



HAL
open science

Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques d'un réservoir carbonaté microporeux : le cas de la Craie (Crétacé supérieur, Bassin de Paris)

Jessica Saiag

► **To cite this version:**

Jessica Saiag. Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques d'un réservoir carbonaté microporeux : le cas de la Craie (Crétacé supérieur, Bassin de Paris). Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2016. Français. NNT : 2016DIJOS039 . tel-01817011

HAL Id: tel-01817011

<https://theses.hal.science/tel-01817011>

Submitted on 16 Jun 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.

Université de Bourgogne
UFR Sciences Vie Terre Environnement
École doctorale Environnement-Santé

Manuscrit de thèse
Pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Université de Bourgogne
en **Sciences de la Terre**

Jessica SAÏAG
- 2016 -

**Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et
pétrophysiques d'un réservoir carbonaté microporeux.
Le cas de la Craie (Crétacé supérieur, Bassin de Paris)**



Soutenance le 14 décembre 2016, devant le jury composé de :

Prof. Yves GÉRAUD	Université de Lorraine	Rapporteur
Dr. François FOURNIER	Université d'Aix-Marseille	Rapporteur
Prof. Emmanuelle VENNIN	Université de Bourgogne	Examinatrice
Prof. Rudy SWENNEN	Université de Leuven (Belgique)	Examineur
Dr. Bruno CALINE	Total – Pau	Invité
Dr. Éric LASSEUR	BRGM – Orléans	Invité
Dr. Pierre-Yves COLLIN	Université de Bourgogne	Directeur de thèse
Dr. Jean-Pierre SIZUN	Université de Franche-Comté	Co-encadrant de thèse

*À toi maman,
qui nous a quitté il y a 10 ans aujourd'hui,
mais qui est et restera dans mon cœur.
Le 22/10/2016*

Remerciements

Durant cette thèse, j'ai côtoyé beaucoup de personnes et dans la précipitation (quelques jours avant le rendu du manuscrit) je crains d'en oublier quelques-unes. Si c'est le cas, je m'en excuse d'avance !

Tout d'abord, merci aux membres du jury, même si je ne vous connais pas encore tous, d'avoir accepté d'évaluer mes travaux, en espérant vous faire découvrir un nouveau monde, celui de la Craie et de ses complexités sédimentologiques et pétrophysiques.

Cette thèse étant le fruit de nombreuses collaborations, elle pourrait s'écrire "Saïag et al.". L'ensemble des personnes que je vais remercier font partie pour moi de ce et al., qu'elles aient travaillé sur le sujet, m'aient conseillé ou simplement soutenu. Sans l'ensemble de ces personnes, cette thèse ne serait pas ce qu'elle est aujourd'hui.

Tout d'abord, mille mercis à Pierre-Yves Collin et Jean-Pierre Sizun qui ont su me confier ce sujet avant même que la thèse ait commencé, en me proposant comme unique candidate à l'Ecole Doctorale, alors qu'ils ne me connaissaient pas encore. Ils ont su, chacun à leur manière, me transmettre le projet en me laissant une liberté "presque" totale (car je veux toujours en faire plus). Pierre-Yves, toujours les bons mots, et notamment dans ces derniers jours de rédaction, me rassurant pour les détails. Jean-Pierre, réactif quelles que soient les conditions, me formant à la pétrophysique. Leur complémentarité, tant scientifique qu'humaine, est leur force. Vous ne serez finalement pas arrivés, non pas faute d'avoir essayé, à me faire boire du café, même dans ces derniers jours de rédaction ! Encore merci à vous deux !

Je tiens aussi tout particulièrement à remercier Éric Lasseur du BRGM qui m'a fait découvrir tous les recoins des falaises de Normandie, durant ces journées sur notre terrain de thèse, où la ponctualité était de rigueur, à cause de la marée bien sûr ! Merci de m'avoir fait découvrir ta vision de la sédimentologie de la craie, notamment durant ces longues discussions devant le microscope au BRGM (Orléans) à refaire l'histoire des géométries, mais aussi pour toutes les autres discussions scientifiques ou non. Merci Éric !

De même, j'aimerais remercier Bruno Caline de Total, pour le financement bien sûr, mais pas seulement. Merci de m'avoir fait découvrir ce que tu faisais en me faisant venir à Pau plusieurs fois, où j'ai appris beaucoup. De même, ton regard différent et ta curiosité ont animé nos nombreuses conversations téléphoniques. Enfin, merci pour ces moments au Berry et merci de m'avoir fait découvrir le Juraçon. Merci Bruno !

Merci à Frédéric Herbst d'avoir pris le temps de comprendre mes échantillons pour les montrer sous leur meilleur jour. Merci de m'avoir laissé autonome sur le MEB sans faire attention aux horaires. J'ai appris beaucoup sur le MEB, mais aussi sur ce que vous faites dans votre labo en métallurgie et comment l'appliquer à la géologie. Je ne perds pas espoir pour l'EBS, on va y arriver ! Merci Fred !

Merci à Carmela Chateau, pour toutes ces heures passées avec toi avec ton sens du détail en anglais, mais aussi en français, en cherchant toujours le mot parfait au point de me rendre pointilleuse sur la sémantique des mots pour la rédaction de la classification des microtextures. Merci aussi pour ton soutien lors de la préparation aux différents oraux !

Merci à Yves Leroy et Bertrand Gauthier de Total qui sont initiateurs du projet avec Bruno Caline. Lors de mes visites au CSTJF (Total, Pau), j'ai eu l'occasion de rencontrer beaucoup de personnes. Tous d'abord merci à Benjamin Nicot et Grégory Dubes d'avoir mesuré les porosités sur les rares échantillons qui ne supportaient pas l'eau, et de m'avoir fait visiter votre laboratoire. Merci à Bernard Labeyrie et Claire Fialips pour vos discussions sur la minéralogie, vos tests Rietveld sur quelques-unes de mes données et pour m'avoir fait visiter votre laboratoire. Merci à Isabelle Jolivet de m'avoir fait découvrir le magnifique matériel d'imagerie de Total, et notamment le FIB-MEB. Enfin, un grand merci à la team de la carothèque du CSTJ, pour votre bonne humeur, votre accueil chaleureux (pour moi ou le pain d'épice ?) et pour votre efficacité à toute épreuve. Plus particulièrement merci à Patrick Simeone, Daniel Lac, Lionel Martinez et Philippe Lebeu pour m'avoir donné accès et fait visiter la carothèque, pris soin de mes échantillons au scanner médical, au banc de diagraphie et au banc photos. Et surtout merci de m'avoir accordé un peu (beaucoup) de votre temps.

Du côté de Besançon maintenant. Merci à James Richard pour les échanges fructueux et les encouragements. Merci à Didier Convert-Gaubier pour les superbes lames minces.

Merci à la team du BRGM, pour votre accueil et votre bonne humeur, j'ai passé de bons moments avec vous : Éric, Justine, Carole, Fabien, Benoît, Isabelle, Olivier, Pat. Merci à Pierrick Graviou d'avoir choisi une de mes photos pour illustrer son livre sur les curiosités géologiques du Loiret. Et encore plus de mercis à Fabien et Isabelle qui m'ont permis de participer à la campagne sismique Chalkwave et avec qui j'ai partagé les quarts 0-4h ... toujours trop tôt ou trop tard pour le coucher/lever du soleil ! Au passage, merci aux marins qui ont su être solidaires en ayant le mal de mer eux aussi.

Depuis le début de ces remerciements, une grande partie des personnes du projet Tight Chalk a déjà été citée, mais je tenais à remercier tout le monde pour les réunions et discussion animées : Yves Leroy, Bertrand Gauthier, Bruno Caline pour Total, Rudy Swennen, Ophélie Faj-Gomord, France Champenois, Michaël Verbiest pour KU. Leuven (Belgique), Sara Vandycke, Fanny Descamps, Maxime Barbier pour U. Mons (Belgique), Yves Guéguen, Jérôme Fortin, Jean-Baptiste Regnet, Aurélien Nicolas pour l'ENS Paris et Eric Lasseur, Fabien Paquet, Cécile Allanic pour le BRGM.

Aussi, merci Cécile pour ces quelques jours sur le terrain à Etretat ou au Cap Blanc Nez et pour ton regard avisé sur la tectonique.

Merci Ophélie pour nos discussions et échanges sur nos craies respectives, du terrain en France et en Angleterre, jusqu'au MEB, en passant par la mécanique et la pétrophysique.

Merci à l'AGBP, et plus particulièrement à Anne Duperret et Rory Mortimore, pour m'avoir fait découvrir les Craies du sud de l'Angleterre.

Retour à Dijon pour remercier toutes les personnes que j'ai côtoyées durant ces trois années. Merci à l'Ecole Doc., à Thierry et Josette et aux autres représentants doc. Merci à Jean-François et Emmanuelle pour nos échanges respectifs sur la sédimentologie et sur les argiles. Merci aussi Emmanuelle, notre chef d'équipe attentionnée et à l'écoute. Merci au passage à tous les membres de l'équipe SEDS. Merci Ludo et Théo pour votre aide au labo. Merci Isa pour l'administratif et désolée pour les organisations de dernière minute. Merci Matthieu pour nos discussions sur les microtextures et la pétrophysique lors de tes passages à Dijon. Merci Yasin pour tes conseils, notamment pour la conductivité, et ton coup de main sur le terrain. Merci Cédric aussi pour ton coup de main sur le terrain, et pour nos discussions sur les craies d'Etretat et de Craie 700. Merci Alex pour le tir à l'arc qui m'a défoulé, changé les idées et permis de garder

l'objectif en ligne de mire même pendant ces instants de rédaction. Merci à la grande tablée du midi, avec d'un bout à l'autre de la table Agnès, Emilie, Isa, Théo, Ludo, Anne-Lise, Cédric, Christophe, Emmanuelle, Estelle, Anne-Sab, Yasin, Aurélie, Paul, Samolé, Margot, P-A, Tinou ... et aux anciens thésards Edouard, Luca, Julien, Alexis et Gaëlle. Un merci tout particulier à mes co-bureaux qui ont su égayer toutes ces journées, supporter mes chuchotements, mes éternuements et les "elle est où Jessica ?" : Anthony, Avelle, Gaëlle, Élise et notre presque co-buro Tinou.

Merci à mes enseignants de GEOPS (Université Paris Saclay, anciennement Paris Sud), qui depuis la L2 m'ont formé à la géologie, en me donnant des bases solides, grâce aux nombreux stages de terrain, notamment le premier à St-Martin-de-Londre qui m'a conforté dans ce choix pour la géologie ; merci Yves Missenard. Copilote au rapport. Puis à partir de la L3, j'ai été formée à la sédimentologie, et plus particulièrement aux carbonates, avec Benjamin Brigaud. Tu m'as pris sous ton aile dès ce moment-là, en m'emmenant sur le terrain, et tu m'as transmis ta passion pour les carbonates et la compréhension des réservoirs. Tu as aussi su être à mon écoute en me proposant notamment un stage de M2 sur l'étude des propriétés réservoirs, dans du ... silicoclastique. Merci aussi à Eric Portier et Guy Desaubliaux (Engie, anciennement GDF Suez) de nous avoir confié ce sujet, et pour nos nombreuses discussions. Une pensée aux thésards d'Orsay, merci pour ces moments : Ludo, Morgane, Quentin, Fanny, Lucile, Naoufel

Zaza, Tyty, Fennel, Roro, Simone, TomTom, Ronan, de super moments depuis la licence, notamment d'inoubliables sur le terrain avec vous (ps : non ce n'est pas moi qui apporte le mauvais temps !), mais pas que ..., mais je n'oublie pas bien sûr les retardataires, Alicia et Isa ! À quand notre prochain Trip !!

Merci à mes potos non-géologues qui ne comprennent pas ce qu'est une thèse et qui pensent que ça consiste à glander toute la journée. Merci à vous Camille & Camille. Merci à ton père, Hervé-Patrick pour la relecture du manuscrit d'une efficacité redoutable !

Merci à ma famille, et à toi Tony qui a été présent tout au long en me supportant et me soutenant. Merci pour tes bons petits plats qui m'ont permis de tenir le coup ces dernières semaines. Merci d'être là. Merci Jade, ma boule de poils, pour tes moments de folie et tes câlins.

Enfin, encore merci à ce qui m'ont soutenu durant ces quelques derniers jours de rédaction : Pierre-Yves, Jean-Pierre, Éric, Camille et ton père, Papa, Grande fleur, Teuf, Jade et Tony.

SOMMAIRE GÉNÉRAL

Avant propos	9
Introduction	11
Chapitre 1 : Contexte géologique de l'étude	19
1. Répartition mondiale de la Craie au Crétacé supérieur et modes de dépôt	25
2. Cadre géologique, paléogéographique et stratigraphique de la zone d'étude	29
Chapitre 2 : Matériel et méthodes	39
1. Sites d'échantillonnage et méthodes d'échantillonnage sur le terrain	47
2. Calcimétrie et analyse minéralogique	49
3. Méthodes d'observation et de quantification	50
4. Acquisitions des paramètres pétrophysiques	64
5. Analyse statistique	95
Chapitre 3 : Sédimentologie et modèles sédimentaires de la Craie	97
1. Modèles de rampes (Cénomaniens – Coniacien moyen)	103
2. Modèle de contourite (Coniacien - Santonien)	113
3. Modèles de surface de hiatus	138
Chapitre 4 : Classification des microtextures de la craie : origines sédimentaire et diagenétique	147
1. Classification of chalk microtextures: sedimentary versus diagenetic origin	153
2. Relations entre faciès et microtextures	202
Chapitre 5 : Caractérisation et origines des hétérogénéités pétrophysiques de la craie	241
1. Quantification et analyse statistique des paramètres pétrophysiques de la craie	249
2. Relations entre les propriétés pétrophysiques de la craie	273
3. Origine des hétérogénéités pétrophysiques de la craie	299
Conclusions et perspectives	365
Références bibliographiques	375

AVANT-PROPOS

Cette thèse s'intègre dans le projet *Tight Chalk* initié par Total. Ce projet se veut multidisciplinaire et intègre des approches sédimentologiques, diagénétiques, pétrophysiques et géomécaniques, tectoniques (étude de la fracturation) ; une campagne d'acquisition sismique en mer a également été menée. Ce projet associe des équipes de Total, du BRGM d'Orléans, de l'École Normale Supérieure de Paris, de KU Leuven (Belgique), de l'Université de Mons (Belgique), de l'Université de Delft (Pays-Bas) et de l'Université de Bourgogne Franche-Comté (UBFC ; Dijon et Besançon). Au sein de ce projet, cette thèse est consacrée à la sédimentologie, à la diagenèse et aux propriétés pétrophysiques matricielles de la Craie.

Durant cette thèse de l'Ecole Doctorale Environnement Santé de l'UBFC, les travaux ont été menés conjointement entre l'UMR CNRS 6282 Biogéosciences (Dijon) et l'UMR CNRS 6249 Chrono-environnement (Besançon), sous la direction de Pierre-Yves Collin et de Jean-Pierre Sizun.

De nombreuses missions ont été réalisées en dehors des laboratoires Biogéosciences et Chrono-environnement : missions de terrain en Normandie, campagne d'acquisition sismique en mer, excursion sur la craie dans le sud de l'Angleterre (de Douvres à l'île de Wight) et au Cap Blanc Nez (France), missions au BRGM (Orléans) encadrées par Éric Lasseur, missions au centre de recherche CSTJF de Total à Pau, sous l'encadrement principal de Bruno Caline.

Ces travaux de thèse ont été valorisés par trois présentations orales à des congrès nationaux et par un congrès international. Un article en 1^{er} auteur a été soumis à la revue *Sedimentology* en juillet 2016. Un article dont je suis co-auteur (Fay-Gomord et al., 2016a) a été publié *Marine and Petroleum Geology*.

En parallèle de cette thèse, un article sur mes travaux de Master 2 a été publié dans la revue *Marine and Petroleum Geology* (Saiïag et al., 2016), un service d'enseignement (64 hETD) a été réalisé au cours de ma première année, et durant la deuxième et troisième année de thèse, j'ai suivi et obtenu avec Mention Bien, un Master 2 Administration des Entreprises, à l'IAE (Instituts d'Administration des Entreprises – École Universitaire de Management) de l'Université de Bourgogne.

Introduction

L'esprit scientifique nous interdit d'avoir une opinion sur des questions que nous ne comprenons pas, sur des questions que nous ne savons pas formuler clairement. Avant tout, il faut savoir poser des problèmes.

Gaston Bachelard,
La formation de l'esprit scientifique (1938).

Comprendre les réservoirs non-conventionnels est un challenge scientifique et économique majeur pour la récupération d'huile ou de gaz et la gestion des eaux souterraines (Law et Spencer, 1993 ; Caineng et al., 2010 ; Bruna et al., 2013). Les réservoirs non-conventionnels sont les réservoirs à hydrocarbures de roches mères, les réservoirs enfouis à de fortes profondeurs et/ou les réservoirs microporeux. Du fait, de la difficulté technique d'observation, le manque d'analogues actuels et la difficulté de corrélérer des données de subsurface avec les études de détail ponctuelles (e.g. Frykman, 2001), les réservoirs microporeux sont finalement assez peu compris (Léonide et al., 2014).

Un réservoir microporeux est une roche carbonatée dont la majorité des pores mesurent moins d'un micromètre. La récupération des hydrocarbures dans ce type de réservoir est difficile du fait notamment des forces capillaires (Kirham et al., 1996). La porosité correspondant à ces micropores est appelée microporosité. Ces micropores sont principalement localisés dans la matrice, celle-ci étant une boue microcristalline ou micrite (Folk, 1959) composée de particules biogéniques et non biogéniques.

Le terme le plus courant pour décrire cette matrice à l'échelle microscopique est le terme de microtexture (Lambert et al., 2006 ; Fabricius et al., 2007a ; Deville de Periere et al., 2011 ; Faÿ-Gomord et al., 2016a). Les micrites, provenant de différentes localités et ayant subi différentes histoires diagénétiques, ont été largement décrites (e.g. Friedman, 1965 ; Loreau, 1978, 1979 ; Wright et al., 1997 ; Lambert et al., 2006 ; Fournier et Borgomano, 2009 ; Volery et al., 2011 ; Vincent et al., 2011 ; Loucks et al., 2013 ; Neveux et al., 2014a ; Ehrenberg et Walderhaug, 2015). Ces descriptions sont basées principalement sur la morphologie, la taille et l'arrangement des grains à partir d'observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB) sur lames minces (Ehrlich et al., 1984, 1991 ; Lambert, 2004 ; Lambert et al., 2006) ou sur cassures fraîches (Deville de Periere et al., 2011 ; Eltom et al., 2013). À partir de cette seconde approche, plusieurs classifications de microtextures ont été proposées (Loreau, 1972, 1982 ; Lambert et al., 2006 ; Kaczmarek et al., 2015), la plus complète étant celle de Deville de Periere (2011) qui propose un protocole de détermination des microtextures. Cette dernière classification illustre la variabilité des microtextures rencontrées. Cette variabilité aurait une origine sédimentaire et/ou diagénétique (Cantrell et Hagerty, 1999 ; Lambert et al., 2006 ; Richard et al., 2007 ; Deville de Periere et al., 2011 ; Eltom et al., 2013).

La détermination des microtextures à partir d'esquilles permet une meilleure compréhension de la structure 3D, de l'arrangement des grains et donc de l'organisation du réseau poreux (taille des pores, tailles des accès aux pores, connectivité du réseau poreux, tortuosité ; e.g. Dravis, 1989 ; Moshier, 1989b ; Lucia, 1995 ; Melim et al., 2001 ; Lambert et al., 2006 ; Richard et al., 2007 ; Maliva et al., 2009 ; Eltom et al., 2013 ; Regnet et al., 2015). En effet, de rares études ont montré comment la microtexture

pouvait influencer la microporosité, affecter les propriétés pétrophysiques et donc les qualités réservoir (Deville de Periere et al., 2011 ; Eltom et al., 2013 ; Regnet et al., 2015). Cette variabilité des microtextures des micrites explique les principales variabilités pétrophysiques des réservoirs microporeux (e.g. Steinen, 1978 ; Lasemi et Sandberg, 1984 ; Ehrenberg et Nadeau, 2005 ; Ehrenberg et al., 2006 ; Lucia, 2007 ; Ronchi et al., 2010 ; Volery et al., 2010a ; Deville de Periere et al., 2011 ; Brigaud et al., 2014 ; Dickson et Kenter, 2014). Il est donc essentiel de comprendre les paramètres qui contrôlent la variabilité des microtextures, hérités des environnements de dépôt et de l’empreinte diagénétique, pour comprendre les hétérogénéités des propriétés pétrophysiques dans les réservoirs microporeux, pour ainsi pouvoir construire un modèle conceptuel du réservoir.

Les réservoirs de craie, fortement exploités en Mer du Nord, mais aussi aquifères actifs du Bassin de Paris et potentiel lieu de stockage de CO₂ (Schroeder, 2002), sont des réservoirs microporeux particuliers du fait de la quantité abondante de grains biogènes dans la matrice, contrairement aux micrites « classiques ». La craie est une roche carbonatée marine généralement pâle, à granulométrie très fine, poreuse et friable (Zijlstra, 1995). Cependant les craies peuvent avoir des teneurs en carbonates variables (Lasseur et al., 2009), une couleur allant de l’orange (Quine, 1988) au gris (Lasseur et al., 2009) en passant par le rouge et le vert (Lasseur, 2007), et enfin une dureté très importante (Kennedy et Garrison, 1975).

Il est souvent considéré que la craie est un sédiment pélagique déposé par décantation et qu’elle présente donc systématiquement un litage plan. Or, la craie présente une large gamme d’environnements de dépôts, peu profonds (plate-forme péritidale, Lasseur, 2007; Lasseur et al., 2009) à très profonds de type offshore, affectés par une sédimentation turbiditique (Surlyk et al., 2008). La craie est souvent qualifiée de craie autochtone ou de craie allochtone (e.g. Brasher et Vagle, 1996). Par ailleurs, la craie peut s’organiser à grande échelle sous forme de géométries en ondulation observables à l’affleurement et en subsurface grâce aux données sismiques (Kennedy et Juignet, 1974 ; Gale, 1980 ; Quine et Boscence, 1991 ; Surlyk, 1997 ; Evans et Hopson, 2000 ; Evans et al., 2003 ; Lykke-Andersen et Surlyk, 2004 ; Nielsen et al., 2004 ; Esmerode et al., 2007 ; Lasseur, 2007 ; Surlyk et al., 2008 ; Back et al., 2011 ; Gennaro et al., 2013 ; Arfai et al., 2016). Ainsi la craie n’est pas un sédiment monotone mais présente une large variabilité faciologique. La craie peut aussi présenter très souvent des bioturbations, des laminations témoignant de conditions de dépôt énergétiques, contenir des clastes triés ou non triés, orientés ou non, ou présenter des surfaces témoignant d’un ralentissement ou d’un arrêt de sédimentation, associées à une diagenèse particulière, comme des firmgrounds ou des hardgrounds (Hancock, 1975 ; Kennedy et Garrison, 1975 ; Bromley et Gale, 1982 ; Herrington et al., 1991 ; Scholle et al., 1998 ; Damholt et Surlyk, 2004 ; Fabricius, 2007 ; Anderskov et Surlyk, 2012).

A l'échelle microscopique, la craie est composée principalement de coccolithes et autres nannofossiles avec des quantités variables de calcisphères, de foraminifères, de bryozoaires, de brachiopodes, d'ostracodes, de bivalves, de spongiaires, d'échinodermes et de composants non-carbonatés (Aubry, 1972 ; Scholle, 1974, 1977 ; Hancock, 1975 ; Pacey, 1984 ; Jørgensen, 1986 ; Maliva et Dickson, 1992 ; Jenkyns et al., 1994 ; Zijlstra, 1995 ; Anderskov et al., 2007 ; Fabricius, 2007). La craie présente également une variabilité considérable à cette échelle avec des textures allant du mudstone au packstone (Quine, 1988 ; Quine et Bosence, 1991 ; Lasseur et al., 2009).

La microtexture de la craie a été étudiée par beaucoup d'auteurs au MEB sur lames minces (e.g. Borre et Fabricius, 1998 ; Fabricius et al., 2005, 2008 ; Røgen et al., 2005 ; Alam et al., 2014 ; Japsen et al., 2011 ; Wennberg et al., 2013), sur esquilles (e.g. Aubry, 1972 ; Dravis, 1980 ; Hardman, 1982 ; Jørgensen, 1983 ; Jarvis, 1992 ; Gaviglio et al., 1993, 1997, 2009 ; Hovorka, 1998 ; Blanc et Gély, 2000 ; Mortimore et al., 2001 ; Schroeder, 2002 ; Gély et Blanc, 2004 ; Ings et al., 2005 ; Sorgi et De Gennaro, 2007 ; Strand et al., 2007 ; Mallon et Swarbrick, 2008 ; Richard, 2008, 2014 ; Richard et Sizun, 2011 ; Megawati et al., 2015 ; Nermoen et al., 2015 ; Wang et Durkan, 2015) ou les deux (Røgen et al., 2001 ; Fabricius, 2007 ; Hjuler et Fabricius, 2009 ; Madsen et al., 2010 ; Nadah et al., 2013 ; Faÿ-Gomord et al., 2016a). Au vu de cette littérature, les microtextures de la craie sont très variables. Cependant, ces observations sont très brièvement exploitées et les microtextures de la craie n'ont pas été décrites et formalisées systématiquement, bien qu'utiles dans de nombreux champs disciplinaires touchant à la géomécanique (e.g. Mortimore et Fielding, 1989 ; Faÿ-Gomord et al., 2016b), l'érosion des falaises (e.g. Duperret et al., 2005), ou surtout à la caractérisation de réservoirs (e.g. Fabricius, 2007). Mortimore et Fielding (1989) proposent plusieurs paramètres pour définir un indice de texture, mais aucune classification des microtextures de la craie n'existe encore, exceptée une classe dans la classification des micrites de Deville de Periere (2011).

Malgré l'absence de classification des microtextures de la craie, un lien entre microtextures et propriétés pétrophysiques de la craie des champs de Mer du Nord a été montré (e.g. Fabricius et al., 2007a). Les réservoirs de craie de Mer du Nord ont été découverts en 1966 et mis en production depuis 1971. La compréhension de ces réservoirs est importante, surtout qu'ils ne présentent pas des caractéristiques similaires à d'autres réservoirs carbonatés plus conventionnels (Ehrenberg et Nadeau, 2005). En effet, pour une porosité donnée, les craies présentent des perméabilités plus faibles. Cette différence s'explique par le caractère microporeux de la craie. La porosité, liée à la présence de micropores, est principalement localisée dans la matrice de la craie (Moshier, 1989a ; Richard et al., 2005 ; Lønøy, 2006 ; Hairabian et al., 2014 ; Carpentier et al., 2015). Par ailleurs, les réservoirs localisés dans la craie présentent de très larges variabilités pétrophysiques avec par exemple, la craie de Mer du Nord (surface et subsurface) qui présente des porosités comprises entre 5 et 55 % pour des

perméabilités entre 0,01 et 500 mD (Alam et al., 2011). A noter que les craies présentant des perméabilités inférieures à 0,2 mD sont qualifiées de *tight chalk* par le *Joint Chalk Research Group* (Bailey et al., 1999).

Lors du dépôt, la craie correspond à une boue présentant des porosités initiales de 60-80 % (Mallon et Swarbrick, 2002 ; Alam et al., 2010). La porosité décroît linéairement depuis la surface jusqu'à atteindre 18 % à 1 300-1 500 mètres de profondeur, puis suit une seconde tendance linéaire pour atteindre 5 % à 4 500 mètres de profondeur (Mallon et Swarbrick, 2002). Cependant, l'enfouissement seul n'explique pas les variations de porosité telles qu'observées par Alam et al. (2011). En effet, de nombreux réservoirs ne présentent pas les porosités attendues aux profondeurs auxquelles ils se trouvent (Mallon et Swarbrick, 2002). L'origine de ces hétérogénéités est mal comprise. En fonction des auteurs et des zones d'étude, cette variabilité pétrophysique résulterait des surpressions de fluides qui permettent la préservation de la microporosité primaire interparticulaire (Arribas et al., 2004), de l'enfouissement (Scholle, 1977 ; Brasher et Vagle, 1996 ; Borre et Fabricius, 1998 ; Fabricius, 2001, 2007 ; Røgen et al., 2001 ; Fabricius et al., 2008 ; Alam et al., 2010, 2011 ; Awadalkarim et Fabricius, 2014), de la sédimentologie (Brasher et Vagle, 1996 ; Borre et Fabricius, 1998 ; Henriksen et al., 1999 ; Røgen et al., 2001 ; Fabricius, 2007), de la minéralogie (Lind et Grøn, 1996 ; Røgen et al., 2001 ; Fabricius, 2003 ; Alam et al., 2011) et/ou de la diagenèse (Brasher et Vagle, 1996 ; Richard et al., 2002 ; Alam et al., 2011).

Pour mieux comprendre les réservoirs carbonatés microporeux comme la craie, une étude pétrographique multi-échelles et une caractérisation pétrophysique sont donc nécessaires (Regnet et al., 2015). En effet, il est possible, mais cela reste encore à vérifier, que comme pour les micrites, l'hétérogénéité pétrophysique de la craie résulte de la variabilité de ses microtextures. Cependant, contrairement au cas de la micrite, l'origine des variabilités des microtextures de la craie n'est pas encore clairement expliquée (à l'exception de l'influence de la diagenèse d'enfouissement ; Borre et Fabricius, 1998), particulièrement l'origine sédimentologique et/ou diagénétique de cette variabilité. L'établissement d'une classification des microtextures de la craie serait donc un premier pas vers une meilleure compréhension des propriétés pétrophysiques, mais aussi mécaniques, et donc des qualités réservoir de la craie.

Dans ce contexte, l'objectif principal de cette thèse est de caractériser et d'expliquer les hétérogénéités pétrophysiques matricielles de la craie en regard de sa variabilité sédimentaire et diagénétique. Cela a des enjeux majeurs et permettra de mieux comprendre les réservoirs de craie et de mettre en avant les clés pour développer des modèles prédictifs de répartition spatiale des propriétés réservoirs. Une approche pluridisciplinaire multi-échelles et intégrée était nécessaire et a été menée pour répondre à cette problématique.

Les affleurements de la côte de Normandie ont été choisis comme analogues de terrain aux réservoirs de Mer du Nord, car (1) la côte expose la section la plus continue dans le temps et dans l'espace du Crétacé supérieur (Cénomaniens au Santonien) le long de la marge nord-ouest du Bassin de Paris (falaises d'une altitude moyenne de 65 m sur 100 km du Cap d'Antifer au Tréport), (2) le contexte géologique (paléogéographie, stratigraphie, paléoenvironnement, enfouissement) est bien défini, (3) une grande partie des affleurements n'est pas ou très peu affectée par la fracturation, et (4) les échantillons présentent une large variabilité pétrophysique similaire à celle observée en Mer du Nord.

Afin de répondre à cette problématique, le présent manuscrit s'organise en 5 chapitres.

Le **chapitre 1** (*Contexte géologique de l'étude*) présente le contexte global de la craie au Crétacé supérieur et le cadre géologique, paléogéographique et stratigraphique de la zone d'étude.

Le **chapitre 2** (*Matériel et méthodes*) détaille les sites étudiés et les méthodes d'analyses employées, depuis le prélèvement jusqu'aux mesures pétrophysiques en passant par les méthodes d'observation et de caractérisation à multi-échelles.

Le **chapitre 3** (*Sédimentologie et modèles sédimentaires de la Craie*) propose différents modèles de dépôt de la craie qui se succèdent temporellement au cours du Crétacé supérieur et pose le cadre faciologique et environnemental de cette étude.

Le **chapitre 4** (*Classification des microtextures de la craie : origine sédimentaire versus diagénétique*) est une version de l'article soumis dans la revue *Sedimentology* complétée d'une partie faisant le lien plus en détail entre cet article et le chapitre 3. Cet article propose une classification des microtextures de la craie et discute de leurs origines.

Le **chapitre 5** (*Caractérisation et origines des hétérogénéités pétrophysiques de la craie*) illustre l'hétérogénéité pétrophysique de la craie et explique l'origine de cette hétérogénéité en la confrontant aux données sédimentaires et diagénétiques décrites dans le chapitre 3 et aux types de microtextures définis en chapitre 4.

Enfin, une conclusion permettra de faire le bilan sur les apports de cette étude et de définir les facteurs de contrôle des hétérogénéités des propriétés réservoirs de la Craie.

Chapitre 1

Contexte géologique de l'étude

Fluctuat nec mergitur.

Devise de la ville de Paris

Chapitre 1

Contexte géologique de l'étude

1. Répartition mondiale de la Craie au Crétacé supérieur et modes de dépôt	
.....	25
2. Cadre géologique, paléogéographique et stratigraphique de la zone d'étude	
.....	29
2.1. Cadre géologique et tectonique	
.....	29
2.2. Paléogéographie et paléoclimat au Crétacé supérieur (Cénomaniens - Santonien)	
.....	31
2.3. Cadre stratigraphique et séquentiel de la zone étudiée	
.....	35

Liste des figures, tableaux et annexes

Figure I-1 : Carte de répartition de la Craie au Crétacé supérieur et évidence d'upwelling, d'après Lasseur (2007).	25
Figure I-2 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris et localisation de la zone d'étude, modifiée d'après Esmerode et Surlyk, (2009).	29
Figure I-3 : Carte paléogéographique de la France au Cénomanién inférieur, modifiée d'après le Colloque sur le Cénomanién (1978).	32
Figure I-4 : Carte paléogéographique de la France au Cénomanién moyen, modifiée d'après le Colloque sur le Cénomanién (1978).	34
Figure I-5 : Coupe synthétique du Cénomanién au Santonien de Normandie mettant en évidence la stratigraphie, l'évolution des milieux de dépôt et le découpage séquentiel au deuxième et troisième ordre, modifiée d'après Lasseur (2007).	37

Ce chapitre est subdivisé en deux parties. Une première partie présente le contexte global au Crétacé supérieur en mettant en avant la répartition mondiale de la craie et les modes de dépôt reconnus. La seconde partie se concentre sur le Bassin de Paris et la zone d'étude en présentant le contexte géologique, paléogéographique, paléoclimatique, stratigraphique et séquentiel.

1. Répartition mondiale de la Craie au Crétacé supérieur et modes de dépôt

Au Crétacé la Craie est présente dans le Bassin du Western Interior en Amérique du Nord, entre la Tunisie et l'Israël, sur la côte Ouest australienne et sur la bordure sud de l'Eurasie depuis l'Irlande jusqu'au Kazakhstan (Lasseur, 2007 ; Figure I-1). La Craie est la formation sédimentaire dominante en Europe du Nord au Crétacé supérieur. Les zones où la Craie est présente correspondent principalement à des plateformes épicontinentales qui se répartissent de manière latitudinale et qui sont absentes dans les zones équatoriales de moyenne latitude à l'exception d'occurrence ponctuelles au sud de la Téthys, liées à des contextes paléo-océanographiques particuliers.

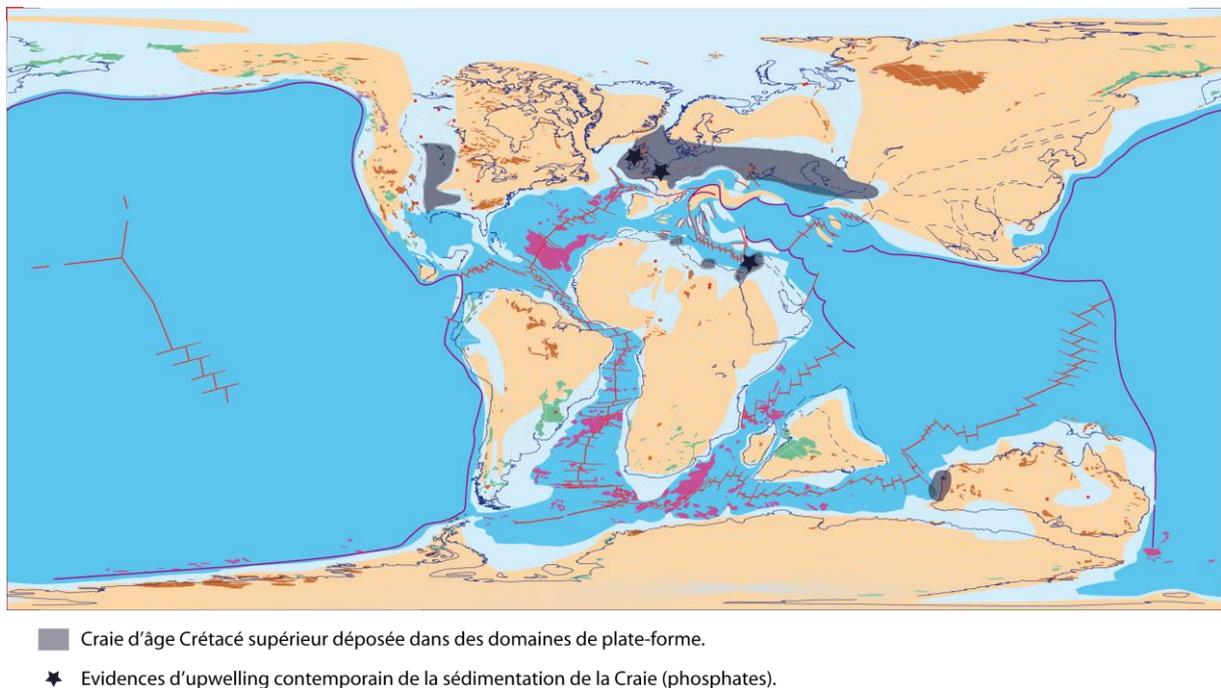


Figure I-1 : Carte de répartition de la Craie au Crétacé supérieur et évidence d'upwelling d'après Lasseur (2007).

Ces zones sont immergées du fait du haut niveau marin eustatique caractéristique du Crétacé supérieur (Haq et al., 1988). Il est possible que le climat plus chaud au niveau de l'équateur, durant cette période déjà chaude, ne soit pas favorable au développement des *coccolithophoridae*, et cela suggère alors un contrôle climatique sur la distribution géographique de la Craie (Lasseur, 2007). De plus, associée à la présence de Craie, Lasseur (2007) a montré les évidences de courants d'upwelling (Figure I-1). Il constate aussi, en comparant ces données aux modèles de simulation paléo-océanographique (Parrish et Curtis, 1982 ; Scotese et Summerhayes, 1986 ; Price et al., 1995), que l'ensemble des zones potentielles d'upwelling décrites par ces modèles, à l'exception de la zone équatoriale, correspondent majoritairement à des zones où la craie est présente. En effet, ce haut niveau marin provoque une absence d'effet de seuil des ruptures de pente continentale (Hay et al., 1999) et permet l'installation d'une circulation profonde, généralement restreinte au domaine océanique durant la plupart des périodes géologiques. Ainsi, Lasseur (2007) associe la sédimentation de craie et la dynamique d'upwellings. Ces zones d'upwelling permettent l'apport abondant de nutriments, fertilisant les eaux. Associée à cela, la chimie des eaux océaniques du Crétacé supérieur, présentant une faible teneur en magnésium, permettrait aux *coccolithophoridae* de répondre plus facilement à cette fertilisation (Stanley et al., 2005).

Des éléments en faveur de courants d'upwelling et d'une courantologie océanique associés au dépôt de la craie pourraient être reconnus. En effet, la craie ne se dépose pas toujours par décantation, et n'est pas toujours tabulaire et homogène, contrairement aux idées reçues. La craie peut présenter différentes géométries visibles en surface et en subsurface. Ces géométries sont de plus en plus souvent reconnues en subsurface notamment en raison des progrès de la sismique et de la sismique 3D (e.g. Back et al., 2011). Ces géométries peuvent avoir plusieurs origines en fonction de leur morphologie et du contexte dans lequel elles se trouvent. Des géométries interprétées comme issues de courant de fond ou plus particulièrement de contourite, sont décrites en Angleterre à l'affleurement (Gale et al., 2013), dans le Bassin Danois en sismique (Lykke-Andersen et Surlyk, 2004 ; Surlyk et Lykke-Andersen, 2007 ; Esmerode et al., 2007 ; Rasmussen et Surlyk, 2012), en Mer du Nord allemande, danoise et norvégienne en sismique 2D et 3D (Esmerode et al., 2008 ; Surlyk et al., 2008 ; Gennaro et al., 2013), et dans le Bassin de Paris à l'affleurement (Quine, 1988 ; Quine et Bosence, 1991 ; Lasseur, 2007) et en subsurface (Esmerode et Surlyk, 2009).

Des géométries interprétées comme issues de phénomènes de redépôt, en lien avec une tectonique synsédimentaire, de type déstabilisation gravitaire sont aussi décrites dans le sud de l'Angleterre en sismique onshore et à l'affleurement (Evans et Hopson, 2000 ; Evans et al., 2003 ; Gale et al., 2015) et en Mer du Nord (Kennedy, 1987 ; Surlyk et al., 2001). Deux types de faciès gravitaires, sont identifiés en sismique et/ou à partir de données de puits en Mer du Nord :

- (1) les épandages turbiditiques de grands volumes dans les localités avec une tectonique synsédimentaire importante, comme dans la zone norvégienne du graben de la Mer du Nord (Kennedy, 1987 ; Hatton, 1986 ; Sikora et al., 1999 ; Gennaro et al., 2013), et
- (2) les dépôts turbiditiques fins dans la partie sud de la Mer du Nord qui indiquent une resédimentation sur des pentes moins marquées (Scholle et al., 1998 ; Damholt et Surlyk, 2004 ; Back et al., 2011).

Enfin plus rarement, des géométries sont interprétées comme des mud-mounds à bryozoaires à l'affleurement dans le Bassin Danois (Surlyk, 1997 ; Bjerager et Surlyk, 2007) et en Normandie (Kennedy et Juignet, 1974). Cependant, ces interprétations ont depuis été revues. Dans le cas de celles présentes au Danemark, Anderskov et al. (2007) les interprètent comme résultant de la combinaison de structures biogéniques à bryozoaires et de courants de fond. Quant à celles de Normandie, elles ont été depuis interprétées comme étant des contourites (Quine, 1988 ; Quine et Bosence, 1991 ; Lasseur, 2007).

En plus de ces géométries, différents modèles de rampes ont été définis dans le Bassin de Paris et en Mer du Nord, depuis les domaines proximaux (Jarvis, 1982 ; Zjilstra, 1995 ; Surlyk, 1997 ; Surlyk et al., 2001 ; Lasseur, 2007 ; Lasseur et al., 2009), jusqu'à des domaines distaux (Scholle et al., 1998 ; Mettraux et al., 1999 ; Sikora et al., 1999 ; Barrier, 2000 ; Surlyk et al., 2001 ; Damholt et Surlyk, 2004 ; Surlyk et Lykke-Andersen, 2007 ; Lasseur et al., 2009). De même, des faciès traduisant des surfaces d'arrêt ou de ralentissement de la sédimentation sont omniprésents dans la craie du Bassin de Paris et en Mer du Nord (e.g. Bromley, 1968 ; Kennedy et Juignet, 1974 ; Kennedy et Garrison, 1975 ; Ekdale et al., 1984 ; Kennedy, 1987 ; Bromley et Gale, 1992 ; Scholle et al., 1998 ; Sikora et al., 1999 ; Lasseur et al., 2009). Parmi ces faciès, les hardgrounds servent parfois de niveaux repères du fait de leur extension importante. De plus, des bentonites ont été reconnues dans la Craie (e.g. Deconinck et Chamley, 1995 ; Deconinck et al., 2005) et peuvent servir de repères stratigraphiques à grande échelle.

De la même manière, les niveaux de silex étaient autrefois utilisés comme niveaux repères dans la stratigraphie. Cependant, ces niveaux ne sont plus utilisés car, d'une part, les corrélations à l'échelle de l'Europe du nord-ouest montrent des diachronismes (Amédéo et Robaszynski, 2001) et d'autre part, du fait qu'ils ne sont pas toujours présents (e.g. Flamborough, UK). De plus, leur utilisation nécessiterait une meilleure compréhension de la cause de leur formation, mais leur origine est toujours mal comprise. Certains auteurs suggèrent que la formation des silex correspond à un arrêt de la sédimentation (Zijlstra, 1995 ; Loi et Dabard, 2002) alors que d'autres expliquent que leur formation serait la cause d'une modification importante de la chimie des eaux due à une altération climatique des roches silicatées émergées (Cayeux, 1929 ; Fröhlich, 1981, 2006).

2. Cadre géologique, paléogéographique et stratigraphique de la zone d'étude

2.1. Cadre géologique et tectonique

Notre zone d'étude est située en Normandie (France) dans le Bassin de Paris qui est un bassin intracratonique (Figure I-2). Ce bassin a enregistré les événements tectoniques majeurs de l'Europe de l'Ouest (Guillocheau et al., 2000).

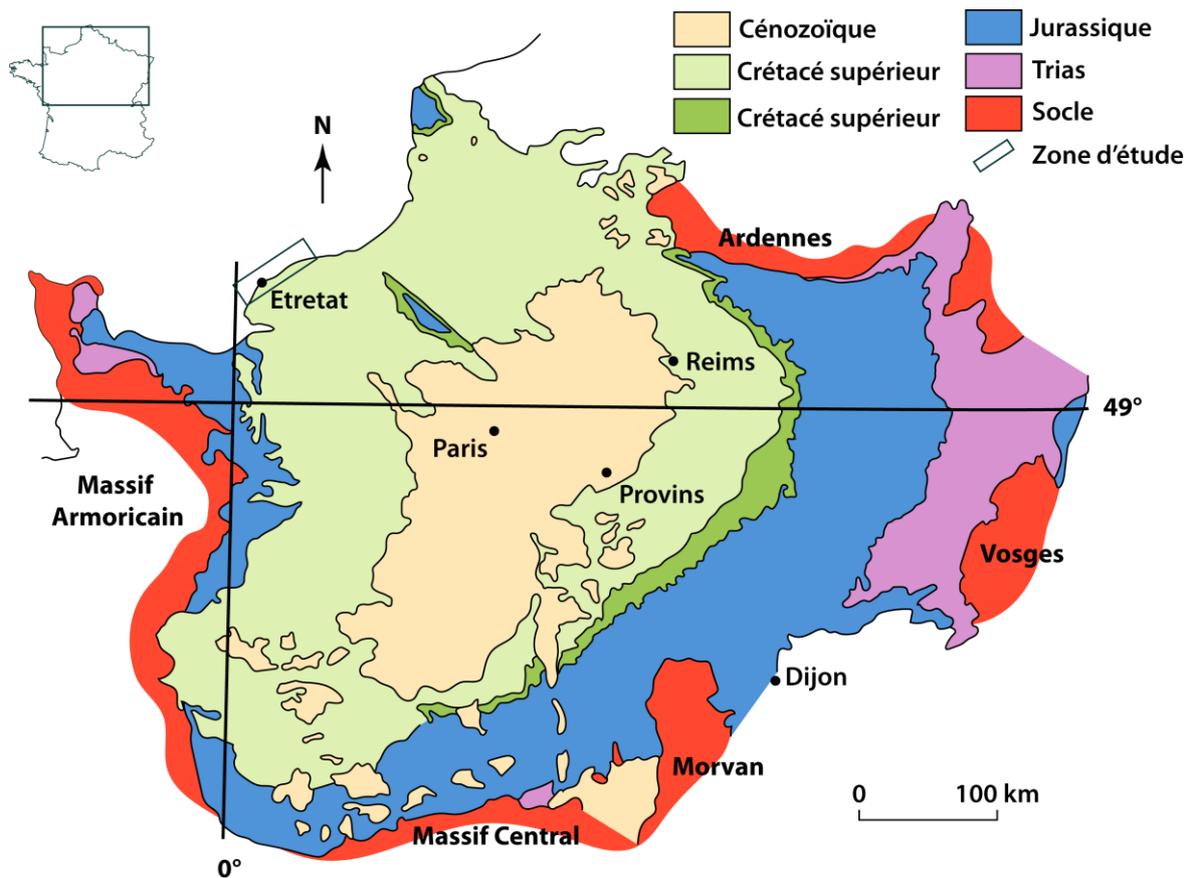


Figure I-2 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris et localisation de la zone d'étude, modifiée d'après Esmerode et Surlyk (2009).

Dans le Bassin de Paris, le Crétacé supérieur se situe entre deux phases de déformation majeures et semble correspondre à une période de quiescence tectonique. La déformation d'âge Crétacé inférieur est contemporaine de l'ouverture du Golfe de Gascogne. Elle se traduit par un synforme NO-SE du bassin et une surrection de ses bordures, que sont le Massif Armoricain au sud-ouest et les Ardennes au nord-est, le premier constituant l'épaulement du rift du Golfe de Gascogne (Guillocheau et al., 2000). Dans l'enregistrement sédimentaire, cette

période se traduit par une sédimentation terrigène qui perdure jusqu'à la fin du Cénomaniens dans le sud-ouest du bassin (Juignet, 1974). La seconde phase de déformation est identifiée à la base des dépôts tertiaires (Thanétiens principalement) comme un événement compressif majeur, avec la présence de synformes orientés NE-SO dans le centre du bassin et associés à une forte réactivation des accidents d'orientation NO-SE, comme l'accident du Bray et l'Artois (Hanot et Obert, 1992 ; Guillocheau et al., 2000 ; Briaux et al., 2016). Cette discordance majeure est contemporaine d'une érosion importante de craie à la transition Crétacé/Tertiaire de l'ordre de 300 à 400 mètres de craie, mise en évidence à partir de données de thermochronologie, de l'étude d'inclusions fluides dans des grès du Keuper et de l'étude de la maturation de la matière organique (Demars et Pagel, 1994 ; Barbarand et al., 2013). En effet, ces données ont mis en évidence un surenfouissement de cette dernière formation, sous-jacente à la craie, et un soulèvement fin-Crétacé, explicables seulement par une érosion importante de craie. Le maximum d'enfouissement de la craie dans notre zone d'étude située en bordure de bassin, est estimé comme étant inférieur à 500 mètres du fait que l'assemblage des argiles détritiques ne soit pas affecté par de la diagenèse d'enfouissement (Deconinck et al., 1989).

Entre les deux phases tectoniques précédemment décrites, le Crétacé supérieur est souvent considéré comme une phase de calme tectonique. Cependant, dans la continuité de quelques déformations locales mises en évidence (Monciardini, 1989 ; Mortimore et Pomerol, 1991, 1997), Lasseur (2007) a contraint les déformations durant cette période, à partir de la reconstruction de la géométrie 3D du Bassin de Paris au Crétacé supérieur. Dans la continuité des conditions existantes au Crétacé inférieur, les perturbations dues à l'ouverture du Golfe de Gascogne sont observables jusqu'au Turonien moyen (Lasseur, 2007). Au cours du Crétacé supérieur, du fait du changement de contraintes tectoniques lié au début du cycle alpin, un régime compressif NE-SO se met en place. Ce changement géodynamique implique une déformation synsédimentaire jusqu'à la fin du Crétacé, où la sédimentation de la Craie s'effectue sur l'ensemble du Bassin de Paris, correspondant à une flexuration à grande longueur d'onde (Lasseur, 2007).

2.2. Paléogéographie et paléoclimat au Crétacé supérieur (Cénomanien - Santonien)

Des reconstitutions paléogéographiques existent à différentes échelles spatiales pour le Cénomanien (Colloque sur le Cénomanien, 1978 ; Juignet et Louail, 1987 ; Hay et al., 1999 ; Dercourt et al., 2000 ; Voigt et al., 2006) et à l'échelle du Bassin de Paris pour les différents étages du Crétacé supérieur (Lasseur, 2007).

Au Cénomanien, la Normandie correspondait à des environnements de plate-forme situés dans une position intermédiaire (Figures I-3 et -4), à moins de 200 km des faciès deltaïques proximaux du pourtour du Massif Armoricaïn alors émergé (Juignet et Louail, 1987 ; Robaszynski et al., 1998 ; Lasseur et al., 2009), et des faciès profonds du centre du Bassin de Paris et du Boulonnais (Robaszynski et al., 1998). Cette zone de Normandie est assimilée à un domaine de haut-fond depuis l'Albien et durant le Cénomanien (Figure I-3 ; Juignet, 1974 ; Robaszynski et al., 1998 ; Lasseur et al., 2009 ; Amédéo et Matrimon, 2014). À partir du début du Cénomanien et jusqu'au Maastrichtien, un ennoïement progressif de tous les reliefs préexistants permet la communication entre le Bassin d'Aquitaine et le Bassin de Paris (Figures I-3 et 4 ; Lasseur, 2007). Cet ennoïement est associé à une sédimentation crayeuse prédominante dans tout le Bassin de Paris, à partir du Turonien, et ce jusqu'au Maastrichtien, ainsi qu'à une diminution des apports terrigènes en Normandie (Lasseur, 2007).

D'un point de vu paléoclimatique, le Crétacé supérieur est considéré comme une période chaude avec une calotte glaciaire absente ou réduite aux pôles, dite de *greenhouse* (Barron, 1982). Le Cénomanien correspond en effet, à l'une des périodes les plus chaudes des temps phanérozoïques, suivie d'une diminution progressive des températures jusqu'au Maastrichtien (Pucéat et al., 2003, 2005 ; Friedrich et al., 2012).

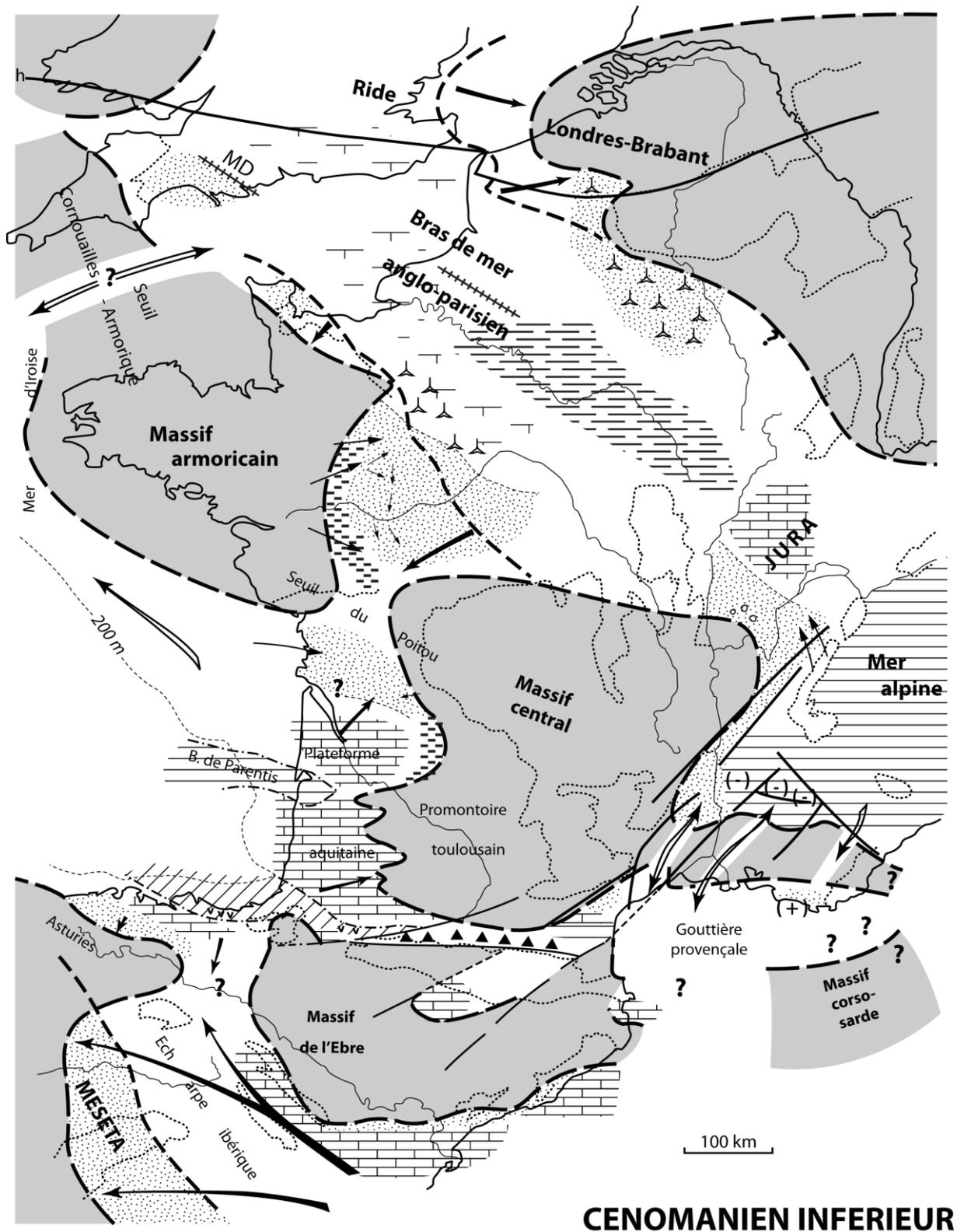


Figure I-3 : Carte paléogéographique de la France au Cénomanién inférieur, modifiée d'après le Colloque sur le Cénomanién (1978).

