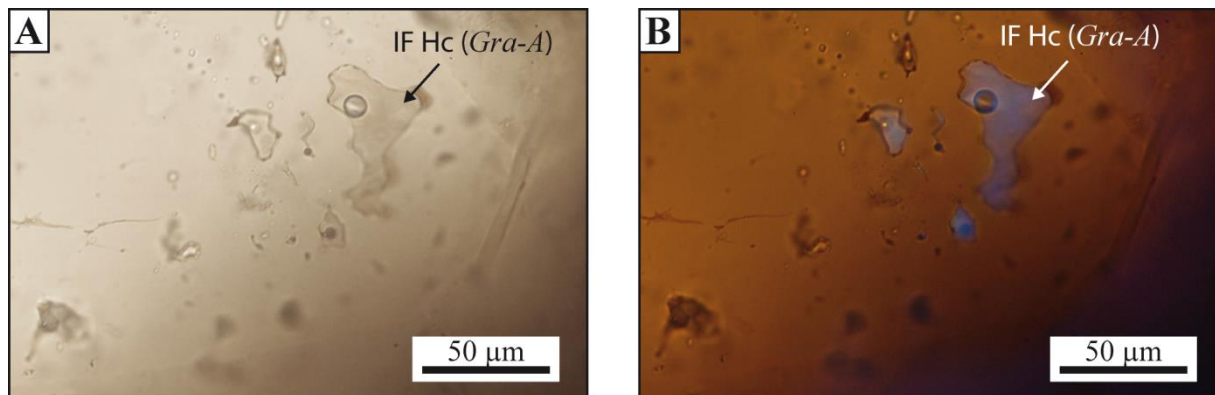


Figure 62: Photographies en microscopie optique (A) et sous épifluorescence U.V. (B) d'inclusions hydrocarbonées de type *Gra-A* observées dans la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées.

- Microthermométrie :

Les inclusions hydrocarbonées mesurées dans le puits 3/14a-4 présentent des températures d'homogénéisation comprises entre 70 et 95°C dans les microfractures et dans les surcroissances de quartz (Figure 63A). La distribution des T_h est bimodale, centrée sur 75-80°C et 90-95°C.

Dans le puits 3/15-7, on retrouve une distribution bimodale des T_h très similaire avec un premier mode centré autour de 70-75°C et un second autour de 90-95°C. La seule différence notable est l'étalement un peu plus important des T_h allant de 65 à 100°C (Figure 63B).

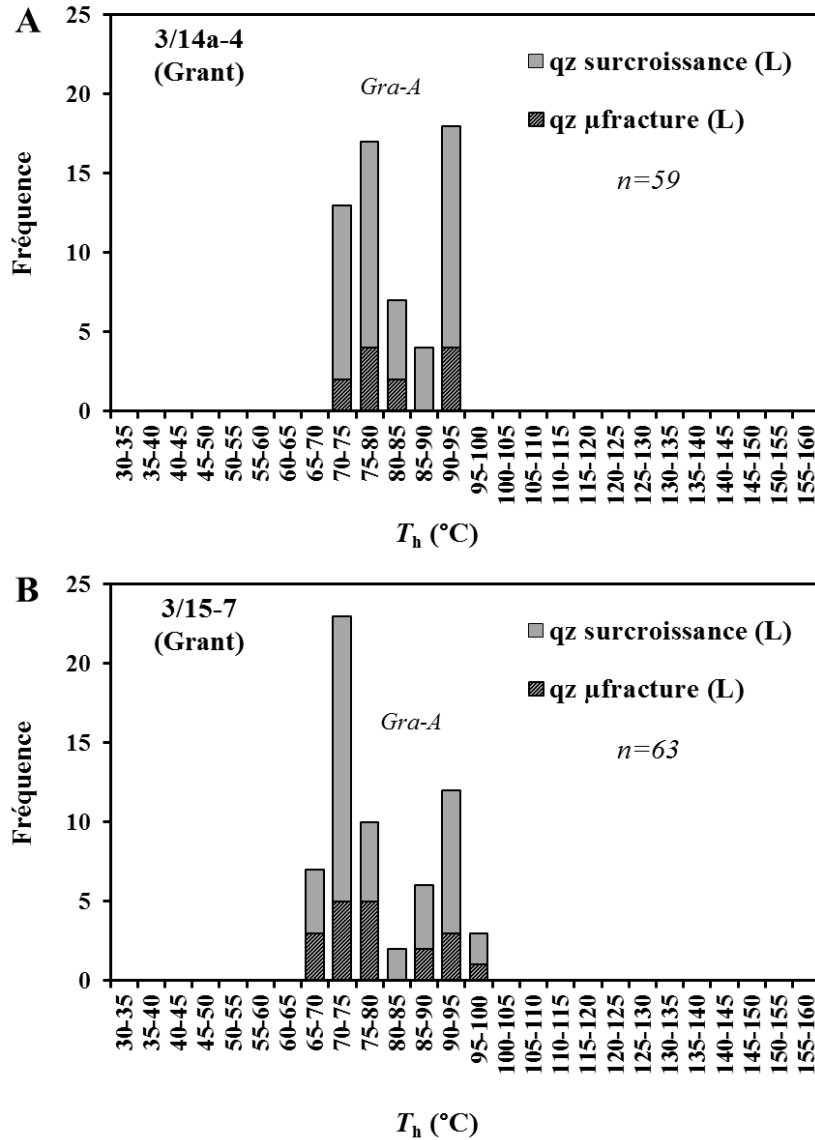


Figure 63: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 8 inclusions hydrocarbonées, représentatives du type *Gra-A*, a été mesuré par MCBL. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 11 où l'on observe une très faible variation des volumes de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à 25°C entre 4,8 et 7,7 %.

Tableau 11: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
3/14a-4	1	<i>Gra-A</i>	Qz μ fracture	83,0	liquide	42,6	2,9	6,4	100-105
3/14a-4	2	<i>Gra-A</i>	Qz surc	82,7	liquide	20,1	1,4	6,7	100-105
3/14a-4	3	<i>Gra-A</i>	Qz surc	70,9	liquide	43,4	3,2	6,9	100-105
3/14a-4	4	<i>Gra-A</i>	Qz surc	90,3	liquide	19,7	1,5	7,0	100-105
3/15-7	5	<i>Gra-A</i>	Qz μ fracture	68,2	liquide	606,2	30,3	4,8	105-110
3/15-7	6	<i>Gra-A</i>	Qz surc	89,5	liquide	224,2	18,8	7,7	105-110
3/15-7	7	<i>Gra-A</i>	Qz surc	68,0	liquide	17,0	1,1	6,3	105-110
3/15-7	8	<i>Gra-A</i>	Qz μ fracture	95,2	liquide	134,5	10,2	7,1	105-110

T_h : température d'homogénéisation; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur

L'uniformité du remplissage gazeux des inclusions hydrocarbonées *Gra-A* est observable sur la Figure 64 où le volume de la fraction vapeur est représenté en fonction des T_h . Ces résultats permettent d'obtenir des compositions approximatives d'après les compositions classiques des grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Les inclusions de type *Gra-A* sont caractéristiques d'huile lourde. On ne note pas de différence significative de composition entre les deux modes des T_h .

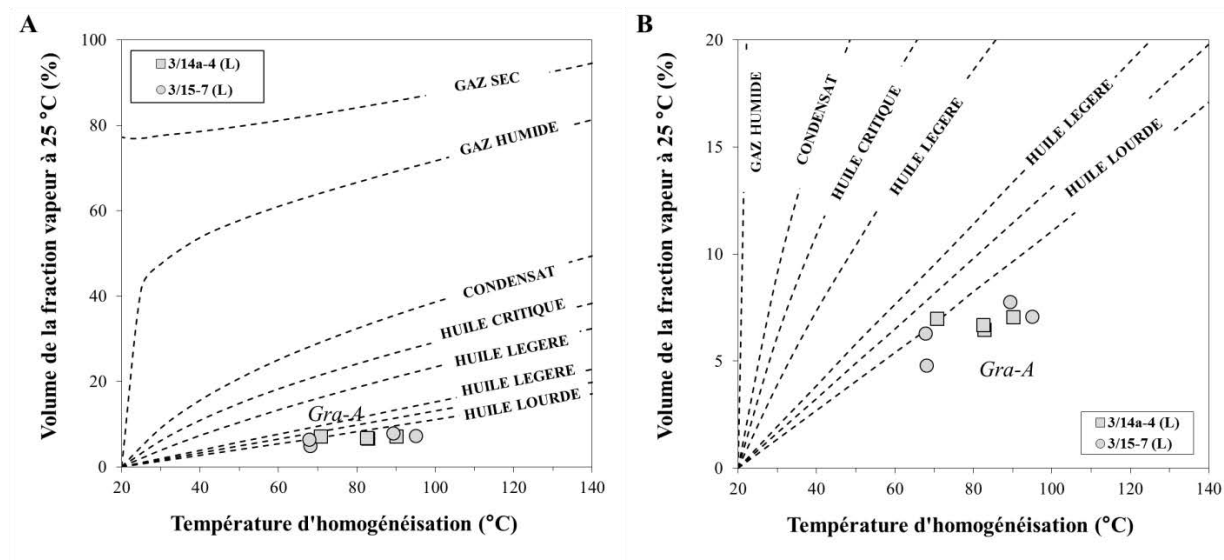


Figure 64: Diagramme ϕ_{vap} vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométries de la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide).

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 12 présente la composition modélisée représentative des inclusions hydrocarbonées *Gra-A*. La modélisation compositionnelle confirme la composition proche d'une huile lourde ainsi que les compositions similaires des deux modes de distribution des T_h : C1 entre 26,4 et 30,4 %. Les hydrocarbures présents actuellement dans le réservoir des deux puits étudiés sont de type huile légère avec un C1 d'environ 51%. Par ailleurs, la présence d'un gaz cap pour le puits 3/15-7 avec un C1 de 82 % est notable.

Tableau 12: Modélisation compositionnelle *via* PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta des puits 3/14a-4 et 3/15-7.

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)	
	Inc. 3 (<i>Gra-A</i>)	Inc. 8 (<i>Gra-A</i>)
C1	30,4	26,4
C2	6,1	4,9
C3	6,2	5,3
iC4	1,5	1,3
nC4	3,3	2,8
iC5	2,3	2,0
nC5	3,6	3,2
nC6	4,6	4,3
nC7	4,9	4,6
nC8	4,5	4,3
nC9	4,1	4,0
nC10	3,8	3,8
Cn1	19,6	23,0
Cn2	5,1	10,1

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

La Figure 65 présente une estimation des conditions *PT* de piégeage des différents hydrocarbures ayant migré dans la formation du Balta.

Pour le puits 3/14a-4, l'âge le plus précoce d'arrivée des hydrocarbures est daté à l'Eocène (40 Ma) avec des huiles de type *Gra-A* (composition huile lourde) pour des conditions thermobarométriques de 100°C et 220 bar. A cette période, le système était en condition hydrostatique.

Pour le puits 3/15-7, l'âge le plus précoce d'arrivée des hydrocarbures est daté de l'Oligocène (~ 25 Ma) avec des conditions P - T minimum de 290 bar et 105°C (régime hydrostatique). Ces résultats suggèrent ainsi une montée en pression du réservoir très tardive (i.e. < 20 Ma) pour atteindre les conditions actuelles du réservoir ($C_1 = 51\%$, $P = 575$ bar, $T = 117$ - 124°C).

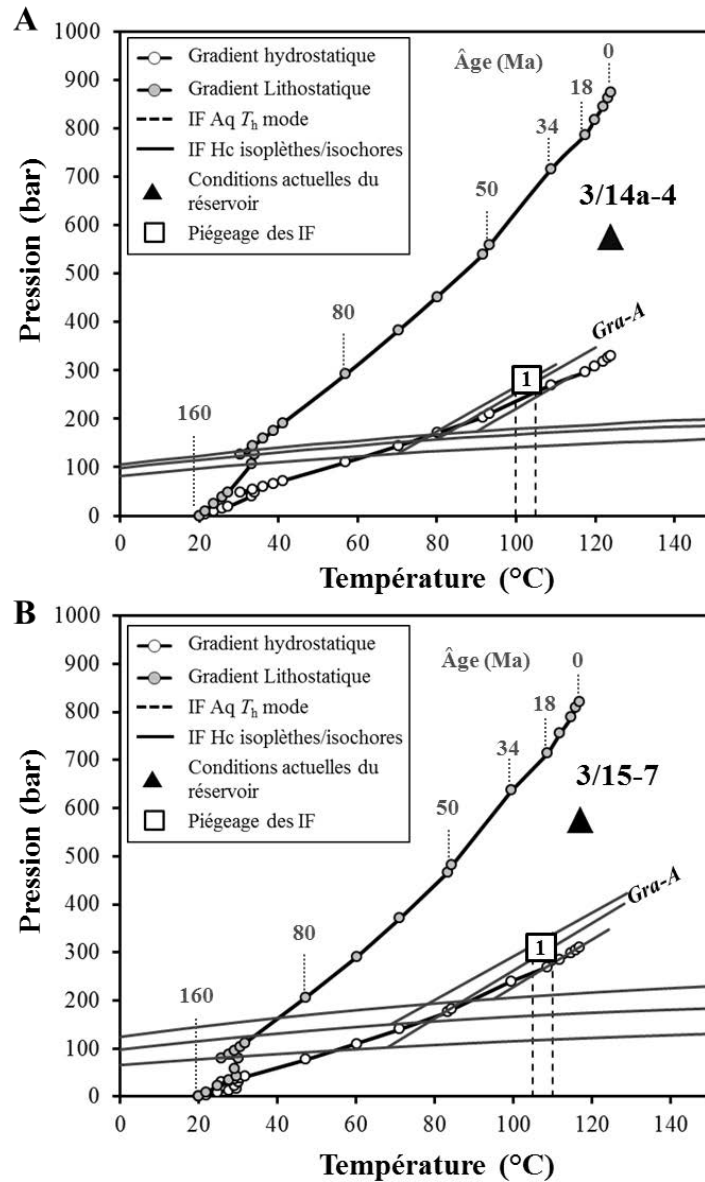


Figure 65: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P - V - T - X - t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir du Balta pour le puits 3/14a-4 (A) et le puits 3/15-7 (B). Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

Evolution diagénétique

La séquence diagénétique des formations du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-4 et 3/15-7 est synthétisée sur la Figure 66. On retrouve une paragenèse très similaire à celle observée dans le champ de Dunbar. Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Les cimentations intermédiaires sont composées principalement du remplacement des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). Cette kaolinite est souvent remplacée par l'illite, associée à la déstabilisation des micas. Les événements diagénétiques tardifs sont composés de cimentation quartzreuse (autour de 100-110°C d'après les résultats microthermométriques des inclusions aqueuses), de la dissolution intensive de feldspaths potassiques, associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2). On note également une précipitation accessoire de sidérite en remplacement de K2.

Les températures minimum à partir desquelles le réservoir du Balta a été rempli sont d'environ 100°C pour le puits 3/14a-4 et 105°C pour le puits 3/15-7, correspondant à un âge respectif de 40 Ma et de 20 Ma.

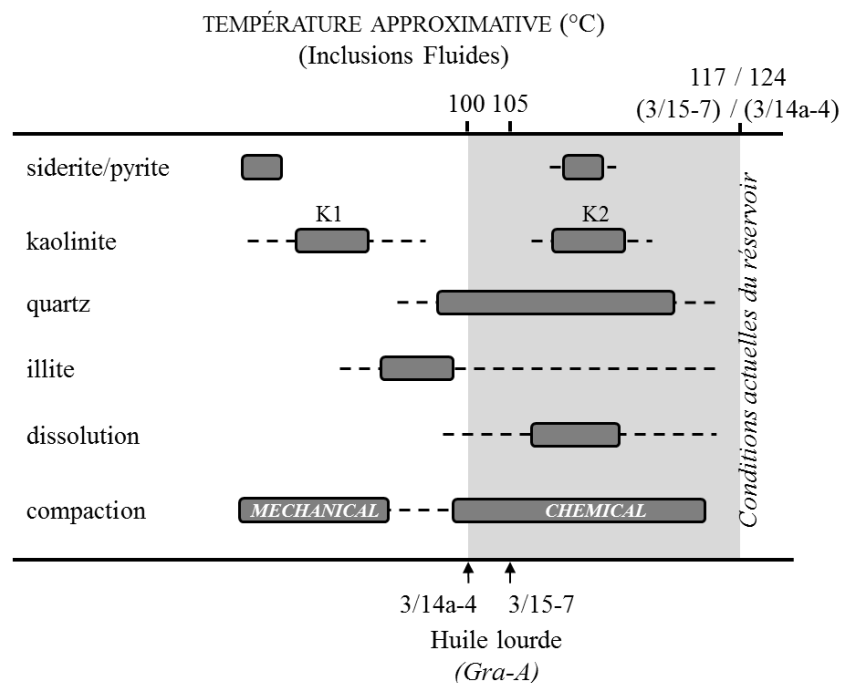


Figure 66: Séquence diagénétique synthétique du Balta et du T1.2 des puits 3/14a-4 & 3/15-7. Les températures données sont issues des données microthermométriques des inclusions aqueuses. Les flèches noires illustrent les timing minimum d'arrivée des hydrocarbures dans la formation du Balta.

4.2.4. Les champs de Forvie North & Central

L'étude d'inclusions fluides du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3 a été menée sur 8 échantillons dont les cotes sont les suivantes :

- 3/15-9a : 3448,21, 3449,47, 3450,63 et 3451,19 m (profondeur d'enfouissement)
- 3/20a-3 : 3669,52, 3671,21, 3672,19 et 3672,66 m (profondeur d'enfouissement)

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses observées sont très semblables à celles des précédents champs étudiés. On ne note pas de différence particulière en terme de morphologie ou de localisation. Il s'agit d'inclusions majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Le faible rapport V/L à 25°C est constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

La Figure 67 présente l'ensemble des résultats microthermométriques obtenus pour les 8 échantillons étudiés dans les puits 3/15-9a et 3/20a-3. Dans les plans de microfractures de grains de quartz, on remarque un étalement des T_h entre 90 et 115°C pour le puits 3/15-9a et entre 95 et 115°C pour le puits 3/20a-3. Dans les surcroissances de quartz, les T_h mesurées varient entre 95 et 110°C (3/15-9a) et entre 100 et 115°C pour le puits 3/20a-3.

Dans les deux puits, la distribution des T_h est unimodale avec des modes très similaires (100-105°C dans le puits 3/15-9a et 105-110°C dans le puits 3/20a-3).

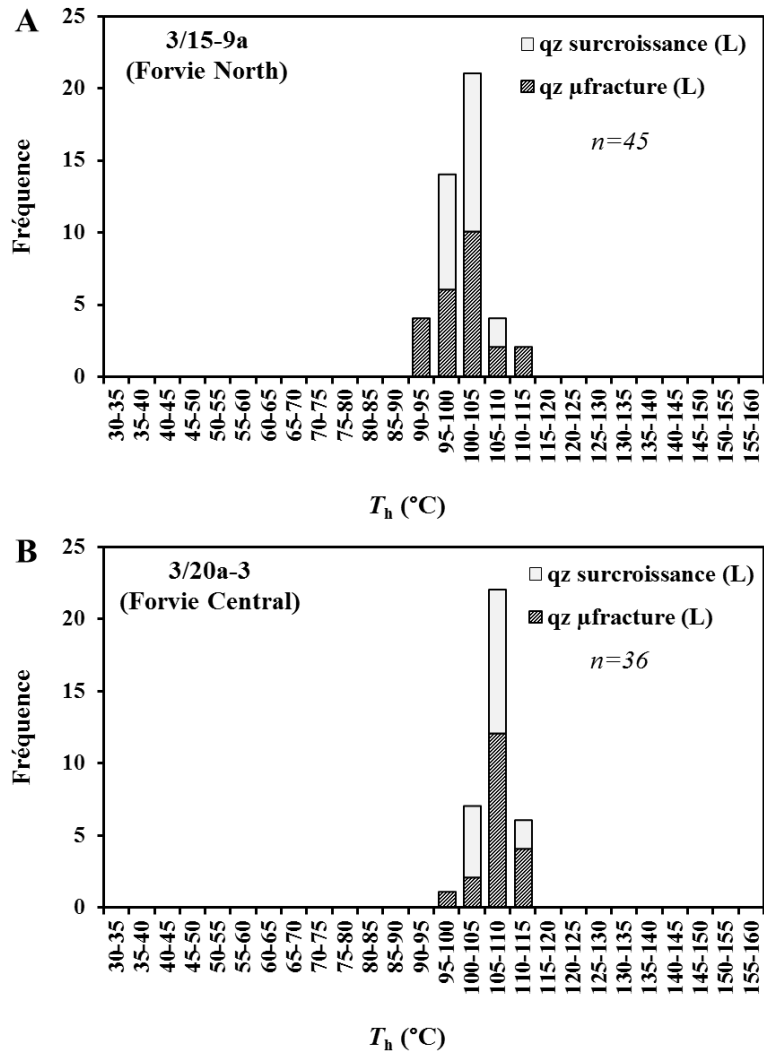


Figure 67: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 12 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du grain de quartz. On observe une variabilité significative de la salinité des inclusions aqueuses similaire dans les deux puits étudiés (Tableau 13):

- de 8,4 à 13,5 % pds eq. NaCl pour le puits 3/15-9a
- de 7,8 à 12,5 % pds eq. NaCl pour le puits 3/20a-3

Dans le cadre d'une comparaison détaillée avec le champ de Jura (cf. chapitre V), les inclusions aqueuses du champ de Forvie North ont été analysées par spectrométrie Raman

afin de quantifier les concentrations en méthane dissous dans la phase liquide. Les résultats sont également présentés dans le Tableau 13. On observe des concentrations en méthane homogènes et relativement faibles variant entre 0,05 et 0,07 molal.

Tableau 13: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Hôte	Salinité (% pds eq. NaCl)	[méthane] (molal)
3/15-9a	1	106,0	liquide	qz μ fracture	13,5	0,08
3/15-9a	2	111,1	liquide	qz μ fracture	13,3	0,05
3/15-9a	3	104,4	liquide	qz μ fracture	8,4	0,06
3/15-9a	4	107,0	liquide	qz surc	10,4	0,06
3/15-9a	5	102,5	liquide	qz surc	12,2	0,07
3/20a-3	7	113,5	liquide	qz μ fracture	11,7	—
3/20a-3	8	101,1	liquide	qz surc	9,9	—
3/20a-3	9	114,8	liquide	qz μ fracture	8,2	—
3/20a-3	10	111,6	liquide	qz μ fracture	9,3	—
3/20a-3	11	106,7	liquide	qz surc	7,8	—
3/20a-3	12	108,4	liquide	qz surc	12,5	—

T_h : température d'homogénéisation ; — : pas de données

Ces résultats ne révèlent aucune relation évidente entre les T_h et les salinités des inclusions observées en fonction de leur localisation dans les champs de Forvie North & Central (Figure 68A). Pour le champ de Forvie North, les 5 inclusions étudiées ne montrent pas de relation entre la concentration en méthane et les T_h (Figure 68B) ou la salinité (Figure 68C).

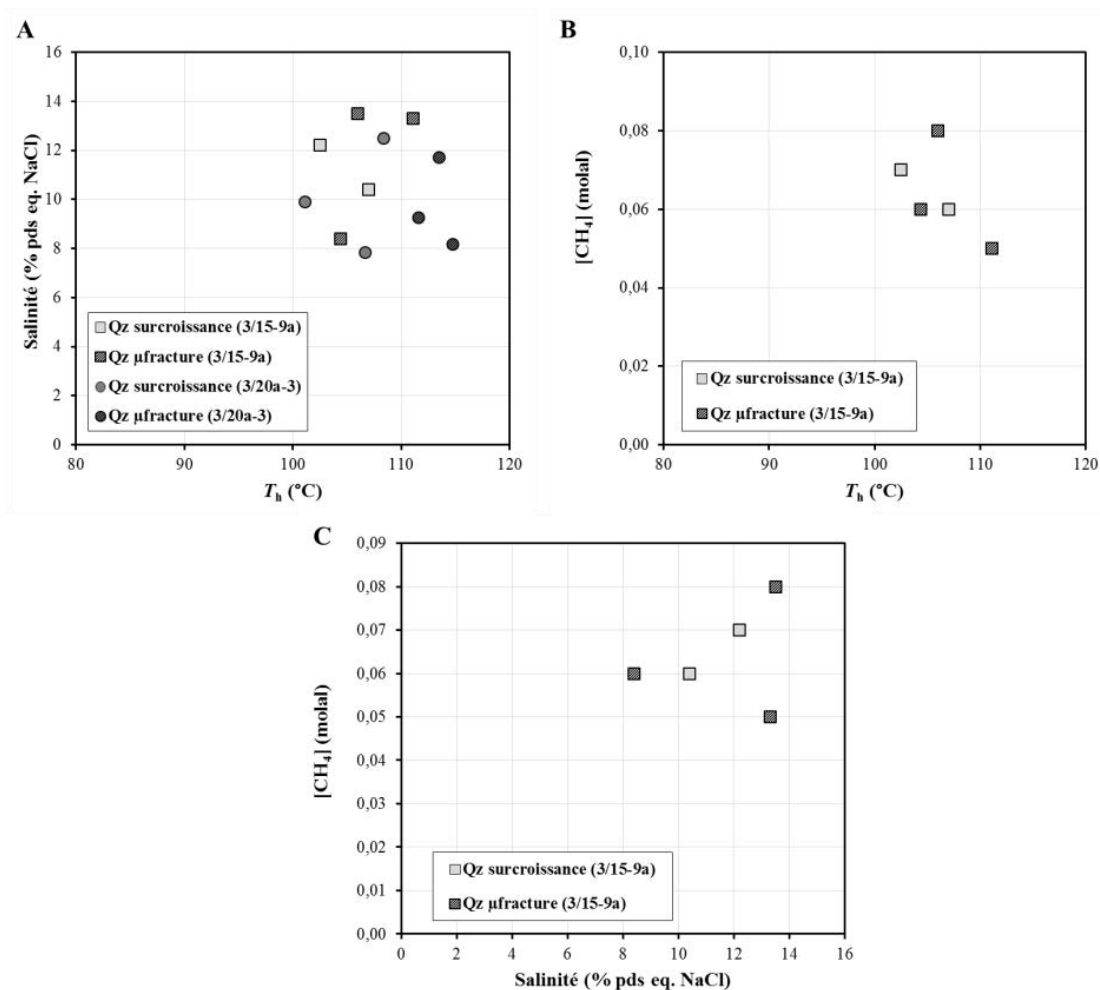


Figure 68: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

L'étude de 4 échantillons du Balta dans le puits 3/15-9a s'est révélée infructueuse : aucune inclusion hydrocarbonée n'ayant été identifiée.

Dans le puits 3/20a-3, seules quelques inclusions ont été observées et sont attribuées au morphotype *For-A* (Figure 69). Il s'agit d'inclusions de très petite taille ($< 5 \mu\text{m}$), incolores, de formes régulières, présentant une fluorescence U.V. très vive, elles sont toujours localisées dans des plans de fracture recoupant le grain détritique et présentent un très faible rapport V/L à 25°C. A l'échelle de la lame épaisse, ces inclusions sont très rares.

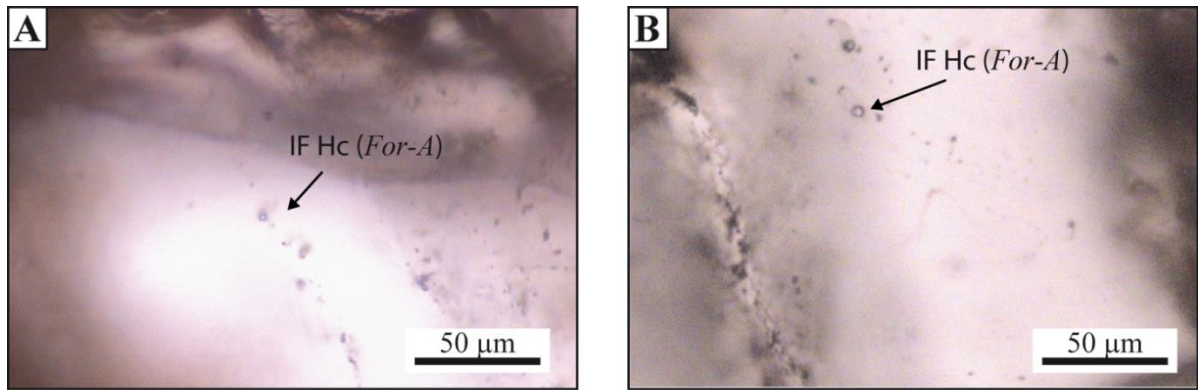


Figure 69: Photographies en microscopie optique (A & B) d'inclusions hydrocarbonées de type *For-A* observées dans la formation du Balta du puits 3/20a-3. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées.

- Microthermométrie :

Dans le puits 3/15-9a, aucune inclusion hydrocarbonée n'a été trouvée ((Figure 70A).

Les rares inclusions hydrocarbonées mesurées dans le puits 3/20a-3 montrent des températures d'homogénéisation comprises entre 120 et 135°C dans les microfractures de grains de quartz (Figure 70B).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 3 inclusions hydrocarbonées représentatives du type *For-A*, a été mesuré par MCBL dans le puits 3/20a-3. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 14 et montrent une très faible variation de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à 25°C entre 3,6 et 4,6 %.

Tableau 14: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
3/20a-3	1	<i>For-A</i>	Qz μ fracture	128,2	liquide	57,1	2,2	3,6	—
3/20a-3	2	<i>For-A</i>	Qz μ fracture	128,5	liquide	51,6	2,5	4,6	—
3/20a-3	3	<i>For-A</i>	Qz μ fracture	127,0	liquide	47,2	1,8	3,7	—

T_h : température d'homogénéisation; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur ; - : pas de donnée

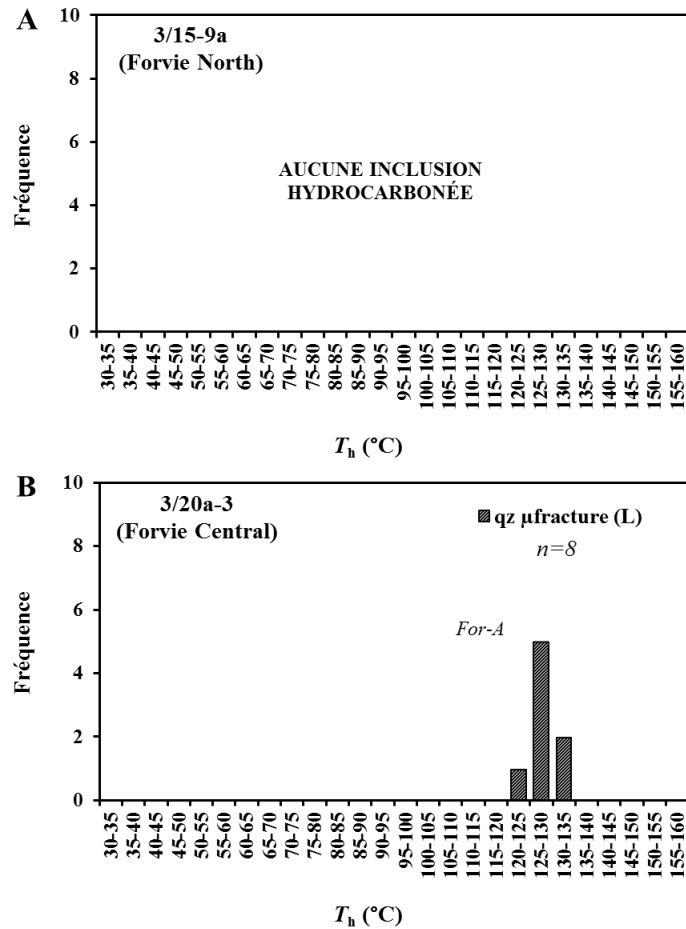


Figure 70: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta des puits 3/15-9a et 3/20a-3. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide).

La Figure 71 représente le ϕ_{vap} en fonction de la T_h . Les remplissages gazeux des trois inclusions analysées montrent une excellente uniformité (4-5%) pour des T_h comprises entre 127 et 129°C. Les compositions approximatives déduites de la Figure 71 selon Bourdet *et al.* (2008) montrent que les inclusions *For-A* ont les caractéristiques d'une huile extra lourde.

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* le logiciel PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 15 présente la composition modélisée représentative des inclusions hydrocarbonées *For-A*. La modélisation compositionnelle confirme la composition proche d'une huile extra lourde avec un C1 très faible (20 %) et un Cn2 important (49 %). Ces

compositions sont très différentes de celle des hydrocarbures présents actuellement dans le réservoir des deux puits étudiés, qui sont des gaz à condensat avec un C1 d'environ 88 %.

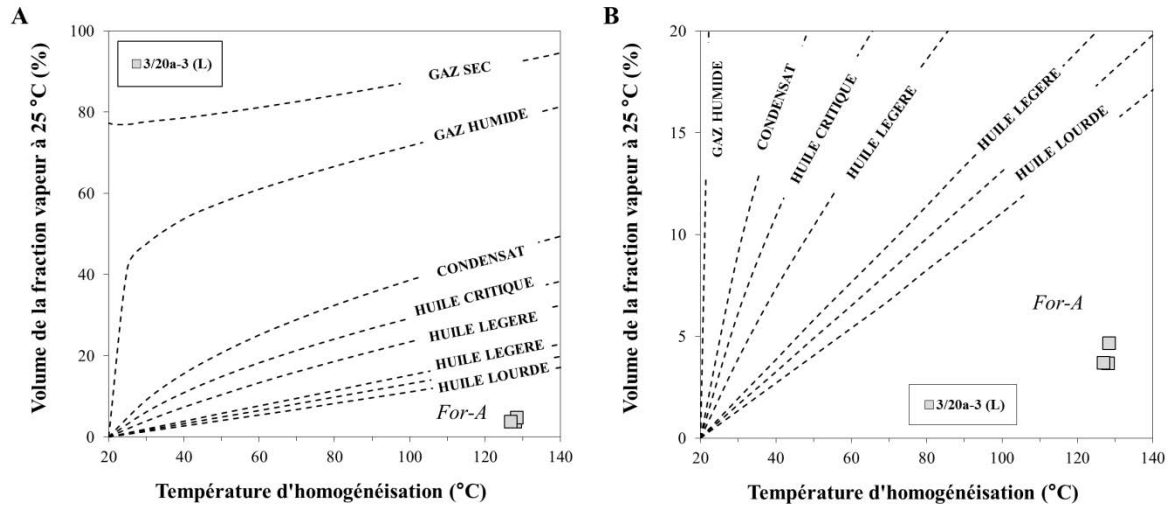


Figure 71: Diagramme ϕ_{vap} vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du Balta du puits 3/20a-3 (A) et son agrandissement (B). Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide).

Tableau 15: Modélisation compositionnelle *via* le logiciel PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta du puits 3/20a-3.

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)	
	Inc. 1 (<i>For-A</i>)	
C1	20,4	
C2	1,8	
C3	2,2	
iC4	0,5	
nC4	1,1	
iC5	0,7	
nC5	1,2	
nC6	1,7	
nC7	1,8	
nC8	1,7	
nC9	1,7	
nC10	1,7	
Cn1	14,4	
Cn2	49,2	

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

La Figure 72 présente la modélisation des propriétés thermodynamiques des inclusions hydrocarbonées de type *For-A*. L'absence d'inclusions aqueuses cogénétiques avec les inclusions hydrocarbonées *For-A* du puits 3/20a-3 ne nous permet pas de contraindre précisément les conditions de piégeages de ces hydrocarbures. Cependant, on note que les isochores des inclusions hydrocarbonées sont bien en dessous du gradient hydrostatique (Figure 72), ce qui implique un piégeage à relativement faible pression. La présence de ces inclusions haute température et basse pression (HT-BP) est, au premier abord, difficilement explicable compte tenu de l'histoire d'enfouissement du réservoir du Balta. Les résultats relatifs à ces inclusions particulières seront discutés plus en détail dans la partie discussion de ce mémoire (chapitre V).

La présence de gaz à condensat (C1 ~85 %) actuellement dans le réservoir indique que des hydrocarbures ont migré dans la formation du Balta. L'absence d'inclusions hydrocarbonées dans les ciments de quartz suggère donc que la migration d'hydrocarbure s'est produite postérieurement à la fenêtre de cimentation de quartz.

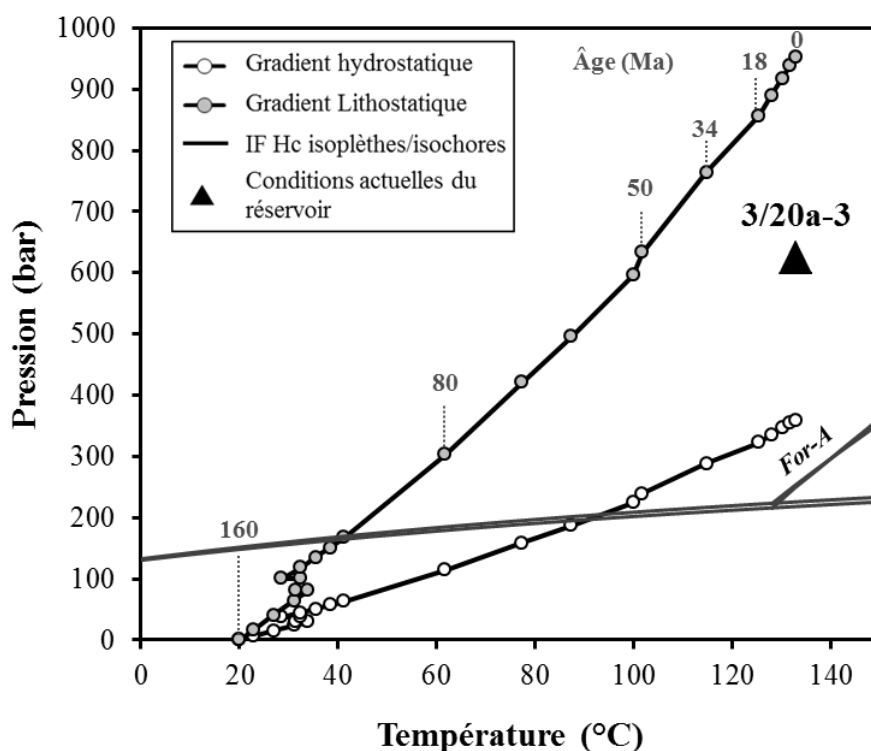


Figure 72: Diagramme *PT* représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir du Balta. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

4.2.5. Le champ de Jura

L'étude d'inclusions fluides du Balta a été menée sur 4 échantillons dont les cotes sont les suivantes : 3504,54, 3508,04, 3512,75 et 3513,80 m (profondeur d'enfouissement).

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses associées aux inclusions hydrocarbonées sont majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Le faible rapport V/L à 25°C est constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

Les résultats microthermométriques obtenus pour les 4 échantillons étudiés sont présentés sur la Figure 74. Dans les plans de microfractures recoupant les grains de quartz, les T_h mesurées s'étalent de 95 à 115°C tandis qu'elles varient entre 100 et 130°C dans les surcroissances de quartz. On observe une distribution bimodale des T_h avec un premier mode bien exprimé centré sur 105-110°C et un second mode moins marqué centré sur 120-125°C.

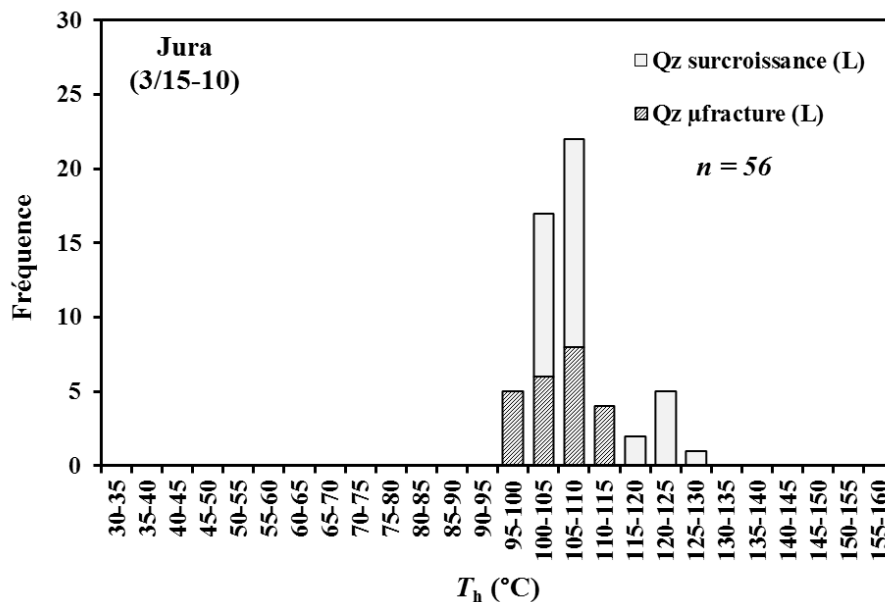


Figure 74: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-10. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L= liquide).

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 10 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du grain de quartz. On observe une importante variabilité de la salinité des inclusions aqueuses de 5,2 à 11,6 % pds. eq. NaCl (Tableau 16).

De même que pour le champ de Forvie North, la concentration en méthane dissous dans les inclusions aqueuses a été analysée par spectrométrie Raman (Tableau 16). Celle-ci est très élevée variant de 0,10 à 0,19 molal.

Tableau 16: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta du puits 3/15-10.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Hôte	Salinité (% pds eq. NaCl)	[méthane] (molal)
3/15-10	1	111,8	liquide	qz surc	8,2	0,14
3/15-10	2	125,1	liquide	qz surc	9,5	0,19
3/15-10	3	122	liquide	qz surc	10,2	0,19
3/15-10	4	119	liquide	qz μ fracture	5,2	0,19
3/15-10	5	102,7	liquide	qz μ fracture	11,6	0,10
3/15-10	6	115,2	liquide	qz μ fracture	6,4	0,15
3/15-10	7	108,6	liquide	qz μ fracture	10,5	0,14

T_h = température d'homogénéisation

La Figure 75 illustre les données acquises dans un diagramme Salinité vs T_h . On ne note pas de relation entre la température et la salinité des inclusions aqueuses mesurées en fonction de leur localisation (Figure 75A). L'augmentation de la concentration en méthane est fortement corrélée à la T_h (Figure 75B) mais pas à la salinité dans les inclusions aqueuses étudiées (Figure 75C).

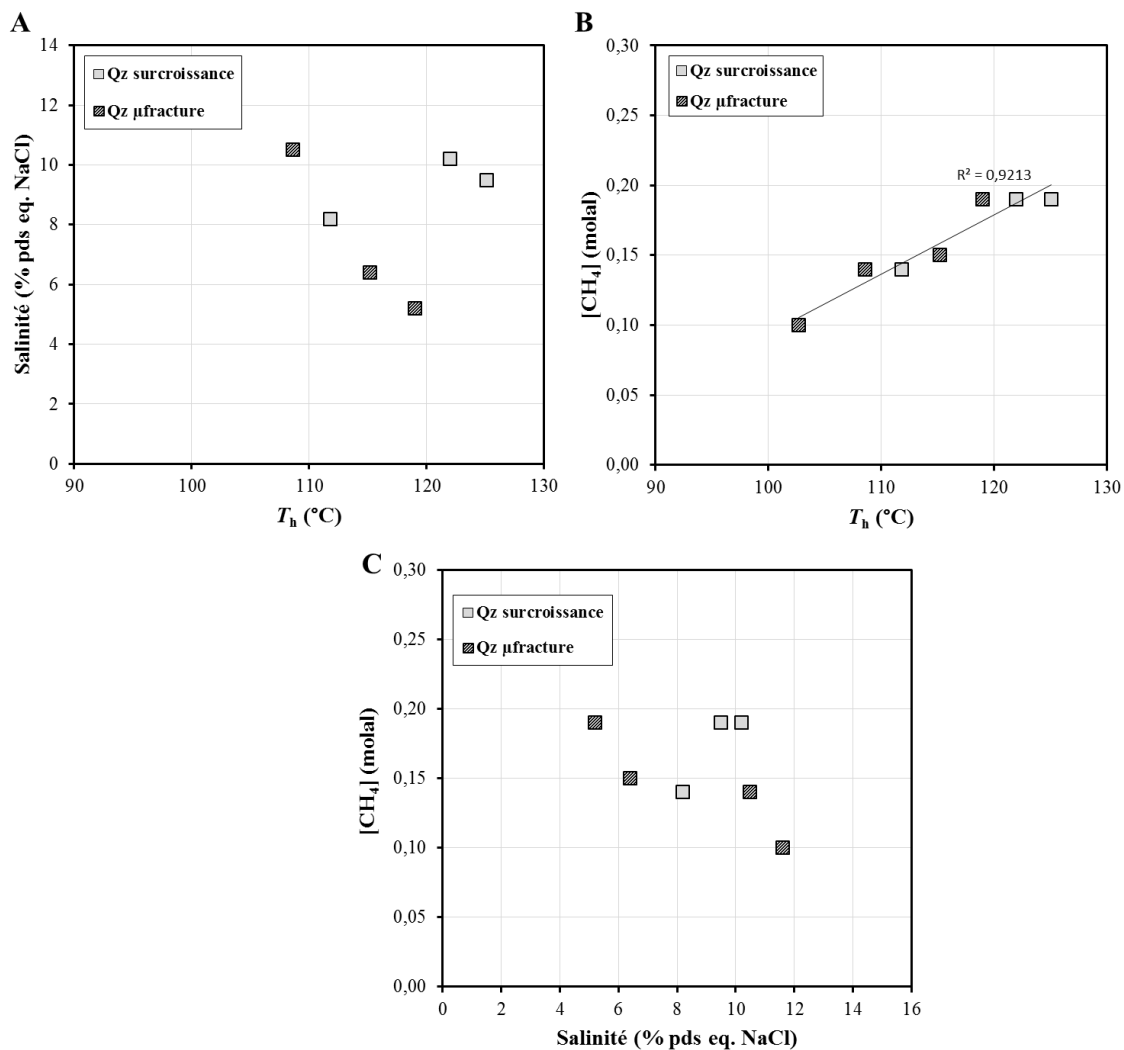


Figure 75: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-10 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

Trois morphotypes d'inclusions hydrocarbonées ont été repérés (Figure 76) :

- *Jur-A*: inclusions incolores de taille variable (5-20 μ m), localisées principalement à la limite grain de quartz/auréole, et dans les microfractures recoupant le grain de quartz détritique. Ces inclusions présentent un rapport V/L très important à 25°C.
- *Jur-B*: inclusions incolores de taille moyenne (5-10 μ m), on les retrouve également dans les surcroissances de quartz, dans les limites grain/auréole et dans les microfractures recoupant le grain détritique. Elles présentent un rapport V/L important à 25°C.