Lignes directrices de la paléogéographies

-  Limite approximative des aires présumées non atteintes par la mer
-  Importantes failles ou flexures ayant joué un rôle dans la paléogéographie (h : faille hercynienne)
-  Rides, zones hautes, haut-fonds ayant aussi joué un rôle paléogéographique dans le bassin anglo-parisien

Faciès

-  Sédiments détritiques sableux, sablo-argileux, grès ou sablo-conglomératiques non différenciés
-  Conglomérats
-  Couches à lignites
-  Marnes ("Dièves" dans le Nord)
-  Formations argilo-calcaires à microfaunes planctoniques
-  Gaize
-  Formations gypsifères
-  Brèches
-  Flysh
-  Volcanisme et formations volcano-sédimentaires
-  Craie
-  Calcaires de plate-forme
-  Calcaires à Rudistes
-  Lumachelles à Huîtres
-  Dolomies

Déplacements horizontaux

-  Direction d'apport ou d'étalement des matériaux terrigènes
-  Principales zones de transgression
-  Pénétration ou possibilités d'échange de faunes

Mouvements verticaux

- (+) Zone à tendance positive, réfractaire à l'immersion
- (-) Zone à tendance négative, favorable à la transgression

Légende commune aux figures I-3 et -4

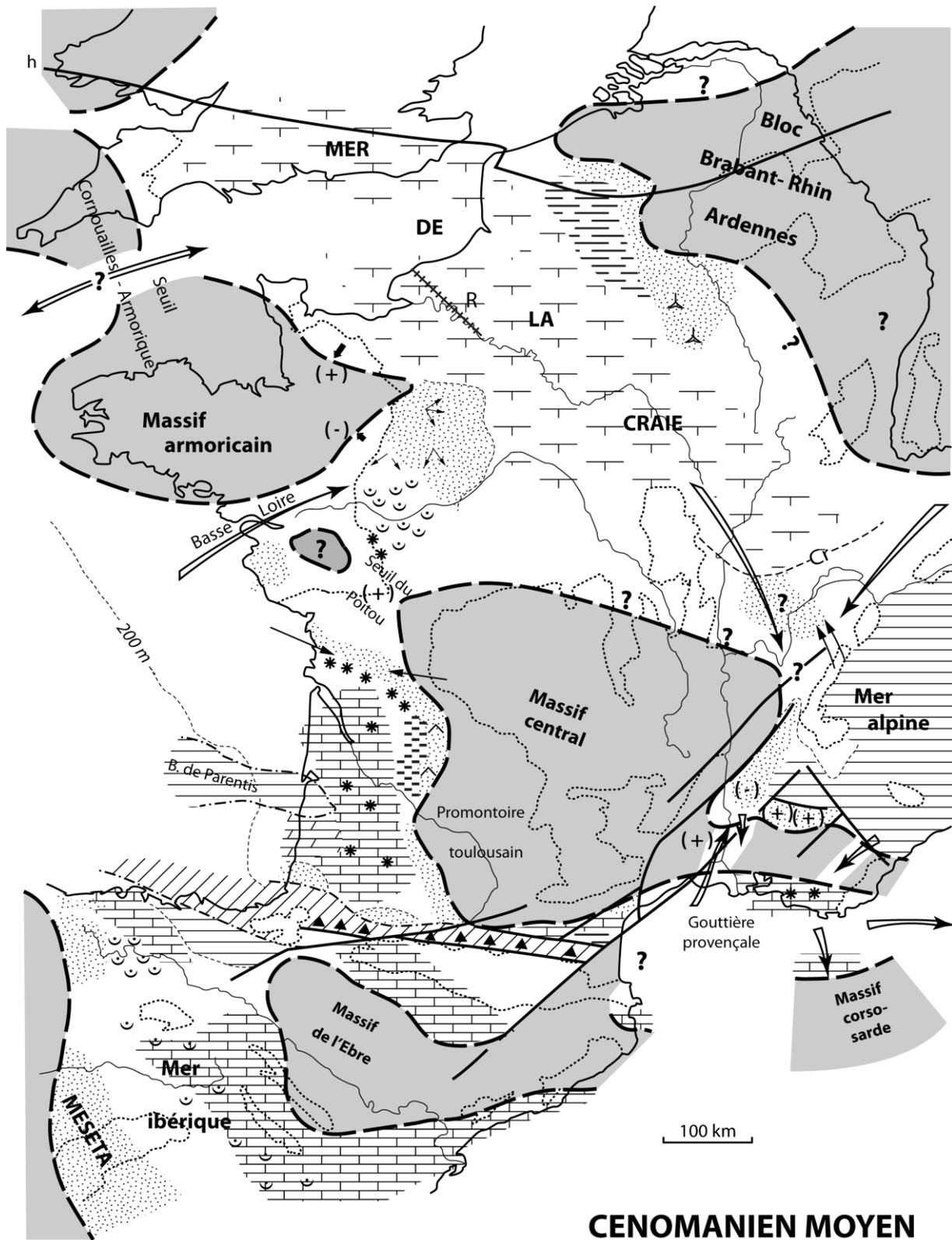


Figure I-4 : Carte paléogéographique de la France au Cénomaniens moyen, modifiée d'après le Colloque sur le Cénomaniens (1978).

2.3. Cadre stratigraphique et séquentiel de la zone étudiée

Depuis Le Havre, jusqu'à quelques kilomètres à l'ouest de Dieppe (Varangeville), les dépôts sédimentaires sont affectés par un léger pendage vers l'ENE qui permet d'observer l'intervalle compris entre la base du Cénomaniens et la base du Campanien (100,5 – 84,2 Ma ; GTS2016 : Ogg et al., 2016). Une coupe de synthèse de cet intervalle a été proposée par Lasseur (2007 ; Figure I-5).

La lithostratigraphie de la Craie (Juignet, 1974 ; Juignet et Breton, 1994 ; Lasseur, 2007) est principalement basée sur les trois critères principaux que sont :

- (1) les variations d'abondance des niveaux indurés,
- (2) la teneur en minéraux argileux de la craie (craie blanche ou craie grise), et
- (3) l'abondance des niveaux de silex.

Dans les découpages effectués par Juignet (1974) et Juignet et Breton (1994), les formations sont fréquemment limitées par des niveaux repères, qui sont dans la plupart des cas des hardgrounds. Le découpage lithostratigraphique pour l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen est défini par Juignet (1974) et Juignet et Breton (1994). Cependant, comme aucun découpage clair n'existait pour les dépôts postérieurs, Lasseur (2007) a défini ici deux formations supplémentaires. Les différentes formations de Normandie sont mises en équivalence avec celles de la lithostratigraphie anglaise (Figure I-5), définies sur les côtes du Sussex (Mortimore et al., 2001) dont les dépôts montrent des similitudes importantes avec les craies de Normandie (Mortimore et Pomerol, 1987).

Les différentes formations de la Craie de Haute-Normandie sont, en remontant la pile stratigraphique (Figure I-5) :

- la Craie Glauconieuse (Juignet, 1974) à nombreux hardgrounds, d'âge Cénomaniens inférieur à début du Cénomaniens moyen ;
- la Craie de Rouen (Juignet, 1974) de couleur grise, à niveaux marneux et niveaux de silex abondants, d'âge Cénomaniens moyen et début du Cénomaniens supérieur ;

- la Craie de Fécamp (Lasseur, 2007) de couleur grise et noduleuse, d'âge Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur. Cette formation est le regroupement de la formation de la Craie d'Antifer et du membre de la Craie du Cap Fagnet de Juignet et Breton (1994) ;
- la Craie du Val-St-Nicolas (Lasseur, 2007) plus blanche, à cordons de silex, considérée comme un membre par Juignet et Breton (1994) mais considérée comme une formation à part entière, du fait de ses caractéristiques lithologiques bien distinctes et de sa corrélabilité par Lasseur (2007) ;
- la Craie de Senneville (Juignet et Breton, 1994) blanche-grise et à rares silex, d'âge Turonien moyen-supérieur ;
- la Craie de Saint-Pierre-en-Port (Juignet et Breton, 1994) blanche-grise et à nombreux niveaux indurés et cordons de silex, d'âge Turonien supérieur à base du Coniacien moyen ;
- la Craie de Veulettes (Lasseur, 2007), blanche à cordons de silex d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique, d'âge Coniacien moyen à Santonien moyen ;
- la Craie de Sotteville (Lasseur, 2007) de couleur grisâtre et à silex plus petits et plus dispersés, et contenant plusieurs niveaux marneux, d'âge Santonien moyen à Santonien terminal.

La biostratigraphie de la Craie de Normandie est définie avec une précision variable suivant les étages (Figure I-5). La biostratigraphie du Cénomaniens est bien définie grâce à l'abondance des faunes d'ammonites (Juignet, 1974 ; Juignet et Kennedy, 1976 ; Robaszynski et al., 1998). Cependant, la biostratigraphie des dépôts du Turonien et des dépôts postérieurs est relativement imprécise. Les ammonites sont absentes, à l'exception de rares niveaux dans le Turonien (Kennedy et Gale, 2015). La biostratigraphie est essentiellement basée sur les foraminifères benthiques, les échinodermes et les inocérames (Monciardini, 1978 ; Bignot et al., 1993 ; Lasseur, 2007).

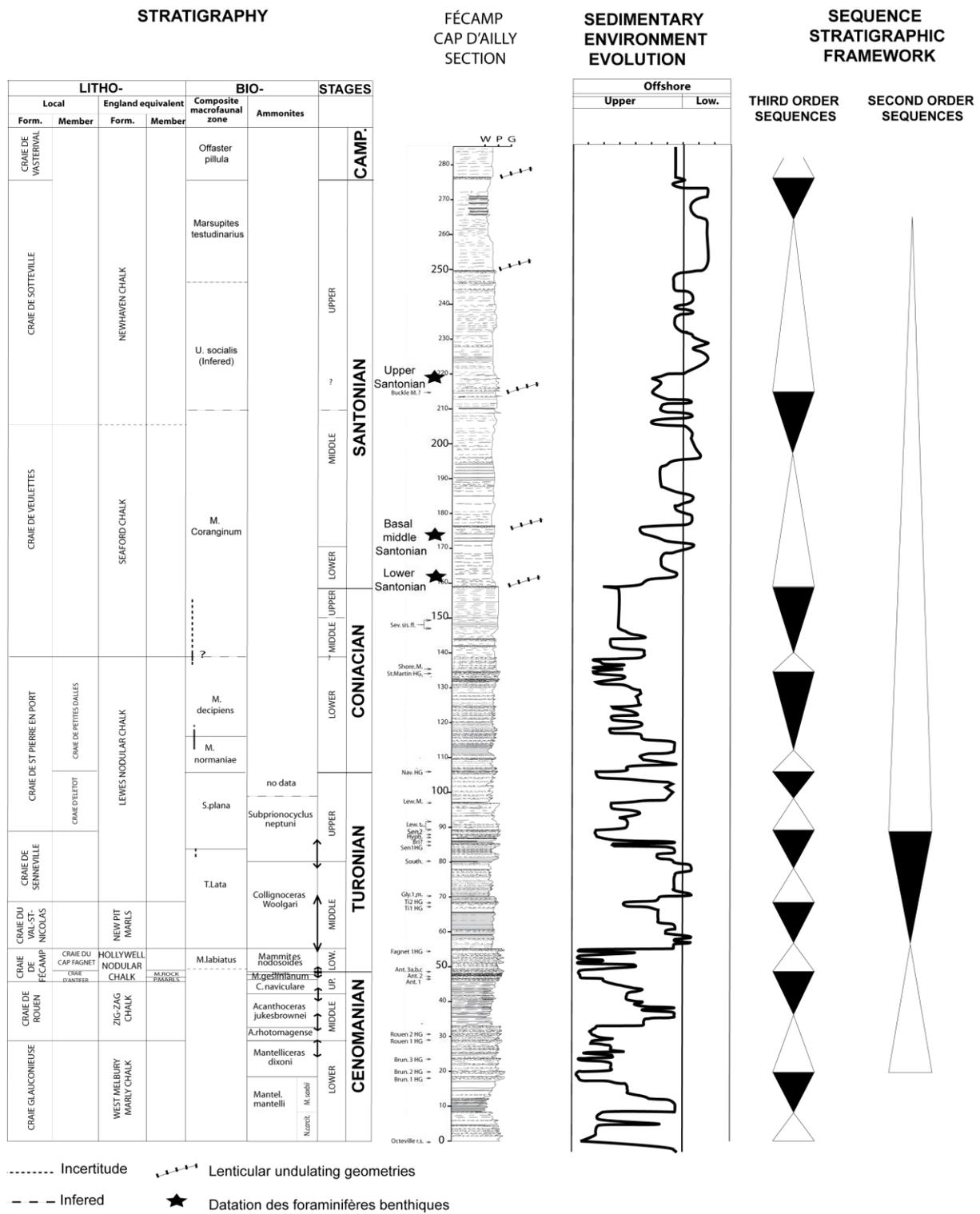


Figure 1-5: Coupe synthétique du Cénomaniens au Santonien de Normandie mettant en évidence la stratigraphie, l'évolution des milieux de dépôt et le découpage séquentiel au deuxième et troisième ordre, modifiée d'après Lasseur (2007).

À partir d'une étude détaillée de l'évolution des environnements de dépôt au cours du Crétacé supérieur de Normandie, Lasseur (2007) propose un découpage séquentiel de deuxième ordre, troisième ordre et d'ordre supérieur (Figure I-5). Les tendances majeures identifiées sont les suivantes. Le minimum de profondeur se situe en base de Cénomaniens moyen, qui correspond aux milieux les plus proximaux du Crétacé supérieur. Une première tendance transgressive a lieu jusqu'à une surface maximum d'enneigement au Turonien moyen. Suit ensuite une tendance régressive qui s'achève au Turonien supérieur. Ensuite, un approfondissement généralisé est constaté dans tout le bassin. Cette tendance semble s'achever au Campanien inférieur d'après les données du forage Craie 700 du centre du bassin (Lasseur, 2007). Au sein de ces séquences majeures de deuxième ordre d'environ 5 Ma, deux ordres de séquences sont identifiés (Figure I-5 ; un seul de ces deux ordres est présent sur cette figure). Ces séquences ont des durées variant de 0,5 à 1 Ma. Ces grandes variations sont cohérentes avec la plupart des chartes eustatiques (Lasseur, 2007). Haq et al. (1988), Hancock (1989) et Sahagian et al. (1996) positionnent une phase de chute du niveau marin durant le Cénomaniens moyen. Dans l'étude séquentielle de Normandie de Lasseur (2007), comme dans les chartes eustatiques (Haq et al., 1988 ; Hancock, 1989 ; Sahagian et al., 1996 ; Gale et al., 2002 ; Miller et al., 2004, 2005), l'intervalle Turonien inférieur-moyen correspond à une période de haut niveau marin, l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien moyen à une période de plus bas niveau marin, et l'intervalle Coniacien supérieur à Campanien correspond à une période de remontée continue du niveau marin eustatique.

Liés à cette évolution séquentielle, plusieurs modes de dépôt successifs ont été mis en évidence en Normandie au cours du Crétacé supérieur par Lasseur (2007). Du Cénomaniens au Coniacien moyen, la craie se dépose le long d'une rampe, tout d'abord argileuse au Cénomaniens inférieur du fait des apports terrigènes encore abondants à cette période, puis évoluant vers une rampe carbonatée du fait de l'enneigement progressif des reliefs (Lasseur et al., 2009). Du Coniacien au Santonien, la craie se présente sous forme de géométries lenticulaires en ondulation qui correspondent à des contourites (Figure I-5 ; Lasseur, 2007). Ces différents modèles de dépôt (rampe argileuse, rampe carbonatée et contourite), ainsi que les surfaces d'arrêt et de ralentissement de la sédimentation, présents tout au long du Crétacé supérieur en Normandie, sont présentés en détail dans le chapitre 3.

Chapitre 2

Matériel et méthodes

*Chacun sa méthode. Moi, je travaille en dormant et la solution de tous les problèmes,
je la trouve en rêvant.*

Jacques Prévert

Chapitre 2

Matériel et méthodes

1. Sites d'échantillonnage et méthodes d'échantillonnage sur le terrain	47
2. Calcimétrie et analyse minéralogique	49
3. Méthodes d'observation et de quantification	50
3.1. Macroscopiquement	50
3.2. Tomographie par rayons X réalisée au scanner médical	50
3.2.1. <u>Principe</u>	50
3.2.2. <u>Acquisitions</u>	52
3.2.3. <u>Traitement des données</u>	53
3.3. Observation au microscope optique	56
3.3.1. <u>Réalisation des lames minces</u>	56
3.3.2. <u>Observations qualitatives</u>	56
3.3.3. <u>Définition des types de porosité et de pores</u>	57
3.3.4. <u>Protocole de quantification</u>	60
3.4. Observation au Microscope Électronique à Balayage (MEB)	62
4. Acquisitions des paramètres pétrophysiques	64
4.1. Réalisation des plugs	64
4.2. Méthodes de caractérisation du réseau poreux	66
4.2.1. <u>Mesure de porosité totale</u>	66
Porosimétrie à l'eau (méthode d'Archimède)	66
Mesure de la porosité totale en combinant la pycnométrie à l'hélium et la détermination du volume de l'échantillon par immersion dans le mercure	70
4.2.2. <u>Mesure de porosité librement accessible à l'eau par capillarité sous 48 heures</u>	72
4.2.3. <u>Porosimétrie au mercure (MICP) et traitement des données porosimétriques</u>	74
Principe	74
Acquisition	75
Traitement des données de porosimétrie au mercure	78
Avantages et inconvénients	82

4.3. Méthodes de caractérisation des transferts de fluides	83
4.3.1. <u>Mesure de perméabilité au gaz et correction de Klinkenberg</u>	83
Principe	83
Appareillage et acquisition	85
4.3.2. <u>Mesure des cinétiques d'imbibition capillaire et traitement des données</u>	86
Principe.....	86
Appareillage et acquisition	87
4.4. Autres méthodes pétrophysiques utilisées	91
4.4.1. <u>Mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P</u>	91
4.4.2. <u>Mesure de la conductivité électrique et traitement des données</u>	92
Principe	92
Appareillage et acquisition	93
Traitement des données	94
5. Analyse statistique	95

Liste des figures, tableaux et annexes

Figure II-1 : Stratégie d'échantillonnage, méthodes d'analyse et type d'informations obtenues.	46
Figure II-2 : Répartition spatio-temporelle des sites d'échantillonnage le long de la côte de Normandie.	47
Figure II-3 : Scanner médial du CSTJF-Total (Pau) avec 5 carottes provenant d'Yport sur le banc d'acquisition.	51
Figure II-4 : Exemples de données obtenues à partir des acquisitions scanner après traitement par contraste sur la carotte ETR80 d'une longueur de 17 cm (image de carotte prise sur le banc photo au CSJT, Total-Pau).	53
Figure II-5 : Exemple de coupes transversales de différentes carottes montrant des hétérogénéités.	54
Figure II-6 : Exemple d'acquisition des valeurs de densités radiologiques exprimées en unités Hounsfield (UH).	55
Figure II-7 : Dispositif de saturation en eau sous vide des échantillons.	67
Figure II-8 : Vue générale du dispositif de mesure de la masse immergée (M_{im}) d'un échantillon saturé.	68
Figure II-9 : Dispositif et méthode de pycnométrie à l'hélium.	71
Figure II-10 : Présentation du dispositif et de l'évolution au cours des 48 heures de l'imbibition capillaire (Rousset, 2001).	72
Figure II-11 : Mécanismes de piégeage d'air lors d'une imbibition capillaire proposés par Bousquié (1979).	73
Figure II-12 : Matériel utilisé pour la porosimétrie mercure.	76
Figure II-13 : Schéma explicatif de l'intrusion (A) et de l'extrusion (B) de mercure avec la notion de rayon d'accès, de rayon de pore et de porosité piégée (modifié d'après Bousquié, 1979 et Pavone, 1982).	78
Figure II-14 : Artefact de conformation (A) et artefact de surface (B).	79
Figure II-15 : Exemples de courbes obtenues à partir de la porosimétrie au mercure.	80
Figure II-16 : Détermination de la perméabilité réelle K à partir de la perméabilité apparente au gaz K_a , modifié d'après Riepe et al. (1983).	85
Figure II-17 : Dispositif de mesure des perméabilités apparentes au gaz K_a avec contrôle de la pression de confinement et de la pression de fluide amont et mesure de la pression de fluide aval et mesure du débit à la sortie à l'aide d'un débitmètre à bille.	86
Figure II-18 : Dispositif de mesure des cinétiques d'imbibition capillaire.	88
Figure II-19 : Exemple de courbes de cinétiques d'imbibition capillaire avec la détermination des coefficients A de prise de poids et B de remontée de la frange humide.	89

Figure II-20 : Dispositif de mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug sec Vp_{sec} et sur plug saturé en eau Vp_{sat} 91

Figure II-21 : Dispositif de mesure de la conductivité électrique. 93

Figure II-22 : Exemples de détermination graphique du facteur de formation F à partir de la conductivité électrique de l'électrolyte et de celle du plug. 94

Tableau II-1 : Classification des différents types de pores selon Lønøy (2006). 58

Tableau II-2 : Synthèse des limites entre micro-, méso- et macropores proposées par différents auteurs et celles choisies dans le cas de cette étude. 59

L'hétérogénéité faciologique et pétrographique des craies de Normandie, liée à leur histoire géologique (sédimentologie et diagenèse), nécessite une étude multi-échelle pour la caractérisation puis la compréhension de leurs propriétés réservoirs. Ce chapitre présente l'ensemble des méthodes d'analyse utilisées pendant cette thèse depuis l'échelle du terrain jusqu'à l'analyse à l'échelle microscopique au MEB. Les variabilités observées dans la craie, liées à leurs conditions de dépôt et les transformations diagénétiques successives, entraînent des variabilités microstructurales de la roche et de son réseau poreux, et ont donc une influence sur les propriétés de stockage et de transfert des fluides. Afin de caractériser dans le détail ces variabilités, nous avons prélevé un set important d'échantillons sur lesquels, nous avons mis en œuvre un grand nombre de méthodes d'observation à différentes échelles et de caractérisation à la fois qualitative et quantitative. Toutes ces informations sont ensuite confrontées pour expliquer la variabilité des craies. La réalisation de l'ensemble des méthodes présentées dans ce chapitre est nécessaire à la compréhension de la craie comme réservoir.

Dans ce chapitre, seront présentés dans l'ordre, les sites et les méthodes d'échantillonnage sur le terrain (partie 1), les méthodes utilisées pour l'étude minéralogique (partie 2), les méthodes d'observation, de caractérisation et de quantification multi-échelles (partie 3), les méthodes de caractérisation du réseau poreux et de mesure des paramètres pétrophysiques (partie 4). Enfin, est présentée une méthode d'analyse statistique des données (partie 5) permettant de mettre en évidence les relations potentielles entre les paramètres déterminés par les différentes méthodes analytiques.

La figure II-1 synthétise l'ensemble des méthodes appliquées dans cette étude, en précisant le nombre d'acquisitions effectuées pour chaque méthode analytique, le lieu géographique et le laboratoire où l'acquisition a été réalisée, l'échelle d'investigation ainsi que l'information fournie par cette méthode.

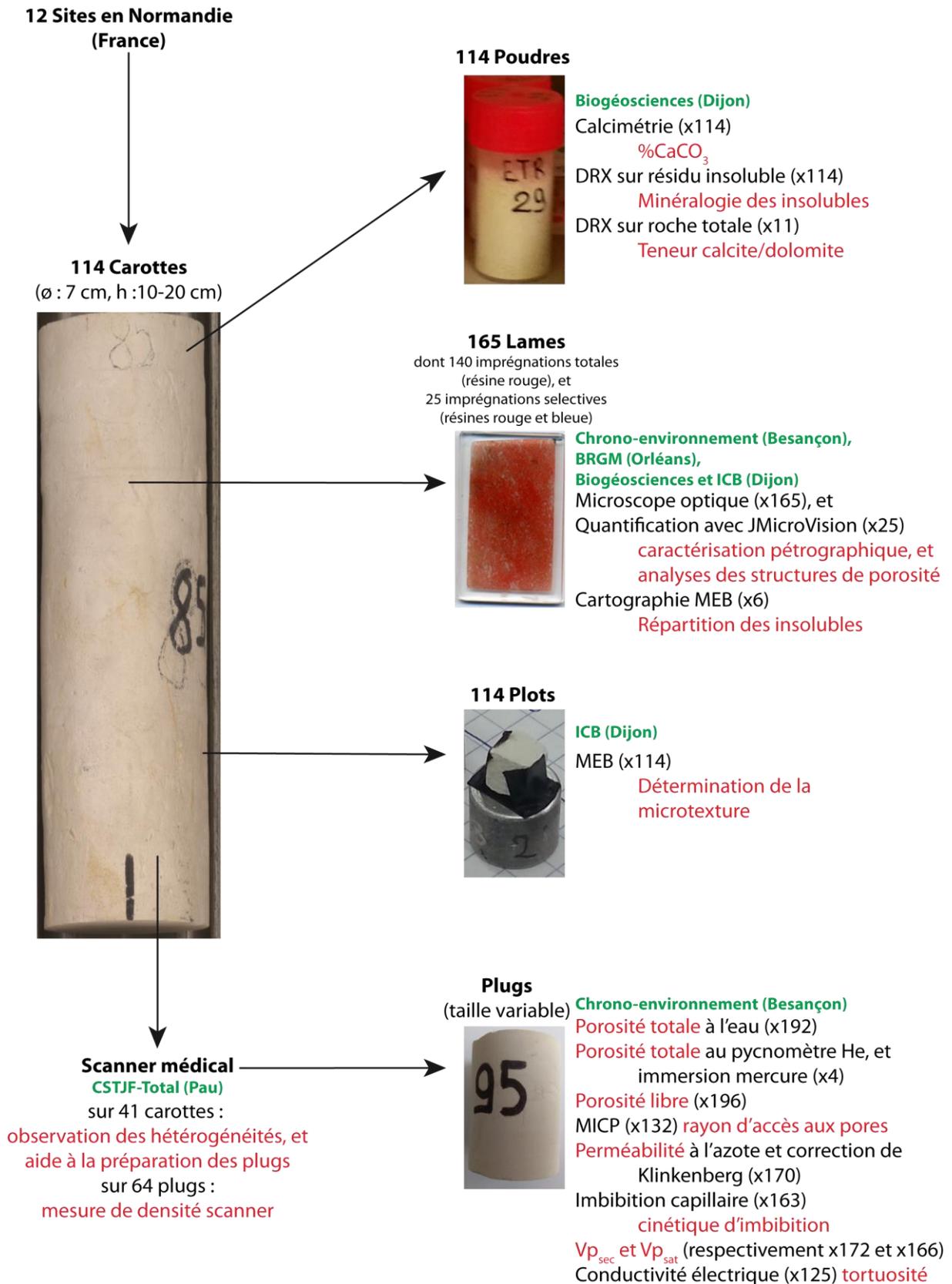


Figure II-1 : Stratégie d'échantillonnage, méthodes d'analyse, lieu d'acquisition et type d'informations obtenues.

1. Sites d'échantillonnage et méthode d'échantillonnage sur le terrain

12 sites d'échantillonnage ont été sélectionnés en Normandie de Saint-Jouin-Bruneval au Sud-Ouest à Saint-Martin-en-Campagne au Nord-Est. La Figure II-2 présente à la fois la répartition géographique des sites d'échantillonnage le long de la côte de Normandie, et la position stratigraphique des craies prélevées sur chaque site dans le Crétacé supérieur (Cénomaniens-Santonien ; 100,5–84,2 Ma; GTS2016: Ogg *et al.*, 2016). Cette distribution spatio-temporelle permet de s'affranchir de l'effet éventuel d'une diagenèse locale et de balayer l'ensemble de la gamme de variabilité des craies normandes.

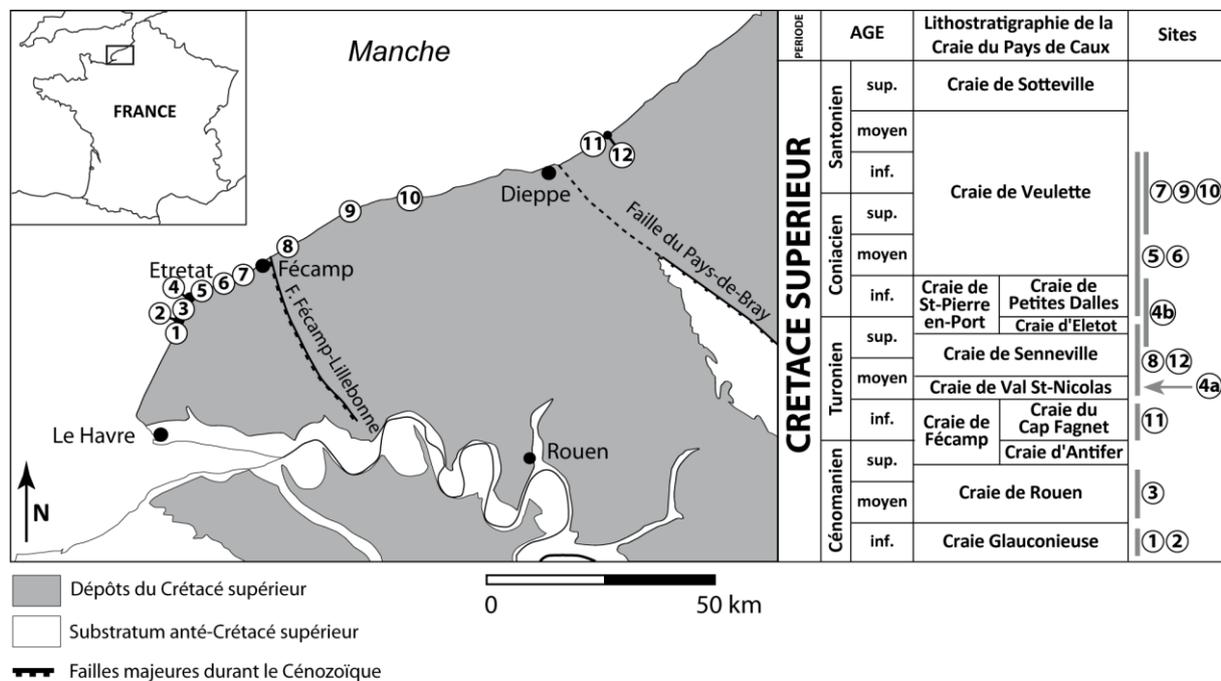


Figure II-2: Répartition spatio-temporelle des sites d'échantillonnage le long de la côte de Normandie. Carte géologique simplifiée modifiée d'après Lasseur *et al.* (2009) et répartition stratigraphique d'après la lithostratigraphie des craies du Pays de Caux de Juignet (1974) et Juignet et Breton (1994). Noms des sites d'échantillonnage : 1. Saint-Jouin-Bruneval. 2. Bruneval. 3. Le Fourquet. 4a. Le Tilleul, partie sud-ouest de la plage. 4b. Le Tilleul, partie nord-est de la plage. 5. Étretat. 6. Bénouville. 7. Yport. 8. Senneville-sur-Fécamp. 9. Saint-Martin-aux-Buneaux. 10. Saint-Valery-en-Caux. 11. Val du Prêtre. 12. Saint-Martin-en-Campagne.

Le prélèvement des échantillons (114 échantillons) a été réalisé horizontalement, au pied des falaises ou le long d'escaliers, à l'aide d'une carotteuse munie d'un foret diamanté refroidi à l'eau de mer (seule eau à proximité) permettant d'extraire des carottes orientées de 8 cm de diamètre et d'une longueur de 10 à 20 cm (Saint-Jouin-Bruneval 4 échantillons ; Bruneval 11 ; Le Fourquet 7 ; Le Tilleul, sud-ouest 2 ; Le Tilleul, nord-est 11 ; Étretat 31 ; Bénouville 10 ; Yport 13 ; Senneville-sur-Fécamp 5 ; Saint-Martin-aux-Buneaux 9 ; Saint-Valery-en-Caux 5 ; Val du Prêtre 2 ; et Saint-Martin-en-Campagne 4 échantillons). Lors des carottages, les zones de failles ont été évitées. Les échantillons ainsi prélevés ont été systématiquement repérés sur des panoramas photographiques et sur des logs stratigraphiques.

Dès le retour du terrain, les carottes ont été nettoyées (élimination de la couche d'altération superficielle), puis dessalées pour éliminer les chlorures (provenant des embruns et de l'eau de forage) présents dans la porosité de la roche, en maintenant immergées les carottes dans un très grand volume d'eau distillée renouvelée régulièrement pendant 48 heures, et enfin elles ont été séchées à l'air libre et à température ambiante.

2. Calcimétrie et analyse minéralogique

Pour chacun des 114 carottes prélevées sur le terrain, des poudres obtenues par broyage des chutes provenant de la rectification des bases des plugs, ont permis de mesurer les teneurs en carbonates et de déterminer le contenu minéralogique de la fraction non carbonatée.

Les teneurs en carbonates ont été déterminées par calcimétrie en mesurant la différence de masse avant et après une attaque acide. Pour maximiser la précision de la mesure des teneurs en carbonates et pour éviter une consommation abusive d'acide, 5 grammes de poudre représentative de l'échantillon ont été utilisés. La précision de la mesure est estimée à 0,1 %. Les poudres sont préalablement séchées jusqu'à masse constante à l'étuve à 50°C. Après homogénéisation, 5 g sont prélevés puis attaqués par 60 ml d'acide chlorhydrique HCl 2N, de telle sorte que l'attaque de la poudre soit complète après 2 heures sur une table d'agitation (130 tours/min). Le résidu de l'attaque est récupéré après plusieurs cycles de rinçage et de centrifugation, et après un séchage de plusieurs jours à l'étuve à 50°C jusqu'à masse constante. Celui-ci est alors pesé. La différence de masse avant et après l'attaque acide permet de déterminer la teneur en carbonates en pourcentage massique (wt%).

Le résidu est ensuite finement broyé pour le préparer pour la détermination de sa composition minéralogique par Diffractométrie des Rayons-X (DRX). L'analyse a été réalisée sur les 114 résidus désorientés sur un support métallique entre 2° et 65° (2θ) selon un pas de 0,021°, à l'aide d'un diffractomètre Bruker D4 Endeavor équipé d'une source $\text{CuK}\alpha$, d'un détecteur de type LynxEye et un filtre Ni, sous un voltage de 40 kV et une intensité de 40 mA. Ces analyses au DRX sur résidu insoluble ont permis de vérifier que la décarbonatation complète des échantillons par l'attaque acide préalable était effective, et de déterminer la composition minéralogique du résidu.

De plus, 11 échantillons supposés contenir de la dolomite, ont été analysés par DRX, à partir de poudres de roche totale désorientées, afin d'en déterminer la proportion de dolomite.

3. Méthodes d'observation et de quantification

3.1. Macroscopiquement

Un maximum d'observations est réalisé directement sur le terrain et sur les carottes prélevées (couleur, figure sédimentaire, macrofaune, granulométrie ...). Cette première étape permet de relever les hétérogénéités à moyenne échelle (mètre-centimètre) et de déterminer la lithologie, les conditions de sédimentation et d'identifier des traces éventuelles de transformations diagénétiques.

Les carottes ont été systématiquement photographiées (soit au laboratoire Chrono-environnement, soit au laboratoire Biogéosciences, soit à la carothèque du CSTJF-Total, Pau) avant de faire l'objet de prélèvement et/ou la confection des plugs.

3.2. Tomographie par rayons X réalisée au scanner médical

3.2.1. Principe

Le tomodensimètre à rayons X utilisé en imagerie médicale permet d'obtenir des informations des caractéristiques du matériau en 3D avec la possibilité ensuite de produire des reconstructions 3D des structures internes des carottes sans les détruire et sans avoir éventuellement à les sortir de leur gaine s'il s'agit de carottes provenant de forage pétrolier. Ces acquisitions se font généralement en routine dès l'arrivée de carottes en carothèque au CSTJF. Les images obtenues sont utiles ici pour mettre en évidence certaines structures, hétérogénéités sédimentaires (litage, nodules, bioturbations, ...) ou la présence de joints structuraux.

Le principe de l'imagerie scanner repose sur la loi de Beer-Lambert qui stipule que quand un faisceau parallèle de rayons X monochromatiques d'intensité I traverse, à incidence normale, une matière d'épaisseur x , le faisceau est atténué de l'intensité dI :

$$I_x = I_0 e^{-\mu x} \quad dI = -I \mu dx$$

où I_0 et I_x sont respectivement l'intensité du faisceau incident et celle du faisceau transmis, et μ est le coefficient linéaire d'absorption de la matière (coefficient d'atténuation linéaire).

Le coefficient d'absorption dépend de l'énergie des photons composant le faisceau incident, de la composition et de l'épaisseur du matériau traversé. L'énergie des photons composant le faisceau incident étant préalablement fixée, et l'épaisseur de l'échantillon connue et constante, la variation de μ ne dépend alors que de la densité des matériaux composant la roche traversée (rapport minéraux et vides). Ce coefficient d'atténuation peut être rapporté à un coefficient d'atténuation de référence à savoir celui de l'eau pour ne plus être dépendant de l'énergie utilisée et être donc comparable à d'autres acquisitions faites sous d'autres conditions. Les valeurs ainsi rapportées ont été définies par Hounsfield d'où leur dénomination en unités Hounsfield (UH) :

$$\text{Unité Hounsfield} = \frac{\mu - \mu_{\text{eau}}}{\mu_{\text{eau}}} \times 1000$$

Ainsi, la valeur d'unité Hounsfield dépend seulement de la densité apparente du volume de matériel analysé, ce qui correspond, dans notre cas, à une proportion de vide (air) et de squelette matriciel (solide). En exemples, voici quelques valeurs d'unité Hounsfield (De Vos et al., 2009) : Eau = 0 UH ; Air = - 1000 UH ; Os = 1000 UH.



Figure II-3 : Scanner médial du CSTJF-Total (Pau) avec 5 carottes provenant d'Yport sur le banc d'acquisition. Longueur totale environ 1 mètre.

Le scanner médical est composé d'un dispositif cylindrique qui se met en rotation autour de l'échantillon pour analyser l'ensemble du volume de l'échantillon. Ce dispositif est constitué d'un côté, d'un tube produisant les rayons X et d'un détecteur en position opposée. Les échantillons sont placés, entre la source et le capteur, sur un banc qui se déplace à une vitesse programmable (Figure II-3). Les rayons X, générés à une énergie donnée traversent l'échantillon et sont détectés par le détecteur. Les rayons X interagissent avec la matière en fonction de la composition de l'échantillon et notamment en fonction de la densité apparente du volume analysé. L'atténuation des rayons X au cours de la traversée de l'échantillon est obtenue pour une tranche de roche à partir d'une rotation complète du couple tube-capteurs autour de l'échantillon. Une valeur d'atténuation du faisceau à une énergie donnée est alors déterminée pour un volume de roche qui correspond à un voxel. Une image 2D en densité radiologique (*slices*) est alors reconstruite à partir des valeurs de chaque voxel et l'acquisition se poursuit sur une autre tranche. L'image acquise est codée sur 12 bits soit 4096 niveaux de gris. Les zones sombres étant les moins denses (noir=vide) et les plus claires les zones les plus denses. La finesse de la résolution de l'image permet de mettre en évidence les éventuelles très faibles variations de densité et par conséquent de porosité, dans le cas d'échantillon de roches quasiment monominérales. La combinaison de toutes les images acquises (*slices*) avec un espacement donné permet de reconstituer une image en volume (3D) de l'échantillon.

3.2.2. Acquisitions

Les acquisitions scanner ont été réalisées au Centre Scientifique et Technique Jean-Féger à Total (Pau), sur un scanner médical 3D bi-énergie DiscoveryTM CT750 HD multi-coupes 64 de General Electric couplé au logiciel de reconstruction AW Volume Share 5 de General Electric. L'acquisition a été effectuée en mode axial, c'est-à-dire avec un pas d'avancée du banc prédéfini et une acquisition à chaque pas.

41 **carottes** (7 cm de diamètre par 10-20 cm de long) prélevées à l'affleurement en Normandie ont été passées au scanner médical avec une résolution du voxel de 17,58 x 15,58 x 30 μm à une énergie de photon de 140 keV à 370 mA.

Un set de 64 **plugs** de craies variées (carbonatées, siliceuses et argileuses) a été sélectionné. Ces plugs (4 cm de diamètre par 5,5 cm de long environ) ont été passés au scanner médical

avec une résolution du voxel de $9,76 \times 9,76 \times 12,5 \mu\text{m}$ à une énergie de photon de 140 keV à 370 mA. À cette résolution (maximale pour le volume investigué), un voxel correspond à un volume contenant à la fois de la matrice et des vides et se traduit par une valeur d'atténuation gris plus ou moins foncé en fonction de la proportion matrice/vide.

3.2.3. Traitement des données

Par traitement des **images** en contraste et reconstruction, plusieurs coupes transversales (*slices*), deux coupes longitudinales perpendiculaires l'une de l'autre (*dip* et *strike*), l'image déroulée du pourtour de l'échantillon et une **vidéo** qui traverse longitudinalement l'échantillon sont réalisées en routine. La figure II-4 présente un exemple de résultat obtenu après les traitements.

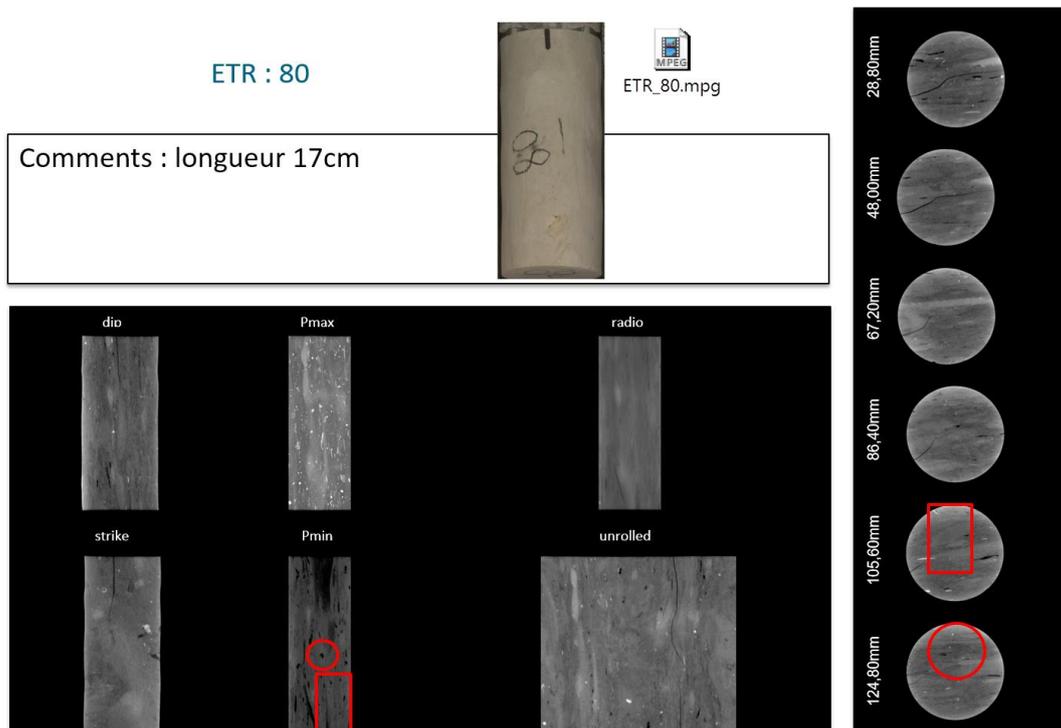


Figure II-4 : Exemples de données obtenues à partir des acquisitions scanner après traitement par contraste sur la carotte ETR80 d'une longueur de 17 cm (image de carotte prise sur le banc photo au CSJT, Total-Pau). Sur cette figure sont exposés deux coupes longitudinales (*dip* et *strike*), les valeurs minimales et maximales de densités radiologiques (*Pmin* et *Pmax*), la radiographie (*radio*), l'image du pourtour de la carotte dite image déroulée (*unrolled*), 6 coupes transversales à 28.8, 48, 67.2, 86.4, 105.6, et 124.8 mm de l'extrémité supérieure de la carotte (trait noir), et une vidéo traversant longitudinalement la carotte. L'examen détaillé de ces différentes images a permis de définir l'emplacement du plug horizontal et de celui vertical à confectionner pour les mesures pétrophysiques (cercles et rectangles rouges).

Ces images et vidéos permettent d'étudier les hétérogénéités (bioturbation, fraction bioclastique, silex, fracture, ...) présentes dans les carottes (Figure II-5) et dans les plugs.

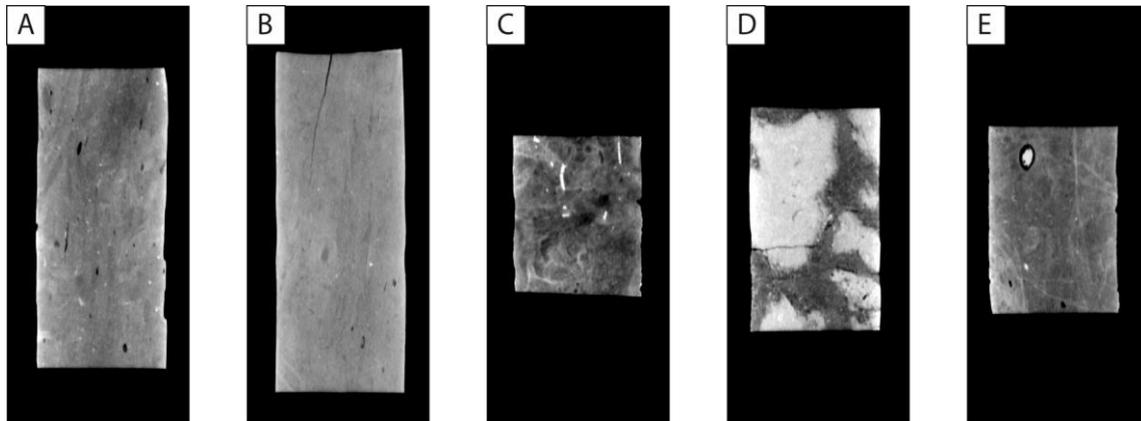


Figure II-5: Exemple de coupes transversales de différentes carottes montrant des hétérogénéités. La hauteur de la 1^{re} carotte est d'environ 16 cm. (A) Présence de bioturbation. (B) Présence d'une grande fissure ouverte dans la carotte, non visible à l'œil nu directement sur la carotte. (C) Présence de fragments d'inocérames. (D) Présence de nodules. (E) Présence d'un petit silex (blanc) dans la carotte, non visible depuis l'extérieur de la carotte.

Les acquisitions sur les carottes ont été réalisées dans le but d'observer les possibles hétérogénéités, fractures ou présences de silex et donc de bien choisir l'emplacement des plugs à confectionner pour les mesures pétrophysiques (cercle et rectangle rouge ; Figure II-4). L'emplacement des plugs a été décidé en privilégiant les zones les plus représentatives de la carotte en évitant au mieux les zones avec fissures et contenant des silex.

Les acquisitions sur les plugs ont été réalisées dans le but d'une part, d'observer les possibles hétérogénéités présentes, et d'autre part, de comparer les densités apparentes obtenues par cette méthode à celles mesurées par les analyses pétrophysiques sur les mêmes plugs en vue de proposer un modèle de calibration des valeurs d'atténuation scanner pour le cas d'échantillons carbonatés microporeux. Pour cela, les données brutes des valeurs de densités exprimées en unités Hounsfield (matrice de valeurs) ont été extraites pour le *dip* et le *strike* après normalisation du coefficient d'atténuation obtenu à 140 keV par rapport à l'eau. Deux matrices de densités exprimées en valeurs UH ont été obtenues à partir de l'image du plug et analysées sur une feuille du tableur Excel (Figure II-6). Des effets de bord ont été observés. Une valeur moyenne de densité UH est calculée pour le *dip* et le *strike* pour chaque plug en écartant du calcul les valeurs de voxels situées en périphérie du plug afin de ne pas

prendre en compte ces effets de bords (zone prise en compte pour le calcul de la moyenne en bleu sur la feuille Excel ; Figure II-6). Pour chaque plug, deux valeurs de densité moyenne UH sont ainsi calculées (une pour le *dip* et une pour le *strike*).

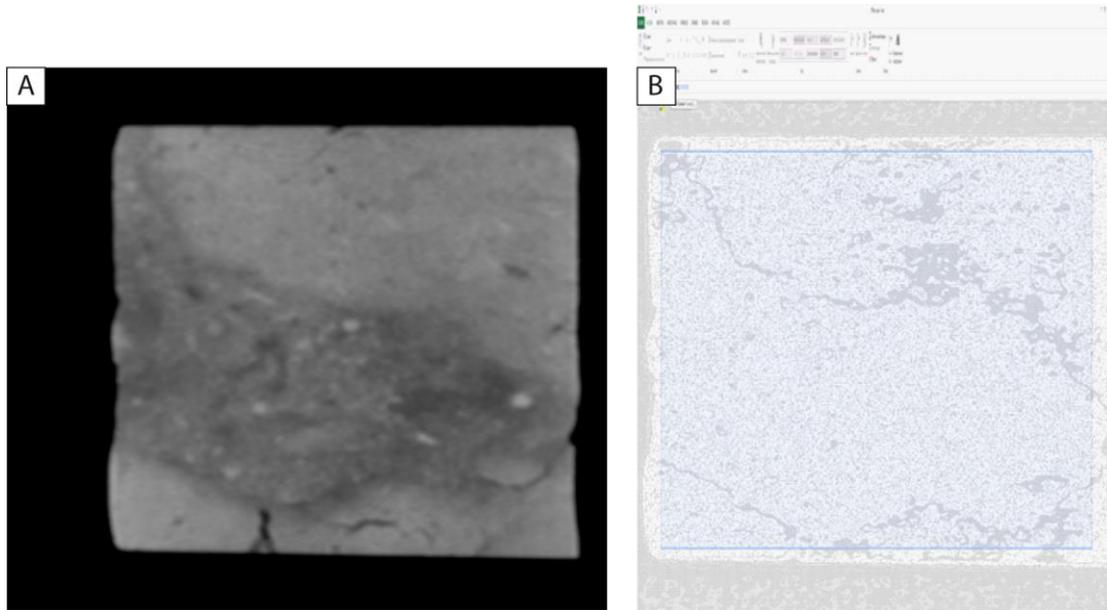


Figure II-6 : Exemple d'acquisition des valeurs de densités radiologiques exprimées en unités Hounsfield (UH). (A) Image du strike du plug ETR6a après traitement de contraste (sans traitement de contraste, l'image est intégralement noire). (B) Valeurs en UH des voxels constitutifs de l'image strike du plug non-traitée. Sur cette feuille Excel, il est possible de localiser le plug avec un léger effet de bord. Les zones situées autour du plug présentent une valeur de vide (-1000 UH) La zone délimitée en bleu correspond à la zone utilisée pour calculer la moyenne des valeurs UH pour ce strike (plug ETR6a). Les bordures du plugs n'ont pas été prises en compte pour éviter les effets de bordure.

3.3. Observation au microscope optique

L'analyse de la texture et des composants, et la caractérisation des structures de porosité de la craie sont ensuite réalisées à l'échelle de la lame mince. 165 lames minces ont été étudiées. Celles-ci sont de deux types : (1) 140 lames minces imprégnées totalement avec une résine rouge, et (2) 25 lames minces avec une double imprégnation (résine rouge et résine bleue).

3.3.1. Réalisation des lames minces

140 talons prélevés au moment de la rectification des bases des plugs, ont été imprégnés par une résine Epoxy colorée (ici en rouge) sous un vide primaire (régime monophasique), puis sous une pression de 3 MPa, selon les techniques préconisées par Zinsner et Meynot (1982). Cette méthode assure une imprégnation totale du réseau poreux (Mertz, 1991 ; Sizun, 1995).

25 autres talons ont été imprégnés suivant la méthode de double imprégnation du réseau poreux. Cette méthode réalisée en régime biphasique, permet de visualiser sélectivement la porosité librement accessible par capillarité, ici colorée en rouge et la porosité piégée en bleu (Mertz, 1991 ; Sizun, 1995).

Ainsi, 165 lames minces polies ont été confectionnées à partir des talons imprégnés par le litholamelleur (D. Convert-Gaubier) du laboratoire Chrono-environnement (Besançon).

3.3.2. Observations qualitatives

Les 165 lames minces ont été observées sous un microscope optique de type DM4500P Leica 12 V/600 mA, muni d'une caméra Leica DFC425 couplée à un ordinateur équipé du logiciel LASv3.7 Leica. Grâce à ce dispositif, des images de l'ensemble des lames minces ont été prises aux grossissements x12,5 et x50. L'observation de ces lames minces permet d'affiner la description des faciès, de déterminer la composition de la roche et d'analyser à cette échelle, les structures du réseau poreux. Toutes les lames minces ont été décrites qualitativement, en déterminant la texture (suivant la classification de Dunham, 1962), la

nature des éléments figurés (biogénique et non-biogénique), la présence de possibles figures sédimentaires (perforation, alignement particulier, etc.), la nature et la localisation des ciments et le type et la répartition des pores.

3.3.3. Définition des types de porosité et de pores

Les imprégnations par des résines colorées permettent de visualiser le réseau poreux en lame mince et donc de pouvoir caractériser les structures de porosité qui le composent (type de pores et répartition).

La porosité, qui correspond au volume de vide rapporté au volume total de roche, peut-être de trois types : (1) la porosité occluse, (2) la porosité accessible ou dite libre, et (3) la porosité piégée. La porosité occluse n'est pas connectée à l'extérieur (Zinsner et Pellerin, 2007) ; ces pores sont isolés et déconnectés du reste du réseau poreux et ne sont pas accessibles aux fluides mouillants comme par exemple au vide présent dans les inclusions fluides. La porosité libre est la porosité accessible par capillarité à un fluide mouillant à la pression atmosphérique. Celle-ci correspond aux zones occupées par la résine rouge sur les lames à double coloration. La porosité piégée n'est pas accessible par le fluide mouillant lors de l'imbibition capillaire en régime biphasique. Elle apparaît en bleu sur les lames à double coloration.

Dans le cas de la craie, on peut estimer que l'ensemble de la porosité est connecté (à l'exception peut-être des inclusions présentes dans les zones de ciment). Ainsi, la somme de la porosité libre et de la porosité piégée observée sur les lames à double coloration correspond à la porosité totale (ϕ) mesurée par la méthode d'Archimède en pétrophysique.

Du fait de la complexité et de l'hétérogénéité des réseaux poreux présents dans les roches carbonatées, plusieurs classifications des types de pores existent dans la littérature (Archie, 1952 ; Choquette et Pray, 1970 ; Lucia, 1983, 1995, 1999 ; Lønøy, 2006). La classification la plus utilisée est celle de Choquette et Pray (1970) qui permet d'intégrer à la fois des caractères liés à l'environnement de dépôt et des caractères liés à la diagenèse. Cette classification définit 15 types de pores classés en trois groupes (*fabric-selective*, *fabric non selective*, et *fabric selective or not*). La porosité primaire est la porosité du sédiment présente au moment

de son dépôt. Au cours de son évolution, durant l'éogénèse, la mésogénèse et la télogénèse (Choquette et Pray, 1970), la roche subit des transformations minérales et texturales qui peuvent modifier la taille, la morphologie et la position des pores, ainsi que le volume poreux total des roches. Par exemple, les cimentations et la compaction vont entraîner une diminution de la porosité primaire de la roche (poronécrose) tandis que les dissolutions entraîneront potentiellement un élargissement des pores primaires ou une création de nouveaux pores correspondant à de la porosité secondaire (Schmidt et Mc Donald, 1979). La classification de Lucia (1983, 1995, 1999) intègre le type de texture dans lequel s'observe la porosité en individualisant deux grandes classes *interparticle pore space* et *vuggy pore space*, elles-mêmes subdivisées en pétrofabrique dominée par les grains (*grain-dominated fabric*) et pétrofabrique dominée par la matrice (*mud-dominated fabric*). Enfin, la dernière classification publiée par Lønøy (2006) combine les classifications de Choquette et Pray (1970) et de Lucia (1983) en y intégrant le type, la taille et la distribution des pores (Tableau II-1).

Pore Type	Pore Size	Pore Distribution	Pore Fabric
Interparticle	Micropores (10–50 μm)	Uniform Patchy	Interparticle, uniform micropores Interparticle, patchy micropores
	Mesopores (50–100 μm)	Uniform Patchy	Interparticle, uniform mesopores Interparticle, patchy mesopores
	Macropores (>100 μm)	Uniform Patchy	Interparticle, uniform macropores Interparticle, patchy macropores
Intercrystalline	Micropores (10–20 μm)	Uniform Patchy	Intercrystalline, uniform micropores Intercrystalline, patchy micropores
	Mesopores (20–60 μm)	Uniform Patchy	Intercrystalline, uniform mesopores Intercrystalline, patchy mesopores
	Macropores (>60 μm)	Uniform Patchy	Intercrystalline, uniform macropores Intercrystalline, patchy macropores
Intraparticle Moldic	Micropores (<10–20 μm)		Intraparticle Moldic micropores
	Macropores (>20–30 μm)		Moldic macropores
Vuggy Mudstone microporosity	Micropores (<10 μm)		Vuggy Tertiary chalk Cretaceous chalk
		Uniform Patchy	Chalky micropores, uniform Chalky micropores, patchy

Tableau II-1 : Classification des différents types de pores selon Lønøy (2006).

Il définit ainsi six catégories de pores : interparticulaire, intercrystallin, intraparticulaire, moldique, vacuolaire et pore associé à la matrice. Les pores interparticulaires sont localisés dans les espaces situés entre les éléments figurés et la phase de liaison. Les pores intercrystallins correspondent aux vides localisés entre les cristaux qui constituent le ciment.