- *Jur-C*: inclusions très petites (< 5 µm), incolores, et localisées exclusivement dans les microfractures recoupant le grain détritique. Elles présentent un très faible rapport V/L à 25°C. Il est important de noter la faible abondance et représentativité de ces inclusions à l'échelle d'une lame mince : elles ne sont observables en effet que dans quelques grains de quartz isolés.

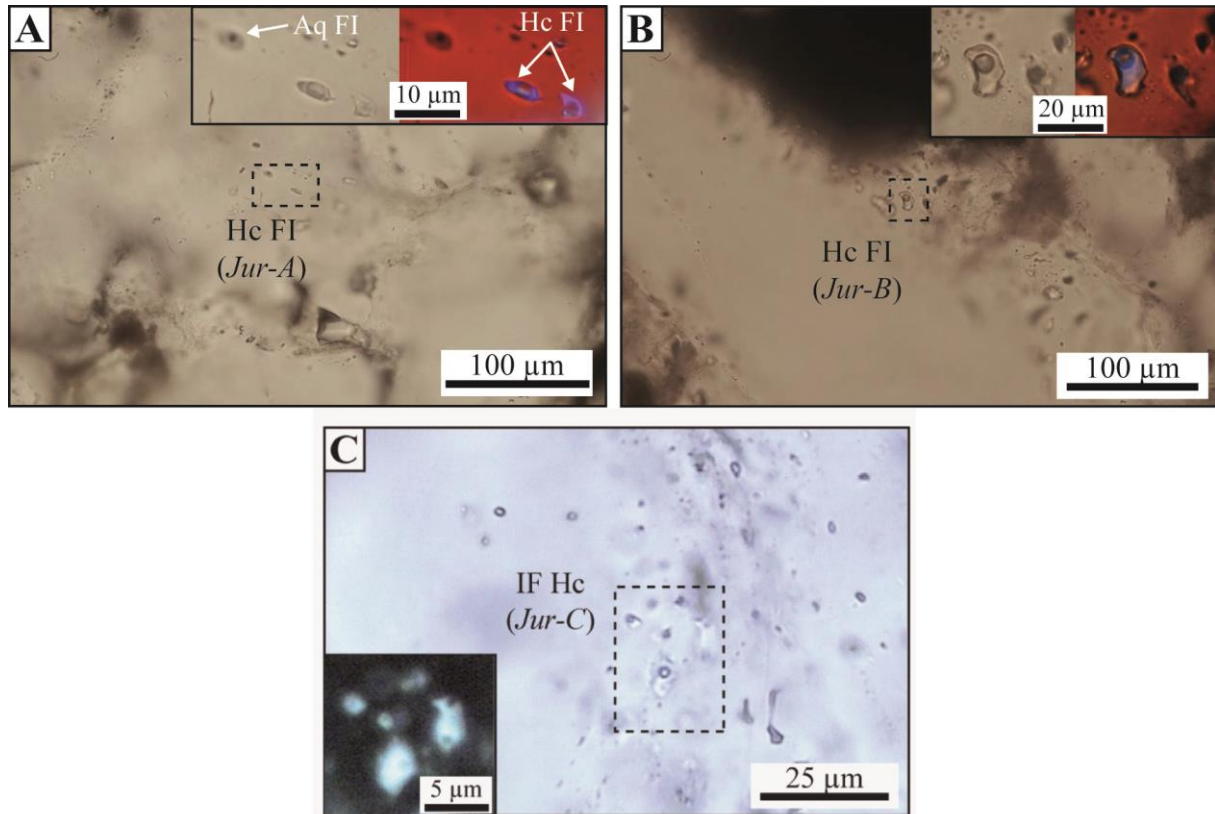


Figure 76: Photographies en microscopie optique et sous épifluorescence U.V. (dans l'agrandissement) des inclusions hydrocarbonées de type *Jur-A* (A), *Jur-B* (B) et *Jur-C* (C) observées dans la formation du Balta du puits 3/15-10. Les agrandissements correspondent aux photographies sous épifluorescence U.V. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées, IF Aq : inclusions fluides aqueuses.

- Microthermométrie :

La Figure 77 illustre les résultats microthermométriques obtenus sur les 4 échantillons étudiés dans la formation du Balta. Les inclusions hydrocarbonées ont des températures d'homogénéisation comprises entre 40 et 120°C. On distingue deux types d'homogénéisation. 1) Les homogénéisations en phase vapeur, qui présentent une distribution bimodale centrée sur 40-45°C (observées uniquement dans les surcroissances de quartz) et 65-70°C (observées dans les deux phases de cimentation du minéral hôte) dans les inclusions du

morphotype *Jur-A*. 2) Les homogénéisations en phase liquide, qui montrent aussi une distribution bimodale centrée sur 85-90°C (observées dans les deux phases de cimentation du quartz hôte) attribuées au type *Jur-B*, et 115-120°C (uniquement dans les microfractures de grains de quartz) correspondant au type *Jur-C*.

Les inclusions de type *Jur-A* sont principalement associées aux inclusions aqueuses du premier mode d'homogénéisation (105-110°C). On retrouve toutefois de rares inclusions de type *Jur-A* associées aux inclusions aqueuses du deuxième mode de distribution (120-125°C). Les inclusions hydrocarbonées de type *Jur-B* sont uniquement associées aux inclusions aqueuses du premier mode (105-110°C). Les inclusions de type *Jur-C* sont très rarement associées à des inclusions aqueuses. Ces dernières sont trop petites (< 1 µm) pour obtenir des mesures microthermométrie et Raman fiables.

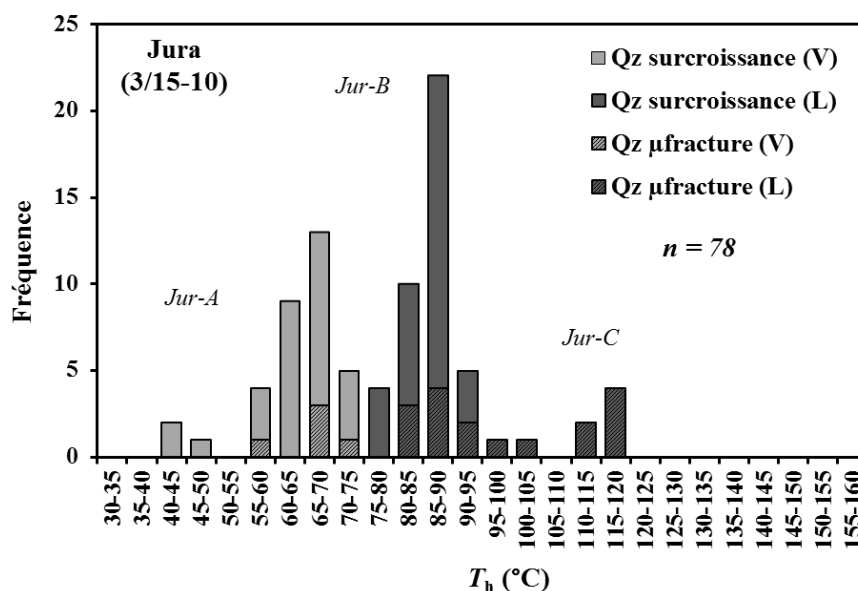


Figure 77: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta du puits 3/15-10. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L = liquide ; V = vapeur).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 11 inclusions hydrocarbonées a été mesuré par MCBL. Ces inclusions ont été sélectionnées afin d'être les plus représentatives des inclusions *Jur-A*, *B* et *C* au travers des quatre modes de distribution des T_h mesurées. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 17: Propriétés volumétriques des inclusions

hydrocarbonées dans le quartz où l'on observe que les volumes de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à 25°C varient entre 4,0 et 49,8 %.

Tableau 17: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
3/15-10	1	<i>Jur-A</i>	Qz surc	45,1	vapeur	288,5	227,8	44,1	120-125
3/15-10	2	<i>Jur-A</i>	Qz surc	50,4	vapeur	160,0	105,3	39,7	120-125
3/15-10	3	<i>Jur-A</i>	Qz surc	74,7	vapeur	107,4	105,1	49,5	105-110
3/15-10	4	<i>Jur-A</i>	Qz μ fracture	65,5	vapeur	128,0	110,9	46,4	105-110
3/15-10	5	<i>Jur-A</i>	Qz surc	73,5	vapeur	50,9	50,5	49,8	105-110
3/15-10	6	<i>Jur-A</i>	Qz surc	71,2	vapeur	29,7	29,0	49,4	105-110
3/15-10	7	<i>Jur-B</i>	Qz μ fracture	81,3	liquide	27,8	3,4	11,0	105-110
3/15-10	8	<i>Jur-B</i>	Qz surc	91,5	liquide	105,3	14,5	12,1	105-110
3/15-10	9	<i>Jur-B</i>	Qz surc	90,0	liquide	45,4	4,2	8,4	105-110
3/15-10	10	<i>Jur-C</i>	Qz μ fracture	118,1	liquide	23,6	1,3	5,3	—
3/15-10	11	<i>Jur-C</i>	Qz μ fracture	117,8	liquide	30,7	1,3	4,0	—

T_h : température d'homogénéisation; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur ; — : pas de donnée

La Figure 78 représente le ϕ_{vap} en fonction de la T_h . Les inclusions de type *Jur-A* homogénéisant autour de 40-45°C et 65-70°C, présentent un remplissage gazeux similaire entre 40 et 50 %. Les inclusions *Jur-B* ont un remplissage gazeux plus faible (8-12%). Enfin, les rares inclusions de type *Jur-C* présentent les plus faibles remplissages gazeux, entre 4 et 5%.

Ces résultats permettent d'obtenir une composition approximative des hydrocarbures présents dans les inclusions en comparaison aux compositions classiques des grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Ainsi, les inclusions de type *Jur-A* des deux modes de T_h caractérisés sont typiques de gaz à condensat, les inclusions *Jur-B* sont apparentées à une composition intermédiaire entre une huile lourde et légère, tandis que les inclusions *Jur-C* sont caractéristiques d'huiles extra-lourdes. Cette première approche compositionnelle sera précisée par la modélisation PIT.

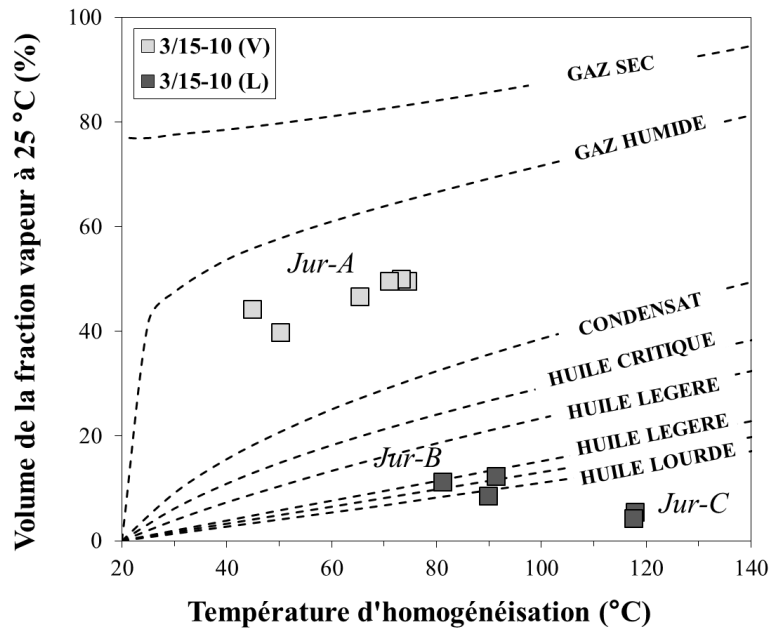


Figure 78: Diagramme ϕ_{vap} vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du balta du puits 3/15-10. Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide ; V=vapeur).

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* le logiciel PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 18 présente les compositions modélisées représentatives de chaque famille d'inclusions hydrocarbonées étudiées. Les compositions des inclusions *Jur-A* des deux distributions de T_h sont similaires avec une composition caractéristique des gaz à condensat ($C_1 \sim 69\%$). Les inclusions *Jur-B* sont de composition proche des huiles légères ($C_1 \sim 43\%$) tandis que la composition des inclusions *Jur-C* est typique d'huiles extra-lourdes ($C_1 \sim 26\%$).

La composition des inclusions *Jur-A* est relativement proche des hydrocarbures actuellement présents dans le réservoir qui montrent des teneurs en méthane d'environ 88 %.

Tableau 18: Modélisation compositionnelle *via* PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta du puits 3/15-10.

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)			
	Inc. 1 (<i>Jur-A</i>)	Inc. 4 (<i>Jur-A</i>)	Inc. 7 (<i>Jur-B</i>)	Inc. 10 (<i>Jur-C</i>)
C1	69,5	67,5	43,1	26,5
C2	9,5	9,6	7,3	3,3
C3	5,5	5,7	5,9	3,6
iC4	0,9	1,0	1,2	0,8
nC4	2,0	2,2	2,8	1,8
iC5	1,0	1,1	1,8	1,2
nC5	1,6	1,8	2,8	1,9
nC6	2,2	2,2	3,0	2,5
nC7	2,3	2,4	3,3	2,7
nC8	1,7	1,8	3,0	2,6
nC9	1,2	1,4	2,7	2,5
nC10	0,9	1,1	2,5	2,4
Cn1	1,5	2,2	14,6	19,0
Cn2	0,0	0,0	6,0	29,2

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

Les concentrations en méthane dissous dans les inclusions aqueuses ont permis de modéliser les isoplèthes des fluides aqueux. Le croisement des isochores des fluides aqueux et hydrocarbonés permet ensuite de reconstruire de manière précise les conditions *P-T* de piégeage des fluides ayant migré dans le réservoir (Figure 79).

L'âge le plus précoce d'arrivée des hydrocarbures est daté à l'Eocène (48 Ma) avec des huiles légères (*Jur-B*), pour des conditions thermobarométriques de 105°C et 310 bar (point d'intersection 1 sur la Figure 79). A cette période, le système était en forte surpression d'environ 90 bar. Le deuxième piégeage modélisé est celui des inclusions de type *Jur-A*. Ces gaz à condensat ont été piégés au Miocène (18 Ma) sous des conditions *PT* de 480 bar et 120°C (point d'intersection 2 sur la Figure 79). La surpression fluide au sein du réservoir était à cette période très élevée, de l'ordre de 170 bar.

La modélisation thermodynamique des inclusions de type *Jur-C* montre un piégeage possible, le long des isochores, bien en dessous du gradient hydrostatique. La morphologie et le comportement thermodynamique de ces inclusions sont très similaires à ceux des inclusions *For-A* (dans le champ de Forvie Central). La présence de ces inclusions est difficile à déterminer au premier abord. L'explication géologique la plus plausible de l'existence de ces inclusions HT-BP serait de les attribuer au piégeage relativement précoce d'un fluide chaud

ce qui semble incohérent avec le modèle géologique utilisé. Leur origine sera discutée plus en détail dans le chapitre V.

L'histoire de migration des fluides décrit donc une augmentation des conditions P - T de piégeage des fluides associée à la maturation des hydrocarbures depuis une huile légère (*Jur-B*) jusqu'à un gaz à condensat (*Jur-A*). Il est intéressant de noter la présence d'inclusions aqueuses riches en méthane dont les conditions possibles de piégageages à la base de leur isochore sont très proches des conditions actuelles du réservoir (IF Aq. n°2 et point 3 sur la Figure 79). Néanmoins, l'absence d'inclusions hydrocarbonées cogénétiques à ces inclusions aqueuses riches en méthane ne permet pas d'estimer précisément leurs conditions de piégeage.

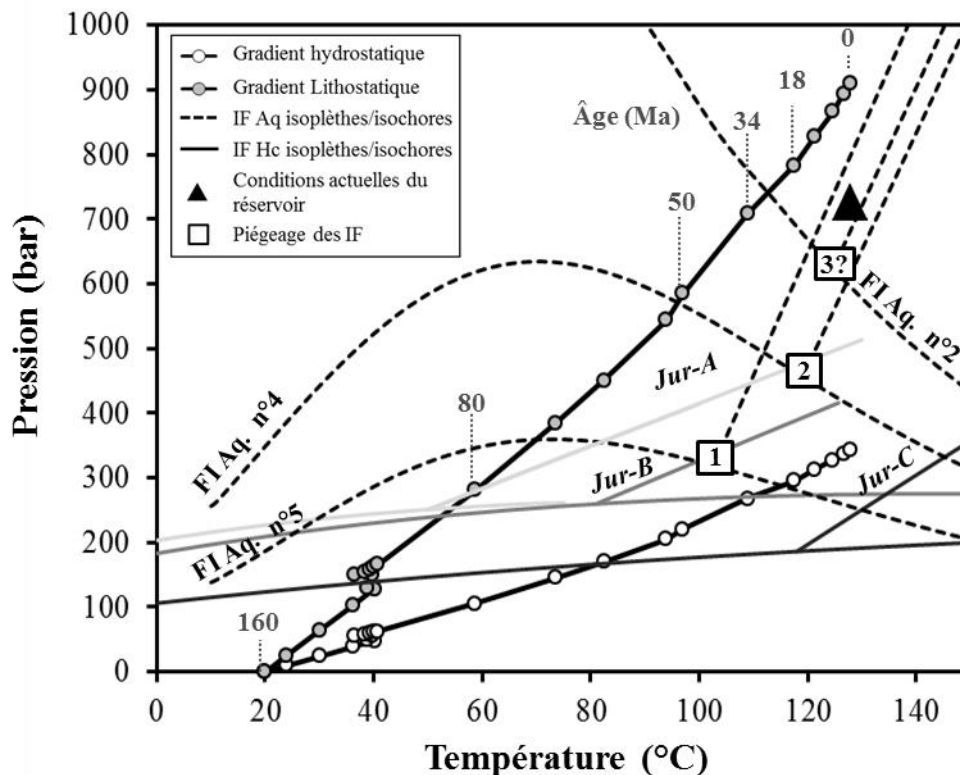


Figure 79: Diagramme P-T représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du Balta du puits 3/15-10. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

Evolution diagénétique

La combinaison des résultats pétrographiques et d'inclusions fluides permet d'obtenir la séquence diagénétique synthétique de la formation du Balta du puits 3/15-10 (Figure 80). Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Les cimentations intermédiaires sont composées principalement du remplacement des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). Cette kaolinite est généralement illitisée, associée à la déstabilisation des micas. Les cimentations dites tardives sont composées de cimentation quartzeuse (autour de 105-110°C d'après les T_h des inclusions aqueuses), de la dissolution intensive de feldspaths potassiques, associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2). La particularité du champ de Jura est la faible compaction mécanique/chimique observée au regard de la profondeur des échantillons étudiés (i.e. 3,6 km).

L'étude des inclusions fluides a permis de définir précisément deux chargements d'hydrocarbures. Le premier chargement est composé d'huiles légères migrant dans le réservoir autour de 100°C (42 Ma). Le second consiste en des gaz à condensat arrivant dans le réservoir à une température de 120°C (18 Ma).

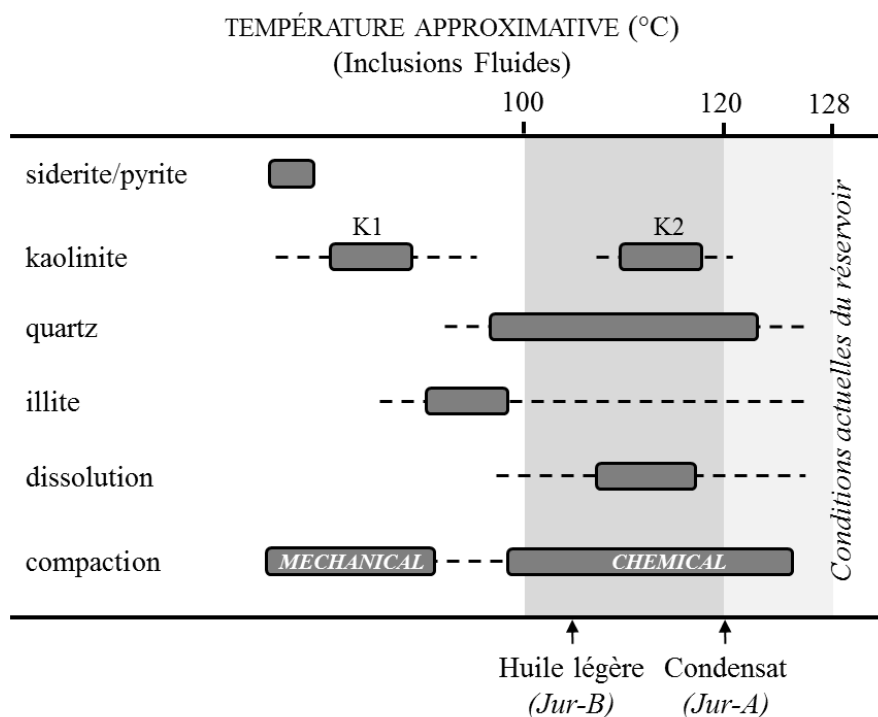


Figure 80: Séquence diagénétique synthétique du Balta du puits 3/15-10. Les contraintes de températures sont issues des T_h des inclusions aqueuses. Les flèches noires représentent les deux chargements en hydrocarbures dans le Balta à 100 et 120°C.

4.2.6. Le champ d'Islay

L'étude d'inclusions fluides du Balta du puits 3/15-12 a été menée sur 4 échantillons dont les cotes sont les suivantes : 3649,09, 3649,79, 3651,28 et 3656,06 m (profondeur d'enfouissement).

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses associées aux inclusions hydrocarbonées sont majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Les plus petites inclusions aqueuses sont localisées en limite d'auréole ou dans l'auréole. Le faible rapport V/L à 25°C est constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

La Figure 81 résume l'ensemble des résultats microthermométriques obtenus pour les 4 échantillons étudiés. Les T_h varient entre 90 et 125°C dans les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Dans les surcroissances de quartz, les T_h mesurées varient entre 105 et 140°C. Les inclusions aqueuses trouvées dans les différentes zones du quartz hôte présentent un mode commun centré sur 105-110°C. Les inclusions aqueuses localisées dans les auréoles de quartz semblent montrer un deuxième mode, moins bien marqué, centré à 125-130°C. Aucun argument pétrographique ne permet d'établir une relation entre ces deux modes de distribution et les deux générations de quartz observées. Dans les réservoirs du BRENT du champ de Hild, Girard *et al.* (2002) ont décrit deux générations de ciment de quartz Q1 et Q2, respectivement associées à des températures de 95-110°C et de 125-135°C. Par analogie, les deux modes de T_h identifiés dans le champ de Islay sont donc interprétés comme représentant les deux générations de surcroissances de quartz Q1 et Q2.

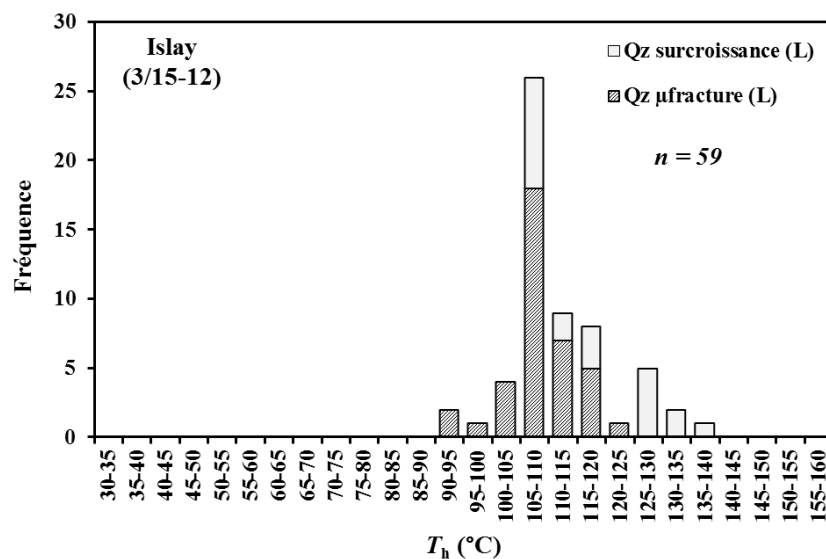


Figure 81: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-12. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L= liquide).

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 11 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du

grain de quartz. On observe une importante variabilité des salinités allant de 4,0 à 11,2 % pds eq. NaCl (Tableau 19).

Tableau 19: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du Balta du puits 3/15-12.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Host	Salinité (% pds eq. NaCl)
3/15-12	1	121,0	liquide	qz surc	11,2
3/15-12	2	107,2	liquide	qz μ fracture	5,0
3/15-12	3	105,2	liquide	qz surc	4,0
3/15-12	4	119,5	liquide	qz surc	9,3
3/15-12	5	105,7	liquide	qz surc	4,3
3/15-12	6	110,0	liquide	qz μ fracture	8,0
3/15-12	7	108,8	liquide	qz μ fracture	10,6
3/15-12	8	119,0	liquide	qz surc	8,6
3/15-12	9	109,2	liquide	qz surc	6,3

T_h = homogenization temperature

La Figure 82 illustre les données acquises dans un diagramme Salinité vs T_h . On peut distinguer deux ensembles de fluides. Le premier est constitué d'un fluide centré sur le premier mode de distribution des T_h (105-110°C) et recouvre une large gamme de salinité (4,0 à 10,6 % pds eq. NaCl). Ce premier fluide a été piégé à la fois dans les microfractures et dans les surcroissances de quartz. Le second est constitué d'un fluide plus chaud (T_h autour de 120°C) de plus forte salinité (8,6 à 11,2 % pds eq. NaCl). Ce second fluide a été piégé uniquement dans les surcroissances de quartz. Les inclusions piégées dans les surcroissances montrent ainsi deux familles de T_h , l'une identique aux inclusions localisées dans les microfractures et l'autre caractéristique de plus hautes températures.

Enfin, l'augmentation de la salinité avec les T_h est observable pour les inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances de quartz.

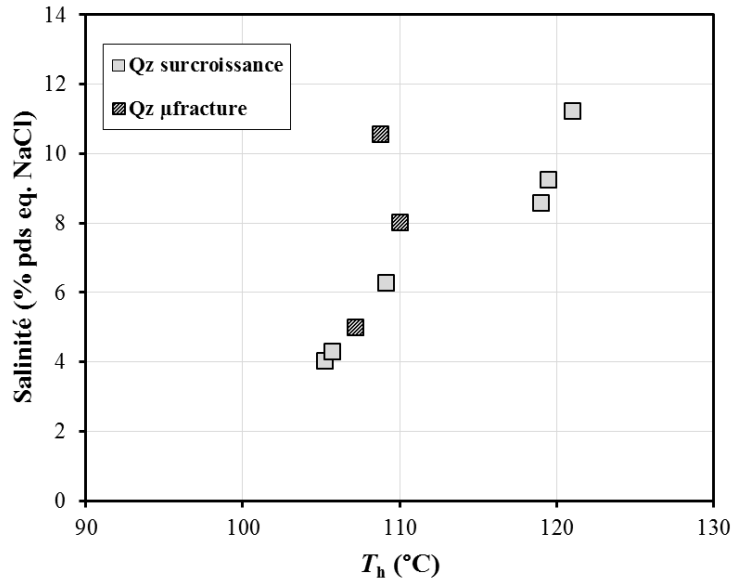


Figure 82: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du Balta du puits 3/15-12 obtenues par analyses Raman à l’extinction du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

Trois grands types morphologiques d’inclusions hydrocarbonées ont été observés (Figure 83) :

- *Isl-A* : inclusions de taille moyenne (entre 5 et 15 μm), aux contours bien délimités, localisées à la fois dans les auréoles de quartz et dans des plans de fracture recoupant le grain détritique. Elles sont incolores, de formes régulières et possèdent un fort rapport V/L à 25°C.
- *Isl-B* : inclusions de petite taille (entre 5 et 10 μm), localisées dans les auréoles de quartz et dans les plans de fracture, de formes régulières et incolores. On note un faible rapport V/L à 25°C.
- *Isl-C* : inclusions de très petite taille (< 5 μm), incolores, de formes régulières, présentant une fluorescence U.V. très vive, elles sont toujours localisées dans des plans de fracture recoupant le grain détritique et présentent un très faible rapport V/L à 25°C. A l’échelle de la lame épaisse, ces inclusions sont très rares.

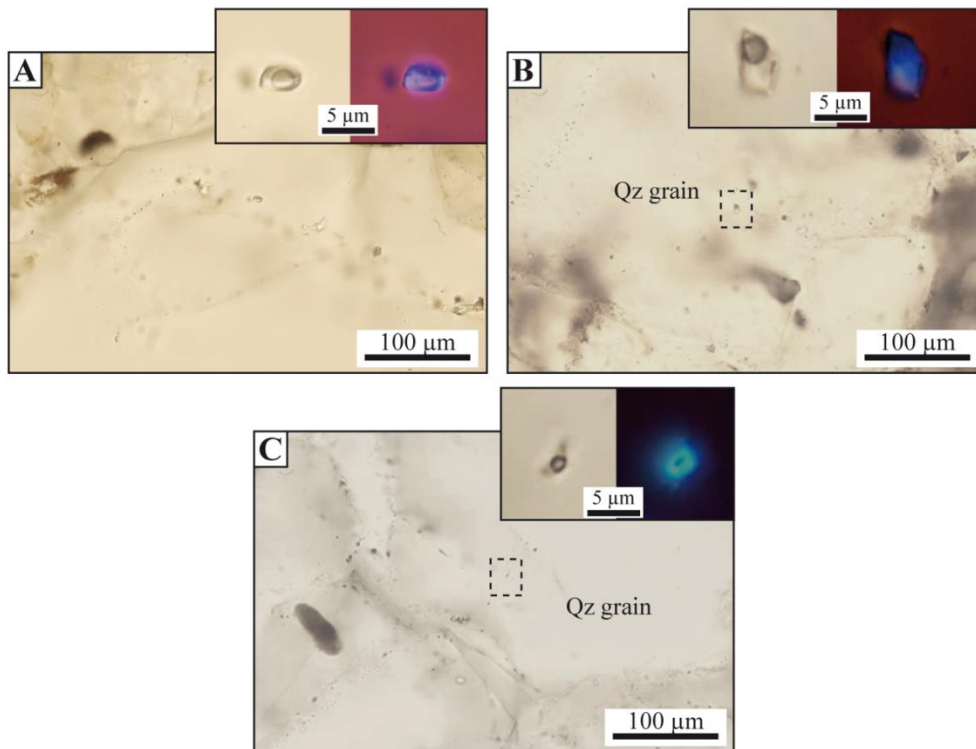


Figure 83: Photomicrographies en lumière transmise des trois morphotypes d'inclusions hydrocarbonées observés dans la formation du Balta du puits 3/15-12. A) Type *Isl-A*; B) Type *Isl-B*; C) Type *Isl-C*. Les agrandissements de chaque inclusion sont présentés à la fois sous lumière transmise (à gauche) et sous épifluorescence U.V. (à droite).

- Microthermométrie :

Les inclusions hydrocarbonées ont des températures d'homogénéisation comprises entre 35 et 130°C (Figure 84). On distingue deux types d'homogénéisation. 1) Les homogénéisations en phase vapeur, correspondant aux inclusions de type *Isl-A*, qui présentent une distribution bimodale centrée sur 40-45°C (uniquement dans les surcroissances de quartz) et 65-70°C (à la fois dans les microfractures et dans les surcroissances de quartz). 2) Les homogénéisations en phase liquide, avec une distribution bimodale centrée sur 95-100°C (observées dans les deux phases de cimentation du quartz hôte) attribuées au type *Isl-B*, et 115-120°C (uniquement dans les microfractures de grains de quartz) correspondant au type *Isl-C*.

Les inclusions de type *Isl-A* sont associées à des inclusions aqueuses homogénéisant autour du deuxième mode de distribution (125-130°C) alors que les inclusions de type *Isl-B* sont associées avec les inclusions aqueuses du premier mode de distribution (105-110°C). Les inclusions de type *Isl-C* sont très rarement associées à des inclusions aqueuses. Ces dernières sont trop petites (< 1 µm) pour obtenir des mesures microthermométrique et Raman fiables.

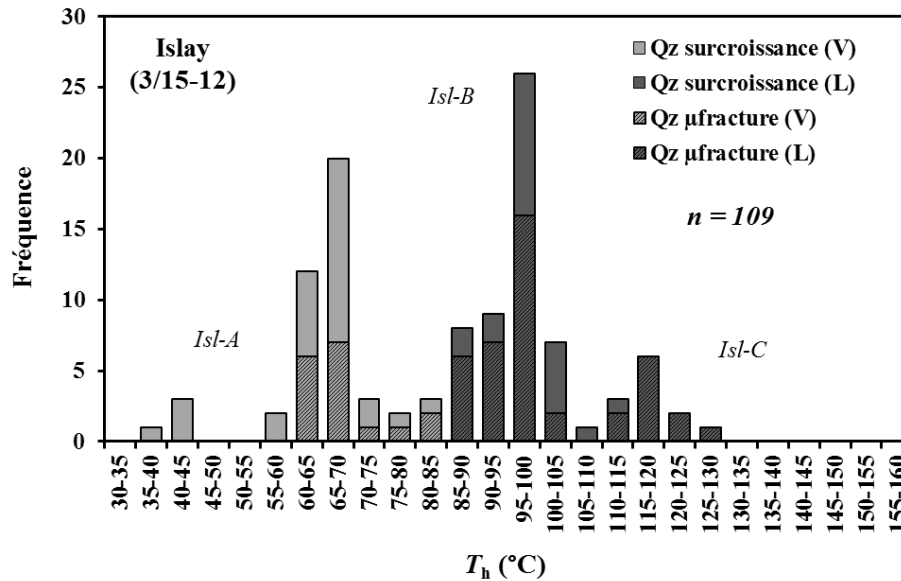


Figure 84: Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du Balta du puits 3/15-12. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide ; V=vapeur).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 10 inclusions hydrocarbonées a été mesuré par MCBL. Ces inclusions ont été sélectionnées afin d'être les plus représentatives des quatre grands types d'inclusions observées. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 20 où l'on observe que les volumes de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à température ambiante varient entre 3,4 et 49 %.

Tableau 20: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
3/15-12	1	<i>Isl-A</i>	Qz surc	35,0	vapeur	35,3	14,7	29,4	125-130
3/15-12	2	<i>Isl-A</i>	Qz surc	40,6	vapeur	44,3	22,0	33,2	125-130
3/15-12	3	<i>Isl-A</i>	Qz surc	42,5	vapeur	101,8	47,1	31,6	125-130
3/15-12	4	<i>Isl-A</i>	Qz μfracture	61,0	vapeur	19,8	19,0	49,0	105-110
3/15-12	5	<i>Isl-A</i>	Qz surc	73,7	vapeur	214,2	164,8	43,5	105-110
3/15-12	6	<i>Isl-B</i>	Qz surc	94,6	liquide	25,1	2,1	7,8	105-110
3/15-12	7	<i>Isl-B</i>	Qz μfracture	96,5	liquide	71,3	7,7	9,7	105-110
3/15-12	8	<i>Isl-B</i>	Qz μfracture	97,0	liquide	94,0	7,4	7,3	105-110
3/15-12	9	<i>Isl-C</i>	Qz μfracture	119,4	liquide	7,1	0,2	3,4	—
3/15-12	10	<i>Isl-C</i>	Qz μfracture	126,0	liquide	7,6	0,3	3,7	—

T_h : température d'homogénéisation ; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur; — : Aucune donnée

La Figure 85 représente le ϕ_{vap} en fonction de la T_h . Les remplissages gazeux les plus importants correspondent aux inclusions homogénéisant en phase vapeur (*Isl-A*) variant de 29,4 à 49,0%. Les inclusions de type *Isl-B* ont un remplissage gazeux plus faible allant de 7,3 à 9,7%. Enfin, les remplissages gazeux les plus faibles concernent les inclusions de type *Isl-C* où les valeurs varient entre 3,4 et 3,7 %. Les compositions approximatives obtenues à partir de ces résultats selon Bourdet *et al.* (2008) indiquent que les inclusions de type *Isl-A* sont de composition de type gaz à condensats, les inclusions de type *Isl-B* sont caractéristiques d’huiles lourdes à légères, et les inclusions de type *Isl-C* sont des huiles extra-lourdes. Cette première approche compositionnelle sera précisée par la modélisation PIT.

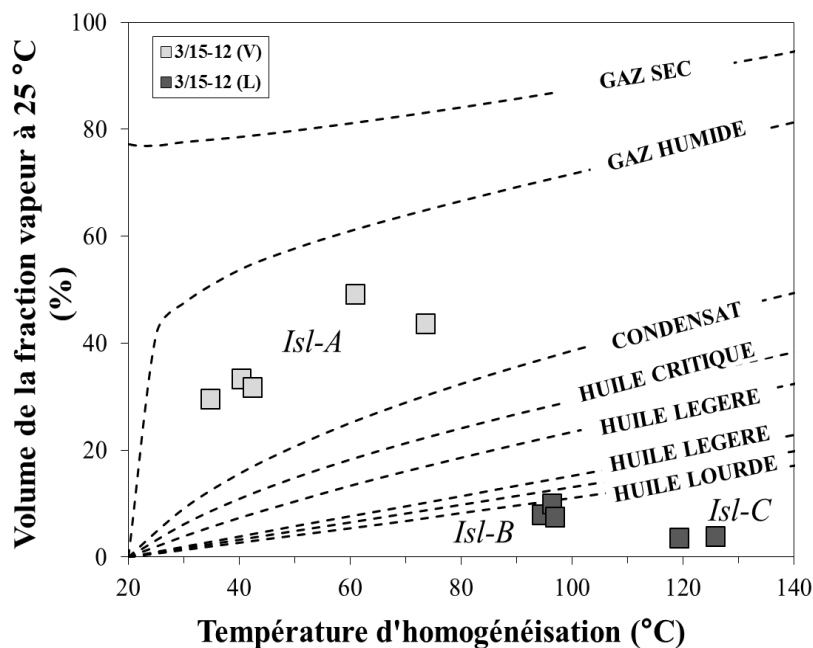


Figure 85: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du Balta du puits 3/15-12. Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d’hydrocarbure (Bourdet *et al.*, 2008).

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 21 présente les compositions modélisées représentatives de chaque famille d’inclusions hydrocarbonées étudiées. Les hydrocarbures *Isl-A* des deux modes de T_h montrent une composition similaire, typiques des gaz à condensat avec une teneur en méthane (C1) très élevée, respectivement de 67,3 % et de 69,2 %. Les inclusions de type *Isl-B* avec une teneur en méthane moyenne (C1=38,7 %) s’apparentent à des huiles plutôt légères. Enfin,

les inclusions de type *Isl-C* possèdent les teneurs en méthane les plus faibles (C1=14,8%) typiques des huiles extra lourdes. On note par ailleurs que les gaz à condensat présents actuellement dans le réservoir possèdent des teneurs en méthane autour de 88%.

Tableau 21: Modélisation compositionnelle *via* PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du Balta du puits 3/15-12.

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)			
	Inc. 3 (<i>Isl-A</i>)	Inc. 4 (<i>Isl-A</i>)	Inc. 6 (<i>Isl-B</i>)	Inc. 9 (<i>Isl-C</i>)
C1	67,3	69,2	38,7	19,9
C2	9,3	9,2	5,8	1,9
C3	5,5	5,4	5,1	2,4
iC4	1,0	0,8	1,1	0,5
nC4	2,2	1,7	2,4	1,2
iC5	1,2	0,7	1,6	0,8
nC5	1,9	1,1	2,5	1,3
nC6	1,9	3,8	2,8	1,9
nC7	2,1	4,1	3,0	2,1
nC8	1,7	2,1	2,8	2,0
nC9	1,4	1,1	2,6	1,9
nC10	1,1	0,6	2,4	1,9
Cn1	3,4	0,2	16,7	16,3
Cn2	0,2	0,0	12,7	45,9

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

L'estimation des conditions *PT* de piégeage des différents hydrocarbures ayant circulé dans la formation du Balta est présentée sur la Figure 86. Trois conditions de piégeage différentes sont identifiables aux intersections des isochores des systèmes hydrocarbonés et des isothermes des températures d'homogénéisation des systèmes aqueux cogénétiques.

Les premières arrivées d'huile sont datées à l'Eocène (48 Ma) avec les huiles de type *Isl-B* pour des conditions thermobarométriques de 300 bar et de 105°C. A cette période, le système est légèrement en surpression (65 bar), probablement associé à une subsidence rapide du réservoir pendant le Crétacé (Figure 86, point 1).

L'arrivée des gaz à condensat de type *Isl-A* est enregistrée à la même époque (48Ma) mais dans un système sous plus forte pression (350 bar) et surpression (115 bar). Les températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses (localisées dans les microfractures et dans les surcroissances de quartz) étant similaires à celles associées aux inclusions de type *Isl-B*, on retrouve des températures minimum de piégeage de 105°C (Figure 86, point 2).

Enfin, l'arrivée des gaz à condensat plus matures, enregistrée par le piégeage des inclusions de type *Isl-A* localisée dans les surcroissances de quartz, marque un événement de plus haute température et haute pression (125°C et 550 bar) dans un système en forte surpression (230 bar). Ce dernier piégeage, proche des conditions actuelles du réservoir est daté du Miocène (15 Ma) (Figure 86, point 3).

La modélisation thermodynamique des inclusions de type *Isl-C* montre un piégeage possible, le long des isochores, bien en dessous du gradient hydrostatique. La morphologie et le comportement thermodynamique de ces inclusions sont très similaires à ceux des inclusions *For-A* et *Jur-C*. La présence de ces inclusions est difficile à déterminer au premier abord, et leur origine sera discutée plus en détail dans le chapitre V de ce manuscrit.

L'histoire de migration des fluides illustre donc une augmentation des conditions *PT* de piégeage des fluides associée à la maturation des hydrocarbures depuis une huile moyenne/lourde (*Isl-C*) jusqu'aux gaz à condensat de plus en plus riches en méthane (*Isl-B* et *Isl-A*).

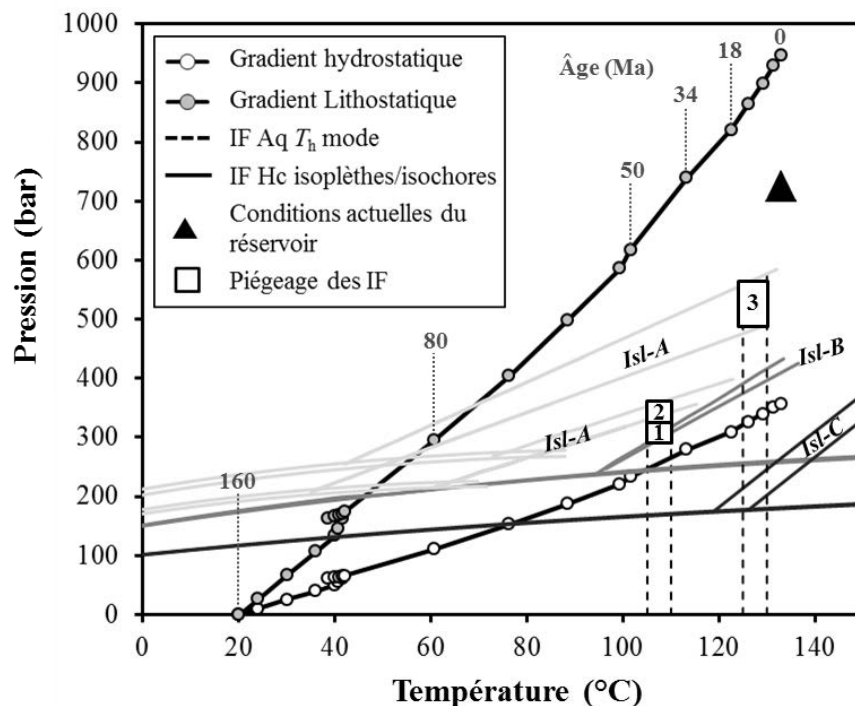


Figure 86: Diagramme *PT* représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

Evolution diagénétique

La combinaison des résultats pétrographiques et d'inclusions fluides permet d'obtenir la séquence diagénétique synthétique de la formation du Balta du puits 3/15-12 (Figure 87). Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Les cimentations intermédiaires sont composées principalement des remplacements des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). Cette kaolinite est généralement remplacée par l'illite, associée à la déstabilisation des micas (à l'origine de la source en potassium). Les cimentations dites tardives sont composées d'une première génération de quartz (Q1) et de la précipitation mineures de carbonates (calcite et de dolomite ferrifères). Les mesures microthermométriques sur les inclusions aqueuses piégées dans les surcroissances de quartz nous permet d'estimer une température de formation de Q1 autour de 105-110°C. Bien que débutant au stade de la diagenèse précoce à intermédiaire, la phase de dissolution majeure des feldspaths potassiques est définie comme étant post-Q1, associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2). Un second épisode de cimentation de quartz (Q2) est observable (dont les températures de formation sont estimées à 125-130°C d'après les inclusions aqueuses mesurées), il est accompagné de rares traces d'illitisation de la kaolinite trapue.

L'étude des inclusions fluides a permis de définir les conditions minimum de deux chargements d'hydrocarbures. Le premier chargement est composé d'huiles légères et de condensat migrant dans le réservoir autour de 105°C (48 Ma). Le second consiste en des gaz à condensat arrivant dans le réservoir à une température minimum de 125°C (15 Ma).

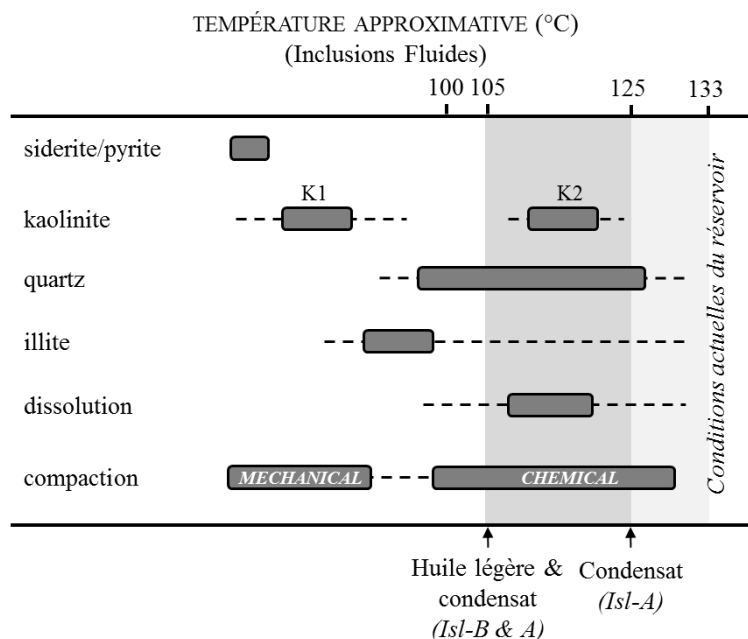


Figure 87: Séquence diagénétique de la formation du Balta du puits 3/15-12. Les températures données sont issues des T_h des inclusions aqueuses. Les flèches noires représentent le timing minimum d'arrivée des différents hydrocarbures dans le réservoir du Balta.

4.2.7. Le champ de Hild

L'étude d'inclusions fluides du T1 a été uniquement menée dans le puits 30/7-8 pour 2 échantillons dont les cotes sont les suivantes : 4003,88, 4008,59 m (profondeur d'enfouissement).

Les inclusions aqueuses

- Pétrographie

Les inclusions aqueuses associées aux inclusions hydrocarbonées sont majoritairement biphasiques, de taille variable entre 2 et 30 μm , localisées dans les surcroissances de quartz et les plans de fracture recoupant le grain de quartz. Le faible rapport V/L à 25°C est constant dans toutes les inclusions.

- Microthermométrie

La Figure 88 résume l'ensemble des résultats microthermométriques obtenus pour les 2 échantillons étudiés. Dans les plans de microfractures recoupant les grains de quartz, on remarque un étalement des T_h entre 90 et 125°C tandis qu'il est entre 95 et 135°C dans les

surcroissances de quartz. On remarque une distribution des T_h bimodale avec un premier mode centré sur 105-110°C et un second centré sur 120-125°C (inclusions aqueuses localisées principalement dans les surcroissances de quartz).

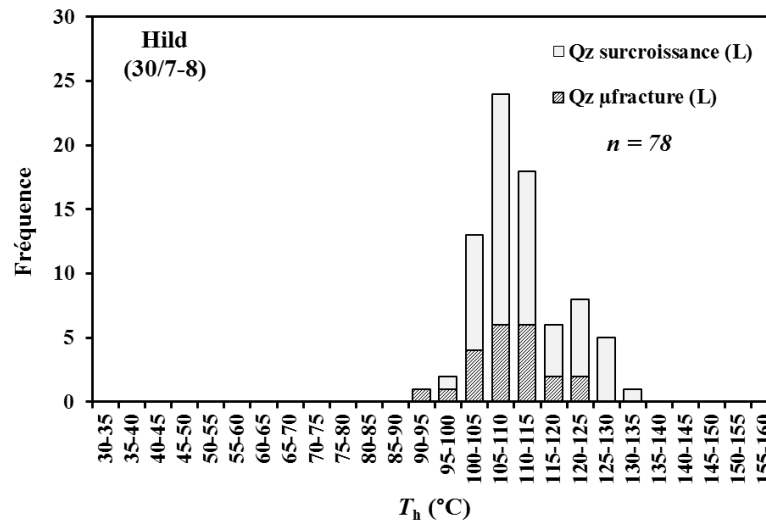


Figure 88: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses du T1 du puits 30/7-8. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions aqueuses. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L= liquide).

- Spectrométrie Raman

Les mesures de salinité par spectrométrie Raman à l'extinction du quartz hôte ont été réalisées sur 8 inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances et dans les microfractures du grain de quartz. On observe une forte variabilité de la salinité des inclusions allant de 6,3 à 12,1 % pds eq. NaCl (Tableau 22).

Tableau 22: Quantification Raman de la salinité dans la phase liquide des inclusions aqueuses à 25°C pour la formation du T1 du puits 30/7-8.

Puits	Inclusion	T_h	Phase Homogénéisation	Hôte	Salinité (% pds eq. NaCl)
30/7-8	1	127,8	liquide	qz surc	11,7
30/7-8	2	101,8	liquide	qz µfracture	8,5
30/7-8	3	104,8	liquide	qz surc	10,4
30/7-8	4	112,9	liquide	qz µfracture	9,7
30/7-8	5	107,2	liquide	qz µfracture	6,3
30/7-8	6	111,5	liquide	qz surc	6,6
30/7-8	7	126,9	liquide	qz surc	12,1
30/7-8	8	121,4	liquide	qz surc	10,4

T_h = température d'homogénéisation

La Figure 89 illustre les données acquises dans un diagramme Salinité vs T_h . On peut distinguer deux ensembles de fluides. Le premier est constitué d'un fluide centré sur le premier mode de distribution des T_h (105-110°C) présentant une salinité très variable (6,3 à 10,4 % pds eq. NaCl). Ce premier fluide a été piégé à la fois dans les microfractures et dans les surcroissances de quartz. Le second, piégé uniquement dans les surcroissances de quartz est constitué d'un fluide plus chaud (T_h centrées sur 120-125°C) de plus forte salinité (10,4 à 12,1 % pds eq. NaCl). Enfin, on note une tendance à l'augmentation de la salinité avec l'augmentation des T_h pour les inclusions aqueuses localisées dans les surcroissances de quartz.

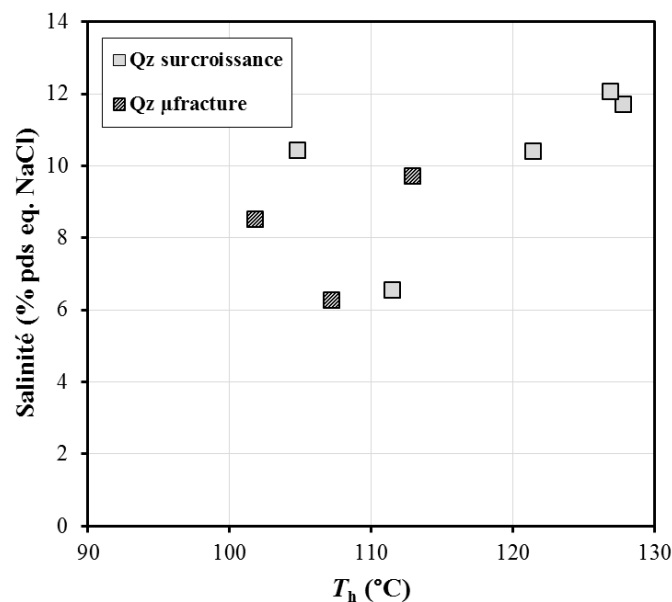


Figure 89: Salinité (% pds eq. NaCl) des inclusions aqueuses du T1 du puits 30/7-8 obtenues par analyses Raman à l'extinction optique du minéral hôte.

Les inclusions hydrocarbonées

- Pétrographie

Trois morphotypes d'inclusions hydrocarbonées ont été repérés dans la formation du T1 (Figure 90) :

- *Hil-A* : inclusions de taille moyenne (entre 5 et 20 μm), localisées à la fois dans les auréoles de quartz et dans des plans de fracture recoupant le grain détritique. Elles sont incolores, de formes régulières et possèdent un fort rapport V/L à 25°C.

- *Hil-B* : inclusions de petite taille (entre 5 et 10 μm), localisées dans les auréoles de quartz et dans les plans de fractures, de formes régulières et incolores. On note un faible rapport V/L à 25°C.
- *Hil-C* : inclusions de très petite taille (< 5 μm), incolores, de formes régulières, présentant une fluorescence U.V. très vive, elles sont toujours localisées dans des plans de fracture recoupant le grain détritique et présentent un très faible rapport V/L à 25°C. A l'échelle de la lame épaisse, ces inclusions sont très rares.

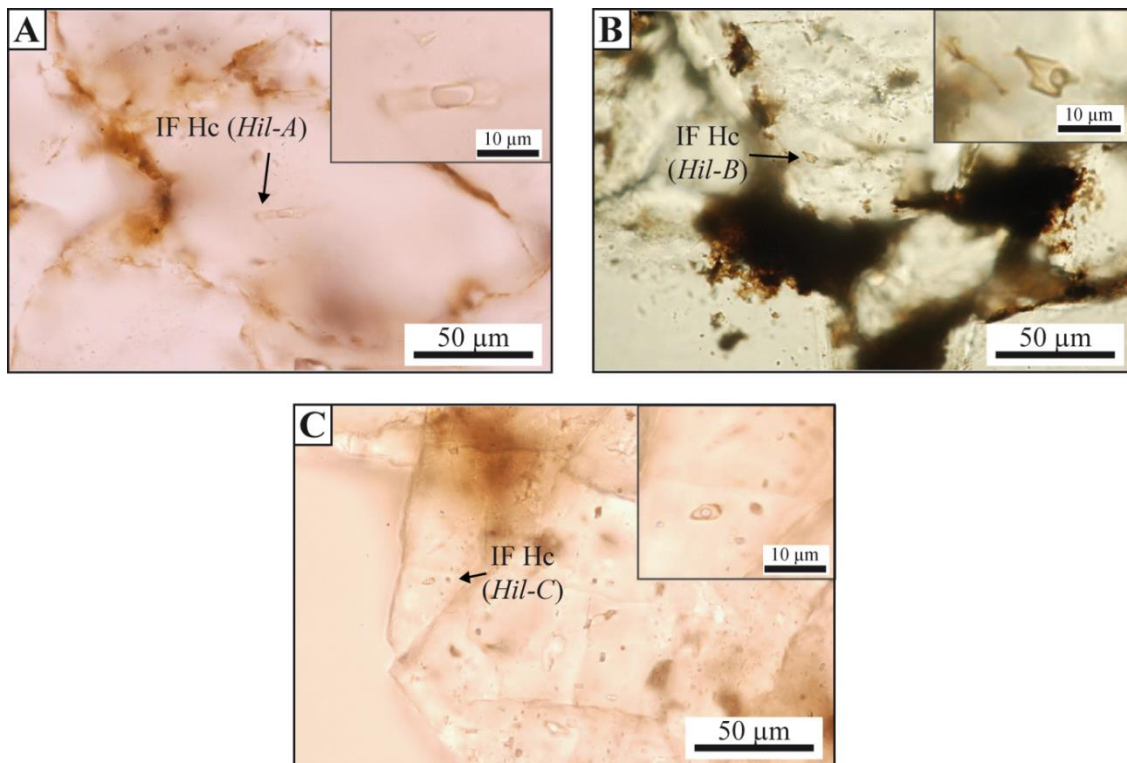


Figure 90: Photographies en microscopie optique des inclusions hydrocarbonées de type *Hil-A* (A), *Hil-B* (B) et *Hil-C* (C), observées dans la formation du T1 du puits 30/7-8. IF Hc : inclusions fluides hydrocarbonées.

- Microthermométrie :

La Figure 91 illustre les T_h obtenues sur les 2 échantillons étudiés dans la formation du T1. Les inclusions hydrocarbonées ont des températures d'homogénéisation comprises entre 55 et 130°C. On distingue deux types d'homogénéisation. 1) Les homogénéisations en phase vapeur, qui présentent une distribution unimodale centrée sur 65-70°C (observées dans les surcroissances et les microfractures dans le grain de quartz) sont attribuées au morphotype *Jur-A*, 2) Les homogénéisations en phase liquide, qui montrent une distribution trimodale

centrée sur 65-70°C (observées dans les deux phases de cimentation du quartz hôte) sont attribuées au type *Hil-B*, sur 100-105°C (observées dans les deux phases de cimentation du quartz hôte) et attribuées également au type *Hil-B*, et sur 120-125°C (uniquement dans les microfractures recoupant le grain de quartz) correspondant au type *Hil-C*.

Les inclusions de type *Hil-A* sont principalement associées aux inclusions aqueuses du second mode d'homogénéisation (125-130°C). Les inclusions hydrocarbonées de type *Hil-B* sont uniquement associées aux inclusions aqueuses du premier mode (105-110°C). Similaires aux inclusions *Jur-C* et *Isl-C*, les inclusions de type *Hil-C* sont très rarement associées à des inclusions aqueuses. Ces dernières sont trop petites (< 1 µm) pour obtenir des mesures microthermométriques et Raman fiables.

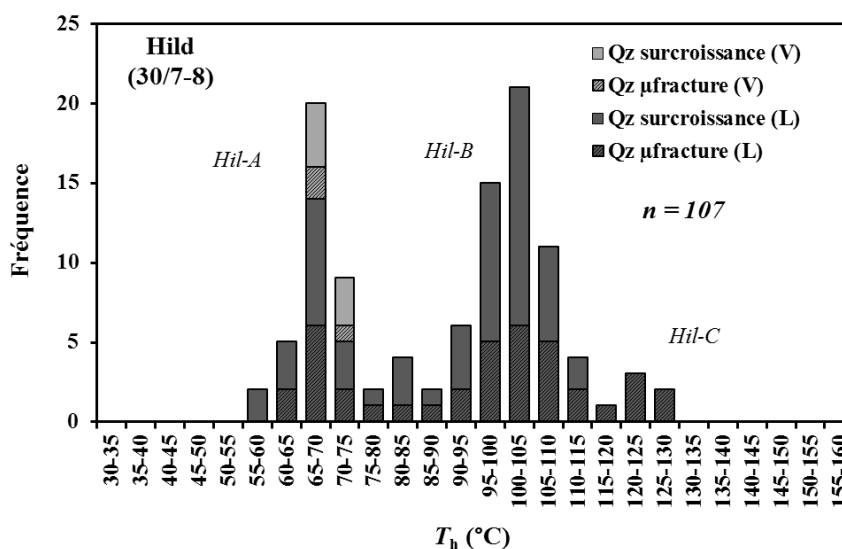


Figure 91: Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions hydrocarbonées du T1 du puits 30/7-8. Les différents figurés illustrent la localisation des inclusions hydrocarbonées. Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèse (L=liquide ; V=vapeur).

- Microscopie confocale à balayage laser (MCBL) :

Un total de 10 inclusions hydrocarbonées a été mesuré par MCBL. Ces inclusions ont été sélectionnées afin d'être les plus représentatives des trois morphotypes observés au travers des trois modes de distribution des T_h mesurées. Les résultats de la quantification du volume des inclusions sont consultables dans le Tableau 23 où l'on observe que les volumes de la fraction vapeur (ϕ_{vap}) à 25°C varient entre 3,6 et 41,1 %.

Tableau 23: Propriétés volumétriques des inclusions hydrocarbonées dans le quartz

Puits	Inclusion	Morphologie	Localisation	T_h (°C)	Phase Homog.	Volume total (μm^3)	Volume bulle (μm^3)	ϕ_{vap} à 25 °C (%)	IF Aq cogénétiques (°C)
30/7-8	1	<i>Hil-A</i>	Qz surc	71,0	vapeur	98,7	68,9	41,1	120-125
30/7-8	2	<i>Hil-A</i>	Qz μ fracture	66,7	vapeur	41,5	24,0	36,6	120-125
30/7-8	3	<i>Hil-B</i>	Qz μ fracture	72,6	liquide	57,6	15,2	20,9	105-110
30/7-8	4	<i>Hil-B</i>	Qz μ fracture	68,7	liquide	340,3	118,2	23,0	105-110
30/7-8	5	<i>Hil-B</i>	Qz surc	68,3	liquide	651,4	224,3	25,6	105-110
30/7-8	6	<i>Hil-B</i>	Qz surc	65,1	liquide	104,1	28,5	21,5	105-110
30/7-8	7	<i>Hil-B</i>	Qz μ fracture	91,1	liquide	74,7	12,6	14,4	105-110
30/7-8	8	<i>Hil-B</i>	Qz surc	92,0	liquide	17,4	2,4	12,0	105-110
30/7-8	9	<i>Hil-C</i>	Qz μ fracture	119,0	liquide	21,6	0,8	3,6	—
30/7-8	10	<i>Hil-C</i>	Qz μ fracture	123,0	liquide	12,5	0,6	4,2	—

T_h : température d'homogénéisation; ϕ_{vap} : volume de la fraction vapeur

La Figure 92 représente le ϕ_{vap} en fonction de la T_h . Les inclusions de type *Hil-A* homogénéisant en phase vapeur (65-70°C), présentent les plus forts remplissages gazeux (37-41 %). Les inclusions *Hil-B* homogénéisant en phase liquide autour de 65-70°C ont un remplissage gazeux variant de 21 à 26 %. On retrouve le même type d'inclusions *Hil-B* avec des homogénéisations centrées sur 100-115°C. Ces dernières ont un remplissage gazeux plus faible (12-14 %). Enfin, les inclusions de type *Hil-C*, possèdent les plus faibles remplissages gazeux avec des valeurs d'environ 4 %.

Ces résultats permettent d'obtenir une composition approximative des hydrocarbures présents dans les inclusions en comparaison aux compositions classiques des grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Ainsi, les inclusions de type *Hil-A* sont de composition proche des gaz à condensat. Le morphotype *Hil-B* regroupe deux compositions différentes : huile critique (T_h centrée sur 65-70°C) et huile légère (T_h centrée sur 100-105°C). Les inclusions *Hil-C* sont quant à elles caractéristiques des compositions d'huile extra-lourde.

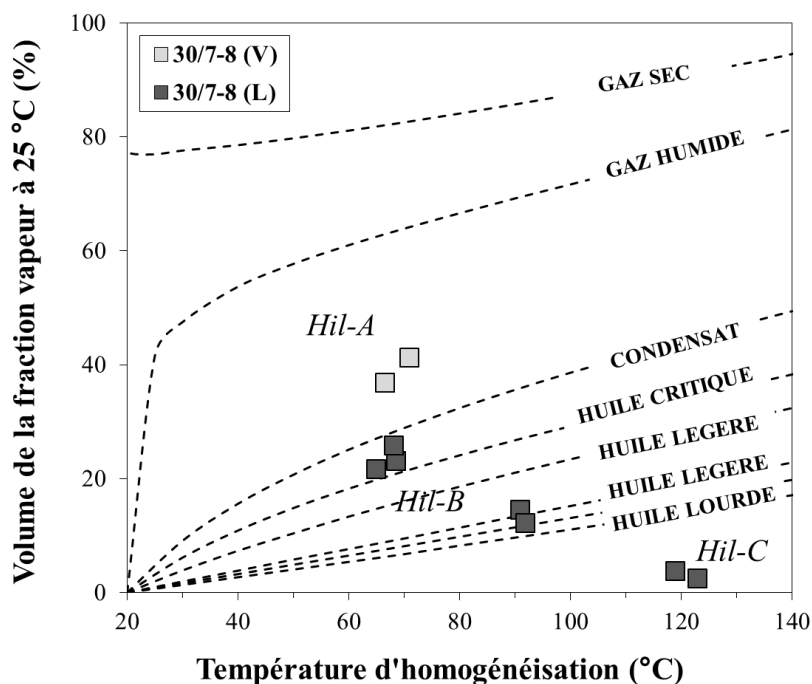


Figure 92: Diagramme vs T_h présentant les résultats MCBL et microthermométrie de la formation du T1 du puits 30/7-8. Les courbes en pointillés noirs représentent les compositions classiques des différents grands types d'hydrocarbures (Bourdet *et al.*, 2008). Le type d'homogénéisation est renseigné entre parenthèses (L=liquide ; V=vapeur).

Modélisation compositionnelle des hydrocarbures *via* PIT

Les modélisations PIT ont été réalisées à partir des résultats obtenus par la microthermométrie et la MCBL. Le Tableau 24 présente les compositions modélisées représentatives de chaque famille d'inclusions hydrocarbonées étudiées. Les compositions des inclusions *Hil-A* sont typiques des gaz à condensat avec une teneur en méthane très élevée (66,5 %). Les inclusions *Hil-B* du premier mode de T_h sont de type huile critique (C1 ~57 %) alors que les inclusions *Hil-B* du second mode de T_h sont plus proches des huiles légères. Enfin, la composition des inclusions *Hil-C* est caractéristique des huiles extra-lourdes. Les hydrocarbures présents actuellement dans le réservoir du puits 30/7-8 sont beaucoup plus matures (C1 ~ 77 %).

Composés	Composition des hydrocarbures (mol %)			
	Inc. 2 (<i>Hil-A</i>)	Inc. 3 (<i>Hil-B</i>)	Inc. 7 (<i>Hil-B</i>)	Inc. 9 (<i>Hil-C</i>)
C1	66,5	56,8	48,1	18,7
C2	8,8	9,3	7,9	1,8
C3	5,3	6,2	6,0	2,4
iC4	1,0	1,2	1,2	0,5
nC4	2,1	2,7	2,7	1,2
iC5	1,2	1,6	1,7	0,8
nC5	1,9	2,5	2,7	1,3
nC6	1,8	2,6	2,8	2,0
nC7	1,9	2,8	3,0	2,2
nC8	1,6	2,4	2,7	2,1
nC9	1,4	2,0	2,4	2,0
nC10	1,2	1,7	2,2	2,0
Cn1	4,7	7,2	12,3	17,0
Cn2	0,6	1,0	4,3	46,0

Tableau 24: Modélisation compositionnelle *via* PIT des inclusions hydrocarbonées de la formation du T1 du puits 30/7-8.

Estimation des conditions *PT-t* minimum au remplissage du réservoir

La modélisation thermodynamique permet de reconstituer les propriétés thermodynamiques des différentes inclusions hydrocarbonées en fonction de la pression et de la température. La Figure 93 présente une estimation des conditions *PT* minimum de piégeage des différents hydrocarbures ayant migrés dans la formation du T12.

L'âge le plus précoce d'arrivée des hydrocarbures est daté au Paléocène inférieur (65 Ma) avec des huiles légères de type *Hil-B* (appartenant au premier mode des T_h), pour des conditions thermobarométriques de 105°C et 300 bar. A cette période, le système était en surpression fluide d'environ 80 bar (Figure 93, point 1).

La deuxième migration d'hydrocarbures est enregistrée par le piégeage des inclusions *Hil-B* (appartenant au second mode des T_h) de composition proche des huiles critiques. Le timing d'arrivée minimum de ces huiles critiques est daté approximativement au même âge (65 Ma) dans des conditions thermobarométriques de 105°C et 400 bar (soit une surpression fluide d'environ 180 bar) (Figure 93A, point 2).

Le dernier piégeage enregistré est caractérisé par les inclusions *Hil-A* (gaz à condensat). Ce piégeage est daté à l'Eocène (35 Ma) dans des conditions *PT* de 500 bar et 125°C. A cette période, le système était en surpression fluide d'environ 200 bar (Figure 93A, point 2).

On note l'absence de conditions de piégeage subactuel dans le réservoir du T1. Cette observation indique qu'un gaz plus mature ($C1 \sim 77\%$) a chargé le réservoir à partir de l'Eocène pour atteindre les conditions actuelles du réservoir ($P = 770 \text{ bar}$, $T = 140^\circ\text{C}$).

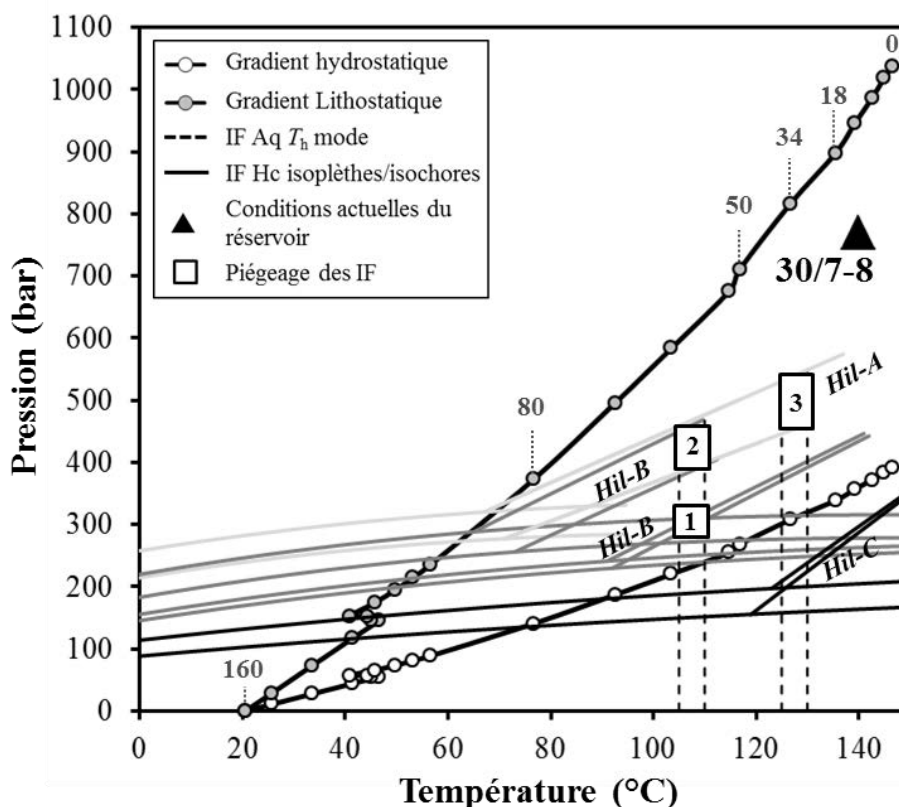


Figure 93: Diagramme PT représentant les isoplèthes et isochores calculées après les analyses P-V-T-X-t des inclusions hydrocarbonées et aqueuses du réservoir T2.2. A) le puits 3/9a-N01 ; B) le puits 3/9a-N03. Les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont calculés à partir de la modélisation 1D de l'histoire d'enfouissement du réservoir (Temis).

Evolution diagénétique

La séquence diagénétique des formations du T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1 et du Balta du puits 29/6-1 est synthétisée sur la Figure 94. Les phases diagénétiques précoces sont constituées de précipitations mineures de sidérite et de pyrite associées à l'altération des micas. Un échantillon du puits 29/6-1 montre une cimentation abondante de calcite. Les cimentations intermédiaires sont composées principalement des remplacements des muscovites et des biotites par la kaolinite vermiculaire (K1). Cette dernière présente systématiquement des degrés avancés d'illitisation. Les cimentations dites tardives sont composées principalement de cimentation quartzreuse (autour de $105\text{-}110^\circ\text{C}$ et $125\text{-}130^\circ\text{C}$).

d'après les T_h), de la précipitation d'illite, et de la dissolution intensive de feldspaths potassiques associée à la précipitation de kaolinite trapue (K2).

Le réservoir du T1 du puits 30/7-8 a été rempli par des huiles légères à critiques à une température d'environ 105°C (65 Ma), et par des gaz à condensat à des températures d'environ 125°C (35 Ma).

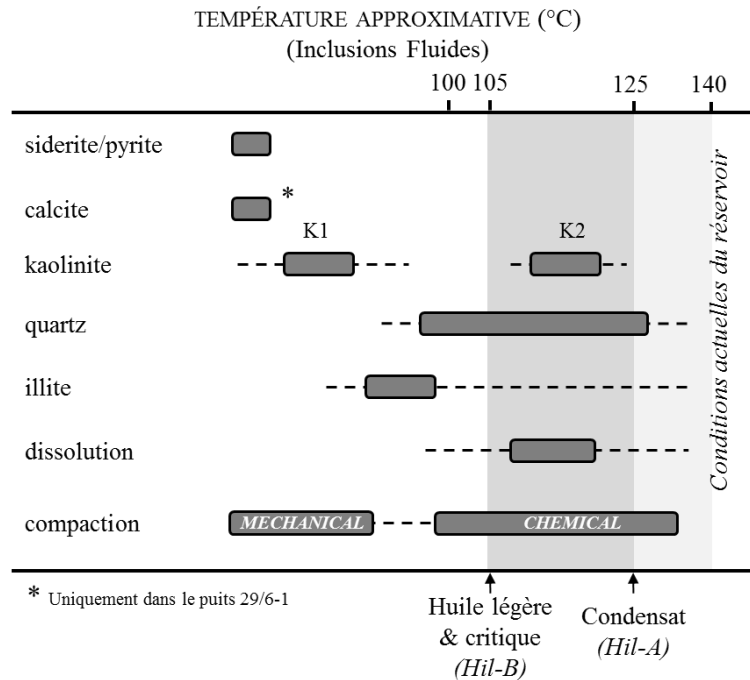


Figure 94: Séquence diagénétique synthétique du Balta et T1 des puits 30/4-2, 30/7-8 et 29/6-1. Les contraintes de températures sont issues des T_h des inclusions aqueuses mesurées dans le T1 du puits 30/7-8. Les flèches noires représentent les températures minimum d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir du T1 dans le puits 30/7-8.

4.3. Le calibrage des modèles diagénétiques

Le calibrage des modules de compaction et de cimentation du quartz a été effectué sur les 183 échantillons étudiés en comparant les valeurs mesurées et modélisées des porosités intergranulaires, des volumes ciments de quartz et des IGV.

Les résultats pétrographiques ont montré une certaine homogénéité dans la nature minéralogique des sables étudiés, principalement de type subarkosique à quartzarénitique. Ainsi, les échantillons sont composés principalement des grains détritiques tels quartz, feldspaths, micas dont le comportement mécanique avec l'enfouissement est considéré comme relativement similaire entre les champs étudiés. Les paramètres de rigidité des grains sont définis par le volume intergranulaire final (IGV_f) dont les valeurs sont présentées ci-dessous (Tableau 25). De la même façon, la rigidité des ciments est définie par le paramètre Gamma. Les ciments dont les valeurs de Gamma sont supérieures à 1 contribuent à rigidifier le cortège minéralogique (exemple des ciments de quartz) alors que les ciments dont les valeurs de Gamma sont inférieures à 1 diminuent sa rigidité.

Tableau 25: Paramètres d'entrées du module de compaction.

Rigidité des grains (IGV _f)				Rigidité des ciments (Gamma)			
Type	Initiale	Min	Max	Type	Initiale	Min	Max
Quartz	22	20	30	Quartz	2	1,5	3
Rigide	18	18	28	Rigide	1	1	1,5
Intermédiaire	14	10	20	Ductile	0,2	0,1	0,5
Ductile	8	5	12				

L'optimisation du module de compaction a été limitée arbitrairement (valeurs minimum et maximum restreintes) afin de garder une cohérence du module de compaction pour tous les échantillons. Cette limitation est nécessaire afin d'éviter une optimisation « anormale » du module de compaction (i.e. rendre les grains de quartz plus ductiles que les argiles).

L'optimisation du module de la cimentation quartzreuse est quant à elle principalement de l'énergie d'activation nécessaire à la nucléation des ciments de quartz. La valeur par défaut de l'énergie d'activation est fixée à 59,1 kJ.mol⁻¹ d'après les travaux de Walderhaug (1994, 1996) et Lander & Walderhaug (1999).

Tous les calibrages présentés ci-dessous ont été effectués en condition aquifère. Les histoires thermiques utilisées sont issues du modèle de bassin régional de la Northern North Sea réalisé par l'équipe Evapet du département Projet Nouveau (Total-La Défense). L'histoire thermique a été calculée par le logiciel Temis afin de reconstruire les gradients hydrostatique et lithostatique en fonction de l'enfouissement du réservoir (Figure 95). Dans ce modèle, le flux thermique utilisé est donné par le module simulant un contexte de rifting au sein du logiciel Temis, s'appuyant sur les données de la littérature (Justwan *et al.*, 2006). Ainsi, un flux de chaleur de 50 mW/m² pendant les rifting triasique et jurassique supérieur a été utilisé. Une diminution du flux thermique jusqu'à 32 mW/m² est appliquée depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel. Ce flux thermique a été utilisé de façon identique pour tous les champs étudiés. Pour les champs d'Alwyn et de Dunbar, quatre pseudo-puits (PW) ont été créés. Les deux champs étant localisé en dehors de la zone du modèle, ils n'ont pas été calibrés en température avec les données de réflectance de la vitrinite. La température et la pression de ces quatre pseudo-puits ont toutefois été calibrées par rapport aux conditions P-T actuelles.

Les courbes de subsidence et l'évolution des températures en fonction du temps sont présentés respectivement sur la Figure 95A et B.

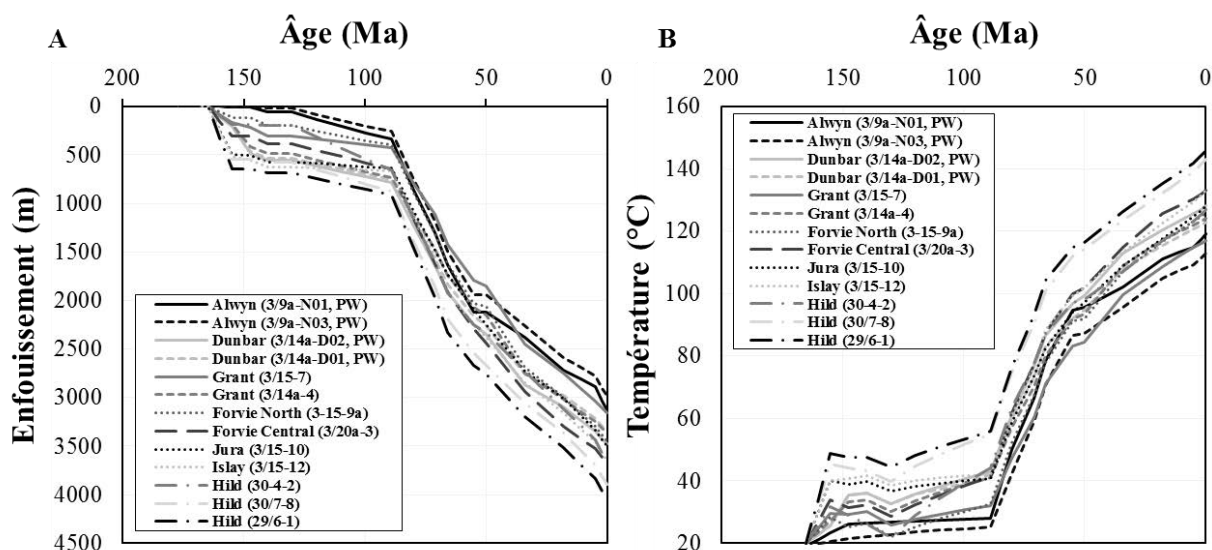


Figure 95: Historiques d'enfouissement (A) et thermique (B) utilisés pour les modélisations de la diagenèse. PW = pseudo-well. La zone d'étude du modèle de bassin ne prenant pas en compte les champs d'Alwyn et de Dunbar, quatre pseudo-puits ont été créés. Ces derniers ont été calibrés par rapport au température, pression et enfouissement actuels.

4.3.1. Les champs d'Alwyn et de Dunbar

Les premières simulations avec les paramètres initiaux du modèle de compaction pour un sable de type quartzarénitique, montrent globalement une sous-estimation des porosités intergranulaires modélisées par rapport à celles mesurées pour le champ de Dunbar (3/14a-D01 et 3/14a-D02) et pour le puits 3/9a-N03 du champ d'Alwyn. Les valeurs modélisées de la porosité intergranulaire du puits 3/9a-N01 (Alwyn) sont quant à elles supérieures à celles mesurées. D'une manière générale, le nuage de points est très étalé et aucune tendance générale n'est observable (Figure 96A).

Concernant les ciments de quartz, les valeurs modélisées sont systématiquement supérieures à celles mesurées (Figure 96B). La faible cohérence entre les valeurs modélisées et mesurées des ciments de quartz et des porosités intergranulaires se traduit par une faible corrélation entre l'IGV mesurée et modélisée.

L'optimisation du module de compaction a permis d'obtenir une modélisation de la porosité intergranulaire plus réaliste sans pour autant présenter une corrélation satisfaisante (Figure 96D). Ceci peut traduire une erreur dans le module de compaction et/ou une incertitude sur l'histoire d'enfouissement du réservoir. Etant donné les limites arbitraires instaurées dans le module de compaction, il est peu probable d'attribuer ces erreurs de modélisation aux incertitudes liées au module de compaction. Il est important de rappeler que les histoires d'enfouissement des champs d'Alwyn et de Dunbar ont été obtenues à partir de pseudo puits ; ces deux champs étant en effet en dehors de la zone d'étude du modèle de bassin. Les incertitudes des histoires d'enfouissement liées au choix des pseudo-puits pourraient donc expliquer la mauvaise simulation des porosités intergranulaires.

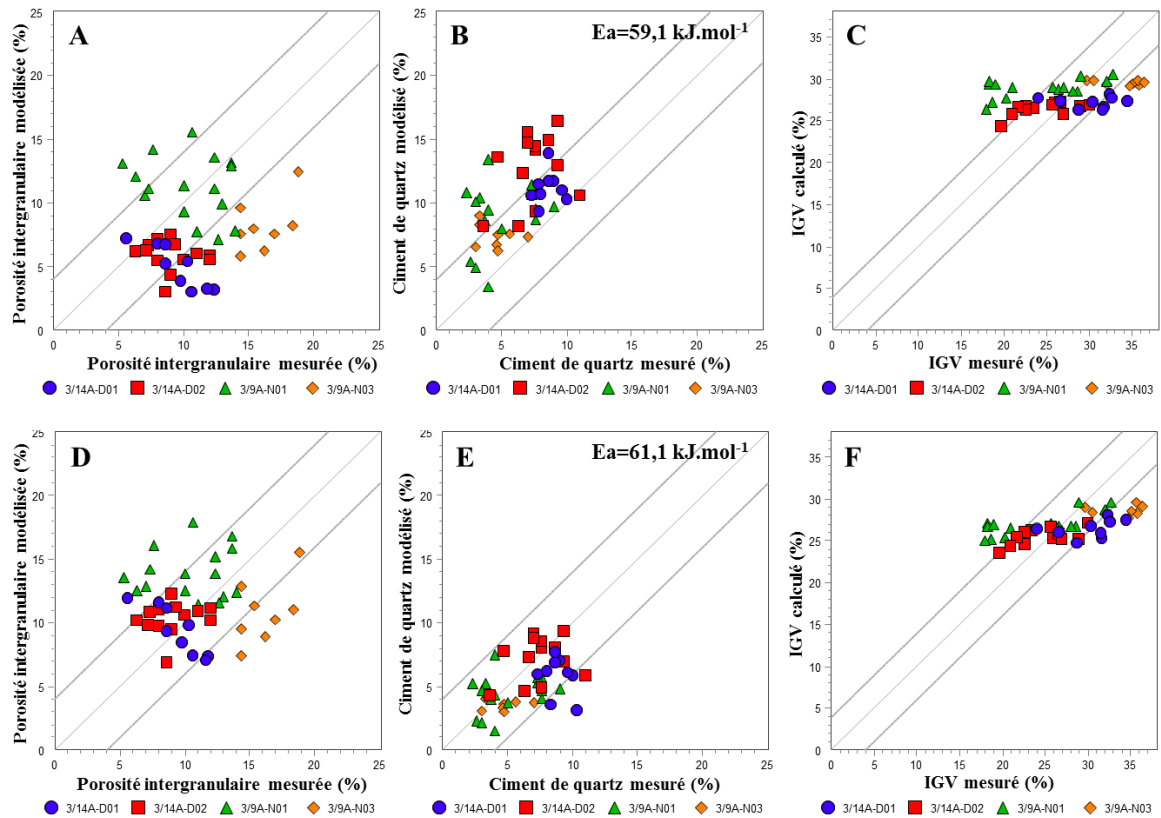


Figure 96: Calibrage des simulations Touchstone des champs d'Alwyn et de Dunbar (IGV, porosité intergranulaire, ciment de quartz) avec les paramètres des modules de compaction et de cinétique de quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillés indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés.

L'optimisation de l'énergie d'activation des ciments de quartz ($61,1 \text{ kJ.mol}^{-1}$) a, quant à elle, permis d'obtenir une bonne modélisation des volumes de ciment observés (Figure 96E). Cette augmentation de l' E_a nécessaire à la modélisation des volumes de ciment observés peut traduire un ou plusieurs des paramètres suivant : une sous estimation de l'histoire thermique utilisée, un effet de la surpression fluide sur les taux de précipitation du quartz ou encore un possible effet de la charge en hydrocarbure dans le réservoir. Ces hypothèses seront discutées après avoir présenté les résultats des modélisations de tous les champs étudiés.

4.3.2. *Le champ de Grant*

Les simulations effectuées avec les paramètres par défaut des modules de compaction et de cinétique du quartz montrent de très faibles corrélations entre les valeurs mesurées et modélisées de la porosité intergranulaire et des ciments de quartz. De manière similaire aux champs d'Alwyn et de Dunbar, une importante sur-estimation des ciments de quartz modélisée est notable pour les deux puits du champ de Grant (Figure 97B).

L'optimisation du module de compaction a permis d'obtenir une bonne relation entre la porosité intergranulaire mesurée et modélisée (Figure 97D), de même pour les ciments de quartz (Figure 97E). Ces résultats semblent confirmer que les mauvaises simulations des porosités intergranulaires des champs d'Alwyn et de Dunbar sont principalement liées aux incertitudes des histoires d'enfouissement (pseudo-puits) utilisées pour ces deux champs (Figure 95).

Bien que l'erreur du volume de ciment de quartz modélisé soit comprise dans le seuil de tolérance fixé (± 4 % vol.) après optimisation de la cinétique du quartz (Figure 97E), la relation non linéaire des valeurs modélisées et mesurées des ciments de quartz est observable notamment dans le puits 3/14a-4. Cette évolution verticale des ciments de quartz (Figure 97E) traduit donc une variabilité importante des ciments de quartz modélisés (i.e. entre 3 et 9 %) pour un même volume mesuré (i.e. 3 %). La particularité des échantillons du puits 3/14a-4 est d'être composée des plus forts volumes de bitume parmi tous les puits étudiés avec des volumes moyens dans le Balta atteignant 9 ± 5 %. Ces bitumes imprègnent les minéraux microporeux comme les argiles (notamment les argiles potassiques recouvrant les grains détritiques) modifiant ainsi leur impact sur l'inhibition des cimentations quartzzeuses. Dès lors, une variabilité de la nature/épaisseur/continuité du coating induite par la présence de bitume pourrait impacter significativement la croissance des ciments de quartz. Seul le taux de recouvrement total du grain de quartz est pris en compte dans les simulations. Ces résultats pourraient donc traduire une limitation du modèle de la cimentation du quartz en présence d'un coating de nature/épaisseur/continuité variable.