Les pores intraparticulaires sont situés à l'intérieur des éléments figurés. Les pores moldiques sont issus de la dissolution partielle ou totale de grains ou particules. Les pores vacuolaires présentent des formes sub-sphériques. Enfin, les pores associés à la matrice sont les pores localisés au sein de la matrice. Ces 6 catégories sont ensuite subdivisées en fonction de leur taille et de leur distribution. La limite entre macro-, méso- et micropores variant suivant le type de pore dans la classification de Lønøy (2006), il est difficile d'utiliser les limites indiquées pour réaliser une quantification. Néanmoins, comme celle de Lønøy (2006) est la classification la plus récente et qu'elle prend en compte les critères des classifications précédentes, elle sera utilisée dans cette étude, à l'exception des limites proposées pour la taille des pores. À noter qu'en plus de ces classifications des pores, il peut être défini une porosité de fracture ou de fissure.

Les limites entre macro-, méso- et microporosité varient de façon importante d'un auteur à l'autre (Tableau II-2). Dans le cas de notre étude, pour faciliter les quantifications des pores en fonction de leur taille, la limite entre micro- et mésopores a été fixée à 15 μm (limite de résolution des images acquises au microscope optique au grossissement x50), tandis que la limite entre méso- et macropores a été fixée à 62 μm .

	Macroporosité	Microporosité	
Archie (1952)	30 μm		10 μm
Choquette et Pray (1970)	62 μm		
Moshier (1989a)	62 μm		5 μm
Budd (1989)	7 μm		3 μm
Cantrell et Hagerty (1999)	10 μm		
Melim et al. (2001)	5 μm		
	Macroporosité	Mésoporosité	Microporosité
Beiranvand (2003)	1000 μm	1 μm	0,1 μm
Lønøy (2006)	Variable en fonction du type de pore		
Deville de Periere (2011)	62 μm	10 μm	
Notre étude	62 μm	15 μm	

Tableau II-2 : Synthèse des limites entre micro-, méso- et macropores proposées par différents auteurs et celles choisies dans le cas de cette étude.

Enfin, les pores peuvent être classés en fonction de la taille de leur connexion. Dans le cas de cette étude, la limite entre la porosité micro- et macro-connectée a été fixée respectivement à des pores dont les rayons d'accès sont inférieurs à 1 μm et supérieurs à 1 μm .

3.3.4. Protocole de quantification

Dans le cas de notre étude, la variation des tailles de grains est importante d'un faciès à l'autre. L'appellation des grains en fonction de leur taille choisie dans cette étude est la suivante :

- les micrograins correspondent à des grains dont la longueur de l'axe d'allongement maximal se situe entre 20 et 63 μm ;
- les mésograins correspondent à des grains dont la longueur de l'axe d'allongement maximal se situe entre 63 et 250 μm ; et
- les macrograins correspondent à des grains dont la longueur de l'axe d'allongement maximal est supérieure à 250 μm .

Une quantification des grains et des pores en fonction de leur taille a été réalisée sur 25 lames à l'aide du logiciel JMicroVision élaboré par Roduit (2007). Pour chacun de ces 25 échantillons, cette quantification a été réalisée sur trois à quatre images prises au grossissement $\times 12,5$ et trois images prises au $\times 50$. Sur les images prises au grossissement $\times 12,5$, seuls les pourcentage de macrograins et de macroporosité ont été quantifiés, le complément étant ensuite quantifié à partir des images prises au grossissement $\times 50$. Sur ces dernières, il a été procédé à une évaluation des pourcentages de mésograins, de micrograins, du ciment, de la mésoporosité et de la matrice par comptage de points aléatoire. En faisant la différence entre la porosité totale mesurée sur plug et la somme de la macro- et de la mésoporosité obtenues par quantification, il a été possible de déterminer le pourcentage de microporosité présent dans la roche. Les résultats de ces quantifications (images prises aux grossissements $\times 12,5$ et $\times 50$, et microporosité) ont été combinés et ramenés à un total de 100 %. Le pourcentage de macrograins a été évalué à partir de la somme des surfaces obtenues après détournement des macrograins rapportée à la surface totale de l'image. Les surfaces détournées ont aussi permis de calculer la taille moyenne des macrograins. Le pourcentage de macroporosité a été quantifié par seuillage de la couleur rouge de la résine et après soustraction des pores mesurant moins de 62 μm . Les macropores n'étant pas directement connectés les uns aux autres dans notre cas, les résultats de seuillage ont aussi permis d'évaluer leur taille moyenne. Les quantifications réalisées à partir des images prises au grossissement $\times 50$, ont été obtenues par un comptage aléatoire de 160 points. Ce nombre de points permet d'obtenir une précision satisfaisante de $\pm 5\%$.

Les types de macrograins ont été quantifiés par comptage sur des images prises au grossissement x12,5 tandis que les pourcentages des types de méso- et des micrograin ont été évalués par comptage sur des images prises au grossissement x50. Ces quantifications ont été réalisées en pointant tous les types de grains sur une surface donnée. Les macrograins quantifiés sont essentiellement des échinodermes, des bryozoaires, des spongiaires, des foraminifères et des exoclastes. Les mésograins quantifiés sont des échinodermes, des bryozoaires, des spongiaires, des bivalves, des foraminifères et des grains non-bioclastiques. Les micrograins quantifiés sont des calcisphères, des foraminifères et des fragments indéterminables.

3.4. Observation au Microscope Électronique à Balayage (MEB)

L'utilisation du Microscope Électronique à Balayage permet d'étudier la structure de l'échantillon à l'échelle du micromètre. Pour cela des esquilles à cassure fraîche perpendiculaire à la stratification ont été préparées pour chacun des 114 échantillons. Ces esquilles ont été fixées à l'aide de scotch carbone et de laque d'argent sur des plots avant d'être métallisées au carbone (10-15 nm) puis à l'or (20 nm) au laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (Dijon, Université Bourgogne Franche-Comté). Le carbone permet un meilleur recouvrement que l'or et donc une meilleure conductivité. La seconde couche de métallisation en or améliore la qualité et le contraste des images obtenues. Les acquisitions au MEB, au laboratoire ICB, ont été réalisées sur un MEB Jeol JSM-7600F sous 15 kV et 3-5 nA. Un détecteur de type Energy-Dispersive Spectrometry (EDS) SDD Oxford X-Max 80 mm² couplé au MEB a été utilisé pour faire des analyses chimiques ponctuelles.

Une procédure standard d'acquisition d'image a été définie au cours de cette étude et appliquée à l'ensemble des 114 échantillons. Quatre zones d'acquisitions d'image ont été sélectionnées de façon aléatoire afin de prendre en compte les éventuelles hétérogénéités présentes dans l'échantillon. Pour chacune de ces zones, au moins une image a été prise à chacun des 5 grossissements/résolutions suivants : x250 (374,5 nm/pixel), x1000 (93,5 nm/pixel), x2500 (37,3 nm/pixel), x4500 (20,8 nm/pixel), et x7500 (12,3 nm/pixel). Pour réaliser l'acquisition de ce set d'images, une demi-heure minimum est nécessaire par échantillon. L'ensemble de ce set d'images (minimum 20 images) est nécessaire pour évaluer l'hétérogénéité, et décrire la microtexture à différentes échelles. Les caractéristiques prédominantes de chaque échantillon relevées sur ce set d'images sont retenues pour la caractérisation de sa microtexture.

Suivant la méthode proposée par Deville de Periere et al. (2011), la taille maximale des particules micritiques (non-biogénique) a été mesurée à partir de 2 à 3 images au grossissement x4500 pour 14 échantillons, en utilisant le logiciel JMicroVision. La médiane et les quartiles Q1 (25 %) et Q3 (75 %) sont les paramètres utilisés pour caractériser la distribution des tailles de grain. La courbe de distribution des tailles de grains permet d'établir le nombre de modes et la valeur centrée de chaque pic observé. La densité de coccolithes a

été mesurée sur 33 échantillons, grâce au logiciel JMicroVision, en comptant le nombre de coccolithes et de fragments de coccolithes sur une à quatre images prises au grossissement x1000. Sachant que chaque image correspond à $1,055 \cdot 10^{-2} \text{ mm}^2$, il est possible de calculer le nombre de coccolithes par millimètre carré. Une table des morphologies des coccolithes observées sur les 114 échantillons a été établie (sans détermination d'espèce). La diversité des morphologies des coccolithes a été étudiée dans le détail sur 22 échantillons, à partir des images prises au grossissement x2500, sur lesquelles la morphologie de 20 à 35 coccolithes par échantillon a été attribuée et quantifiée en utilisant cette table.

De plus, 6 échantillons observés au MEB sur lames minces métallisées au carbone ont fait l'objet de cartographie chimique élémentaire à l'aide du détecteur EDS. Ces cartographies ont été réalisées à 10 kV et 8-10 nA, durant six cycles de 5 min, avec un spectre de 0 à 10 keV, un temps de pause de 1250 μs /pixel, et une correction de la dérive basée sur le temps d'un cycle. Pour une densité minérale de nos échantillons de l'ordre de 2,7, les conditions d'acquisition et d'après la loi de Castaing (1960), la pénétration du faisceau est estimée à 1 μm . Pour chacune des six lames minces étudiées, des cartes de répartition des éléments chimiques ont été réalisées aux grossissements x2400 et x8000. La combinaison de cartes de différents éléments chimiques a été réalisée à l'aide du logiciel Oxford Instruments INCA 4.15.

4. Acquisitions des paramètres pétrophysiques

Cette partie qui concerne les analyses pétrophysiques en laboratoire est subdivisée en quatre sous-parties : la préparation des plugs destinés aux mesures pétrophysiques, les méthodes de caractérisation du réseau poreux, les méthodes de détermination des propriétés de transfert des fluides et, regroupées dans une dernière sous-partie, les mesures de la conductivité électrique et des vitesses de propagation des ondes acoustiques. Les paramètres issus de chacune de ces méthodes, et qui sont complémentaires, sont nécessaires à la caractérisation des qualités réservoir des craies. Le nombre d'acquisitions réalisé pour chaque méthode est présenté en figure II-1.

4.1. Réalisation des plugs

Pour réaliser les mesures pétrophysiques, différentes tailles de plugs sont nécessaires en fonction des méthodes. Des plugs de 40 mm de diamètre et de longueur de 55 mm ont été confectionnés, lorsque cela était possible, pour les mesures de porosité totale, de porosité libre à 48h, de perméabilité, d'imbibition capillaire et de vitesses de propagation des ondes acoustiques P. Cependant, en raison parfois de la qualité et de la quantité du matériel prélevé sur le terrain et/ou la nécessité de doubler les plugs pour tenir compte des hétérogénéités, des plugs de 20 mm de diamètre et de longueur allant de 35 à 60 mm ont aussi été utilisés pour ces mesures. Par ailleurs, des plugs de 20 mm de diamètre et de longueur variant de 35 à 60 mm ont été spécialement confectionnés pour les mesures de conductivité électrique. Pour une plus grande fiabilité de la mesure de la conductivité électrique, il est préférable que les plugs aient un élancement supérieur à 2. Enfin, des micro-carottes de 8 mm de diamètre et de longueur allant de 10 à 20 mm, ou des chutes de plugs usinées pour atteindre des dimensions proches de ces micro-carottes, ont été utilisés pour les mesures de porosimétrie mercure.

En fonction de la quantité et de la qualité du matériel disponible, des hétérogénéités observées et des observations au scanner médical, des plugs ont été prélevés parallèlement et/ou perpendiculairement à la stratification, et ont parfois été doublés. Les plugs ont été confectionnés au laboratoire à l'aide d'une carotteuse équipée d'un foret diamanté de

diamètre adapté, après avoir défini leur emplacement dans les carottes à l'aide des clichés réalisés au scanner médical. Leurs bases ont été rectifiées à l'aide d'une tronçonneuse équipée de deux disques diamantés parallèles dont l'écartement est adapté aux dimensions requises pour les mesures, afin d'obtenir des plugs aux bases bien parallèles.

Un maximum d'analyses pétrophysiques est réalisé sur le même plug, ce qui permet de confronter sereinement les différents paramètres pétrophysiques entre eux et d'éviter les effets éventuels liés à l'hétérogénéité du matériel. À noter que certains échantillons n'ont pas résisté dans la durée à certaines analyses. Si le plug a été endommagé, quand cela était possible, il a alors été retaillé ; autrement un nouveau plug, à côté du précédent, a été confectionné afin d'avoir un set complet de données pétrophysiques.

4.2. Méthodes de caractérisation du réseau poreux

4.2.1. Mesure de porosité totale

La porosité totale ϕ est définie comme le volume de vide V_{vide} qui correspond au volume total constitué par les pores, rapporté au volume total du plug V_{plug} :

$$\phi = \frac{V_{vide}}{V_{solide} + V_{vide}} \times 100 = \frac{V_{vide}}{V_{plug}} \times 100$$

avec ϕ la porosité totale en %, V_{vide} le volume de vide, V_{solide} le volume de roche, et V_{plug} le volume total de l'échantillon.

Dans le cas de cette thèse, deux méthodes de mesure de la porosité totale ont été utilisées en fonction des échantillons : (1) mesure de la porosité à l'eau ou dite de triple pesée suivant la méthode d'Archimède et (2) mesure combinée par pycnométrie à l'hélium et détermination du volume total du plug par immersion dans le mercure.

Porosimétrie à l'eau (méthode d'Archimède) :

Des mesures de porosité totale (ϕ) ont été effectuées, sur 192 plugs, au laboratoire Chrono-environnement (Besançon), en appliquant la norme RILEM (1978) qui stipule que les plugs soient imbibées d'eau en l'absence d'air, c'est-à-dire en régime monophasique. Cette méthode permet de mesurer la porosité (connectée) à partir de trois masses : (1) masse de l'échantillon sec, (2) masse de l'échantillon saturé en eau, et (3) masse de l'échantillon saturé en eau par pesée hydrostatique (immergé dans l'eau).

Après plusieurs jours de séchage dans une étuve à 60°C jusqu'à masse constante, les plugs sont pesés (M_{sec}) puis disposés sur une grille dans un dessiccateur avec un barreau magnétique, et relié à un système de pompe à palettes permettant de faire le vide (figure II-7) jusqu'à un vide primaire de $2 \cdot 10^{-2}$ mm de mercure (environ 2,6 Pa) pendant 24 heures. Dans un second dessiccateur, de l'eau déminéralisée est brassée à l'aide d'un agitateur magnétique et désaérée à l'aide d'une pompe à membrane (18 mm de mercure). Pour désaérer 10 litres d'eau de façon satisfaisante, il faut environ 6 heures.

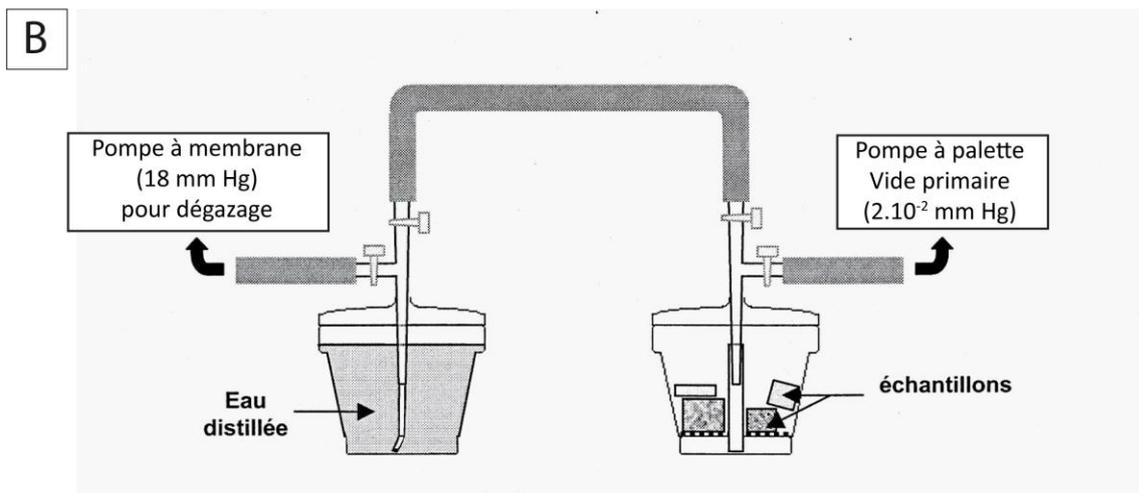
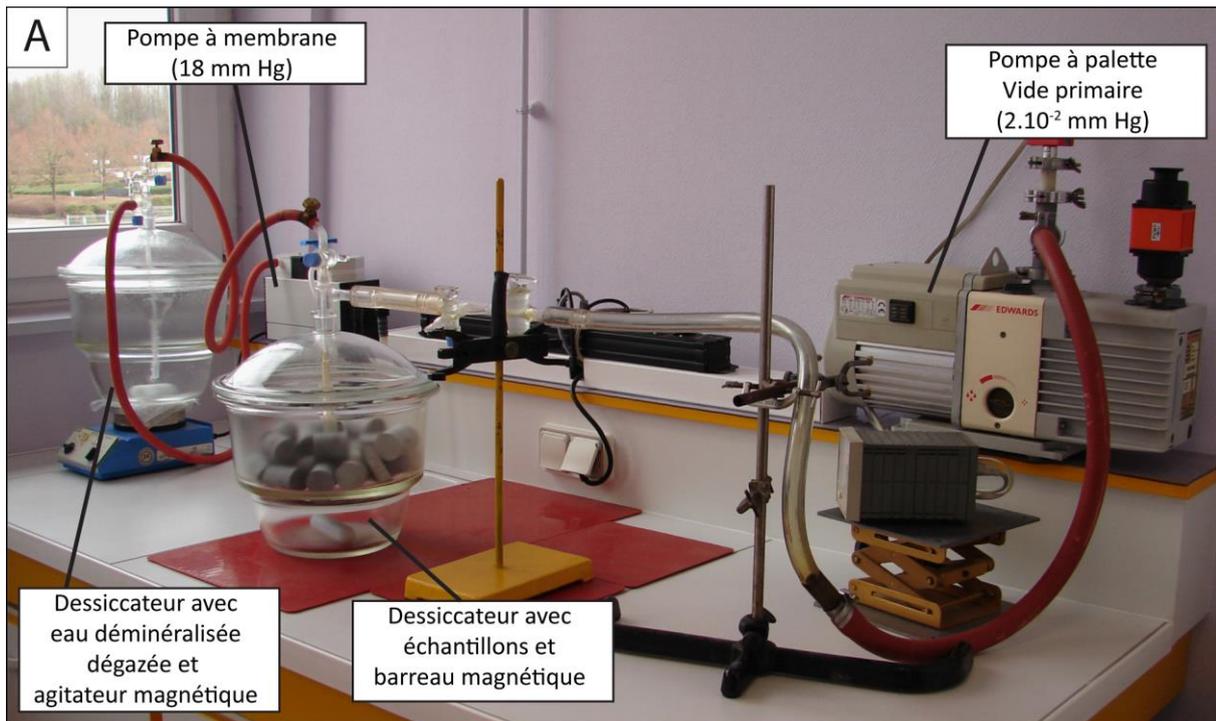


Figure II-7 : Dispositif de saturation en eau sous vide des échantillons. (A) Vue générale du dispositif de saturation en eau des échantillons sous vide. (B) Schéma du dispositif.

Après dégazage des deux dessiccateurs, l'eau déminéralisée est acheminée vers le dessiccateur contenant les échantillons en ouvrant la vanne reliant les deux dessiccateurs. Les échantillons sont imbibés depuis leur base. L'eau est ajoutée progressivement dans le dessiccateur de façon à rattraper la frange humide dans les échantillons, et jusqu'à leur immersion totale. Pour assurer une saturation parfaite du réseau poreux, il est procédé à un brassage de l'eau dans le dessiccateur et le vide est entretenu en permanence à l'aide de la pompe à membrane. Après immersion totale des échantillons, le système est maintenu sous

vide dynamique pendant au moins une heure pour permettre sa stabilisation, puis mis à la pression atmosphérique. Les masses des échantillons saturés (M_{sat}) et des échantillons pesés immergés dans l'eau (M_{im}) sont alors mesurées. La pesée hydrostatique (M_{im}) se fait dans l'eau à l'aide d'une balance munie d'un dispositif permettant d'accrocher à sa base une nacelle plongée dans un cristalliseur rempli d'eau (Figure II-8). La balance est tarée avec l'échantillon placé dans l'eau à côté de la nacelle pour tenir compte de la variation de hauteur d'eau dans le cristalliseur liée à l'introduction de l'échantillon, puis l'échantillon est placé dans la nacelle et pesé dans ces conditions (M_{im}). La masse de l'échantillon saturé (M_{sat}) est déterminée après un essuyage délicat à l'aide d'une peau de chamois humide pour retirer l'excédent d'eau à la surface du plug. Après ces pesées, les plugs sont à nouveau séchés à l'air libre puis dans une étuve à 60°C et une seconde pesée à sec est réalisée pour vérifier les éventuelles pertes de masse de l'échantillon au cours de l'imbibition (perte de grains ou dissolution) et en tenir compte ensuite dans les calculs.



Figure II-8 : Vue générale du dispositif de mesure de la masse immergée (M_{im}) d'un échantillon saturé.

La combinaison de ces trois masses permet de quantifier le volume des pores (V_{pores}) et le volume total de l'échantillon (V_{plug}). Connaissant la masse volumique de l'eau égale à 1g.cm^{-3} , la différence entre la masse à sec (M_{sec}) et la masse saturée (M_{sat}) permet d'obtenir directement le volume total des pores occupés par l'eau :

$$V_{pores} = M_{sat} - M_{sec}$$

À partir de la masse obtenue par pesée hydrostatique (M_{im}) et de la masse de l'échantillon saturé en eau (M_{sat}), il est possible de déterminer le volume total du plug :

$$V_{plug} = M_{sat} - M_{im}$$

À partir de ces deux volumes, il est possible de déterminer la porosité totale (ϕ en %) avec une précision de $\pm 0,1\%$:

$$\phi = \frac{M_{sat} - M_{sec}}{M_{sat} - M_{im}} \times 100 = \frac{V_{pores}}{V_{plug}} \times 100$$

avec ϕ la porosité en %, M_{sec} la masse du plug sec, M_{sat} la masse du plug saturé, M_{im} la masse du plug saturé par pesée hydrostatique, V_{pores} le volume de vide dans l'échantillon et V_{plug} le volume total de l'échantillon.

Cette méthode permet aussi d'avoir accès à la densité minérale D_{min} et la densité globale ou apparente D_{bulk} de l'échantillon :

$$D_{min} = \frac{M_{sec}}{M_{sec} - M_{im}} \quad \text{et} \quad D_{bulk} = \frac{M_{sec}}{M_{sat} - M_{im}}$$

avec D_{min} la densité minérale de l'échantillon, M_{sec} la masse du plug sec, M_{im} la masse du plug saturé par pesée hydrostatique, D_{bulk} la densité globale de l'échantillon, et M_{sat} la masse du plug saturé.

Mesure de la porosité totale en combinant la pycnométrie à l'hélium et la détermination du volume de l'échantillon par immersion dans le mercure :

Les mesures combinées de pycnométrie à l'hélium et du volume de l'échantillon par immersion dans le mercure, ont été réalisées au CSTJF de Total (Pau) pour déterminer les porosités totales, sur 4 échantillons ne supportant pas le contact avec l'eau, en raison de leurs teneurs en argiles gonflantes.

Les acquisitions par pycnométrie à l'hélium permettent d'obtenir le volume solide V_{solide} de l'échantillon alors que l'immersion de l'échantillon dans le mercure permet de déterminer son volume V_{plug} . À partir de ces deux mesures de volume, il est possible de calculer la porosité totale ϕ (en %) :

$$\phi = \frac{V_{plug} - V_{solide}}{V_{plug}} \times 100$$

Les mesures de volume solide (V_{solide}), ont été réalisées à partir d'un pycnomètre AccuPyc II 1340 de Micromeritics. Ce dispositif utilise la loi de compressibilité des gaz parfaits (Boyle-Mariotte). Le dispositif est constitué de deux cellules de volumes connus. L'échantillon est placé dans la cellule de mesure (Figure II-9). (1) Les deux cellules sont mises à une pression d'hélium équivalente à la pression atmosphérique et les trois vannes (v1, v2, v3) sont fermées (Figure II-9A-B). (2) La vanne v1 est ouverte augmentant la pression dans la chambre de mesure, puis cette vanne est refermée (3) la pression diminue jusqu'à stabilisation (moins de 0,0345 kPa/min de variation). La pression stabilisée P_1 à la fin de cette étape est mesurée. La vanne v2 est ensuite ouverte diminuant ainsi la pression (4). Cette pression P_2 est mesurée une fois stabilisée. La vanne v3 est ensuite ouverte (5), remettant le système à pression atmosphérique (6). En utilisant la loi des gaz parfaits :

$$P_1 \times (V_{cell. mesure} - V_{solide}) = nRT = P_2 \times (V_{cell. mesure} - V_{solide} + V_{expansion})$$

ce qui revient à :

$$V_{solide} = V_{cell. mesure} - \frac{P_2}{P_1 - P_2} \times V_{expansion}$$

avec V_{solide} le volume solide de l'échantillon, $V_{cell. mesure}$ le volume de la cellule de mesure où est localisé l'échantillon, $V_{expansion}$ le volume de la cellule d'expansion, P_1 la pression mesurée à la fin de l'étape 3 (Figure II-9B), et P_2 la pression mesurée à la fin de l'étape 4 (Figure II-9B).

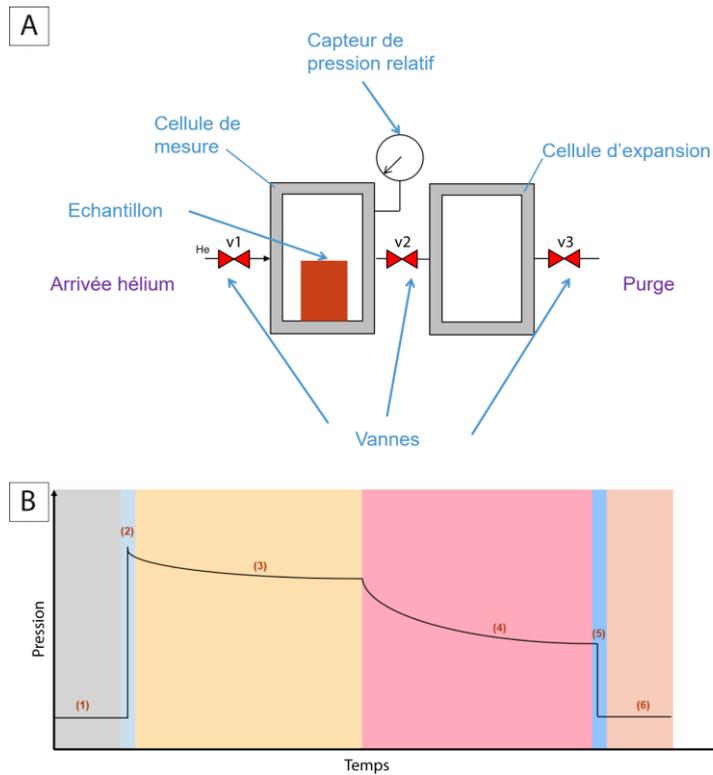


Figure II-9 : Dispositif et méthode de pycnométrie à l'hélium. (A) Schéma du dispositif. (B) Courbe d'évolution de la pression au cours de l'acquisition.

Les mesures du volume total des échantillons (V_{plug}) ont été réalisées par immersion dans le mercure. Le mercure étant un fluide non-mouillant, il est supposé que lors de l'immersion à pression atmosphérique, le mercure n'entre pas dans le réseau poreux de l'échantillon. L'échantillon est immergé dans un récipient rempli de mercure. L'effet de la poussée d'Archimède est mesuré en rajoutant des poids sur une balance jusqu'à ce qu'un pointeur laissant circuler un courant touche la surface du mercure, indiquant ainsi que la poussée est égale au volume de mercure déplacé et donc au volume de l'échantillon. La masse ainsi obtenue permet de déterminer le volume de l'échantillon connaissant la densité du mercure à la température du laboratoire.

4.2.2. Mesure de porosité librement accessible à l'eau par capillarité sous 48 heures

Les mesures de porosité librement accessible à l'eau par capillarité après 48 heures permettent de connaître le pourcentage de porosité librement accessible par l'eau dans les conditions d'une imbibition ou d'une immersion naturelle à la pression atmosphérique c'est-à-dire en présence d'air (régime diphasique). Ces mesures, réalisées sur 196 plugs au laboratoire Chrono-environnement (Besançon), répondent à la norme AFNOR B10.513, définie spécialement à l'origine pour des roches carbonatées. Après séchage à l'étuve à 60°C jusqu'à poids constant M_{sec} , les plugs mis à la température ambiante sont placés sur une grille et immergés jusqu'au quart de leur hauteur pendant une heure (Figure II-10), puis jusqu'à la moitié de leur hauteur pendant les 23 heures suivantes et enfin, immergés complètement pendant encore 24 heures (Mertz, 1991).

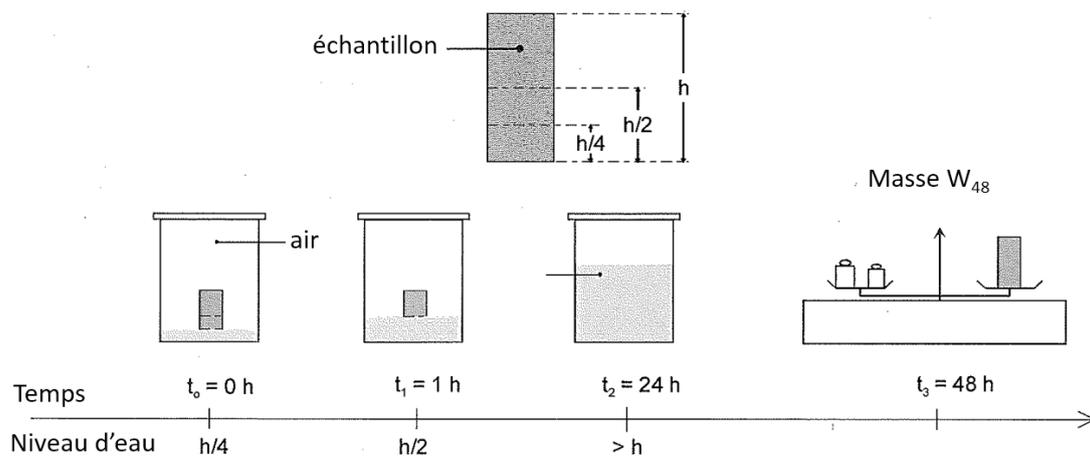


Figure II-10 : Présentation du dispositif et de l'évolution au cours des 48 heures de l'imbibition capillaire (Rousset, 2001).

Comme pour les mesures de porosité totale à l'eau, après les 48 heures d'imbibition capillaire, la surface des plugs est débarrassée de l'excès d'eau par essuyage délicat à la peau de chamois humide et les plugs sont pesés (M_{48h}). La porosité librement accessible à l'eau par capillarité après 48 heures ϕ_{48h} (en %) est obtenue :

$$\phi_{48h} = \frac{M_{48h} - M_{sec}}{V_{plug}} \times 100$$

avec ϕ_{48h} la porosité librement accessible par capillarité après 48 heures en %, M_{sec} la masse du plug sec, M_{48h} la masse après 48 heures d'imbibition capillaire, et V_{plug} le volume total de l'échantillon (calculé précédemment lors de la mesure de la porosité totale).

Contrairement aux mesures de porosité totale, les mesures de porosité à 48 heures, couramment appelée porosité libre ou librement interconnectée, se font en régime diphasique (eau et air). Deux échantillons ayant la même porosité totale peuvent avoir des porosités libres différentes. La porosité à 48 heures est toujours inférieure à la porosité totale, car il existe généralement une partie du réseau poreux où l'air est piégé par l'eau (Jeannette et al., 1988) du fait de l'existence de rugosité à la surface des bordures des évasements du réseau poreux ou de l'existence de dérivation (Bousquié, 1979 ; Figure II-11).

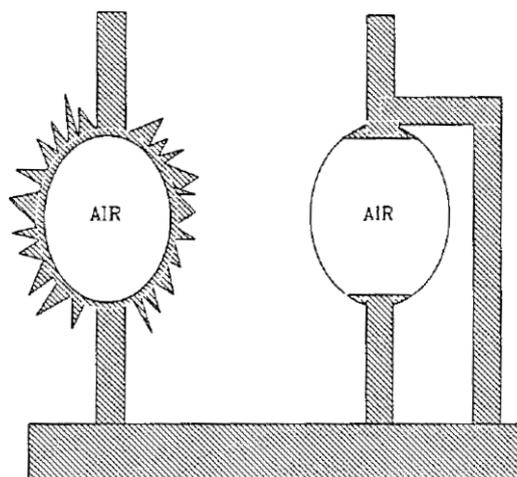


Figure II-11 : Mécanismes de piégeage d'air lors d'une imbibition capillaire proposés par Bousquié (1979). (A) Piégeage par la rugosité du réseau poreux. (B) Piégeage par une dérivation.

La différence entre porosité totale et porosité libre à 48 heures ($\phi - \phi_{48h}$) permet d'évaluer la porosité piégée qui représente le volume non accessible à l'eau lors d'une imbibition capillaire (couple air/eau). Il reste dans ce cas occupé par de l'air.

Il peut être déterminé, à partir des mesures de porosité totale et de porosité libre à 48 heures, un coefficient de saturation à 48 heures appelé coefficient d'Hirschwald noté S_{48} qui rend compte de l'état de saturation en eau de l'échantillon :

$$S_{48} = \frac{\phi_{48h}}{\phi}$$

4.2.3. Porosimétrie au mercure (MICP) et traitement des données porosimétriques

Principe :

La porosimétrie au mercure, ou Mercury Injection Capillary Pressure (MICP), consiste à injecter du mercure liquide dans un échantillon en augmentant progressivement la pression exercée sur le mercure, et à mesurer le volume de mercure cumulé qui a envahi l'échantillon à chaque incrément de pression, et ainsi avoir accès aux caractéristiques des rayons d'accès aux pores (Van Brakel et al., 1981 ; Bourbié et al., 1986 ; Pittman, 1992). Dans les conditions d'acquisition, le mercure est présent sous son état liquide et sous son état vapeur. Cette technique destructive, utilisée pour la première fois dans le domaine pétrolier par Purcell en 1949, est basée sur la loi des pressions capillaires de Laplace (1806) et de Young (1855) qui détermine les angles de contact entre trois phases non miscibles (solide-liquide-gaz) :

$$P_c = \frac{2 \tau |\cos\theta|}{r}$$

où P_c est la pression capillaire, τ la tension superficielle du liquide, θ l'angle de contact entre les 3 phases, et r le rayon du tube capillaire. Cette relation qui relie un rayon d'accès au pore à une pression appliquée est définie pour un modèle de pores cylindriques.

Le mercure est un fluide non mouillant qui a une tension superficielle τ à 25°C de 0,485 N.m⁻¹, et un angle θ de contact à la paroi des matériaux carbonatés de l'ordre de 140° (Pellerin, 1980 ; Good et Mikhail, 1981 ; Bourbié et al., 1986 ; Pittman, 1984, 1992). La pression capillaire du mercure liquide est donc négative, ce qui implique qu'il est nécessaire de lui

appliquer une pression pour le faire envahir les capillaires. Compte tenu de la présence dans le système de mercure sous forme liquide et sous forme de vapeur, la pression capillaire (P_c) est définie comme étant la différence de pression entre le fluide mouillant (vapeur de mercure) et le fluide non-mouillant (mercure liquide) ($P_c = P_{Hg} - P_{vap}$) avec P_{Hg} la pression externe appliquée sur le mercure, et P_{vap} la pression de vapeur saturante du mercure. Or la pression de vapeur saturante du mercure P_{vap} , qui est de 0,002 Torr (soit environ 0,27 Pa) à température ambiante (25°C), est négligeable par rapport à celle appliquée sur le mercure P_{Hg} (0,0029 à 200 MPa). Ainsi, la pression appliquée sur le mercure P_{Hg} peut donc être assimilée à la pression capillaire P_c , et donc directement reliée à une taille de rayon d'accès aux pores, selon :

$$P_{Hg} \approx \frac{0,735}{r}$$

où P_c est la pression capillaire (en MPa), et r le rayon du tube capillaire (en μm).

Acquisition :

132 acquisitions ont été réalisées au laboratoire Chrono-environnement (UBFC, Besançon) sur un porosimètre mercure *Autopore IV 9500* de *Micrometrics* disposant d'une cellule pour la mesure à basse pression et d'une cellule pour la mesure à haute pression (Figure II-12A).

L'échantillon à analyser (micro-carotte) est séché au préalable dans une étuve à 60°C et pesé, puis placé dans un pénétromètre (Figure II-12B) hermétiquement clos. Le pénétromètre sert de cellule de confinement contenant l'échantillon où sera injecté le mercure sous pression. Ce pénétromètre se compose d'une cellule contenant l'échantillon, prolongée d'une tige cylindrique composée d'un capillaire calibré entouré d'un manchon isolant lui-même entouré d'un manchon revêtu d'une couche de nickel (conducteur). Cette tige, lorsqu'elle contient du mercure liquide constitue un condensateur dont la capacitance varie avec la longueur de capillaire remplie de mercure. Il existe différents pénétromètres, avec le volume de la cellule et/ou du capillaire dans la tige différents. Le choix du pénétromètre se fait sur la base de la taille de l'échantillon et de sa porosité. Une fois l'échantillon placé dans la cellule, cette dernière est fermée grâce à un capuchon placé contre le rodage de la cellule sur lequel est préalablement déposé un film régulier de graisse à vide épaisse. Ce dispositif est ensuite maintenu fermé grâce à une bague vissée au capuchon. L'ensemble du dispositif a été pesé.

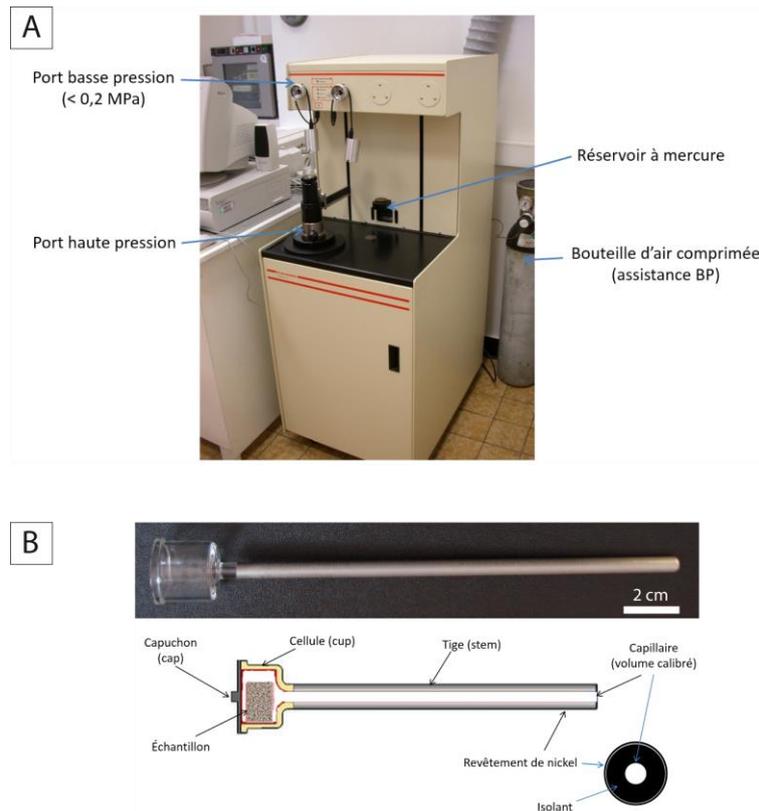


Figure II-12 : Matériel utilisé pour la porosimétrie mercure. (A) Porosimètre Autopore IV 9500 de Micrometrics avec dans la partie haute les ports de mesure à basse pression et dans la partie inférieure la cellule haute pression. (B) Exemple de pénétrömètre et sa représentation schématique.

Un premier cycle d'injection de mercure est réalisé par augmentation par paliers de la pression exercée sur le mercure. Pour chaque pas de pression, le volume de mercure injecté est mesuré après stabilisation du système. Cette augmentation progressive de la pression d'injection permet d'atteindre des pores dont les rayons d'accès sont de plus en plus petits (Figure II-13A). Ce cycle est effectué en deux étapes :

(1) une étape à basse pression au cours de laquelle le pénétrömètre est mis sous vide ($30 \mu\text{m Hg}$) et le mercure y est ensuite introduit jusqu'à remplissage complet de la cellule et du capillaire contenu dans la tige. L'excès de mercure dans le circuit est vidangé, et la pression est amenée à $0,034 \text{ MPa}$. À ce stade, le milieu poreux de l'échantillon est saturé par la vapeur de mercure (fluide mouillant). Puis, l'injection de mercure se fait par paliers jusqu'à attendre une pression d'injection de $0,2 \text{ MPa}$. À chaque palier de pression, un temps d'équilibre est nécessaire pour laisser le temps au mercure liquide de pénétrer si cela est possible dans

l'échantillon. À la fin de cette phase, l'ensemble du dispositif (pénétrromètre + bague+ capuchon + graisse +échantillon + mercure) est pesé.

(2) L'ensemble du dispositif est ensuite plongé dans l'huile dans la cellule haute pression. Durant cette étape la pression est augmentée par palier progressif jusqu'à 207 MPa, et avec des temps d'équilibre suffisants (ici 60 s) pour éviter toute élévation de température du mercure qui modifierait le volume molaire du mercure et fausserait la mesure. Du fait que la pression maximale appliquée sur le mercure par la turbine de l'appareil est de 207 MPa, celui-ci permet en théorie d'analyser un réseau poreux avec des pores contrôlés par des rayons d'accès allant jusqu'à 3,6 nm.

Ce cycle d'intrusion correspond à un drainage, car le fluide mouillant, le mercure sous forme de vapeur est chassé du réseau poreux par le mercure liquide. De plus, la vapeur se résorbe immédiatement dans le mercure liquide ; il n'y a donc pas de saturation irréductible dans ce cas. À la fin du cycle d'intrusion, la pression du mercure est progressivement relâchée et le mercure liquide quitte le réseau poreux en commençant par les pores dont les rayons d'accès sont les plus petits. Le volume de mercure ressorti de l'échantillon est mesuré à chaque palier de pression. Cette phase d'extrusion du mercure correspond à une imbibition par le mercure sous forme vapeur. Cependant, la restitution du mercure reste incomplète, car même pour une pression très faible, une partie du mercure reste dans l'échantillon à cause de ruptures locales de la continuité hydraulique dans le réseau poreux, où il occupe la porosité dite piégée. Le piégeage du mercure s'explique par la nature non-mouillante du mercure et par les caractéristiques géométriques des pores. En effet, dans les pores accessibles par des accès de faible taille, lors de l'extrusion, la continuité hydraulique du mercure tend à se rompre à cause de variations brutales entre la taille du pore et la taille de ses accès (Figure II-13B).

Les cycles d'intrusion et d'extrusion de mercure sont considérés comme non destructeurs de la texture dans la limite des dimensions de pores analysés.

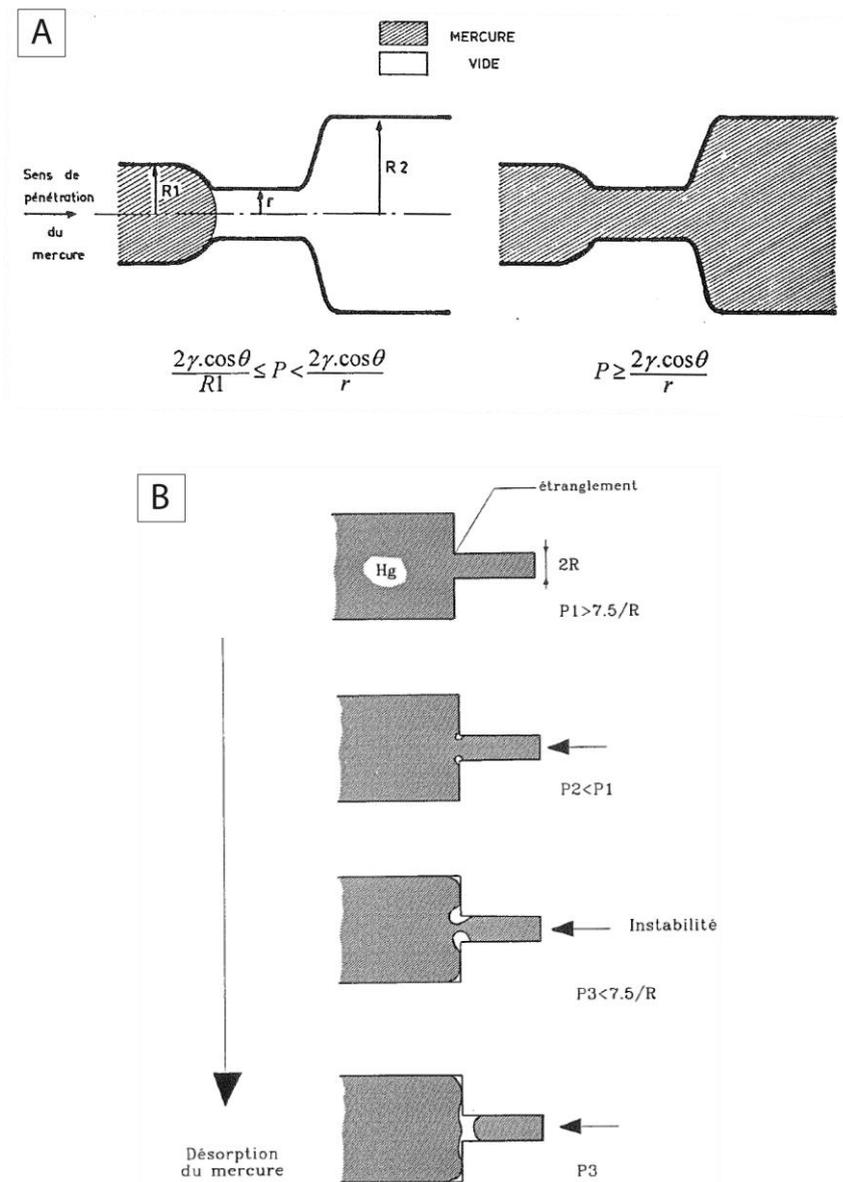


Figure II-13 : Schéma explicatif de l'intrusion (A) et de l'extrusion (B) de mercure avec la notion de rayon d'accès, de rayon de pore et de porosité piégée (modifié d'après Bousquié, 1979 et Pavone, 1982).

Traitement des données de porosimétrie au mercure :

Avant tout, il est nécessaire de s'affranchir de l'artefact de conformation de l'échantillon pour les premiers points de l'intrusion (Figure II-14A) et l'artefact dû à l'impact des pores recoupés par la section de l'échantillon (Figure II-14B). Une fois ces artefacts retirés, il est possible de déterminer une porosité totale accessible au mercure ϕ_{Hg} .

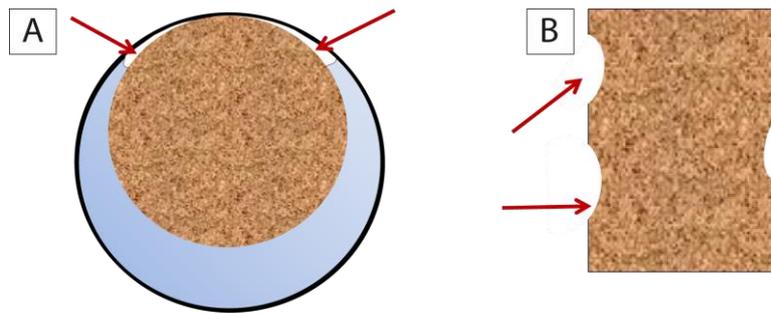


Figure II-14 : Artefact de conformation (A) et artefact de surface (B).

Les résultats de l'intrusion et de l'extrusion sont dans un premier temps exprimés sous la forme d'un diagramme où le volume de mercure présent (volume cumulé) dans l'échantillon est exprimé en fonction de la pression appliquée ou du rayon d'accès au pore équivalent (Figure II-15A). La courbe de l'intrusion peut ensuite être transformée en courbe du logarithme différentiel du volume de mercure en fonction des rayons d'accès aux pores (Figure II-15B).

Plusieurs paramètres peuvent être extraits de ces courbes de distribution des rayons d'accès aux pores. Lorsqu'une taille d'accès au pore prédomine, il est possible de déterminer un rayon d'accès particulier (R_{seuil}) qui correspond au plus grand rayon d'ouverture donnant accès au maximum de volume poreux (Dullien, 1979). Ce seuil est déterminé graphiquement à partir de la valeur de rayon d'accès à l'intersection des deux tangentes à la courbe d'intrusion (Figure II-15A). Il est aussi possible de définir le rayon d'accès aux pores correspondant au mode principal (R_{apex} ; Figure II-15B). Enfin, d'autres rayons d'accès aux pores particuliers ont été calculés : le rayon d'accès aux pores médian R_{50} qui correspond au rayon à partir duquel 50% du volume poreux total est occupé par le mercure liquide sur la courbe d'intrusion, et le rayon d'accès aux pores R_{35} à partir duquel 35 % du volume poreux total est occupé par le mercure liquide.

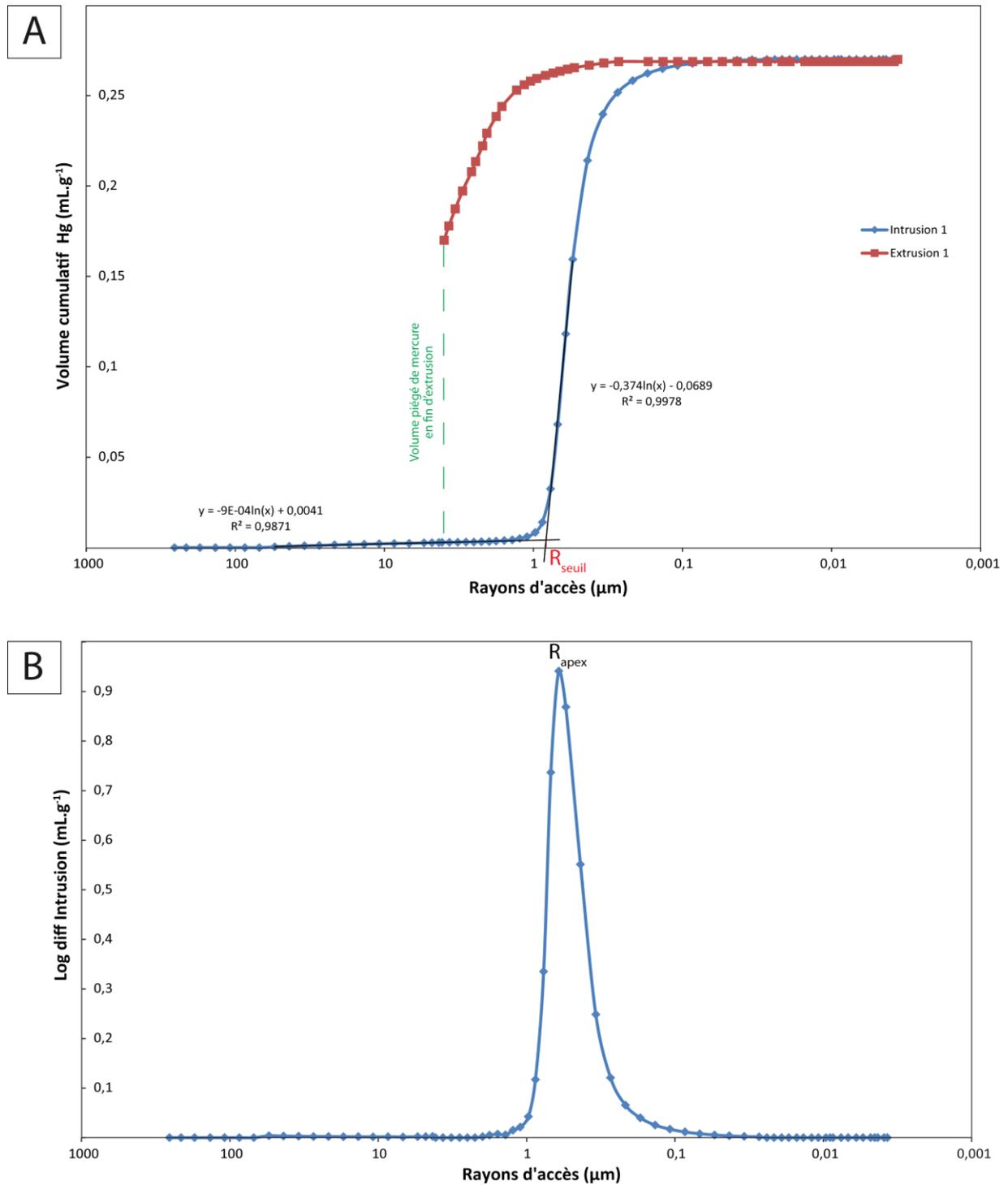


Figure II-15 : Exemples de courbes obtenues à partir de la porosimétrie au mercure. (A) Courbes d'intrusion et d'extrusion exprimées en fonction des rayons d'accès aux pores. (B) Courbe du logarithme différentiel de l'intrusion en fonction des rayons d'accès aux pores.

Il est possible de caractériser la distribution des rayons d'accès aux pores en calculant les paramètres comme leur classement (S_o), le coefficient d'asymétrie (Asq) et l'asymétrie (As) de la distribution. Ces trois paramètres sont calculés à partir des percentiles tels que :

$$S_o = \sqrt{\frac{P_{25}}{P_{75}}}$$

$$Asq = \frac{P_{25} + P_{75} - 2P_{50}}{2}$$

$$As = \frac{P_{25} \times P_{75}}{P_{50}}$$

avec P_x le percentile à x % calculé de la façon suivante :

$$P_x = \left[\frac{(\%volume_{<x}) - x}{(\%volume_{<x}) - (\%volume_{>x})} \times (R_{<x} - R_{>x}) \right] + R_{>x}$$

avec %volume, le pourcentage de volume occupé par le mercure pour un pourcentage inférieur/supérieur à x ; et R le rayon d'accès aux pores correspondant au pourcentage de volume occupé par le mercure. Les valeurs de pourcentage de mercure sont choisies au plus près de la valeur de x .

Dans le cas de notre étude, nous avons défini les qualités du classement des rayons d'accès aux pores et de l'asymétrie de leur distribution comme suit :

- un très bon classement : $S_o < 1,25$
- un bon classement : $1,25 < S_o < 1,5$
- un mauvais classement : $1,5 < S_o < 2$
- un très mauvais classement : $S_o > 2$

- une symétrie : $As > 0,95$
- une légère asymétrie : $0,9 < As < 0,95$
- une asymétrie moyenne : $0,8 < As < 0,9$
- une asymétrie importante : $As < 0,8$

À la fin de l'extrusion, il subsiste un volume de mercure dit « volume piégé » (Figure II-15A). À partir du rapport existant entre le volume de mercure piégé à la fin de l'extrusion et le mercure total en fin de l'intrusion, il est possible de déterminer la saturation au mercure S_{Hg} .

Enfin, il est possible de déterminer le rapport entre la taille des pores et la taille de leurs accès déterminé par le logiciel pilotant l'appareil à partir de la différence de volumes mesurés lors de l'intrusion et de l'extrusion du mercure à une pression donnée et donc pour un rayon d'accès donné (phénomène d'hystérèse ; Webb, 2001). Le rapport choisi pour caractériser le réseau poreux de nos craies est celui correspondant à celui du seuil de pore R_{seuil} . À partir de ce rapport, il est possible de calculer le rayon des pores accessibles contrôlés par R_{seuil} .

Avantages et inconvénients :

Cette méthode est rapide (environ 3 heures par analyse) et très reproductible. Elle peut être appliquée à des matériaux poreux très peu perméables, et peut être réalisée sur des fragments de roche telle que des cuttings.

Cependant, cette méthode est destructive, contraignante à cause de l'utilisation du mercure et au fait qu'elle nécessite un environnement à température stable, et est aussi relativement coûteuse (achat, entretien de l'appareil, traitement et recyclage du mercure). Les échantillons imprégnés de mercure doivent être récupérés, de même que le mercure souillé pour être ensuite traités et recyclés par un laboratoire agréé. De plus, les précautions d'utilisation du mercure doivent être respectées.

4.3. Méthodes de caractérisation des transferts de fluides

Les fluides, dans les massifs rocheux, empruntent soit les réseaux de fractures/fissures s'ils existent et/ou le réseau poreux présent dans la matrice rocheuse. Dans le cas de notre étude, nous nous intéresserons uniquement aux transferts de fluides qui ont lieu dans la matrice de la craie, à travers des mesures de perméabilité et la réalisation de cinétiques de l'imbibition capillaire.

4.3.1. Mesure de perméabilité au gaz et correction de Klinkenberg

Principe :

La perméabilité mesure la facilité d'un matériau, dans notre cas la craie, à se laisser traverser par un fluide. La perméabilité est définie par la loi de Darcy (Darcy, 1856), dans le cas particulier de l'eau, dans son article « Les fontaines de la Ville de Dijon » où il rapporte son expérience qui a consisté à mesurer le débit de fluide recueilli après percolation à travers une colonne de sable. Il a montré que le débit par unité de surface était proportionnel à la pression exercée sur le corps poreux et à une caractéristique intrinsèque du milieu, notée K. La loi de Darcy a été ensuite généralisée à d'autres fluides newtoniens par l'introduction de la notion de viscosité telle que :

$$Q = \frac{K}{\eta} S \frac{\Delta P}{L}$$

avec Q le débit volumique de fluide, K la perméabilité intrinsèque du réseau poreux, S la surface de la section perpendiculaire au flux, ΔP le gradient de pression ($P_{\text{amont}} - P_{\text{aval}}$), et L la longueur de l'échantillon traversé par le fluide. La perméabilité s'exprime en m^2 dans le système international, cependant cette unité n'est pas souvent utilisée, car elle n'est pas adaptée aux valeurs mesurées dans les roches. L'unité utilisée pour la perméabilité des roches sédimentaires est le milliDarcy (mD) qui est équivalent à 10^{-15} m^2 . Le Darcy est défini comme la perméabilité d'un milieu qui laisse passer 1 cm^3 par seconde d'un fluide dont la viscosité est de 1 centipoise sous l'effet d'un gradient de pression d'une atmosphère par centimètre à travers d'une section d' 1 cm^2 (Monicard, 1975).

La loi de Darcy n'est cependant pas applicable à tous les types de transfert de fluides dans les milieux poreux, car elle est soumise à certaines restrictions. Elle n'est valable que pour un écoulement en régime monophasique, c'est-à-dire dans le cas du transfert d'un seul fluide ou de plusieurs fluides parfaitement miscibles. Elle est limitée également aux écoulements parfaitement laminaires, c'est-à-dire aux écoulements dont le flux est unidirectionnel en tout point du réseau poreux.

L'une des différences entre l'écoulement d'un liquide et d'un gaz est liée au fait que la vitesse d'écoulement du gaz n'est pas nulle le long des parois où se produisent des glissements des molécules de gaz (Molicard, 1975). Sous des pressions voisines de la pression atmosphérique, des chocs ont lieu entre les molécules elles-mêmes d'une part, et d'autre part, entre les molécules et les parois des tubes. Quand la pression diminue, le libre parcours moyen des molécules augmente considérablement et les chocs entre les molécules diminuent et deviennent négligeables par rapport aux chocs contre les parois. Ce phénomène est appelé écoulement de Knudsen (Knudsen, 1909) ou régime moléculaire. Dans ce type de flux, la notion de viscosité perd toute signification et l'application de la loi de Darcy devient alors discutable. Afin de pallier à ce processus, Klinkenberg (1941), en transposant ses résultats à l'étude des corps poreux, a établi une relation entre la perméabilité intrinsèque, « réelle » ou « vraie » K où le type d'écoulement précédent n'existe pas, et la perméabilité mesurée au gaz ou perméabilité « apparente » K_a , tel que :

$$K_a = K \left(1 + \frac{\beta}{P_f} \right)$$

avec β une constante pour une roche donnée, et P_f la pression fluide moyenne.

Riepe et al. (1983) proposent une méthode graphique (Figure II-16) pour déterminer la perméabilité vraie K et la constante de Klinkenberg β . L'ordonnée à l'origine en extrapolant les mesures jusqu'à $1/P_f = 0$ par une régression linéaire de pente a , pour la courbe de la perméabilité apparente K_a en fonction de $1/P_f$, correspond à la perméabilité réelle K .

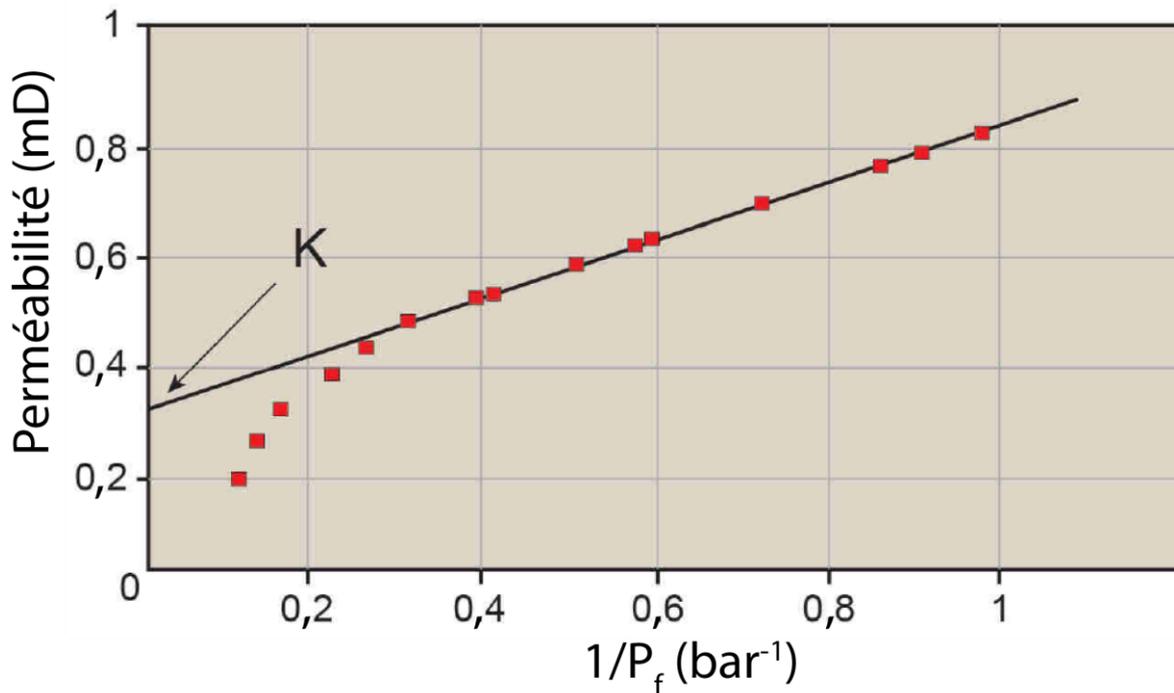


Figure II-16 : Détermination de la perméabilité réelle K à partir de la perméabilité apparente au gaz K_a , modifié d'après Riepe et al. (1983).

Appareillage et acquisition :

Les mesures de perméabilité ont été réalisées sur des plugs non-fracturés ou fissurés ; les perméabilités mesurées correspondront donc à des perméabilités matricielles même si elles sont très élevées.

Les 170 mesures de perméabilité ont été réalisées, au laboratoire Chrono-environnement (Besançon), sur un perméamètre à charge constante utilisant de l'azote comme fluide. Le perméamètre est composé principalement d'une cellule dite cellule de Hassler, dans laquelle on glisse le plug à analyser (Figure II-17). Cette cellule est adaptée à des échantillons cylindriques de diamètre 20 ou 40 mm, et d'une longueur maximale de 60 mm et de 55 mm respectivement pour les plugs de 20 mm et de 40 mm de diamètre. Le plug préalablement séché dans une étuve à 60°C puis mis à la température ambiante, est revêtu d'un manchon étanche suffisamment souple pour une adhésion parfaite à la surface de l'échantillon.

Le fluide, introduit par la section supérieure du plug avec une pression P_{amont} , le traverse de part en part et ressort à sa base avec une pression P_{aval} ; simultanément, une pression de confinement P_c supérieure à la pression fluide est appliquée latéralement sur le manchon étanche afin d'empêcher les écoulements le long des bords du plug. Les différentes pressions sont contrôlées au moyen de manomètres de différentes sensibilités (Figure II-17).

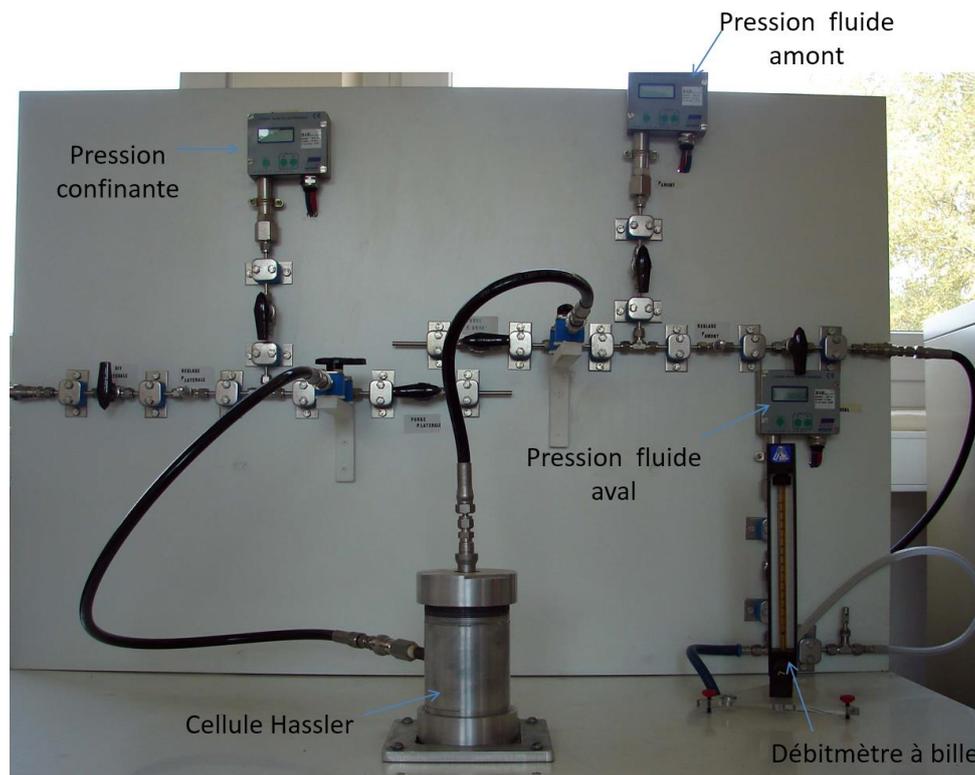


Figure II-17 : Dispositif de mesure des perméabilités apparentes au gaz K_a avec contrôle de la pression de confinement et de la pression de fluide amont et mesure de la pression de fluide aval et mesure du débit à la sortie à l'aide d'un débitmètre à bille.

Les perméabilités mesurées dans cette étude ont été corrigées de l'effet de Klinkenberg en utilisant la méthode graphique de Riepe et al. (1983). Ces corrections ont nécessité l'obtention d'au moins une douzaine de perméabilités apparentes par plug, mesurées à différentes valeurs de pressions de fluide avec cependant une pression effective constante de 1 MPa.

4.3.2. Mesure des cinétiques d'imbibition capillaire et traitement des données

Principe :

La capillarité est l'ensemble des phénomènes que présentent des liquides quand ils sont soumis à la fois à des forces de pesanteur et à des forces moléculaires appelées forces capillaires. Dans une roche, le déplacement d'un liquide sous l'effet des forces capillaires dépend de la géométrie et de la nature de son réseau poreux, des phases minérales constitutives, ainsi que de certaines propriétés du liquide (Hammecker, 1993).

Pour un tube vertical, l'imbibition par capillarité est décrite par la loi de Washburn qui s'écrit de la manière suivante (Washburn 1921) :

$$\frac{dL}{dt} = \frac{R^2 \left(\frac{2\gamma}{R} - \rho g L \right)}{8\eta L}$$

avec L la longueur du tube, R le rayon du tube, ρ la masse volume du liquide, g l'accélération de la pesanteur, γ la tension interfaciale liquide-vapeur et η la viscosité dynamique du fluide.

Si on considère le tube horizontal ou un tube de faible hauteur, l'influence de la gravité devient négligeable et l'on peut écrire l'expression suivante :

$$L dL = \frac{R\gamma}{4\eta} dt$$

qui, après intégration devient :

$$L = \sqrt{\frac{R\gamma}{2\eta} t}$$

Cette relation, couramment appelée équation de Washburn, permet de calculer la position du niveau d'eau dans le tube au cours de l'imbibition pour tout temps t. Elle présente un terme constant que l'on peut noter B, propre au fluide et à la géométrie du tube, ainsi qu'un terme évoluant en fonction de la racine carrée du temps :

$$L = B \sqrt{t} \quad \text{avec} \quad B = R^{1/2} \left(\frac{\gamma \cos\theta}{2\eta} \right)^{1/2}$$

et où θ est l'angle de contact entre la surface du tube, l'eau liquide et la vapeur d'eau. Il faut souligner que le coefficient de cinétique de l'imbibition capillaire B est proportionnel au rayon du tube. De la même manière, le volume de liquide V imbibant le tube sera :

$$V = A \sqrt{t} \quad \text{avec} \quad A = \pi R^{5/2} \left(\frac{\gamma \cos\theta}{2\eta} \right)^{1/2}$$

Appareillage et acquisition :

Dans la pratique, au laboratoire Chrono-environnement (Besançon), 163 plugs, sur lesquels ont été déterminées les porosités et les perméabilités, sont préalablement séchés dans des étuves à 60°C jusqu'à stabilisation de leur poids. Ils sont ensuite mis à la température ambiante et pesés, puis placés verticalement sur une grille, dans un bac au fond duquel le niveau d'eau distillée est maintenu constant pendant toute la durée de l'expérience : l'alimentation capillaire est alors assurée par une pellicule d'eau de 2 à 5 mm. Par ailleurs, le

bac est fermé hermétiquement afin de maintenir une hygrométrie proche de la saturation et donc d'éviter la superposition de phénomènes d'évaporation (Figure II-18A).

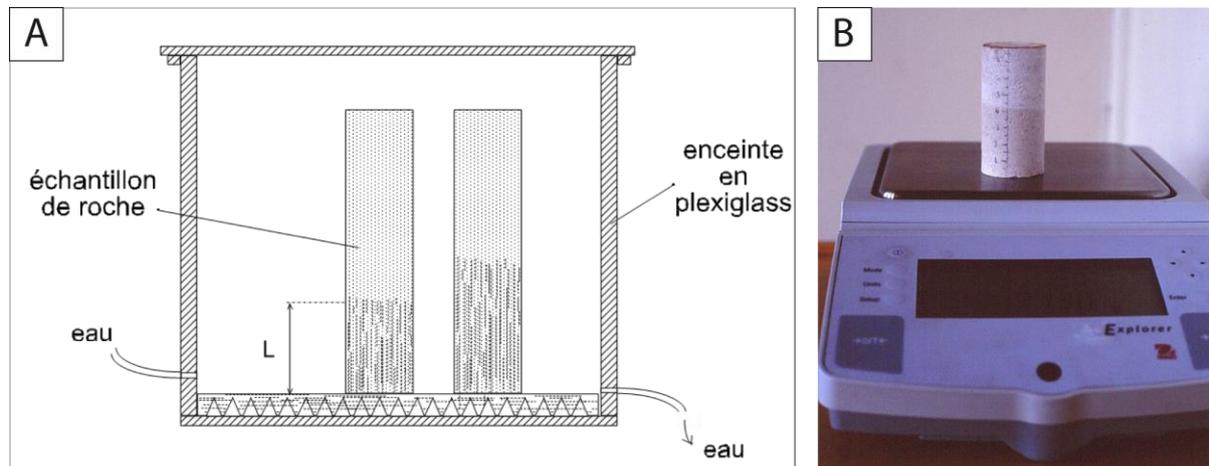


Figure II-18 : Dispositif de mesure des cinétiques d'imbibition capillaire. (A) Schéma du dispositif. (B) Étape de mesure de la prise de poids et de la montée de la frange humide.

Les variations de température modifiant la tension de surface air-eau et la viscosité de l'eau, et par conséquent également la cinétique d'imbibition (Mertz, 1991), les mesures sont donc réalisées dans une enceinte où la température est maintenue proche de 25°C.

Pendant l'expérience, la progression de l'imbibition est relevée à des intervalles de temps croissants, par la mesure de la hauteur de la frange humide observable sur la surface externe des échantillons d'une part, et par la mesure de masse d'autre part (Figure II-18B). L'évolution de la frange humide (δL en cm) et la prise de masse par rapport à la surface de l'échantillon (dW/S en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$) sont reportées graphiquement, en fonction de la racine carrée du temps (\sqrt{t} en $\text{h}^{-1/2}$; Figure II-19).

Le fait de représenter la migration de la frange humide et la prise de masse par unité de surface en fonction de la racine carrée du temps, est justifié par le fait qu'en général, la cinétique d'imbibition capillaire dans les roches est du même type que celle décrite par la relation de Washburn. En effet, avec ce type de représentation, les courbes apparaissent comme des segments de droite, sur lesquels on peut définir certains paramètres.

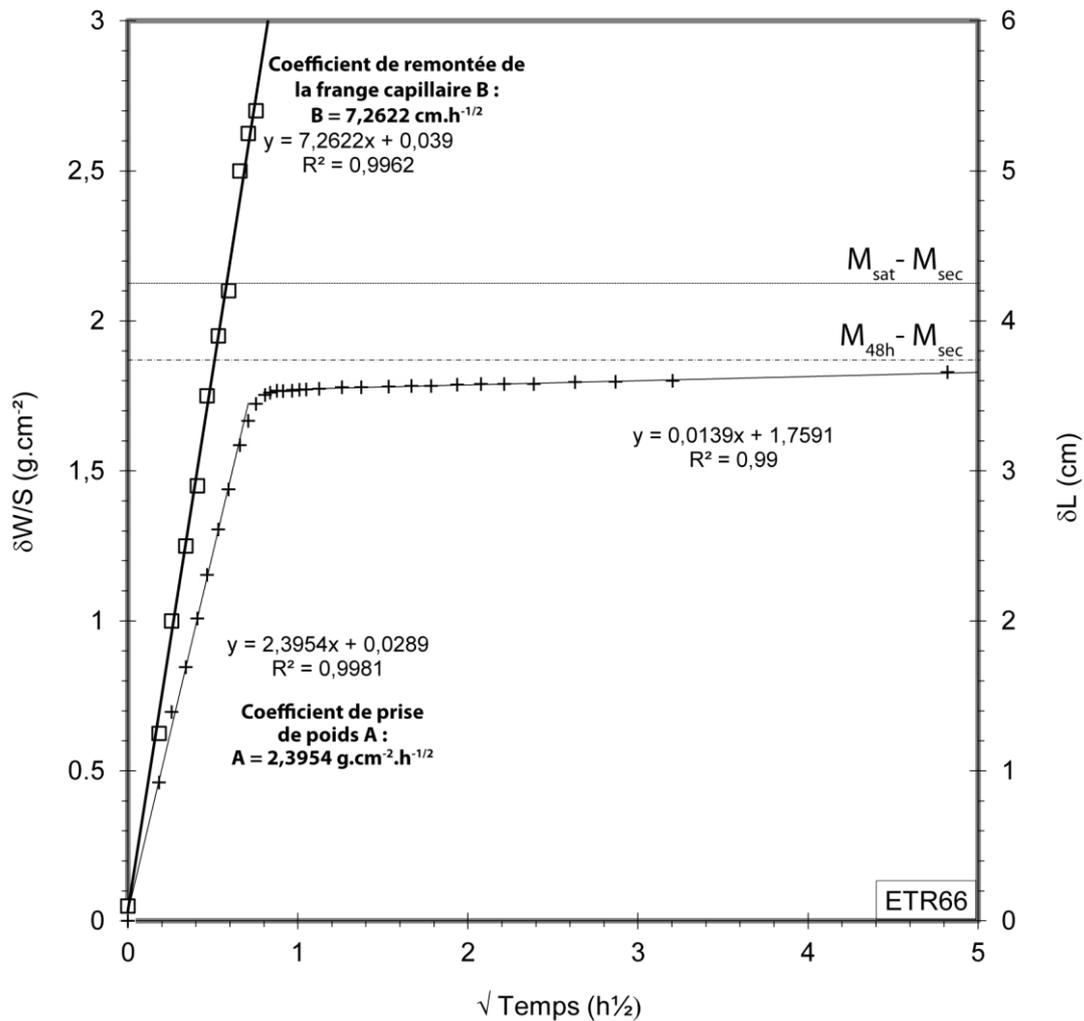


Figure II-19 : Exemple de courbes de cinétiques d'imbibition capillaire avec la détermination des coefficients A de prise de poids et B de remontée de la frange humide.

Dans le cas d'échantillons homogènes, c'est-à-dire sans importante variation de texture, due par exemple à un liseré argileux, la frange humide atteint le sommet de l'échantillon, sensiblement en même temps que s'amortit la prise de masse en eau, et correspond globalement à l'envahissement de la porosité libre. La cinétique de migration de la frange humide est représentée par un segment de droite et s'exprime pour la totalité de l'imbibition par une relation du type :

$$L = B \sqrt{t}$$

où le coefficient B correspond à la pente du segment de droite mesurée graphiquement et exprimée en $\text{cm.h}^{-1/2}$ (Figure II-19). Le coefficient B est appelé coefficient de remontée de la frange capillaire.

L'évolution de la prise de poids par unité de surface dW/S en fonction de la racine carrée du temps, se décompose quant à elle en deux parties distinctes :

- Une première partie présentant comme le prévoit l'équation de Washburn, une cinétique d'imbibition proportionnelle à la racine carrée du temps :

$$dW/S = A \sqrt{t}$$

La pente A caractérise la cinétique d'imbibition capillaire du réseau poreux libre (N48h ; Figure II-19). Le coefficient A est appelé coefficient de prise de poids et s'exprime en $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$.

- La seconde partie de la courbe dont la pente est nettement plus faible (Figure II-19), correspond aussi à une cinétique proportionnelle à \sqrt{t} . Cette phase d'imbibition correspond à la diffusion dans l'eau, de l'air piégé dans le réseau poreux. Elle est contrôlée par les lois de Fick et elle correspond à la résorption de la porosité piégée (Mertz, 1991 ; Hammecker et al., 1993).

Dans le cas des plugs non-homogènes, le coefficient A de prise de poids a été déterminé à partir de la première pente.

4.4. Autres méthodes pétrophysiques utilisées

Deux autres méthodes pétrophysiques ont été réalisées : des mesures de vitesses de propagation des ondes acoustiques P (sur plug sec et sur plug saturé en eau) et des mesures de conductivité électrique.

4.4.1. Mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P

Les mesures de vitesses de propagation des ondes acoustiques P ont été réalisées au laboratoire Chrono-environnement (Besançon), sur 172 plugs secs ($V_{p_{sec}}$) séchés à l'étuve à 60°C et remis à la température ambiante, et sur 166 plugs saturés en eau ($V_{p_{sat}}$) de la même manière que pour les mesures des porosités totales.

Le banc de mesure est constitué d'un système portable Pundit 6 (CNS Electronics LTD) constitué d'un boîtier de contrôle et de production des ondes acoustiques et de deux transducteurs en céramique piézo-électrique, l'un étant fixe (émetteur) sur le dispositif, l'autre mobile (le récepteur) pour recevoir les plugs de mesure (Figure II-20). Le couplage transducteur/plug est assuré d'une part par l'adjonction de graisse silicone aux deux extrémités du plug, et d'autre part par un serrage. L'étalonnage de l'appareil est régulièrement vérifié en positionnant à l'emplacement du plug de mesure un barreau cylindrique étalon. Un bouton de réglage permet d'ajuster la durée de transit mesurée avec celle donnée pour le barreau étalon. L'appareil qui fonctionne à la fréquence de 1 MHz, mesure le temps (t en μs) de parcours des ondes acoustiques entre les deux extrémités de l'échantillon. Connaissant la longueur (L) du plug, on calcule la vitesse v telle que : $v = \frac{L}{t}$.

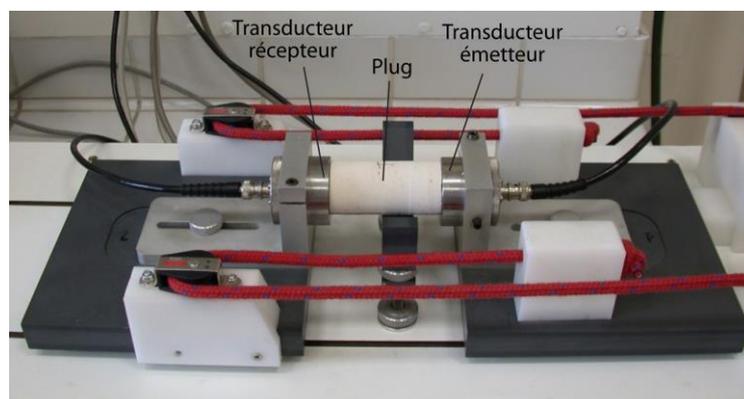


Figure II-20 : Dispositif de mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug sec $V_{p_{sec}}$ et sur plug saturé en eau $V_{p_{sat}}$.

4.4.2. Mesure de la conductivité électrique et traitement des données

Principe :

Les mesures de conductivité électrique permettent de caractériser l'arrangement du réseau poreux par l'étude du transport des charges électriques contenues dans l'électrolyte qui est la saumure saturant l'échantillon (Han et al., 2007). Les conductivités des minéraux contenus dans une roche sont négligeables par rapport à celle de l'eau. Le courant électrique passe essentiellement par les pores saturés par l'électrolyte, et le chemin emprunté est imposé par l'agencement du réseau microporeux. Étant donné le rapport des conductivités de la phase solide et de la phase liquide proche de zéro, la conductivité σ_{eff} d'une roche est donc proportionnelle à la conductivité de l'électrolyte σ_e :

$$\sigma_{eff} = \frac{\sigma_e}{F} + \sigma_s$$

où F est le facteur de formation et σ_s la conductivité de surface, qui représente la conduction électrique localisée au voisinage immédiat des minéraux, dans la couche d'eau adsorbée.

Le facteur de formation F et la tortuosité τ sont deux grandeurs calculées à partir des mesures de conductivité électrique comme ci-dessous :

$$F = \frac{\tau}{\phi}$$

où ϕ est la porosité.

Le facteur de formation est, en quelque sorte, un facteur de réduction dont est affectée la conductivité de la solution du fait de la présence d'une phase isolante (solide). Le coefficient de tortuosité rend compte d'une connexion imparfaite du milieu et décrit le trajet tortueux suivi par le courant électrique. En absence d'information sur le réseau poreux, l'utilisation de relations empiriques est très souvent requise. La plus utilisée est la loi d'Archie, qui relie la porosité ϕ au facteur de formation F pour une roche saturée :

$$F = \phi^{-m}$$

où m est l'exposant de cimentation, qui n'a pas de réelle valeur pétrographique. Il rend davantage compte de la cohésion générale d'une roche et est généralement caractéristique d'une lithologie sédimentaire donnée.

Appareillage et acquisition :

La caractérisation des propriétés de conductivité électrique a été réalisée au laboratoire Chrono-environnement (Besançon), sur 125 plugs suivant la procédure proposée par David (1993).

Afin de limiter les effets de conduction à la surface des plugs liés à la présence d'une pellicule d'eau résiduelle, les plugs ont été équipés d'une gaine isolante constituée de téflon maintenu sur toute leur périphérie par du chatterton avant la première saturation en électrolyte ; et elle sera gardée jusqu'à la fin de l'ensemble des acquisitions de conductivité électrique (Figure II-21).

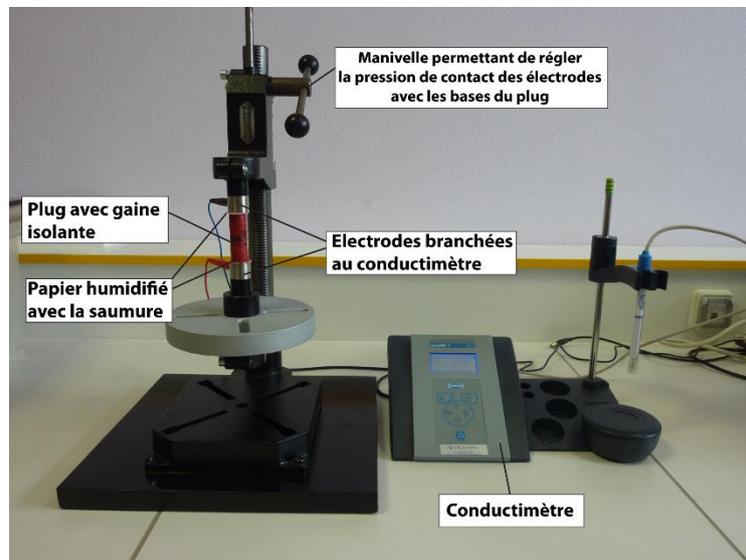


Figure II-21 : Dispositif de mesure de la conductivité électrique.

Les plugs sont saturés en saumure, selon le même mode que pour les mesures de porosité totale, avec des saumures de conductivités connues et croissantes (6,5, 10,9, 18, 30,3 et 40,4 mS.cm⁻¹). Après chaque mesure, les plugs ont été dessalés dans un grand volume d'eau déminéralisée brassée par un barreau entraîné par un agitateur magnétique, et renouvelée régulièrement jusqu'à dessalement complet de l'échantillon. Celui-ci, pouvant prendre plusieurs semaines à plusieurs mois, est vérifié par la mesure de la conductivité de l'eau dans laquelle sont immergés les échantillons.

Les plugs sont maintenus en contact avec les deux électrodes en appliquant une pression en manœuvrant la manivelle de la colonne. Un papier buvard saturé par la saumure est placé

entre les électrodes et le plug pour corriger des éventuelles irrégularités des bases et améliorer les contacts. La conductance G du plug saturé en saumure est mesurée à l'aide d'un conductimètre (Hach Lange senslon + EC7 ; Figure II-21).

Traitement des données :

Les conductivités électriques des plugs (σ_{eff}) sont calculées à partir de la conductance (G) fournie par l'appareil, de la longueur (L) et de la section (S) de chaque plug à partir de la relation ci-dessous :

$$\sigma_{eff} = G \frac{L}{S}$$

Le facteur de formation est obtenu par régression linéaire des conductivités électriques du plug σ_{eff} reportées en fonction de la conductivité électrique de la solution σ_e (minimum 3 points de mesure ; Figure II-22). La pente de la droite correspond à l'inverse du facteur de formation F , et l'ordonnée à l'origine représente la conductivité de surface σ_s . À partir de cette valeur de facteur de formation et de la porosité totale du plug (ou d'un plug équivalent provenant de la même carotte prélevée sur le terrain), il est possible de calculer l'exposant de cimentation m et la tortuosité τ à partir des équations exprimées plus haut dans la partie décrivant le principe de la méthode de mesures de la conductivité électrique.

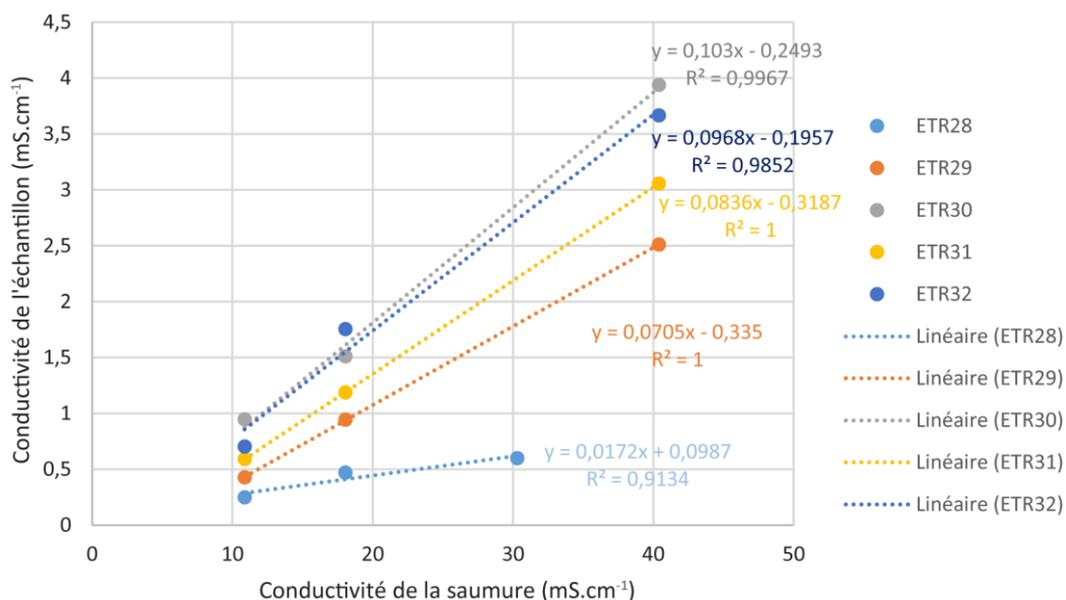


Figure II-22 : Exemples de détermination graphique du facteur de formation F à partir de la conductivité électrique de l'électrolyte et de celle du plug. La pente des droites correspond respectivement à $1/F$ pour chacun des plugs analysés.

5. Analyse statistique

Afin de mettre en évidence les liens qui existent entre les différentes propriétés pétrophysiques, des valeurs de coefficient de détermination (R^2) des courbes mettant en relation deux paramètres ont été calculées et des tests de Pearson ont été réalisés grâce au logiciel xlstat (extension d'Excel).

De plus, une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a été procédée sur les données de porosimétrie au mercure à l'aide du logiciel xlstat. Cette classification permet de constituer des groupes homogènes d'objets sur la base de leur description par un ensemble de variables. Dans notre cas, les groupes ont été réalisés à partir des données des courbes de distribution en logarithme différentiels des rayons d'accès aux pores. Cette classification est basée sur les dissimilarités entre les objets. Le résultat principal issu de ce test est le dendrogramme qui permet de visualiser le regroupement progressif des données en fonction de leur similarité. Ce test est basé sur une méthode de classification itérative dont le principe est simple. Une dissimilarité est calculée entre les N objets, puis les deux objets dont le regroupement minimise un critère d'agrégation donné, sont regroupés créant ainsi une classe comprenant deux objets. La dissimilarité est ensuite calculée entre cette classe et les $N-2$ objets, puis l'objet et la classe dont le regroupement minimise le critère d'agrégation sont regroupés ; ceci est reproduit jusqu'à ce que tous les objets soient regroupés. Ces regroupements successifs produisent un arbre binaire (dendrogramme) dont la racine correspond à la classe regroupant l'ensemble des individus et les ramifications les niveaux de similarité entre les objets. Il est possible de choisir une partition en tronquant l'arbre à un niveau de similarité. Pour plus de détail, l'aide de xlstat (2015) accessible sur le site d'Excel peut être consultée (<https://www.xlstat.com/fr/>).

Chapitre 3

Sédimentologie et modèles sédimentaires de la Craie

Arsène Lupin :
"L'Aiguille d'Étretat est creuse !"

L'Aiguille creuse, Maurice Blanc

Chapitre 3

Sédimentologie et modèles sédimentaires de la Craie

1. Modèles de rampes (Cénomaniens – Coniacien moyen)	103
1.1. Rampe argileuse (Cénomaniens inférieurs) : description sédimentologique et définition du modèle sédimentaire	104
1.2. Rampe carbonatée (Cénomaniens moyens – Coniacien moyen) : description sédimentologique et définition du modèle sédimentaire	107
2. Modèle de contourite (Coniacien - Santonien)	113
2.1. État des connaissances	113
2.2. Classification des faciès	121
2.3. Précisions sur le mode de dépôt de ces géométries	132
2.4. Diagenèse observée dans les faciès de contourite	137
3. Modèles de surface de hiatus	138

Liste des figures, tableaux et annexes

Figure III-1 : Photographie à différentes échelles du faciès <i>Low energy argilaceous chalk</i>	104
Figure III-2 : Modèle sédimentaire de rampe argileuse.	106
Figure III-3 : Photographie à différentes échelles des faciès <i>High energy bioclastic chalk</i> et <i>Medium energy opal chalk</i>	108
Figure III-4 : Photographie à différentes échelles des faciès <i>Medium</i> et <i>Low energy marls-seams chalk</i>	111
Figure III-5 : Modèle sédimentaire de rampe carbonatée.	112
Figure III-6 : Panoramas des falaises de Normandie entre Bruneval et Fécamp illustrant la présence de géométries complexes, d'après Quine et Bosence (1991).	114
Figure III-7 : Exemple des géométries observées aux environs d'Étretat et répartition des faciès, d'après Quine et Bosence (1991).	115
Figure III-8 : Panorama interprété des géométries observées aux environs d'Étretat, d'après Lasseur (2007).	115
Figure III-9 : Modèle élémentaire des géométries de Normandie, d'après Lasseur (2007). ...	116
Figure III-10 : Panorama ouest de la Porte d'Amont (Étretat, Normandie), d'après Lasseur (2007).	117
Figure III-11 : Exemple de profil sismique acquis en mer BRGM (mission Mercaux, 2013), en face des falaises de Normandie, entre Etretat et Fécamp.	119
Figure III-12 : Vue aérienne du platier à proximité de Vaucottes-sur-mer (Normandie), d'après les images d'archives de Google Earth© du 31/12/2008.	120
Figure III-13 : Exemples de panorama présentant des contourites avec la localisation des échantillons.	121
Figure III-14 : Modèle élémentaire des géométries de Normandie avec la subdivision en 6 faciès proposée dans le cadre de cette thèse.	122
Figure III-15 : Diagramme ternaire du contenu macrofaunistique en fonction des 6 faciès définis. Pourcentage correspondant au nombre d'individus.	123
Figure III-16 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique des <i>d'Initiated aggradation Facies</i> et <i>Convex-up aggrading Facies</i>	125
Figure III-17 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique du <i>Condensed faciès</i>	127
Figure III-18 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique du <i>High energy and gravitational faciès</i>	129
Figure III-19 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique du <i>Prograding facies</i> et <i>Filling facies</i>	131

Figure III-20 : Étapes de formation des géométries en fonction des vitesses de courant et des facteurs biogéniques influençant les textures et la fragmentation.	135
Figure III-21 : Habillage faciologique de la côte aux environs d'Etretat (longueur 1 km, hauteur 70 m).	136
Figure III-22 : Planche photographique à l'échelle du banc et de la carotte des faciès de Soupground et de Softground.	141
Figure III-23 : Planche photographique à l'échelle du banc, de la carotte et de la lame mince du faciès de Firmground.	143
Figure III-24 : Planche photographique à l'échelle du banc, de la carotte et de la lame mince du faciès de Hardground.	145
Tableau III-1 : Tableau des 6 faciès de contourites définis en fonction de leur répartition dans les géométries.	124

Comme il a été vu à la fin du chapitre 1 sur le contexte géologique, la zone d'étude a déjà été décrite d'un point de vue sédimentologique (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine, 1988 ; Quine et Bosence, 1991 ; Lasseur, 2007 ; Lasseur et al., 2009). Cependant, ces descriptions sont pour la plupart anciennes, à l'exception de Lasseur (2007) et Lasseur et al. (2009), et nécessitent d'être adaptées à une utilisation pour l'étude des propriétés pétrophysiques, par une formalisation des faciès et par des précisions plus fines à l'échelle microscopique. Ce travail a été entrepris en collaboration avec É. Lasseur (BRGM, Orléans).

Au cours du Crétacé supérieur se succèdent des dépôts de type rampes (Cénomaniens – Coniacien moyen) constitué de 5 faciès et un modèle de contourites (Coniacien – Santonien) constitué de 6 faciès principaux. Des surfaces de hiatus, définies par 4 faciès sont observées tout au long du Crétacé supérieur. Ainsi, ces trois modèles sédimentaires et ces 15 faciès ont été caractérisés et sont décrits par la suite.

1. Modèles de rampes (Cénomaniens – Coniacien moyen)

Les modèles de rampes proposés par Lasseur et al. (2009), sont classifiés selon 7 types de faciès de dépôt répartis selon 3 associations principales de cycles composées d'alternance de faciès de dépôts et d'arrêt de sédimentation (Cénomaniens argileux, Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur condensé, Turonien moyen – Coniacien moyen à faible contenu terrigène). Les distinctions entre ces faciès étant parfois ténues, afin de ne pas multiplier l'échantillonnage des faciès, et de caractériser des faciès qui sont susceptibles d'avoir un comportement pétrophysique différent, leur qualification en termes de pétrophysique nécessite d'effectuer des regroupements entre faciès et de simplifier cette classification (Lasseur et al., 2009). L'étude micro-faciologique des principaux faciès a permis en outre d'apporter des contraintes supplémentaires à l'échelle microscopique, à cette classification principalement macro-faciologique. Le modèle de rampes a été subdivisé en deux avec un modèle de rampe argileuse (Cénomaniens inférieur), puis un modèle de rampe carbonatée du (Cénomaniens moyen au Coniacien moyen).

1.1. Rampe argileuse (Cénomanien inférieur) : description sédimentologique et définition du modèle sédimentaire

Au sein du modèle de rampe argileuse du Cénomanien inférieur, un seul faciès a été reconnu sur le secteur d'étude, le **faciès de *Low energy argilaceous chalk*** (équivalent au faciès DF5-DF6 de Lasseur et al., 2009). Ce faciès a une couleur beige foncé à gris foncé et est tabulaire avec une mise en banc peu prononcée (Figure III-1A).

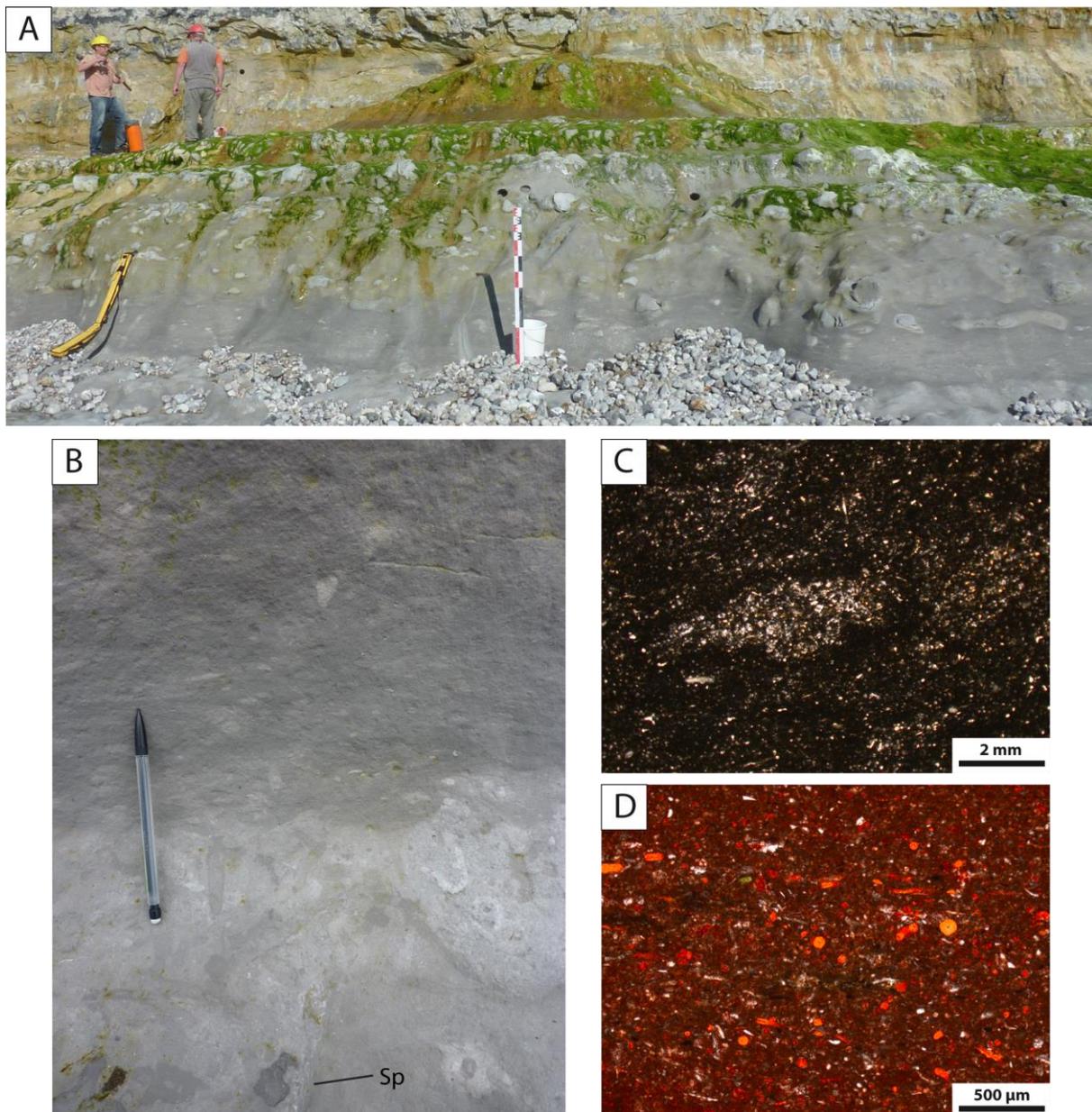


Figure III-1 : Photographie à différentes échelles du faciès *Low energy argilaceous chalk*. (A) Mise en banc et bioturbation. (B) Bioturbations et spongiaires (Sp). (C) Bioturbation à l'échelle de la lame mince. (D) Alignements de spicules de spongiaires dissous.

Ce faciès présente une importante bioturbation de type *Thalassinoïdes*, *Zoophycos*, *Planolites* et *Teichichnus* (Figure III-1B) et des perforations. Les niveaux d'arrêt de sédimentation, associés à ce faciès sont souvent peu prononcés avec des spongiaires fréquemment perforés (Figure III-1B). La couleur sombre indique une abondante fraction d'insolubles. De rares lamines ondulées sont parfois visibles.

D'après l'observation sur lame mince de 8 échantillons provenant de Bruneval, les textures rencontrées vont du mudstone-wackestone au wackestone (Figure III-1C). Ce faciès est constitué essentiellement de mésograins (90 % en volume des grains bioclastiques), le reste étant des micrograins et très rarement des macrograins. Les mésograins sont principalement des spicules de spongiaires siliceux dissous et rarement des fragments d'échinodermes (Figure III-1D). Les micrograins sont en proportion équivalente des foraminifères benthiques et des calcisphères. Les spicules de spongiaires sont entièrement dissous et forment ainsi de la porosité secondaire (Figure III-1D). D'importantes bioturbations (Figure III-1C) et de très rares micro-lamines de spicules de spongiaires (Figure III-1D) sont visibles en lame mince. Une fraction non-biogénique rare est composée de glauconite authigène et de petits quartz anguleux (Figure III-1D).

Les textures, l'abondance de la fraction argileuse, l'abondance de bioturbation et la très rare présence de lamines de spicules de spongiaires traduisent des conditions de dépôt en milieu calme avec de rares moments de tempête, caractéristiques d'environnement d'offshore supérieur distal proche de l'offshore inférieur (Figure III-2). En effet, au Cénomaniens inférieur, la zone d'étude se situait sur une zone de haut fond potentiellement soumise à des événements de tempête. À noter qu'un faciès équivalent plus proximal de même âge a été observé par Lasseur (communication personnelle) dans le Boulonnais au Cap Blanc Nez, et présente des figures de tempêtes plus marquées et des textures plus triées (Faÿ-Gomord et al., soumis).

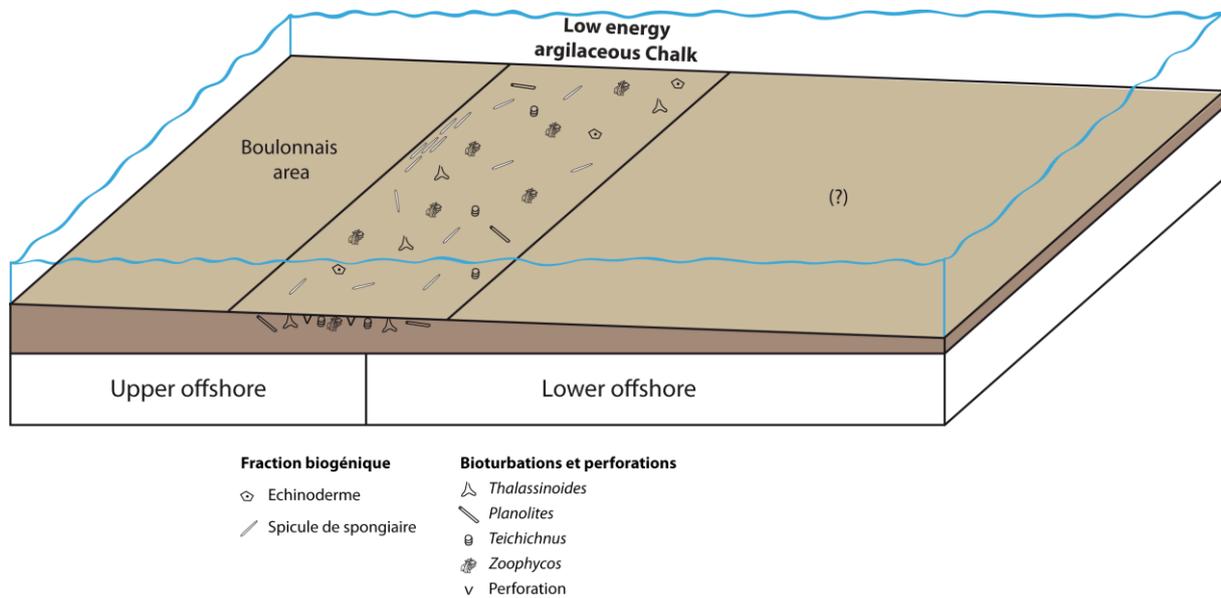


Figure III-2 : Modèle sédimentaire de rampe argileuse.

1.2. Rampe carbonatée (Cénomanién moyen – Coniacien moyen) : description sédimentologique et définition du modèle sédimentaire

Au sein du modèle de rampe carbonatée (Cénomanién moyen – Coniacien moyen), 4 faciès ont été reconnus et nommés :

- (1) *High energy bioclastic chalk* (équivalent au faciès DF2, DF2-3 et DF3 de Lasseur et al., 2009),
- (2) *Medium energy opal chalk* (équivalent au faciès DF4 de Lasseur et al., 2009),
- (3) *Medium energy marls-seams chalk* (équivalent au faciès DF5 de Lasseur et al., 2009), et
- (4) *Low energy marls-seams chalk* (équivalent au faciès DF6 et DF7 de Lasseur et al., 2009).

Le faciès *High energy bioclastic chalk* a une couleur ocre, gris clair à blanc et est tabulaire avec une mise en banc pluridécimétrique et pluricentimétrique avec à la base des surfaces d'érosion fréquentes. Ce faciès présente quelques bioturbations de type *Thalassinoïdes* et des niveaux de lumachelles centimétriques (Figure III-3A). D'après l'observation sur lames minces de 5 échantillons provenant de St Jouin-Bruneval et Senneville-sur-Fécamp, les textures rencontrées vont du wackestone au packstone et micro-packstone (Figure III-3B). Ce faciès est constitué essentiellement de mésograins (90 %), le reste étant des micrograins et très rarement des macrograins. De rares macro-restes d'échinodermes, de bryozoaires et d'inocérames peuvent être observés. Dans la fraction des mésograins, les fragments d'échinodermes sont abondants et très corrodés, les fragments indéterminés sont communs et les fragments d'inocérames sont rares. Les micrograins sont, en proportion équivalente, des foraminifères benthiques et des calcisphères (Figure III-3C). Une fraction non-biogénique, abondante au Cénomanién, est composée de glauconite authigène, de micas et de petits quartz anguleux (Figure III-3D).

Les surfaces d'érosion, les niveaux de lumachelles, les textures et l'importance de la fragmentation, traduisent des conditions de dépôt en milieu très énergétique, avec des périodes de tempête marquées, caractéristiques d'environnements d'offshore supérieur proximal.

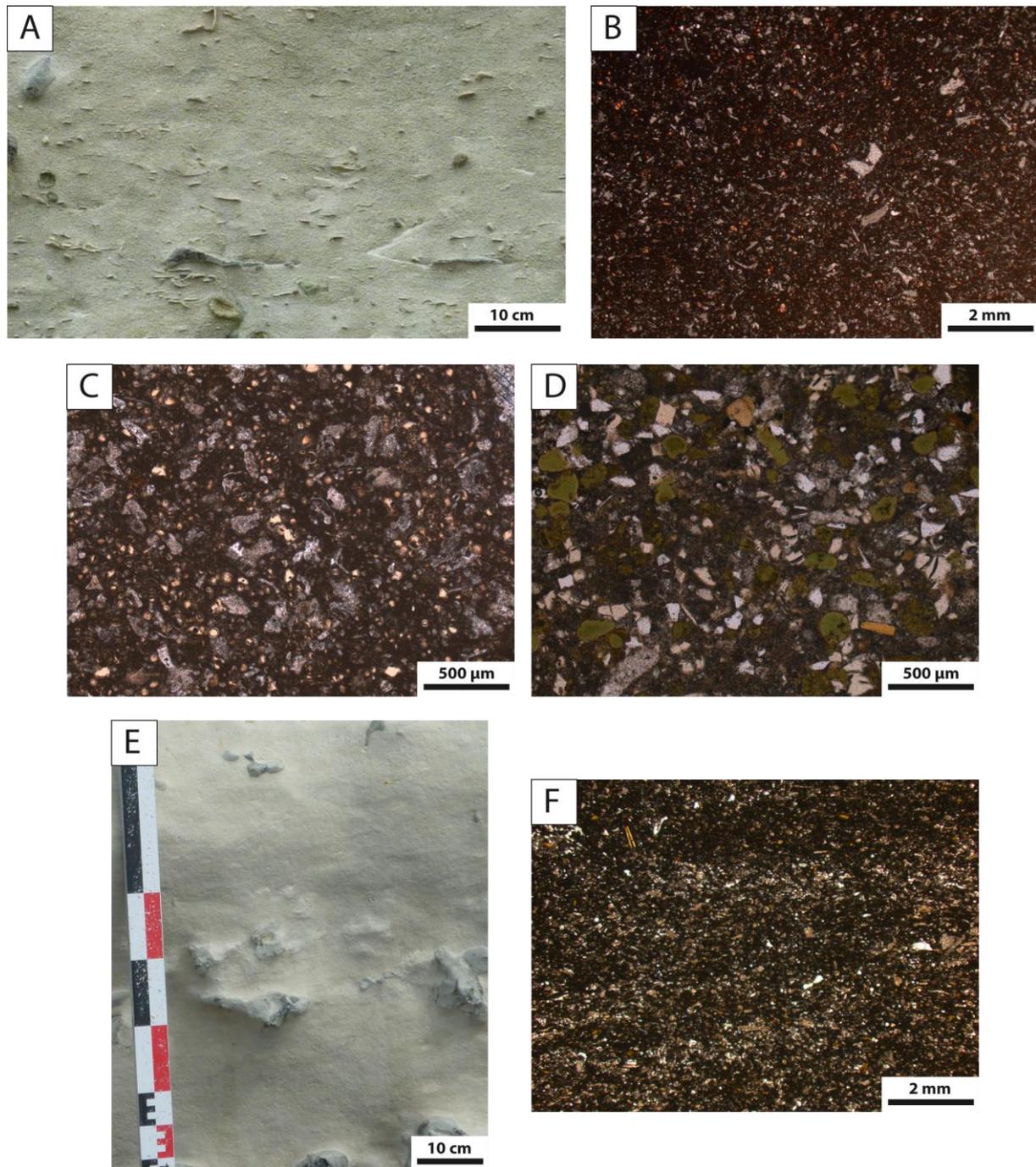


Figure III-3 : Photographie à différentes échelles des faciès High energy bioclastic chalk (A-D) et Medium energy opal chalk (E-F). (A) Niveaux de concentration de bioclastes. (B) Wackestone à méso-fragments d'échinoderme. (C) Échinoderms très fragmentés et corrodés avec des foraminifères et des calcisphères. (D) Glauconites authigènes, petits quartz anguleux et rares micas. (E) Mise en banc et bioturbation du faciès Medium energy opal chalk. (F) Laminas constituées de méso-fragments d'échinoderms et de méso- et micro-fragments indéterminés.

Le **faciès *Medium energy opal chalk*** a une couleur beige à blanc crème et est tabulaire avec une mise en banc prononcée par la présence de niveaux d'arrêt de sédimentation. Ce faciès présente quelques bioturbations de type *Thalassinoïdes* et *Zoophycos*, ainsi que de rares alignements bioclastiques (Figure III-3E). D'après l'observation sur 7 lames minces provenant du Fourquet, les textures rencontrées vont du wackestone au micro-packstone. Suivant les niveaux, ce faciès est constitué essentiellement de micrograins (70 %), sauf au niveau de lamines où les mésograins prédominent (80 % ; Figure III-3F), le reste étant constitué de méso- ou micro-grains, et très rarement de macrograins. De rares macro-bryozoaires et macro-inocérames peuvent être observés. Dans la fraction constituée par les mésograins, les fragments d'échinodermes sont abondants et très corrodés, les fragments indéterminés et les bivalves sont communs et les fragments d'inocérames, les bryozoaires, les brachiopodes et les foraminifères sont rares. Dans la fraction des micrograins, les fragments indéterminés, les foraminifères benthiques et les calcisphères sont en proportion équivalente. Une fraction non-biogénique, abondante au Cénomaniens, est composée de glauconite authigène. Des alignements de grains sont aussi visibles en lames minces. De rares ciments syntaxiaux associés aux échinodermes peuvent être observés.

Les textures, la proportion de fragmentation variable en fonction des échantillons (prédominance de méso- ou micrograins) et les alignements traduisent des conditions de dépôt en milieu de moyenne énergie avec de fréquentes périodes de tempête, caractéristiques d'environnement d'offshore supérieur médian.

Le **faciès *Medium energy marls-seams chalk*** a une couleur gris clair à blanc et est tabulaire avec des liserés argileux de type marl-seams (Figure III-4A-B). Ce faciès fortement bioturbé par des *Thalassinoïdes* et *Zoophycos* montre de rares alignements bioclastiques. D'après l'observation sur lames minces (4 échantillons provenant du Tilleul, de St Martin-en-Campagne et du Val du Prêtre), les textures vont du micro-wackestone au micro-packstone (Figure III-4C-D). Ce faciès est constitué essentiellement de micrograins (70 %), le reste étant constitué de mésograins et très rarement de macrograins. De rares macro-inocérames peuvent être observés. Dans la fraction des mésograins, les échinodermes sont abondants, les bivalves et les bryozoaires sont communs à rares et les fragments d'inocérames sont rares. Dans la fraction des micrograins, les calcisphères sont abondantes, les fragments indéterminés

sont fréquents et les foraminifères benthiques sont rares. Les calcisphères sont souvent organisées en lamines (Figure III-4C-D).

Les rares alignements bioclastiques macroscopiques, les textures, la fragmentation très fine (prédominance de micrograins de type fragments indéterminés) et les alignements de calcisphères traduisent des conditions de dépôt en milieu de moyenne énergie, caractéristique d'environnement d'offshore supérieur distal.