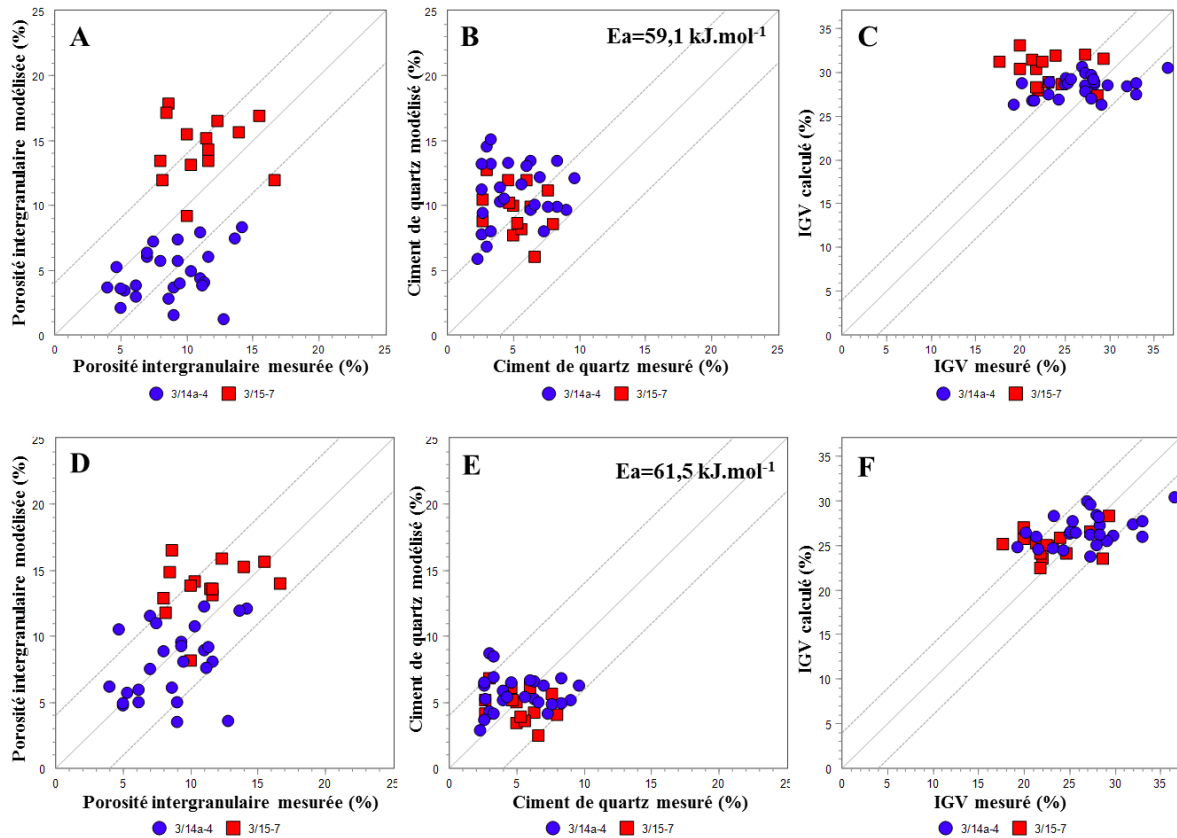


Figure 97: Calibrage des simulations Touchstone du champ de Grant (porosité intergranulaire, ciment de quartz et IGV) avec les paramètres des modules de compaction et de cinétique du quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillés indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés.

4.3.3. Les champs de Forvie North et Central

Les simulations effectuées avec les paramètres par défaut du modèle de compaction et de cinétique du quartz montrent une bonne relation entre les volumes modélisés et mesurés que ce soit pour la porosité intergranulaire (Figure 98A) ou les ciments de quartz (Figure 98B). Une surestimation des cimentations quartzzeuses modélisées est cependant remarquable.

Le calibrage après optimisation du module de compaction montre une légère amélioration de la porosité intergranulaire modélisée (Figure 98D). L'augmentation de l'énergie d'activation du quartz à $62,1 \text{ kJ.mol}^{-1}$ permet de modéliser des volumes de ciment de quartz cohérents avec ceux mesurés (Figure 98E).

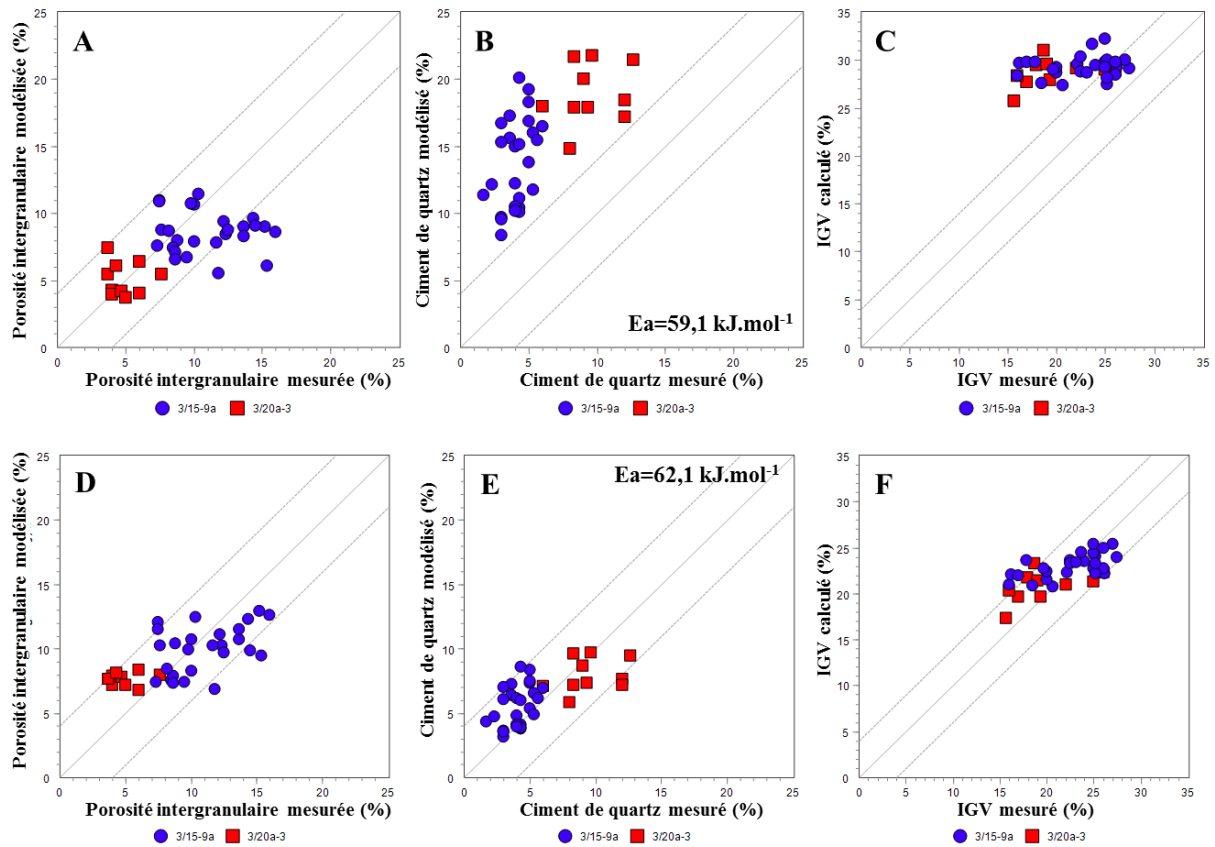


Figure 98: Calibrage des simulations Touchstone des champs de Forvie North et Central (porosité intergranulaire, ciment de quartz et IGV) avec les paramètres des modules de compaction et cinétique de quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillées indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés.

4.3.4. Les champs de Jura, Islay et Hild

Le calibrage de la porosité intergranulaire avec les paramètres initiaux du module de compaction montre une sous-estimation de la porosité intergranulaire (Figure 99A). Cette dernière est corrélée avec une surestimation des ciments de quartz modélisés (Figure 99B).

L'optimisation des deux paramètres du modèle a permis d'obtenir de très bons volumes de ciments de quartz modélisés (Figure 99E). Une augmentation de 4,5 kJ.mol⁻¹ de l'énergie d'activation du quartz (pour atteindre 63,6 kJ.mol⁻¹) est nécessaire afin d'obtenir des volumes de ciments de quartz modélisés cohérents avec ceux mesurés.

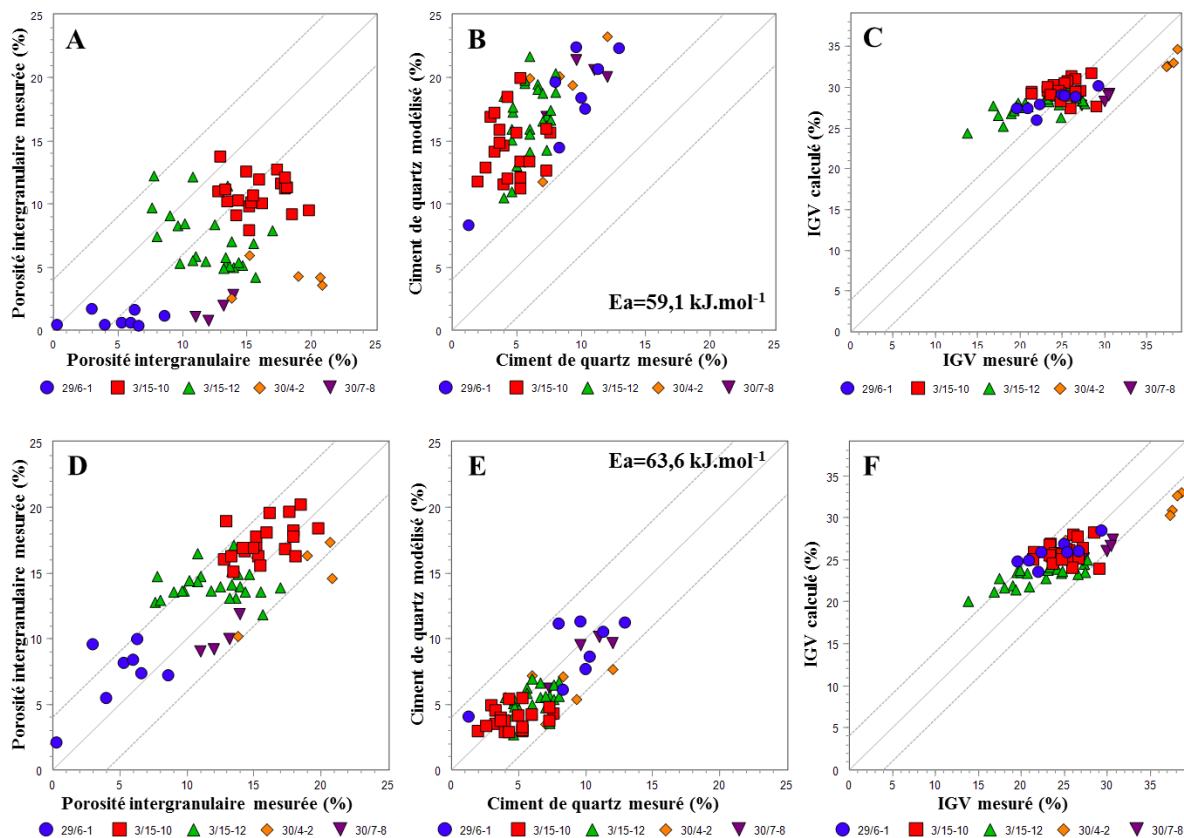


Figure 99: Calibrage des simulations Touchstone des champs de Hild, Islay et Hild (porosité intergranulaire, ciment de quartz et IGV) avec les paramètres des modules de compaction et cinétique de quartz par défaut (A, B et C) et optimisés (D, E, et F). Les lignes noires en pointillées indiquent une erreur de calcul de 4 % sur les volumes modélisés.

Les principaux résultats et observations réalisés à partir de ces premières simulations peuvent se résumer de la façon suivante :

- Le calibrage de la compaction n'est pas satisfaisant. Ceci peut s'expliquer par 1) des incertitudes sur les histoires d'enfouissement utilisées, 2) une trop grande variabilité de l'IGV des échantillons rendant difficile l'optimisation du module de compaction.
- Les volumes de quartz modélisé sont systématiquement supérieurs aux volumes mesurés avec une énergie d'activation du quartz par défaut de 59 kJ.mol⁻¹. En augmentant l'énergie d'activation du quartz de 2 à 4 kJ.mol⁻¹ le calibrage des volumes des ciments de quartz est satisfaisant. Ces résultats peuvent traduire 1) des incertitudes sur l'histoire thermique utilisée (sous-estimation des températures), 2) une inhibition de la cimentation par processus externe tel que le chargement en hydrocarbures.

CHAPITRE V :

Discussions et interprétations

5. Discussions et interprétations

L'étude quantitative de la minéralogie des réservoirs étudiés a permis d'établir précisément leurs caractéristiques dépositionnelles (minéralogie, porosité initiale) ainsi que les processus diagénétiques affectant leurs propriétés pétrophysiques avec l'enfouissement. Dans un premier temps, l'étude d'un cas d'application simple sera abordée avec la comparaison des processus diagénétiques affectant les réservoirs des champs de Forvie North et Jura. Cette comparaison permettra de proposer un modèle diagénétique global rendant compte des variabilités pétrophysiques observées. L'extrapolation de ce modèle à tous les champs du bloc Q3 sera ensuite effectuée afin de proposer un modèle diagénétique régional mettant en relation les écoulements fluides (eau + hydrocarbures) avec la préservation de la porosité des réservoirs pendant l'enfouissement du réservoir.

5.1. Variations de la qualité réservoir des champs du bloc Q3

La Figure 100 représente les propriétés pétrophysiques des échantillons étudiés en fonction de la profondeur d'enfouissement. Deux tendances sub-parallèles sont identifiables, notamment sur l'évolution des porosités. La première tendance, nommée α , regroupe les champs d'Alwyn, de Dunbar, de Grant, et de Forvie North & Central. Sur un intervalle d'enfouissement entre 3000 et 3700 m, la porosité décroît en moyenne de 24 à 12 %. La seconde tendance, nommée β , regroupe les champs de Jura, d'Islay et de Hild. Sur un intervalle d'enfouissement 3500 à 4200 m, la porosité décroît en moyenne de 24 à 10 %. Ainsi, pour une même profondeur, les réservoirs des champs appartenant à la tendance β présentent des porosités supérieures (jusqu'à 8 %) à celles que l'on retrouve dans les réservoirs des champs de la tendance α . Ces variations de porosité peuvent être liées soit à des variations lithologiques au moment du dépôt (porosité initiale) soit à des processus liés à l'enfouissement (cimentation, dissolution, compaction mécanique/chimique).

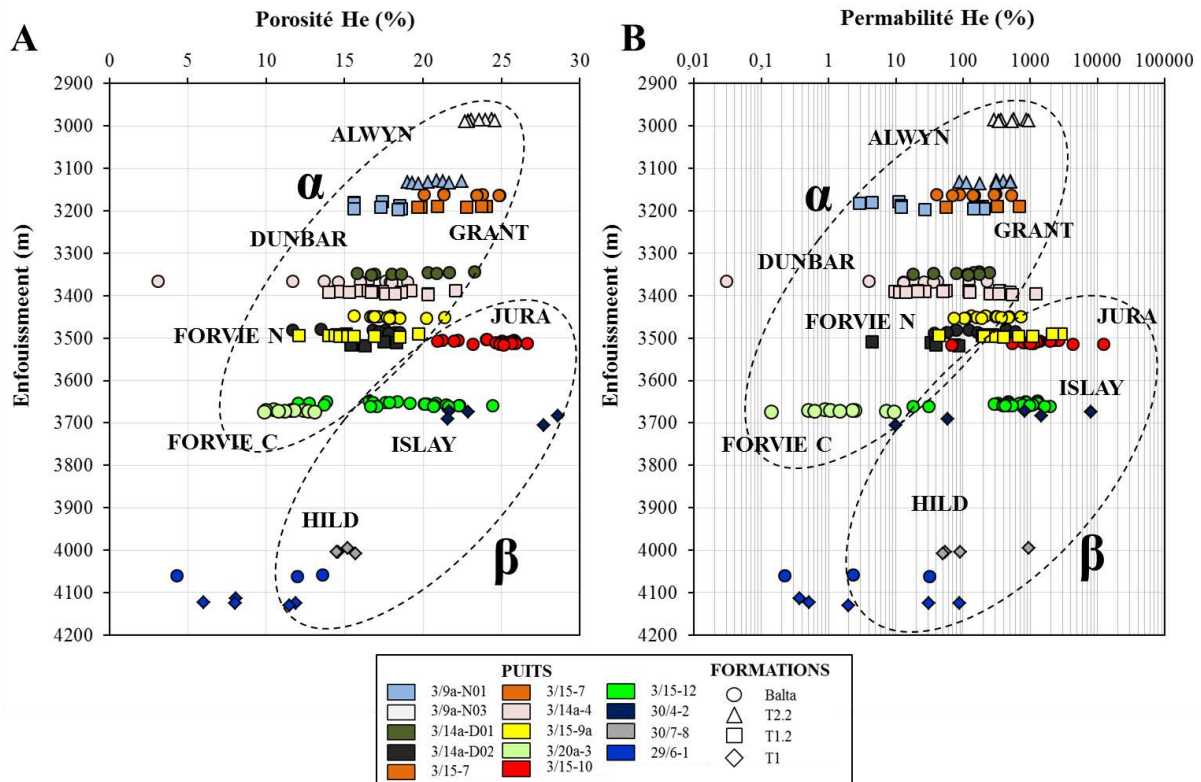


Figure 100: Propriétés pétrophysiques des échantillons étudiés en fonction de la profondeur d'enfouissement.

Dans le but de comprendre l'origine de ces deux tendances d'évolution de porosité à l'échelle régionale, nous comparerons dans un premier temps les réservoirs des champs de Forvie North et Jura. Actuellement à une profondeur identique de 3500 m, le réservoir du Balta de ces deux champs présente des porosités moyennes de 17 % dans Forvie North et de 26 % dans Jura. Il était donc intéressant d'étudier les processus diagenétiques pouvant expliquer une telle variation de porosité, et donc de qualité réservoir du Balta, dans deux champs aussi proches géographiquement et ayant subi des histoires d'enfouissement similaires. La comparaison de la diagenèse du Balta dans ces deux champs sera présentée ci-dessous sous forme d'un article scientifique, actuellement en préparation pour la revue *Marine and Petroleum Geology*.

5.2. Article 2: Investigation of the Impact of Fluid overpressure on siliciclastic Tarbert reservoir (Middle Jurassic): Greater Alwyn Area, Northern North Sea, UK

Anthony S. Ong^{1,2}, Jacques Pironon¹, Jean-Pierre Girard²

¹Université de Lorraine, CNRS, CREGU, GéoRessources laboratory, F-54506 Vandoeuvre lès-Nancy Cédex, France

²Total S.A.; CSTJF, F-64018 Pau Cédex, France

ABSTRACT

Regional pressure and temperature trends in the North Sea are well documented. However, areas with abnormal behaviors and/or anomalously high reservoir quality preservation, remain unexplained. The aim of this study is to understand processes responsible for the large variability in reservoir quality observed in the Greater Alwyn Area. In this area, petrophysic and diagenesis characteristics of the BRENT reservoir vary greatly geographically in spite of similar depths and similar sedimentary facies. Samples from the tidal sandstones of the Tarbert Formations (Middle Jurassic) were investigated in two wells in the Forvie North and Jura fields presently buried at depth of 3500 m. Quantitative (point counting) petrographic observations allowed to define a common diagenetic paragenesis characterized by multiple kaolinite, illite and quartz precipitation. Cementation porosity loss (CePL) is similar and around 8.5 % in the two wells, while a large difference is observed in compaction porosity loss (CoPL), which is 17.8 % for Forvie North and 13.4 % for Jura. This suggests that reservoir quality preservation is mainly controlled by retardation or inhibition of the effective stress in Jura. P-V-T-X-t reconstruction of fluid migration history with modern fluid inclusions analytical procedures (microthermometry, Raman spectrometry, Confocal Scanning Laser Microscope and thermodynamic modeling) indicates earlier entrapment of a light/critical oil during the Eocene time (40 m.y.) followed by a condensate during the Miocene (18 m.y.) in Jura, than in Forvie North (> 15 m.y.). It is interpreted that the earlier hydrocarbon migration in Jura reservoir is correlated to a significant fluid overpressure build-up that prevented the reservoir from extensive chemical compaction. In contrast, a later onset

of hydrocarbon migration in Forvie North did not permit to inhibit efficiently mechanical and chemical compaction.

INTRODUCTION

The quality of petroleum reservoirs is directly related to porosity and permeability. These parameters are controlled by initial sedimentary facies and post-depositional modifications taking place during diagenesis. Many studies evidenced that quartz cementation is by far the most common diagenetic process responsible for reservoir quality impairment in quartz-rich sandstones (Haszeldine *et al.*, 1984; McBride, 1989; Bjørlykke *et al.*, 1992; Grant and Oxtoby, 1992; Hogg *et al.*, 1992; Aplin *et al.*, 1993; Walderhaug, 1994; Hogg *et al.*, 1995, Williams *et al.*, 1997; Guilhaumou *et al.*, 1998; Worden and Morad, 2000). Initial attempts to predict and quantify quartz cementation were performed using a simple kinetic model applied to the North Sea siliciclastic reservoirs (Robinson and Gluyas, 1992; Bjørlykke and Egeberg, 1993; Mullis and Haszeldine, 1995; Walderhaug, 1996). In the reservoir of the Q3 block of the Northern North Sea, this simplification leads to poor quantitative predictions, due to overseen controls on quartz cementation such as grain coatings (Pittman *et al.*, 1992, Ehrenberg, 1993; Einer Asse, 1996), hydrocarbon filling (Walderhaug, 1990; Gluyas *et al.*, 1993) or fluid overpressure (Scherer, 1987; Ramm & Bjørlykke; Wilson, 1994; Gluyas & Cade, 1997). The theoretical role of fluid overpressure has been largely studied and can be readily understood, however very few examples on application cases are available due to the great difficulty of reconstructing paleopressures. The aim of this study is to investigate causes of reservoir quality variation, and in particular the influence of overpressure, across the Greater Alwyn Area between the Forvie North field (well 3/15-9a) and the Jura field (well 3/15-10). Indeed, despite similar sedimentary facies and burial depths (3,5 km), Brent reservoir exhibit a large range of petrophysic properties ($\Phi_{\text{plug}} = 17\text{-}24\%$; $K_{\text{plug}} = 280\text{-}1800$ mD) in the reservoirs of these two fields. Our work is based on quantitative petrography and fluid inclusions study of the Tarbert sandstone in the two fields. Integration of these data with the P-V-T-X-t modeling of the fluids migration history (Teinturier *et al.*, 2002; Tseng & Potorf, 2002; Munz *et al.*, 2004; Pironon & Bourdet, 2008; Bourdet *et al.*, 2010) permitted to constrain the primary processes that controlled porosity in the studied reservoir.

GEOLOGICAL CONTEXT

The Forvie North (3/15-9a) and Jura (3/15-10) fields are located in the Greater Alwyn Area (60°30' N, 2° E) bordered to the West by the East Shetland Platform and to the East by the Viking Graben. The main structure of the area is characterized by tilted fault blocks generally dipping to the West and sealed by unconformable Upper Jurassic and Cretaceous shales (Figure 1). The present-day structural framework mainly results from two NW-SE rifting events of the North Sea from the Trias to the Upper Jurassic associated with uplift and erosion of rift shoulders. The well-known BRENT reservoir of the North Sea is dated from Aalenian to lower Bathonian. The latter developed as a prograding deltaic complex overlain by backstepping sandstones of the Tarbert formation (Enyon, 1981). This transgressive formation constitutes the main reservoir unit in the studied wells and is composed of barrier and mouth-bar sandstones deposited in marine upper shoreface environments. It is considered as the first occurrence of littoral sediment in the upper part of the Brent Group, immediately above the deltaic plain deposits of the Ness formation (Brown *et al.*, 1987). The Tarbert reservoirs occur at 3450 m depth in Forvie North and 3500 m in Jura. Present-day reservoir conditions are 126°C-620 bar for Forvie North and 128°C-725 bar for Jura. Average geothermal gradient is similar at ca. 35°C/km. Present-day depths, temperatures and pressures represent maximum burial conditions.

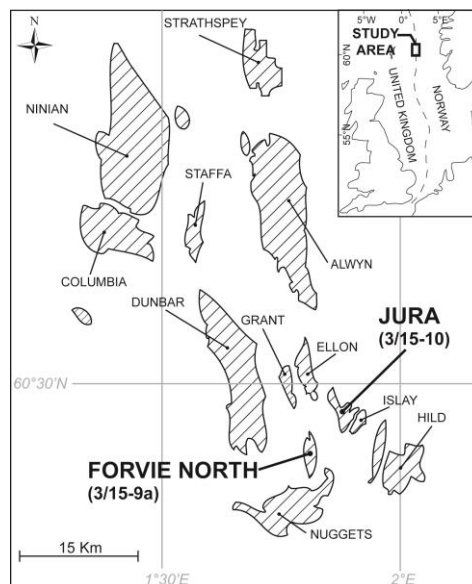


Fig 1. : Location map of Forvie North and Jura fields in the Greater Alwyn Area.

SAMPLES AND METHODS

Petrographic observations and fluid inclusions data were collected from a total of 33 thin sections and 9 double polished thick sections. For each thin section, detailed mineralogy point counting (300 points total) was performed. The average clay coating of quartz grains was measured on 30 quartz grains per samples. Diagenetic paragenesis was described on thin sections using an Olympus BX-50 optical transmitted light microscope. An UV-light source (Mercury lamp, $\lambda = 365$ nm) coupled with an Olympus BX-50 microscope allowed to differentiate fluorescent hydrocarbon and non-fluorescent aqueous inclusions. The fluid-inclusion study was performed following the methods of Goldstein and Reynolds (1994) and Pironon (2004). Microthermometric measurements were conducted on a Linkam MDS600 stage installed on an Olympus BX-50 microscope in the GeoRessources laboratory (Vandoeuvre-lès-nancy, France). The stage was calibrated using synthetic and natural reference inclusions and results have accuracy on T_h and T_m measurements of ± 0.1 °C.

Raman spectrometry analyses of the liquid and gas in aqueous inclusion were using a Labram spectrometer HR (Horiba Jobin Yvon) using a 514.5 nm radiation at 130 mW produced by an Ar⁺ laser. Removal of baseline from measured Raman spectra was done by use of the Labspec software (Horiba Jobin Yvon). The samples studied were analyzed directly at the appropriate temperature (accuracy of ± 0.1 °C) by use of a Linkam MDS600 heating stage connected to the Raman and IR spectrometer. Data were acquired at the CETEM laboratory (Rio de Janero, Brasil). The chlorinity of aqueous inclusions was determined using Raman calibration functions by Caumon *et al.* (2013). Dissolved methane concentration (mCH₄) in the liquid phase of aqueous inclusions at homogenization temperature was determined using an in-house-developed calibration (Faulstich *et al.*, 2013).

The 3D geometry of hydrocarbon fluid inclusion at 25°C, were reconstructed using the Confocal Scanning Laser Microscope (CLSM) techniques following the procedures of Pironon *et al.* (1998). Measurements were acquired on a MRC 1024 BIO-RAD microscope in GéoRessources laboratory (Vandoeuvre-lès-Nancy, France) coupled with imageJ software for the image treatment.

P-V-T reconstruction of CH₄-H₂O-NaCl aqueous inclusions was performed using the equation of state of Duan *et al.* (2006) in order to calculate the isopleth (bubble point curve) of the inclusion as a function of pressure and temperature. The isochores of the aqueous inclusions were calculated using the principle of Pironon (2004) based on Zhang and Frantz (1987) equation.

The chemical composition of hydrocarbon inclusions was modeled by use of PIT software (Petroleum Inclusions Thermodynamics) (Thiéry *et al.*, 2000, 2002), based on the Peng-Robinson equation of state (Peng and Robinson, 1976). The volumetric vapor fraction data at 25°C (ϕ_{vap}) and the homogenization temperature (T_h) are used to generate the isopleth, isochore, and petroleum composition of the studied hydrocarbon inclusion in P-T coordinates.

Finally, 1D burial history curves of the Brent reservoir in each of the two wells were extracted from a 3D Temis model of the study area made available by TOTAL-La Défense. The model was calibrated using bottom hole temperatures, pressures and vitrinite reflectances data (TOTAL proprietary data). Mean heat flow values consistent with a rifting geodynamical context were used in the Temis software. A heat flow of 50 mW/m² was used during Triassic and Upper Jurassic rifting, while a heat flow of 32 mW/m² was used from the Cretaceous to present.

RESULTS

Detrital mineralogy composition

The Tarbert formation in the studied wells is composed of very mature quartzarenitic sandstones along with a few subarkoses. The detrital fraction is dominated by quartz representing 70 ± 4 % BSV (Bulk Sediment Volume) in well 3/15-9a and 64 ± 6 % in well 3/15-10. Detrital feldspar is mainly of potassium feldspar and amounts to 1 % in 3/15-9a (Forvie North) and 3 ± 1.0 % in 3/15-10 (Jura). The lithic fraction is slightly lower in the Forvie North Field (mean content of 1 %) than in Jura field (2 ± 1 %). The depositional sandstone composition expressed as Quartz-Feldspar_{initial}-Lithic (QF_iL) proportion was reconstructed by correcting the “initial” feldspar pole (F_i) for secondary dissolution and cements replacing feldspar. The QF_iL plot displays a similar evolution from a subarkose to more mature quartzarenitic sand in both wells (fig. 2). One specificity of the Tarbert sandstone in both wells is the high amount of detrital micas, which have a strong influence on mechanical compaction of the sediment during burial. The Mica pole of the Quartz-Feldspar-Mica (QFM) ternary plot was calculated by adding the counted mica grains to the lithic fraction. Detrital mica flakes were extensively altered during burial diagenesis, and the true initial content (M_i) was reconstructed by adding to the M pole the point-counted amount of mica-replacive cements (mainly kaolinite, see below). Comparison of QFM and QF_iM_i plots illustrates that micas were extensively altered and that depositional micas were significantly

higher in both wells, ranging from 7 ± 2 % in 3/15-9a to 9 ± 5 in 3/15-10 (fig. 2). Pre-compactional coatings of illitic clays occur as tangential clay film on detrital grains. The mean grain coverage due to illitic coating of detrital quartz grain surface ranges from $18.7 \pm 7.1\%$ in Forvie North to $18.0 \pm 9.7\%$ in Jura. The matrix content in both wells is relatively low, exhibiting mean values lower than 1%.

The above quantitative petrographic analysis of framework minerals shows that the depositional mineral composition of the Tarbert formation in the two wells is very similar, with a only few specimen of slightly more subarkosic and mica-rich composition in Jura (3/15-10).

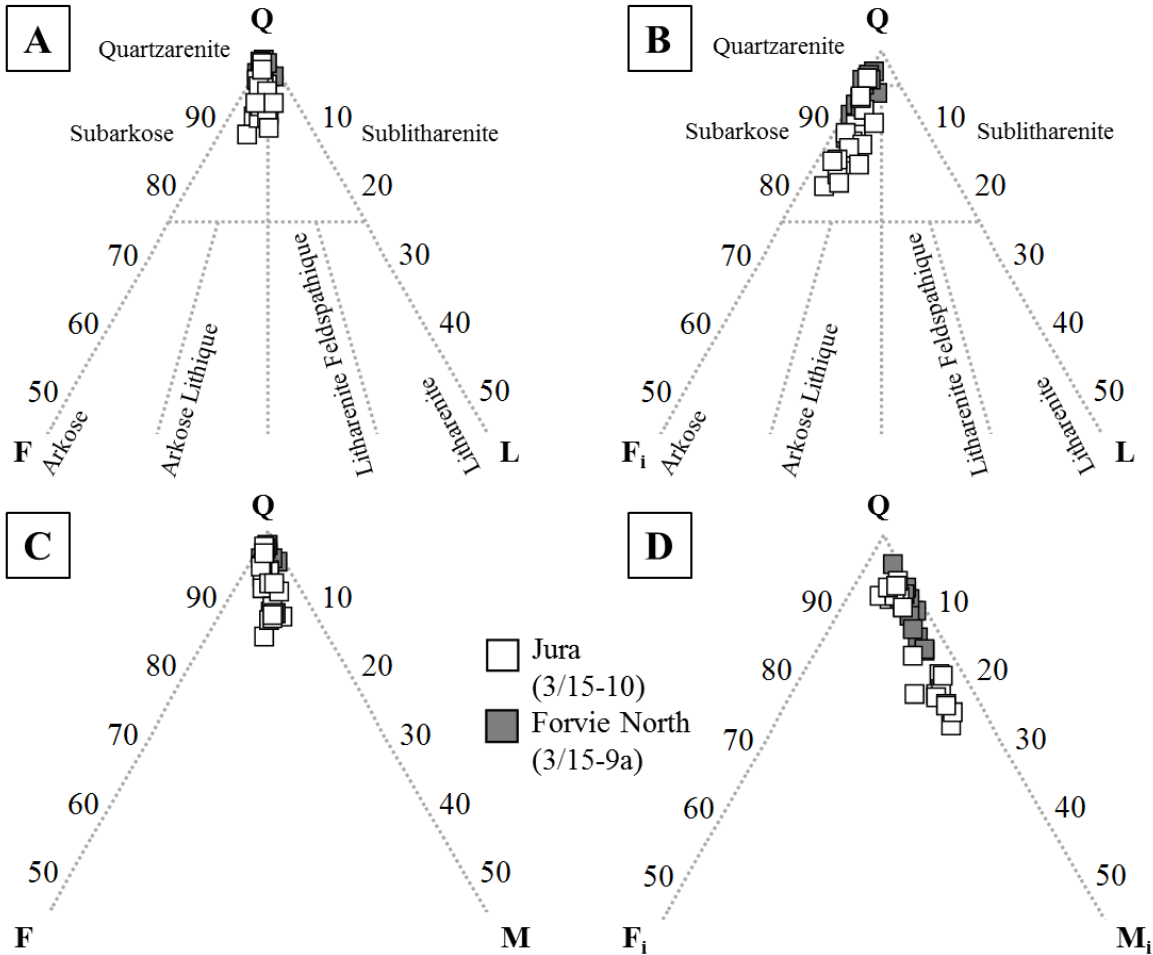


Fig. 2: Ternary plot representing the present day QFL (A) and QFM (C) and the depositional QF_iL (B) and QF_iM_i (D) of the Tarbert formation of the well 3/15-9a and 3/15-10.

Sorting, grain size and initial porosity

All samples are medium- to fine-grained and moderately well to well sorted sandstones. The initial porosity of each sample was calculated using Touchstone v7.2 software (Geocosm®, 2001). This module is based on the work of Beard & Weyl (1973) modified according unpublished empirical studies performed in the Geocosm® consortium. The calculated initial porosities are very similar in both wells ranging from 36.0 ± 1.9 % in Forvie North to 36.5 ± 2.0 % in Jura.

Authigenetic mineralogy

The total intergranular cement is 10 ± 3 % and 10 ± 2 % in Forvie North and Jura respectively. Diagenetic cements are mainly composed of monosynaxial and excentric quartz overgrowths (4 ± 1 in Forvie North and 5 ± 2 in Jura). Other diagenetic cements include clays, pyrite, Fe-Calcite and bitumen. The intergranular clay is dominated by pore-filling blocky kaolinite and pore filling/lining illite with average volumes of 4 % (total kaolinite + illite) in both wells. The other intergranular cements, consisting of pyrite, bitumen and Fe-calcite, represent a total volume lower than 2 % in both wells.

Grain-replacive cements are predominantly composed of clays. Two different types of kaolinite morphologies are found. The earlier, K1, forms vermicular structures and is associated with the alteration of detrital mica flakes. Mica-replacive kaolinite comprises about 5 % of total bulk solid volume in both wells. The vermicular K1 kaolinite is often illitized, most likely in relation with the availability of potassium liberated during mica alteration. The second kaolinite type, K2, consists of blocky kaolinite crystals that occur in replacement of K-feldspar grains and represent a bulk volume no greater than 0.5 %. The K2 kaolinite is not or barely illitized, this is attributed to its blocky morphology which provides less nucleation surfaces than the vermicular K1 kaolinite (Giles *et al.*, 1992).

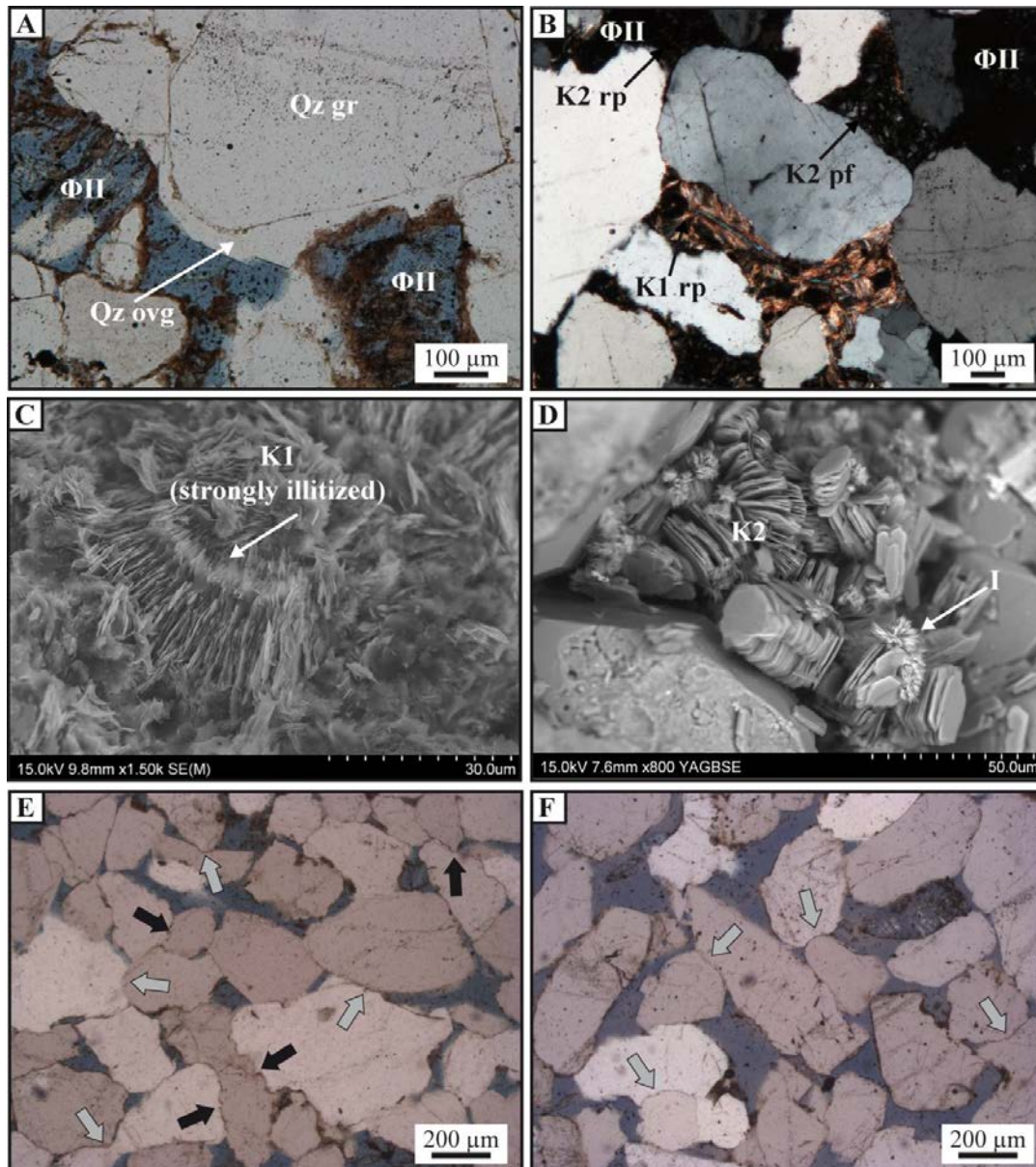


Fig.3: Photomicrographs of the main diagenetic features in the studied samples. A) Quartz overgrowth and secondary porosity linked to the K-feldspar dissolution under transmitted light. Note that the dissolution of K-feldspar occurred after the quartz cementation; B) Early vermicular kaolinite (K1) in replacement of mica and later blocky kaolinite (K2) in primary pore-filling and in replacement of K-feldspar (polarized transmitted light); C) SEM (SE mode) photomicrograph of strongly illitized vermicular kaolinite (K1); D) SEM (BSE mode) photomicrograph of slightly illitized blocky kaolinite (K2); E, F) Typical rock texture in Forvie North (E) and Jura (F) samples (under transmitted light) showing the significant difference in compaction degree (more compaction in Forvie North). The grey arrows represent concavo-convex contact and black arrows represent sutured contact between quartz grains.

Paragenetic sequence

The diagenesis of the Tarbert reservoirs in the Greater Alwyn Area has been extensively studied (Blanche and Whitaker, 1978, Lønøy *et al.* 1986, Jourdan *et al.*, 1987, Giles *et al.*, 1992; Bjørlikke *et al.* 1992; Girard *et al.* 2001). The relative chronology of the main diagenetic transformations observed in 3/15-9a and 3/15-10 wells is summarized in Fig. 4. The earliest diagenetic process is in the precipitation of siderite and pyrite in relation with alteration of detrital muscovite and biotite. It is followed by the replacement of micas by vermicular kaolinite (K1), which is also found as pore-filling (Fig. 3B,C). Later diagenetic transformations include, in chronological order: 1) the illitization of K1 (Fig. 3B,C), 2) the onset of the quartz cement precipitation (Fig. 3A), 3) extensive dissolution of K-feldspar grain associated with the precipitation of blocky kaolinite (K2) as grain replacive and pore-filling cements (Fig. 3A,B,D). The paragenetic sequence of dissolution/cementation events is similar in the two wells. In contrast, a significant difference is observed in the degree of mechanical and chemical compaction between the two wells (Fig. 3E,F). Forvie North sandstones are characterized by grain contacts that are predominantly concavo-convex and sutured, while, in Jura, samples show more open textures, with no chemical compaction and minor mechanical compaction patterns (mainly tangential and concavo-convex grain-to-grain contacts).

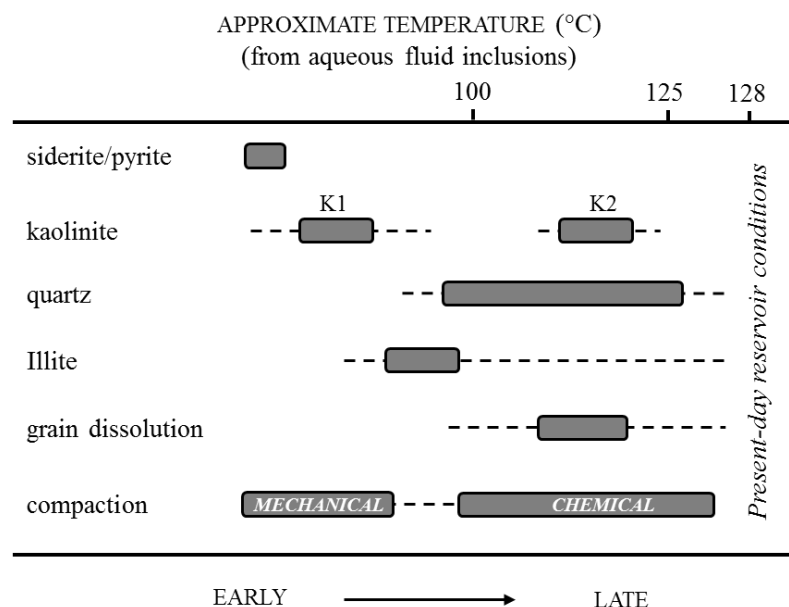


Fig. 4: Paragenetic sequence of main diagenetic transformations in the Tarbert formation of wells 3/15-9a and 3/15-10. Approximate temperatures are indicating for quartz overgrowth

from aqueous inclusions T_h data (this study) in the well 3/15-10. The only difference between the two studied wells is the greater degree of mechanical and chemical compaction in Forvie North than in Jura sandstones.

Compaction vs. cementation porosity loss

The importance of cementation causing poronecrosis can be quantified and calculated from point-counting results using the conventions of Ehrenberg (1989):

$$CoPL = P_i - \frac{(100 - P_i) \times IGV}{100 - IGV} \quad (1)$$

$$CePL = (P_i - CoPL) \times \frac{C}{IGV} \quad (2)$$

CoPL is compaction porosity loss, while CePL is cementation porosity loss. The Inter Granular Volume (IGV) is defined as the space between detrital grains expressed as %BSV (Bulk Sediment Volume) after burial. It can be calculated as “Primary Porosity + C + detrital clay matrix”. C represents the sum of the total intergranular cements. The parameter P_i represents the initial (i.e. depositional) porosity of sediment and is a function of grain size and sorting. This parameter has been calculated for each sample *via* a module in Touchstone software which derived from Beard & Weyl (1973) equation and unpublished empirical results performed by Geocosm research team.

The Fig. 5A shows CoPL versus CePL for all studied samples. It illustrates a relatively similar porosity loss by cementation which mean value is 8.3 ± 2.7 % (Forvie North) and 8.7 ± 1.9 % (Jura). CoPL values show a more significant variability with a mean value of 17.8 ± 3.4 % in Forvie North and 13.4 ± 3.4 % in Jura.

The plot of the total intergranular volume (IGV) versus volume of total intergranular cement (Fig. 5B), reveals that compaction was far more important in Forvie North than in Jura (in spite of similar porosity loss by cementation).