Le faciès ***Low energy marls-seams chalk*** a une couleur gris clair à blanc et est tabulaire avec des liserés argileux de type marl-seams (Figure III-4A-B). Ce faciès est faiblement bioturbé par des *Chondrites* et des *Zoophycos*. D'après l'observation sur lame mince de 8 échantillons provenant d'Etretat, de Senneville sur Fécamp, du Tilleul, de St Martin-en-Campagne et du Val du Prêtre, les textures rencontrées vont du mudstone au micro-wackestone (Figure III-4E-F). Ce faciès est constitué essentiellement de micrograins (95 %) et très rarement de méso- et macrograins. De rares macro-inocérames peuvent être observés. Dans la fraction constituée par les mésograins, les échinodermes sont abondants, les foraminifères benthiques et les fragments indéterminés sont fréquents, et les fragments d'inocérames sont rares. Dans la fraction composée de micrograins, les calcisphères et les foraminifères benthiques sont abondants et les fragments indéterminés sont rares (Figure III-4F).

Les textures, l'absence d'alignements, la très faible fragmentation et la prédominance de microfaunes traduisent des conditions de dépôt en milieu très calme caractéristique d'environnement d'offshore inférieur.

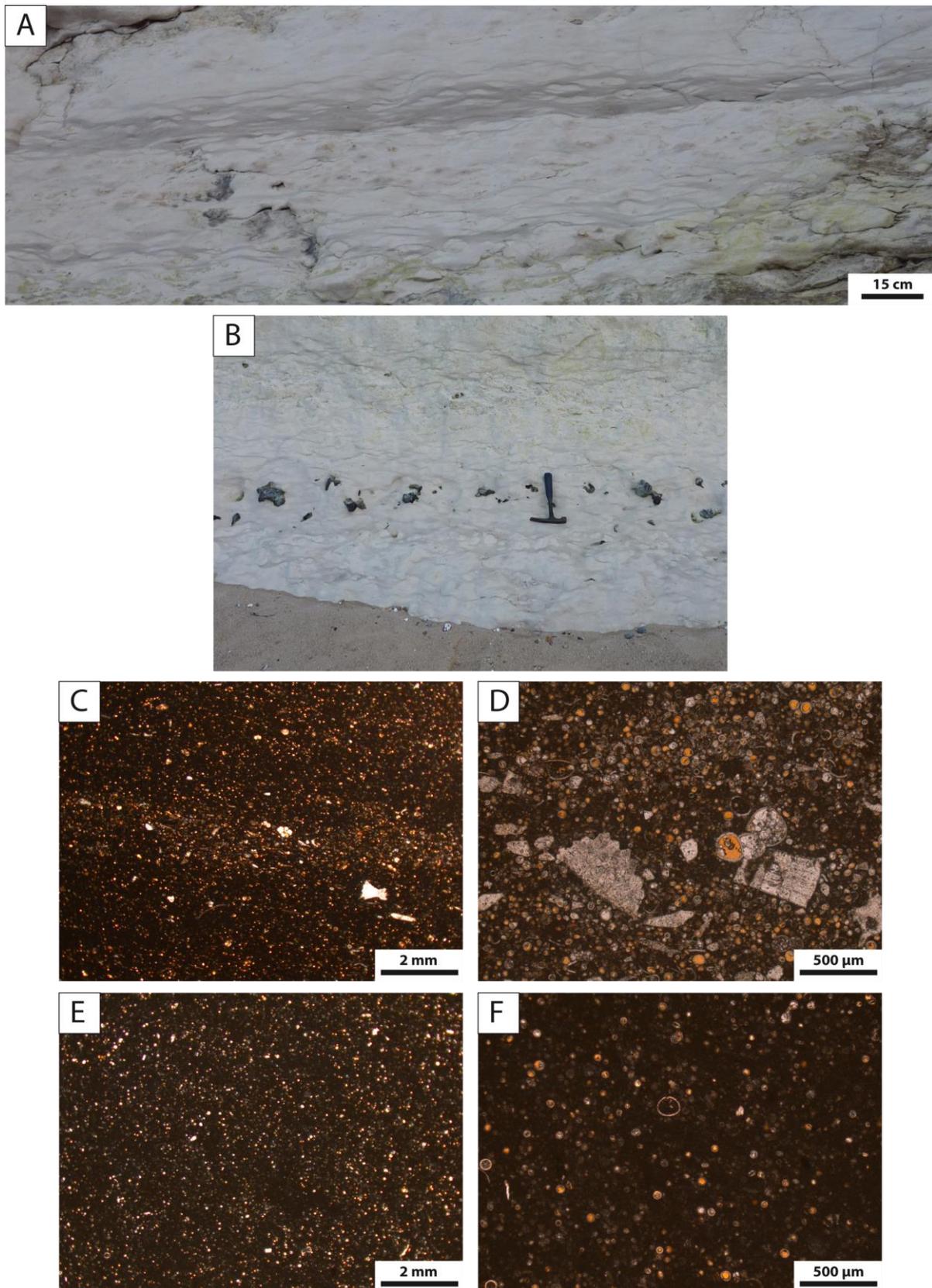


Figure III-4 : Photographie à différentes échelles des faciès Medium et Low energy marls-seams chalk. (A-B) Mise en banc de marls-seams. (C-D) Micro-wackestone du faciès Medium energy marls-seams chalk présentant des lamines de calcisphères. (E-F) Mudstone du faciès Low energy marls-seams chalk

Au final, ces 4 faciès se répartissent le long d'un modèle de rampe carbonatée, depuis des environnements de shoreface à des environnements d'offshore inférieur (Figure III-5), avec de faibles apports terrigènes du fait de l'augmentation de la distance aux côtes au cours du Cénomaniens moyen – Coniacien moyen. Dans le cas de ce modèle de rampe, les faciès d'arrêt de sédimentation sont principalement observés en lien avec les faciès les plus énergétiques (e.g. *High energy bioclastic Chalk* ; Lasseur et al., 2009).

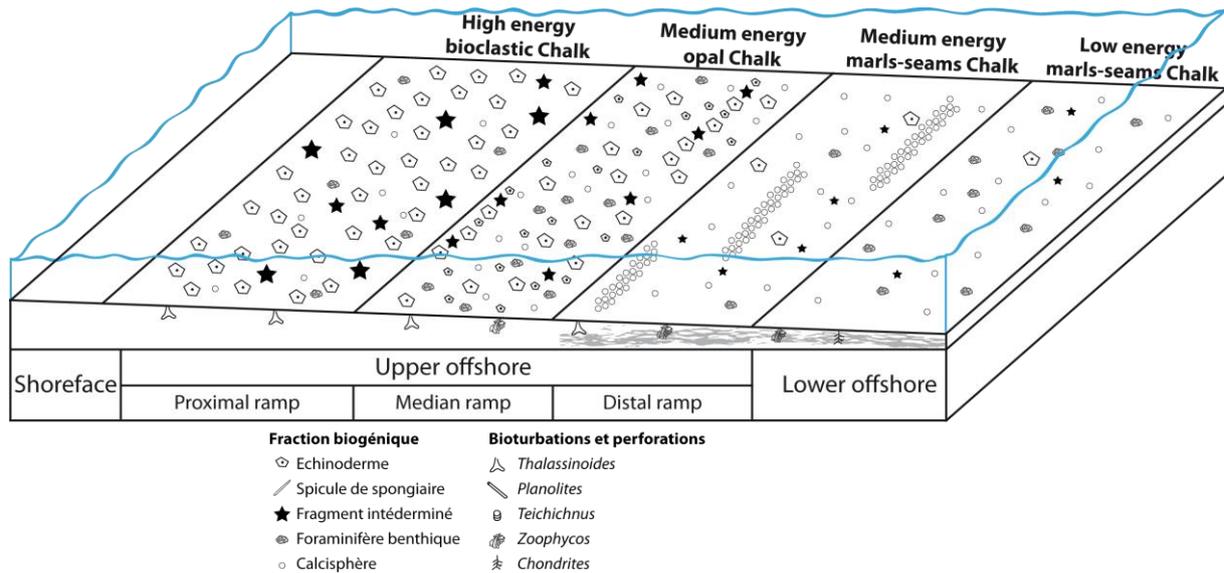


Figure III-5 : Modèle sédimentaire de rampe carbonatée.

2. Modèle de contourite (Coniacien - Santonien)

2.1. État des connaissances

Des géométries complexes de forme lenticulaire sont connues le long des côtes de Normandie depuis le 19^{ème} siècle (Hebert, 1866). Plusieurs travaux successifs (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine, 1988 ; Quine et Bosence, 1991 ; Lasseur, 2007) ont montré que ces géométries sont omniprésentes du Coniacien au Campanien dans les affleurements le long de la côte (Figure III-6). Aussi, leur présence est attestée par les données sismiques dans le centre du Bassin de Paris (Lasseur, 2007 ; Esmerode et Surlyk, 2009).

Ces géométries ont été décrites par Quine et Bosence (1991) comme une série de géométries chenalisées (concaves) de taille plurihectométrique plus ou moins complexes et amalgamées, séparées par des géométries convexes (Figure III-7). Les mêmes auteurs ont étudié le contenu de ces géométries en termes de faciès en les classant sur la base des textures (Mudstone à Packstone) et du contenu faunistique dominant (Bryozoaires dominants, Échinodermes dominants, Spongiaires dominants, Inocérames dominants ou Nannofossiles dominants, lorsque le contenu était relativement dépourvu en macrofaune). Ceci leur a permis, à travers l'identification de 13 faciès sédimentaires, de montrer des variations hydrodynamiques lors de la construction de ces géométries (Figure III-7). Les faciès les mieux triés (packstone) sont rencontrés dans le remplissage des zones chenalisées (*concave-up*) et reposent sur des niveaux de hardgrounds localement accompagnés par des niveaux conglomératiques, voire par des niveaux de slumps locaux. D'après l'analyse couplée faciès-géométries, Quine et Bosence (1991) ont conclu que les géométries rencontrées étaient principalement érosives et les attribuaient à des chenalisations de courante profonde (*bottom currents*).

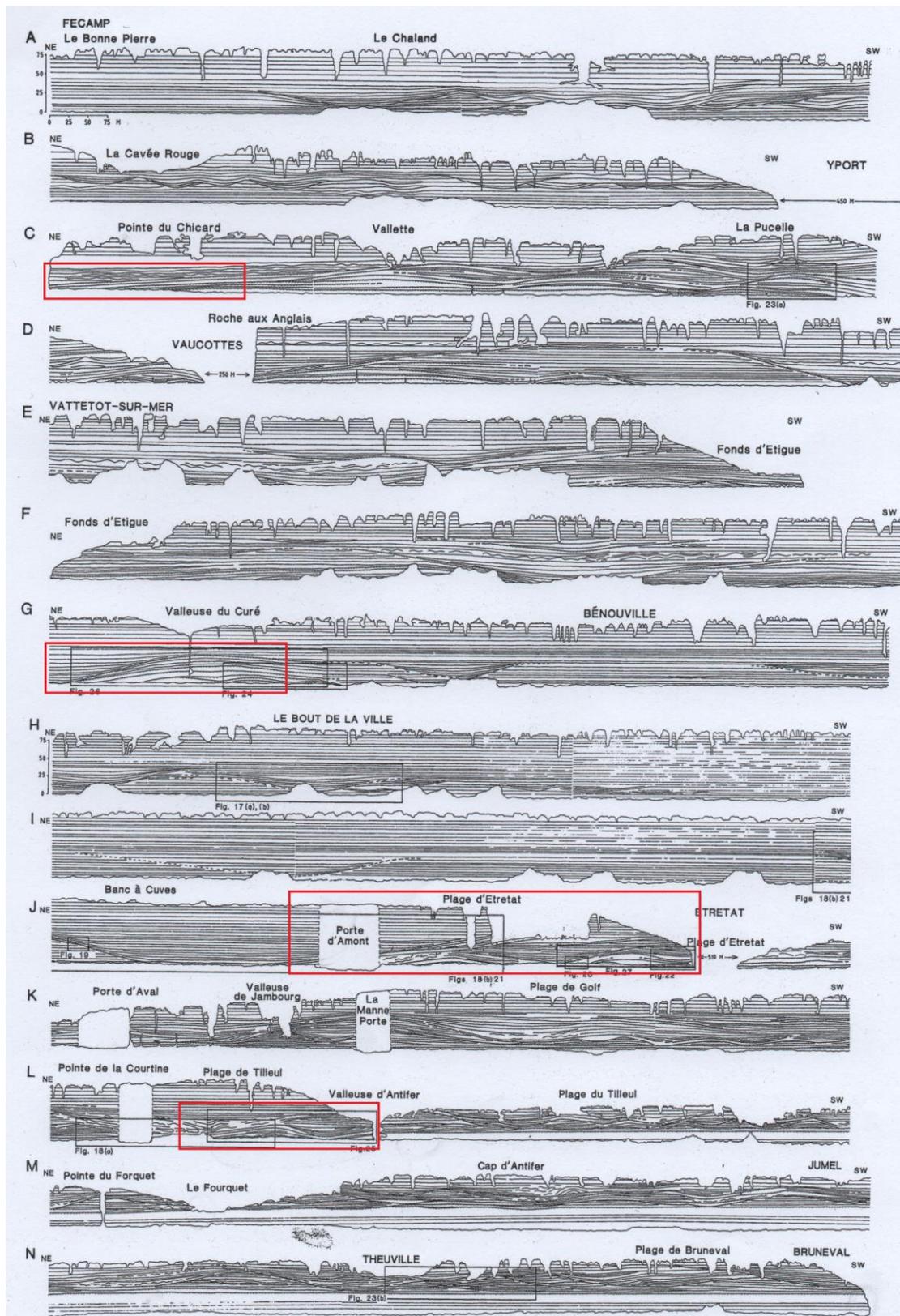


Figure III-6 : Panoramas des falaises de Normandie entre Bruneval et Fécamp illustrant la présence de géométries complexes, d'après Quine et Bosence (1991). Les encadrés en rouge correspondent aux secteurs étudiés en détail lors de cette thèse.

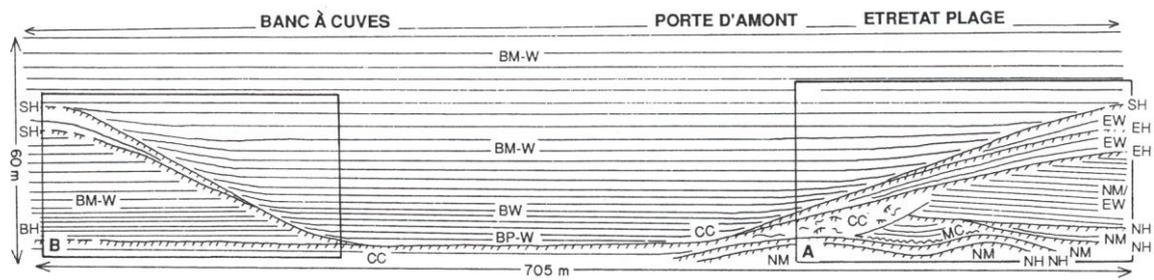


Figure III-7 : Exemple des géométries observées aux environs d'Étretat et répartition des faciès, d'après Quine et Bosence (1991). Abréviations : BH : Bryozoan hardground ; BM-W : Bryozoan mud-wackestone ; BP-W : Bryozoan pack-wackestone ; BW : Bryozoan wackestone ; CC : Conglomeratic chalk ; EH : Echinoderm hardground ; EW : Echinoderm wackestone ; MC : Marly chalk ; NH : Nannofossil hardground ; NM : Nannofossil mudstone et SH : Sponge hardground).

En s'appuyant sur ces données préexistantes, et en raffinant la description des géométries sédimentaires, Lasseur (2007) a montré une organisation plus complexe et progressive de ces géométries (Figure III-8).

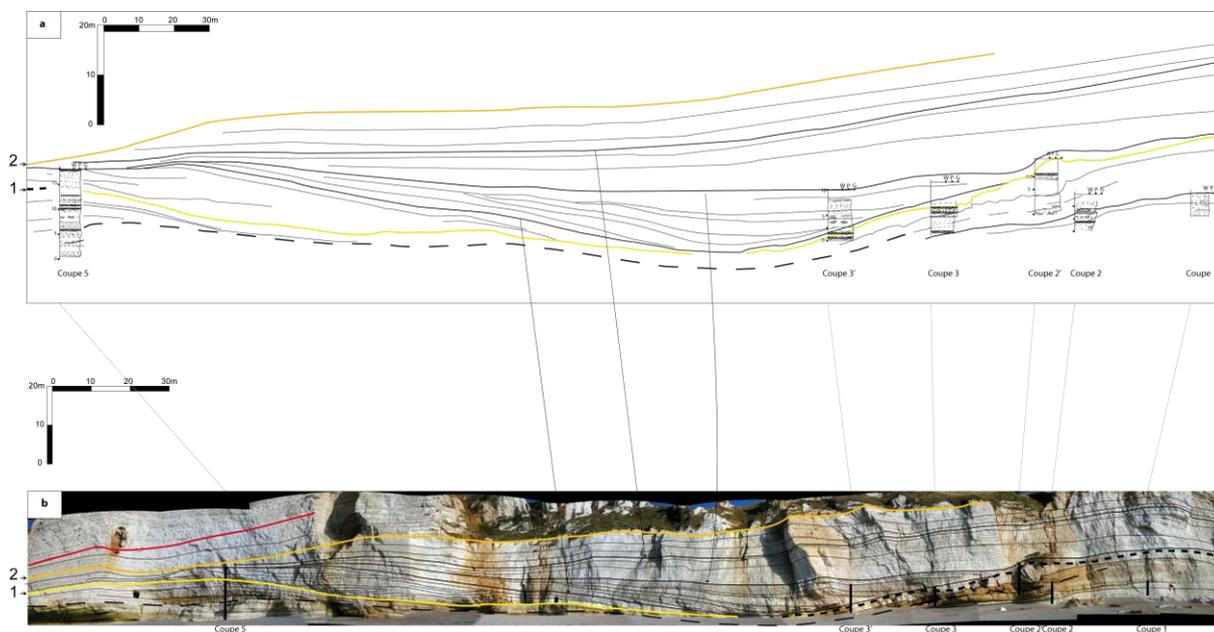


Figure III-8 : Panorama interprété des géométries observées aux environs d'Étretat, d'après Lasseur (2007).

Lasseur (2007) montre l'existence d'une géométrie élémentaire (Figure III-9) comparable à des dunes géantes (*sediment waves*), pouvant présenter différentes amplitudes (10 à plus de 100 m) et longueurs d'onde (de l'ordre de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres). L'ensemble de ces géométries montre les caractéristiques suivantes. Selon l'orientation NE-SO du trait de côte, ces géométries sont asymétriques, espacées de façon régulière selon des longueurs d'onde en relation avec la longueur d'onde des géométries observées. Elles sont caractérisées en coupe par (Figure III-9) :

- un flanc plus court, incliné vers le Nord-Est, bordé par une zone en creux marquée par une incision importante (*concave-up* de Quine et Bosence, 1991 ; en bleu, figure III-9), et par une zone d'épaississement (*concave-down structure* de Quine et Bosence, 1991 ; en orange, figure III-9), et
- un flanc plus long, incliné vers le Sud-Ouest marqué par une géométrie progradante NE-SO.

Ces dunes géantes sont donc marquées par un épaississement progressif en éventail du NE vers le SO (en orange, figure III-9) et séparées par des zones en creux. Ces zones en creux sont remplies par des dépôts progradant des flancs longs vers les zones en creux (selon des directions approximativement NE-SO) avec des onlaps progressifs sur les flancs courts, montrant que le remplissage se fait sous l'influence d'un hydrodynamisme et non de façon « passive » (en bleu, figure III-9).

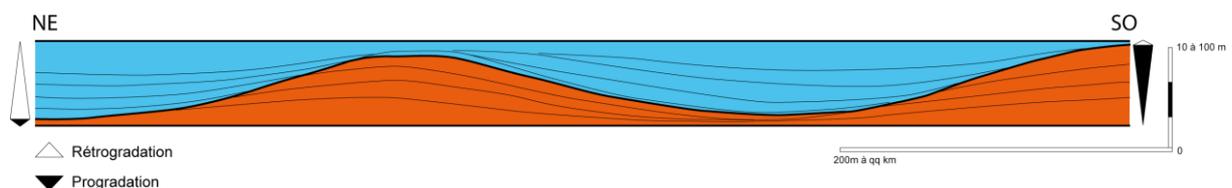


Figure III-9 : Modèle élémentaire des géométries de Normandie, d'après Lasseur (2007).

Dans le détail, les topographies positives se forment par construction progressive d'une topographie sous forme d'un amalgame des bancs le long du flanc court (depuis la topographie vers la zone en creux), puis par une érosion dans la partie haute des flancs courts. L'analyse en termes de faciès de ces topographies a montré que cette évolution s'accompagnait systématiquement d'une augmentation du tri et d'une diminution de la

granulométrie sur une verticale. L'amalgame des bancs correspond à une condensation qui est de plus en plus prononcée dans les zones où le pincement des épaisseurs est plus marqué (i.e. dans les zones en creux), et peut s'exprimer par plusieurs hardgrounds amalgamés passant latéralement à des dépôts d'épaisseurs importantes.

Concernant le remplissage, Lasseur (2007) confirme les observations de Quine et Bosence (1991) qui montraient l'existence des faciès les mieux triés au début du remplissage des zones en creux et particulièrement au pied des flancs courts. Dans cette zone, peuvent s'intercaler des remaniements gravitaires sous forme de slumps, voire des remaniements en masse très locaux associés à la pente des flancs courts. À l'intérieur du remplissage, ces dépôts grossiers passent vers le haut à des faciès de plus en plus fins (mudstone à wackestone à très faible contenu bioclastique) pouvant présenter des laminations planes ou ondulées.

Lasseur (2007) en déduit une construction progressive sous l'influence d'un hydrodynamisme croissant, qui accompagne une chenalisation progressive d'un courant présent sur le fond marin. L'érosion sommitale observée et les dépôts grossiers rencontrés directement au début des remplissages des zones en creux correspondent à l'hydrodynamisme le plus important. Le remplissage, lui-même asymétrique (downlap, drapage penté et tri décroissant) montre l'influence d'un hydrodynamisme qui décroît progressivement.

Cette dynamique est identifiée pour des géométries de longueur d'onde hectométrique, mais une dynamique comparable est avancée par cet auteur pour les géométries de plus grande taille. Il montre également que ces géométries peuvent être empilées et amalgamées du fait d'une chenalisation plus ou moins importante des courants (Figure III-10).



Figure III-10 : Panorama ouest de la Porte d'Amont (Etretat, Normandie), d'après Lasseur (2007).

Dans l'exemple du panorama de la plage d'Amont (situé immédiatement au nord-est d'Étretat ; Figure III-10), Lasseur (2007) montre la succession de deux géométries successives de longueurs d'ondes différentes, la première d'une longueur d'onde hectométrique et d'amplitude décamétrique, la seconde surimposée à la première, montre une longueur d'onde kilométrique et une amplitude de l'ordre de 70 m, sachant que seule la moitié de cette géométrie est observable sur ce panorama. Ces deux géométries superposées montrent, après la construction de deux géométries de plus petite longueur d'onde, la pérennité d'une zone en creux au nord-est tandis qu'au sud-ouest se produit une accumulation de matériel qui produit une nouvelle topographie de longueur d'onde kilométrique. Cette dernière est bordée par un hardground très prononcé au-dessus d'une surface d'érosion majeure, tandis que la zone en creux est formée d'un amalgame de hardgrounds successifs sur plusieurs mètres d'épaisseur. Chaque phase de construction est surmontée par un remplissage progressif souvent associé à des *mass flow* locaux en relation directe avec la construction d'une pente locale. Les datations biostratigraphiques obtenues sur ce panorama montrent que ces géométries se sont développées sur une période relativement longue allant du Coniacien inférieur au Santonien inférieur (Figure III-10).

Lasseur (2007) suggère que la morphologie de ces géométries est proche de celle des *sediment waves*, géométries fréquentes dans les dépôts d'eaux profondes, mais aussi bien rencontrées dans les dépôts turbiditiques que dans les contourites. Sur la base de l'orientation des géométries, parallèlement aux contours paléogéographiques des périodes immédiatement antérieures (Turonien supérieur), de l'absence de critères montrant des processus turbiditiques (e.g. granoclassements, figures sédimentaires), et du fait des évolutions montrant des courants relativement pérennes augmentant et diminuant en intensité au cours du temps, il conclut dans la continuité de l'interprétation de Quine et Bosence (1991) à des dépôts induits par des courants de type courant de contour.

Parmi les observations de Lasseur (2007), on retiendra en outre :

- l'absence de topographie initiale sous la plupart des géométries observées,
- une augmentation de la taille des géométries, en particulier de la longueur d'onde, qui semble se corrélérer avec une augmentation de la profondeur des dépôts ou tout au moins avec des vitesses de courants plus faibles pour les géométries de plus grande taille.

Plusieurs travaux plus récents ont permis de préciser la géométrie 3D et l'architecture sédimentaire de ces géométries. Les profils sismiques THR acquis par le BRGM dans le cadre de la cartographie de la Baie de Seine, ainsi que plus tard en collaboration avec Total (participation à la campagne d'acquisition en mer), permettent d'imager les mêmes géométries. Ces géométries montrent un empilement comparable à celui identifié à Etretat, voire localement des zones où la chenalisation est plus marquée (Figure III-11).

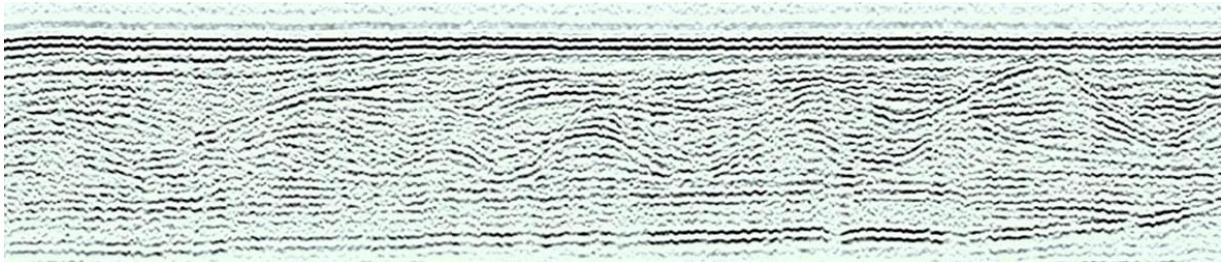


Figure III-11 : Exemple de profil sismique acquis en mer BRGM (mission Mercaux, 2013), en face des falaises de Normandie, entre Etretat et Fécamp. Longueur du profil = 15 km, orientation NE-SO.

Les observations réalisées au niveau des Portes (e.g. Porte d'Amont à Étretat), mais surtout les rares affleurements sur le platier montrant la géométrie 3D de ces structures sédimentaires, confortent une géométrie comparable aux géométries 3D des *sediments waves*. Ceci est particulièrement bien illustré sur les photos aériennes actuellement disponibles sous Google Earth© aux environs de Vaucottes-sur-mer. Ces photographies montrent bien le pincement des géométries de forme ovoïde avec un axe d'allongement NO-SE perpendiculaire à la côte (Figure III-12). La distribution de ces géométries et leur direction d'élongation suggère une orientation des courants selon une direction NO-SE, déjà avancée par Quine et Bosence (1991).

Des géométries comparables souvent de grande taille (kilométrique à plurikilométrique) ont parallèlement été identifiées en Mer du Nord et dans le Bassin Danois (e.g. Lykke-Andersen et Surlyk, 2004 ; Esmerode et al., 2007 ; Surlyk et al., 2008 ; Rasmussen et Surlyk, 2012 ; Gennaro et al., 2013).

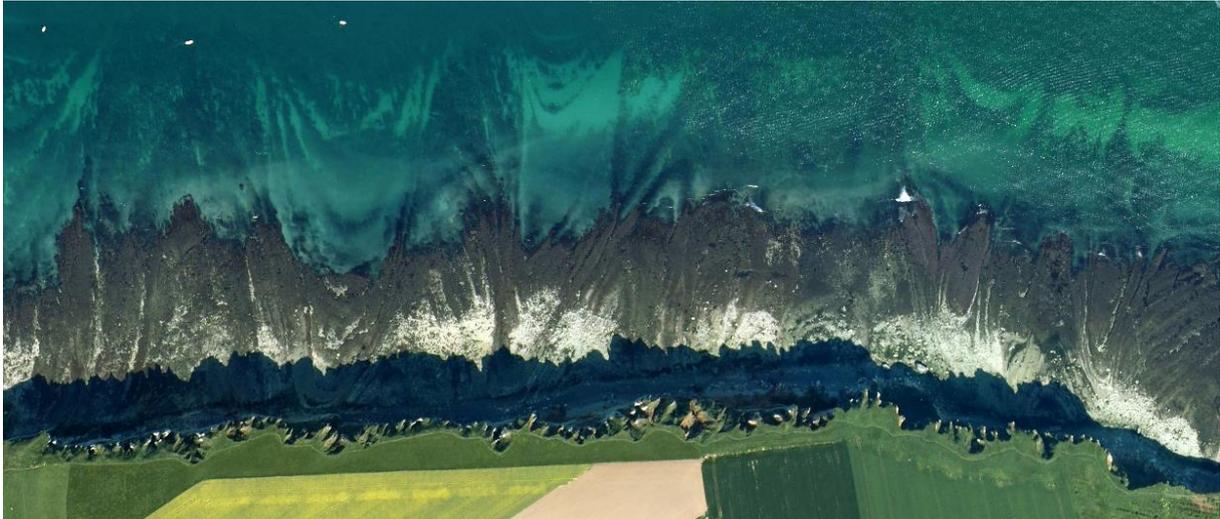


Figure III-12 : Vue aérienne du platier à proximité de Vaucottes-sur-mer (Normandie), d'après les images d'archives de Google Earth© du 31/12/2008. Longueur de la côte 1 km, orientation NE-SO. Mise en évidence par l'érosion différentielle des structures sédimentaires fossiles et de leur orientation.

Le contexte de formation et les processus hydrodynamiques généraux qui ont amené la formation de ces dépôts ont été contraints de façon satisfaisante par les études précédentes. Une amélioration de la compréhension de leur dynamique de formation et de la distribution des propriétés pétrophysiques à l'intérieur de ces formations nécessite cependant de mieux classer les différents faciès qui constituent ces géométries.

2.2. Classification des faciès

En complément des travaux initiaux et des plus récents (Lasseur, inédit), plusieurs géométries ont été choisies pour l'échantillonnage (Figures III-6 et -13). Des observations complémentaires ont pu être réalisées en particulier au niveau microscopique et complètent les descriptions initiales de macrofaciès. Elles permettent d'affiner la description en termes de texture et de variations du contenu faunique qui n'avait pas été réalisée dans les travaux de Lasseur (2007).

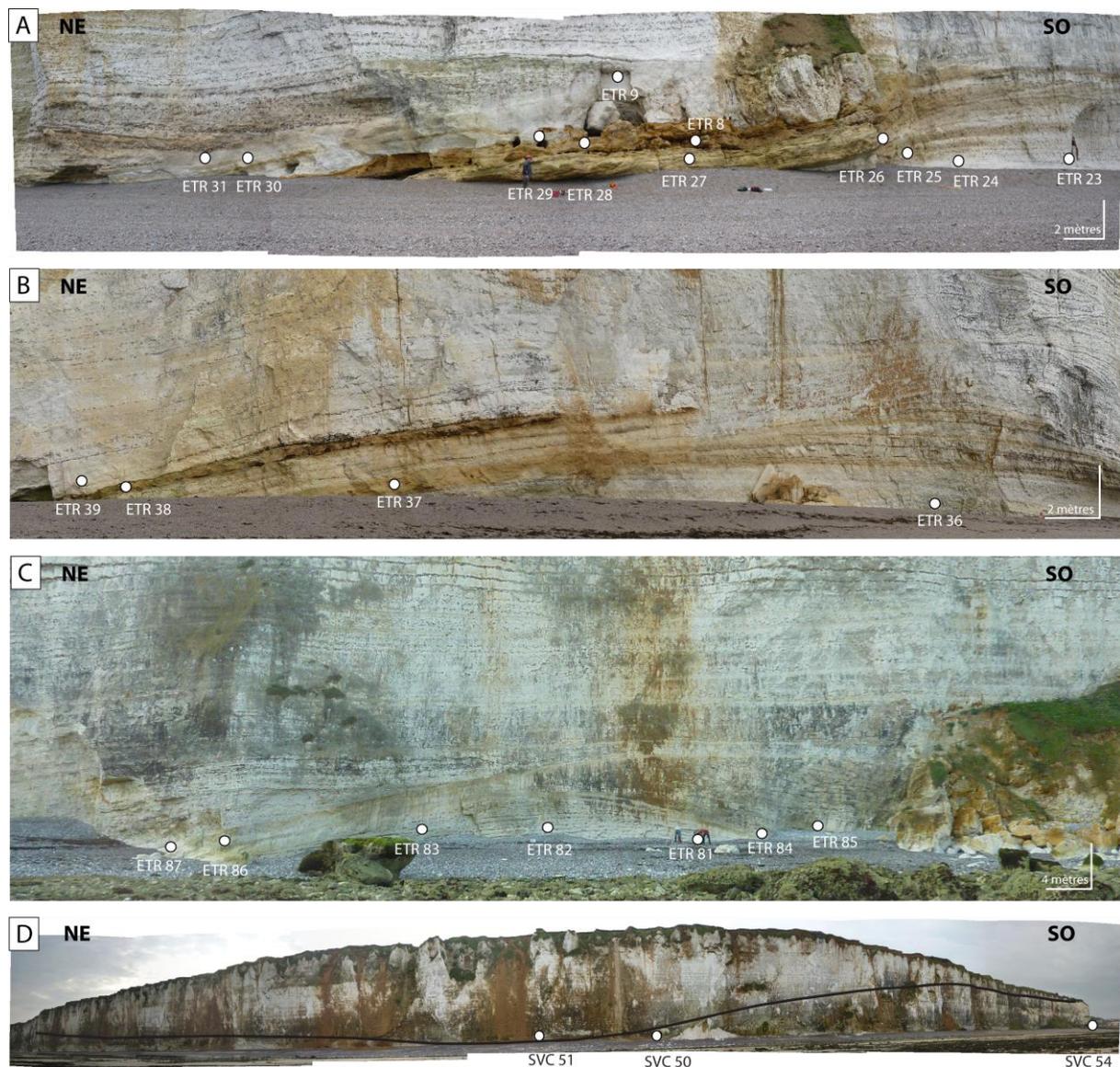


Figure III-13 : Exemples de panorama présentant des contourites avec la localisation des échantillons. (A) Plage entre Etretat et la Porte d'Amont. (B) Plage du Tilleul, dans la partie nord-est. (C) Plage de Bénouville. (D) Plage de St Valéry-en-Caux (hauteur 70 m, longueur environ 2 km).

En couplant la description géométrique et macrofaciologique initiale aux nouvelles observations microscopiques, nous avons pu différencier des faciès principaux à l'intérieur du motif élémentaire de géométrie (Figure III-14). Les limites entre les faciès ont été en premier lieu définies sur la base de leur répartition à l'intérieur des géométries. Un échantillonnage systématique des faciès identifiés a permis, en outre, de caractériser plus précisément leur texture et particulièrement leur contenu faunistique (Tableau III-1). Celui-ci est analysé en termes de :

- taille de grains (macro-, méso- et micrograin ; limite de 63 et 250 μm respectivement entre micro- et mésograins et entre méso- et macrograins),
 - proportion relative respectivement des types de macrofaunes, mésofaunes et microfaunes.
- L'observation de ces macrofaunes montrant des occurrences de bryozoaires et d'échinodermes, le contenu macrofaunistique a été différencié dans un diagramme ternaire constitué des pôles macro-bryozoaires, macro-échinodermes et macro-bivalves en pourcentage d'individus (Figure III-15).

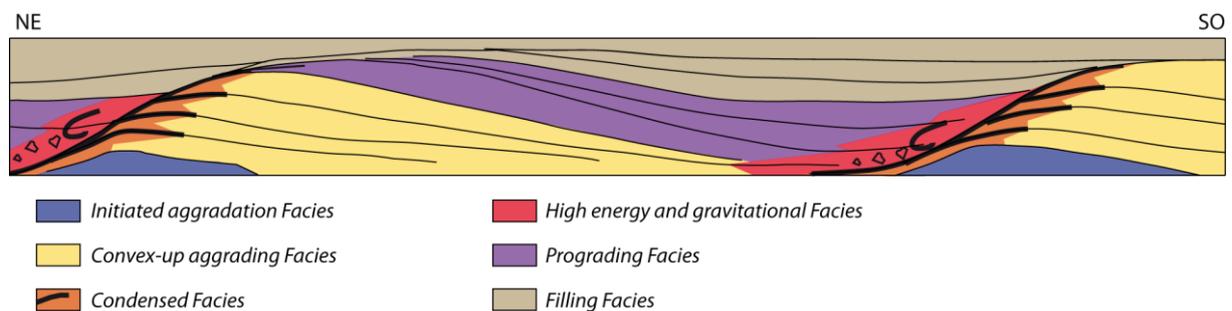


Figure III-14 : Modèle élémentaire des géométries de Normandie avec la subdivision en 6 faciès proposée dans le cadre de cette thèse.

Une bonne corrélation s'observe entre la position des faciès dans les géométries et leurs caractéristiques. Cependant, comme remarqué par les auteurs précédents, l'évolution est souvent progressive. De plus, il est à noter que si les évolutions géométriques mises en évidence par Lasseur (2007) sont valables pour différentes tailles de géométries, il n'en est pas de même pour les faciès. En effet, les géométries de grande taille montrent fréquemment des faciès plus fins qui suggèrent une mise en place sous un hydrodynamisme moins important, de sorte que l'ensemble des faciès sont plus fins et que les variations faciologiques sont moins marquées avec l'augmentation de la taille des géométries. Les caractéristiques des faciès citées s'appliquent pour des géométries de longueur d'onde infrakilométrique.

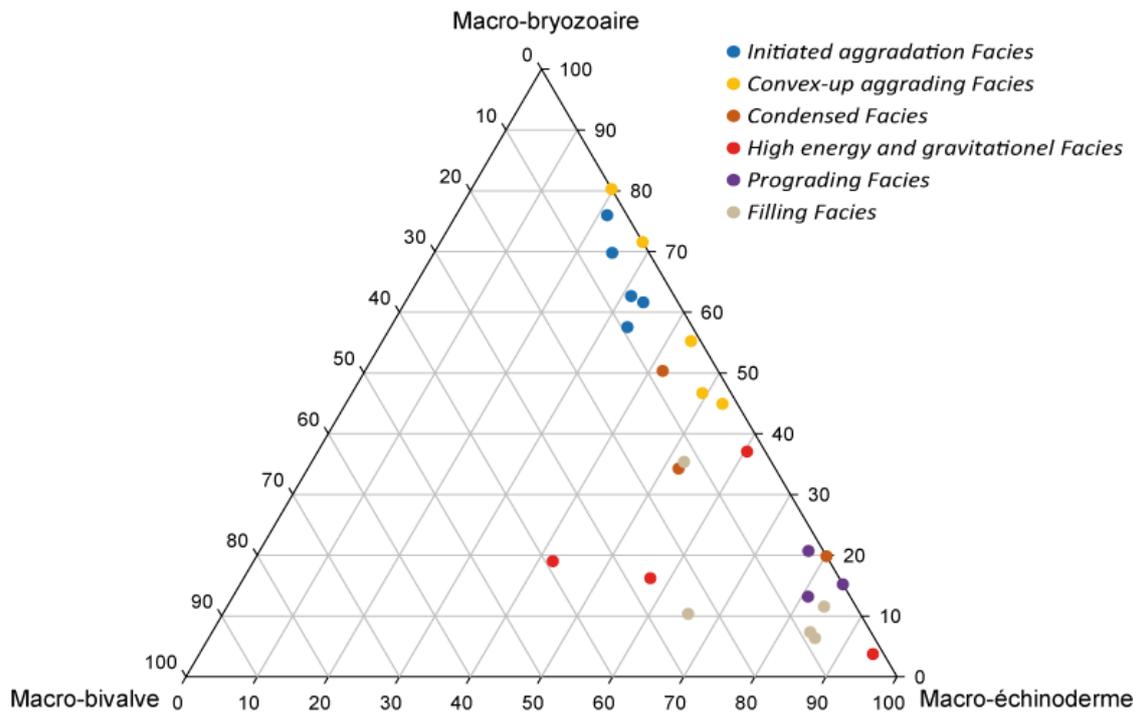


Figure III-15 : Diagramme ternaire du contenu macrofaunistique en fonction des 6 faciès définis. Pourcentage correspondant au nombre d'individus.

6 faciès principaux ont été identifiés dans les géométries. 3 faciès correspondent à la construction de la géométrie convexe et 3 faciès correspondent à son remplissage (Figure III-14).

Un faciès d'initiation de la géométrie (***Initiated aggradation Facies*** ; n=11) débute dans la plupart des cas sur un fond plat. Il est marqué par le début de la construction d'une topographie sur le fond. L'asymétrie dans ce stade initial est relativement peu marquée. Il s'agit essentiellement d'un faciès fin très peu trié, mudstone à wackestone, présentant des marls-seams (Figure III-16A) et d'importantes bioturbations, alternant avec des arrêts de sédimentation peu prononcés (*softground* à *firmground*). Ce faciès présente un très faible contenu en macrofaune par rapport au contenu microfaunistique (Figure III-16B et C). Cette macrofaune est essentiellement constituée de bryozoaires (Figure III-15) très bien préservés et peu fragmentés, de taille allant de 600 μm à quelques millimètres (Tableau III-1), suggérant qu'ils ont été très peu transportés et qu'ils se trouvent dans leur milieu de vie. Des échinodermes sont communs dans cette macrofaune. La microfaune présente essentiellement des calcisphères et foraminifères (Figure III-16C). Ce faciès est similaire quelle que soit la taille des géométries.

Faciès		Texture	%Macro-/%Mésos- /%Micrograins (%volumique)	Macrograins	Mésograins	Micrograins	Figure sédimentaire
Initiated aggradation Facies		Mudstone à wackstone	10 % / 20 % / 70 %	Bryozoaires (A ; 600 µm en moyenne sauf exception de qq mm) Échinodermes (C-F) Bivalves (R) Coraux (R)	Bryozoaires (C-F) Échinodermes (C-F) Foraminifères (C-F) Bivalves (R-C) Spongiaires (R)	Calcisphères (F-A) Foraminifères (C-F) Fragments indéterminés (C-F)	Marls-seams, bioturbation intense.
Convex-up aggrading Facies		Wackstone à micro-wackstone	5 % / 25 % / 70 %	Bryozoaires (F-A ; 500 µm en moyenne) Échinodermes (F-A) Bivalves (R) Inocérames (R)	Bryozoaires (C-F) Échinodermes (C-F) Foraminifères (C-F) Bivalves (R-C) Spongiaires (R)	Fragments indéterminés (F-A) Calcisphères (F) Foraminifères (R-C)	Rare lamines planes, bioturbation moyenne à intense (<i>Thalassinoides</i>), érosion sommitale, Hardground fréquemment intercalés.
Condensed Facies	Non-dolomitisé : Hardground	Wackstone à packstone	25 % / 15 % / 60 %	Échinodermes (A ; 600 µm en moyenne sauf exception de qq mm) Bryozoaires (C-F) Bivalves (R)	Échinodermes (F-A) Bryozoaires (C-F) Foraminifères (C) Bivalves (R-C) Spongiaires (R)	Fragments indéterminés (F-A) Calcisphères (C-F) Foraminifères (R-C)	Très forte bioturbation, diagenèse précoce.
	Dolomitisé : Condensed dolomitised Facies	Dolostone	25 % / 15 % / 60 %	Échinodermes (A ; 600 µm en moyenne sauf exception de qq mm) Bryozoaires (C-F) Bivalves (R)	Échinodermes (F-A) Bryozoaires (C-F) Foraminifères (C) Bivalves (R-C) Spongiaires (R)	Fragments indéterminés (F-A) Calcisphères (C-F) Foraminifères (R-C)	Très forte bioturbation, diagenèse précoce et tardive.
High energy and gravitational Facies		Wackstone-packstone à grainstone	60 % / 20 % / 20 %	Échinodermes (A ; 500 µm en moyenne sauf exception de qq mm) Exoclastes (F ; 500 µm à qq mm) Bivalves (R-C) Inocérames (R-C) Bryozoaires (R-C)	Échinodermes (A) Foraminifères (R-F) Bivalves (R-C) Bryozoaires (R-C) Glauconites (R)	Fragments indéterminés (A) Calcisphères (R-C) Foraminifères (R-C)	Bases érosives fréquentes pouvant dépasser 10 cm amplitude, remaniement d'un matériel en cours de lithification selon une pente locale (blocs, clastes et galets fréquents), lamines plane haut régime, mise en place sous courants de haute énergie Hardground fréquemment intercalés.
Prograding Facies		Wackstone à wackstone-packstone	20 % / 35 % / 45 %	Échinodermes (A ; 500 µm en moyenne) Bryozoaires (C) Bivalves (R) Spongiaires (R)	Échinodermes (A) Bryozoaires (C) Bivalves (R) Foraminifères (R) Exoclastes (R)	Fragments indéterminés (A) Calcisphères (C-F) Foraminifères (R-C)	Lamines planes de haut régime, rares dunes, bioturbation moyenne à intense (<i>Thalassinoides</i> dominant).
Filling Facies		Mudstone à wackstone	10 % / 35 % / 55 %	Échinodermes (A ; 500 µm en moyenne) Bryozoaires (R-C) Bivalves (R) Spongiaires (R)	Échinodermes (A) Foraminifères (C) Bryozoaires (R-C) Bivalves (R-C)	Fragments indéterminés (F-A) Calcisphères (C-F) Foraminifères (C-F)	Lamines planes à ondulées, rares figures érosives, bioturbation moyenne à intense (<i>Zoophycos</i> fréquents).

A = abondant (>50%) ; F = fréquent (25-50 %) ; C = commun (10-25 %) ; R = rare (<10%)

Tableau III-1 : Tableau des 6 faciès de contourites définis en fonction de leur répartition dans les géométries.

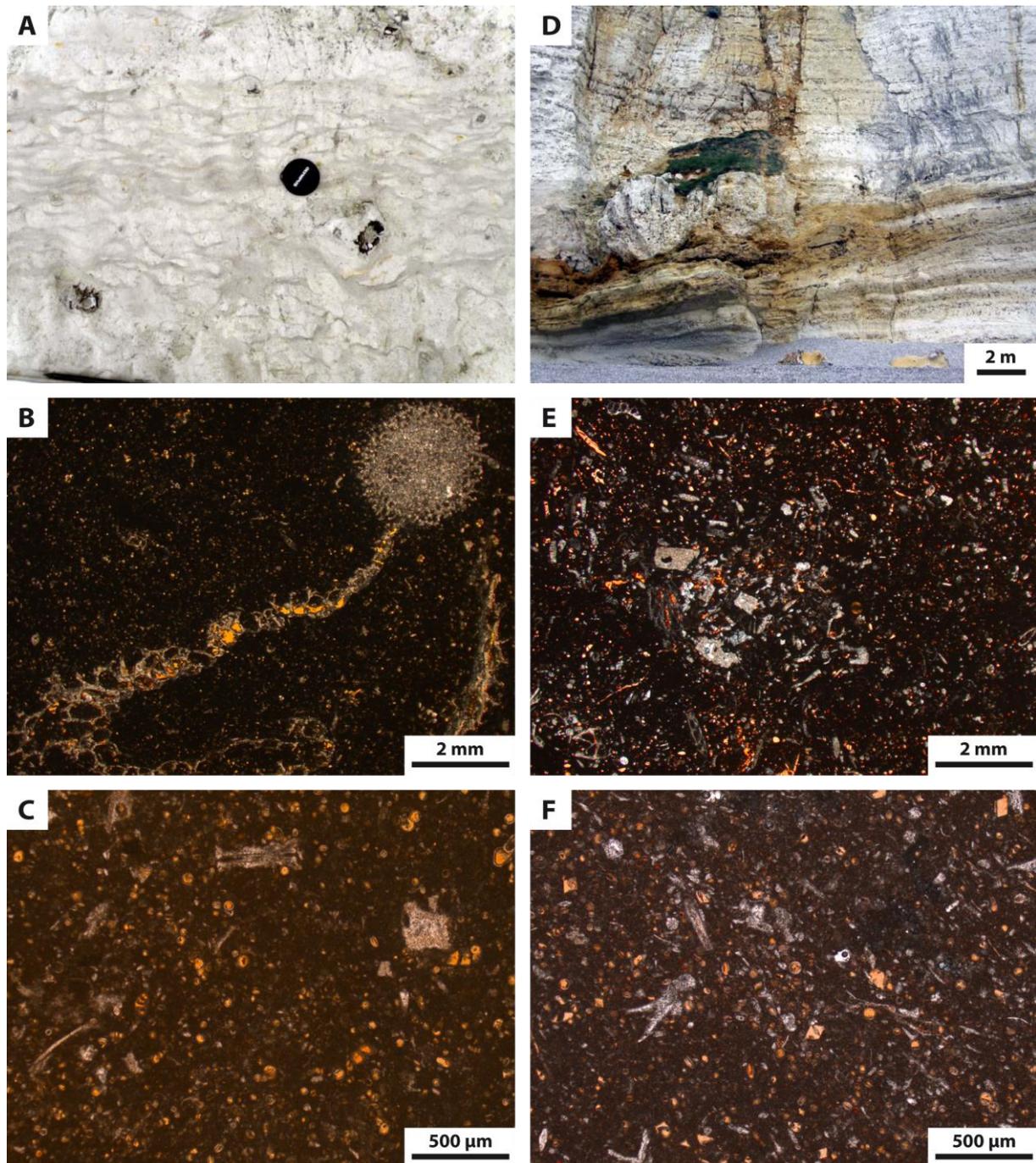


Figure III-16 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique des *Initiated aggradation Facies* (A-C) et *Convex-up aggrading Facies* (D-F). (A) Marls-seams dans la partie initiation de la géométrie. (B) Macro-bryzoaire très bien préservé dans un mudstone. (C) Microfaune dominée par des calcisphères et des foraminifères. (D) Aggradation de la géométrie. (E) Abondance de mésograins par rapport aux macrograins. Proportion équivalente d'échinodermes et de bryozoaires. (F) Microfaunes présentant une importante part de fragments indéterminés. Présence de lamines (obliques par rapport à l'orientation de la photo).

Le faciès de construction de la topographie est relativement aggradant (**Convex-up aggrading Facies**; n=8). Cette étape est marquée par la construction progressive de la morphologie en dunes géantes, bordée le long de son flanc court par une zone en creux. C'est au niveau de cette étape que s'acquiert l'asymétrie observée (Figures III-13 et -14). Le flanc court, dans la partie NE, est formé, comme précédemment montré par Lasseur (2007), par un amalgame de bancs en direction de la zone en creux dans la partie basse de la topographie, et est marqué par une érosion à son sommet (Figure III-13B). Dans la partie SO, se construit un flanc long sous forme de downlap successifs (Figure III-13C). Ce faciès présente une bioturbation moyenne à intense de type *Thalassinoides*, de rares lamines planes et des hardgrounds s'intercalent fréquemment entre ces faciès (Figure III-16D). Cet intervalle est marqué par des faciès mieux triés (wackestone à micro-wacktone) montrant un contenu moins abondant en termes de macrofaune et plus abondant en termes de mésofaune (Figure III-16E ; Tableau III-1). La macrofaune est cette fois constituée en proportion équivalente d'échinodermes et de bryozoaires de taille d'environ 500 μm (Figures III-15 et -16E). La mésofaune est principalement constituée de fragments de bryozoaires et d'échinodermes (Figure III-16F). La microfaune présente une quantité importante de fragments indéterminés (Figure III-16F ; Tableau III-1).

Accompagnant la construction de cette géométrie, s'observe une condensation importante à proximité de la zone en creux. Des **Hardgrounds**, de plus en plus marqués en direction de la zone en creux, s'amalgament à proximité immédiate de celle-ci. Ces niveaux de condensation successifs passent latéralement à des épaisseurs de dépôts relativement importantes (Figures III-13 et -14). Pour rendre compte de cette variation en termes de préservation des dépôts, nous avons différencié une zone condensée (**Condensed Facies**) le long du flanc court et une zone en dépôt sur le flanc long (*Convex-up aggrading Facies*). Au sommet de cet intervalle s'observe quasi systématiquement un **Hardground** (n=8) relativement continu à l'interface entre cette zone convexe et la zone en creux (Figure III-13C ; Tableau III-1). Ce niveau est fréquemment dolomitisé (**Condensed Dolomitised Facies**; n=10 ; Figures III-13A-B et 17A ; Tableau III-1). Ce niveau condensé correspond à une surface d'érosion sur le flanc court de la géométrie. Peu d'érosion est visible sur la partie plane et le flanc long. Ce faciès correspondant à un *hardground*, présente une bioturbation très importante et une diagenèse précoce, et dans le cas des *Condensed Dolomitised Facies*, il présente aussi une diagenèse tardive. Lorsque

ce faciès n'est pas dolomitisé (dolostone ; Figure III-17B), il est de type wackestone à packstone avec une quantité importante de macrofaune (Figure III-17C). Cette macrofaune est composée principalement d'échinodermes corrodés de 600 μm , mais pouvant atteindre plusieurs millimètres (Figures III-15 et -17B-C ; Tableau III-1). La microfaune présente une quantité importante de fragments indéterminés (Figure III-17D ; Tableau III-1).

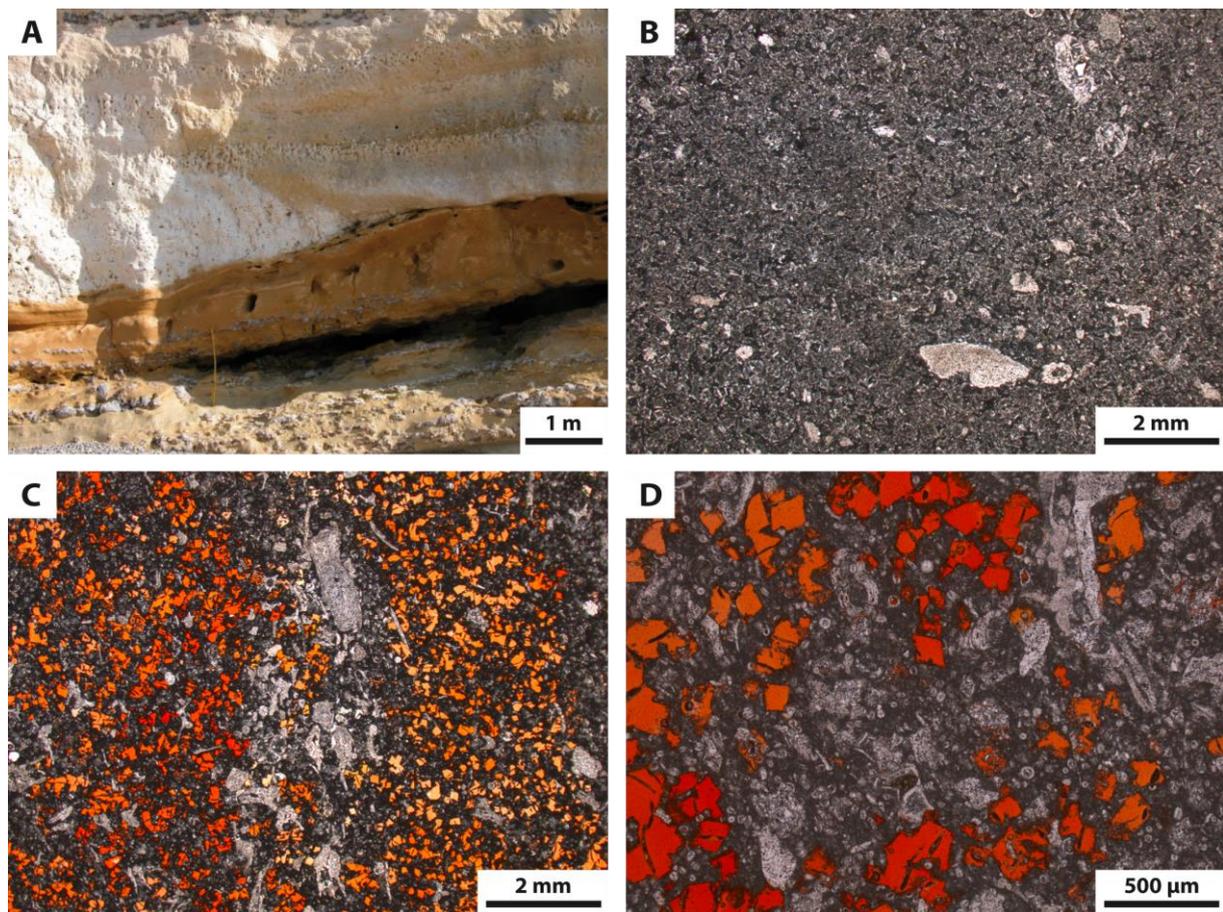


Figure III-17 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique du Condensed faciès. (A) Niveau condensé dolomitisé. (B) Dolostone avec macro-échinodermes. (C) Packstone-wackestone avec des macro-échinodermes et des fragments de bryozoaires. Abondance de macrograins par rapport aux mésograins. (D) Microfaunes présentant une importante part de fragments indéterminés. En rouge-orange, les macropores issus de la dédolomitisation (dissolution des rhomboèdres).

Le remplissage de la géométrie se fait dans un premier temps, comme montré par Lasseur (2007), par une géométrie en downlap depuis les points hauts vers les points bas, depuis le flanc long de la géométrie, en direction des creux, puis par un aplanissement progressif du remplissage. 3 faciès successifs ont été différenciés sur la base de leurs caractéristiques géométriques, macroscopiques et microscopiques.

Un faciès correspondant au début du remplissage de la géométrie, restreint principalement en contrebas du flanc court et caractérisé par des dépôts grossiers (***High energy and gravitational Facies*** ; n=11), une base érosive pouvant dépasser les 10 cm d'amplitude et des lamines planes de haute énergie (Figures III-13A et -14). Ces faciès sont caractérisés par la présence de dépôts bioclastiques relativement grossiers, voire de galets intraformationnels. Ce faciès est bien trié et comprend des textures wackestone-packstone à grainstone (Figure III-18A). Dans ce faciès sont fréquemment intercalés des dépôts resédimentés sous forme de slumps ou de dépôts en masse de blocs pouvant dépasser 1 m de diamètre, indiquant le remaniement de matériel déjà ou en cours de lithification (Figures III-14 et -18B-C). Ces blocs correspondent essentiellement à des morceaux de hardgrounds et ont vraisemblablement été resédimentés le long des flancs courts, à la suite de la construction de ces pentes sédimentaires. Ce faciès montre un contenu en macrofaune très abondant (Figure III-18D). Ces macrograins, de taille allant de 500 μm à plusieurs millimètres, sont dominés par des échinodermes et des exoclastes (Figures III-15 et -18D-E ; Tableau III-1). Les mésograins et micrograins, beaucoup moins importants que dans les précédents faciès, sont dominés respectivement par des fragments d'échinodermes et des fragments indéterminés (Figure 18E ; Tableau III-1). Avec l'augmentation de la taille des géométries, les tailles moyennes de macrograins diminuent, et ce faciès est beaucoup moins fréquemment observé.

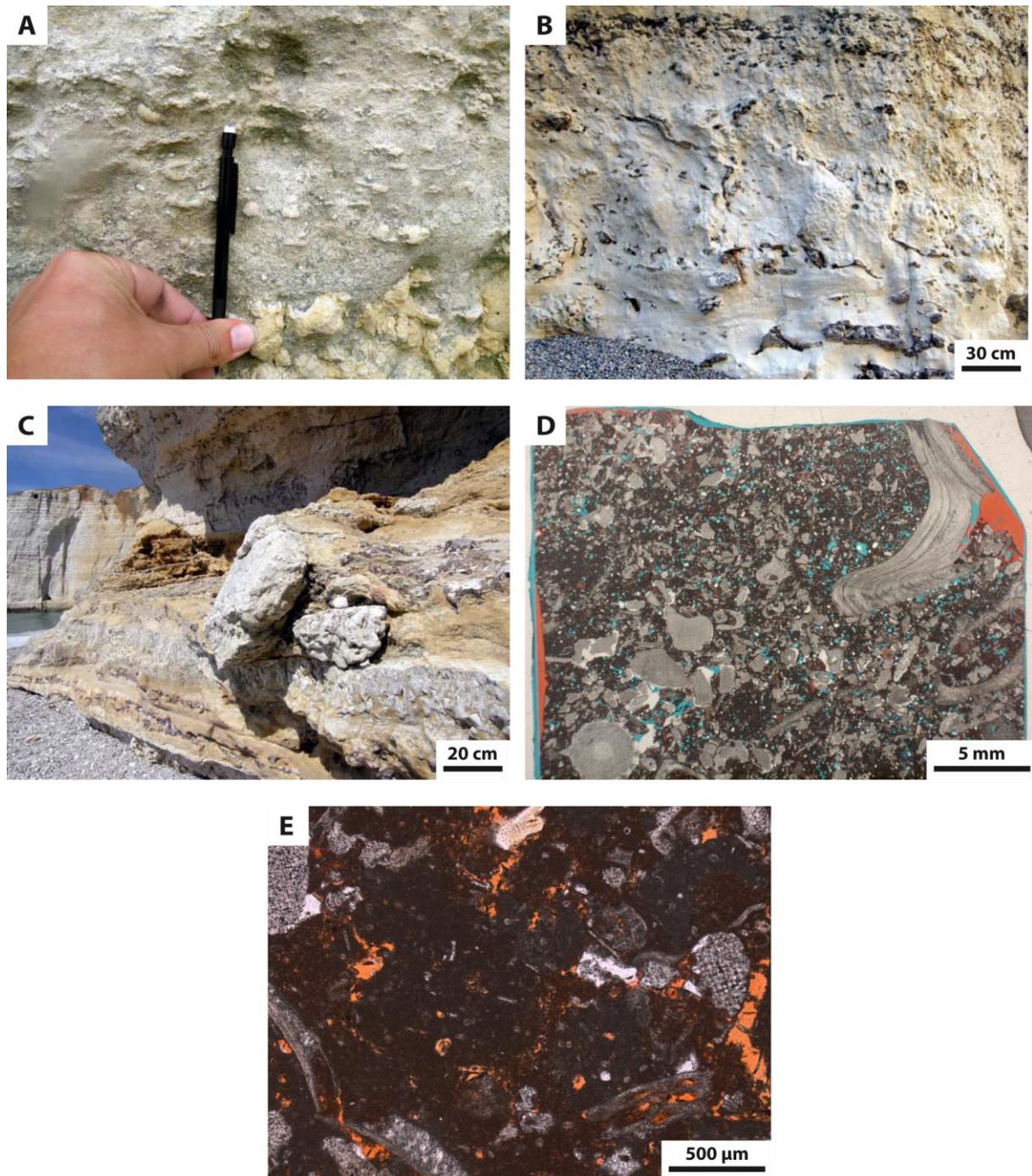


Figure III-18 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique du High energy and gravitational faciès. (A) Dépôt grossier de type wackestone-packstone à grainstone. (B) Slumps. (C) Blocs de hardground de plus d'un mètre remaniés. (D) Packstone-grainstone dominé par des macro-échinodermes et des exoclastes de plusieurs millimètres. (E) Macro-échinodermes et exoclastes abondants et rares méso- et micrograins.

Au-dessus de ces faciès de base, a été défini un faciès progradant (***Prograding Facies*** ; n=7) d'extension plus importante et correspondant à l'essentiel de l'aplanissement de la zone concave (Figures III-13 et -14). Il est caractérisé par des lamines planes de haut régime, une bioturbation moyenne à intense principalement de type *Thalassinoides*, des textures moins triées, wackestone à wackestone-packstone, et des granulométries plus fines dominées par des méso- et micrograins (Tableau III-1). La macrofaune présente est principalement constituée par des échinodermes (Figure III-15). Les méso- et micrograins, abondants dans ce faciès, sont principalement des fragments d'échinodermes et des fragments indéterminés respectivement pour les méso- et micrograins (Tableau III-1). Ce faciès n'a pas pu être observé en lame mince pour les géométries de taille moyenne et grande, du fait de l'inaccessibilité à l'affleurement des potentiels échantillons.

Le dernier faciès (***Filling Facies*** ; n=12) correspond à l'aplanissement final des zones concaves (Figures III-13 et -14). Il est constitué de faciès fins peu bioclastiques et faiblement triés, mudstone à wackestone (Figure III-19E et G), montrant souvent des laminations planes ou obliques (Figure III-19F et H) et une bioturbation intense de type *Zoophycos* (Tableau III-1). Ce faciès est constitué principalement de micrograins (Tableau III-1). Les macro- et mésograins, peu abondants, sont principalement constitués de macro-échinodermes (Figure III-15) et de fragments d'échinodermes. Les micrograins présentent, en proportion à peu près équivalente, des fragments indéterminés, des calcispères et des foraminifères (Figure III-19G ; Tableau III-1). Ce faciès est similaire quelle que soit la taille de la géométrie, excepté que les lamines contiennent des grains plus grossiers dans le cas des petites géométries.

Il est à noter que comme pour les faciès de rampes, les faciès les plus énergétiques sont fréquemment associés à des niveaux condensés plus marqués (*Firmground* ou *Hardground*), tandis que les faciès fins et peu triés sont plus souvent associés à des niveaux de silex.

Figure III-19 : Planche photographique à l'échelle macroscopique et microscopique du *Prograding facies* (A-C) et *Filling facies* (D-H). (A) Wackestone-packstone à méso-échinodermes. (B) Wackestone-packstone à méso-échinodermes riches en fragments indéterminés. (C) Microfaunes présentant une importante part de fragments indéterminés. Présence de lamines (obliques par rapport à l'orientation de la photo). (D) Mudstone pauvre en macro- et mésograins. (E) Lamine riche en mésograins. (F) Micrograins prédominés par des calcispères et foraminifères. (G) Zoom sur une lamine riche en fragments d'échinodermes.

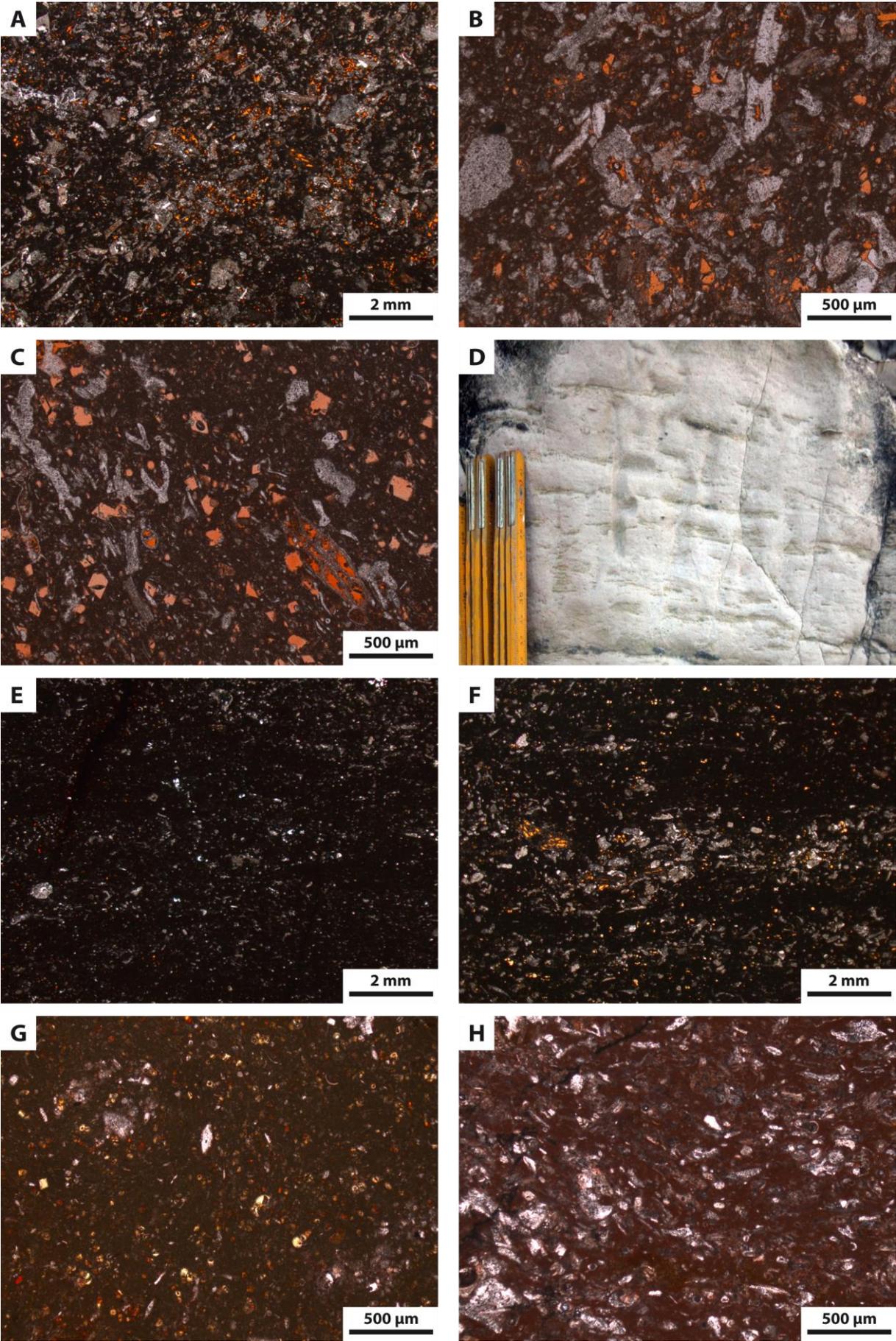


Figure III-19

2.3. Précisions sur le mode de dépôt de ces géométries

L'apport de nos travaux est une normalisation et une classification de ces dépôts, qui permet une meilleure compréhension de la genèse de ces géométries. Il confirme l'ensemble des observations antérieures, en montrant une construction sous l'influence de courants pérennes construisant puis comblant une topographie. Le modèle de faciès génétique et les différents faciès observés mettent, en effet, clairement en évidence la variation d'énergie hydrodynamique dans l'évolution de ces géométries et la forte association entre le stade d'évolution de ces géométries, les textures et les granulométries observées. En effet, la phase de construction de la géométrie présente des faciès, de la base au sommet, allant du mudstone au packstone avec une diminution des tailles de grains, associée à une augmentation de fragments indéterminés, du fait de la fragmentation des macrograins (Tableau III-1). La mise en place des constructions est donc associée à une augmentation de l'hydrodynamisme. À l'inverse, la phase de remplissage présente des faciès, de la base au sommet, allant du grainstone au mudstone avec une diminution des tailles de grains, associée à une diminution de fragments indéterminés (Tableau III-1), indiquant ainsi une diminution de l'hydrodynamisme jusqu'à des environnements très calmes marqués par des épisodes de tempêtes (i.e. lamines dans le *Filling Facies*).

Cette étude met, de plus, en évidence des variations latérales d'énergie hydrodynamique qui se traduisent par des variations de tri et de granulométrie ou par des condensations plus ou moins marquées liées à des niveaux de transit voire d'érosion. Ceci est bien visible par les variations latérales en fin de construction de topographie entre flanc court et flanc long tant dans le tri que dans la plus forte condensation sur le flanc court (Figures III-13 et -14).

L'un des apports principaux de l'étude microfaciologique est la mise en évidence d'une variation de contenu faunistique au cours de l'évolution des géométries. Ceci pouvait être soupçonné, mais n'apparaissait que peu dans les conclusions de Quine et Bosence (1991). En effet, nous mettons en évidence une dominance des faunes de bryozoaires durant la phase de construction de ces géométries convexes avec, en fin de construction, l'apparition des échinodermes au détriment des bryozoaires. Ces échinodermes, peu abondants dans la phase de construction, sont dominants dans le remplissage des géométries concaves (Tableau III-1).

Les bryozoaires relativement bien préservés dans les dépôts d'initiation de la géométrie participent probablement à la stabilisation du sédiment. Dans la partie supérieure, asymétrique et convexe, les bryozoaires sont fréquemment en fragments ce qui suggère outre leur influence sur la stabilisation du sédiment, un remaniement plus marqué par les courants de plus en plus énergétiques. Il semble donc que la construction des géométries convexes se fasse, non pas sous l'influence unique des courants de contour, mais que les premiers reliefs de construction des géométries convexes sont également influencés par une stabilisation des sédiments par des colonies de bryozoaires. Ces colonies permettent la construction de reliefs locaux entre lesquels les courants vont progressivement se chenaliser. Au moment de la fin de la construction des géométries convexes, les courants chenalisés atteignent des vitesses suffisamment importantes pour fragmenter les bryozoaires, et surtout pour modeler les géométries en individualisant des zones de non-dépôt ou d'érosion, là où la chenalisation est la plus prononcée (i.e. sur les bordure du flanc court) et des zones de dépôt plus important là où la chenalisation est moins marquée (i.e. flanc long). Dans ces parties supérieures, l'influence de la stabilisation par les bryozoaires semble moins marquée. Ces observations expliquent la mise en place de ces constructions par piégeage de sédiment, sans qu'une topographie initiale (structurale par exemple) soit nécessaire pour chenaliser les courants. Ces observations sont principalement valables pour les petites géométries de tailles hectométriques, mais probablement aussi valables pour les plus grandes géométries, car des macrobryozoaires ont aussi été observés. Cependant, il est possible que la présence de bryozoaires, dans le cas de ces grandes géométries, ait moins d'influence sur la chenalisation de courants de fond plus étendus et de plus faible énergie.

Les échinodermes prédominent dans la phase de remplissage et en particulier dans la partie initiale de celle-ci correspondant aux faciès enregistrant l'énergie hydrodynamique la plus importante (i.e. les vitesses de courant les plus élevées). L'essentiel des spécimens rencontrés sont des oursins réguliers. Il est possible que ces échinodermes se soient développés sur la partie sommitale des topographies avant d'être remaniés sur les pentes à flanc court. Leur occurrence dans ces dépôts de haute énergie traduit vraisemblablement leur adaptation à ce type de conditions agitées.

L'évolution de ces géométries, des textures et de la fragmentation en fonction de l'évolution des vitesses de courant de fond (contour) et de l'influence biogénique est résumée sur la figure III-20.

L'hypothèse d'une influence de mud-mounds à bryozoaires pour la formation des géométries d'Etretat avait été évoquée initialement par Kennedy et Juignet (1974), qui avaient mis en avant l'abondance des bryozoaires dans ces dépôts et interprété ces géométries comme des mud-mounds. Cette hypothèse a été réfutée par Quine et Bosence (1991) puis Lasseur (2007), qui ont mis en évidence l'influence majeure des courants dans la construction et le remplissage de ces géométries. Une influence des constructions à bryozoaires a été évoquée pour expliquer les géométries observables dans les affleurements des environs de Stevns Klint au Danemark (Surlyk, 1997 ; Bjerager et Surlyk, 2007). Les auteurs montrent néanmoins que ces géométries sont associées à l'existence de courants de fond dirigés le long de la pente principale. Les géométries identifiées sont relativement proches de celles de Normandie, mais semblent présenter moins fréquemment des structures érosives et de chenalisation marquées par l'empilement de plusieurs géométries comme dans l'exemple de la plage d'Etretat (Figure III-10). Il semble donc que, dans le cas de la Normandie, la dynamique de formation de ces géométries soit relativement comparable avec un caractère plus érosif probablement lié à des vitesses de courant supérieures, voire à une chenalisation plus importante. D'après Lasseur (2007), ces dépôts se sont formés à des profondeurs moyennes permettant le développement d'une faune benthique relativement abondante. Sur la base des faunes de foraminifères (interprétation Eradata), il proposait des environnements circalittoraux à bathyaux.

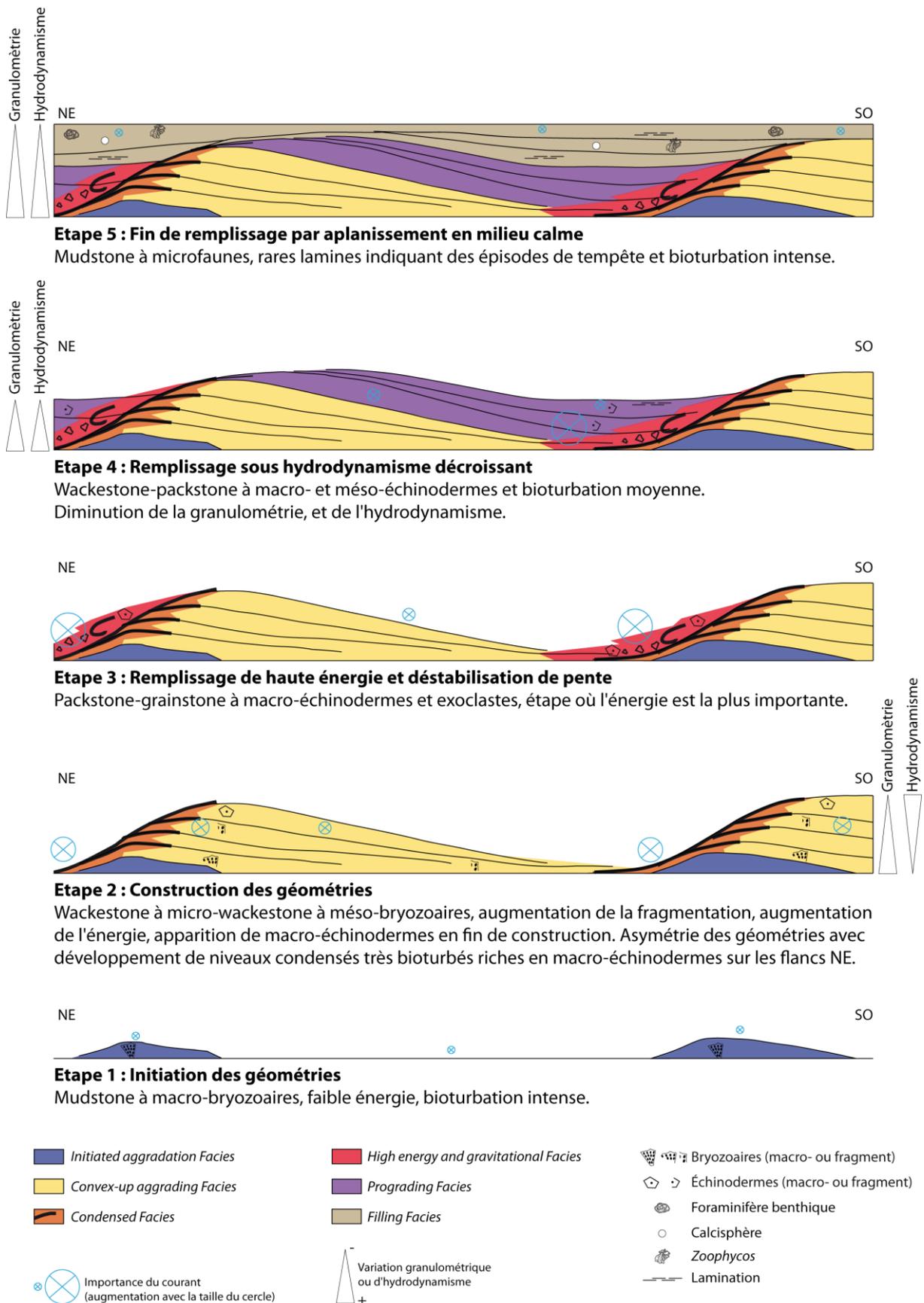


Figure III-20 : Étapes de formation des géométries en fonction des vitesses de courant et des facteurs biogéniques influençant les textures et la fragmentation.

Les géométries de plus grande taille identifiées en Normandie et dans le centre du Bassin de Paris, montrent des dépôts à granulométrie plus fine et moins riches en macrofaune qui se mettraient donc en place sous des énergies hydrodynamiques plus faibles. Ces dépôts seraient situés dans des environnements plus profonds, d'après les reconstitutions paléogéographiques établies pour les périodes antérieures à la formation à ces géométries (Lasseur, 2007). À ces profondeurs, qui restent mal estimées, l'influence des courants de contour semble l'hypothèse prédominante malgré une possible influence, probablement très faible, de la présence de macro-bryozoaires sur la chenalisement des courants dans le cas de la formation des grandes géométries.

Ces dépôts de contourites de tailles variables sont susceptibles de former de très bons (mais complexes) réservoirs, ceci du fait notamment qu'ils peuvent constituer de potentiels pièges stratigraphiques. L'identification des microfaciès correspondant à une position spécifique dans les géométries permet un habillage en faciès des différents dépôts (Figure III-21) et offre la possibilité d'extrapoler les propriétés pétrophysiques une fois celles-ci qualifiées. En outre, l'identification des microfaciès permet d'envisager leur reconnaissance et la reconstitution des géométries à partir de données de forage.

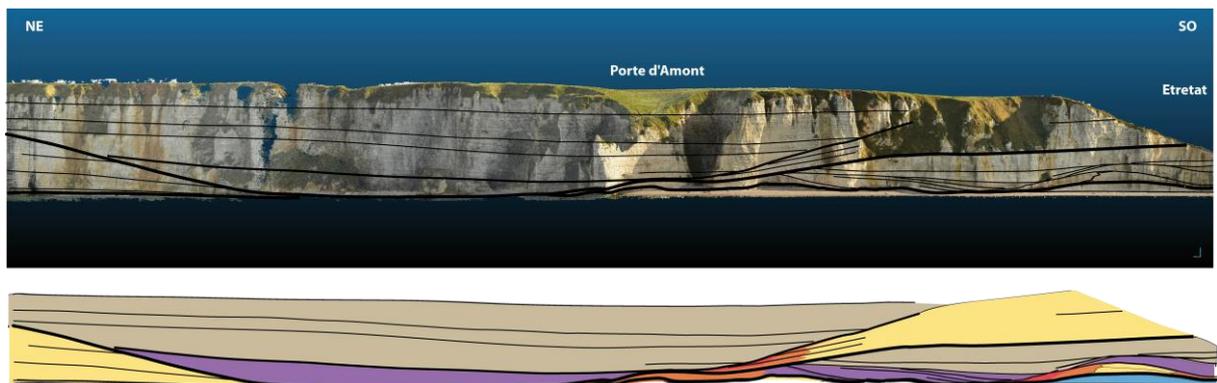


Figure III-21 : Habillage faciologique de la côte aux environs d'Etretat (longueur 1 km, hauteur 70 m).

2.4. Diagenèse observée dans les faciès de contourite

En dehors de la diagenèse précoce des niveaux condensés, deux indices principaux de diagenèse ont été observés en lames minces : des ciments syntaxiaux sur les échinodermes et de la dolomitisation/dédolomitisation.

Des ciments syntaxiaux sont présents quasi uniquement dans le *High energy and gravitational facies*. Ces ciments sont postérieurs à l'événement gravitaire qui remanie le niveau condensé sous-jacent, car certains ciments englobent des exoclastes issus de ce remaniement (Figure III-18D). Il serait intéressant de vérifier, en cathodoluminescence, si ces ciments se forment en plusieurs phases successives. Des critères chronologiques entre ces ciments syntaxiaux et la dolomitisation/dédolomitisation n'ont pas été observés.

Les textures de type dolostone et des rhomboèdres isolés indiquent une phase de dolomitisation. Cette dolomite a depuis été remplacée par de la calcite (excepté pour 2 échantillons présentant de faibles quantités de dolomite ; données DRX roche totale). Les minéraux de goethite sont associés à la dédolomitisation (données MEB et DRX), ceux-ci donnant une couleur orange au niveau de dolostone (Figures III-13A-B, -17A et -18C). Des rhomboèdres isolés (dédolomitisés sans remplacement de calcite) sont observables dans tous les faciès de contourites, mais en proportions décroissantes en s'éloignant du niveau condensé entièrement dolomitisé. Il peut ainsi être supposé que le niveau condensé a servi de drain à la circulation du fluide dolomitisant, qui s'est ensuite diffusé de part et d'autre de ce faciès.

Cette dolomitisation a été observée principalement dans les petites géométries d'Etretat et du Tilleul, mais une dolomitisation a aussi été observée dans le cas d'une géométrie de grande longueur d'onde à Yport.

3. Modèles de surface de hiatus

Les surfaces de ralentissement et d'arrêt de la sédimentation présentent des morphologies variées et complexes conséquentes de l'action des organismes fousseurs et de l'hydrodynamisme. Dans le cadre d'une étude sur les ichnofacies en lien avec la bathymétrie, le substrat, l'hydrodynamisme et l'oxygénation, Ekdale (1985) définit quatre types de fonds marins : *Soupground*, *Softground*, *Firmground* et *Hardground*. Il définit :

- les *Soupgrounds* comme des substrats incompetents de type boue caractérisés par des terriers, de fousseurs superficiels bioturbant un substratum non compactées, et donc en résultat, fortement compressés et généralement non identifiables ;
- les *Softgrounds* comme des substrats contenant de nombreux terriers distinctifs avec une zonation des types de terriers en fonction de la bathymétrie ;
- les *Firmgrounds* comme des substrats compactés recoupés par des traces des *Glossifungites* ; et
- les *Hardgrounds* comme des substrats cimentés présentant des perforations.

Ces surfaces présentent des indurations de plus en plus importantes de *Soupground* à *Hardground* (Goldring, 1995). Ces différentes surfaces sont dues à une évolution de la maturation précoce des surfaces. Pour un même sédiment initial, une augmentation de l'induration, comme l'évolution de *Soupground* à *Hardground*, peut être considérée comme révélatrice d'un arrêt de sédimentation plus long (Goldring, 1995).

Ces surfaces sont très communes dans la Craie. Kennedy et Juignet (1974) et Kennedy et Garrison (1975) proposent un modèle de formation de ces surfaces en se basant sur le cas des Craie de Normandie et du Sud de l'Angleterre. Plusieurs stades sont définis : bioturbation (*Soupground*), arrêt de la sédimentation (*Softground*), formation de nodules due à de la diagenèse précoce (*Firmground*), possible minéralisation dans les terriers de glauconies et de phosphates, lithification, perforation et érosion (*Hardground*).

Dans la Craie de Normandie, Lasseur et al. (2009) différencient 8 surfaces de hiatus : deux types de *Softground*, deux types de *Firmground* et quatre types de *Hardground*. À partir des caractéristiques de ces surfaces et des concentrations de bioclastes associées, ils distribuent ces surfaces le long d'un transect proximal-distal. Ils constatent aussi que les surfaces d'arrêt

de sédimentation sont principalement associées aux faciès les plus énergétiques dans le cas des rampes. De la même façon, la distribution des surfaces d'arrêt de sédimentation dans les dépôts contouritiques révèle une association étroite avec l'énergie du milieu de dépôt.

Les 8 types de surface de hiatus que proposent Lasseur et al. (2009) dépendent à la fois de l'environnement de dépôt et de la diagenèse précoce. Dans le cadre d'une étude pétrophysique, nous ne considérerons que les quatre principaux types de surface qui traduisent une évolution du degré de lithification. Une étude de la diagenèse à la micro-échelle a été en outre menée, dans le but de mieux contraindre les circulations de fluide au sein de ces faciès complexes. Pour cela, une étude, couplant des observations à affleurement, au scanner médical et sur lames minces, a été réalisée pour décrire les quatre types de surfaces de hiatus comme ceux définis par Ekdale (1985) : *Soupground*, *Softground*, *Firmground* et *Hardground*. L'étude du contenu faunistique de ces faciès ne sera pas réalisée, car celui-ci dépend des conditions de l'environnement dans lequel ces surfaces se sont formées (i.e. faciès de rampes et de contourite défini précédemment).

Comme définis par Ekdale (1985), les faciès de **Soupground** correspondent à des niveaux peu à pas indurés présentant des terriers fortement compressés donnant l'impression de fin liserés argileux (Figure III-22A). Au scanner médical, il est possible d'observer ces terriers aplatis (Figure III-22B). À l'échelle microscopique, l'échantillon observé ne présente aucun indice de diagenèse.

Comme définis par Ekdale (1985), les faciès de **Softground** correspondent à des niveaux présentant de nombreux terriers distinctifs comme des *Thalassinoides* et des *Zoophycos* (Figure III-22C-D). Ces faciès de ralentissement de la sédimentation présentent des macro-spongiaires, très difficiles à observer à l'affleurement du fait du manque de contraste entre eux et la craie, mais très bien identifiables au scanner médical (Figure III-22E). De même, la structure interne des terriers est très bien observable au scanner médical (Figure III-22F). À l'échelle microscopique, les échantillons observés (n=3), ne présentent aucun indice de diagenèse.

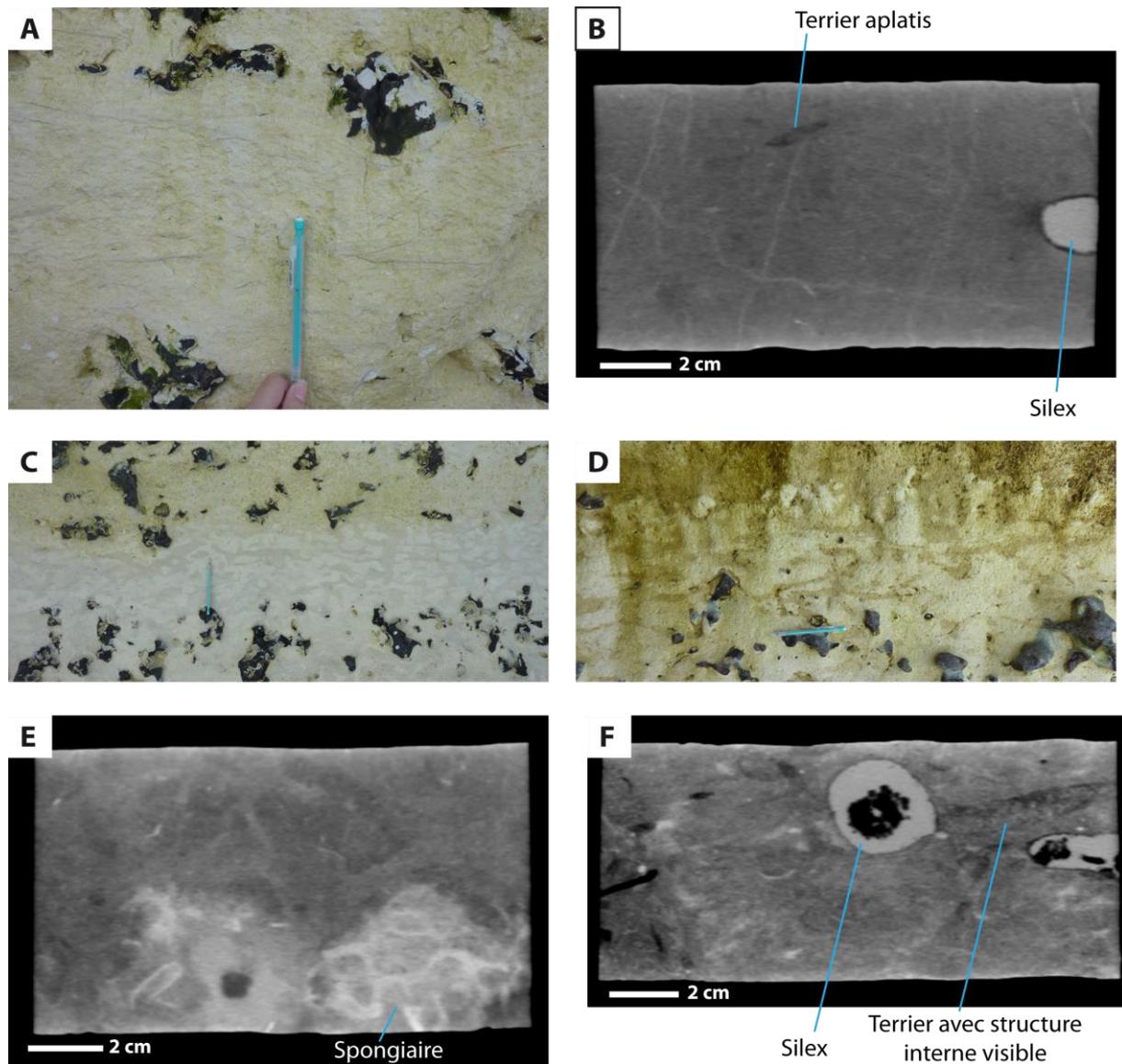


Figure III-22 : Planche photographique à l'échelle du banc et de la carotte des faciès de Souppground (A-B) et de Softground (C-F). (A-B) Terriers fortement compressés à l'affleurement (A), et bien visibles au scanner médical (B). (C) Surface de type Softground avec des terriers de type Thalassinoides. (D) Surface de type Softground avec un terrier principal de type Zoophycos. Au sommet de cette surface, un début de nodulisation est observable. (E) Spongiaire mis en évidence au scanner médical. (F) Vue de la structure interne d'un terrier au scanner médical.

Les faciès de **Firmground** correspondent à des niveaux présentant une nodulisation plus ou moins marquée, très bien reconnaissable à l’affleurement (Figure III-23A-B). La partie supérieure de cette surface ne présente pas de contact net avec le banc supérieur. En effet, la roche entre les nodules est la même que celle qui compose le banc sus-jacent. Ces faciès de ralentissement/arrêt de la sédimentation présentent aussi des macro-spongiaires très difficiles à observer à l’affleurement mais très bien identifiables au scanner médical. La nodulisation est cependant plus ou moins bien visible sur les images acquises au scanner médical en fonction du degré de nodulisation (Figure III-23C-D). De même à l’échelle microscopique (n=11), la nodulisation n’est pas toujours évidente. Elle peut être supposée (Figure III-23E), ou alors très bien mise en évidence grâce à la présence de ciments syntaxiaux sur les échinodermes constituant le nodule (Figure III-23F). En absence d’échinoderme, aucun indice de diagenèse n’est observable en lame mince excepté le contraste de teinte de rouge (résine) entre les zones nodulisées, plus sombres et les zones situées entre les nodules, plus claires. Enfin, il est possible d’observer de la glauconie dans ces faciès.

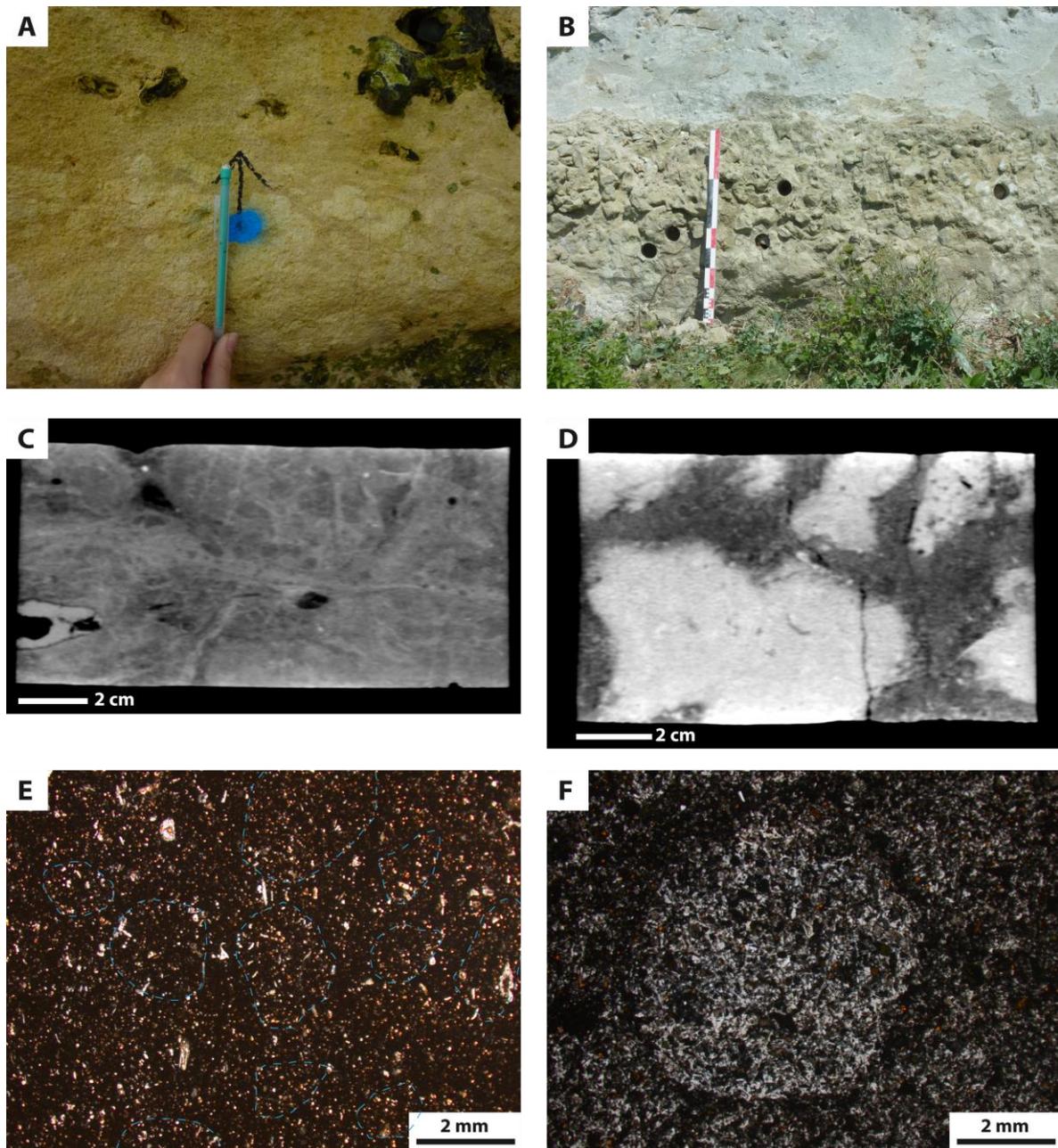


Figure III-23 : Planche photographique à l'échelle du banc, de la carotte et de la lame mince du faciès de Firmground. (A-B) Nodulisation très bien visible à l'affleurement peu (A) ou très marqué (B). Limite entre le Firmground et le banc supérieur plus ou moins diffuse (A-B). (C-D) Nodulisation peu (C) ou très bien visible (D) au scanner médical. (E-F) En lame mince, nodulisation peu (E) ou très bien visible, en raison de la présence de ciments syntaxiaux sur les échinodermes (F).

Comme définis par Ekdale (1985), les **Hardgrounds** correspondent à des niveaux cimentés présentant des perforations (Figure III-24A-B). Ces niveaux présentent une surface sommitale nette d'arrêt de sédimentation séparant le *Hardground* du banc sus-jacent (Figure III-24A). Ces faciès peuvent contenir des macro-spongiaires. De plus, ces faciès ont des comportements mécaniques particuliers si bien que ces niveaux peuvent être affectés par de la fracturation sans que cette dernière se propage dans les niveaux sus- et sous-jacents (Figure III-24C). Au scanner médical, les perforations sont très bien visibles, de même que des nodules, non visibles à l'affleurement (Figure III-24D). À l'échelle microscopique (n=8), de macro-spongiaires entièrement cimentés sont mis en évidence (Figure III-24E). Les nodules, déjà observés au scanner, présentent en lame mince des fracturations contraintes au sein de ces nodules (Figure III-24F). De plus, des indices de diagenèse sont visibles à l'échelle de la lame mince contrairement aux autres surfaces de hiatus (à l'exception des ciments syntaxiaux présents dans certains cas de *Firmground*). La porosité intraparticulaire, comme celle présente initialement à l'intérieur des bryozoaires (Figure III-24G), des foraminifères et des calcisphères (Figure III-24H) est entièrement cimentée. De même, la porosité secondaire, issue de la dissolution des spicules de spongiaires, est aussi partiellement (Figure III-24G) ou entièrement cimentée (Figure III-24H).

L'évolution de *Soupground* à *Hardground* correspond à une augmentation du degré de diagenèse précoce, associé à un ralentissement jusqu'à un arrêt de la sédimentation, avec une influence de plus en plus marquée de l'activité biologique (terriers, perforations).

Figure III-24 : Planche photographique à l'échelle du banc, de la carotte et de la lame mince du faciès de *Hardground*. (A) *Hardground* avec bioturbations et perforations. Surface nette réparant le *Hardground* du banc sus-jacent. (B) *Hardground* vu du dessus présentant des perforations et de la fracturation. (C) Fracturation contrainte au niveau du *Hardground*. (D) Perforation et nodules observés au scanner médical. (E) Spongiaire entièrement recristallisé. (F) Fracturation contrainte dans les nodules. (G) Macroporosité intra-bryzoaire entièrement cimenté. (H) Cimentation présente en remplacement des spicules de spongiaires et dans les foraminifères et les calcisphères.

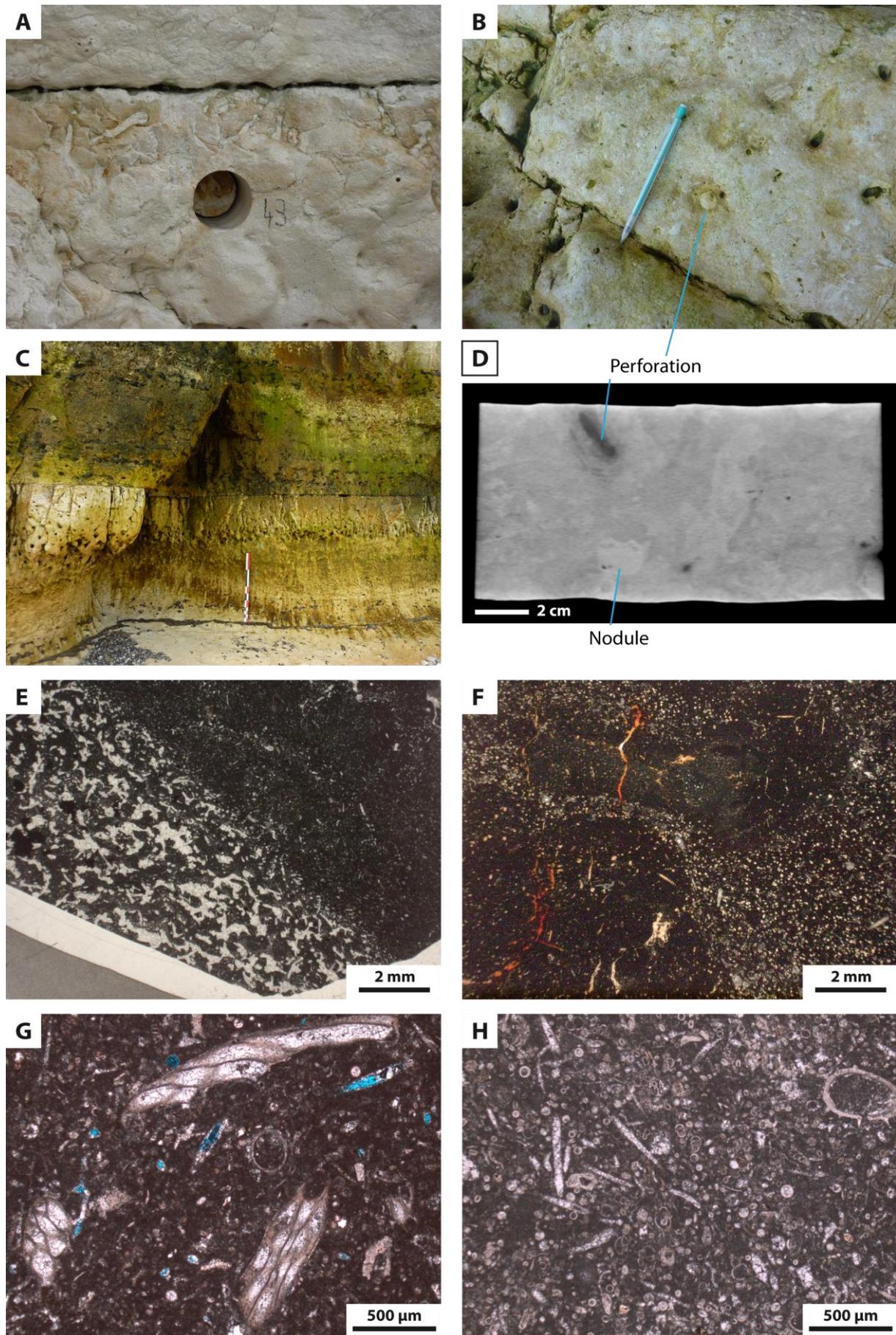


Figure III-24

La compréhension des caractéristiques morphologiques et du mode de formation de ces niveaux particuliers est importante dans l'étude des réservoirs, car ces niveaux peuvent constituer des barrières imperméables segmentant les réservoirs, mais aussi constituer des drains horizontaux ou encore des niveaux rhéologiques répondant différemment à la fracturation (du fait du comportement mécanique particulier des Hardgrounds par rapport au reste des craies) et laissant alors circuler les fluides verticalement, par les fractures.

Chapitre 4

Classification des microtextures de la craie : Origines sédimentaire et diagénétique

Voir un univers dans un grain de sable.

William Blake

Chapitre 4

Classification des microtextures de la craie : origines sédimentaire et diagénétique

1. Classification of chalk microtextures: sedimentary versus diagenetic origin.....	153
ABSTRACT	154
1.1. Introduction	155
1.2. Geological setting	158
1.3. Materials and methods	160
1.4. Results	163
1.4.1. <u>Mineralogical composition and petrography of chalk</u>	163
Mineralogical composition of chalk	163
Petrography of chalk	163
1.4.2. <u>Criteria to describe microtexture</u>	166
Mineralogical component (carbonate, clays and opal-CT)	168
Biogenic fraction (<10 µm)	174
Micritic fraction (<10 µm)	176
Cement fraction (>10 µm)	179
1.5. Interpretation: chalk microtexture classification	182
1.5.1. <u>Impure Chalk Microtexture Group</u>	182
Argillaceous Microtexture Subgroup	182
Siliceous Microtexture Subgroup	185
1.5.2. <u>Pure Chalk Microtexture Group</u>	186
Punctic anhedral chalk microtexture (Microtexture 1)	188
Serrate subhedral chalk microtexture (Microtexture 2)	188
Serrate to meshed chalk microtexture (Microtexture 3)	188
Meshed euhedral chalk microtexture (Microtexture 4)	189
Coalescent chalk microtexture (Microtexture 5)	189
Fused chalk microtexture (Microtexture 6)	190
Cemented chalk microtexture (Microtexture 7)	190
1.6. Discussion: origins of microtexture variability	192
1.6.1. <u>Sedimentological control on microtexture variability</u>	192
1.6.2. <u>Diagenetic control on microtexture variability</u>	194
1.6.3. <u>Sedimentological versus diagenetic control on microtexture variability</u>	198
1.7. Conclusion	200
ACKNOWLEDGEMENTS	201
2. Relations entre faciès et microtextures	202
ANNEXES Chapitre 4	207

Liste des figures, tableaux et annexes

Figure IV-1: Spatio-temporal location of the outcrop sampling sites along the northern French coastline, on a simplified geological map, modified from Lasseur et al. (2009).	158
Figure IV-2: Images of different textures in Cenomanian to Santonian chalks from the western Paris Basin.	165
Figure IV-3: Criteria used to describe chalk microtexture, subdivided into four main categories: mineralogical component, biogenic fraction (<10 μm), micritic fraction (<10 μm) and cement fraction (>10 μm). See Materials and methods and Criteria to describe microtexture.	167
Figure IV-4: Types, shapes and distribution of clay particles in chalk.	169
Figure IV-5: Types, shapes and distribution of clay particles in chalk.	171
Figure IV-6: Types, shapes and distribution of opal-CT and clay particles.	173
Figure IV-7: Biogenic fraction (<10 μm).	175
Figure IV-8: Morphology, habits and contact types of micritic fraction (<10 μm).	177
Figure IV-9: Grain-size distribution of micritic fraction (<10 μm) and size, morphology and distribution of cement fraction (>10 μm).	181
Figure IV-10: Criteria to determine the Impure Chalk Microtexture Group.	183
Figure IV-11: Criteria to determine the Pure Chalk Microtexture Group.	187
Figure IV-12: Classification of chalk microtextures.	191
Figure IV-13 : Image MEB d'une microtexture 1 présentant de la dédolomitisation sans impact direct sur la microtexture.	205
Tableau IV-1 : Tableau de contingence entre les modèles de dépôt, les faciès, les groupes de microtexture et les microtextures.	203
Tableau IV-2 : Tableau de contingence entre dolomitisation/dédolomitisation et microtexture.	204
Appendix IV-1: Sampling site, age, microtexture, and mineralogical data for all 125 samples studied.	209
Annexe IV-2 : 7 planches photos des microtextures pures présentant pour chaque classe de microtexture des images représentatives à différents grossissements.	215
Annexe IV-3 : 4 planches photos des microtextures impures présentant pour chaque classe de microtexture des images représentatives à différents grossissements.	231

Ce chapitre se subdivise en deux parties. Une première partie est un article qui peut se lire indépendamment du reste de la thèse. Cet article propose une classification des microtextures de la craie en établissant un protocole de détermination. L'origine sédimentaire et/ou diagénétique de la variabilité des microtextures y est discutée. La seconde partie de ce chapitre correspond à un complément d'informations de l'article qui permet de faire le lien plus précisément entre les résultats du chapitre 3 sur la sédimentologie de la craie et le présent article.

1. Classification of chalk microtextures: sedimentary versus diagenetic origin

Article soumis à la revue *Sedimentology* le 24 juillet 2016 (en review).

Jessica Saiag¹, Pierre-Yves Collin¹, Jean-Pierre Sizun², Frédéric Herbst³, Ophélie Faÿ-Gomord⁴, Carmela Chateau Smith⁵, Bruno Caline⁶, Éric Lasseur⁷.

¹Laboratoire Biogéosciences UMR 6282 UBFC/CNRS, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France (E-mail: pierre-yves.collin@u-bourgogne.fr)

²Laboratoire Chrono-environnement UMR 6249 UBFC/CNRS, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France

³Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (ICB) UMR 6303 UBFC/CNRS, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 9 avenue A. Savary, BP47870, F-21078 Dijon, France

⁴Geology, Department of Earth and Environmental Sciences, KU Leuven, Celestijnenlaan 200E, 3001, Heverlee, Belgium

⁵UFR-SVTE, Univ. Bourgogne Franche-Comté, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

⁶Total France E&P, avenue Larribau, 64018 Pau, France

⁷BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060, Orléans Cedex 2, France

ABSTRACT

Microtexture describes the arrangement and type of particles in matrix samples at SEM scale. A microtexture classification exists for micritic limestone, but not for chalk. This study therefore proposes a classification of chalk microtextures and discusses the origin of microtexture variability. Chalk was sampled at thirteen spatio-temporal locations along the coastline of northern France. Four groups of criteria are proposed to describe and characterise chalk microtexture: mineralogical content, biogenic fraction ($< 10 \mu\text{m}$), micritic fraction ($< 10 \mu\text{m}$), and cement fraction ($> 10 \mu\text{m}$). From these criteria, two major groups are defined: Pure Chalk Microtexture (Microtextures 1 to 7), and Impure Chalk Microtexture, subdivided into two subgroups: Argillaceous Microtexture (dispersed clays, unoriented clays, oriented clays, and draped clays) and Siliceous Microtexture (spherulitic opal-CT and draped opal-CT). Microtexture variability is related to initial sedimentation and diagenesis. Chalk composition (carbonate content and type of insoluble particles) and resulting microtextures are controlled by sedimentological conditions (e.g. climate and distance from shore). The transition from Microtexture 1 (initial chalk microtexture) to Microtexture 7 results from increasing diagenetic intensity. Reservoir quality depends on the petrophysical and mechanical properties of reservoir rocks, which can be better understood by exploring their sedimentary and diagenetic history, revealed by the study of chalk microtexture variability.

Keywords chalk, microtexture, classification, SEM, sedimentation, diagenesis, clay, opal-CT.

1.1. Introduction

Understanding unconventional reservoirs is a major scientific and economic challenge (Law and Spencer, 1993; Caineng *et al.*, 2010; Bruna *et al.*, 2013). Classification is the first step towards understanding. Microporous reservoirs are defined as limestone with a majority of pore spaces measuring less than one micrometer. These micropores are mainly located in the matrix, a microcrystalline ooze or micrite (Folk, 1959) composed of biogenic and non-biogenic grains. More detailed examination of this matrix has led to terms such as microfabric (Duperret *et al.*, 2005), nanofacies (Richard *et al.*, 2002), microstructure (Aubry, 1972; Gaviglio *et al.*, 1997; Nadah *et al.*, 2013), texture (Kaczmarek *et al.*, 2015), and microtexture (Lambert *et al.*, 2006; Fabricius *et al.*, 2007a; Deville de Periere *et al.*, 2011; Faÿ-Gomord *et al.*, 2016a). In this article, the most commonly used term, microtexture, was selected to refer to the matrix.

Micrite has been described by many authors, based on samples from different locations, with different types of diagenesis (e.g. Friedman, 1965; Loreau, 1978, 1979; Wright *et al.*, 1997; Lambert *et al.*, 2006; Fournier and Borgomano, 2009; Volery *et al.*, 2011; Vincent *et al.*, 2011; Loucks *et al.*, 2013; Neveux *et al.*, 2014a; Ehrenberg and Walderhaug, 2015). Loreau (1972, 1982) proposed a system to classify micrite structure. Using this nomenclature, Lambert *et al.* (2006) defined 3 microtextures. Deville de Periere *et al.* (2011) further refined this system, proposing a protocol to define micrite matrix classes, based on morphology, habitus, grain size and grain contact type. Micritic grain size can be measured either on thin sections (Ehrlich *et al.*, 1984, 1991; Røgen *et al.*, 2001; Lambert, 2004; Lambert *et al.*, 2006) or on freshly broken surfaces (Deville de Periere *et al.*, 2011; Eltom *et al.*, 2013). This second approach provides better access to 3D structure, grain arrangement and porous network organisation (tortuosity, micropore size, pore-throat size and micropore connectivity; e.g. Moshier, 1989b; Lambert *et al.*, 2006; Eltom *et al.*, 2013). Furthermore, strong correlations exist between microtexture and petrophysical properties, and thus reservoir quality (e.g. Dravis, 1989; Lucia, 1995; Melim *et al.*, 2001; Maliva *et al.*, 2009; Deville de Periere *et al.*, 2011; Kaczmarek *et al.*, 2015; Regnet *et al.*, 2015).

Matrix variability may be of sedimentary or diagenetic origin, or both, as discussed in several studies (Cantrell and Hagerty, 1999; Lambert *et al.*, 2006; Richard *et al.*, 2007; Deville de Periere *et al.*, 2011; Eltom *et al.*, 2013). The interplay between the initial sedimentary

characteristics of carbonate rocks and their later diagenetic modification leads to petrophysical heterogeneities (e.g. Steinen, 1978; Lasemi and Sandberg, 1984; Ehrenberg and Nadeau, 2005; Ehrenberg *et al.*, 2006; Lucia, 2007; Ronchi *et al.*, 2010; Volery *et al.*, 2010a; Deville de Periere *et al.*, 2011; Brigaud *et al.*, 2014; Dickson and Kenter, 2014). It is therefore important to understand these controlling factors.