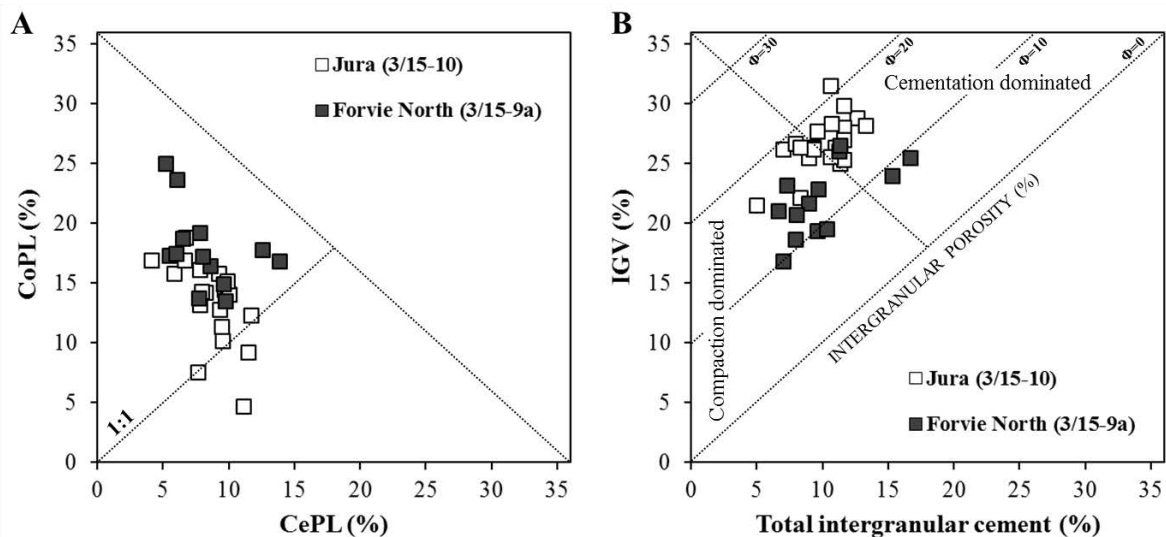


Fig. 5: Comparison of porosity loss in wells 3/15-10 and 3/15-9a by compaction and cementation. A) Cementational Porosity Loss (CePL) versus Compactional Porosity Loss (CoPL) diagram calculated by the method of Ehrenberg (1989) and Lundegard (1992); B) Plot of intergranular volume (IGV) versus intergranular cement (diagram after Houseknecht, 1987 and Ehrenberg, 1989). The diagonal line separates the samples which porosities loss are due to compaction (lower left corner) to the samples in which it is due to cementation (upper right corner). The initial porosity (P_i) is calculated for each sample.

Fluid Inclusions

Typology and distribution

Aqueous fluid inclusions (FI) were found in microfractures within quartz grain, along the quartz grain/overgrowth boundary and within quartz overgrowths in both wells. CL-SEM observations permitted to document that quartz cement in healed microfractures within quartz grains and quartz overgrowths around quartz grains, exhibit the same luminescence color and intensity. This is taken as evidence for a single episode of quartz precipitation. Aqueous two-phase FIs are relatively small (3-20 μm) and occur as isolated inclusions, in groups of a few specimens (most of the time in quartz overgrowth) or in fracture planes in quartz grains. The low V/L (Vapour/Liquid) ratio at 25°C is extremely constant in all observed aqueous FIs.

Hydrocarbon two-phase FIs were only found in Jura samples. They exhibit three distinct morphologies:

- *Jur-A*: FIs are colorless small inclusion (5-10 μm), and occur in all locations: quartz grain/overgrowth boundary, quartz overgrowths, and quartz grain microfracture. They show a very high V/L ratio at 25°C.
- *Jur-B*: FIs are colorless mid-sized inclusion (10-20 μm), and occur in the same locations as *Jur-A* inclusions. They show a high V/L ratio at 25°C.
- *Jur-C*: FIs are very small (<3 μm), colorless and occur only in quartz grain microfractures. They show a very low V/L ratio at 25°C. These inclusions are only observed in few quartz grains (i.e. < 5 grains per thin section).

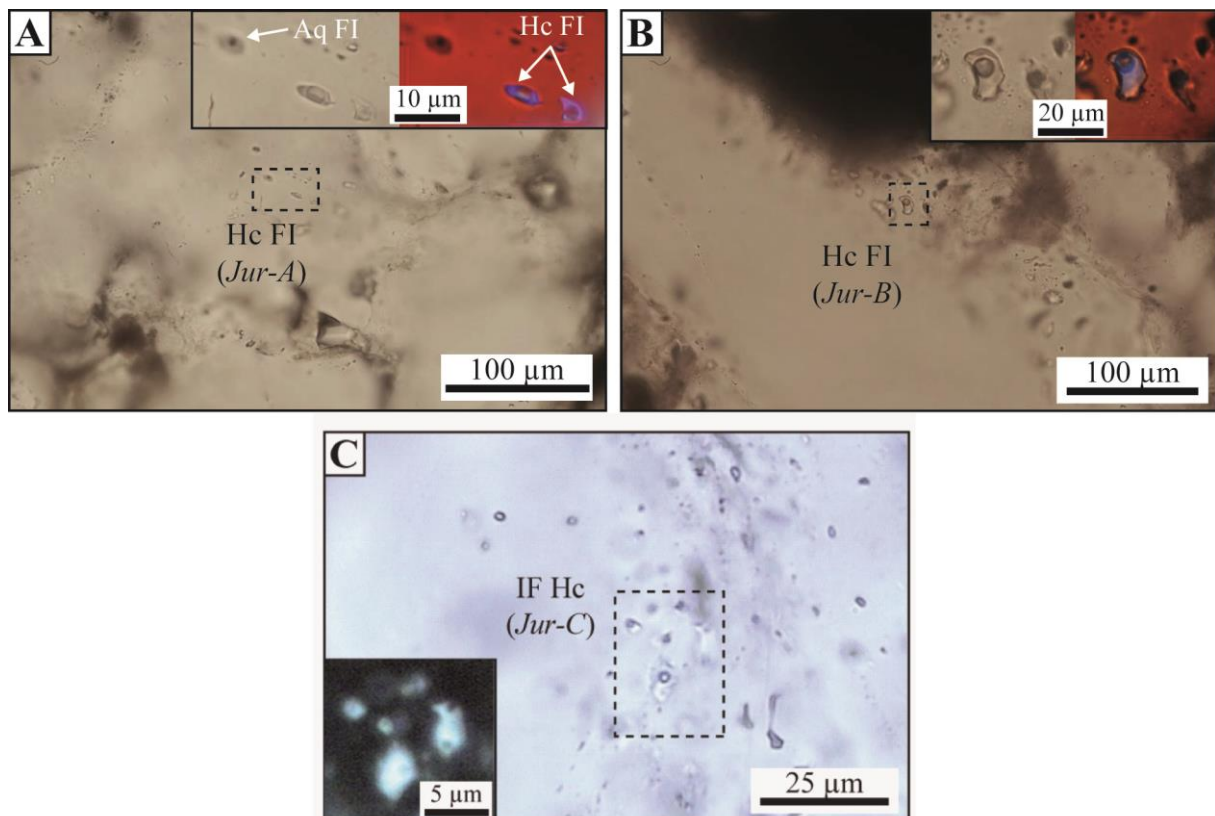


Fig. 6 : Photomicrographs of the main types of hydrocarbon inclusions in studied samples. A) *Jur-A*, B) *Jur-B*, C) *Jur-C*. For each type, details show under U.V. illumination the presence of liquid oil phases. FI Aq: Aqueous inclusions; FI Hc: Hydrocarbon inclusions.

Microthermometry

In samples of Forvie North, a total of 50 liquid homogenization temperatures were measured in aqueous inclusions. They show a narrow range of values going from 90 to 115 °C in quartz microfractures and from 95 to 110 °C in quartz overgrowths (Fig. 7A), with a unimodal distribution around 100-105 °C. In samples from Jura, the data set shows a bimodal

distribution with values of 105-110 °C for inclusions in grain microfractures and quartz overgrowth, and values of 120-125°C in quartz overgrowth (Fig. 7B).

No petroleum FIs were found in the 5 samples from Forvie North while many were documented in Jura, permitting a total of 55 T_h measurements (Fig. 6C) in 4 samples. Four different groups of homogenization temperature distributions are identified. The first one, occurring exclusively in quartz overgrowth, show a unimodal distribution around 40-45°C with homogenization in vapour phase. These rare hydrocarbon inclusions (only 3 measurements) are attributed to the type *Jur-A*. They are exclusively associated petrographically with the second mode of aqueous FIs (120-125°C). The second group of homogenization temperatures for hydrocarbon FIs (also attributed to the type *Jur-A*) is unimodal and centered on 65-70°C. These inclusions are associated with the first mode of aqueous FI (105-110°C) and can be found in both quartz grain microfractures and quartz overgrowths. The third mode of T_h is at 85-90°C and these HC inclusions homogenize in liquid phase. These are attributed to the morphology type *Jur-B* and are associated with the first mode of aqueous inclusions (105-110°C). Finally, the last distribution is unimodal (115-120°C) and is attributed to the type *Jur-C*.

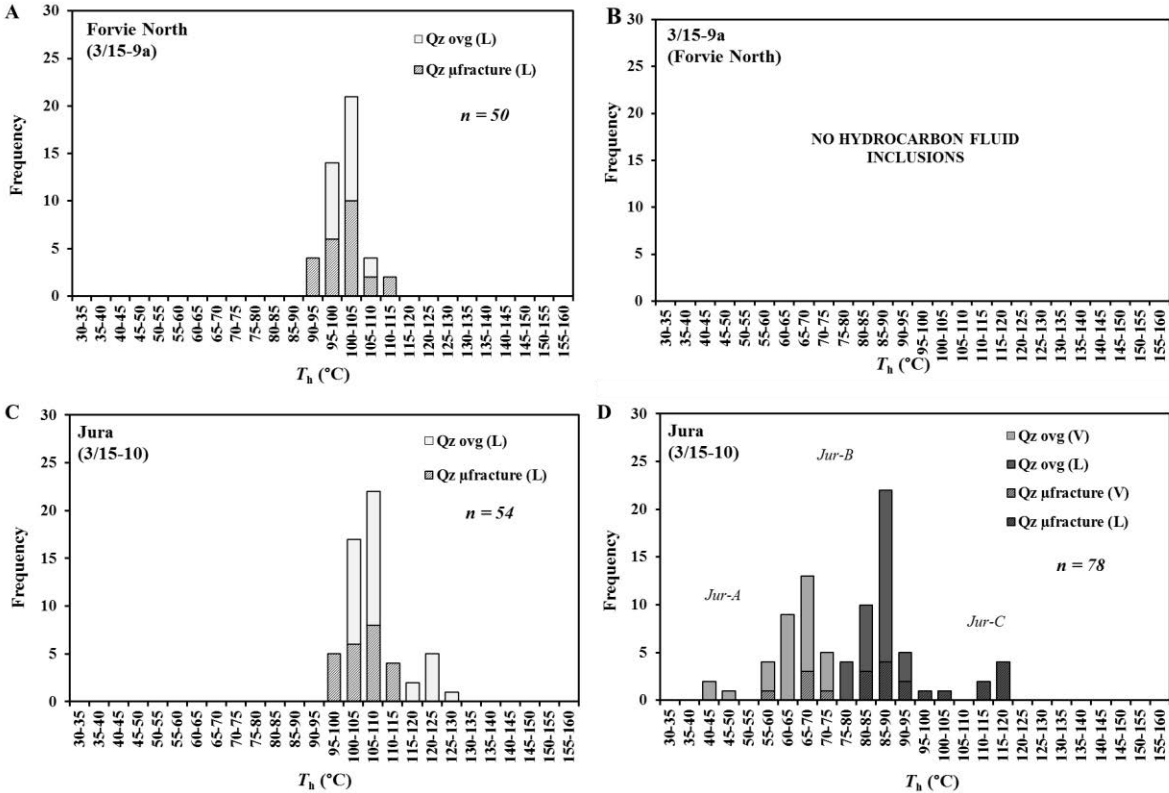


Fig. 7: Homogenization temperature histograms of aqueous and hydrocarbon fluid inclusions. A) Aqueous inclusions in samples from Forvie North; B) Aqueous inclusions in samples from Jura; C)

Hydrocarbon inclusions in Jura. Note the absence of hydrocarbon inclusions in Forvie North. Letter indicated in brackets is the type of homogenization (L = liquid; V = vapour).

Raman spectroscopy

Determination of both chlorinity at 25°C and methane concentration at homogenization temperature were done on 12 aqueous inclusions. The chlorinity determination in Forvie North range from 1.7 to 2.7 molal eq. NaCl (corresponding to 9-13 wt. % eq. NaCl), while in Jura they go from 0.9 to 2.2 (corresponding to 5-11 wt. % eq. NaCl) (Table 1).

Table 1: Raman quantification of chlorinity in the liquid phase at 25°C and of methane at liquid homogenization in 2-phase aqueous inclusions in wells 3/15-9a and 3/15-10 (Tarbert formation).

Well	Inclusion	Location	T_h (°C)	Chlorinity NaCl eq. (molal)	[CH ₄] (molal)
3/15-9a	1	Qz μ fracture	106	2.7	0.08
3/15-9a	2	Qz μ fracture	111.1	2.6	0.05
3/15-9a	3	Qz μ fracture	104.4	1.7	0.06
3/15-9a	4	Qz ovg	107	2.0	0.06
3/15-9a	5	Qz ovg	102.5	2.4	0.07
3/15-10	6	Qz ovg	111.8	1.5	0.14
3/15-10	7	Qz ovg	125.1	1.9	0.19
3/15-10	8	Qz ovg	122	2.2	0.20
3/15-10	9	Qz μ fracture	119	0.9	0.19
3/15-10	10	Qz μ fracture	110.7	2.2	0.1
3/15-10	11	Qz μ fracture	115.2	1.2	0.15
3/15-10	12	Qz μ fracture	108.6	2.0	0.14

Qz μ fracture: microfracture in quartz grain; Qz ovg: quartz overgrowth; T_h : homogenization temperature; [CH₄]: concentration of methane at homogenization; L: liquid; V: vapour.

The chlorinity versus methane concentration plot (Fig. 7A) discriminates clearly two different populations of aqueous FIs: 1) a relatively high salinity and low methane aqueous inclusions in Forvie North, 2) a low salinity and relatively high methane aqueous inclusions in Jura. No clear salinity trend can be distinguished in relation to FIs locations (quartz overgrowth or quartz microfracture), this agrees with a single episode of cementation.

The narrow distribution of T_h in Forvie North shows no relation between temperature and methane concentration (Fig. 7B). In contrast, the wide range of aqueous inclusions T_h

measured in Jura shows an increasing methane concentration with temperature. The higher methane bearing aqueous FIs in Jura are located in quartz overgrowth and would suggest a subactual trapping of evolved basinal formation waters (saturated with respect to methane). The methane-rich aqueous inclusions observed in Jura along with the abundance of hydrocarbon inclusions, reflect a coeval migration of water and hydrocarbon in the reservoir. In a same way, the relative low methane content of the aqueous inclusions in Forvie North agrees well with the absence of hydrocarbon FIs in the samples studied.

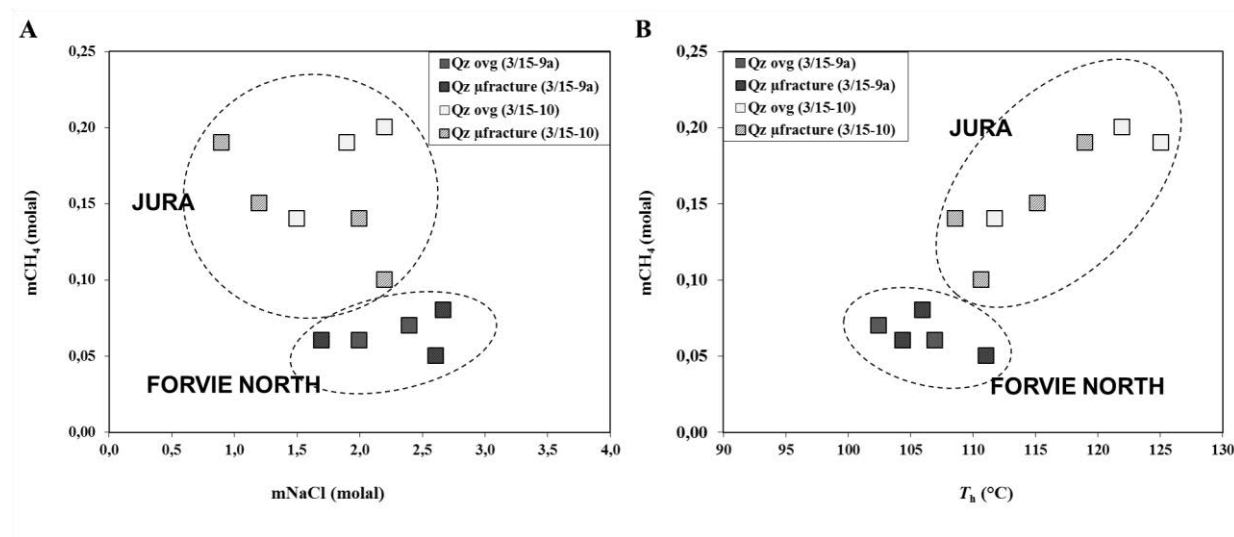


Fig. 8: [CH₄] versus salinity diagram (A) and [CH₄] versus homogenization temperature diagram (B) for aqueous inclusions in quartz overgrowths and microfractures in Jura and Forvie North fields.

Confocal Laser Scanning Microscopy

The CLSM were performed on 14 two-phase hydrocarbon inclusions representative of the four hydrocarbon T_h populations in Jura. The results of the FIs volume measurements are presented in the Table 2.

The measured bulk volumes range from 23.6 to 288.5 μm³. Vapour volume fraction (φ_{vap}) at 25°C shows also a very high variability going from 4.0 to 49.8 %. The plot φ_{vap} versus T_h (Fig. 9) indicates that the lower homogenization temperatures (in vapour phase) are associated with the higher vapour volume fraction. *Jur-A* inclusions corresponding to the T_h modes (i.e. 40-45°C and 60-65°C) are characteristic of wet gas composition (calibration curves with the classic hydrocarbon composition is given by Bourdet *et al.* (2008)). *Jur-B* inclusions corresponding to the intermediate T_h mode (85-90°C) are composed of intermediate light-

critical oil. Finally, *Jur-C* inclusions representing the fourth T_h mode (120-125°C) are characteristic of very heavy oil.

Table 2: Volumetric properties of hydrocarbon inclusions from CLSM in the Tarbert of the well 3/15-10 (Jura Field).

Inclusion	Type	Homog. phase	Location	T_h (°C)	Bulk volume (μm^3)	Bubble volume (μm^3)	ϕ_{vap} at 25 °C (%)	Coaeval Aqueous FI T_h (°C)
1	<i>Jur-A</i>	vapour	Qz ovg	45.1	288.5	227.8	44.1	120-125
2	<i>Jur-A</i>	vapour	Qz ovg	50.4	160.0	105.3	39.7	120-125
3	<i>Jur-A</i>	vapour	Qz ovg	74.7	107.4	105.1	49.5	105-110
4	<i>Jur-A</i>	vapour	Qz μ fracture	65.5	128.0	110.9	46.4	105-110
5	<i>Jur-A</i>	vapour	Qz ovg	73.5	50.9	50.5	49.8	105-110
6	<i>Jur-A</i>	vapour	Qz ovg	71.2	29.7	29.0	49.4	105-110
7	<i>Jur-B</i>	liquid	Qz μ fracture	81.3	27.8	3.5	11.0	105-110
8	<i>Jur-B</i>	liquid	Qz ovg	91.5	105.3	14.5	12.1	105-110
9	<i>Jur-B</i>	liquid	Qz ovg	90.0	45.4	4.2	8.4	105-110
10	<i>Jur-C</i>	liquid	Qz μ fracture	118.1	23.6	1.3	5.3	—
11	<i>Jur-C</i>	liquid	Qz μ fracture	117.8	30.7	1.3	4.0	—

T_h : homogenization temperature; ϕ_{vap} : vapour volume fraction; L: liquid; V: vapour; Homog. Phase: homogenization phase.

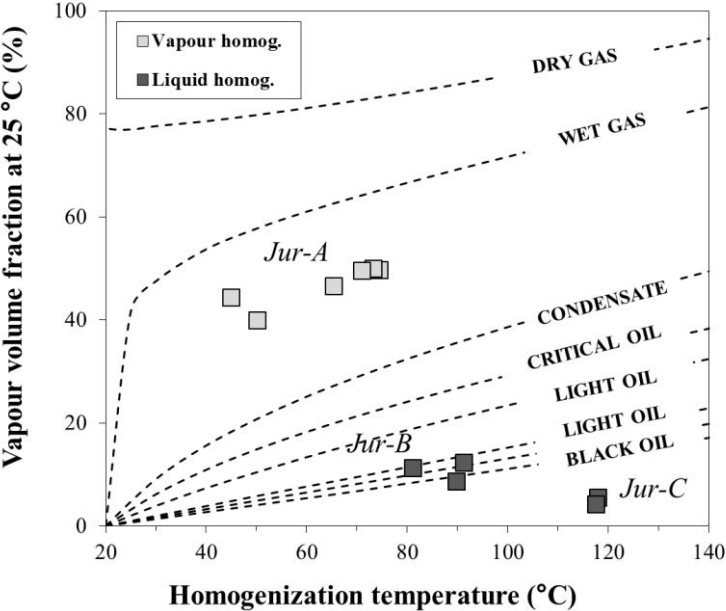


Fig. 9: T_h versus ϕ_{vap} diagram showing CLSM and microthermometric measurements of petroleum FIs in quartz overgrowth and quartz microfracture plans of Jura Field (3/15-10). Calibration curves with the different petroleum compositions are modified after Bourdet *et al.* (2008).

PIT/AIT modeling

Modelling of the thermobarometric behaviour of fluids trapped in inclusions was made using compositional, microthermometric and volumetric data from fluid inclusion analysis. Petroleum isopleths and isochores were calculated using data from inclusions n°1, 7 and 10 (Table 3). These inclusions were selected because they fulfil criteria for non-reequilibration and preservation of the initial composition (i.e. no evidence of deformation, necking down or decrepitation). Petroleum compositions modelled by PIT software are summarized in Table 4. Isopleths and isochores of two coeval aqueous inclusions (FI Aq. n°9 and 10 in table 1) associated respectively with the hydrocarbon inclusions n°1 and 7 were calculated.

Table 3: Modelled composition *via* PIT software of four representative petroleum-bearing inclusions.

Compounds	Petroleum composition (mol %)			
	Inc. 1 (<i>Jur-A</i>)	Inc. 4 (<i>Jur-A</i>)	Inc. 7 (<i>Jur-B</i>)	Inc. 10 (<i>Jur-C</i>)
C1	69.5	67.5	43.1	22.7
C2	9.5	9.6	7.3	2.6
C3	5.5	5.7	5.9	3.1
iC4	0.9	1.0	1.2	0.7
nC4	2.0	2.2	2.8	1.5
iC5	1.0	1.1	1.8	1.0
nC5	1.6	1.8	2.8	1.7
nC6	2.2	2.2	3.0	2.3
nC7	2.3	2.4	3.3	2.5
nC8	1.7	1.8	3.0	2.4
nC9	1.2	1.4	2.7	2.3
nC10	0.9	1.0	2.5	2.3
Cn1	1.5	2.2	14.6	18.7
Cn2	0.0	0.0	6.0	36.1

DISCUSSION

Diagenesis

The Tarbert sandstones in the two wells have similar depositional environments, grain size, sorting and initial porosity. Because the two reservoirs have undergone very similar burial histories under a similar geothermal gradient, it is not surprising to observe similar cementation history and phases (with a similar mean cementation porosity loss of 8.3 to 8.7 %). It should be stressed that the amount of grain coating by illitic clays is relatively low

and did not preclude extensive quartz overgrowths. Although catalysis of quartz dissolution by illitic clays is well documented (Weyl 1959; Sibley and Blatt 1976; Dewers and Ortoleva 1991; Renard *et al.* 1997; Fisher *et al.* 2000, Tournier *et al.*, 2010), the SEM observations do not show any significant difference in illitic clay content in the two studied wells. In a first approximation, clay coating cannot explain the observed difference of compaction porosity loss between Forvie North and Jura. According to petrographic results, the great variation in porosity loss by compaction between the two wells (mean values from 13.4 % in Jura to 17.8 % in Forvie North) results in significantly different average present-day primary porosity values of 11.1 % in Forvie North and 15.9 % in Jura. It should also be stressed that the higher mica fraction in Jura sandstones does not result in a higher compaction porosity loss as could have been expected according to Worden *et al.* (2000).

Petrographic observation highlights the major role of effective stress on reservoir quality in the Tarbert sandstones of Jura and Forvie North fields. As a consequence, the high porosity of the Jura reservoir is directly linked with the inhibition of the effective stress that prevented extensive mechanical and chemical compaction. The most relevant process responsible for the diminution of the effective stress during burial is the fluid overpressure. Such a process is particularly common in the Northern North Sea where almost all the Brent reservoir of the bloc Q3 (Fig. 1) exhibit present-day overpressure ranging from 130 to 370 bar (TOTAL data). The study of the fluid inclusions and their P-V-T-X-t trapping conditions is necessary to investigate the possible impact of fluid overpressure in the Tarbert reservoir.

Fluid inclusions and P-V-T-X-t reconstruction

P-V-T-X-t reconstructions for combined aqueous and hydrocarbon inclusions trapping conditions in both studied wells are shown in Fig. 10. The study of both aqueous and hydrocarbon inclusions in Jura leads to the distinction of two assemblages of inclusions trapped in quartz overgrowths and quartz grain microfractures.

- Assemblage 1: coeval trapping of light/critical petroleum inclusions (*Jur-B*) and high methane bearing aqueous inclusions at 105°C and 310 bar in the Eocene (~ 48 m.y.) . At the time of trapping, the reservoir was overpressured (OVP ~ 90 bar).
- Assemblage 2: coeval trapping of wet gas/condensate petroleum inclusions (*Jur-A*) and saturated aqueous inclusions with respect to methane at 120°C and 480 bar in the Oligocene

(~ 18 m.y.). At that time of trapping, data indicate that the reservoir was strongly overpressured (OVP ~ 170 bar).

- High methane bearing aqueous inclusions have also been measured only in quartz overgrowths. These high temperature aqueous inclusions (120-125°C) display a homogenization pressure (and temperature) close to present-day reservoir condition attesting their subactual trapping. However, no coeval gas inclusions have been found. This lack can be explained as by the difficulty to trap high mature gas, as by the quick gas saturation of the reservoir.

The two fluid inclusion assemblages and the high temperature/rich methane aqueous inclusions display increasing P - T trapping conditions with maturity of petroleum (from a light oil to a more mature condensate) to reach the present-day reservoir conditions ($P = 725$ bar, $T = 128^\circ\text{C}$, condensate: $\text{C1} \sim 87\%$).

The lack of coeval aqueous inclusions with *Jur-C* inclusions does not permit to constrain precisely the P - T trapping condition of this heavy oil. However, the modeled *Jur-C* isochore indicates high temperature of 120°C and low pressure of 190 bar as minimum trapping conditions. Considering the model of thermal history of the reservoir used for this study, the putative HT-LP trapping conditions from *Jur-C* inclusions fall significantly below the calculated hydrostatic gradient (Fig. 10A). Two hypotheses can be proposed to explain such abnormal trapping conditions.

- 1) *Jur-C* inclusions are representative of the reservoir burial history: the most consistent geological explanation is to attribute these particular inclusions to an early hydrostatic HT-LP trapping event.
- 2) *Jur-C* inclusions are not representative of the reservoir burial history: in this hypothesis, these inclusions would be of inherited origin.

From lower Cretaceous until present-day, it is well documented that the Northern North Sea has undergone a relatively cool thermal subsidence with a mean heat flow about $40 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (Coward *et al.*, 2003; Justwan *et al.*, 2006). High thermal event in the North West Europe occurred during the main phase of Upper Jurassic rifting and can be locally the origin of an anomalously high geothermal gradient (Coward *et al.*, 2003; Gaupp and Okkerman, 2011; Cathelineau *et al.*, 2012).

The 190 bar pressure trapping derived from *Jur-C* inclusion leads to a reservoir burial depth of 1900 m in hydrostatic condition. Basin modeling results shows however a reservoir burial

depth of about 500 m during the Upper Jurassic time. To fit the pressure trapping of Jur-C, an erosion of approximately 1400 m (i.e. 140 bar in hydrostatic condition) must be invoked. From Upper Jurassic time, the best documented erosion in the North Sea is the Base Cretaceous Unconformity (BCU). While local uplift and erosion and erosions of more than 1000 m are documented in the northern Netherland during BCU (Gaupp and Okkerman, 2011), this event is assigned to the minor subaerial to shallow marine erosion of the Mesozoic tilted fault block crest, after the regressive early cretaceous marine episode of the North Sea (Coward *et al.*, 2003; Guillocheau *et al.*, 2000). Due to the origin of the BCU which results mainly of a slowing of the subsidence rate rather than an important uplift in this area (Gaupp and Okkerman, 2011; Ziegler, 2006) and because no important eustatic fall occurred at the end of the Jurassic (Hardenbol *et al.*, 1998), the amount of eroded sediments is unlikely have exceeded a few hundred meters. However, the total amount of eroded material remains undocumented in the northern North Sea. Considering a surface temperature of 20°C, the thermal gradient in the northern North Sea during this high temperature event should be around 53°C/km, which is more than 1.5 time higher than the present-day thermal gradient in Jura (~ 31°C/km). Anomalously high thermal gradient in Jurassic time (i.e. > 35°C/km) have been documented in the Vikin Graben (Carstens & Finstad, 1981). This thermal event may have last 10 m.y. in the model proposed. Since the maturation of organic matter is a kinetic process, such a short-lived thermal episode may not be recorded in the organic matter (Tissot & Welte, 1978).

An alternative explanation to the presence of Jur-C inclusions would be the recycling of detrital quartz grain with an anterior hydrocarbon history (example of the Permian petroleum system, Glennie *et al.* (2004)). Jur-C inclusions are exclusively observed in quartz grain microfractures and only in a few quartz grains at a thin section scale. Such a sporadic distribution within samples can be considered as good evidences in favor of an inherited origin. This particular location suggests also an early stage of trapping since the microfracture are often the first to be healed by quartz cementation. However, if these inclusions were inherited with the detrital quartz grains in which they occur, the fact remains that they recorded a prior high temperature-low pressure event.

Available data do not permit to discriminate between the two hypotheses, and no similar fluid inclusions of that type have been described in the literature. The implication of a hypothetical high thermal episode in the Upper Jurassic time to fit *Jur-C* inclusions is presented in Fig.10B. This particular scenario, if valid, would suggest a four-step hydrocarbon entrapment

history with a first high migration at high temperature around 147 m.y. in hydrostatic conditions.

The calculation of aqueous inclusions thermodynamic properties of Forvie North shows isopleths systematically below the hydrostatic gradient (Fig. 10). Because present-day fluid in Forvie North is condensate (C1 ~88 %), these undersaturated aqueous inclusions with respect to methane cannot be associated to coeval trapping with such high mature hydrocarbons. They are thus considered as preceding the hydrocarbon migration. If the lack of hydrocarbon inclusions in Forvie North samples does not permit to constrain precisely the hydrocarbon migration timing, it suggests that quartz precipitation start and mostly took place before hydrocarbon emplacement (whereas it was contemporaneous in Jura). The later gas migration recorded in the quartz overgrowth of Jura sandstones is dated to 18 m.y. The minimum timing for hydrocarbon emplacement in Forvie north reservoir can thus be interpreted as being younger than ~ 15 m.y..

The most common documented sources of hydrocarbon that supplied oil and condensate of the bloc Q3 western fields are the deep organic shales of the Kimmeridge clays and Heather formations in the Viking Graben and the East Shetland basin, and the intra-Brent coal (Kubala *et al.*, 2003, Floodpage *et al.*, 2005). As coal source rock is mainly gas-prone, the origin of *Jur-B* inclusions can be attributed to the Upper Jurassic organic clays, while the condensate trapped in *Jur-A* inclusions could come from the organic clays at higher maturity and/or from the intra-Brent coal. The origin of the heavy oil inclusions of *Jur-C* cannot be constrained precisely and could be attributed also to the intra-Brent coal and/or a first pulse of hydrocarbon from the organic clays.

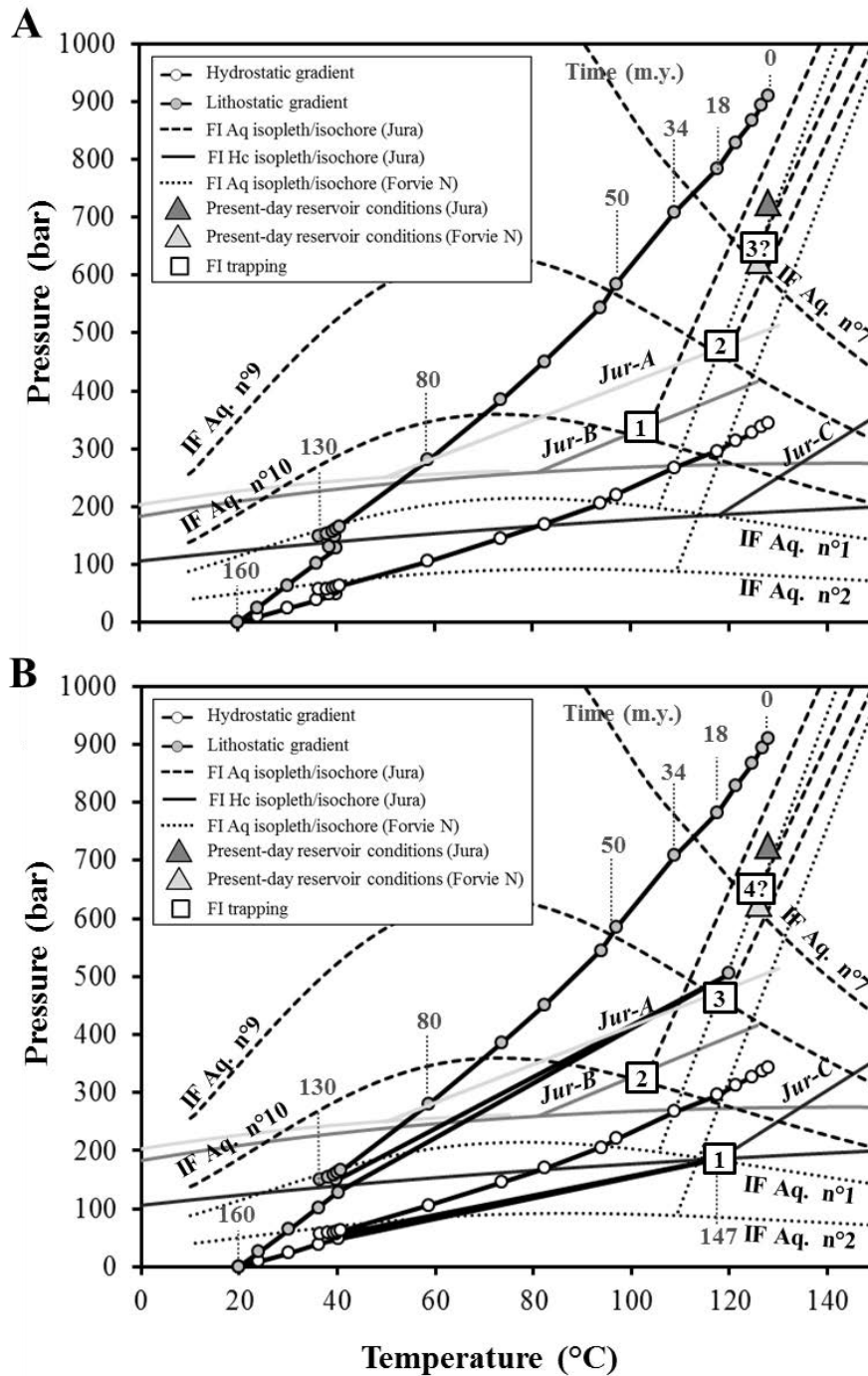


Fig. 10: P-T diagram gathering calculated isopleths and isochores after P-V-T-X-t analysis of petroleum and aqueous inclusions in Jura and only aqueous inclusions in Forvie North. A) Temperature versus hydrostatic and lithostatic pressure evolution with time, calculated from well data using an extraction of the 3D Temis basin model (performed by Evapet team, Total-La Défense), are superimposed. B) temperature versus hydrostatic and lithostatic pressure evolution with time from *Jur-C* inclusion inducing a high-thermal event (around 147 m.y.).

The relatively good preservation of porosity in Jura sandstones can thus be associated with the relatively early fluid overpressure build-up linked to the early emplacement of hydrocarbons. From depositional to Upper Cretaceous, the pressure evolution of the reservoir is close to hydrostatic conditions (Fig. 11A). It is proposed that the charge of light oil (from 48 m.y.) and gas (from 18 m.y.) are associated with strong overpressure development which preserved the reservoir from compaction during subsequent burial (Fig. 11A, B). In contrast, the relatively high compactional porosity loss of Forvie North sandstones is believed to relate to the relatively late onset of fluid overpressure post 15 m.y.. The Tarbert reservoir in Forvie North therefore experienced a hydrostatic burial history with a subactual condensate emplacement that occurred after most mechanical and chemical compaction was completed. This resulted in the development of numerous concavo-convex and sutured quartz grains (Fig. 11A, B).

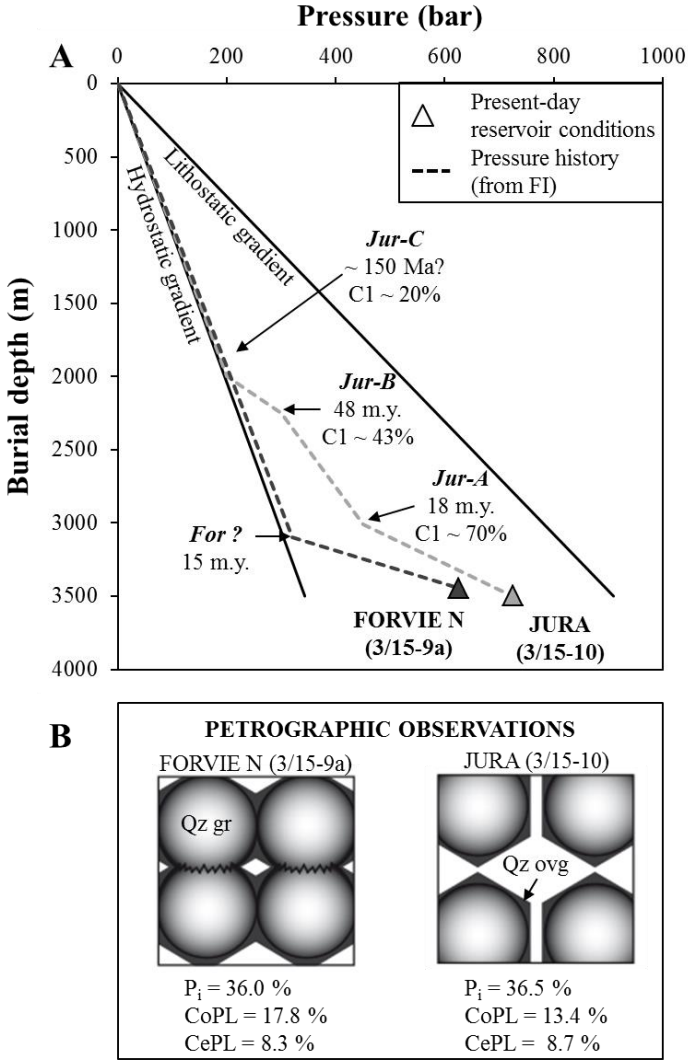


Fig. 11: (A) Pressure-depth diagram summarizing the evolution of Jura and Forvie North fields from FI data. Black arrows show the onset of hydrocarbon emplacement (associated

with significant fluid overpressure build-up) from FIs data. The late timing of hydrocarbon emplacement in Forvie North is based on the lack of hydrocarbon FI. (B) Schematic cartoon of the main diagenetic variation between the two wells. Qz gr: quartz grain, Qz ovg: quartz overgrowth, P_i : initial intergranular porosity, CoPL: Compaction Porosity Loss, CePL: Cementation Porosity Loss.

CONCLUSION

Despite the similar depositional (mineralogy, porosity) and final (depth, temperature) conditions, the Tarbert reservoir in Jura and Forvie North fields exhibit a difference of 8 % in total porosity. The result of a quantitative petrographic study pointed out the following observations 1) similar burial cementation phases in the two fields (CePL ranging from 8.3 to 8.7 %), characterized by multiple episodes of kaolinite, illite and possibly quartz precipitation. 2) strong variation of mechanical and chemical compaction patterns inducing a porosity loss about 17.8 % in Forvie North and only 13.4 % in Jura.

The study of aqueous and hydrocarbon inclusions in Jura leads to the reconstruction of two main episodes of hydrocarbon emplacement: light oil emplacement (*Jur-B*, C1 ~ 43%) starting at 48 m.y associated with a fluid overpressure of 90 bar, followed by condensate emplacement (*Jur-A*, C1 ~ 70 %) started at 18 m.y. associated with a fluid overpressure of 170 bar. The lack of hydrocarbon inclusions recording present-day reservoir conditions ($P = 725$ bar, $T = 128^\circ\text{C}$) and composition (condensate with C1 ~ 87 %) may relate to a high hydrocarbon saturation in the reservoir, where it is difficult to trap condensate inclusions. High temperature-Low pressure *Jur-C* inclusions can be attributed to 1) an early hydrostatic high temperature event during the Upper Jurassic rifting (thermal gradient ~ $53^\circ\text{C}/\text{km}$) following by an erosion of about 1400 m or 2) an inherited origin possibly from Permian petroleum system. Additional work is needed to precisely constrain the origin of these *Jur-C* inclusions. Despite the fundamental importance of discriminating between these two scenarios in order to improve the knowledge of the Northern North Sea thermal history, neither one will affect our geologic model, particularly with respect to the pressure history evolution. The lack of hydrocarbon inclusions in Forvie North and the undersaturated nature (with respect to methane) of aqueous inclusions measured in quartz overgrowths suggest a recent gas entrapment (i.e. > 15 m.y.) close to present-day reservoir conditions.

The results of the petrographic and fluid inclusions studies of the Tarbert reservoir of the Jura and Forvie North fields permitted us to illustrate the significant role of fluid overpressure as a key controlling parameter of reservoir quality in the two studied fields. The earlier onset of overpressure build-up in Jura related to the early migration of hydrocarbons is believed to be responsible for the good preservation of porosity (low compactional porosity loss) in the reservoir. In contrast, the later timing of overpressure build-up in Forvie North did not permit to compensate effective stress, thus leading to a higher compactional porosity loss and poorer reservoir quality in the Tarbert reservoir.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was conducted as part of a PhD Thesis supported by CREGU and GeoRessources laboratory, Nancy, France, and by TOTAL, Pau, France. We are grateful to TOTAL for providing samples and access to the pre-existing data on the Q3 block. Special thanks are expressed to E. Laverret (CVA Engineering) who provides point counting data.

REFERENCES

- Aase, N.E., Bjørkum, P.A., Nadeau, P.H., 1996. The Effect of Grain-Coating Microquartz on Preservation of Reservoir Porosity. *AAPG Bulletin*, v. 80, n. 10, p. 1654–1673.
- Aplin, A.C., Warren, E.A., Grant, S.M., Robinson, A.G., 1993. Mechanisms of quartz cementation in North Sea reservoir sandstones: constraints from fluid compositions. In Horbury, A.D., Robinson, A.G. (eds), 1993, *Diagenesis and basin development*, AAPG studies in Geology n°36, pp. 7-22.
- Beard, D.C., Weyl, P.K. (1973). Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated Sand, *AAPG Bulletin*, v. 57, n. 2, p. 349-369.
- Bjørlikke, K., Nedkvitne, T., Ramm, M., Saigal, G.C., 1992. Diagenetic process in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: an overview. In: Haszeldine, R.S., Giles, R.S., Brown, M.R.. (eds.), 1992, *Geology of the Brent group*, Geological Society Special Publication, No. 61, pp. 289-327.
- Bjorlykke, K., Egeberg, P.K., 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG bulletin*, v. 77, n. 9, p. 1538-1548.

- Bjorlykke, K., Nedkvitne, T., Ramm, Mogens., Saigal, G.C., 1992. Diagenetic processes in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: an overview, Geological Society of London, Special Publications, 61, p. 263-287.
- Blanche, J.B., Whitaker, J.H., 1978. Diagenesis of part of the Brent Sand Formation (Middle Jurassic) of the Northern North Sea. *Journal of the Geological Society, London*, 135, 73-82.
- Bourdet, J., Pironon, J., Levresse, G., Tritlla, J., 2010. Petroleum accumulation and leakage in a deeply buried carbonate reservoir, Nispero field (Mexico). *Marine and petroleum geology*, 27, 126-142.
- Brown, S., Richard, P.C., Thomsen, A.R., 1987. Patterns in the deposition of Brent Group (Middle Jurassic) U.K. North Sea. In: Brooks, J., Glennie, K.W., eds., *Petroleum geology of North West Europe*, Graham & Trotman, 899-913.
- Carstens, H, Finstad, K.G., 1981. Geothermal gradients of the northern North Sea Basin 59-62°N. In: Illing, L.V., Hobsong, D. (eds), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, 152-61. Heyden& Son.
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., Coulibaly, Y., Banks, D.A., Guillocheau, F., 2012. A major late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, fluid chemistry, and related geodynamic context.
- Caumon, M.-C., Dubessy, J., Robert, P., Tarantola, A., accepted for publication, 2013. Fused silica capillary (FSCCs) as synthetic aqueous fluid inclusions to determine salinity by Raman spectroscopy.
- Coward, M.P., Dewey, J., Mange, M.A., Hempton, M., Holroyd, J., 2003. Tectonic evolution. (17-33) In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.), *The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern north sea*, Geological society of London.
- Dewers, T., Ortoleva, P., 1991, Influence of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution: *Geology*, v. 19, p. 1045–1048.
- Duan Z., Moller N., Greenberg J., Weare J.H., 1992. The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250°C and from 0 to 1600 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1451-1460.

- Duan Z., Mao S., 2006. A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 3369–3386.
- Ehrenberg, S.N. (1989). Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones, *AAPG Bulletin*, v. 73, p. 1274–1276.
- Ehrenberg, S.N. (1993). Preservation of Anomalously High Porosity in Deeply Buried Sandstones by Grain-Coating Chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf, *AAPG Bulletin*, v. 77, n. 7, p. 1260-1286.
- Eynon, G. (1981). Basin development and sedimentation in the Middle Jurassic of the Northern North Sea, *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*, Heyden and son, p. 196-204.
- Faulstich, F., Beumann, R., Pironon, J., Randi, A., accepted for publication 2013. Synthesis of fluid inclusion standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., and Worden, R.H., 2000, Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones, in Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 129–146.
- Floodpage, J., Pittion, J.-L., Biteau, J.-J., 2005. Q3 Petroleum Evaluation. Rapport interne TOTAL JF-JLP/CB-2005.99, 295pp..
- Gaupp, R., Okkerman, J.A., 2011. Diagenesis and reservoir quality of Rotliegend sandstones in the Northern Netherlands-A review. In *The Permian Rotliegend of the Netherlands* SEPM Special Publication, 98, 193-226.
- Giles, M.R., Stevenson, Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D., Samways, G.M., 1992. The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. In: Haszeldine, R.S., Giles, R.S., Brown, M.R. (eds.), 1992, *Geology of the Brent group*, Geological Society Special Publication, No. 61, pp. 289-327.

- Girard J.P., Munz I.A., Johansen H., Hill S., Canham A., 2001. Conditions and timing of quartz cementation in Brent reservoirs, Hild Field, North Sea: constraints from fluid inclusions and SIMS oxygen isotope microanalysis. *Chemical Geology* 176, 73-92.
- Glennie, K., Higham, J., Stemmerik, L., 2003. Permian. (212-258) In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.), *The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern north sea*, Geological society of London.
- Gluyas, J., Cade, C.A., 1997. Prediction of Porosity in Compacted Sands, in compacted sands, in J.A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch, eds., *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG 69*, p. 19-28.
- Gluyas, J.G., Robinson, A.G., Emery, D., Grant, S.M., Oxtoby, N.H., 1993. The link between petroleum emplacement and sandstone cementation, Geological Society, London, *Petroleum Geology*, v. 4, p. 1395-1402.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM short course 31.
- Grant, S.M., Oxtoby, N.H., 1992. The timing of quartz cementation in Mesozoic sandstones from haltenbanken offshore mid-Norway: fluid inclusion evidence. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 479-482.
- Guilhaumou, N., Cordon, S., Durand, C., 1998. P-T conditions of sandstones silicification from the Brent Group (Dunbar, North Sea). *European Journal of mineralogy*, 10, 355-366.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Firenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins*. SEPM Special Publication, 60, Tulsa, pp. 3-15.
- Haszeldine R.S., Samson, I.M., Cornford, C., 1984. Quartz diagenesis and convective fluid movements: Beatrice Oilfield, UK Northern North Sea. *Clay Minerals*, 19, 391-402.

- Heald, M.T., 1955, Stylolites in sandstones: *Journal of Geology*, v. 63, p. 101–114.
- Hogg, A.J.C., Pearson, M.J., Fallick, A.E., 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*, v. 10, pp. 531-546.
- Hogg, A.J.C., Sellier, E., Jourdan, I.J., 1992. Cathodoluminescence of quartz cements in Brent Group sandstones, Alwyn South, UK North Sea. In Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., Brown, S. (eds), 1992, *Geology of the Brent group*. Geological Society Special publication n°61, pp. 421-440.
- Jourdan, A., Thomas, M., Brevart, O., Robson, P., Sommer, F., Sullivan, M., 1987. Diagenesis as the control of the Brent sandstones reservoir properties in the Greater Alwyn Area (Rast Shetland Basin). In: Brooks, J. & Glennie, K.W. (eds) *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, London, 951-961.
- Justwan, H., Meisingset, I., Dahl, B., Isaksen, G.H., 2006. Geothermal history and petroleum generation in the Norwegian South Viking Graben revealed by pseudo-3D basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 23, p. 791–819
- Kubala, M., Bastow, M., Thomson, S., Scotchman, I., Oygard, K., 2003. Geothermal regime, petroleum generation and migration (289-315). In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.), *The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern north sea*, Geological society of London.
- Lønøy, A., Akselsen, J., Rønning, K., 1986. Duagenesis of a deeply buried sandstone reservoir: Hild Field, Northern North Sea. *Clay Minerlas*, 21, 497-511.
- McBride, E.F., 1989. Quartz cements in sandstones: a review. *Earth-science reviews*, v. 26, n. 2, p. 69-112.
- Mullis, A.M., Haszeldine, R.S., 1995. Numerical modelling of diagenetic quartz hydrogeology at a graben edge: Brent oilfields, North Sea. *Journal of petroleum geology*, v. 18, n. 4, p. 421-438.
- Munz, I.A., Wangen, M., Girard, J.-P., Lacharpagne, J.-C., Johansen, H., 2004. Pressure–temperature–time–composition (P–T –t–X) constraints of multiple petroleum charges in the Hild field, Norwegian North Sea. *Marine and petroleum geology*, 21, 1043-1060.

- Peng, D.Y., Robinson, D.B., 1976. A new two constant equation of state. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 15, 59–64.
- Pironon, J., 2004. Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica* 20 (6), 1333–1342.
- Pironon, J., Canals, M., Dubessy, J., Walgenwitz, F., Laplace-builhe, C., 1998. Volumetric reconstruction of individual oil inclusion by confocal scanning laser microscopy. *European Journal of Mineralogy* 10, 1143–1150.
- Pironon, J., Thiery, R., Ayt Ougougdal, M., Beaudoin, G., Walgenwitz, F., 2001. FT-IR measurements of petroleum fluid inclusions: methane, n-alkanes and carbon dioxide quantitative analysis. *Geofluids* 1, 2–10.
- Pironon, J., Bourdet, J., 2008. Petroleum and aqueous inclusions from deeply buried reservoirs: Experimental simulations and consequences for overpressure estimates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 4916–4928
- Pittman, E. D., Larese, R.E., Heald, M.T., 1992. Clay coats: Occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones, in D. W. Houseknecht and E. D. Pittman (eds.), *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones: SEPM Special Publication 47*, p. 241–255.
- Renard, F., Ortoleva, P., and Gratier, J.P., 1997, Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress: *Tectonophysics*, v. 280, p. 257–266.
- Robinson, A., Gluyas, J, 1992. Model calculations of loss of porosity as a result of compaction and quartz cementation. *Marine and petroleum geology*, v. 9, p. 319-323.
- Sibley, D.F., and Blatt, H., 1976, Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 881–896
- Teinturier, S., Pironon, J., Walgenwitz, F., 2002. Fluid inclusions and PVTX modelling: examples from the Garn Formation in well 6507/2-2, Haltenbanken, Mid-Norway. *Marine and petroleum geology*, v. 19, p. 755-765.
- Thiéry, R., Pironon, J., Walgenwitz, F., Montel, F., 2000. PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamic): a new modelling tool for the characterisation of hydrocarbon fluid inclusions from volumetric and microthermometric measurements. *Journal of Geochemical Exploration* 69–70, 701–704.

- Thiéry, R., Pironon, J., Walgenwitz, F., Montel, F., 2002. Individual characterization of petroleum inclusions (composition and P-T trapping conditions) by microthermometry and confocal scanning laser microscopy: inferences from applied thermodynamics of oils. *Marine and Petroleum Geology* 19, 847–859.
- Tissot, B. P., Welte, D.H., 1978. *Petroleum Formation and Occurrence*. 538 pp. Springer Verlag
- Tournier F., Pagel M., Portier E., Wazir I., Fiet N., 2010. Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of sedimentary Research*, 2010, v. 80, p. 1068-1084.
- Tseng, H.-I., Pottorf, R.J., 2002. Fluid inclusion constraints on petroleum PVT and compositional history of the Greater Alwyn—South Brent petroleum system, northern North sea. *Marine and petroleum geology*, 19, 797-809.
- Walderhaug, O., 1990. A Fluid Inclusion study of quartz-cemented sandstones from offshore mid-Norway—possible evidence for continued quartz cementation during oil emplacement, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, n. 2, p. 203-210.
- Walderhaug, O., 1996. Kinetic Modeling of Quartz Cementation and Porosity Loss in Deeply Buried Sandstone Reservoirs, *AAPG Bulletin*, v. 80, n. 5, p. 731-745.
- Walderhaug, O., 1994. Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modeling. *Journal of sedimentary research*, v. A64, n. 2, p. 324-333.
- Weyl, P.K., 1959, Pressure solution and the force of crystallisation—a phenomenological theory: *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 2001–2025.
- Williams, L.B., Hervig, R.L., Bjorlykke, K., 1997. New evidence for the origin of quartz cements in hydrocarbon reservoirs revealed by oxygen isotope microanalyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, n. 12, pp. 2529-2538.
- Worden, R.H., Morad, S. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In Worden, R.H., Morad, S. (eds), 2000, *Quartz cementation in sandstones*. International association of sedimentologist, special publication, 29, p.1-20.

Zhang, Y., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64, 335–350.

Ziegler, K., 2006, Clay minerals of the Permian Rotliegend Group in the North Sea and adjacent areas: *Clay Minerals*, v. 41, p. 355–393.

Conclusions de l'article 2 :

La comparaison détaillée des processus diagénétiques qui ont affecté le Tarbert dans les champs de Jura et Forvie North a montré que l'inhibition de la compaction par une compensation de la contrainte effective due à la surpression est le phénomène clef responsable de la préservation de la qualité réservoir. Intimement liée à la mise en place de la surpression fluide (associée à l'arrivée des hydrocarbures) cette compensation de la contrainte effective est d'autant plus importante que la mise en surpression fluide du réservoir est précoce. L'étude des inclusions fluides a permis de montrer une mise en place de la surpression fluide plus précoce dans le champ de Jura où elle démarre au Paléocène tandis qu'elle est datée du Miocène dans le champ de Forvie North. Une première génération d'huile lourde liée à un gradient thermique élevé lors du rifting jurassique supérieur est envisagée pour la première fois. Cet évènement brutal de courte durée pourrait ne pas avoir été perçu dans les modèles de bassin reposant sur la cinétique de maturation de la matière organique. L'impact de cet évènement sur la pétrophysique des réservoirs étudiés semble a priori faible. Néanmoins, une venue précoce d'hydrocarbures et un pic thermique peuvent modifier les états de surface des minéraux et impacter ainsi les processus diagénétiques postérieurs. Un tel effet reste toutefois à démontrer dans le cas présent.

Du fait de la variabilité des conditions initiales (minéralogie, porosité initiale) et finales (profondeur, température) des réservoirs de tous les champs étudiés, la comparaison diagénétique à l'échelle du bloc Q3 est plus difficile. Le modèle diagénétique ainsi élaboré au travers de l'article 2 sera extrapolé à l'échelle de la Northern North Sea, dans le but de mieux cerner les évolutions de porosité et de perméabilité nommée α et β (Figure 100).

5.3. Impact des conditions de dépôt sur la porosité

5.3.1. La porosité initiale

La première étape dans la compréhension des variations des réservoirs étudiés est la comparaison des porosités initiales. La mise en relation des porosités initiales calculées avec les porosités intergranulaires actuelles comptées (Figure 101A) permet de constater une corrélation grossière entre la porosité actuelle et la porosité initiale. D'une certaine manière, les faciès de dépôt les plus poreux initialement tendraient à être les réservoirs les plus poreux aujourd'hui, ce qui n'est pas surprenant. Cependant, pour une porosité initiale donnée (i.e. 36 %), l'importante variabilité des porosités actuelles, d'environ 13 % montre que d'autres paramètres sont à prendre en compte pour expliquer ces différences de porosité actuelle. De plus l'absence de tendances α et β , similaires à celles observées sur les Figure 100 et Figure 101B semble indiquer que la porosité initiale n'est pas le facteur de premier ordre régissant la variation de la qualité des réservoirs du bloc Q3 après enfouissement.

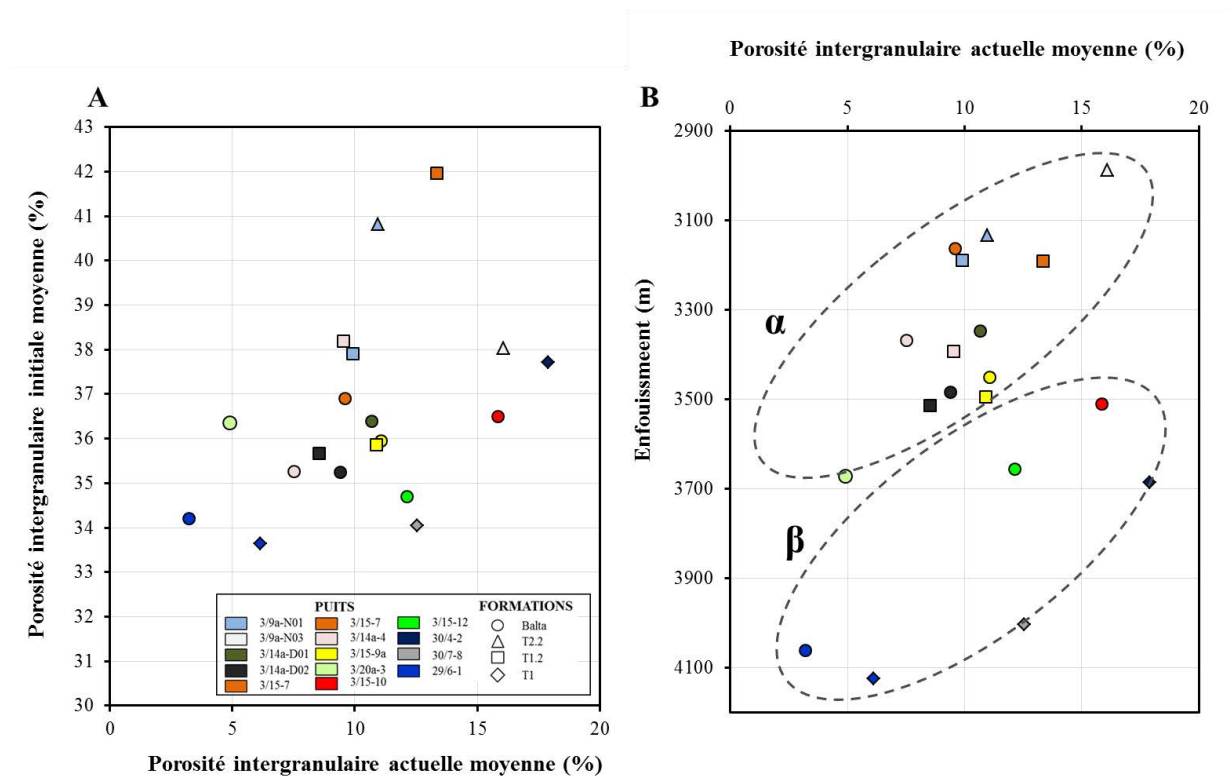


Figure 101: Diagramme représentant la porosité initiale (A) et la profondeur d'enfouissement (B) en fonction de la porosité intergranulaire actuelle moyenne des échantillons étudiés.

5.3.2. La minéralogie initiale

Du point de vue de la minéralogie initiale, les sables étudiés sont majoritairement subarkosiques à quartzarénitiques (Figure 102A). Seul le champ d'Alwyn (puits 3/9a-N01 & N03) présentait des compositions de sables arkosiques au moment du dépôt.

Les faibles différences constatées dans la minéralogie QFL initiale ne devraient pas impacter différemment les réservoirs avec l'enfouissement. Les formations les plus riches en quartz seront cependant plus sensibles aux développements des cimentations quartzzeuses tandis que les formations les plus riches en feldspath seront plus sensibles à la création de porosité secondaire (dissolution), et de précipitation de kaolinite, suivant les conditions de température et de pH des fluides circulant dans le réservoir.

La variabilité des teneurs en micas et argile matricielle au moment du dépôt devrait quant à elle avoir un impact plus important notamment en terme de compaction (Figure 102B). En effet, les sédiments possédant une proportion de grains ductiles importantes (comme les argiles et les débris de roches métamorphiques, pôle M) seront plus sensibles à la compaction mécanique (Worden *et al.*, 2000). Pour les mêmes conditions d'enfouissement, les formations présentant les plus fortes concentrations en micas devraient donc être plus compactées. Cependant, les sables présentant les plus forts taux de micas comme ceux retrouvés dans les réservoirs des champs de Jura ou d'Islay (micas = 8-9 %) font partie des sables dont la porosité est la mieux préservée. En première approximation, la proportion de grains ductiles ne semble pas être le facteur de premier ordre contrôlant la qualité réservoir. D'autres processus sont donc à l'origine des variations de porosités observées.

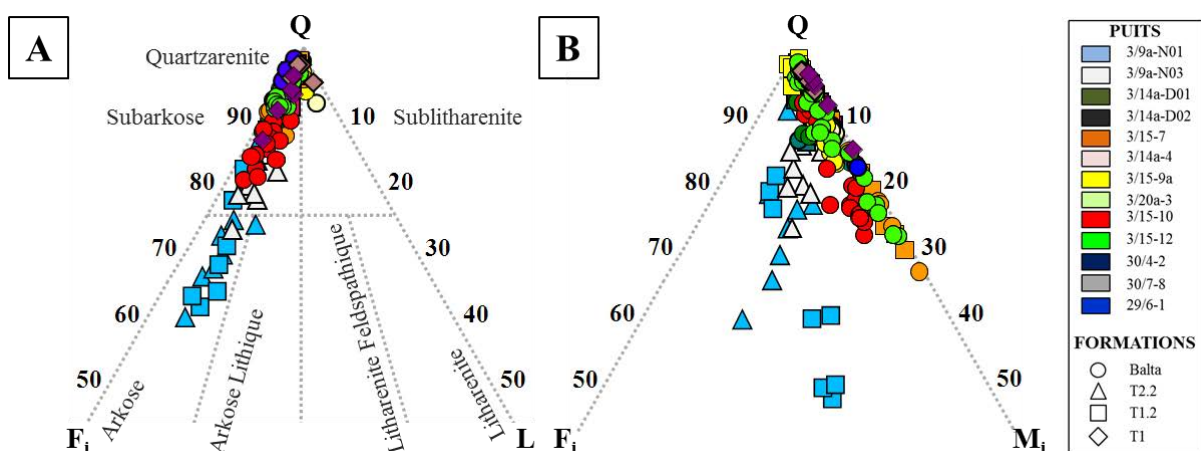


Figure 102: Synthèse des diagrammes QF_iL (A) et QF_iM_i (B) de tous les échantillons étudiés

5.4. Impact des ciments intergranulaires sur la porosité

Les cimentations intergranulaires les plus représentées dans les 7 champs étudiés sont principalement les ciments quartzeux et dans une moindre mesure, les ciments argileux de type kaolinite (K2) et illite.

5.4.1. Le ciment de quartz

La distribution du ciment de quartz est fortement liée à la profondeur (et donc à la température) actuelle des réservoirs (Figure 103). Sur un intervalle de 1,1 km, le taux de cimentation quartzeuse varie de 1 à 13 %. L'augmentation de la cimentation quartzeuse avec la profondeur est uniforme pour tous les champs. Le volume de ciment de quartz mesuré est assez similaire à celui documenté dans la base de données de Giles *et al.* (1992) où les sables transgressifs du Tarbert présentent des maxima de cimentation quartzeuse allant jusqu'à 10-12 % pour un enfouissement de 3500 m. Aucun lien évident n'est observable entre les réservoirs dont la porosité a été la mieux préservée (Jura : puits 3/15-10, Islay : puits 3/15-12, Hild : 30/7-8, appartenant à la tendance β sur la Figure 100) et une inhibition de la cimentation quartzeuse. Il convient cependant d'étudier plus particulièrement les trois processus majeurs les mieux documentés comme responsables de l'inhibition de la cimentation quartzeuse : 1) les coatings des grains de quartz (Heald & Larese, 1974 ; Wilson & Pittman, 1977 ; Pittman *et al.*, 1992 ; Ehrenberg, 1993), 2) le chargement en hydrocarbures (Dixon *et al.*, 1989 ; Emery *et al.*, 1993 ; Gluyas *et al.*, 1993), et 3) la surpression fluide (Scherer, 1987 ; Ramm & Bjorlykke, 1994 ; Wilson, 1994 ; Gluyas & Cade, 1997).

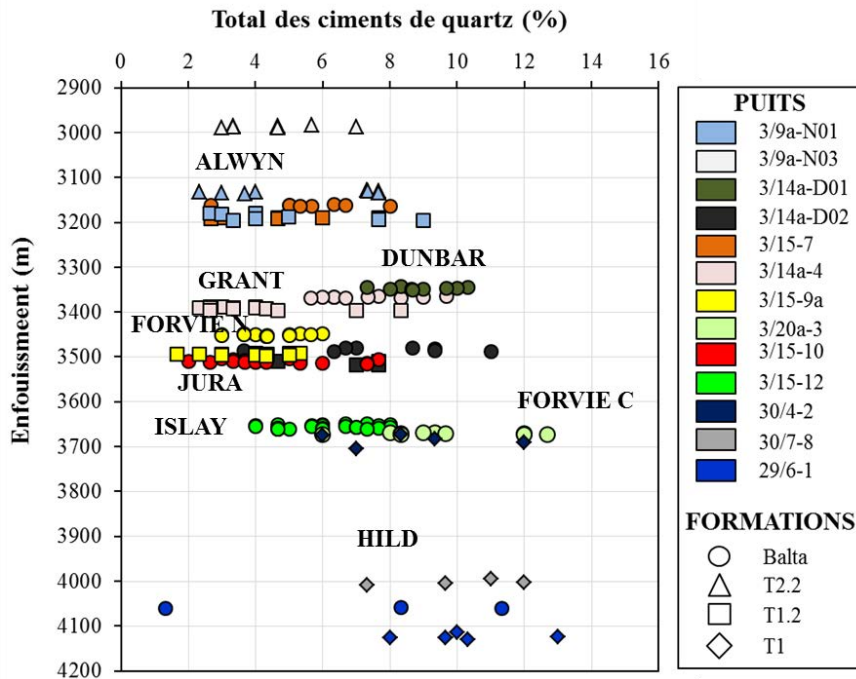


Figure 103: Ciments de quartz en fonction de l'enfouissement actuel des réservoirs dans les 13 puits étudiés. Note : l'échantillon du puits 29/6-1 présentant un très faible taux de ciment de quartz (~1 %) est particulier en ce qu'il est complètement cimenté par une calcite de blocage très précoce (pré-compactionnelle).

Influence de la minéralogie et du coating sur les ciments de quartz

La Figure 104 présente les principaux paramètres minéralogiques pouvant affecter la distribution des cimentations quartzzeuses. La taille, le tri et la quantité des grains de quartz ne montrent aucune relation avec la quantité des ciments quartzzeux (Figure 104A, B, C). De manière générale, les échantillons présentant les plus forts taux de coating (i.e. > 50 %) présentent les plus faibles taux de cimentation quartzzeuse (i.e. < 4 %) et inversement (Figure 104D). Cependant, une importante variabilité de l'impact du coating sur les ciments de quartz est observable dans les taux de recouvrement intermédiaire (entre 10 et 50 %). Cette variabilité peut être interprétée comme une variation de l'efficacité du coating suivant les paramètres tels que la continuité, l'épaisseur et la composition (Ehrenberg, 1993). L'absence de corrélation entre les réservoirs les mieux préservés et le taux de recouvrement des grains de quartz indique que la présence de coating (majoritairement entre 5 et 35 %) n'est pas le facteur clef responsable de la préservation de la qualité des réservoirs du bloc Q3.

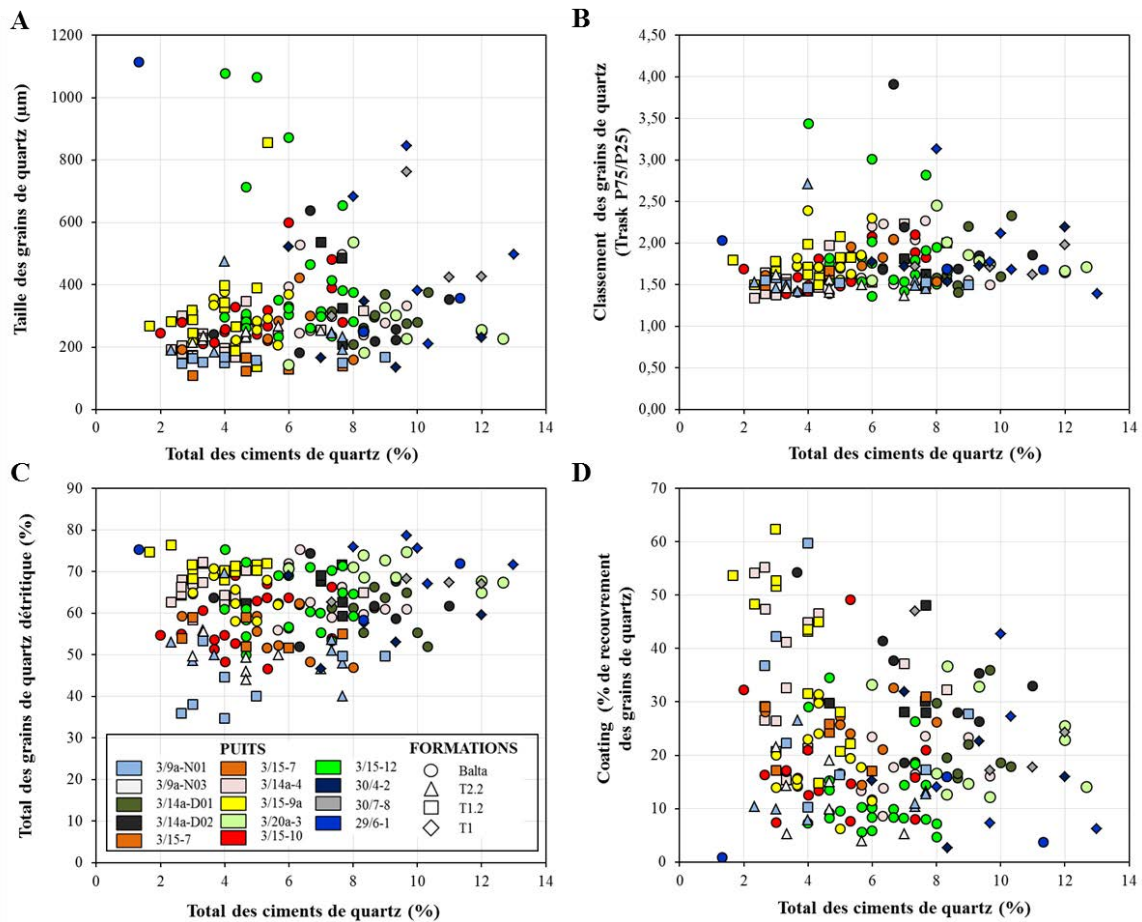


Figure 104: Influence de la taille (A), du tri (B), de la quantité (C), et du taux de recouvrement (D) des grains de quartz sur les ciments de quartz.

Influence du chargement en hydrocarbures et de la surpression fluide sur les ciments de quartz

L'étude des paléofluides hydrocarbonés et aqueux a permis de reconstruire les conditions P-V-T-X-t des premières arrivées d'hydrocarbures dans le réservoir. La Figure 105A met en relation le timing minimum d'arrivée des hydrocarbures avec les cimentations quartzzeuses. Malgré la charge précoce des hydrocarbures dans les réservoirs des champs de Hild, Islay et Jura entre 65 et 42 Ma (appartenant à la tendance β , c.f. Figure 100), aucune différence majeure des teneurs en ciments quartzzeux n'est observable comparé aux champs Alwyn, Dunbar, Grant, Forvie North et Central (tendance α , c.f. Figure 100) dont le timing d'arrivée des hydrocarbures est daté entre 42 et 15 Ma. Du fait des différences d'histoire d'enfouissement (et donc de timing d'entrée dans la fenêtre à quartz) et de profondeur actuelle des réservoirs, il est difficile d'établir rigoureusement l'impact du chargement en

hydrocarbures sur la croissance des ciments de quartz. La Figure 105B présente la relation entre les timings d'entrée dans la fenêtre à quartz et celui de l'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir en fonction de la teneur en ciment de quartz. La durée totale pendant laquelle le ciment de quartz a pu se développer en l'absence d'hydrocarbures est représentée par les zones grisées sur la Figure 105B et ne présente pas de lien direct avec la quantité des ciments quartzeux. Ces observations à l'échelle du bloc Q3 sont donc cohérentes avec les résultats de l'étude comparative des champs de Forvie North (3/15-9a) et Jura (3/15-10) où un taux de cimentation siliceuse relativement similaire (4-5 %) a été observé dans les deux réservoirs étudiés, malgré un timing de chargement en hydrocarbures plus précoce dans le champ de Jura (42 Ma) que dans Forvie North (> 15 Ma).

En outre, les résultats issus de l'article 2 ont montré que la mise en surpression précoce d'un réservoir (anté- ou syn-compaction) inhibe/ralentit la compaction par compensation de la contrainte effective avec l'enfouissement et permet donc la préservation du réservoir d'une compaction mécanique et chimique (pression-dissolution) avancée. Le taux de ciments de quartz similaire entre Jura et Forvie North malgré une compaction chimique bien plus avancée sur Forvie North (CoPL = 13,4 %) que sur Jura (CoPL = 17,8 %) semble indiquer une contribution mineure de la pression-dissolution pour la précipitation du quartz. Cette observation ne remet pas en cause le rôle de la surpression fluide dans l'inhibition de la compaction (Scherer, 1987 ; Tada et Siever, 1989 ; Ramm & Bjorlykke, 1994 ; Wilson 1994 ; Gluyas & Cade, 1997) mais plutôt l'importance de la pression-dissolution en tant que source majeure de silice pour les néoformations quartzieuses.

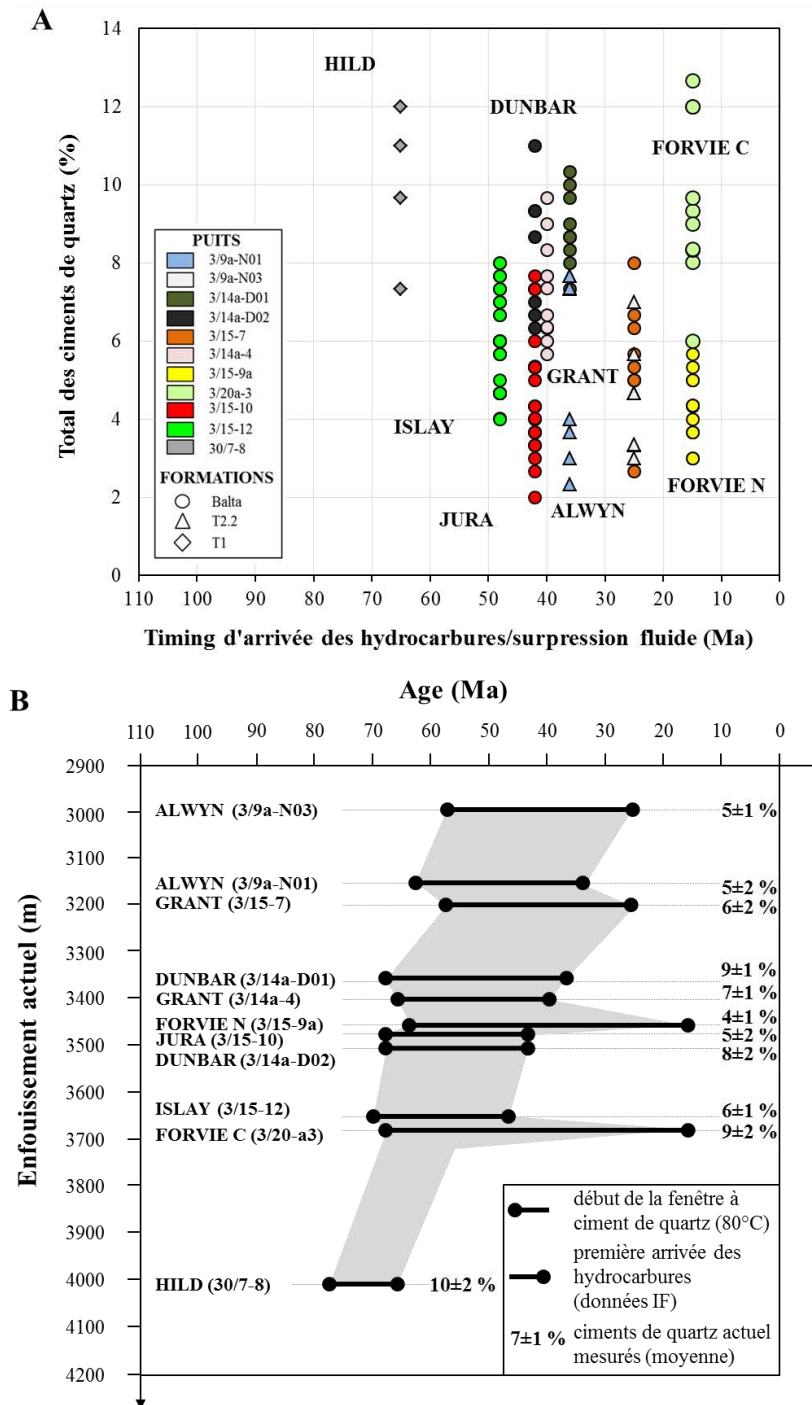


Figure 105: Relation entre le timing d'arrivée des hydrocarbures et les cimentations quartzzeuses. A) Total des ciments de quartz mesurés en fonction de l'âge d'arrivée des hydrocarbures (données inclusions fluides) ; B) Relation entre les ciments de quartz, l'entrée dans la fenêtre à quartz (données modèle de bassin), et l'arrivée des hydrocarbures (données inclusions fluides). La zone grisée correspond au temps pendant lequel les ciments de quartz se sont formés en l'absence d'huile.

5.4.2. Les cimentations argileuses intergranulaires (kaolinite et illite)

La cimentation de kaolinite (K2) est le deuxième ciment intergranulaire le plus représenté dans les échantillons étudiés. Malgré une importante variabilité, une légère diminution de la quantité de kaolinite est identifiable avec l'enfouissement (Figure 106A), probablement liée à l'augmentation du champ de stabilité de l'illite avec la température (Sass *et al.*, 1987). L'augmentation de la quantité totale de ciments d'illite est identifiable sur les données obtenues (Figure 106C) mise à part le champ de Hild (30/4-2, 30/7-8, 29/6-1) qui présente de très faibles quantités d'illite à une profondeur de 4000 m. La déstabilisation des micas ou des feldspaths potassiques est souvent identifiée comme source de potassium nécessaire à la précipitation des illites (Worden & Burely, 2003). Les quartzarenites du champ de Hild présentent les plus faibles taux de feldspaths potassiques et de micas au moment du dépôt, ce qui s'accorde avec une plus faible proportion de ciment illitique dans ces échantillons. La bonne corrélation entre le total de la dissolution secondaire issue des feldspaths potassiques (Figure 106B) et le taux de précipitation de la kaolinite K2 (Figure 106A) semble indiquer que la dissolution des feldspaths potassiques est le processus principal responsable de la précipitation de kaolinite (Bjørlykke, 1992). La kaolinite étant microporeuse, la variation du taux de cimentation intergranulaire de type K2, n'impacte pas la porosité total des échantillons (Figure 106D).

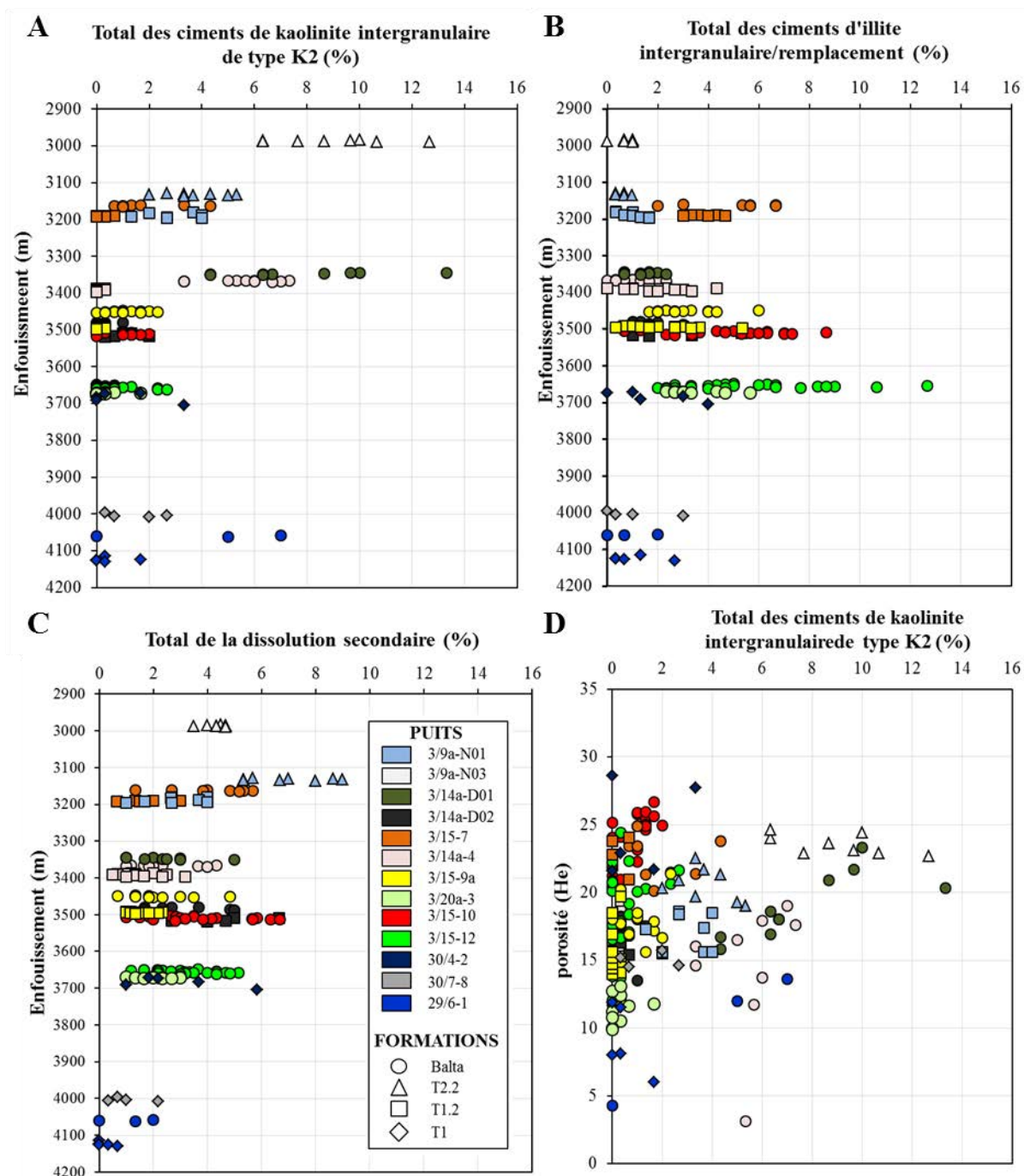


Figure 106: Evolution des néoformations argileuses intergranulaires de type kaolinite (A), des précipitations d'illite en remplissage de pores intergranulaires et en remplacement de grains/ciments (B), et de la dissolution secondaire (C) avec l'enfouissement. Relation entre la porosité totale (He) et les ciments de kaolinite (D).

Cette approche comparative des principaux processus diagenétiques à l'échelle du bloc Q3 est cohérente avec les observations réalisées sur la comparaison détaillée des champs de Jura et Forvie North. Ainsi, les paramètres minéralogiques initiaux ainsi que les cimentations

d'enfouissement ne sont pas les paramètres majeurs responsables des évolutions α et β de la qualité des réservoirs étudiés. En outre l'étude régionale des cimentations quartzieuses des réservoirs du Tarbert suggère qu'il n'y a pas de relation marquée entre le coating, la charge précoce en hydrocarbures ou encore la surpression fluide, avec l'inhibition de la cimentation quartzieuse. D'un point de vue plus général, l'hypothèse initiale selon laquelle la préservation de la qualité des réservoirs très enfouis est principalement liée à une inhibition de la cimentation siliceuse n'est pas applicable dans notre cas d'étude. Ces résultats laissent donc à penser que la préservation de la porosité est principalement liée à une inhibition de la compaction par compensation de la contrainte effective avec le développement de la surpression durant l'enfouissement. Dès lors, il convient d'étudier en détail l'origine et le timing de mise en place des surpressions fluides à l'échelle du bloc Q3.

5.5. Impact des circulations fluides sur les régimes de pression

Le processus le plus documenté responsable de l'inhibition de la compaction est la compensation de la contrainte effective par la mise en place de surpressions fluides (Scherer, 1987 ; Ramm & Bjorlykke, 1994 ; Wilson, 1994 ; Gluyas & Cade, 1997).

L'étude des inclusions fluides a permis de reconstituer les âges minimum d'arrivée des hydrocarbures et d'estimer les timings de mise en place des surpressions fluides dans le réservoir étudié. La Figure 107 synthétise les reconstructions des évolutions de pressions dans les réservoirs étudiés au cours de l'enfouissement. Les réservoirs du T2.2 et du Balta des champs d'Alwyn et de Dunbar présentent des évolutions de pression similaires. Elles se traduisent par une évolution hydrostatique jusqu'à environ 2,3-2,5 km d'enfouissement puis une montée en surpression fluide (d'environ 40 bar) est enregistrée avec l'arrivée d'huile lourde à légère entre 45 et 25 Ma (Figure 107A). L'évolution des pressions du champ de Grant est également similaire avec une arrivée d'huile lourde entre 40 et 25 Ma (Figure 107B) dans des conditions très proches du régime hydrostatique.

L'absence d'inclusions hydrocarbonées de type huile légère ou gaz à condensat proche des compositions actuelles du réservoir du Balta des champs de Forvie North et Central suggère une arrivée subactuelle des gaz à condensat associée à une mise en place d'une surpression fluide très tardive aux alentours de 3,1-3,3 km d'enfouissement (Figure 107C). Néanmoins, les inclusions *For-C*, observées dans le puits 3/20a-3 pourraient être associées à une migration très précoce (~150 Ma) similaire aux inclusions de type *Jur-C*, décrite dans l'article 2. Ces

inclusions *For-C* sont caractéristiques d'un piégeage d'une huile lourde en régime hydrostatique et n'ont donc aucun impact sur la montée en surpression fluide du réservoir (Figure 107C). L'âge du chargement en gaz à condensat a été arbitrairement estimé supérieur à 15 Ma en comparaison avec celui enregistré dans les champs pétroliers voisins de même profondeur (i.e. Jura et Islay).

Enfin, les champs les plus proches du Viking Graben, présentent les histoires de chargement en hydrocarbures les plus complexes. En considérant les inclusions *Jur-C* comme formées lors de l'enfouissement du réservoir (cf. article 2 pour les différentes hypothèses) de même que les inclusions *Isl-C* et *Hil-C*, les premières arrivées d'huiles lourdes en régime hydrostatique sont datées du Jurassique supérieur (150 Ma) correspondant à un enfouissement du réservoir d'environ 1900 m. De façon similaire aux inclusions *For-C*, cette arrivée d'huile précoce n'a aucun impact direct sur la surpression fluide dans le réservoir. Le chargement du réservoir en huiles légères (inclusions *Jur-B*, *Isl-B* et *Hil-B*) est daté entre 65 et 42 Ma, soit entre 2,1 et 2,3 km d'enfouissement (Figure 107D). Ce chargement en huile légère est à l'origine de la montée en pression du réservoir la plus précoce parmi les champs étudiés, avec une surpression fluide d'environ 100 bar. Enfin une arrivée de gaz à condensat, légèrement moins mature que ceux actuellement présent dans le réservoir, est enregistrée entre 35 et 15 Ma associée à une augmentation de la surpression fluide au sein du réservoir pouvant atteindre 200 bar.

L'ensemble de ces observations met donc en évidence trois épisodes principaux de développement de la surpression fluide dans les réservoirs étudiés (Figure 107) :

- Jura, Islay, Hild (Figure 107D): forte surpression fluide d'environ 80-100 bar à partir de 65 Ma. Le chargement en gaz dans cette même période s'accompagne d'une plus forte surpression fluide du réservoir (180-200 bar)
- Alwyn, Dunbar, Grant (Figure 107A, B): faible surpression fluide d'environ 30-40 bar à partir de 45 Ma.
- Forvie North et Central (Figure 107C): surpression fluide à partir de 15 Ma environ.