Chalk is a pale, fine-grained, porous, friable marine carbonate rock (Zijlstra, 1995), with possible bioturbation, lamination, hardgrounds, and clasts (e.g. Kennedy and Garrison, 1975; Bromley and Gale, 1982; Herrington *et al.*, 1991; Jarvis, 1992; Scholle *et al.*, 1998; Damholt and Surlyk, 2004; Anderskov and Surlyk, 2012). It is a micritic sediment, with depositional environments ranging from shallow platforms (Lasseur, 2007; Lasseur *et al.*, 2009) to offshore basins (Surlyk *et al.*, 2008). It is mainly composed of coccoliths and nanofossils, with variable quantities of calcispheres, foraminifers, bryozoans, brachiopods, ostracods, bivalves, sponges, echinoderms, and non-carbonate components (e.g. Scholle, 1974; Hancock, 1975; Dravis, 1980; Pacey, 1984; Jenkyns *et al.*, 1994; Anderskov *et al.*, 2007). Although chalk varies considerably in texture and biological composition (mudstone to packstone: Quine, 1988; Quine and Bosence, 1991; Lasseur *et al.*, 2009), it always contains a matrix. This matrix is the main location of porosity in chalk, attributable to the presence of micropores (Moshier, 1989a; Richard *et al.*, 2005; Hairabian *et al.*, 2014; Carpentier *et al.*, 2015).

Chalk, currently exploited in the North Sea, is an important carbonate reservoir due to the preservation of interparticle primary microporosity (Arribas *et al.*, 2004), but chalk reservoir properties vary considerably (e.g. porosity ranges from 5 to 55%; Alam *et al.*, 2011). This heterogeneity probably results from matrix microtexture variability.

Deville de Periere (2011) proposed only one class for chalk, in his initial classification of matrix microtextures. No real classification of matrix chalk has yet been proposed, although a literature review clearly illustrates the variability of the chalk matrix. The origin of this variability has not yet been explained (except for burial diagenesis), in contrast with that of the micritic matrix, especially its sedimentary versus diagenetic origin. Unfortunately, microporous reservoirs are rarely accessible because they are found in deeply buried basins, like the North Sea, which is why this study is based on an outcrop analogue from the Paris Basin (France), where the chalk has the same petrophysical heterogeneity as buried chalk.

This paper focuses on the chalk matrix itself. A rapid procedure, based on objectively defined key criteria, is proposed to describe the matrix, in order to establish a chalk microtexture classification. Understanding the origins of microtexture variability, a controlling factor in the petrophysical and mechanical properties of chalk, will lead to better knowledge of this reservoir rock.

1.2. Geological setting

The Late Cretaceous study area, in the western Paris Basin (Figure IV-1), extends from the Cenomanian to the Santonian (100.5–84.2 Ma; GTS2016: Ogg *et al.*, 2016), along the Normandy cliffs (Saint-Jouin-Bruneval to Saint-Martin-en-Campagne) and the Boulonnais cliffs (Cap Blanc Nez). The intracratonic Meso–Cenozoic Paris Basin recorded major tectonic events, such as the opening and closure of the Tethys Ocean, and the opening of the Atlantic Ocean (Guillocheau *et al.*, 2000).

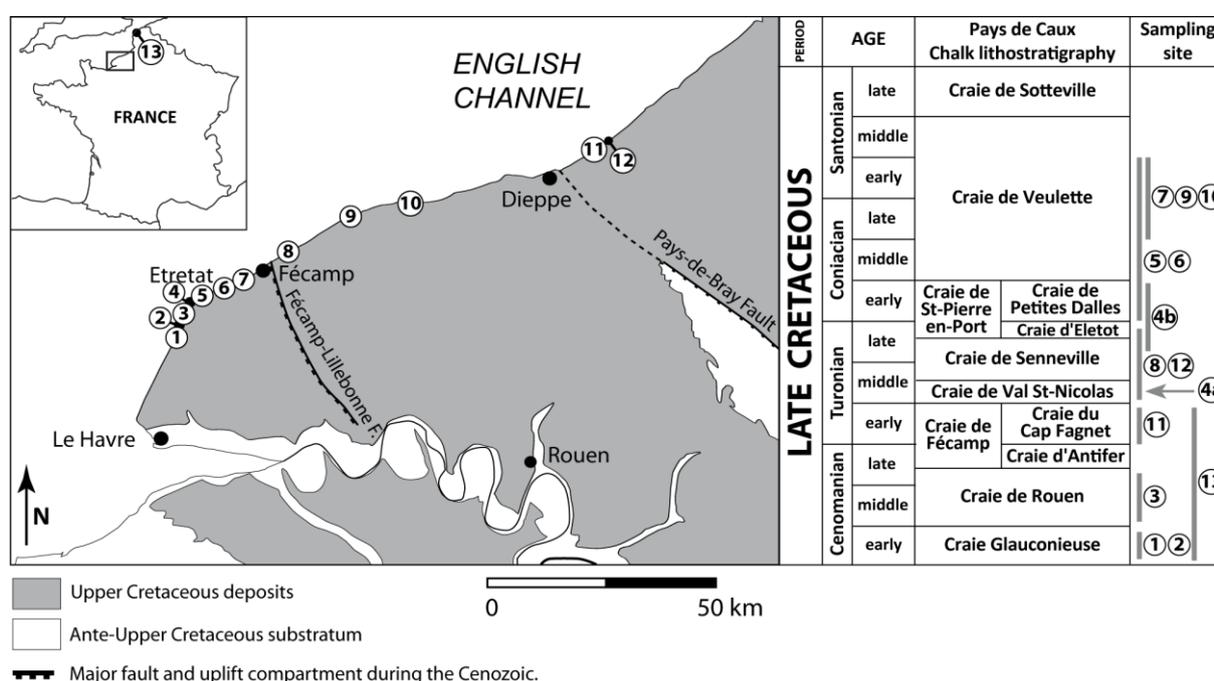


Figure IV-1: Spatio-temporal location of the outcrop sampling sites along the northern French coastline, on a simplified geological map, modified from Lasseur *et al.* (2009). Pays de Caux chalk lithostratigraphy based on Juignet (1974) and Juignet and Breton (1994). 1. Saint-Jouin-Bruneval. 2. Bruneval. 3. Le Fourquet. 4a. Le Tilleul, south-west. 4b. Le Tilleul, north-east. 5. Étretat. 6. Bénouville. 7. Yport. 8. Senneville-sur-Fécamp. 9. Saint-Martin-aux-Buneaux. 10. Saint-Valery-en-Caux. 11. Val du Prêtre. 12. Saint-Martin-en-Campagne. 13. Cap Blanc Nez.

The lithostratigraphy, biostratigraphy, and sedimentology of these chalk cliffs (20–100 m high) are well described for Normandy (Juignet and Kennedy, 1974; Kennedy and Juignet, 1974; Quine, 1988; Quine and Bosence, 1991; Juignet and Breton, 1991, 1992; Duperret *et al.*, 2005; Lasseur, 2007; Lasseur *et al.*, 2009; Kennedy and Gale, 2015), and for Cap Blanc Nez (Robaszynski and Amédro, 1986, 1993; Amédro and Robaszynski, 1999, 2001). During the

Cenomanian, chalk was deposited on a local paleohigh (Juignet, 1974; Lasseur, 2007), less than 200 km from deltaic deposits in Normandy (Juignet and Louail, 1987; Robaszynski *et al.*, 1998; Lasseur *et al.*, 2009), but in deeper shelf environments in the Boulonnais (Robaszynski *et al.*, 1998; Wendler *et al.*, 2002). During the early Turonian, major flooding occurred at the basin margins (Armorican Massif and Ardennes). From the Turonian to the Maastrichtian, chalk sedimentation became dominant throughout the Paris Basin (Lasseur *et al.*, 2009). Several depositional models have been put forward, based on age and location. For the Normandy cliffs, Lasseur *et al.*, (2009) proposed a relative water-depth model, corresponding to an argillaceous chalk ramp for the early Cenomanian, evolving to a pure chalk ramp with great facies variability for the middle Cenomanian to the middle Coniacian. Unusual stratal geometries with slump beds have been described for the middle Coniacian to the Santonian (Quine and Bosence, 1991; Mortimore, 2011), interpreted as contourites (Lasseur, 2007). Hardgrounds and hiatal surfaces occurred frequently during the Cenomanian to the Coniacian (Kennedy and Juignet, 1974; Lasseur *et al.*, 2009). For the Cap Blanc Nez cliffs, a ramp with water depths of 300 to 500 m has been proposed for the Cenomanian to the early Turonian (Hart, 1980; Gräfe, 1999). These studies show that chalk presents great facies variability, from mudstone (e.g. Quine and Bosence, 1991) to packstone (e.g. Lasseur *et al.*, 2009).

The clay assemblages of the Upper Cretaceous chalk in the Anglo-Parisian Basin are also well studied (Juignet, 1974; Robaszynski and Amédéo, 1986; Deconinck and Chamley, 1995). Clay minerals in chalk comprising illite, chlorite, kaolinite, smectite and illite-smectite mixed-layers, have been described in Normandy and Cap Blanc Nez (Deconinck *et al.*, 1989; Deconinck and Chamley, 1995). Other insoluble minerals, such as clinoptilolite and opal-CT, have also been described by some authors (Fröhlich, 1974; Juignet and Pomerol, 1975; Pomerol, 1984; Deconinck *et al.*, 1991). For the study area, maximum burial must have been less than 500 m, as the detrital clay assemblage is not affected by burial diagenesis (Deconinck *et al.*, 1989).

1.3. Materials and methods

Chalk samples were cored horizontally from 12 cliff sites in Normandy (114 samples), and one cliff site in the Boulonnais (Cap Blanc Nez, 11 samples; Figure IV-1). Care was taken to avoid collecting cores in the vicinity of faults. All samples were cleaned to remove salt (48 hours in a large volume of distilled water), and then air-dried.

The carbonate content (wt%) of each sample was measured by weight difference before and after 2N hydrochloric acid attack on fine-grained powder. Insoluble residues of this attack were finely ground and analysed by X-ray diffraction (XRD), using a Bruker D4 Endeavor diffractometer with $\text{CuK}\alpha$ radiation, LynxEye detector and Ni filter, under 40 kV voltage and 40 mA intensity. The tests were run on unoriented powder, from 2° to 65° (2θ), with a step size of 0.021° (2θ).

Side trims were impregnated under vacuum conditions with red epoxy resin, to prepare polished $30\ \mu\text{m}$ -thick thin sections, observed with a DM4500P Leica microscope 12 V/600 mA, a Leica DFC425 camera and LASv3.7 Leica software at two magnitudes: x12.5 and x50.

Freshly broken surfaces, perpendicular to sedimentary bedding, were silver-lacquered, 10-15 nm carbon-coated, and 20 nm gold-coated. Two metallisations were used: carbon, to ensure good cover and conductivity; gold, to ensure micrograph quality and contrast. At the ICB laboratory (Univ. Bourgogne Franche-Comté, France), backscattered electron micrographs were recorded, using a Jeol JSM-7600F field-emission Scanning Electron Microscope (SEM) with 15 kV, 3-5 nA. An Energy-Dispersive Spectrometry (EDS) detector SDD Oxford X-Max 80 mm^2 was combined with the SEM for spot chemical analysis. A standard imaging procedure was followed for each sample. Four image fields were randomly selected on each freshly broken surface, to check sample heterogeneity. For each image field, at least one picture was taken for each magnification: x250 (374.5 nm/pixel), x1000 (93.5 nm/pixel), x2500 (37.3 nm/pixel), x4500 (20.8 nm/pixel), and x7500 (12.3 nm/pixel). It is necessary to use several magnifications to describe microtexture, with a minimum of 20 images per sample. The predominant characteristic in the set of 20 images will be used in the interpretation of that sample. As proposed by Deville de Periere et al. (2011), the maximum length of micritic

particles was measured on 14 samples from two or three SEM pictures at a magnification of x4500, using JMicrovision software. The median and the interval between quartile Q3 (75%) and Q1 (25%) were among the parameters used to show grain-size distribution, and a grain-size density curve was used to establish the number of modes and the values of the peaks. Coccolith density was measured in 33 samples, with JMicrovision software, by counting coccoliths and coccolith fragments in one to four SEM images at magnitude x1000. As each image corresponds to $1.055 \cdot 10^{-2} \text{ mm}^2$, it is possible to calculate the number of coccoliths per square millimetre. A coccolith morphology table was established, based on all 125 samples. Morphological diversity was then investigated in 22 samples, using SEM images at magnitude x2500, by attributing a morphology to 20–35 coccoliths for each sample.

Elemental maps of six carbon-coated thin sections from different samples were analysed with the same SEM and EDS detector. Maps were produced at 10 kV and 8-10 nA during six 5 min cycles, with spectre from 0 to 10 keV, and pause time of 1250 $\mu\text{s}/\text{pixel}$, with drift correction based on cycle time. From mineral density (2.7), conditions of acquisition and Castaing's formula (Castaing, 1960), beam penetration was estimated at 1 μm . From each thin section, at magnifications of x2400 and x8000, several elemental maps were acquired and combined, using Oxford Instruments INCA 4.15 software.

1.4. Results

1.4.1. Mineralogical composition and petrography of chalk

Mineralogical composition of chalk:

The mineralogical composition of the 125 chalk samples varied considerably, with carbonate content ranging from 52 to 99.9 wt% (Appendix IV-1). Carbonate content increased over time, from the early Cenomanian to the Santonian. The median for the early Cenomanian was 75 wt% (52 to 95 wt%). For the middle to late Cenomanian, the median was 85 wt% (63 to 93 wt%). The median for the Turonian was 96 wt% (91 to 99 wt%). For the Coniacian to the Santonian, the median was 99 wt% (96 to 99.9 wt%).

Although the same general trend is present in both Normandy and the Boulonnais (see Figure IV-1 for location and age, and Appendix IV-1 for data), some differences can be observed. For the early Cenomanian, there is less carbonate in Normandy chalk (median for 15 samples: 66 wt%) than in Boulonnais chalk (median for 6 samples: 78 wt%). Similar values for carbonate content in middle to late Cenomanian chalk are observed at both sites (median: Normandy 87 wt%, Boulonnais 85 wt%). However, for the early Turonian, Normandy chalk is much richer in carbonate (≈ 96 wt%) than Boulonnais chalk (91 wt%).

From XRD analysis on the insoluble residue, it was possible to identify phyllosilicates at 14 Å (e.g. smectite, illite-smectite mixed-layers R0), at 10 Å (e.g. mica and illite), and at 7 Å (e.g. kaolinite, chlorite), and clinoptilolite, opal-CT (cristobalite and tridymite), quartz, feldspar, goethite and hematite. Based on diffractograms, phyllosilicate content (phyllosilicates at 7, 10 and 14 Å) is predominant in the insoluble residue, except for 10 Normandy samples from the early Cenomanian to the early Turonian, composed principally of opal-CT.

Petrography of chalk:

Petrographically, the samples vary considerably in depositional texture and composition. This variability has been illustrated by Quine and Bosence (1991) and Lasseur *et al.* (2009). Predominant textures were mudstone (Figure IV-2A), wackestone (Figure IV-2B), micro-wackestone (Figure IV-2C), packstone (Figure IV-2D) and micro-packstone (Figure IV-2E). Components included bryozoans (Figure IV-2B), echinoderms (Figure IV-2B-G), inoceramids

(Figure IV-2E), bivalves (Figure IV-2B, C, and E), brachiopods (Figure IV-2D and G), gastropods (Figure IV-2D-E), dissolved sponge spicules (Figure IV-2C and F), indeterminate fragments (Figure IV-2B-G), foraminifers (Figure IV-2A), calcispheres (Figure IV-2A-E), exoclasts (Figure IV-2C-D), quartz (Figure IV-2F) and glaucony (Figure IV-2F-G). Bioclastic components vary in size, from a few micrometres (Figure IV-2A-E) to a few millimetres (Figure IV-2B, D and E). Some samples are packstone-grainstone, with echinoderms and abundant syntaxial cement (Figure IV-2G). Other samples are partially (Figure IV-2C) or completely dolomitised (Figure IV-2H). Glaucony was found in varying proportions in almost all the Normandy samples from the early to middle Cenomanian (Figure IV-2F-G). The lowermost Cenomanian deposits in the Cap Blanc Nez cliffs also contain glaucony.

Figure IV-2: Images of different textures in Cenomanian to Santonian chalks from the western Paris Basin (thin sections observed under optical microscope, uncrossed nicols; porous areas coloured by red resin). (A) Mudstone with sparse calcispheres. (B) Bryozoan-echinoderm wackestone. (C) Calcisphere microwackestone with exoclasts, and mouldic porosity due to dissolution of dolomite rhombs and sponge spicules. (D) Bioclastic packstone composed of echinoderms, brachiopods, gastropods, indeterminate fragments, calcispheres and exoclasts. (E) Calcisphere micropackstone with echinoderms, inoceramids, lamellibranchs and gastropods. (F) Siliciclastic packstone (including glaucony and quartz), with echinoderms, dissolved sponge spicules and other indeterminate fragments. (G) Echinodermic packstone-grainstone with syntaxial sparite cement, glaucony, brachiopods and other indeterminate fragments. (H) Dolostone.

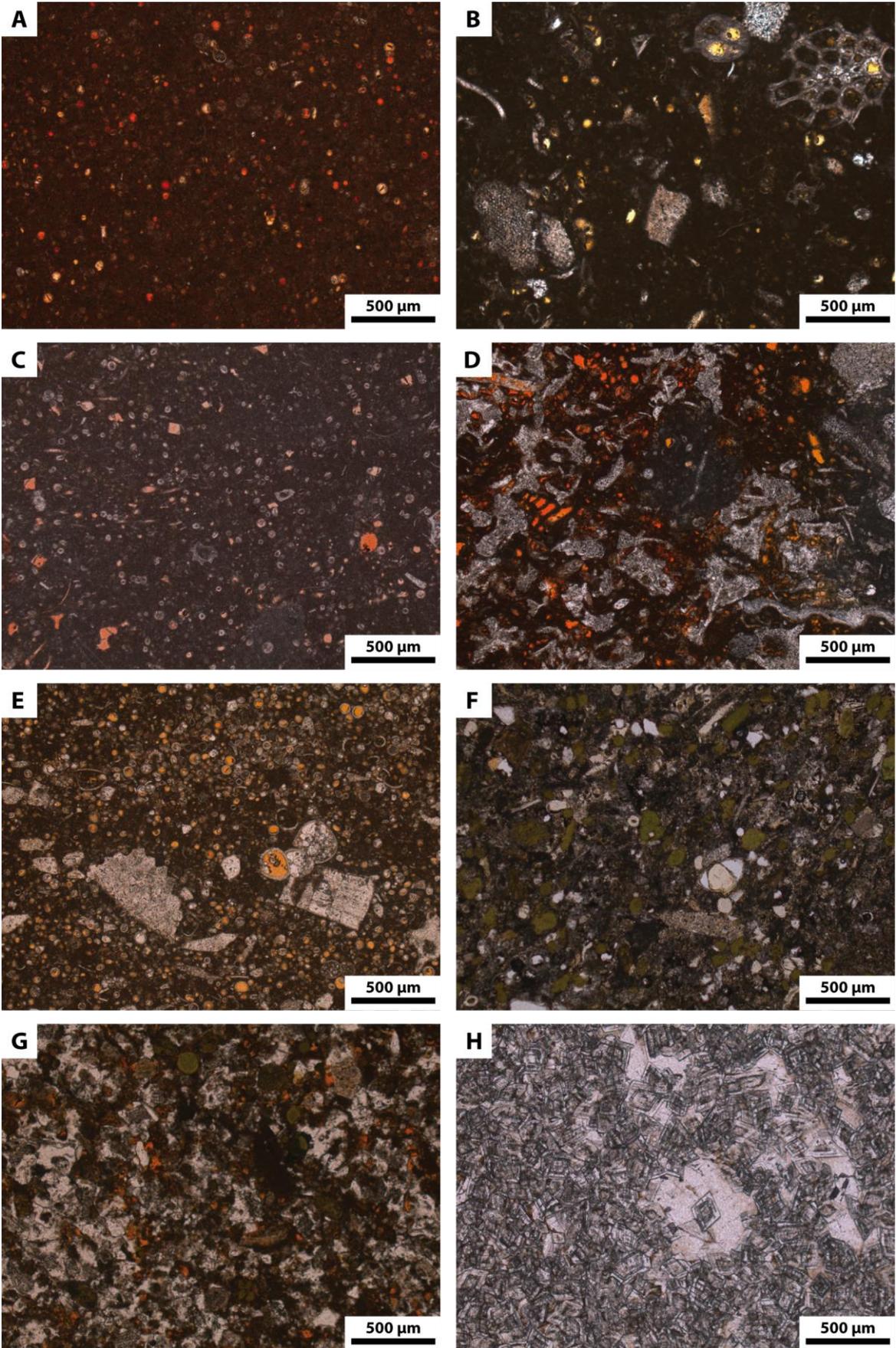


Figure IV-2

1.4.2. Criteria to describe microtexture

Four groups of criteria (Figures IV-3-9) were used to characterise chalk microtextures: (1) the mineralogical component, (2) the biogenic fraction, below 10 μm , (3) the micritic fraction, below 10 μm , and (4) the cement fraction, above 10 μm . Determination of the characteristics of these criteria was based on qualitative observations and semi-quantitative measurements, using calcimetry, XRD analysis, SEM and JMicroVision software.

Criteria		Characteristics									
Mineralogical component	%CaCO ₃	>96 wt%	96-90 wt%	90-82 wt%	82-62 wt%	<62 wt%					
	Acid insoluble residue	Negligible (%CaCO ₃ >96 wt%)		Opal-CT		Phyllosilicates					
	Clay type	Rare (<10 % of insoluble)	Kaolin	Chlorite	Smectite	Illite					
	Clay morphology	Not observed		Sheet	Fibrous		Fuzzy				
	Clay distribution	Not observed	Dispersed	Oriented	Unoriented	Draped	Clustered	Homogeneously distributed			
	Opal-CT morphology	Absent		Spherule		Cloudy drape					
Biogenic fraction (<10 μm)	Biogenic content (<10 μm)	Absent	Rare	Common	Frequent	Abundant					
	Coccolith density (coccolith/mm ²)	<1000	1 000 to 5 000	5 000 to 10 000	10 000 to 15 000	15 000 to 20 000	> 20 000				
	Indeterminable coccolith morphology	100%	100 to 75%	75 to 50%	50 to 30%	<30 %					
	Coccolith morphological diversity	Morphology indeterminable	Absence of morphological diversity	Low morphological diversity	Moderate morphological diversity		High morphological diversity				
	Coccolith preservation	Absence of coccoliths	Very poorly preserved	Moderately preserved	Well preserved	Very well preserved					
Micritic fraction (<10 μm)	Micrite morphology	Isometric	Ovoid	Elongated	Rhombohedral	Not observable					
	Micrite habitus	Anhedral	Subhedral	Euhedral		Not observable					
	Contact type	Punctic	Serrate	Meshed	Coalescent	Fused	Not observable				
	Median grain size	<0.9 μm	0.9-1.1 μm	1.1-1.3 μm	1.3-1.5 μm	>1.5 μm	Not observable				
	Interval between Q3 and Q1	<0.7 μm	0.7-0.9 μm	0.9-1.0 μm	1.0-1.2 μm	>1.2 μm	Not observable				
	Distribution of grain size	Unimodal	Bimodal	Trimodal	Multimodal		Not determinable				
	Principal mode	<0.7 μm	0.7-0.9 μm	0.9-1.0 μm	1.0-1.2 μm	>1.2 μm	Not observable				
	Other modes (μm)	1.5-2	2-2.3	2.3-2.7	2.7-3.2	3.2-3.7	3.7-4.1	4.1-5	5-6	6-8	8-10
Cement fraction (>10 μm)	Amount of cement crystals/patches	Absent	Rare	Common	Frequent	Abundant					
	Size of cement crystals/patches	Absent	10-30μm	30-50μm	50-100μm	>100μm	Entire sample				
	Morphology of crystals/patches	Absent	An/sub/euhedral cement crystal	Cluster of crystals	Cement patch	Cluster of patches					
	Cement distribution	Absent	Dispersed	Clustered	Filled porosity	Entire sample					

Figure IV-3: Criteria used to describe chalk microtexture, subdivided into four main categories: mineralogical component, biogenic fraction (<10 μm), micritic fraction (<10 μm) and cement fraction (>10 μm). See Materials and methods and Criteria to describe microtexture.

Mineralogical component (carbonate, clays and opal-CT):

The mineral component group is subdivided into *carbonate content*, type of insoluble residue, type, morphology and distribution of clays, and morphology of opal-CT. *Insoluble residue* can be negligible ($\%CaCO_3 > 96$ wt%), or dominated by *clays* or by *opal-CT*.

Clay patterns: Clays in the matrix present four different patterns of morphologies and distributions.

Very small, undulated sheet clays (1 μm in length) cover individual calcite grains (Figure IV-4A) or are dispersed between them (Figure IV-4B), associated with small, delicate, undulated or rectilinear fibres (<1 μm in length, Figure IV-4A-B), dispersed in minor proportions throughout the matrix, with some denser areas. It was impossible to determine the type of clay mineral, using SEM, due to the thinness and small size of these clays. Based on XRD analysis, smectite and illite are present in equal proportions. It is difficult to attribute a single morphology to a given clay type, but sheets are most probably illite, while fibres are probably smectite.

Undulated sheet clays measuring 2 to 5 μm in length (Figure IV-4C-D), located in various orientations between grains, are visible on freshly broken surfaces observed using SEM. In combined elemental maps of thin sections (Figure IV-4E-F), these clays are arranged locally in small patches (10 μm), dispersed throughout the matrix, and not specifically associated with mica (Figure IV-4E). These patches (Figure IV-4F) are a mixture of smectite sheets (yellow/orange) and illite sheets (green), in varying proportions. Nano-quartz (<1 μm) can be observed in elemental maps, associated with these clays (Figure IV-4F, red).

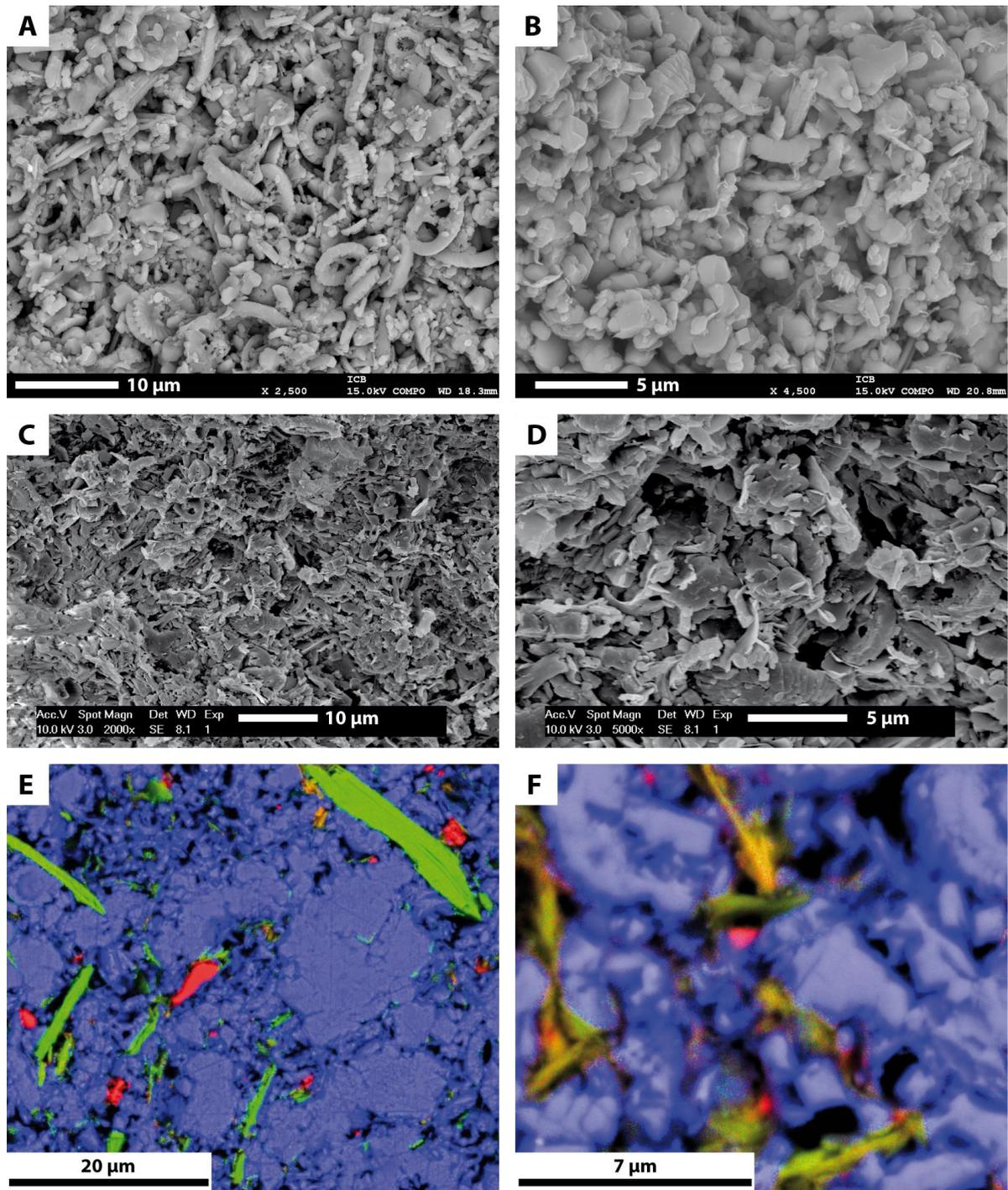


Figure IV-4: Types, shapes and distribution of clay particles in chalk. (A) and (B) Dispersed clays in chalk matrix. (C) to (F) Images of the same sample, with 85 wt% of CaCO_3 and unoriented clays in the matrix. Insoluble residue mainly composed of phyllosilicates (mainly at 10 Å and few at 7 and 14 Å) and a small amount of quartz and feldspar. (C) and (D) Freshly broken surface observed under SEM: 2-3 μm in length, unoriented sheet clay. (E) and (F) Combined elemental map data. Blue: carbonates; red: quartz; green: mica or illite; yellow/orange: smectite and illite-smectite mixed-layers (RO). (E) Sparse patch of clays, mainly illite (green patch) or smectite (yellow/orange patch). (F) Unoriented, 2 to 5 μm, elongated sheet-shaped illite and smectite, observed between micritic grains. Some micrometric red points corresponding to nano-quartz particles are found near the clay.

Thin, sheet clays measuring 5 to 10 μm in length (Figure IV-5A-B) cover several calcite grains, observed on surfaces freshly broken perpendicular to the bedding, using SEM. These sheets have the same orientation and can be superimposed. In combined elemental maps of thin sections (Figure IV-5C-D), clays are homogeneously present (Figure IV-5C) with a mixture of sheets and fuzzy agglomerates. These agglomerates can be organised (Figure IV-5D2) or not (Figure IV-5D1), with possible orientation of illite sheets (Figure IV-5D2, green). Between these illite sheets, a fuzzy mixture of illite (green) and smectite (yellow/orange), together with small amounts of nano-quartz, fill the pore space (Figure IV-5D1-D2).

Fibrous, indeterminate clay, fuzzy in aspect, is draped over almost all of the calcite grains throughout the sample (Figure IV-5E-F), on freshly broken surfaces observed using SEM. This draped clay seems to be made up of a mixture of clays not determinable by EDS analysis. In combined elemental maps of thin sections (Figure IV-5G-H), clays fill all the intergranular spaces homogeneously. The draped clays observed on freshly broken surfaces correspond, in fact, to a specific clay arrangement, visible in thin-section elemental maps (Figure IV-5H). These draped clays are composed of thin, elongated (3-5 μm), rectilinear illite sheets (green, Figure IV-5H). Thin, fibrous smectite (yellow/orange), with small amounts of nano-quartz (homogeneous red), and opal-CT (cloudy red), fill the space between the illite sheets.

Figure IV-5: Types, shapes and distribution of clay particles in chalk. (A) to (D) Images of the same sample with 70 wt% of CaCO_3 and oriented clays in the matrix. Insoluble residue mainly composed of phyllosilicates (at 14 and 10 \AA), with small amounts of quartz and hematite. (E) to (H) Images of the same sample with 53 wt% of CaCO_3 and draped clays in the matrix. Insoluble residue mainly composed of phyllosilicates (mainly at 10 \AA , rarely at 7 and 14 \AA) and small amounts of quartz, feldspar, cristobalite, tridymite, clinoptilolite and goethite. (A), (B), (E) and (F) Images of freshly broken surface of chalk under SEM. (C), (D), (G) and (H) Combined elemental map data. Blue: carbonate; red: quartz or opal-CT (H); green: mica, illite or feldspar (C); yellow/orange: smectite and illite-smectite mixed-layers (R0). (D1) and (D2) Combined elemental map data from the same thin section.

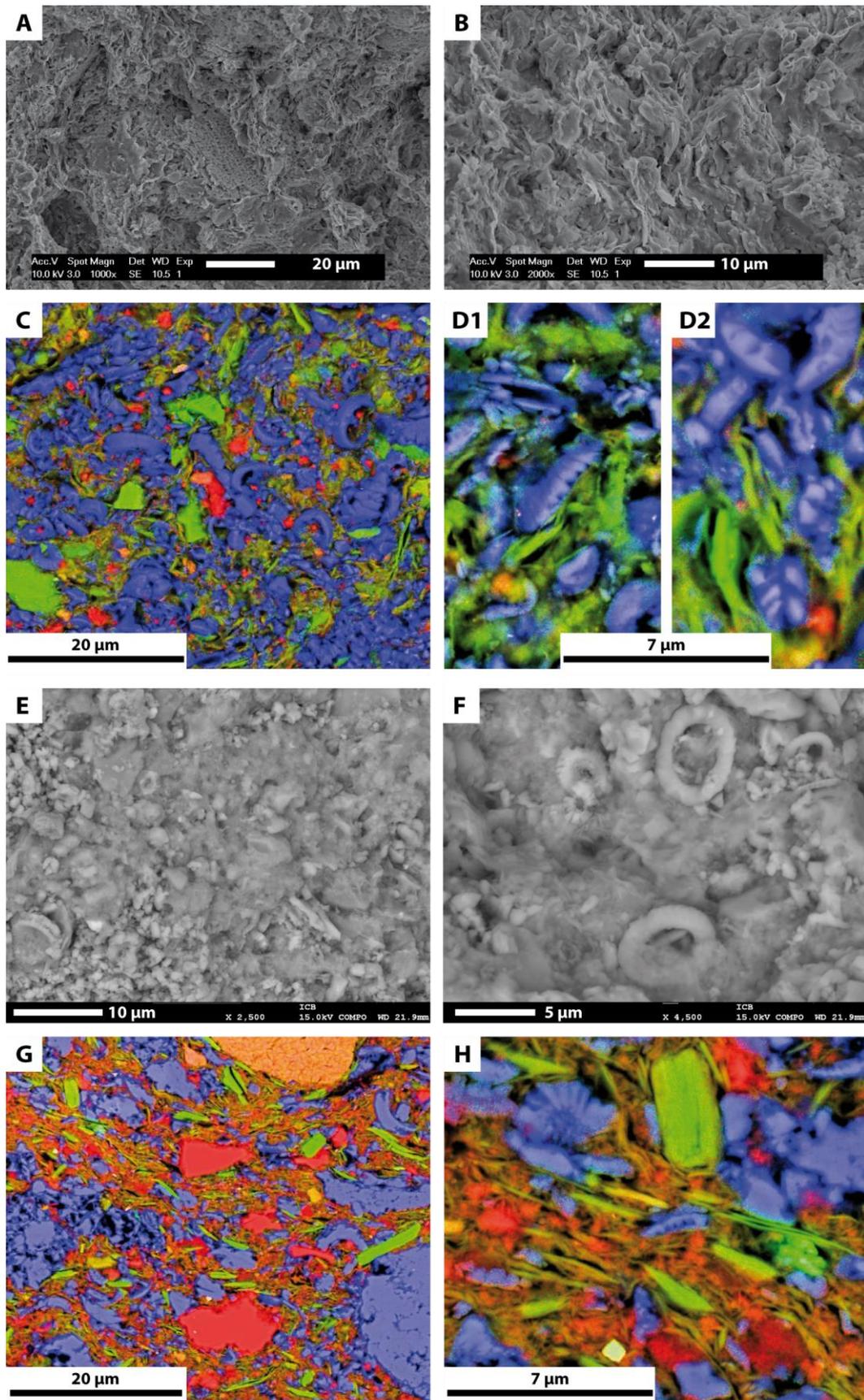


Figure IV-5

Opal-CT: Two different morphologies of opal-CT were observed (Figure IV-6), systematically associated with clay.

In some samples, on freshly broken surfaces using SEM, opal-CT is observed as 10-15 μm diameter spheres (Figure IV-6A-B). These spherulites, also known as lepispheres, are composed of thin, concentric lamellae. They are dispersed homogeneously in the matrix, sometimes forming clusters, occasionally filling macropores, e.g. foraminifera chambers. A fuzzy, indeterminable mixture sometimes covers these spherulites and calcite grains. In combined elemental maps (Figure IV-6C-D), opal-CT spherulites are clearly visible, homogeneously distributed throughout the matrix. Opal-CT may possibly have nucleated from quartz surfaces (Figure IV-6C). The mixture covering opal-CT spherulites and calcite grains (Figure IV-6C-D) is composed of rectilinear illite sheets (2 to 5 μm in length, in green), fuzzy, fibrous smectite (yellow/orange), cloudy opal-CT (cloudy red) and nano-quartz (homogeneous red).

In other samples, opal-CT spherulites are absent, and calcite grains are completely covered by a mixture that cannot be determined by EDS analysis on freshly broken surfaces using SEM, because of its complex composition. Based on XRD analysis, these samples are composed of illite, smectite, quartz and opal-CT. In combined elemental maps of thin sections (Figure IV-6G-H), this mixture homogeneously filled all intergranular space, covering calcite grains. The rectilinear or undulated illite sheets measure 2 to 5 μm in length (green, Figure IV-6H). Cloudy opal-CT and/or nano-quartz (red) and fuzzy fibrous smectite (yellow/orange) form a mixture between the illite sheets.

Figure IV-6: Types, shapes and distribution of opal-CT and clay particles. (A) to (D) Different views of the same sample, including opal-CT spherulites with 54 wt% of CaCO_3 . Insoluble residue mainly composed of opal-CT (cristobalite, tridymite), with a small amount of quartz, feldspar, clinoptilolite, phyllosilicates at 10 and at 14 \AA , and goethite. (E) to (H) Different views of the same sample with 79 wt% of CaCO_3 , a fuzzy mixture of opal-CT (cristobalite, tridymite) and clays (phyllosilicates at 10 and 14 \AA). Insoluble residue mainly composed of opal-CT (cristobalite, tridymite), with a small amount of quartz, feldspar, clinoptilolite, and phyllosilicates at 7 \AA . (A), (B), (E) and (F) Freshly broken surfaces under SEM. (C), (D), (G), and (H) Combined elemental map data. Blue: carbonate; red: quartz or opal-CT; green: mica or illite; yellow/orange: smectite and illite-smectite mixed-layers (R0). Note (C) homogeneous red grain (quartz) with cloudy red coating (opal-CT).

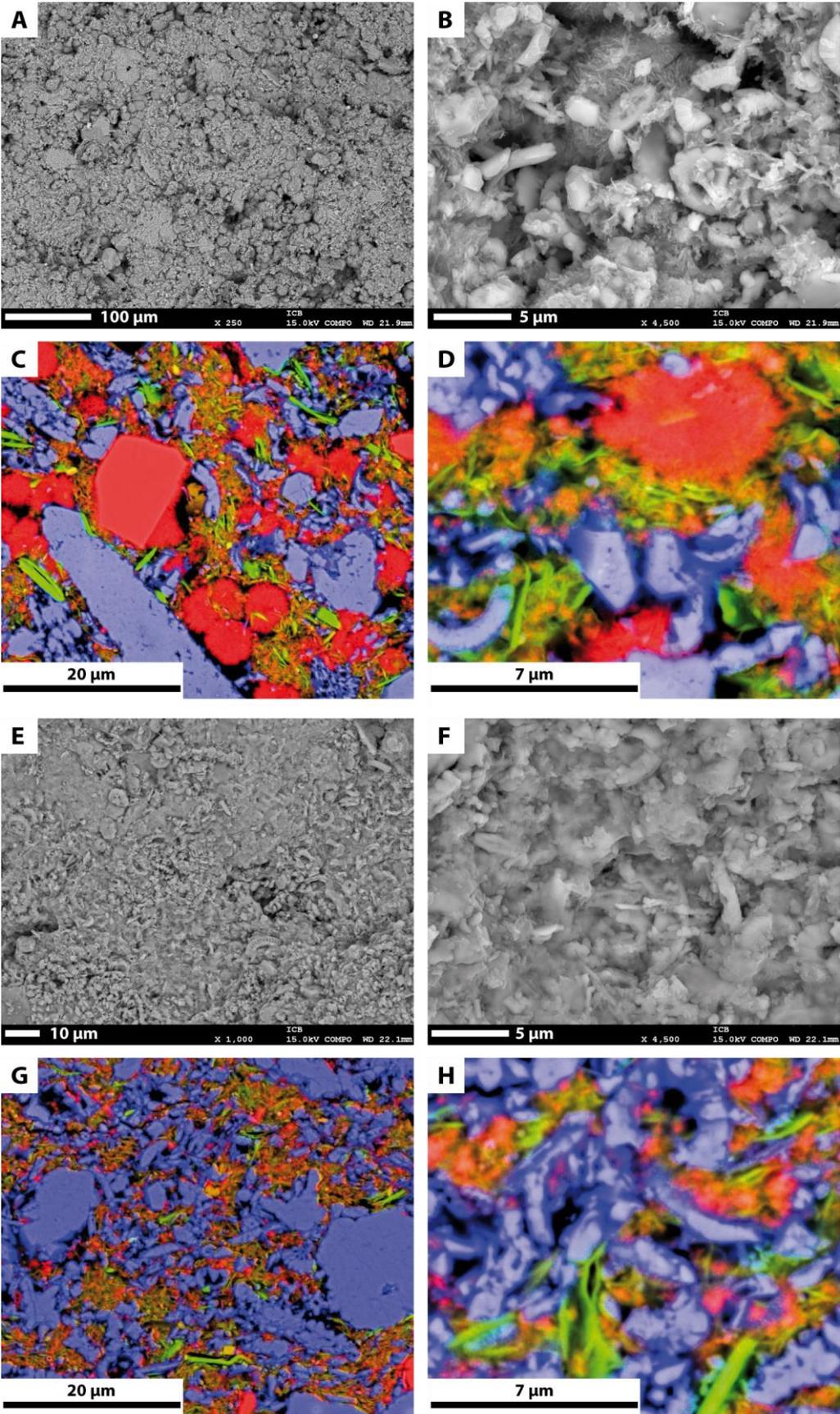


Figure IV-6

Biogenic fraction (<10 µm):

The biogenic fraction corresponds to biogenic particles (or fragments of biogenic particles) smaller than 10 µm. This fraction was observed on freshly broken surfaces in SEM images at different magnitudes, from x1 000 to x7 000. It is composed of *nannoconus*, coccospheres (rarely observed), coccoliths, indeterminate biological organisms, and fragments of these nannofossils.

Biogenic content (<10 µm): This criterion was determined visually on freshly broken surfaces using SEM images at magnitude x1000, and graded as absent, rare, common, frequent, or abundant.

Coccolith density: This criterion was quantified using JMicroVision software on SEM images at magnitude x1 000, graded from absence of coccoliths to 22 100 coccoliths/mm² (Figure IV-7A-B).

Percentage of indeterminate coccolith morphology: Eight types of coccolith morphology were observed in SEM images at magnitude x2 500 (Figure IV-7C-E). It was not possible to determine the morphology of all coccoliths, due to alteration, or because they were covered by clay and/or opal-CT. Coccoliths can have one or two rings. Rings can be composed of concentric particles (Figure IV-7E) or oblique particles (Figure IV-7D). The interior of the ring can be empty or occupied by particles forming a grid, for example, or a cross (Figure IV-7E). Percentage of indeterminate coccolith morphology was quantified using JMicroVision software on SEM images at magnitude x2 500. It varied from 30 to 100%.

Coccolith morphological diversity: This criterion was studied for a given sample, using the same method, and ranged from 0 to 8 types identified per sample. From these results, it was possible to define samples with no observable coccolith morphology (0 types observed), absence of morphological diversity (1 type observed), low morphological diversity (2-3 types observed), moderate morphological diversity (4-6 types observed), or high morphological diversity (7-8 types observed).

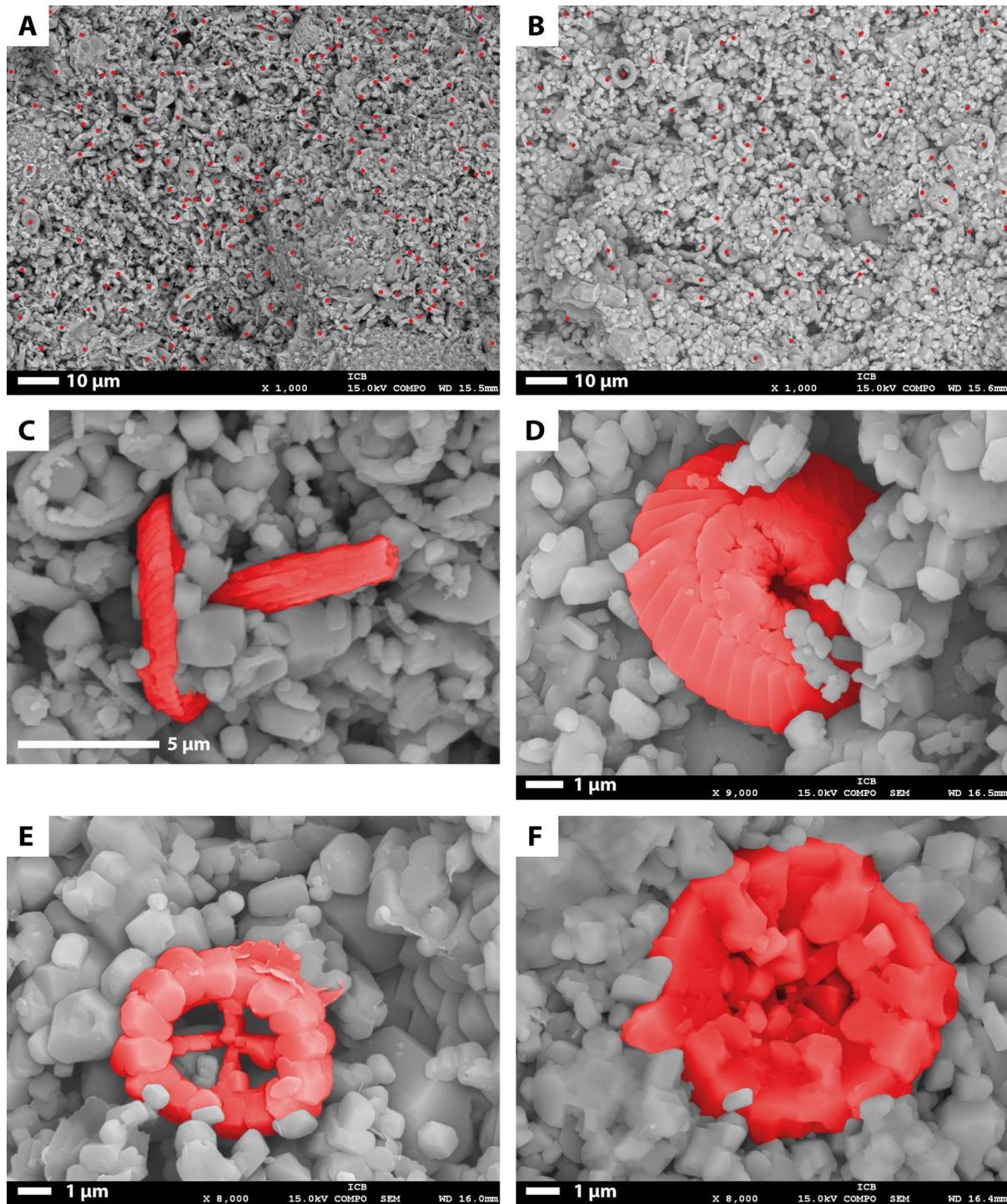


Figure IV-7: Biogenic fraction (<10 μm). (A) and (B) Examples of SEM micrographs used to quantify the number of coccoliths per mm² with JMicroVision software (magnification: X1000). (A) 17 145 coccoliths/mm². (B) 7 200 coccoliths/mm². (C) to (F) Examples of different coccolith morphologies and preservation. (C) Very well-preserved coccolith with a stem. (D) Well-preserved coccolith. (E) Moderately preserved coccolith, with overgrowth of some calcite crystals. (F) Very poorly preserved coccolith, with calcite overgrowth and fused particles.

Coccolith preservation: This criterion, observed in SEM images at high magnitude (approximately x7 000), varied considerably. When the stem was still present, and the particles composing the coccoliths were very distinct, coccoliths were defined as very well preserved (Figure IV-7C). When the stem was absent, but the particles composing the coccoliths were well defined, with one possible overgrowth, or not much coalescence of smaller particles in the centre, coccoliths were defined as well preserved (Figure IV-7D). When the stem was absent, the particles composing the coccoliths showed several overgrowths, with coalescence of smaller particles in the centre, and the coccoliths were thickset, they were defined as moderately preserved (Figure IV-7E). When the stem was absent and the particles composing the coccoliths showed several overgrowths, with coalescence of all the coccoliths, coccoliths were defined as very poorly preserved (Figure IV-7F).

Micritic fraction (<10 µm):

The micritic fraction corresponds to particles smaller than 10 µm, without biogenic structures. It was observed on freshly broken surfaces, using SEM at magnitude x4500. The study of morphology, habitus, and grain contact of the micritic fraction is similar to the study of morphometry in Deville de Periere *et al.* (2011).

Micrite morphology: This criterion can be isometric or rounded (Figure IV-8A and C), ovoid (Figure IV-8A-B), elongated (Figure IV-8A-B) or rhombohedral.

Figure IV-8: Morphology, habits and contact types of micritic fraction (<10 µm). (A) Isometric, ovoid and elongated anhedral micrites with punctic contacts. (B) Ovoid and elongated subhedral and euhedral micrites with serrate contact. (C) Isometric euhedral micrites with serrate and meshed contacts. Large micritic particles entrap smaller ones and coccoliths. (D) Euhedral micrites with meshed contacts. (E) Micrites with coalescent contacts. (F) Micrites with fused contacts. (G) Loose particles, global arrangement of the matrix. (H) Very tight global arrangement of the matrix, with large cement crystals filling pore space, and large homogeneous cement zones developed in the matrix.

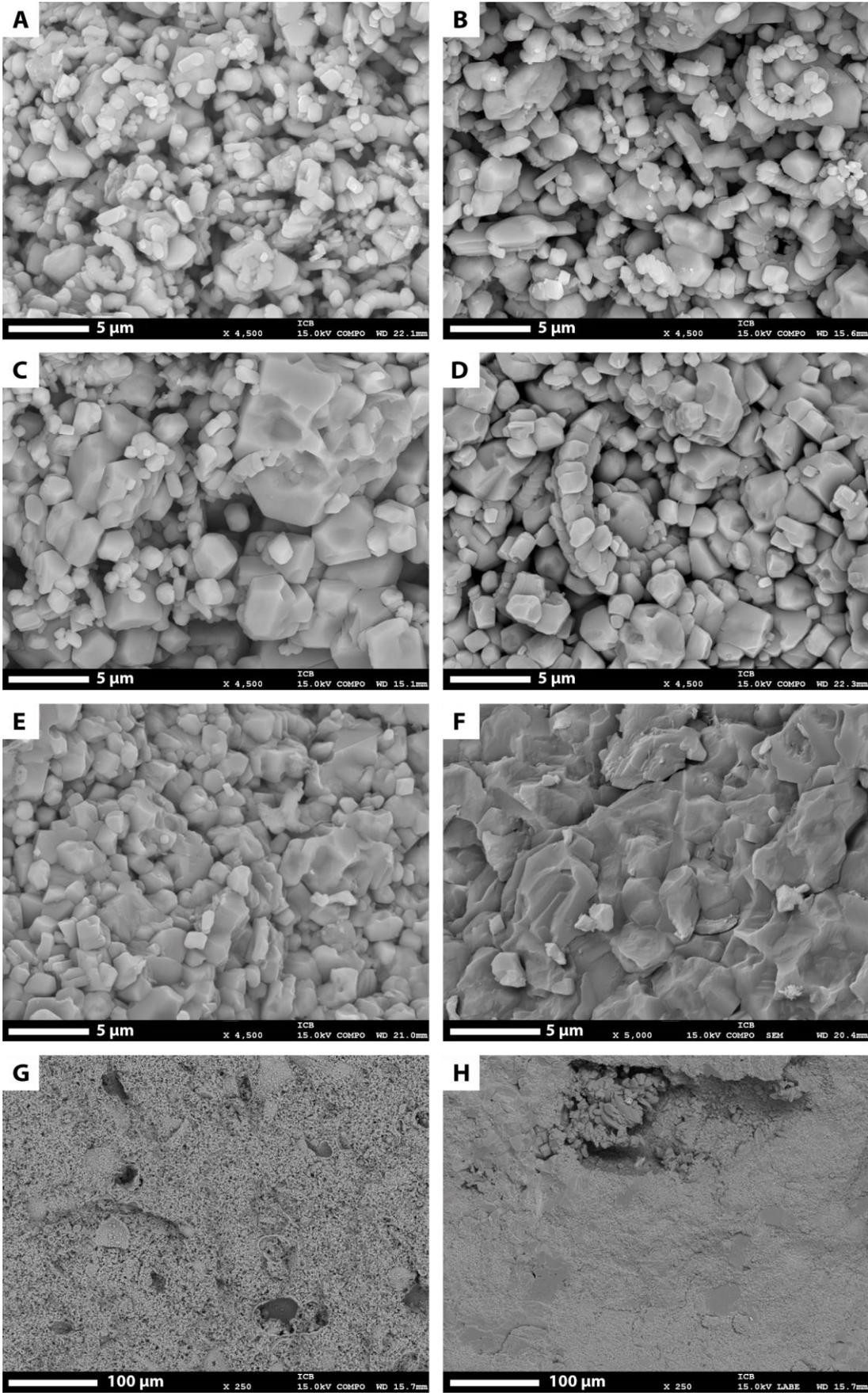


Figure IV-8

Micrite habitus: Associated to these morphologies, micrite habitus can be anhedral (Figure IV-8A), subhedral (Figure IV-8B) or euhedral (Figure IV-8B-D). Note that it was not always possible to describe the morphology and habitus of micritic particles because they were sometimes covered by clay and/or opal-CT (Figures IV-5F and 6F) or, in the case of narrow contacts between particles, where it was difficult to identify the boundaries of each grain (Figure IV-8E-F).

Contact type: The contact type between micritic particles varied from punctic (Figure IV-8A), to serrate (Figure IV-8B-C), then meshed (Figure IV-8C-D), coalescent (Figure IV-8E), and fused (Figure IV-8F). Punctic contact is when grains are tangential, linked by a single point (Figure IV-8A). Serrate contact describes adjacent grains linked by a surface (Figure IV-8B-C). Meshed contact describes grains showing the mark of an adjacent grain: they are imprinted, interlocked, or interpenetrating (Figure IV-8C-D). Coalescent contact is when the limit of a grain is difficult to determine because there are connections between the grains, or more than half the grain is interlocked with another (Figure IV-8E). Fused contact is when it is impossible to define grain limits, but grains do not constitute a homogeneous surface like cement (Figure IV-8F). Note that it is possible to have some idea of contact type by observing the general arrangement of the matrix at a large scale (magnitude x250). Matrix general arrangement can be loose (Figure IV-8G), corresponding to punctic or serrate contact, or tight, corresponding to meshed or coalescent contact, or very tight (Figure IV-8H), corresponding to fused contact.

Grain size and grain-size distribution: These criteria can also be studied, and are similar to the study of crystallometry in Deville de Periere *et al.* (2011). Grain size was determined by measuring grains with JMicroVision software in two or three images of freshly broken surfaces per sample, using SEM at magnitude x4500 (Figure IV-9A). It was difficult and unreliable to determine grain size in the case of coalescent contact, or when clay or opal-CT was present. It was not possible to determine grain size in the case of fused contact, or when clay or opal-CT was draped over grains. The maximum length measured ranged from 0.1 to 10 μm . Grain-size distribution can be studied using three methods: (1) visual observation of freshly broken surfaces in SEM images at magnitude x2500 and x4500, (2) with statistical parameters, such as median and interval between quartiles, or (3) with histograms or density curves as a function of grain size, with a distribution interval of 0.25 μm (Figure IV-9B-C). Using the first

method, it was possible to observe unimodal distribution (Figure IV-8D), bimodal distribution (Figure IV-8B), or trimodal distribution (Figure IV-8A and C). Using the second method, the median ranged from 0.8 to 1.5 μm , the interval between Q3 (quartile at 75%) and Q1 (quartile at 25%) varied from 0.6 to 1.1 μm , the interval between median and Q1 varied from 0.2 to 0.5 μm , and between Q3 and median varied from 0.4 to 0.7 μm . Intervals between median and Q1 were smaller than intervals between Q3 and median. From these parameters, it was difficult to determine the number of modes. Using the third method, to compare samples in the same cross-plot (Figure IV-9C), histograms were transformed into density curves. From these density curves, grain-size distribution was asymmetric, increasing rapidly, with a clear first mode ranging from 0.6 to 1.2 μm , and declining more slowly as grain size increased (Figure IV-9B-C). Some sporadic increases occurred during the overall decline, at different sizes (from 1.8 to 9.5 μm), depending on the sample (Figure IV-9C). These increases correspond to a second, third or other modes. Samples can be unimodal (Figure IV-9C, black curve), bimodal (Figure IV-9C, dark grey curve), trimodal (Figure IV-9C, grey curve) or multimodal (Figure IV-9C, light grey and pale grey curves).