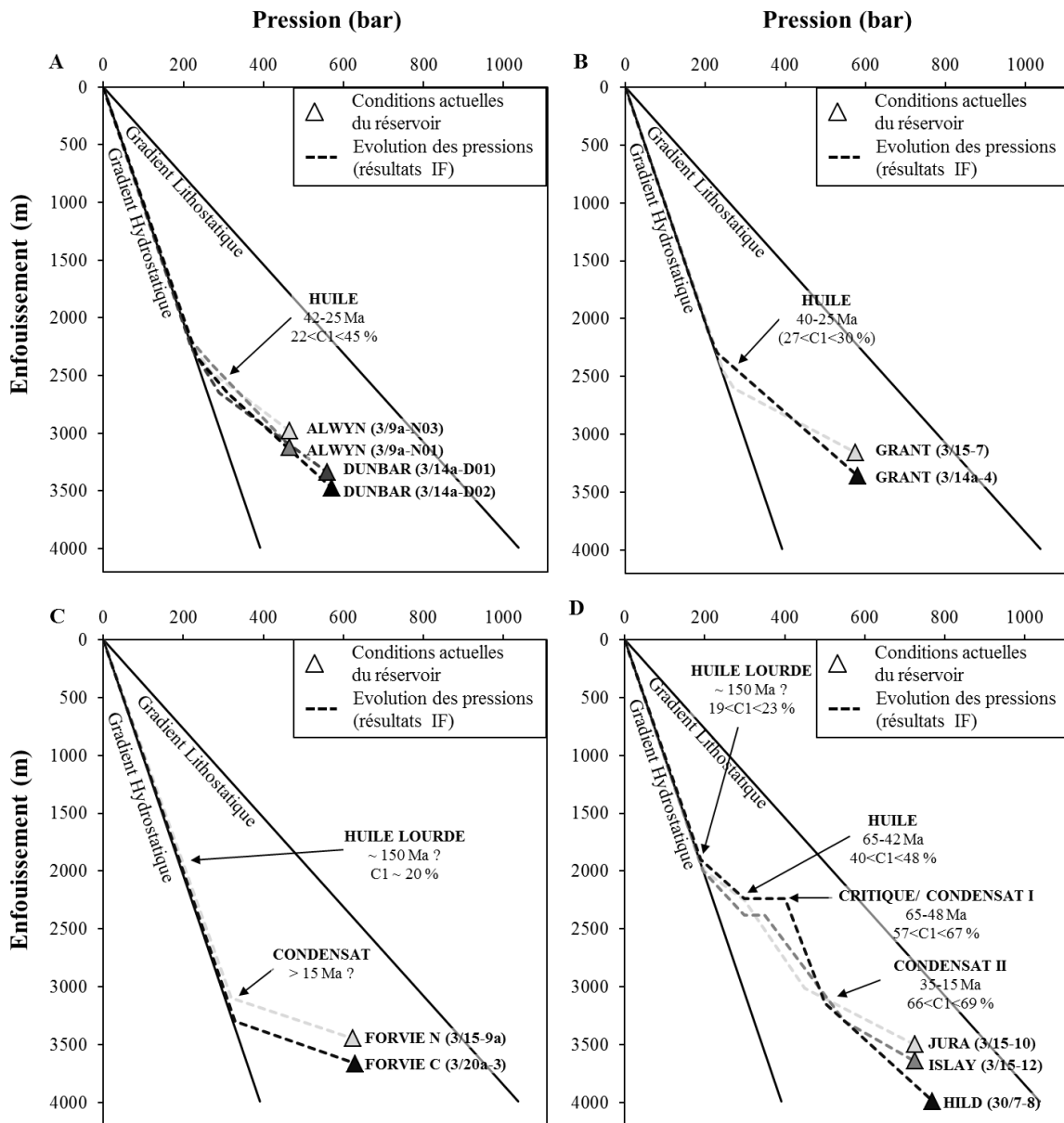


Figure 107: Reconstitution des évolutions de pression avec l'enfouissement des réservoirs étudiés. A) Alwyn (T2.2) et Dunbar (Balta); B) Grant (Balta); C) Forvie N et C (Balta); D) Jura (Balta), Islay (Balta) et Hild (T1). Les densités utilisées pour les gradients hydrostatiques et lithostatiques sont respectivement de 1 g.cm^{-3} et $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$. Les évolutions de pression, les timings minimum d'arrivée des hydrocarbures et leurs compositions sont issus des résultats IF.

La transition entre la compaction mécanique et chimique est généralement documentée entre 2,5 et 3 km d'enfouissement (Paxton *et al.*, 2002). La mise en place des surpressions fluides précédant la transition entre la compaction mécanique et chimique permettrait donc de compenser plus efficacement l'effet de la contrainte effective préservant ainsi la qualité réservoir. Ainsi, les surpressions fluides les plus précoces et les plus fortes enregistrées dans

les champs de Jura, Islay, Hild seraient à l'origine d'une meilleure préservation de la porosité. Les surpressions les plus tardives dans les champs de Forvie North et Central seraient quant à elles à l'origine d'une très faible inhibition de la compaction et donc des processus de dégradation mécanique et chimique de la qualité réservoirs. Enfin, les faibles surpressions fluides relativement précoces, enregistrées dans les champs d'Alwyn, Dunbar et Grant auraient quant à elles un effet inhibiteur de la compaction relativement faible compte tenu de leur faible amplitude.

Les différences de profondeurs actuelles des réservoirs étudiés ne nous permettent pas de comparer rigoureusement tous les champs étudiés. Cependant, l'étude du calendrier des événements de charges des réservoirs à l'échelle régionale semble être cohérente avec les interprétations réalisées lors de l'étude diagénétique des champs de Jura et Forvie North. Les champs présentant la meilleure préservation de la qualité réservoir, Jura, Islay et Hild (tendance β , Figure 101B) sont en effet ceux affectés les plus précocément et plus intensément par les surpressions fluides liées à la mise en place des hydrocarbures. Au contraire, les champs présentant les plus mauvaises préservations de la qualité réservoir dans la tendance α sont ceux chargés en hydrocarbures les plus tardivement et dont les surpressions fluides se mettent en place le plus tardivement (Forvie North et Central).

5.6. Origines des hydrocarbures à l'échelle du bloc Q3

L'interprétation proposée ci-dessus lie le développement de surpressions fluides à la migration des hydrocarbures, elle-même fortement dépendante de l'évolution des zones de maturation de la matière organique (kitchens) alimentant les champs pétroliers du bloc Q3. Dans la littérature, les kitchens les plus souvent citées sont l'East Shetland Basin et le Viking Graben (cf. chapitre II). D'après Floodpage (2005), les champs d'Alwyn, Dunbar et Grant seraient alimentés en huile par les argiles organiques (Kimmeridge clays et Heather) de l'East Shetland Basin, tandis que les champs de Jura, Forvie N & C, Islay et Hild seraient alimentés en huile et en gaz par les argiles organique du Viking Graben et les charbons intra-Brent.

La compilation des données d'inclusions hydrocarbonées permet d'observer trois ensembles de fluides décrits ci-après :

- Le premier ensemble, appelé A (Figure 108) est composé d'inclusions homogénéisant en phase vapeur ou critique observées dans les champs de Jura, Islay et Hild. Les forts

volumes de la fraction vapeur à 25°C, entre 20 et 50% sont caractéristiques d'huile critique et des gaz à condensat.

- Le deuxième ensemble, appelé B, est composé d'inclusions, homogénéisant en phase liquide, présentes dans tous les champs étudiés excepté Forvie North et Central. Les volumes de la fraction vapeur à 25°C, entre 5 et 15 % sont caractéristiques d'huiles lourdes à légères.
- Le troisième ensemble, appelé C, est composé d'inclusions observées dans les champs de Jura, Islay, Hild et Forvie Central. Ces inclusions sont caractérisées par une fraction vapeurs de faible volume (< 4 %), typique des huiles extra-lourdes. Ces inclusions particulières ont fait l'objet d'une discussion dans l'article 2 et sont probablement caractéristiques d'un évènement chaud et basse pression, pouvant être lié à des anomalies thermiques d'âge jurassique supérieur liée à l'ouverture Nord-Atlantique (Coward *et al.*, 2003; Gaupp and Okkerman, 2011; Cathelineau *et al.*, 2012).

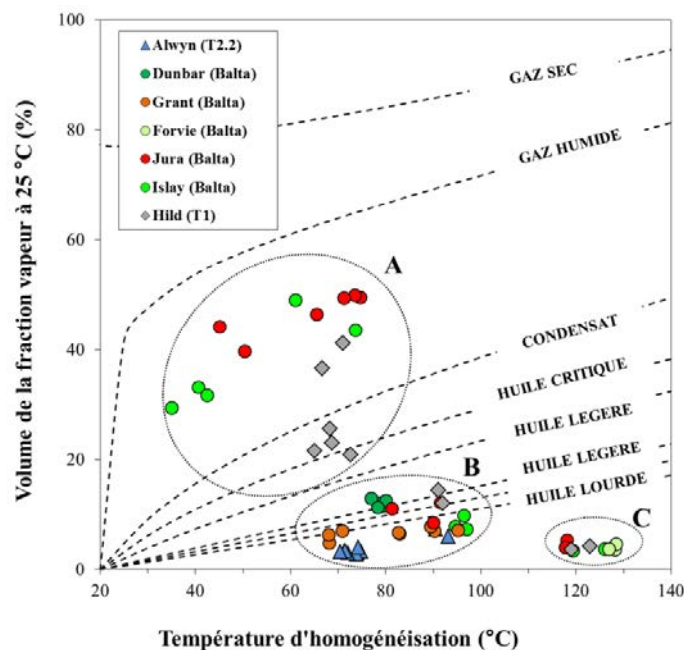


Figure 108: Compilation des données inclusions hydrocarbonées mesurées dans les réservoirs étudiés du bloc Q3.

Les champs les plus à l'Est de notre zone d'étude sont les plus proches du Viking Graben (dans lequel les argiles organiques ont atteint la fenêtre à gaz) et présentent une évolution de la composition des hydrocarbures piégés dans les inclusions depuis une huile lourdes jusqu'au gaz à condensat (Figure 108). Ceci traduit probablement l'enregistrement des différents stades

d'évolution des roches mères au cours de leur enfouissement et maturation. Seuls les champs les plus proches du Viking Graben ont enregistré cette évolution. La possibilité d'avoir enregistré une séparation des phases liquides et gaz pendant la migration verticale est considéré comme volumétriquement négligeable (Tseng & Pottorf, 2002). L'alimentation en huiles des champs de Jura, Islay et Hild depuis le Viking Graben serait attribuée aux argiles organiques des formations Kimmeridge clay et Heather (Floodpage, 2005) à partir de 75-70 Ma avec un pic de génération vers 65-55 Ma (Goff, 1983). L'alimentation en gaz est attribuée à la fois aux argiles organiques du Jurassique supérieur et aux charbons intra-Brent. L'âge d'expulsion du gaz est autour de 40-20 Ma avec un pic de génération autour de 14 Ma (Goff, 1983).

Les champs les plus à l'Ouest, proche de la kitchen de l'East Shetland (Alwyn, Dunbar, Grant) présentent une histoire de migration plus simple avec une arrivée en huile datée de 42-25 Ma. De la même façon, l'évolution de la composition des huiles lourdes à légères semble traduire l'évolution de la maturité des roches mères. D'après le modèle de bassin réalisé par Total (Floodpage *et al.*, 2005) et les données issues de la littérature (Goff, 1983), le seuil d'expulsion des hydrocarbures depuis la kitchen de l'East Shetland est daté du Crétacé supérieur autour de 65-60 Ma avec un pic de génération estimé à 40 Ma.

Les champs les plus au Sud, proche de la partie Sud de l'East Shetland (Forvie North et Central) n'ont pas enregistré de migration d'hydrocarbures dans les ciments de quartz. Seule la présence d'inclusions appartenant au groupe C (Figure 108) est notable. Jusqu'à maintenant les modèles de bassin du bloc Q3 (Floodpage, 2005) considéraient que ces champs étaient alimentés à partir de la kitchen du Viking Graben à l'Est. L'absence d'inclusions hydrocarbonées de type huile légère ou gaz à condensat, similaires aux champs de Jura, Islay ou encore Hild remet en question ce chemin de migration. L'origine du chargement en hydrocarbure interprété comme très tardif (> 15 Ma) dans les réservoirs des champs de Forvie peut en effet s'expliquer de deux manières : 1) une distance de migration plus longue depuis le Viking Graben ; 2) une génération d'hydrocarbures provenant d'une troisième kitchen. Etant donné la proximité géographique des champs de Forvie avec ceux de Jura ou de Hild, il est difficile d'envisager un retard de 50 Ma entre l'arrivée des hydrocarbures dans le champ de Hild comparé à celui de Forvie, depuis le Viking Graben. En outre, les données isotopiques ¹³C des gaz à condensats présents actuellement dans le réservoir de Forvie Central, indiquent une provenance de l'East Shetland Basin (Noyau, 2005). La partie Est de l'East Shetland alimentant les champs d'Alwyn, de Dunbar et de Grant n'ayant pas encore atteint

actuellement la fenêtre d'expulsion à gaz, il est impossible d'attribuer l'origine des gaz à condensats de Forvie à cette kitchen. La partie Sud de l'East Shetland, plus enfouie, est susceptible d'avoir générée du gaz au cours de son enfouissement (Noyau, 2005). Le timing d'expulsion d'hydrocarbures de cette kitchen est cependant, à l'heure actuelle, inconnue ; les simulations de générations d'hydrocarbures du bloc Q3 ne prenant en compte que la partie ouest de l'East Shetland Basin et le Viking Graben. Néanmoins, la distance significative (i.e. > 20 km) entre cette kitchen et les champs de Forvie North et Central serait cohérente avec une arrivée très tardive de gaz à condensat dans le réservoir des champs concernés.

5.7. Modèle géologique régional

L'ensemble des interprétations présentées ci-dessus conduit à l'identification de trois chemins de migration distincts, alimentant les réservoirs du bloc Q3, à l'origine de trois timings distincts de mise en place des surpressions fluides pouvant rendre compte des variations de porosité α et β :

- 1) La kitchen du Viking Graben alimente les champs de Hild, Jura et Islay en huiles légères et en gaz à condensat (Figure 109A). La mise en place d'une forte surpression fluide (80-100 bar) et précoce (65-42 Ma) associée à la migration d'huile légère (Figure 109B) dans le réservoir est à l'origine d'une inhibition efficace de la compaction conduisant à l'excellente préservation des propriétés Φ -k (respectivement de 15-24% et de 290 mD à 2 D) des réservoirs dans ces champs à une profondeur d'enfouissement actuelle de 3,5-4,0 km. Cette migration d'huiles légères est suivie par le chargement du réservoir par des gaz à condensat autour de 35-15 Ma associée à des surpressions fluides de l'ordre de 200 bar. D'après les âges d'expulsion d'hydrocarbures depuis la roche mère (Floodpage, 2005), on peut estimer un temps de migration d'environ 10 Ma entre la roche mère et le réservoir (Figure 109C).
- 2) La kitchen de l'East Shetland (partie Est) alimente les champs d'Alwyn, Dunbar, et Grant en huile lourdes à légères (Figure 109A). La mise en place d'huile lourde à légère datée de 42-25 Ma (Figure 109B) est associée à une faible surpression fluide (30-40 bar). Cette dernière a permis d'inhiber la compaction liée à l'enfouissement et de préserver une qualité réservoir appreciable ($\Phi = 15-23$ %; $k = 50-534$ mD). La durée de la migration secondaire est estimée à 15 Ma d'après l'âge minimum d'expulsion des hydrocarbures issu des travaux de Floodpage (2005) (Figure 109C). Il

est important de noter que malgré une profondeur moins importante (3,0-3,5 km), les réservoirs des champs de la zone 2 (Alwyn, Dunbar, Grant) présentent des porosités qui ne sont pas plus élevées que celles des champs de la zone 1 (Jura, Islay, Hild). Ceci est directement lié à un timing plus tardif et à une moindre intensité de la surpression fluide dans les réservoirs de la zone 2.

- 3) La kitchen de l'East Shetland (partie Sud) alimente quant à elle les champs de Forvie Central et North (Figure 109A). Ce nouveau scénario est conforté à la fois par les résultats d'inclusions fluides issus de la thèse et par les données isotopiques réalisées par l'équipe FGO de Total (Noyau, 2005). Du fait de l'absence d'inclusions hydrocarbonées, la mise en place de la surpression fluide est supposée tardive (>15 Ma), et n'a donc pas permis d'inhiber efficacement la compaction (Figure 109B). Les réservoirs des champs de Forvie North et Central présentent ainsi les propriétés pétrophysiques les moins bonnes de tous les champs étudiés ($\Phi = 11-15\%$; $k = 3-690$ mD) pour une profondeur actuelle de 3,5-3,6 km. En prenant un âge d'expulsion des hydrocarbures similaire entre les kitchens de l'Ouest et du Sud de l'East Shetland, la durée de la migration secondaire est estimée à 50 Ma (Figure 109C), corroborée par l'hypothèse d'une distance de migration supérieure à 20 km entre la partie Sud de l'East Shetland et les champs de Forvie.

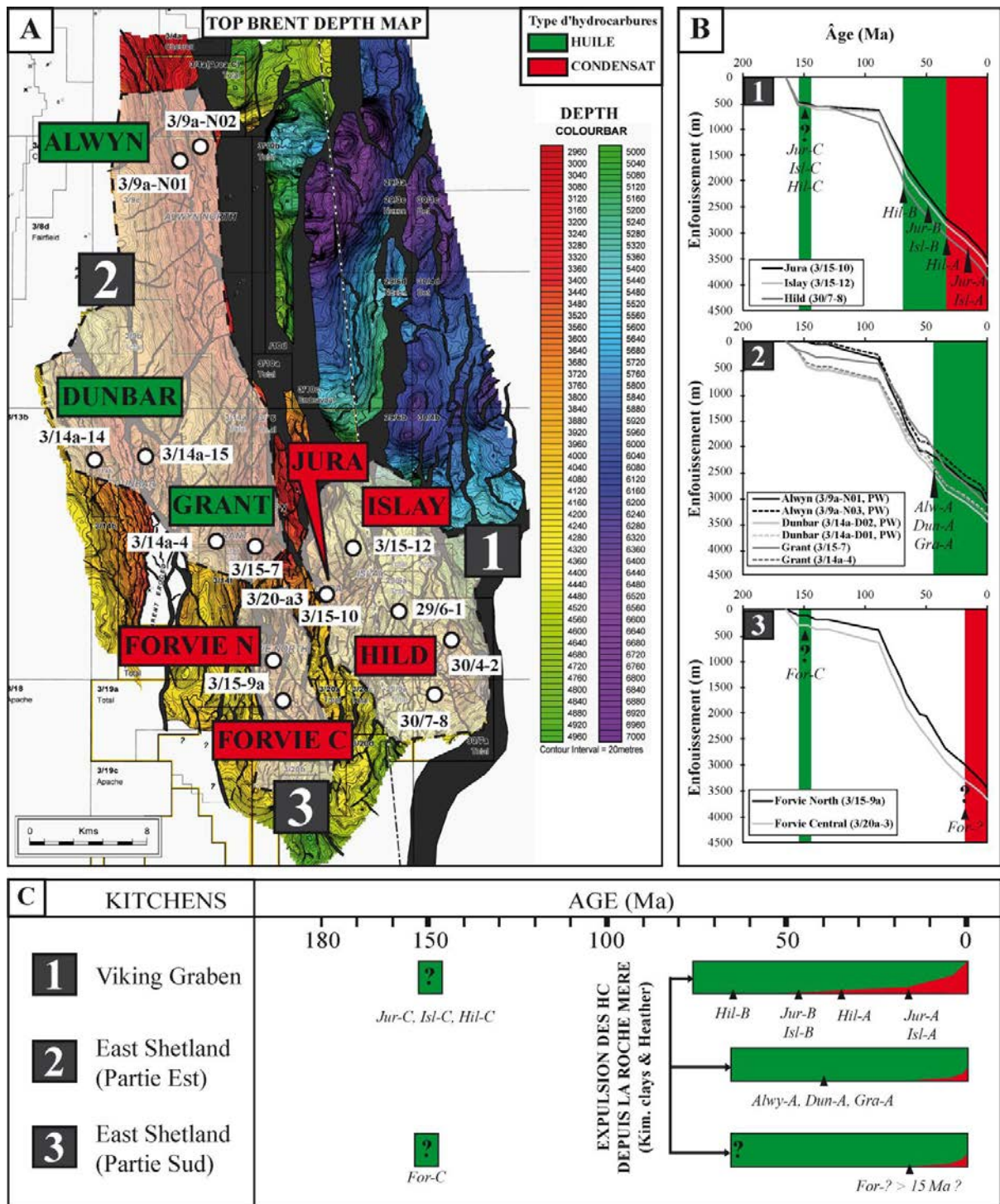


Figure 109: Schéma régional des migrations d'hydrocarbures dans le bloc Q3. A) Carte du top Brent illustrant les différentes kitchens alimentant les champs du bloc Q3. B) Âge d'arrivée dans le réservoir des huiles (vert) et gaz (rouge) à partir des données inclusions fluides. C) Compilation des données d'expulsion des hydrocarbures d'après les modèles de bassin (Floodpage *et al.*, 2005) avec les timing de remplissage du réservoir d'après les données inclusions fluides. Les triangles noirs représentent le timing d'arrivée des hydrocarbures dans le réservoir estimé à partir des différents types d'inclusions fluides.

CONCLUSIONS GENERALES

Conclusions générales

L'intégration des approches analytiques basées sur la pétrographie quantitative, les inclusions fluides ainsi que les modélisations diagénétiques et de bassin ont permis de comprendre les processus régissant le contrôle de la qualité des réservoirs silicoclastiques du bloc Q3 dans la Northern North Sea. Les résultats obtenus sur les 8 champs pétroliers étudiés m'ont permis d'élaborer un modèle géologique régional prenant en compte les différents processus diagénétiques et leur relation avec l'histoire de migration des fluides ayant circulé dans le réservoir du Brent au cours de son enfouissement. En outre, les travaux expérimentaux basés sur la chimie capillaire et la spectrométrie Raman m'ont permis d'apporter des éclairages nouveaux pour la compréhension et l'interprétation des inclusions aqueuses.

Apport des travaux expérimentaux et analytiques pour l'interprétation des inclusions aqueuses

L'étude expérimentale de la dégradation thermique des acides acétique et formique en milieu confiné (en présence de magnétite, avec ou sans P_{H_2}) *via* la technique de la chimie capillaire a permis d'analyser la modification chimique post-piégeage des inclusions aqueuses. Les expériences sans P_{H_2} ont permis d'observer :

- 1) la décarboxylation complète de l'acide formique après un temps de chauffe de 5 h à 250°C produisant du CO_2 , du CO et de l' H_2 .
- 2) La décarboxylation partielle de l'acide acétique après un temps de chauffe de 32 h à 250°C produisant du CO_2 et du CH_4 .

Les expériences réalisées sous P_{H_2} n'ont pas permis de catalyser la réduction du CO_2 en CH_4 dans le cas de l'acide formique. Les deux explications invoquées sont la durée relativement courte des expériences et/ou l'inversion du sens de la réaction de réduction (principe de Le Chatelier). Ces résultats vont à l'encontre du principe communément admis du « système clos à chimie constante » que représentent les inclusions aqueuses, pouvant induire des erreurs dans l'interprétation thermodynamique de ces inclusions. Ainsi, la génération de méthane « en excès » (par rapport à la concentration initiale au moment du piégeage de l'inclusion) dans les inclusions aqueuses à partir de la décarboxylation de l'acide acétique peut impacter significativement les reconstructions thermobarométriques sous certaines

conditions : 1) l'eau de formation piégée doit être riche en acide acétique (i.e. > 1000 ppm) ; 2) le piégeage des inclusions aqueuses doit avoir eu lieu à une température inférieure à 80°C, seuil au-delà duquel les acides organiques commencent à se dégrader significativement ; 3) l'enfouissement du réservoir doit se poursuivre jusqu'à des températures élevées, approchant ou dépassant 160°C, température à partir de laquelle les acides organiques sont largement ou totalement dégradés ; 4) la présence de CO₂, dans des concentrations équivalentes à celles du CH₄ dans les inclusions aqueuses témoignent de la décarboxylation de l'acide acétique. La vérification de ces quatre conditions se révèle donc indispensable afin d'identifier la possibilité d'une contamination organique sur les concentrations en méthane mesurées dans les inclusions aqueuses.

Dans les réservoirs du Tarbert du bloc Q3, la majorité des inclusions aqueuses étudiées présente un comportement métastable lors de la mesure des températures de fusion avec des températures de réapparition de bulle oscillant entre -2°C et + 4°C. Cette stabilité de la glace à des températures supérieures à 0,0°C (appelée « superheated ice ») est attribuée à des pressions négatives au sein de l'inclusion suite à la disparition de la phase vapeur lors du refroidissement de l'inclusion. Ces températures ne pouvant en aucun cas être associées au T_f , les salinités des fluides aqueux ont été mesurées à de la spectrométrie Raman. Afin de pallier les problèmes de biréfringence et de polarisation, le développement des mesures Raman à l'extinction minérale du quartz hôte a été mis en avant.

Apport de la pétrographie quantitative et des modélisations de la diagenèse, pour l'identification des paramètres clefs responsables de la variabilité de qualité des réservoirs du bloc Q3

L'étude pétrographique quantitative des formations du Balta et du Tarbert a permis de caractériser une minéralogie initiale de type subarkosique à quartzarénitique avec des porosités initiales variant entre 34 et 42 % dans les 8 champs étudiés. Ces variations de conditions initiales ne permettent pas d'expliquer la variabilité actuelle des propriétés pétrophysiques des réservoirs et ne constituent donc pas le paramètre de premier ordre régissant la qualité des réservoirs du bloc Q3. En dépit de quelques ciments accessoires, la diagenèse du Tarbert (Balta, T2.2, T1.2, T1) présente une paragenèse similaire dans les 8 champs étudiés, dominée par les ciments de quartz, de deux générations de kaolinite (K1, associée à la déstabilisation des micas et K2, associée à la dissolution des feldspaths potassiques), et de précipitation d'illite. L'approche comparative des ciments d'enfouissement

n'a pas permis de rendre compte, de manière simple, des différentes évolutions α et β de la qualité réservoirs enregistrées dans les échantillons étudiés. La modélisation des ciments de quartz *via* le logiciel Touchstone avec la valeur d'énergie d'activation par défaut (59 kJ.mol^{-1}) a néanmoins montré une surestimation générale et systématique des ciments de quartz modélisés dans les réservoirs étudiés. Ainsi les volumes moyens maximum de ciment de quartz mesurés sont de 13 % alors que les volumes modélisés peuvent atteindre jusqu'à 23 % dans des conditions « normales ». Cette dernière observation présente une relation avec la localisation et la profondeur des réservoirs étudiés puisque l'énergie d'activation utilisée pour le calibrage des ciments de quartz modélisés croît d'Ouest en Est avec des valeurs moyennes de 61 kJ.mol^{-1} pour les champs d'Alwyn, Dunbar, Grant, de 62 kJ.mol^{-1} pour les champs de Forvie North, Central et de 64 kJ.mol^{-1} pour les champs de Jura, Islay et Hild. Les causes probables de cette évolution de l'Ea pourraient être liées à 1) une erreur sur les histoires thermiques utilisées ou 2) des facteurs externes inhibant la cimentation quartzeuse. Parmi les mécanismes les plus documentés responsables de l'inhibition de la cimentation siliceuse, le taux de coating argileux autour des grains de quartz ne montre aucun lien évident avec l'inhibition des ciments quartzeux. Ceci est attribué à sa faible quantité et/ou continuité puisqu'il recouvre uniquement 5 à 35 % de la surface des grains de quartz. L'absence de corrélation directe entre le timing de chargement en hydrocarbure (et de mise en place de la surpression fluide) avec le taux de ciments de quartz suggère en première approximation, un impact relativement mineur sur l'inhibition des ciments siliceux. En raison de l'absence de donnée sur la vitesse de saturation en hydrocarbures des réservoirs et de l'impact des différentes compositions d'huile/gaz sur les ciments de quartz, l'impact des hydrocarbures reste cependant difficile à déterminer.

A travers ces résultats, la préservation de la porosité intergranulaire par l'inhibition de la compaction se révèle donc comme étant le paramètre clef responsable des évolutions α et β de la qualité réservoir au sein du bloc Q3.

Apport de l'étude des inclusions fluides pour la compréhension des variations de la qualité des réservoirs du bloc Q3

Les estimations P-V-T-X-t du piégeage des inclusions fluides couplées au modèle de bassin ont permis de reconstituer les différentes migrations des fluides aqueux et hydrocarbonés ayant circulé dans les réservoirs étudiés au cours du temps. Trois chemins de migration

distincts ont été proposés et corrélés avec le timing de mise en place de la surpression fluide dans les réservoirs :

- La partie Nord de la kitchen du Viking Graben alimente les champs de Hild, Jura et Islay en huiles légères à partir de 65-42 Ma et en gaz à condensat à partir de 35-15 Ma. La mise en place d'une forte surpression fluide (80-100 bar) et précoce (65-42 Ma, soit 2,1-2,3 km d'enfouissement) associée à l'arrivée des premiers hydrocarbures dans le réservoir est à l'origine d'une inhibition significative de la compaction. Cette inhibition se traduit par des excellentes propriétés Φ -k des réservoirs (respectivement de 15-24% et de 290 mD à 2 D) malgré une profondeur d'enfouissement actuelle de 3,5-4,0 km.
- La partie Est de la kitchen de l'East Shetland alimente les champs d'Alwyn, Dunbar, et Grant en huiles lourdes à légères. Ce chemin de migration, admis depuis plusieurs décennies, est confirmé par les résultats issus de ces travaux de thèse. La mise en place d'une faible surpression fluide (30-40 bar), relativement précoce (42-25 Ma, soit 2,3-2,5 km de profondeur) a permis d'inhiber la compaction liée à l'enfouissement et de préserver une bonne qualité réservoir.
- La partie Sud de la kitchen de l'East Shetland (longue distance de migration) alimente quant à elle les champs de Forvie Central et North. Cette vision nouvelle de l'alimentation des champs de Forvie met en avant une arrivée d'hydrocarbures et une mise en place de la surpression très tardive (>15 Ma, soit >3,1 km d'enfouissement). Cette dernière n'a pas permis d'inhiber efficacement la compaction et les réservoirs des champs de Forvie North et Central présentent donc les plus fortes dégradations de porosité parmi les champs étudiés.

Le timing relatif de mise en place de la surpression fluide vis-à-vis du degré d'avancement de la compaction mécanique s'est donc révélé comme étant le paramètre de premier ordre régissant la préservation de la porosité des réservoirs observés au travers du bloc Q3. Ces résultats mettent donc en évidence l'importance d'intégrer une vision régionale du bassin pour la compréhension des processus diagénétiques en prenant notamment en compte la proximité géographique entre les champs pétroliers et leurs kitchens.

Enfin, l'étude des inclusions hydrocarbonées HT-BP de type Forv-C, Jur-C, Isl-C et Hil-C permis d'envisager, pour la première fois, une migration précoce (150 Ma) d'huile lourde liée à un gradient thermique élevé (~ 53°C/km). Cette anomalie thermique pourrait correspondre à

un pulse de chaleur pendant le rifting jurassique supérieur, corrélés aux nombreuses anomalies thermiques du Nord-Ouest de l'Europe suite à l'ouverture Nord-Atlantique.

Perspectives

Le travail expérimental sur la dégradation thermique des acides acétique et formique a permis d'obtenir des résultats concluants sur de très courtes durées à très forte température (250°C). De nouvelles expériences sont envisageables sur de plus longues durées (> 1 mois) et à plus basse température (~ 150-180°C) afin de se rapprocher au mieux des températures classiques de la plupart des réservoirs pétroliers exploités à l'heure actuelle. En outre, l'identification de l'origine du méthane dissous dans les inclusions aqueuses par l'analyse isotopique $\delta^{13}\text{C}$ permettrait d'éviter d'éventuelles erreurs d'interprétations sur les concentrations en méthane mesurées.

Si la relation entre la mise en place de la surpression fluide et l'inhibition de la compaction a été clairement établie pour les réservoirs du bloc Q3, il conviendrait d'étudier plus en détail la relation entre les films argileux au contact des grains de quartz et le taux de compaction. Les argiles potassiques sont souvent invoquées comme catalyseur de la pression dissolution entre les grains de quartz, et ce, même à très faible quantité. Cette hypothèse pourrait être étudiée en couplant une quantification détaillée du coating argileux *via* une cartographie MEB/FT-IR sur sections polies avec une quantification des taux de compaction.

Il serait également judicieux d'étudier plus en détail l'origine des inclusions hydrocarbonées dites HT-BP (haute température-basse pression) observées dans les champs de Forvie Central, Jura, Islay et Hild. Ces inclusions n'ont pas été documentées dans la littérature et pourraient témoigner 1) d'une anomalie thermique d'âge Jurassique supérieure en Mer du Nord associée à l'ouverture de l'Atlantique Nord, pouvant être à l'origine d'un premier stade de génération d'hydrocarbure très précoce ou 2) d'une érosion d'environ 1400 m au niveau de la BCU. Afin de déterminer l'origine de ces inclusions des analyses de type cathodoluminescence-MEB sont recommandées afin d'identifier les ciments de quartz cicatrisant les microfractures dans lesquels ces inclusions ont été piégées. En outre, il convient de s'interroger sur i) l'impact d'un pic thermique court et intense sur les modèles de bassin et la maturation des matières organiques, et ii) l'impact d'une arrivée de fluides chauds sur l'état de surface des minéraux et leur diagenèse.

Enfin il ressort que cette méthodologie intégrant pétrographie quantitative, inclusions fluides, modélisation numérique de la qualité réservoir, et modélisation de bassin pourrait être appliquée systématiquement aux réservoirs pétroliers silicoclastiques pour comprendre et dater les suites d'évènements affectant la pétrophysique des réservoirs pétroliers de manière détaillée à une échelle régionale. De ce point de vue, l'approche suivie permet de mieux appréhender, dans une vision 3D régionale, la variation spatiale et temporelle des facteurs de premier ordre qui ont contrôlé la qualité des réservoirs du Balta/Tarbert, fournissant ainsi des informations critiques à l'établissement de stratégies d'exploration.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Aase, N.E., Bjørkum, P.A., Nadeau, P.H., 1996. The Effect of Grain-Coating Microquartz on Preservation of Reservoir Porosity. *AAPG Bulletin*, 80 (10), 1654–1673.
- Abercrombie, H. J., Hutcheon, I.E., Bloch, J.D., de Caritat, P., 1994. Silica activity and the smectite-illite reaction. *Geology*, 22, 539– 542.
- Aplin, A.C., Warren, E.A., Grant, S.M., Robinson, A.G., 1993. Mechanisms of quartz cementation in North Sea reservoir sandstones: constraints from fluid compositions. In Horbury, A.D., Robinson, A.G. (eds), 1993, *Diagenesis and basin development*, AAPG studies in Geology, 36, 7-22.
- Aplin A.C., Macleod G., Larter S.R., Pedersen K.S., Sørensen H., Booth T., 1999. Combined use of confocal laser scanning microscopy and PVT simulation for estimating the composition and physical properties of petroleum in fluid inclusions. *Marine and Petroleum Geology*, 16, 97-110.
- Arthur, T.J., 1993. Mesozoic structural evolution of the UK Southern North Sea: insights from analysis of fault systems. In Parker, J.R. (ed.) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*, The Geological Society of London, 1269-1279.
- Bakker R.J., Diamond L.W., 2006. Estimation of volume fraction of liquid and vapor phases in fluid inclusions, and definition of inclusion shapes. *American mineralogist*, 91, 635-657.
- Baumgartner, M., Bakker, R. J., 2009. Raman spectroscopy of pure H₂O and NaCl-H₂O containing synthetic fluid inclusions in quartz, a study of polarization effects. *Mineralogy and Petrology*, 95 (1-2), 1-15.
- Bazin, B., Brosse, E., Sommer, F., 1997. Chemistry of oil-field brines in relation to diagenesis of reservoirs. 2. Reconstruction of palaeo-water composition for modelling illite diagenesis in the Greater Alwyn area (North Sea). *Marine and Petroleum Geology*, 14 (5), 497-511.
- Beard, D. C., Weyl, P. K., 1973. Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated Sand. *AAPG Bulletin*, 57 (2), 349-369.

- Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J.-C., Johansen, G., 1998. Kaolinite-to-dickite conversion series in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, 33, 297-316.
- Bell, J. S., Palmer, D. A., Barnes, H. L., Drummond, S. E., 1994. Thermal decomposition of acetate : III. Catalysis by mineral surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4155–4177.
- Bennett P., M. E. Melcer, D. I. Siegel, and J. P. Hassett, 1988. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1521-530.
- Bennett P. C., 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. *Geochimica Cosmochimica Acta* 55,1782–1797.
- Berner, R. A., 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. Princeton Series in Geochemistry, Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Bjorkum, P. A., Gjelsvik, N., 1988. Isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments. *Journal of sedimentary petrology*, 58 (3), 506-511.
- Bjorkum, P. A., and O. Walderhaug, 1990. Geochemical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones, *Earth Science Reviews*, 29, 145-161.
- Bjorkum, P. A., 1996. How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones ?, *J. Sediment. Res.*, 66(1), 147 – 154.
- Bjørlikke, K., 1979. Cementation of sandstones : discussion. *J. Sedim. Petrol.*, 49, 1358-1359.
- Bjørlikke, K., 1983. Diagenetic reactions in sandstones. *Sediments diagenesis*. A. Parker and B. W. Selwrod. 115, 169-213.
- Bjørlikke, K., 1984. Formation of secondary porosity. How important is ?, *AAPG Bull. Memoir*, 37, 285-292.
- Bjørlikke, K., Aagaard, P., Dypvik, H., Hastings, D. S. & Harper, A. S., 1986. Diagenesis and reservoir properties of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore mid Norway. Spencer, A. M. et al., *Habitat of hydrocarbons on the Norwegian continental shelf*, 275–286, Graham & Trotman Ltd., London.
- Bjørlikke, K., Nedkvitne, T., Ramm, M., Saigal, G.C., 1992. Diagenetic process in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: an overview. In: Haszeldine,

- R.S., Giles, R.S., Brown, M.R.. (eds.), *Geology of the Brent group*, Geological Society Special Publication, 61, 289-327.
- Bjørlykke, K., Ehrenberg, P.K., 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG bulletin*, 77 (9), 1538-1548.
- Bjørlykke, K., 1998. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins-a key to the prediction of rock properties. Exemple from the North Sea Basin. *Clay minerals*, 33, 15-34.
- Blake, R., Walter, L., 1999. Kinetics of feldspar and quartz dissolution at 70–80°C and near-neutral pH: effects of organic acids and NaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (13/14), 2043–2059.
- Blanche, J.B., Whitaker, J. H., 1978. Diagenesis of part of the Brent Sand Formation (Middle Jurassic) of the Northern North Sea. *Journal of the Geological Society, London*, 135, 73-82.
- Bodnar, R. J. et Berthke, P. M. 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions I: Fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Econ. Geol.*, 79, p. 141-161.
- Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Boer, R. B., 1977. On the thermodynamics of pressure solution, interaction between chemical and mechanical forces. *Geochimical Cosmochimical Acta*, 41, 249–256.
- Bourdet, J., 2008. Histoire de la diagenèse et des remplissages des réservoirs pétroliers carbonatés d'âge Mésozoïque du Bassin du Sud-Est Mexicain. PhD thesis/Thèse, Université de Nancy I, 360 p.
- Bourdet, J., Pironon, J. 2008. Strain response and re-equilibration of CH₄-rich synthetic aqueous fluid inclusions in calcite during pressure drops. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 2946–2959.
- Bourdet, J., Pironon, J., Levresse, G., Tritlla, J., 2010. Petroleum accumulation and leakage in a deeply buried carbonate reservoir, Nispero field (Mexico). *Marine and petroleum geology*, 27, 126-142.
- Bowen, J. M., 1992. Exploration of the Brent province. *Geology of the Brent group*. A. C., Morton, R. S, Haszeldine, M. R. Giles and S. Brown. London, Geological Society Special Publication, 61, 3-14.

- Brown, S., Richard, P. C., Thomsen, A. R., 1987. Patterns in the deposition of Brent Group (Middle Jurassic) U.K. North Sea. In: Brooks, J., Glennie, K.W., eds., Petroleum geology of North West Europe, Graham & Trotman, 899-913.
- Brown S., 1990. Jurassic, K. W. Glennie, Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 219-254.
- Budding M. C. and Inglin H. F., 1981. A reservoir geological model of the Brent Sands in Southern Cormorant. Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe (L. V. Ilting & G. D. Hobson, editors). Heyden and Son Limited, London. 326-334.
- Buiskool-Toxopeus, J. M. A., 1983. Selection criteria for the use of vitrinite reflectance as a maturity tool. J. Brooks, Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 295-307.
- Burley, S. D., Kantorowicz, J. D., Waugh, B., 1985. Calsitic diagenesis. In, Brenchley, P., Williams, B.P.B. (eds.) Sedimentology: recent and applied aspects. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 18, 189-226.
- Burley, S. D., Worden, R. H. (eds.), 2003. Sandstone diagenesis, 649 p.
- Cannon, S. J. C., Giles, M. R., Whitaker, M. F., Please, P. M., and Martin, S.V., 1992, A regional reassessment of the Brent Group, UK sector, North Sea, in Morton, A. C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., and Brown, S., (eds.), Geology of the Brent Group, Geological Society Special Publications, No. 61, p. 81-107.
- Carothers, W. W., Kharaka, Y., 1978. Aliphatic Acid Anions in Oil-Field Waters-Implications for Origin of Natural Gas. The AAPG Bulletin, 62, 2441-2453.
- Cartwright J. A., 1984. The kinematics of inversion in the Danish Central Graben, M. A. Cooper and J. D. Williams. Inversions Tectonics. Geol. Soc., London, Spec. Publi., 44, 153-175.
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., Coulibaly, Y., Banks, D.A., Guillocheau, F., 2012. A major late Jurassic fluid event at the basin/basement uncofrimity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, fluid chemistry, and related geodynamic context.

- Caumon, M.-C., Dubessy, J., Robert, P., Tarantola, A., accepted for publication, 2013. Fused silica capillary (FSCCs) as synthetic aqueous fluid inclusions to determine salinity by Raman spectroscopy.
- Chamley, H. 1989. *Clay Sedimentology*, 623 pp. SpringerVerlag; New York.
- Chapelle, F. H., 1993. *Ground-water microbiology and geochemistry*. John Wiley & Sons, New York, 448 pp.
- Chen Q. W., Bahnemann, D. W., 2000. Reduction of carbon dioxide by magnetite: Implications for the primordial synthesis of organic molecules. *Journal of the American Chemical Society*, 122, 970–971.
- Choquette, P. W., Pray, L., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 207-250.
- Chou, I. M., Song, Y., Burruss, R. C., 2008. A new method for synthesizing fluid inclusions in fused silica capillaries containing organic and inorganic material. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 5217–5231.
- Cocker, J. D., 1986. Authigenic illite morphology: appearances can be deceiving *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 575.
- Cornford, C. 1984. Source rocks and Hydrocarbons of the North Sea. Glennie, K. W., *Introduction to the petroleum geology of the North Sea*, 2nd ed., Blackwell, 171–240.
- Cooper, J. E. and Bray, E., 1963. A postulated role of fatty acids in petroleum formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, 1113-1127.
- Coward M. P., and Dietrich D., (1989), *Alpine tectonics : an overview*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 1-29.
- Coward M. P., (1993), *The effect of Late Caledonian and Variscan continental escape tectonics on basement structure, Paleozoic basin kinematics and subsequent Mesozoic basin development in NW Europe*, Parker JR (ed), *Petroleum Geology of North West Europe : Proceedings of the 4th conference*. Geological Society, London, 1095-1108.
- Coward, M. P., Dewey, J., Mange, M .A., Hempton, M., Holroyd, J., (2003). Tectonic evolution. (17-33). In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.), *The*

- Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern north sea, Geological society of London.
- Curtis, C. D., 1977. Sedimentary geochemistry: Environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 286, 353-372.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L., Love, L.G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 2321–2334.
- Darcy, H., 1856. *Les fontaines Publiques de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris, 647 pp.
- Daridon J. L., Lagourette B. Saint-Guirons H. and Xans P., 1993. A cubic equation of state model for phase equilibrium calculation of alkane + carbon dioxide + water using a group contribution Kij. *Fluid Phase Eq.* 91, 31-54.
- Dewers, T., and Ortoleva, P., 1991. Influence of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution: *Geology*, 19, 1045–1048.
- Dickson, J. A. D., 1965. A modified technique for carbonates in thin section. *Nature*, v. 205, no. 4971, p. 587.
- Dixon, S.A., Summers, D.M., Surdam, R.C. 1989. Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), Southern Alabama. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 707–728.
- Doré, A. G. Lundin, E.R., Jensen, L.N., Birkeland, Ø., Eliassen, P.E. & Fichler, C., 1999. Principal tectonic events in the evolution of the northwest European margin. *Petroleum Geology of Northwest Europe : Proceedings of the 5th Conference*. Fleet, A. J., and Boldy, S. A. R. (editors), London, The Geological Society of London, 41-62.
- Duan Z., Moller N., Greenberg J., Weare J. H., 1992. The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250°C and from 0 to 1600 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1451-1460.
- Duan Z., Mao S., 2006. A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 3369–3386.

- Dubessy J., S. Buschaert, W. Lamb, J. Pironon, Thiéry R., 2001. Methane-bearing aqueous fluid inclusions : Raman analysis, thermodynamic modelling and application to petroleum basins. *Chemical Geology*, 173, 193-205.
- Dubessy, J., Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron M. C., Rull F (2002) Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: Application to fluid inclusions. *Appl Spectrosc* 56, 99–106
- Dubessy, J., Tarantola, A., Sterpenich. J., 2005. Modelling of liquid-vapour equilibria in the system H₂O-CO₂-NaCl and H₂O-H₂S-NaCl systems to 270°C. *Oil & Gas Science and Technology*, 60(2): 339-355.
- Durand, B., Alpern, B., Pittion, J. L. and Pradier, B., 1986. Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments In: J. Burrus, Editors, *Thermal Modelling in Sedimentary Basins*, Technip, Paris, pp. 441–474.
- Eggen, S., 1984. Modelling of subsidence hydrocarbon generation and heat transport in the Norwegian North Sea, in *thermal phenomena in sedimentary basins*, int. coll., Bordeaux, 271-283.
- Ehrenberg, S.N., 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones, *AAPG Bulletin*, 73, 1274–1276.
- Ehrenberg, S.N., 1993. Preservation of Anomalously High Porosity in Deeply Buried Sandstones by Grain-Coating Chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf, *AAPG Bulletin*, 77 (7), 1260-1286.
- Elliott, T. and Buller, A. T. 1987. Deltaic sedimentation with reference to the North Sea Jurassic. Joint Association for Petroleum Exploration Courses, UK, Course Notes No. 51.
- Eslinger, E., Pevear, D., 1988. Clay minerals for petroleum geologists and engineers. *SEPM short course notes*, 22, 405 pp.
- Espitalié, J., Deroo, G., and Marquis, F., 1985. La pyrolyse rock-eval et ses applications, *revue de l'institut français du pétrole*, 40, 5.
- Evans, J., Hogg, A. J. C., Hopkins, M. S. and Howarth R. J., 1994 - Quantification of quartz cements using combined SEM, CL, and image analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, A64, 334-338

- Eynon, G. 1981. Basin development and sedimentation in the Middle Jurassic of the Northern North Sea, *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*, Heyden and son, 196-204.
- Faulstich, F., Beumann, R., Pironon, J., Randi, A., accepted for publication (2013). Synthesis of fluid inclusion standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*.
- Field, J.D., 1985. Organic geochemistry in exploration of the northern North Sea. In: Thomas, B.M., Doré, A.G., Larsen, R.M., Home, P.C., Eggen, S.S. (Eds.), *Petroleum Geochemistry in Exploration of the Norwegian Shelf*. Graham and Trotman, London, pp. 39-57.
- Fisher M. J., and Miles J. A., (1983). Kerogen types, organic maturation and hydrocarbon occurrences in the Moray Firth and South Viking Graben, North Sea Basin, *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe*, Brooks J. (ed), Oxford, Blackwell Scientific Publications, ISBN 0632010762, 195-201.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., and Worden, R.H., 2000, Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones, in Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 29, 129–146.
- Floodpage, J., Pittion, J.-L., Biteau, J.-J., 2005. Q3 Petroleum Evaluation. Rapport interne TOTAL JF-JLP/CB-2005.99, 295 pp.
- Folk, R.L., (1974), *The petrology of sedimentary rocks*: Austin, Tx, Hemphill Publishing Co., 182 p.
- Frey, M., 1987. Very low grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Frey, M. (ed.) *Low temperature metamorphism*, pp. 9-58, Blackie, London.
- Gaupp, R., Okkerman, J.A., 2011. Diagenesis and reservoir quality of Rotliegend sandstones in the Northern Netherlands-A review. In *The Permian Rotliegend of the Netherlands* SEPM Special Publication, 98, 193-226.
- Gerard, J. and Michoux, D., 2004. Hild Field : Sedimentology, Palynology and Reservoir Layering Study of the Tarbert and balta Fm. Rapport interne Total, Ref : R04-31.

- Giles, M. R., Stevenson, Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D., Samways, G.M., 1992. The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. In: Haszeldine, R.S., Giles, R.S., Brown, M.R. (eds.), 1992, *Geology of the Brent group*, Geological Society Special Publication, 61, 289-327.
- Girard, J. P., 1998. Carbonate cementation in the Middle Jurassic Oseberg reservoir sandstone, Oseberg field, Norway: a case of deep burial-high temperature poikilotopic calcite. *Spec. publs int. ass. Sediment.*, 26, 285-307.
- Girard J. P., Munz I. A., Johansen H., Hill S., Canham A., 2001. Conditions and timing of quartz cementation in Brent reservoirs, Hild Field, North Sea: constraints from fluid inclusions and SIMS oxygen isotope microanalysis. *Chemical Geology*, 176, 73-92.
- Girard, J. P., Munz, I. A., Johansen, H., Lacharpagne J. C., Sommer, F., 2002. Diagenesis of the Hild Brent sandstones, northern North Sea: isotopic evidence for the prevailing influence of deep basinal water, *Journal of sedimentary research*, 72 (6), 746-759.
- Glasmann, J.R., Clark, R. A., Larter, S., Brieds, N. A., Lundegard, P.D., 1989. Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent sandstones (Jurassic), Bergen High, North Sea, *AAPG Bulletin*, 73, 1341-1360.
- Glennie, K. and Boegner P., (1981). Sole Pit inversion tectonics. In : Illing, L. V. and Hobson G. D., *The Petroleum Geology of the Continental shelf of NW Europe*. Heyden, 110-210.
- Glennie, K., Higham, J., Stemmerik, L., 2003. Permian. (212-258) In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.), *The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern North Sea*, Geological Society of London.
- Gluyas, J. G., Robinson, A. G., Emery, D., Grant, S. M., Oxtoby, N. H., 1993. The link between petroleum emplacement and sandstone cementation, Geological Society, London, *Petroleum Geology*, 4, 1395-1402.
- Gluyas, J., Cade, C. A., 1997. Prediction of Porosity in Compacted Sands, in compacted sands, in J.A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch, (eds.), *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG*, 69, 19-28.
- Gluyas, J., and Swarbrick, R., 2004. Introduction, in Gluyas, J., and Swarbrick, R., (eds.), *Petroleum Geoscience*, 376 pp.

- Goff, J. C., 1983. Hydrocarbon generation and migration from Jurassic source rocks in the E Shetland Basin and Viking Graben of the northern North Sea. Geological Society of London, v. 40, pp. 445-474.
- Goldstein, R. H., Reynolds, T. J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM short course 31.
- Goldstein, R. H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos, v.55, pp.159-192.
- Grant, P. R., White, S. H., 1978. Cathodoluminescence in quartz sand grains. SEM 1978/I (SEM Inc., AMF O'Hare, IL 1978), p.789.
- Grant, S. M., Oxtoby, N. H., 1992. The timing of quartz cementation in Mesozoic sandstones from haltenbanken offshore mid-Norway: fluid inclusion evidence. Journal of the Geological Society, London, 149, 479-482.
- Graue, E., Helland-Hansen, W., Johnsen, J., Lømo, L., Nøttvedt, A., Rønning, K., Ryseth, A. and Steel, R., 1987. Advance and retreat of Brent Delta System, Norwegian North Sea. In: Brooks, J. and Glennie, K. W. (eds), Petroleum Geology of North West Europe, Graham & Trotman, London, 915–937.
- Grimmer J. O. W., Pironon J., Gonzalez-Partida E., 2003. Petroleum inclusions in fluorite MVT-deposits; a review. ECROFI Meeting, Budapest. Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series 2, 52-54.
- Guilhaumou, N., Cordon, S., Durand, C., 1998. P-T conditions of sandstones silicification from the Brent Group (Dunbar, North Sea). European Journal of mineralogy, 10, 355-366.
- Guillaume D., Teinturier S., Dubessy J., Pironon J., 2003. Calibration of the Raman analysis of methane in H₂O-NaCl-CH₄ fluid inclusions. Validation using natural hydrocarbon and aqueous fluid inclusions. Chemical Geology, 194, 21-49.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Firedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints.

- Hamilton, P. J., Blackbourg A., McLachlan W. A. & Fallick A .E. 1987. Isotopic tracing of the provenance and diagenesis of Lower Brent Group sands. In: *Petroleum Geology of North West Europe* (J. Brooks & K. Glennie, editors). Graham and Trotman, London. pp. 939-949.
- Hamilton, P. J., Giles, M. R. and Ainsworth, P., 1992. K-Ar dating of illites in Brent Group reservoirs: a regional perspective. In: *Geology of the Brent Group* (A.C. Morton et al., eds). Spec. Publ. Geol. Soc. London, 61, 377-400.
- Hancock, N. J., and Taylor, A. M., 1978. Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent Sand Formation. *J. geol. Soc.* 135, 69-72.
- Hancock, N. J. and, Fisher, M. J., 1981. Middle Jurassic North Sea deltas with particular reference to Yorkshire, In : Illing, L.V. and Hobson, G.D. (eds) *Petroleum Geology of the Continental shelf of North-west Europe*. Heyden and Son Ltd, London, 186-195.
- Hanor, J. S., 1980. Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, 75, 603-609.
- Hanor, J. S., 1987. Origin and migration of subsurface sedimentary brines. *SEPM Short Course Notes*, 21. Tulsa, OK. Society of Economic Paleontologist, 52, 171-200.
- Hanor, J. S., 1994. Physical and chemical controls on the composition of waters in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 11, 31-46.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P. C., Vail, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins*. SEPM Special Publication, 60, Tulsa, pp. 3–15.
- Harris, N. B., 1992. Burial diagenesis of Brent sandstones: a study of Statfjord, Hutton and Lyell fields. In: *Geology of the Brent Group* (A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles & S. Brown, editors). Special Publication, 61. Geological Society of London, pp. 351-375.
- Haszeldine R. S., Samson, I. M., Cornford, C., 1984. Quartz diagenesis and convective fluid movements: Beatrice Oilfield, UK Northern North Sea. *Clay Minerals*, 19, 391-402.

- Haszeldine, R. S., Brint, J.F., Fallick, A.E., Hamilton, P.J. and Brown, S., 1992. Open and restricted hydrologies in Brent group diagenesis, Geological Society Special Publication, 61, 401-420.
- Heald, M. T., 1955. Stylolites in sandstones: *Journal of Geology*, 63, 101–114.
- Heald, M. T., Renton, J. J., 1966. Experimental study of sandstone cementation. *Journal of sedimentary petrology*, 36 (4), 977-991.
- Heald, M. T., Larese, R .E., 1974. Influence of coatings on quartz cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 1269-1274.
- Helland-Hansen, W, Ashton, M., Lomo, M., Steel, R, 1992. Advance and retreat of the Brent delta : recent contributions to the dépositional model. In: A. C. Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S. Brown (Editors), *Geology of the Brent Group*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 61, 109-127.
- Hogg, A.J.C, (1989). Petrographic and isotopic constraints on the diagenesis and reservoir properties of Brent group sandstones, Alwyn south, Northern UK north sea, University of Aberdeen, 414.
- Hogg, A. J. C., Pearson, M. J., Fallick, A. E., 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.
- Hogg, A.J.C., Sellier, E., Jourdan, I.J., 1992. Cathodoluminescence of quartz cements in Brent Group sandstones, Alwyn South, UK North Sea. In Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., Brown, S. (eds), 1992, *Geology of the Brent group*. Geological Society Special publication, 61, 421-440.
- Horstfield, B. Schenk H.J., Mills N., Welte D.H., 1992. An investigation of the in-reservoir conversion of oil to gas: compositional and kinetic findings from closed-system programmed-temperature pyrolysis. In: Eckhardt, C.B., Maxwell, J.R., Larter, S.R., Manning, D.A. (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry* 19, 191-204.
- Houseknecht, D.W., 1987. Assessing the relative Importance of Compaction processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones, *The american Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.71, N°. 6 (June 1987), 633-642.

- Houseknecht, D. W., 1991. Use of cathodoluminescence petrography for understanding compaction, quartz cementation, and porosity in sandstones. In: Barker CE, Kopp OC (eds) Luminescence microscopy: quantitative and qualitative aspects. SEPM, Dallas/Texas, pp. 59.
- Huang, W. H., Keller W. D., 1970). Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids : simulated first-stage weathering of fresh mineral surfaces, *Am. Mineral*, 55, 2076-2094.
- Hunt J .M., 1996. Petroleum geochemistry and geology. New York, Freeman and Co, 743p.
- Husmo, T., Hamar, G. P., Hoiland, O., Johannessen, E.P., Romuld, A., Spencer, A.M. and Titterton, R. 2002. Lower and Middle Jurassic. In: The Millennium Atlas : petroleum geology of the central and northern North Sea; Evans, D., Graham, C., Armour, A., and Bathurst, P. (editors and co-ordinators), London, The Geological Society of London, 129-155.
- Huyghe, P., 1992. Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de Mer du Nord. Thèse d'université, Grenoble, 258 p.
- Inglis, I. and Gerard, J., 1991. The Alwyn north field, blocks 3/9a, 3/4a, UK north sea, United Kingdom oil and gaz fields, 25 years commemoration volume. I. L. Abbotts, Geological Society Memoire, 14, 21-32.
- Ivanhoé, L. F., 1980. World's giant petroleum provinces. *Oil and gas Journal*, 30 june, 146-147.
- James, W. C., Wilmar, G. C., and Davidson, B. C., 1986. Role of quartz type and grain size in silica diagenesis of nugget sandstones, South Central Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(5): 657-662.
- Johnson, M.L. and Essautier, M., 1987. Alwyn north field and its regional context. *Petroleum geology of north west Europ.* J.B. a. K. Glennie. London, 963-977.
- Jourdan, A., Thomas, M., Brevart, O., Robson, P., Sommer, F., Sullivan, M., 1987. Diagenesis as the control of the Brent sandstones reservoir properties in the Greater Alwyn Area (Rast Shetland Basin). In: Brooks, J. & Glennie, K.W. (eds) *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, London, 951-961.

- Justwan, H., Meisingset, I., Dahl, B., Isaksen, G.H., 2006. Geothermal history and petroleum generation in the Norwegian South Viking Graben revealed by pseudo-3D basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 791–819
- Kantorowicz, J. D., (1990). The influence of variations in illite morphology on permeability of Middle Jurassic Brent group sandstones. Cormorant Field, UK, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 7, 66-74.
- Kharaka YK, Carothers WW, Rosenbauer RJ (1983) Thermal decarboxylation of acetic acid: Implications for origin of natural gas. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 47, 397-402.
- Khavari-Khorasani, G. (1987). Novel development in fluorescence microscopy of complex organic mixtures : application in petroleum geochemistry, *organic Geochemistry*, 11, 157-168.
- Kubala, M., Bastow, M., Thomson, S., Scotchman, I., Oygard, K., 2003. Geothermal regime, petroleum generation and migration (289-315). In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.), *The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern north sea*, Geological society of London.
- Lander, R. H., 1998, Effect of sandstone diagenesis on fluid overpressure development (abs.): AAPG Annual Convention Program, p. A383.
- Lander, R. H., and O. Walderhaug, 1999, Porosity prediction through simulation of sandstone compaction and quartz cementation: *AAPG Bulletin*, v. 83, p. 433–449.
- Lander, R. H., V. Felt, L. M. Bonnell, and O. Walderhaug, 1997a, Utility of sandstone diagenetic modeling for basin history assessment (abs.): *AAPG Annual Meeting Program*, 6, A66.
- Lander, R.H., Larese, R.E., Bonnell, L.M., 2008. Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates. *AAPG Bulletin*, 92, 11, 1537–1563
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabère, A., Meunier, A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones : a review. *Clay Minerals*, 37, 1-22.

- Lønøy, A., Akselsen, J., Rønning, K., 1986. Diagenesis of a deeply buried sandstone reservoir: Hild Field, Northern North Sea. *Clay Minerlas*, 21, 497-511.
- Luks, K. D., Merrill, R.C. & Kohn, J.P., 1983. Partial miscibility behavior in cryogenic natural gas systems. *Fluid Phase Equilibria*, 14, 193-201.
- Lundegard, P. D., 1992. Sandstone porosity loss : a "big picture" view of the importance of compaction, *J. Sediment. Petrol.*, 62, 250-260.
- Machel, H.G., Cavell P.A., Buschkuehle B.E., Michael K., 2000. Tectonically induced fluid flow in Devonian carbonate aquifers of the Western Canada sedimentary basin: *Journal of Geochemical Exploration*, 69–70, 213–217.
- Marshall, D. J., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Boston, Unwin Hyman, 146 p.
- McBride, E.F., 1989. Quartz cements in sandstones: a review. *Earth-science reviews*, 26 (2), 69-112.
- McCollom, T. M. and Seewald J. S., 2003. Experimental constraints on the hydrothermal reactivity of organic acids and acids anions: I. Formic acid and formate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 3625-3644.
- McMahon, P. B., Vroblesky, D. A., Bradley, P. M., Chapelle, F. H., Gullett, C. D., 1995) Evidence for enhanced mineral dissolution in organic acid-rich shallow Ground Water. *Ground Water*, 33, 207-216.
- Meyers W. J., 1991. Calcite cement stratigraphy : an overview. In : *Luminescence Microscopy : quantitative and qualitative aspects*, C.E. Baker & O.C. Kopps (Eds). *SEPM short course*, 25, 133-147.
- Millot G., 1964. *Géologie des argiles*. Masson et Cie éd., Paris, 499 p.
- Montel, F., 1993. Phase equilibria needs for petroleum exploration and production industry. *Fluid Phase Equilibria*, 84, 343–367.
- Mullis, A. M., Haszeldine, R. S., 1995. Numerical modelling of diagenetic quartz hydrogeology at a graben edge: Brent oilfields, North Sea. *Journal of petroleum geology*, 18 (4), 421-438.
- Munz I. A., 2001. Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. *Lithos* , 55, 193-210.

- Munz, I. A., Wangen, M., Girard, J. P., Lacharpagne, J.-C., Johansen, H., 2004. Pressure–temperature–time–composition (P–T –t–X) constraints of multiple petroleum charges in the Hild field, Norwegian North Sea. *Marine and petroleum geology*, 21, 1043-1060.
- Noyau, 2001. Thermodynamic Review of the fluids in the Dunbar-Forvie area, UK, for prospect evaluation. Rapport interne Total.
- Osbourne, M. J. and Swarbrick, R. E., 1999. Diagenesis in North Sea HTHP Clastic Reservoirs Consequences for porosity and Overpressure Prediction, *Marin and Petroleum Geology*, 16, 337-353.
- Pagel M, Barbin V, Blanc P, Ohnenstetter D (eds), 2000. Cathodoluminescence in geosciences. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo, 514 p.
- Paxton, S. T., Szabo, J. O., Ajdukiewicz, J. M., Klimentides, R. E., 2002. Construction of an intergranular compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid grained sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, 86, 2047-2067.
- Primmer, T.J., Cade, C. A., Evans, I.J., 1997. Global patterns in sandstones diagenesis : application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. *AAPG memoir*, 69, 61-78.
- Peng, D. Y., Robinson, D. B., 1976. A new two constant equation of state. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 15, 59–64.
- Perny B., Eberhardt, P., Ramseyer, K., Mullis, J., Pankrath, R., 1992. Microdistribution of Al, Li, and Na in quartz: possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence. *Am. Mineral*, 77: 534±544
- Porter, E. W., James, W.C., 1986. Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis in quartzose sandstones. *Chemical geology*, 57, 193-369.
- Peng, D. Y., Robinson, D. B., 1976. A new two constant equation of state. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 15, 59–64.
- Pironon J., Barrès O., 1990. Semi-quantitative FT-IR microanalysis limits: evidence from synthetic hydrocarbon fluid inclusions in sylvite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 3, 509-518.

- Pironon J., Canals M., Dubessy J., Walgenwitz F., Laplace-Builhe C., 1998. Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy. *European Journal of Mineralogy*, 10, 1143-1150.
- Pironon J., Grimmer J. O. W., Teinturier S., Guillaume D., Dubessy J., 2003. Dissolved methane in water : temperature effect on Raman quantification in fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 111-115.
- Pironon J., 2004. Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica*, 20 (6), 1333-1342.
- Pittman, E. D., Larese, R. E., Heald, M.T., 1992. Clay coats: Occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones, in D. W. Houseknecht and E. D. Pittman (eds.), *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones: SEPM Special Publication 47*, 241–255.
- Pitzer K. S., Peiper J. C., Busey R. H., 1984. Thermodynamic properties of aqueous sodium chloride solutions. *Journal of Physics and Chemistry*, 13, 1-102.
- Primmer, T. J., Cade, C.A., Evans, J., Gluyas, J.G., Hopkins, M.S., Oxtoby, N.H., Smalley, P.C., Warren, E.A., Worden, R.H., 1997. Global Patterns in Sandstone Diagenesis: Their Application to Reservoir Quality Prediction for Petroleum Exploration. In, Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. (eds), *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates. AAPG Memoir 69*, 61-77.
- Ramm, M., 1992. Porosity-depth trends in reservoir sandstones: theoretical models related to Jurassic sandstones, offshore Norway: *Marine and Petroleum Geology*, 9, 553-567.
- Ramm, M., Bjørlykke, K., 1994. Porosity/depth trends in reservoir sandstones: assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian shelf data. *Clay minerals*, 29, 475-490.
- Ramm, M., Forsberg, A.W., Jahren, J.S., 1997. Porosity-depth trends in deeply buried Upper Jurassic reservoirs in the Norwegian Central Graben: an example of porosity preservation beneath the normal economic basement by grain-coating microquartz. In J.A. Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. (eds). *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG Memoir*, 69, 177-199.
- Ramseyer, K., Baumann, J., Matter, A., Eberhardt, P., Geiss, J., 1989. A cathodoluminescence microscope for low luminescence. *Journal of sedimentary petrology*, 59, 619-622.

- Rémond, G., Kimoto, S., Okuzumi, H., 1970. Use of the SEM in cathodoluminescence observations in natural specimens. *Scanning Electron Microsc.*, 33-40.
- Renard, F., Ortoleva, P., and Gratier, J.P., 1997, Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress: *Tectonophysics*, 280, p. 257–266.
- Richards, P.C., 1992. An introduction to the Brent Group: a literature review, 15-26. In Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., and Brown, S. (eds.). *Special Publication of the Geological Society of London*, 61.
- Roberts D.G., Thompson, M., Mitchner, B., J. Hossack, J., Carmichael, S., Bjornseth, H.-M., 1999. Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay-a new concept for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier, 7-40. In Fleet, A.F., Boldy, S.A.R. (eds.) *Petroleum geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference*. London: The Geological Society of London.
- Robinson, A., Gluyas, J, 1992. Model calculations of loss of porosity as a result of compaction and quartz cementation. *Marine and petroleum geology*, 9, 319-323.
- Roedder, E., 1967. Metastable superheated ice in liquid-water inclusions under high negative pressure. *Science*, 155, 1413-1417.
- Roedder E., Bodnar R. J., 1980, Geological pressure determination from fluid inclusion studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 263-301.
- Sass, B., Rosenberg, P. E., Kittrick, J.A., 1987. The stability of illite/smectite during diagenesis: An experimental study. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 51, 2103-2116.
- Savard M.M., Veizer J., Hinton R., 1995. Cathodoluminescence at low Fe and Mn concentrations: a SIMS study of zones in natural calcites. *Journal of Sedimentary Research : Sedimentary Petrology & Processes*, 1.
- Scherer, M., 1987. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstones porosity prediction. *AAPG bulletin*, 71, 485-491.
- Schutjens, P. M. T. M., 1991. Experimental compaction of quartz sand at low effective stress and temperature conditions. *Journal of Geological Society of London*, 148, 527-539.
- Scotchman, I. C., Johnes, L. H., Miller, R. S., 1989. Clay diagenesis and oil migration in Brent Group Sandstones of NW Hutton, UK North Sea. *Clay minerals*, 24, 339-374.

- Seranne, M., 1988. Tectonique des bassins Dévoniens de Norvège: mise en évidence de bassins sédimentaires en extension formés par amincissement d'une croûte orogénique épaisse. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Seranne, M., Chauvet, A., Seguret, A., Brunel, M., 1989. tectonics of the Devonian collapse basins of western Norway. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 489-499.
- Sibley, D. F., and Blatt, H., 1976, Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 881–896.
- Slater, D. J., Yardley, B. W. D., Spiro, B., Knipe, R. J., 1994. Incipient metamorphism and deformation in the Variscides of SW Dyfed, Wales: first step toward isotopic equilibrium. *Journal of metamorphic geology*, 12, 237-248.
- Sommer, F., 1978. Diagenesis of Jurassic sandstone in the Viking Graben. *Journal of Geological Society of London*, 135, 63-67.
- Surdam, R. C., and MacGowan, D. B., 1987. Oilfield waters and sandstone diagenesis. *Applied Geochemistry*, 2, 613-619.
- Surdam, R. C., Crossey, L. J., Sven Hagen, E., Heasler, H. P., 1989, Organic-Inorganic Interactions and Sandstone Diagenesis. *The AAPG Bulletin*, 73, 1-23.
- Swamy, V., Saxena, S. K., Sundman, B., and Zhang, J., 1994. A thermodynamic Assessment of silica phase diagrams. *Journal of Geophysical Research* 99(B6), 11787-11794.
- Tada, R., Siever, R., 1989. Pressure solution during diagenesis. *Annual review of earth and planetary sciences*, 17, 89-118.
- Taylor, T. R., Stancliffe, R., Macaulay, C., Hathon, L., 2004. High temperature quartz cementation and the timing of hydrocarbon accumulation in the Jurassic Norphlet Sandstone, offshore Gulf of Mexico, U.S.A. In Cubitt, J.M., England W.A., Larter, S.R. (eds.), *Understanding petroleum reservoirs; toward an integrated reservoir engineering and geochemical approach*. Geological society (London), special publication, 237, 257-278.
- Teinturier, S., 2002. Diagenèse expérimentale du quartz en présence d'hydrocarbures. PhD thesis/Thèse, Université de Nancy I, 252p.

- Thiéry, R., Pironon, J., Walgenwitz, F., Montel, F., 2000. PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamic): a new modelling tool for the characterisation of hydrocarbon fluid inclusions from volumetric and microthermometric measurements. *Journal of Geochemical Exploration* 69–70, 701–704.
- Thiéry, R., Pironon, J., Walgenwitz, F., Montel, F., 2002. Individual characterization of petroleum inclusions (composition and P-T trapping conditions) by microthermometry and confocal scanning laser microscopy: inferences from applied thermodynamics of oils. *Marine and Petroleum Geology* 19, 847–859.
- Thiéry, R., 2006. Thermodynamic modelling of aqueous CH₄-bearing fluid inclusions trapped in hydrocarbon-rich environments. *Chemical Geology*, 227, 154-164.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum formation and occurrence*, Springer Verlag, Second edition.
- Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I., Fiet, N., 2010. Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of sedimentary Research*, 2010, 80, 1068-1084.
- Ulrich, M. R., Bodnar R. J., 1988. Systematics of stretching of fluid inclusions II: barite at 1 atm confining pressure. *Economic Geology*, 83, 1037-1046.
- Underhill, J. R., Partington, M. A., 1993. Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea: implication of the sequence stratigraphic evidence, 337-346. In Parker, J.R. (ed.) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. London: The Geological Society of London.
- Utvik, T. I. R., 1999. Chemical Characterization of produced water from four offshore oil production platforms in the North Sea. *Chemosphere*, 39, 2593–2606.
- Vagle, G. B., Hurst, A., Dypvik, H., 1994. Origin of quartz cements in some sandstones from the Jurassic of the Inner Moray Firth (UK). *Sedimentology*, 41, 363–377.
- Van Krevelen, D.W., 1961. *Coal: Typology, chemistry, physics, constitution*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Velde, B., 1985. *Clay Minerals: A Physico-chemical Explanation of Their Occurrence*: Elsevier, Amsterdam, 427 pp.

- 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., 1996. Kinetic Modeling of Quartz Cementation and Porosity Loss in Deeply Buried Sandstone Reservoirs, *AAPG Bulletin*, 80 (5), 731-745.
- Walderhaug, O., 1994. Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modeling. *Journal of sedimentary research*, 64 (2), 324-333.
- Weyl, P. K., 1959, Pressure solution and the force of crystallisation—a phenomenological theory: *Journal of Geophysical Research*, 64, 2001–2025.
- White, D. A., 1988. Oil and gas play maps in exploration and assessment. *Bulletin of the AAPG*, 72, 944-949.
- Williams, L .B., Hervig, R. L., Bjorlykke, K., 1997. New evidence for the origin of quartz cements in hydrocarbon reservoirs revealed by oxygen isotope microanalyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (12), 2529-2538.
- Wilkinson M., Haszeldine R. S., Fallick A. E., 2006. Hydrocarbon filling and leakage history of a deep geopressured sandstone, Fulmar Formation, United Kingdom, North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 12, 1945-1961.
- Wilson, M. D., Pittman, E. D., 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental ananalysis. *Journal of Sedimenatry petrology*, 47, 3-31.
- Wilson, M. D., 1994. Reservoir quality assessment and prediction in elastic rocks SEPM short course 30. SEPM Tulsa, OK, 432 pp.
- Wilson, J. C., McBride, E .F., 1988. Compaction and porosity evolution of pliocene sandstones, Ventura Basin, California. *AAPG Bulletin*, 72, 664-681.
- Worden , R. H., Burley, S. D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In Burley, S.D, Worden, R.H. (eds.) *Sandstone diagenesis: recent and ancient*. Blackwell.
- Worden, R. H., Oxtoby, N .H., Smalley, P.C., 1998. Can oil emplacement prevent quartz cementation in sandstones. *Petroleum Geoscience*, 4, 129-137.

- Worden, R. H., Morad, S. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In Worden, R.H., Morad, S. (eds), 2000, Quartz cementation in sandstones. International association of sedimentologist, special publication, 29, p.1-20.
- Yielding, G., Badley, M. E., & Roberts, A. M., 1992, The structural evolution of the Brent Province, in Morton, A. C., Haszeldine, R. S., Giles, M. R. & Broom, S. (eds), 1992, Geology of the Brent Group: Geological Society Special Publications No. 61, p. 27-43.
- Zanella, E., Coward, M.P., McGrandle, A., 2003. Crustal structure, 35-43. In Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (eds.) The Millennium Atlas petroleum geology of the central and northern North Sea. London: The geological society of London.
- Zhang, Y., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64, 335–350.
- Ziegler, P.A., 1990. Tectonic and palaeogeographic development of the North Sea rift system, 1-36. In Blundell, D.J., Gibbs, A.D. (eds.) *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Oxford: Clarendon Press.
- Ziegler, K., 2006, Clay minerals of the Permian Rotliegend Group in the North Sea and adjacent areas: *Clay Minerals*, v. 41, p. 355–393.
- Zwart, E. W., Touret, J. L. R., 1994. Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system H₂O-CaCl₂-NaCl. *Eur. J. Mineral.*, 6, 773-786.

ANNEXES

Annexe 1 : Liste des lames minces étudiées

Puits	Formation	Enfouissement (m)
3/9A-N01	T2.2	3128,70
3/9A-N01	T2.2	3129,70
3/9A-N01	T2.2	3130,70
3/9A-N01	T2.2	3131,70
3/9A-N01	T2.2	3132,70
3/9A-N01	T2.2	3133,70
3/9A-N01	T2.2	3134,70
3/9A-N01	T2.2	3135,70
3/9A-N01	T1.2	3179,50
3/9A-N01	T1.2	3180,50
3/9A-N01	T1.2	3182,00
3/9A-N01	T1.2	3188,40
3/9A-N01	T1.2	3191,40
3/9A-N01	T1.2	3194,40
3/9A-N01	T1.2	3195,40
3/9A-N01	T1.2	3196,40
3/9A-N03	T2.2	2984,10
3/9A-N03	T2.2	2984,80
3/9A-N03	T2.2	2985,50
3/9A-N03	T2.2	2986,20
3/9A-N03	T2.2	2986,90
3/9A-N03	T2.2	2987,60
3/9A-N03	T2.2	2988,40
3/9A-N03	T2.2	2989,10
3/14A-D01	Balta	3343,90
3/14A-D01	Balta	3344,80
3/14A-D01	Balta	3345,70
3/14A-D01	Balta	3346,60
3/14A-D01	Balta	3347,70
3/14A-D01	Balta	3348,50
3/14A-D01	Balta	3349,20
3/14A-D01	Balta	3349,90
3/14A-D01	Balta	3351,40
3/14A-D02	Balta	3479,50
3/14A-D02	Balta	3480,30
3/14A-D02	Balta	3481,00
3/14A-D02	Balta	3481,80
3/14A-D02	Balta	3485,80
3/14A-D02	Balta	3486,60
3/14A-D02	Balta	3487,40
3/14A-D02	Balta	3488,70
3/14A-D02	T1.2	3509,00
3/14A-D02	T1.2	3510,10
3/14A-D02	T1.2	3516,10
3/14A-D02	T1.2	3517,20
3/14A-D02	T1.2	3518,00

Annexe 2 : Liste des lames minces étudiées

Puits	Formation	Enfouissement (m)
3/14a-4	Balta	3365,25
3/14a-4	Balta	3365,50
3/14a-4	Balta	3365,99
3/14a-4	Balta	3366,50
3/14a-4	Balta	3366,75
3/14a-4	Balta	3367,25
3/14a-4	Balta	3367,75
3/14a-4	Balta	3368,25
3/14a-4	Balta	3368,75
3/14a-4	Balta	3369,03
3/14a-4	T1.2	3388,03
3/14a-4	T1.2	3388,25
3/14a-4	T1.2	3388,50
3/14a-4	T1.2	3389,04
3/14a-4	T1.2	3389,50
3/14a-4	T1.2	3390,03
3/14a-4	T1.2	3390,50
3/14a-4	T1.2	3391,04
3/14a-4	T1.2	3391,25
3/14a-4	T1.2	3391,50
3/14a-4	T1.2	3392,03
3/14a-4	T1.2	3392,50
3/14a-4	T1.2	3396,02
3/14a-4	T1.2	3396,25
3/14a-4	T1.2	3396,50
3/14a-4	T1.2	3396,75
3/15-7	Balta	3160,60
3/15-7	Balta	3161,12
3/15-7	Balta	3161,62
3/15-7	Balta	3162,43
3/15-7	Balta	3162,87
3/15-7	Balta	3163,35
3/15-7	Balta	3163,87
3/15-7	Balta	3164,12
3/15-7	T1.2	3189,12
3/15-7	T1.2	3189,62
3/15-7	T1.2	3189,87
3/15-7	T1.2	3190,87
3/15-7	T1.2	3191,12
3/15-7	T1.2	3191,44
3/15-9a	Balta	3448,21
3/15-9a	Balta	3448,40
3/15-9a	Balta	3448,89
3/15-9a	Balta	3449,47
3/15-9a	Balta	3449,88
3/15-9a	Balta	3450,20

Annexe 3 : Liste des lames minces étudiées

Puits	Formation	Enfouissement (m)
3/15-9a	Balta	3450,63
3/15-9a	Balta	3451,19
3/15-9a	Balta	3451,96
3/15-9a	Balta	3452,60
3/15-9a	Balta	3453,18
3/15-9a	Balta	3453,38
3/15-9a	Balta	3453,60
3/15-9a	T1.2	3491,08
3/15-9a	T1.2	3491,33
3/15-9a	T1.2	3492,58
3/15-9a	T1.2	3492,83
3/15-9a	T1.2	3493,33
3/15-9a	T1.2	3493,83
3/15-9a	T1.2	3494,60
3/15-9a	T1.2	3495,03
3/15-9a	T1.2	3495,57
3/15-9a	T1.2	3495,82
3/15-9a	T1.2	3496,07
3/15-9a	T1.2	3496,57
3/15-9a	T1.2	3497,59
3/20a-3	Balta	3669,52
3/20a-3	Balta	3669,75
3/20a-3	Balta	3669,91
3/20a-3	Balta	3670,71
3/20a-3	Balta	3671,21
3/20a-3	Balta	3671,66
3/20a-3	Balta	3672,19
3/20a-3	Balta	3672,66
3/20a-3	Balta	3673,65
3/20a-3	Balta	3673,71
3/15-10	Balta	3503,79
3/15-10	Balta	3504,00
3/15-10	Balta	3504,54
3/15-10	Balta	3505,00
3/15-10	Balta	3506,00
3/15-10	Balta	3506,53
3/15-10	Balta	3507,00
3/15-10	Balta	3508,04
3/15-10	Balta	3508,75
3/15-10	Balta	3509,25
3/15-10	Balta	3510,00
3/15-10	Balta	3510,53
3/15-10	Balta	3511,00
3/15-10	Balta	3511,47
3/15-10	Balta	3512,30
3/15-10	Balta	3512,75

Annexe 4 : Liste des lames minces étudiées

Puits	Formation	Enfouissement (m)
3/15-10	Balta	3513,25
3/15-10	Balta	3513,80
3/15-10	Balta	3513,90
3/15-10	Balta	3516,53
3/15-12	Balta	3649,09
3/15-12	Balta	3649,79
3/15-12	Balta	3650,57
3/15-12	Balta	3651,28
3/15-12	Balta	3651,79
3/15-12	Balta	3652,29
3/15-12	Balta	3653,07
3/15-12	Balta	3653,29
3/15-12	Balta	3653,51
3/15-12	Balta	3654,28
3/15-12	Balta	3655,04
3/15-12	Balta	3655,54
3/15-12	Balta	3656,06
3/15-12	Balta	3656,78
3/15-12	Balta	3657,78
3/15-12	Balta	3658,54
3/15-12	Balta	3658,82
3/15-12	Balta	3658,96
3/15-12	Balta	3659,56
3/15-12	Balta	3660,04
3/15-12	Balta	3660,29
3/15-12	Balta	3660,51
3/15-12	Balta	3661,34
3/15-12	Balta	3661,54
30/4-2	T1	3672,05
30/4-2	T1	3674,32
30/4-2	T1	3683,59
30/4-2	T1	3690,35
30/4-2	T1	3705,10
30/7-8	T1	3995,80
30/7-8	T1	4003,88
30/7-8	T1	4005,41
30/7-8	T1	4008,59
29/6-1	Balta	4058,62
29/6-1	Balta	4060,06
29/6-1	Balta	4061,32
29/6-1	T1	4114,91
29/6-1	T1	4124,12
29/6-1	T1	4125,24
29/6-1	T1	4126,06
29/6-1	T1	4130,07

ABSTRACT

In siliciclastic reservoirs, porosity loss with burial is mainly due to the mechanical compaction in the first 2-3 km of burial, the chemical compaction and mineral precipitation (quartz, clays, carbonates). Therefore, understanding the processes responsible of the inhibition of compaction and/or cementation permit to: i) contribute to the knowledge of the water-hydrocarbon-solid interactions mechanisms in deep diagenetic environment for academic research, ii) give new arguments for the reconstruction of hydrodynamics and geodynamics iii) assist the oil industry for the intensive exploration. Analytical techniques such as quantitative petrography, fluid inclusion and basin/diagenetic modeling were coupled in order to understand the processes driving the variation of the Brent reservoir quality (Middle Jurassic) across 8 oil fields (and 11 wells) located in the Q3 block (Viking Graben, Northern North Sea).

Quantitative petrographic study of Tarbert reservoir permitted to define similar depositional settings (mineralogy, porosity) among the 183 studied samples. A common diagenetic paragenesis to all fields was established, which is dominated by quartz cement, two generations of kaolinite (K1, associated with the destabilization of micas and K2, associated with the dissolution of feldspar), and precipitation of illite. The comparative approach on these cements did not explain the wide range of measured porosity and permeability on plugs from 8 to 27% and from 0.2 to 5000 mD. In contrast with the conventional diagenetic model, inhibition of quartz cements did not play a major role in the preservation of porosity in the Q3 block. P-V-T-X-t estimates of fluid inclusions trapping coupled with basin modeling permitted to reconstruct three fluid migration pathways, associated with the generation of fluid overpressure in the Tarbert reservoirs. 1) The northern part of the Viking Graben kitchen supplies Hild, Jura and Islay with an early migration of light oils (65-42 m.y.) and condensate from 35-15 m.y. Both migrations are associated with a great fluid overpressure from 100 to 200 bar. 2) The eastern part of the East Shetland kitchen supplies Alwyn, Dunbar, Grant, with heavy to light oils from 42-35 m.y., associated with a low fluid overpressure (30-40 bar). 3) The southern part of the East Shetland kitchen (long distance migration) supplies Forvie North and Central with a very late gas condensate migration (> 15 Ma). The relative timing of the fluid overpressure build-up with the degree of mechanical and chemical compaction has revealed to be the first order parameter governing the preservation of reservoir porosity across the Q3 block. The presence of unusual HT-LP (high temperature-low pressure) hydrocarbon inclusions in the fields near the graben could indicate an early heavy oil generation under a hydrostatic pressure. Although having no impact on the inhibition of effective stress, this high-temperature fluid migration could be attributed to thermal anomalies in the Northwest of Europe related to the North Atlantic opening.

The combination of quantitative petrography, fluid inclusions and basin modeling has permitted to point out the necessity of integrating a regional geological vision to the well-scale diagenesis studies in order to better understand the role of fluid migration on the siliciclastic reservoir quality preservation.

RESUME

Dans les réservoirs silicoclastiques, la perte de porosité avec l'enfouissement est principalement due à la compaction mécanique lors des 2-3 premiers kilomètres d'enfouissement, à la compaction chimique et à la précipitation minérale (quartz, argiles, carbonates). Dès lors, la compréhension des processus responsables de l'inhibition de la compaction et/ou de la cimentation représente un triple enjeu: i) contribuer à la connaissance des mécanismes d'interactions eau-hydrocarbures-solides en milieu diagénétique profond; ii) apporter de nouveaux arguments pour reconstituer l'hydrodynamique et la géodynamique iii) développer des guides de prospection pour l'industrie pétrolière. Les techniques analytiques relevant de la pétrographie quantitative, des inclusions fluides ainsi que des modélisations diagénétiques et de bassin ont été couplées afin de comprendre les processus régissant le contrôle de la qualité du réservoir du Brent (Jurassique Moyen) à travers 8 champs pétroliers (et 11 puits) dans le bloc Q3 (Viking Graben, Northern North Sea).

L'étude pétrographique quantitative du réservoir du Tarbert a permis de définir des paramètres dépositionnels (minéralogie, porosité) relativement similaires sur les 183 échantillons étudiés. Une paragenèse diagénétique commune à tous les champs étudiés a été établie, dominée par les ciments de quartz, de deux générations de kaolinite (K1, associée à la déstabilisation des micas et K2, associée à la dissolution des feldspaths potassiques), et de précipitation d'illite. L'approche comparative des ciments d'enfouissement n'a pas permis de rendre compte des larges gammes de porosité et perméabilité mesurées allant 8 à 27 % et de 0,2 à 5000 mD. Contrairement au modèle diagénétique souvent évoqué, l'inhibition des ciments de quartz ne joue pas un rôle majeur dans la préservation de la porosité des réservoirs du bloc Q3. Les estimations P-V-T-X-t du piégeage des inclusions fluides couplées au modèle de bassin ont permis de reconstituer trois chemins de migration des fluides aqueux et hydrocarbonés associés à la mise en place de surpressions fluides au sein des réservoirs du Tarbert. 1) La partie Nord de la kitchen du Viking Graben alimente les champs de Hild, Jura et Islay en huiles légères très précocement (65-42 Ma) et en gaz à condensat à partir de 35-15 Ma. Ces deux migrations sont associées à une montée en surpression fluide du réservoir de 100 à 200 bar. 2) la partie Est de la kitchen de l'East Shetland alimente les champs d'Alwyn, Dunbar, et Grant en huiles lourdes à légères à partir de 42-35 Ma, associée à une faible surpression fluide (30-40 bar). 3) la partie Sud de la kitchen de l'East Shetland (longue distance de migration) alimente quant à elle les champs de Forvie Central et North très tardivement en gaz à condensat (> 15 Ma). Le timing relatif de mise en place de la surpression fluide vis-à-vis du degré d'avancement de la compaction mécanique et chimique s'est révélé être le paramètre de premier ordre régissant la préservation de la porosité des réservoirs observée dans le bloc Q3. La présence d'inclusions hydrocarbonées atypiques HT-BP (haute température-basse pression) datées du Jurassique supérieur dans les champs proximaux du Viking Graben, pourrait être à l'origine d'une génération d'hydrocarbures très précoce sous un régime de pression hydrostatique. Bien que n'ayant aucun impact sur l'inhibition de la contrainte effective, cette migration fluide pourrait être attribuée aux anomalies thermiques du Nord-Ouest de l'Europe liée à l'ouverture Nord-Atlantique.

Le couplage des outils de pétrographie quantitative, inclusions fluides et modélisation de bassin a donc permis de soulever l'importance d'intégrer une vision régionale du bassin à l'étude ponctuelle de la diagenèse dans le but de comprendre le rôle des migrations fluides sur la préservation de la qualité des réservoirs silicoclastiques.