Cement fraction (>10 μm):

The cement fraction was defined as a homogeneous surface or grain larger than 10 μm . To observe cement, it is necessary to use SEM on freshly broken surfaces at different magnifications (x250 and x1000), because of size variability. Cements can be differentiated by a combination of morphology, amount (absent, rare, common, frequent, abundant), distribution and size. At magnitude x1000, it was easier to observe small cement crystals (10-30 μm) individually dispersed in the matrix (Figures IV-7A and 9D) or slightly agglomerated (10-30 μm : Figure IV-7B). They can be anhedral (Figure IV-7A), subhedral (Figure IV-7B) or euhedral (Figure IV-9D), and can entrap smaller micritic particles (Figures IV-7A and 9D). At magnitude x250, it was easier to observe large cement crystals (30-80 μm : Figures IV-8H and 9E) or large cement zones (Figures IV-8H, 9F-G) or an entirely cemented matrix (Figure IV-9H). Large cement crystals are euhedral, filling pore space (Figure IV-8H), or clustered or dispersed in the matrix (Figure IV-9E). Large cement zones correspond to one large homogeneous cemented zone (10-100 μm ; Figure IV-8H), or an agglomeration of small (10-50 μm) euhedral/subhedral cement crystals (50-100 μm ; Figures IV-8H and 9F). The entire sample can also be a cluster of large patches (50-100 μm ; Figure IV-9G), or dolomitic cement composed

of dolomite crystals (approximately 150 μm ; Figure IV-9H) replacing the matrix (as observed in North Sea: Jørgensen, 1983).

Figure IV-9: Grain-size distribution of micritic fraction ($<10 \mu\text{m}$) and size, morphology and distribution of cement fraction ($>10 \mu\text{m}$). (A) Example of grain-size measurement using JMicroVision Software. (B) Grain-size normal distribution curve (distribution interval: $0.25 \mu\text{m}$) of sample picture A. (C) Comparison of grain-size distributions (distribution interval: $0.25 \mu\text{m}$) for five different samples. (D) Small subhedral and euhedral microsparite rhombic crystals scattered inside the matrix. (E) Large isolated euhedral microsparite crystals. (F) Large cement zone composed of small euhedral/subhedral microsparite crystal clusters. (G) Concentration of large sparite cement patches, constituting the entire sample. (H) Matrix replaced by dolosparite.

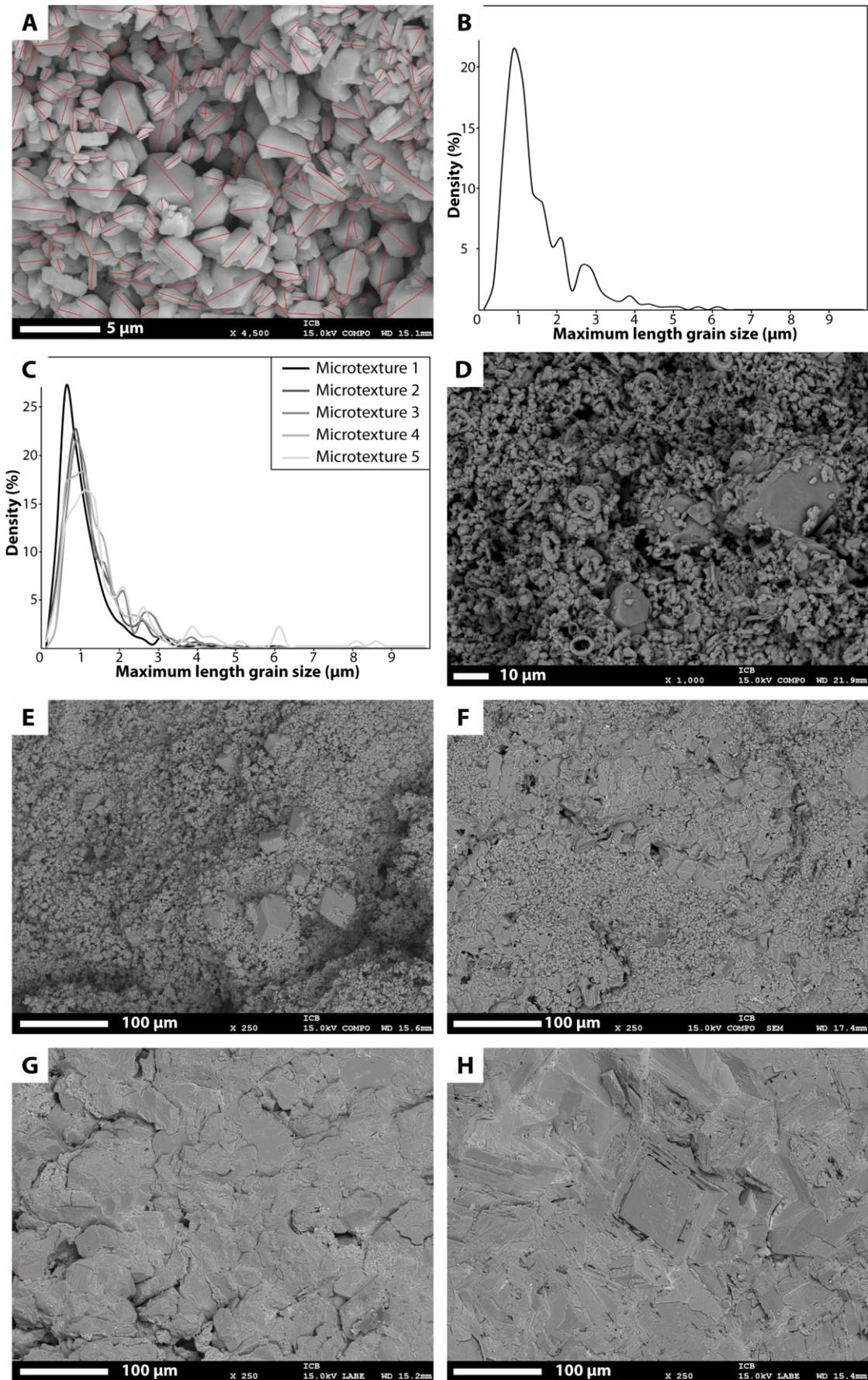


Figure IV-9

1.5. Interpretation: chalk microtexture classification

Based on the criteria previously described, a microtexture classification with two major groups was defined: Impure Chalk Microtexture (Figure IV-10) and Pure Chalk Microtexture (Figure IV-11). These two groups were based on the percentage of insoluble residue, with the carbonate content limit set at 96 wt%. Pure chalk microtexture is characterised by the absence of insoluble particles, or the presence of only a tiny amount, observed at SEM scale. In contrast, impure chalk microtexture is characterised by the presence of insoluble minerals (clay and/or opal-CT), observed at SEM scale. Figure IV-12 illustrates all classes of chalk microtexture.

1.5.1. Impure Chalk Microtexture Group

The Impure Chalk Microtexture Group is defined by the percentage of insoluble residue, and the type and arrangement of insoluble particles. Two subgroups can be defined: Argillaceous Microtexture and Siliceous Microtexture (Figures IV-10 and 12).

Argillaceous Microtexture Subgroup:

The Argillaceous Microtexture Subgroup is defined by the type of insoluble residue, with predominance of phyllosilicates (Figure IV-10). This subgroup can be subdivided into four microtexture classes: Dispersed clays, Unoriented clays, Oriented clays and Draped clays (Figures IV-10 and 12). These subdivisions depend on the percentage of insoluble residue and the arrangement of the clays.

Microtexture Criteria		Impure Chalk Microtexture Group					
		Argillaceous Microtexture Subgroup				Siliceous Microtexture Subgroup	
		Dispersed clay microtexture	Unoriented clay microtexture	Oriented clay microtexture	Draped clay microtexture	Spherulitic opal-CT microtexture	Draped opal-CT microtexture
Mineralogical component	%CaCO ₃	96-90 wt%	90-82 wt%	82-62 wt%	<62 wt%	≤96 wt%	
	Acid insoluble residue	Phyllosilicates				Opal-CT	
	Clay type	smectite ≈ illite	smectite or illite	smectite<illite	smectite>illite	Rare	Mixture illite/smectite
	Clay morphology	1 μm Sheet Fibrous	2-5 μm Sheet	5-10 μm Sheet	Fibrous/fuzzy/undetermined	Fibrous/fuzzy/undetermined	Fibrous/fuzzy/undetermined
	Clay distribution	Dispersed homogeneously distributed	Unoriented Clustered	Oriented Homogeneously distributed	Draped Homogeneously distributed	Draped	Draped Homogeneously distributed
	Opal-CT morphology	Absent				Spherule	Cloudy drape
Biogenic fraction (<10 μm)	Biogenic content (<10 μm)	Frequent to abundant	Common to frequent	Rare to common	Rare to common	Frequent to common	Rare to common
	Coccolith density (mean coccolith/mm ²)	9 500	Difficult to observe, describe and quantify			5 700	Difficult to observe
	Indeterminable coccolith morphology (mean)	54%	Difficult to observe, describe and quantify			65%	
	Coccolith morphological diversity	Moderate to high morphological diversity	Difficult to observe, describe and quantify			Moderate morphological diversity	
	Coccolith preservation	Well to very well preserved	Well preserved	Well preserved	Well preserved	Well to very well preserved	Well to very well preserved
Micritic fraction (<10 μm)	Micrite morphology	Isometric/ ovoid	Difficult to observe, describe and quantify	Difficult to observe, describe and quantify	Difficult to observe, describe and quantify	Isometric/ ovoid	Difficult to observe, describe and quantify
	Micrite habitus	Anhedral				Anhedral	
	Contact type	Punctic and rarely serrate				Punctic and rarely serrate	
	Median grain size	<0.95 μm				<0.95 μm	
	Interval between Q3 and Q1	<0.7 μm				<0.7 μm	
	Distribution of grain size (observation/ quantification)	Uni-bimodal/ bi-trimodal				Uni-bimodal/ bi-trimodal	
	Principal mode	<0.7 μm				<0.7 μm	
	Other modes (μm)	1.3-1.7/2.2-2.4/ 3-3.4				1.3-1.7/2.2-2.4/ 3-3.4/4.3-4.5/ 5-5.3/7.5-7.7/ 9.3-9.5	
Cement fraction (>10 μm)	Amount of cement crystals/patches	Rare/absent	Difficult to observe, describe and quantify	Difficult to observe, describe and quantify	Difficult to observe, describe and quantify	Rare/absent	Difficult to observe, describe and quantify
	Size and morphology of cement crystals/patches	Cement patch (10-30 μm)				Cement patch (10-30 μm)	
	Cement distribution	Dispersed				Dispersed	

Figure IV-10: Criteria to determine the Impure Chalk Microtexture Group.

Dispersed clay microtexture: This microtexture class (Figures IV-10 and 12) is defined by the presence of indeterminate clay minerals, with a small sheet morphology (1 μm in length) and/or a fibrous morphology, dispersed homogeneously in the matrix (Figure IV-4A-B). The clay mineral types identified using XRD analysis were smectite and illite. The presence of clays partially masks the biogenic and micritic fractions, leading to probable underestimation of these fractions, but some description remains possible. Biogenic content is classed as frequent to abundant, with 9 500 coccoliths/ mm^2 . The morphology of 54% of the coccoliths cannot be determined because of the presence of clays masking the coccoliths. Coccolith morphology nevertheless appears moderately to highly diversified, and coccoliths are well to very well preserved. Micrites are isometric to ovoid and anhedral. Contact between micrites is punctate, and rarely serrate. Mean grain size is less than 0.9 μm and the interval between Q3 and Q1 is less than 0.7 μm . From observation using SEM, grain size has a unimodal or bimodal distribution, but with the quantitative method, grain size has a bimodal or trimodal distribution, with the principal mode below 0.7 μm . Cement is rare to absent. This class is observed in samples containing 90 to 96 wt% of carbonate.

Unoriented clay microtexture: This microtexture class (Figures IV-10 and 12) is defined by the presence of non-oriented sheets of smectite and illite (2-5 μm in length), organised in small patches (10 μm) dispersed in the matrix (Figure IV-4C-F). These patches have varying proportions of illite/smectite and may contain small amounts of nano-quartz (visible on elemental maps, Figure IV-4F). It is difficult to describe and quantify the biogenic, micritic and cement fractions, due to the presence of clays masking the calcitic fraction (Figure IV-4D). Biogenic content seems to be common to frequent. Coccoliths seem to be well preserved. This class is observed in samples containing 82 to 90 wt% of carbonate.

Oriented clay microtexture: This microtexture class (Figures IV-10 and 12) is defined by the presence of oriented sheets of illite, 5–10 μm in length (Figure IV-5A-B). Clay orientation is clearly visible on freshly broken surfaces perpendicular to bedding, in SEM images, but is not systematically observed in elemental maps (Figure IV-5D1-D2). It is possible to have fibrous smectite and nano-quartz (visible in elemental maps, Figure IV-5D), associated with predominant illite sheets (Figure IV-5C-D). Clays support the frame of the matrix. It is difficult to describe and quantify the biogenic, micritic, and cement fractions because of the presence

of clays masking the calcitic fraction (Figure IV-5B). Biogenic content seems to be rare to common. Coccoliths appear well preserved. This class is observed in samples containing 62 to 82 wt% of carbonate.

Draped clay microtexture: This microtexture class (Figures IV-10 and 12) is defined by the presence of fuzzy, indeterminate drapes covering all calcite grains observed on freshly broken surfaces using SEM (Figure IV-5E-F). These drapes are composed of a mixture of elongated, rectilinear illite sheets (3-5 μm in length), thin fibrous smectite, and small amounts of cloudy opal-CT and nano-quartz, determined in elemental maps of thin sections (Figure IV-5G-H). Smectite predominates in the drape, in terms of volume (Figure IV-5G). Clays support the frame of the matrix (Figure IV-5G). It is difficult to describe and quantify the biogenic, micritic, and cement fractions, due to the presence of clays masking the calcitic fraction (Figure IV-5F). Biogenic content seems to be rare to common. Coccoliths appear well preserved. This class is observed in samples containing less than 62 wt% of carbonate.

Siliceous Microtexture Subgroup:

The Siliceous microtexture subgroup is defined by its carbonate content, equal to or lower than 96 wt%, and by the type of insoluble residue, with predominance of opal-CT (Figures IV-10 and 12). This subgroup can be subdivided into two microtextures: Spherulitic opal-CT and Draped opal-CT. This subdivision depends on opal-CT morphology. For both classes, opal-CT is mainly associated with illite and smectite, with higher phyllosilicate content in the draped opal-CT microtexture.

Spherulitic opal-CT microtexture: This microtexture class (Figures IV-10 and 12) is defined by the presence of opal-CT with a spherical morphology, observed on freshly broken surfaces in SEM images (Figure IV-6A-B). Spherulites are homogeneously dispersed in the matrix (Figure IV-6A). They are associated with a draped mixture of illite sheets (2–5 μm in length), fibrous smectite, cloudy opal-CT and nano-quartz (visible in elemental maps, Figure IV-6C-D). Opal-CT supports the frame of the matrix (Figure IV-6A and C). The presence of clay and opal-CT drapes partially masks the biogenic fraction, but it can still be described (Figure IV-6B). Biogenic content is frequent to common, with 5 700 coccoliths/ mm^2 . Biogenic content and coccolith

density are probably underestimated, due to the presence of draped clays and opal-CT. The morphology of 65% of the coccoliths cannot be determined. Coccolith morphology is moderately diversified, and coccoliths are well to very well preserved. The micritic and cement fractions are dispersed among the opal-CT spherulites, making these fractions difficult to describe (Figure IV-6A-D). Micrites are isometric to ovoid in shape, and anhedral in habitus. Contact between micrites is punctic, and rarely serrate. Mean grain size is less than 0.9 μm and the interval between Q3 and Q1 is less than 0.7 μm . From observation using SEM, grain size has a unimodal or bimodal distribution, but with the quantitative method, grain size shows a bimodal or trimodal distribution, with the principal mode below 0.7 μm . Cement is absent to rare.

Draped opal-CT microtexture: This microtexture class is defined by the presence of an indeterminate fuzzy drape covering all calcite grains observed on freshly broken surfaces in SEM images (Figure IV-6E-F). The presence of opal-CT is defined by XRD analysis. This drape is composed of a mixture of illite sheets (2-5 μm), fibrous smectites and cloudy opal-CT, sometimes with nano-quartz (visible in elemental maps, Figure IV-6G-H). This mixture supports the frame of the matrix (Figure IV-6G-H). It is difficult to describe and quantify the biogenic, micritic, and cement fractions because of the presence of clay and opal-CT masking the calcitic fraction (Figure IV-6E-F). Biogenic content seems to be rare to common, but is probably underestimated. Coccoliths appear well to very well preserved.

1.5.2. Pure Chalk Microtexture Group

The Pure Chalk Microtexture Group contains less than 4 wt% of insoluble residue (e.g. clays and/or oxides), dispersed in the matrix. This group has a carbonate content containing more than 96 wt% of carbonate (except for two hardground samples). It is subdivided into seven microtexture classes (Figure IV-11), and each is named after its predominant characteristics, following Loreau (1972).

Microtexture Criteria		Pure Chalk Microtexture Group						
		1 Punctic anhedral chalk microtexture	2 Serrate subhedral chalk microtexture	3 Serrate to meshed chalk microtexture	4 Meshed euahedral chalk microtexture	5 Coalescent chalk microtexture	6 Fused chalk microtexture	7 Cemented chalk microtexture
Mineralogical component	%CaCO ₃	>96 wt%						
	Acid insoluble residue	Absent to rare: possible clay, oxyde or opal C.T.						
Biogenic fraction (<10 µm)	Biogenic content (<10 µm)	Abundant	Frequent to abundant	Frequent	Common to frequent	Rare to common	Rare	Absent
	Coccolith density (mean coccolith/mm ²)	17 000	13 000	7 000	5 500	1 500	300	0 to 200
	Indeterminable coccolith morphology (mean)	30%	50%	55%	60%	70%	100%	100%
	Coccolith morphological diversity	High morphological diversity	High to moderate morphological diversity	High to moderate morphological diversity	Moderate to low morphological diversity	Moderate to low morphological diversity	Morphology indeterminable	
	Coccolith preservation	Very well preserved	Well preserved	Well to moderate preserved	Moderately preserved	Moderately to very poorly preserved	Very poorly preserved	Absence of coccoliths
Micritic fraction (<10 µm)	Micrite morphology	Isometric	Isometric/ ovoid	Isometric/ ovoid	Isometric/ ovoid	Isometric/ ovoid	Not observable	Not observable
	Micrite habitus	Anhedral/ subhedral	Subhedral/ anhedral	Subhedral/ euahedral	Subhedral/ euahedral	Euahedral/ subhedral		
	Contact type	Punctic	Serrate	Serrate/ meshed	Meshed, rarely coalescent	Coalescent/ meshed	Fused	
	Median grain size	<0.95 µm	0.95-1.1 µm	1.1-1.35 µm	1.1-1.5 µm	1.25-1.5 µm	Not observable	
	Interval between Q3 and Q1	<0.7 µm	0.7-0.9 µm	0.8-1.0 µm	0.8-1.2 µm	0.9-1.2 µm		
	Distribution of grain size (observation/ quantification)	bimodal/ bimodal	bi-trimodal/ trimodal	trimodal/ multimodal	trimodal/ multimodal	multimodal/ multimodal		
	Principal mode	<0.7 µm	0.7-0.9 µm	0.8-1.2 µm	0.8-1.2 µm	0.8-1.2 µm		
	Other modes (µm)	2.7-3.2	2.3-2.7/3-3.3/ 3.9-5	1.5-1.7/2-2.3/ 2.7-3.2/3.7-4.1	1.5-1.7/2.3-2.7/ 3.2-3.7/4.1-5	2-2.3/2.5-2.7/ 3.7-4.1/5-5.3/ 6-6.3/8-9		
Cement fraction (>10 µm)	Amount of cement crystals/patches	Absent/rare	Rare/ common	Common	Common	Frequent	Abundant	Entire sample
	Size and morphology of cement crystals/patches	- an-subhedral cement crystal (10-30 µm) - cluster of crystals (10-30 µm)	- subhedral cement crystal (10-100 µm) - cluster of crystals (10-50 µm) - cement patch (10-30 µm)	- sub-euhedral cement crystal (10-100 µm) - cluster of crystals (10-50 µm) - cement patch (50-100 µm)	- euahedral cement crystal (10->100 µm) - cluster of crystals (50-100 µm) - cement patch (10-100 µm)	- euahedral cement crystal (30-100 µm) - cluster of crystals (50-100 µm) - cement patch (30-100 µm)	- euahedral cement crystal (10-100 µm) - cluster of crystals (>100 µm) - cement patch (50-100 µm)	- cluster of crystals (30->100 µm) - cluster of cement patches (50->100 µm)
	Cement distribution	Dispersed	Dispersed/ clustered	Dispersed/ clustered	Dispersed/ clustered/ filled pore space	Dispersed/ clustered/ filled pore space	Dispersed/ filled pore space	Entire sample

Figure IV-11: Criteria to determine the Pure Chalk Microtexture Group.

Punctic anhedral chalk microtexture (Microtexture 1):

Punctic anhedral chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by an abundant, very well-preserved biogenic fraction, with anhedral, punctic micrites, and rare to no cement. Biogenic content is abundant, with 17 000 coccoliths/mm². Coccolith morphology is highly diversified, with only 30% of indeterminable morphology. Coccoliths are very well preserved. Micrites are isometric, and anhedral to subhedral, with punctic contact. Mean grain size is less than 0.9 µm and the interval between Q3 and Q1 is below 0.7 µm. From SEM images and from the quantitative method, grain size shows bimodal distribution, with the principal mode less than 0.7 µm. Cement is absent to rare. Cement can be composed of anhedral-to-subhedral crystals (10 to 30 µm), and/or clusters of crystals (10 to 30 µm). The cement fraction is dispersed in the matrix.

Serrate subhedral chalk microtexture (Microtexture 2):

Serrate subhedral chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by a frequent to abundant, well-preserved biogenic fraction, with anhedral, serrate micrites, and rare to common cement. Biogenic content is frequent to abundant, with 13 000 coccoliths/mm². The morphology of 50% of the coccoliths cannot be determined. Coccolith morphology is moderately to highly diversified. Coccoliths are well preserved. Micrites are isometric and/or ovoid, and anhedral to subhedral. Contact between micrites is serrate. Mean grain size ranges from 0.9 to 1.1 µm, and the interval between Q3 and Q1 ranges from 0.7 to 0.9 µm. In SEM images, grain size shows bimodal or trimodal distribution, whereas with the quantitative method, grain size shows trimodal distribution, with the principal mode ranging from 0.7 to 0.9 µm. The cement fraction is rare to common. Cement can be made up of subhedral crystals (10 to 100 µm), and/or clusters of crystals (10 to 50 µm) and/or cement patches (10 to 30 µm in width). Cement is clustered or dispersed in the matrix.

Serrate to meshed chalk microtexture (Microtexture 3):

Serrate to meshed chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by a frequent and well-preserved to moderately well-preserved biogenic fraction, with subhedral or euhedral, serrate to meshed micrites, and cement is common. Biogenic content is classed as frequent, with 7 000 coccoliths/mm². The morphology of 55% of the coccoliths cannot be determined. Coccolith morphology is moderately to highly diversified. Coccoliths are well preserved to

moderately well preserved. Micrites are isometric and/or ovoid, and subhedral to euhedral. Contact between micrites is serrate and meshed. Mean grain size ranges from 1.1 to 1.3 μm , and the interval between Q3 and Q1 is from 0.8 to 1 μm . In SEM images, grain size shows trimodal distribution, whereas with the quantitative method, grain size shows multimodal distribution, with the principal mode from 0.8 to 1.2 μm . Cement is common. Cement can be made up of subhedral crystals (10–100 μm), and/or clusters of crystals (10–50 μm), and/or cement patches (50–100 μm in width). The cement fraction is dispersed or clustered in the matrix.

Meshed euhedral chalk microtexture (Microtexture 4):

Meshed euhedral chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by a common to frequent and moderately well-preserved biogenic fraction, with subhedral or euhedral meshed micrites, and cement is common. Biogenic content is common to frequent, with 5 500 coccoliths/ mm^2 . The morphology of 60% of the coccoliths cannot be determined. Coccolith morphology is moderately to poorly diversified. Coccoliths are moderately preserved. Micrites are isometric and/or ovoid shape and subhedral to euhedral. Contact between micrites is meshed, and rarely coalescent. Mean grain size ranges from 1.1 to 1.5 μm and the interval between Q3 and Q1 is from 0.8 to 1.2 μm . In SEM images, grain size shows a trimodal distribution, but with the quantitative method, grain size shows a multimodal distribution, with the principal mode from 0.8 to 1.2 μm . Cement is common in the matrix, and is composed of euhedral crystals measuring from 10 to more than 100 μm , and/or clusters of crystals (50–100 μm) and/or cement patches (30–100 μm in width). The cement fraction is dispersed or clustered in the matrix, or fills the pore space.

Coalescent chalk microtexture (Microtexture 5):

Coalescent chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by a common to rare, moderately to very poorly preserved biogenic fraction, with euhedral to subhedral, coalescent to meshed micrites, and cement is frequently observed. Biogenic content is rare to common, with 1 500 coccoliths/ mm^2 . The morphology of 70% of the coccoliths cannot be determined. Coccolith morphology is moderately to poorly diversified. Coccoliths are moderately to very poorly preserved. Micrites are isometric and/or ovoid, and euhedral or subhedral. Contact between micrites is coalescent to meshed. Mean grain size ranges from 1.2 to 1.5 μm and the

interval between Q3 and Q1 ranges from 0.9 to 1.2 μm . In SEM images and with the quantitative method, grain size shows a multimodal distribution, with the principal mode from 0.8 to 1.2 μm . Cement is frequent. Cement is composed of euhedral crystals (30–100 μm), and/or clusters of crystals (50–100 μm) and/or cement patches (30–100 μm in width). The cement fraction is dispersed or clustered in the matrix, or fills the pore space.

Fused chalk microtexture (Microtexture 6):

Fused chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by a rare and very poorly preserved biogenic fraction, with fused micrites, and abundant cement. Biogenic content is rare, with 300 coccoliths/ mm^2 . No coccolith morphology is determinable. Coccoliths are very poorly preserved. Micrite morphology, habitus and size cannot be defined because contact between micrites is fused. Cement is abundant. It is composed of euhedral crystals (10–100 μm), and/or clusters of crystals larger than 100 μm and/or cement patches (50–100 μm in width). This cement fraction is dispersed in the matrix or fills the pore space.

Cemented chalk microtexture (Microtexture 7):

Cemented chalk microtexture (Figures IV-11 and 12) is defined by the absence of the biogenic and micritic fractions, while the cement fraction constitutes the entire sample. Biogenic content is absent, with 0 to 200 coccoliths/ mm^2 . No coccolith morphology is determinable. Micrite morphology, habitus, size and contact cannot be defined because the matrix is completely cemented. The cement fraction constitutes the entire sample, with clusters of crystals measuring from 30 μm to more than 100 μm , and/or clusters of cement patches from 50 μm to more than 100 μm in width.

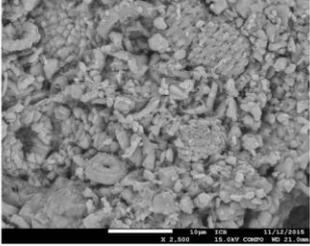
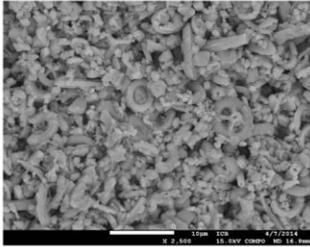
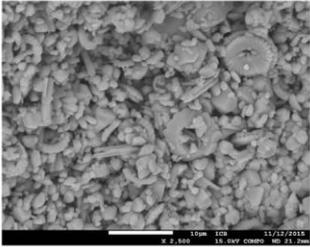
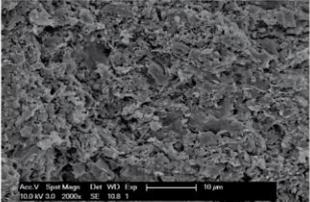
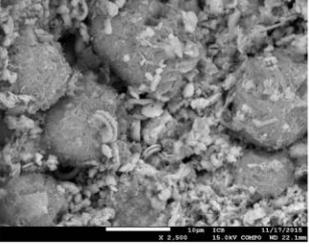
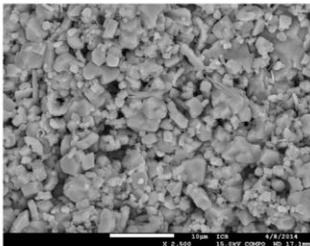
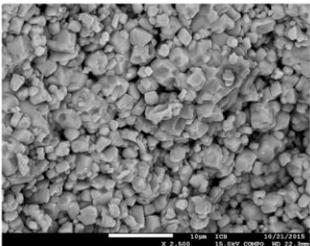
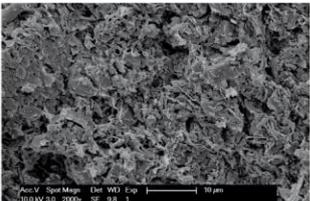
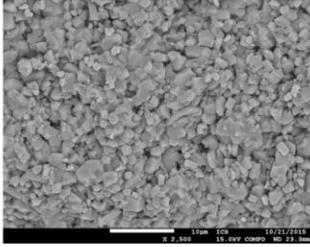
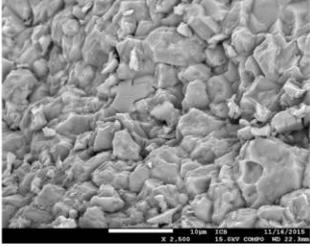
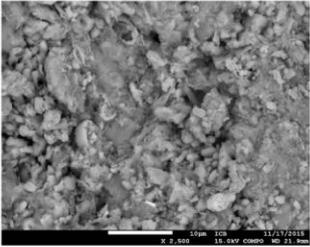
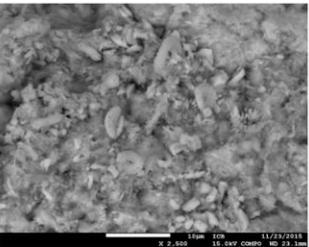
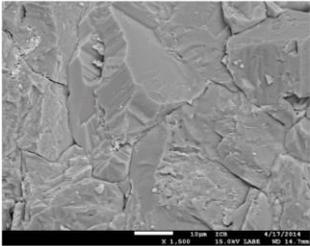
Impure Chalk Microtexture Group (CaCO ₃ ≤ 96 wt%)		Pure Chalk Microtexture Group (CaCO ₃ > 96 wt%)	
Argillaceous Microtexture Subgroup	Siliceous Microtexture Subgroup		
 <p>Dispersed clay microtexture (90 wt% < CaCO₃ ≤ 96 wt%)</p>		 <p>Microtexture 1: Punctate anhedral chalk microtexture</p>	 <p>Microtexture 2: Serrate subhedral chalk microtexture</p>
 <p>Unoriented clay microtexture (82 wt% < CaCO₃ < 90 wt%)</p>	 <p>Spherulitic opal-CT microtexture</p>	 <p>Microtexture 3: Serrate to meshed chalk microtexture</p>	 <p>Microtexture 4: Meshed euhedral chalk microtexture</p>
 <p>Oriented clay microtexture (62 wt% < CaCO₃ < 82 wt%)</p>		 <p>Microtexture 5: Coalescent chalk microtexture</p>	 <p>Microtexture 6: Fused chalk microtexture</p>
 <p>Draped clay microtexture (50 wt% < CaCO₃ < 62 wt%)</p>	 <p>Draped opal-CT microtexture</p>		 <p>Microtexture 7: Cemented chalk microtexture</p>

Figure IV-12: Classification of chalk microtextures.

1.6. Discussion: origins of microtexture variability

1.6.1. Sedimentological control on microtexture variability

Chalk is mainly composed of carbonates and silicates (clays and other silicates, e.g. opal-CT or quartz) in varying proportions. This variability is mainly controlled by sedimentological conditions.

Carbonate content increased from the early Cenomanian to the Santonian in Normandy and in the Boulonnais, as observed by Deconinck *et al.* (1989). It could be explained by a transgression (Deconinck *et al.*, 1989; Deconinck and Chamley, 1995). Glaucony enrichment is responsible for part of the increase in insoluble residue in the chalk, and for the predominance of phyllosilicates at 10 Å, for the early to middle Cenomanian samples.

Samples with an argillaceous microtexture come from the early Cenomanian to the late Turonian of Normandy and the Boulonnais. The samples from Normandy have dispersed clay microtexture, or draped clay microtexture. In contrast, the samples from the Boulonnais have an unoriented clay microtexture or oriented clay microtexture. From SEM-EDS mapping data, illite is predominant in the Boulonnais (Figure IV-5D, green sheets), whereas smectite is prevalent in Normandy (Figure IV-5H, orange fibrous clay). Smectite from the Boulonnais has a sheet morphology (Figure IV-4F, yellow/orange sheets) whereas smectite from Normandy has a fibrous morphology (Figure IV-5H, yellow/orange fibrous clay). These differences in clay type and morphology between Normandy and the Boulonnais are coherent with results obtained using transmission electron microscopy (Deconinck *et al.* 1989, 1991; Deconinck and Chamley, 1995). In the Boulonnais, the smectite and abundant illite are detrital, resulting from continental weathering and subsequent active erosion, under a warm and humid climate (Deconinck *et al.*, 1989, 1991; Deconinck and Chamley, 1995). In Normandy, the abundant smectite is authigenic, and comes from the Bray-Caux submarine rise (Deconinck *et al.*, 1989, 1991; Deconinck and Chamley, 1995). Smectite authigenesis is probably due to a low sedimentation rate on the Bray-Caux submarine rise, which promoted crystalline overgrowth around smectite particles (Steinberg *et al.*, 1987; Deconinck *et al.*, 1991). The differences in smectite morphology could thus be explained by its origin, detrital in the Boulonnais and authigenic in Normandy (Deconinck *et al.*, 1991; Deconinck and Chamley, 1995). In the present

study, clay assemblages (illite versus smectite) and morphology (sheet versus fibrous) depend on both stratigraphic age and geographic location, corresponding to the global geological context and sedimentological conditions, as proposed by Deconinck and Chamley (1995). Furthermore, clay assemblages can be related to distance from the shore: for example, illite is deposited rapidly, whereas smectite is transported over longer distances (Adate and Rumley, 1984; Deconinck, 1992). However, in chalk, other clays (e.g. chlorite or kaolinite) can be present (Hovorka, 1998; Røgen and Fabricius, 2002; Røgen *et al.*, 2005; Lindgreen *et al.*, 2010) and clays do not systematically have a detrital sedimentary origin, e.g. the authigenic kaolinite observed by Fabricius *et al.* (2007b) and Madsen (2010). Clay assemblages have a particular spatio-temporal distribution, depending on sedimentological controls (global context, climate, and distance from shore; Deconinck *et al.*, 1989, 1991; Deconinck and Chamley, 1995; Røgen and Fabricius, 2002; Fabricius, 2007).

Opal-CT and associated clinoptilolite are observed in samples from the early and middle Cenomanian of Normandy but not from the Boulonnais. In North Sea Chalk, opal-CT is observed in outcrops, and nano-quartz is observed in subsurface chalk (Jakobsen *et al.*, 2000). The origins of opal-CT, clinoptilolite, and nano-quartz are still debated. Possible sources are the diagenetic alteration of basaltic glass (Aubry and Pomerol, 1975; Pomerol and Aubry, 1977; Kastner and Stonecipher, 1978; Pomerol, 1984), the dissolution of siliceous organisms (radiolarians or sponges; Pomerol and Aubry, 1977; Maliva and Dickson, 1992; Thiry and Jacquin, 1993; Jakobsen *et al.*, 2000; Røgen and Fabricius, 2002; Fabricius, 2003; Lindgreen *et al.*, 2010; Madsen, 2010; Madsen and Stemmerik, 2010; Madsen *et al.*, 2010; Gennaro *et al.*, 2013), and leaching from continental areas (Brown *et al.*, 1969; Nathan and Flexer, 1977; Boles and Wise, 1978; Louail, 1979). These three potential sources of silica can lead to an increase of soluble silica in free water, which promotes the development of opal-A, transformed to opal-CT at low temperatures, 20-60 °C (Ernst and Calvert, 1969; Heath and Moberly, 1971; Williams and Crerar, 1985; Jakobsen *et al.*, 2000), at 800 metres below the sea floor (mbsf; Fabricius and Borre, 2007). Opal-CT can be transformed into nano-quartz at higher temperatures, 31-165°C (Ernst and Calvert, 1969; Heath and Moberly, 1971; Williams and Crerar, 1985; Jakobsen *et al.*, 2000), at 1 100 mbsf (Fabricius and Borre, 2007). Nano-quartz may precipitate in water with low concentrations of soluble silica, whereas opal-CT requires higher silica concentrations (30 ppm), and opal-A needs the highest concentration of soluble

silica (80 ppm) for precipitation (Jakobsen *et al.*, 2000; Fröhlich, 2006; Madsen and Stemmerik, 2010). Fröhlich (2006) observed that opal-CT silicification is more developed along the margins of the Paris Basin. In this study, no link was observed between bentonite and beds with opal-CT. A small amount of sponge spicule dissolution (Figure IV-2C and F) is observed, probably not enough to precipitate opal-CT (Fröhlich, 2006). During the early and middle Cenomanian, the climate was warm and humid, thus favouring high silica content in sea water (Fröhlich, 2006). The origin of opal-CT in the study area is probably related primarily to continental erosion, and then to the dissolution of sponge spicules. The presence of minerals such as opal-CT, clinoptilolite, and quartz is linked to the sedimentological context (continental erosion, or siliceous faunal abundance, or volcanic activity).

The sedimentological context (transgression or regression, climate, volcanism, distance from shore, fauna etc.) mainly controls the mineralogical composition of chalk, depending on its spatio-temporal situation (Fabricius, 2007). These controls influence microtexture at all levels (group: pure chalk versus impure chalk microtexture; subgroup: siliceous versus argillaceous microtexture; and microtexture class: dispersed clays, unoriented clays, oriented clays, or draped clays), thus affecting the petrophysical and mechanical properties of chalk (Hardman, 1982; Fabricius, 2001; Fabricius *et al.*, 2005, 2008; Strand *et al.*, 2007; Faÿ-Gomord *et al.*, 2016b).

1.6.2. Diagenetic control on microtexture variability

Three groups of criteria (biogenic fraction, micritic fraction, and cement fraction) can provide information about diagenetic changes for the pure chalk microtexture group.

From Microtexture 1 to Microtexture 7 (Figure IV-11), biogenic content and coccolith density decrease to nothing, and the decrease in coccolith diversity is linked to a decrease in coccolith preservation. Bonnemaïson (1988) observed a decrease in coccolith density, diversity and preservation, associated with an increase in diagenetic changes. Czerniakowski *et al.* (1984) observed overgrowths occurring on coccoliths, indicating diagenesis. Adelseck *et al.* (1973) performed the first diagenetic experiments on nannofossils. Based on their work, and by comparison with other evidence of diagenesis, including vitrinite reflectance,

Bonnemaison (1988) proposed that large particles of coccoliths grow at the expense of smaller ones, as observed from Microtexture 2 to Microtexture 7 (Figure IV-11). From Microtexture 1 to Microtexture 7 (Figure IV-11), the decrease in coccolith density, diversity and preservation indicates an increase in changes due to diagenesis.

From Microtexture 1 to Microtexture 5 (Figure IV-11), the micritic fraction evolves from anhedral micrites with punctic contact to euhedral micrites with coalescent-meshed contact. Imprints of automorphous meshed micrites should not be interpreted as a sign of pressure-resolution and chemical compaction (Fabricius, 2003). In Microtextures 6 and 7 (Figure IV-11), micrites are difficult to observe because they are fused or cemented. Neveux *et al.* (2014b) injected high-pressure meteoric water into micritic limestone under the pressure and temperature conditions of deep reservoirs; during this experiment, they observed evolution from the initial punctic micrites to coalescent–fused micrites, similar to the changes in microtexture from Microtexture 1 to Microtexture 7 (Figure IV-11).

From Microtexture 1 to Microtexture 5 (Figure IV-11), the median size of the micritic fraction increases from 0.95 to 1.5 μm . From Microtexture 1 to Microtexture 7 (Figure IV-11), cement increases in amount and size, from small anhedral-to-subhedral crystals (10–30 μm) to clusters of large euhedral crystals (30 μm to more than 100 μm). Mortimore and Fielding (1989) supposed that it would not be easy to differentiate spar cementation from other forms of crystal growth. Negra and Loreau (1988), however, observed poorly lithified micritic rocks, and therefore proposed a development from microspar to sparite. In this study, the size increase is probably due to overgrowth developed on grains, coherent with the increasing amount of cement, and the habitus evolution from anhedral to euhedral. No sign of pressure dissolution between calcite particles was observed in any of the 125 chalk samples. Fabricius (2003) observed dissolution at calcite and silica particle contacts, not observed in this study. All these parameters (biogenic content, coccolith density, diversity, and preservation, habitus and size of micritic particles, contact type, and cement habitus, amount and size) evolve together, as observed in micrite by many authors (Fischer and Garrison, 1967; Honjo, 1969; Loreau, 1972; Humbert, 1976; Negra and Loreau, 1988; Holai and Lohmann, 1994), indicating the increasing role played by diagenetic effects. In the present study, results showed a clear increase in the impact of diagenesis from Microtexture 1 to Microtexture 7. Microtexture 1,

with punctate small micrites and well-preserved coccoliths, corresponds to the initial type of chalk microtexture. Microtexture 6 (fused) and Microtexture 7 (cemented chalk) show the greatest diagenetic changes.

In chalk, diagenetic processes depend on water depth, rate of burial (Dravis, 1980; Brasher and Vagle, 1996), overpressure (Fabricius, 2007) and/or fluid flow (Richard *et al.*, 2002; Gély and Blanc, 2004). Borre and Fabricius (1998) defined three different processes during diagenesis: mechanical compaction, recrystallisation and cementation. Mechanical compaction reduces porosity by redistributing the particles closer to each other, while grain size remains constant (Borre and Fabricius, 1998). Recrystallisation is a time-dependent process, where dissolution and precipitation take place simultaneously, thus producing no change in pore volume (Borre and Fabricius, 1998). Alam *et al.*, (2010) proposed a recrystallization process, where small, irregular calcite particles dissolve and dissolution products re-precipitate on larger, smoother crystals. The mechanism behind this is Ostwald ripening, i.e. growth of larger crystals at the expense of smaller ones, with dissolution (Fournier *et al.*, 2011; Carpentier *et al.*, 2015). During cementation, particles grow and come into contact each other and particle volume increases. The source of calcium comes from the calcite dissolved at stylolitic surfaces, or from outside the system (Borre and Fabricius, 1998). Burial diagenesis is a combination of mechanical compaction and chemical recrystallization, as well as cementation (Borre and Fabricius, 1998). To a depth of 150 mbsf, recrystallisation dominates (Alam *et al.*, 2010). From 150 to 450 mbsf, diagenetic processes correspond to combined recrystallisation and mechanical compaction (Alam *et al.*, 2010). Cementation, fed by the products of pressure solution, remains insignificant to a burial depth of 300 m (Czerniakowski *et al.*, 1984). In this study, burial depth is the same for all the samples, so burial compaction cannot be responsible for microtexture variability. From Microtexture 1 to Microtexture 7, mean particle size increases, particles come into closer contact (from punctate to fused contact, Figure IV-11), and particle volume increases at the expense of microporosity, corresponding to cementation, as defined by Borre and Fabricius (1998). Stylolites are not observed in the Normandy and Boulonnais outcrops, indicating that the source of calcium must come from outside the system. So the evolution from Microtexture 1 to Microtexture 7 corresponds to an open system, with a diagenetic impact corresponding to cementation, in proportions that vary from one sample to another.

Microtextures showing some diagenetic impact correspond to early lithified samples (Firmground to Hardground), but also to samples from levels preferentially affected by fluid flow constrained by the geometries observed by Quine and Bosence (1991). Samples that underwent early diagenesis (Firmground to Hardground) or late diagenesis due to fluid flow present the same microtextures. Microtextures indicate the amount of diagenesis but not when and how it occurred. Gaviglio *et al.* (1993) and Wennberg *et al.* (2013) observed a variation in chalk microtexture in relation to distance from a fault. In such a case, the variation in microtexture is due to fluid flow in and around the fault, which influences petrophysical properties (Richard *et al.*, 2002; Gaviglio *et al.*, 2009; Richard and Sizun, 2011; Richard, 2014). This evolution seems to be similar to the reverse evolution from Microtexture 6 to 1, as distance from faults increases.

In the present study, only onshore samples with a maximum burial depth of 500 m were observed. From data in the literature, however, it is possible to propose several hypotheses, as in Bruna *et al.* (2013). It has been suggested that the influence of fluid overpressure could inhibit calcite precipitation, and thus preserve the initial microtexture in buried chalk (Scholle, 1977; D'Heur, 1984; Brasher and Vagle, 1996; Bell *et al.*, 1999; Fabricius, 2003, 2007; Hjuler and Fabricius, 2009; Alam *et al.*, 2011). When overpressure occurs in pure microtexture, it probably corresponds to Microtextures 1 to 3. When overpressure is absent, however, mechanical and chemical compaction is dominant (Ings *et al.*, 2005), leaving little space for grain growth. This drastic change in pure chalk microtexture is possibly closer in appearance to Microtextures 4 to 7, with some slight differences in micrite size and habitus. Jørgensen (1986) proposed a model for the evolution of chalk microtexture during burial that is very similar to the evolution observed from Microtexture 1 to Microtexture 5.

Note that it is also possible to add microtexture classes (pure or impure microtexture), based on the previously described groups of criteria, if a new microtexture is observed.

1.6.3. Sedimentological versus diagenetic control on microtexture variability

In some modern carbonate environments, it has been demonstrated that micrite size is partly related to hydrodynamics (Gischler and Zingeler, 2002; Reijmer and Andersen, 2007). As shown by Deville de Periere *et al.* (2011), this relationship remains very difficult to prove or to quantify in ancient carbonate platforms, because of the imprint of diagenetic processes. In such contexts, Deville de Periere (2011) observed no link between micrite size and hydrodynamics. In the present study, grain size is the same in the micritic fraction of samples from the base of concave-down structures, and from base to top of concave-up structures, as described by Quine and Bosence (1991), although hydrodynamic conditions are very different: low hydrodynamics at the base of concave-down structures and at the top of concave-up structures, but high hydrodynamics at the base of concave-up structures.

Bonnemaison (1988) observed some influence of facies and age on coccolith density and diversity. However, for Microtexture 1, the initial microtexture, where little diagenesis occurred, samples from the late Coniacian, middle Turonian, and early Santonian all presented the same coccolith morphological diversity. Coccolith density appears to vary, as samples from the Santonian contain 11 000 to 17 000 coccoliths/mm², whereas samples from the late Coniacian contain 22 000 coccoliths/mm². Diagenesis drastically affects coccolith density, with the mean number of coccoliths/mm² decreasing from 17 000 for Microtexture 1, to 7 000 for Microtexture 3, with only 300 for Microtexture 6, so variation due to stratigraphic age is negligible. Bonnemaison (1988) also observed that coccolith diversity seems to be closely related to carbonate content. It is difficult to observe any coccoliths on freshly broken surfaces in SEM images when carbonate content is below 90 wt%. However, in samples with dispersed clay microtexture or spherulitic opal-CT microtexture, where no evidence of carbonate diagenesis is observed, coccolith density and morphological diversity are lower than in samples from Microtexture 1. It is difficult to attest if this difference is due to an observation artefact (insoluble particles may cover coccoliths), or if the decrease in carbonate content affects the density and diversity of coccoliths, as observed by Bonnemaison (1988).

Samples from different locations in the sedimentary geometry, but with the same facies, as described by Quine and Bosence (1991), may have different pure microtextures. These

differences in microtexture are due to differences in the intensity of the diagenetic impact. Pure microtextures are not dependent on facies but rather on the relative impact of diagenesis. However, the microtexture with the strongest changes caused by diagenesis is present in only a few facies. Diagenetic change does not affect chalk homogeneously, as it is constrained by preferential fluid flows that follow sedimentary beds in the stratal geometries described by Quine and Bosence (1991). Fluid flow, and therefore diagenesis, can be controlled by the (initial) depositional characteristics of the chalk.

Sedimentological conditions also influence chalk mineralogy, e.g. silicate content. Several authors (Hobert and Wetzel, 1989; Tucker and Wright, 1990; Zuddas and Mucci, 1994; Røgen and Fabricius, 2002; Fabricius, 2003; Arribas *et al.*, 2004; Fabricius and Borre, 2007; Mallon and Swarbrick, 2008; Alam *et al.*, 2014) have suggested that these constituents may inhibit or delay calcite recrystallisation and the formation of cement. Furthermore, several authors (Fabricius and Borre, 2007; Aharonov and Katsman, 2009; Deville de Periere *et al.*, 2011) have indicated that high clay content (10-20%) promotes pressure-dissolution between micritic grains. These observations show that carbonate content and the type of insoluble minerals, which are sedimentological parameters, can influence diagenesis.

It is vital to study the impact on microtextures of the global context, which depends on sedimentological parameters (e.g. transgression/regression, climate, distance from shore, type of terrigenous input, volcanism, and fauna), diagenetic conditions (e.g. early diagenesis, burial diagenesis, overpressure, fluid flow, and faults), and the links between the two (e.g. influence of mineralogical content on diagenesis, and fluid flow in relation to facies). Microtexture variability can never be fully understood without these necessary investigations, and yet the type of microtexture greatly affects the petrophysical and mechanical properties of reservoir rocks such as chalk.

1.7. Conclusion

Four groups of criteria are proposed to describe and characterise chalk microtexture: (1) mineralogical content: including carbonate content, type of insoluble residue (clay or opal), and type, morphology and distribution of clay or opal-CT; (2) biogenic fraction (< 10 µm): including biogenic content (<10 µm), and coccolith density, morphological diversity, and preservation; (3) micritic fraction (<10 µm): including morphology, habitus, size, and size distribution of micritic particles; (4) cement fraction (>10 µm): including amount, (crystal or patch) size, morphology and distribution. These four parameters were used to establish a hierarchical classification of 13 chalk microtextures for Normandy and Cap Blanc Nez chalk. This classification can be used to describe chalk from other contexts and also extended to include other chalk microtextures, based on the same criteria.

Chalk microtexture variability may be of sedimentary and/or diagenetic origin. Chalk composition (carbonate content and type of insoluble particles) is controlled by the sedimentological context (climate, distance from shore, etc.), but can also be affected by diagenesis (e.g. evolution of opal-CT to nano-quartz during burial). The 13 microtextures form two major groups, defined by carbonate content, which is mainly controlled by sedimentological context: Pure Chalk Microtexture (%CaCO₃>96 wt%) and Impure Chalk Microtexture (%CaCO₃ <96 wt%).

The Pure Chalk Microtexture Group is composed of seven microtextures, subjected to increasing diagenetic impact, numbered from 1 to 7, each with a specific descriptor, e.g. Microtexture 1: *punctic anhedral chalk microtexture*. Microtexture 1 corresponds to the initial chalk microtexture and Microtexture 7 corresponds to samples with the strongest diagenetic changes. It is not possible to know whether these changes occurred during early or late diagenesis.

The Impure Chalk Microtexture Group is subdivided into two subgroups, based on predominant insoluble particle type, also controlled mainly by sedimentological context: Argillaceous Microtexture and Siliceous Microtexture. The Argillaceous Microtexture Subgroup is composed of four microtextures: dispersed clays, unoriented clays, oriented clays and draped clays. The Siliceous Microtexture Subgroup is composed of two microtextures: spherulitic opal-CT and draped opal-CT.

Chalk depositional characteristics (i.e. initial depositional microtexture, or presence of permeability barriers/drains, or faults constraining specific fluid flows) can affect local diagenetic changes. Diagenesis can be closely linked to initial deposit conditions. For example, sedimentation context can interact with local diagenesis by specific fluid flows and thus control microtexture type.

Sedimentation and diagenesis both have an impact on chalk microtextures. Understanding microtexture variability can provide important insights into chalk petrophysical and mechanical properties. The quality of chalk as a microporous reservoir is highly dependent on chalk microtexture.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by funding from Total S.A. and from the BRGM (French geological survey). The PhD of Jessica Saiag is funded by Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche (École Doctorale Environnement-Santé). Our thanks go to Yves Leroy, Bertrand Gauthier, Phillipe Robion, Rudy Swennen, Sara Vandycke, Emmanuelle Vennin and Jean-François Deconinck for their support throughout this study. We are also grateful to Didier Convert-Gaubier, Ludovic Bruneau and Théophile Cocquerez for their technical support.

2. Relations entre faciès et microtextures

En complément de l'article constituant la première partie de ce chapitre, voici les liens plus détaillés entre les faciès, la dolomitisation/dédolomitisation et les microtextures. Le tableau IV-1 met en relation les classes de microtextures avec les faciès. En annexe IV-2, des images complémentaires de l'article sont présentées par planches de classes de microtextures à différents grossissements.

Les faciès de rampe argileuse ont des microtextures impures de type argileux et siliceux sous forme de drapage argileux et/ou siliceux, ou sous forme de sphérule d'opale-CT.

Les faciès de rampe carbonatée ont des microtextures pures et impures. Le faciès *high energy bioclastic chalk* présente des microtextures pures peu diagénétiées (Microtextures 1 et 2) et des microtextures à sphérule d'opale. Le faciès *medium energy opal chalk* est composé exclusivement de microtextures siliceuses avec des opales-CT sous forme de drapage ou de sphérules. Les faciès présentant des marls-seams (*medium energy marls-seams chalk* et *low energy marls-seams chalk*) sont constitués de microtextures peu diagénétiées (Microtexture 3) ou avec des argiles dispersés.

Les faciès de contourite ont exclusivement des microtextures pures. Ces microtextures présentent des degrés de diagenèse variables en fonction du faciès. Le faciès le plus diagénétié est le *condensed dolomitised facies* (Microtextures 5 à 7). En s'éloignant de part et d'autre de ce faciès, les échantillons sont de moins en moins diagénétiés. En effet, le *high energy and gravitational facies* présente principalement des Microtextures 3 et 4, les faciès *convex-up aggrading facies* et le *prograding facies* ont principalement des Microtextures 2 et 3, et enfin l'*initiated aggradation facies* et le *filling facies* sont principalement constitués des Microtextures 1 à 3.

Nombre d'échantillon		Craie à Microtexture Pure							Craie à Microtexture Impure			
		1	2	3	4	5	6	7	Microtexture argileuse		Microtexture siliceuse	
									Clay draping	Dispersed clay	Opal draping	Spherule Opal
Rampe argileuse	<i>Low energy argilaceous Chalk</i>	0	0	0	0	0	0	0	3	0	1	4
Rampe carbonatée	<i>High energy bioclastic Chalk</i>	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	<i>Medium energy opale Chalk</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	2
	<i>Medium energy Marls-seams Chalk</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	1
	<i>Low energy Marls-seams Chalk</i>	1	0	2	1	0	0	0	0	4	0	0
Contourite	<i>Initiated aggradation Facies</i>	2	3	4	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Convex-up aggrading Facies</i>	0	3	2	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Condensed dolomitised Facies</i>	0	0	0	0	2	3	3	0	0	0	0
	<i>High energy and gravitational Facies</i>	1	1	2	5	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Prograding Facies</i>	0	2	4	1	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Filling Facies</i>	4	4	1	3	0	0	0	0	0	0	0
Surface de hiatus	<i>Souppground</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Softground</i>	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Firmground</i>	0	0	1	5	2	0	0	0	1	0	2
	<i>Hardground</i>	0	1	0	2	5	0	0	0	0	0	0

Tableau IV-1 : Tableau de contingence entre les modèles de dépôt, les faciès, les groupes de microtexture et les microtextures.

Comme il a été vu dans le chapitre précédent, le *condensed dolomitised facies* correspond au faciès ayant été totalement dolomitisé et cette dolomite a été depuis remplacée par de la calcite. Les autres faciès des contourites quant à eux présentent parfois de la dédolomitisation dispersée (reliques de rhomboèdres isolés). Le *condensed dolomitised facies* a donc probablement servi de drain à la circulation de fluides dont celui à l'origine de la dolomitisation. Ce(s) fluide(s) ont par la suite diffusé de part et d'autre de ce niveau, expliquant l'évolution de concentration de la dolomite (rhomboèdres isolés de moins en moins fréquents) mais aussi l'évolution des microtextures (7 à 1) de part et d'autre du *condensed dolomitised facies*.

Bien qu'il y ait ces évolutions similaires entre les microtextures et la quantité de dolomitisation/dédolomitisation (rhomboèdres isolés), à l'échelle du micromètre, il ne semble pas que cette dolomitisation/dédolomitisation ait affecté les microtextures. En effet, la dédolomitisation est observable dans toutes les microtextures de 1 à 7 (Tableau IV-2). De plus, en bordure de zone dédolomitisée, les microtextures ont le même aspect que le reste de la matrice pour un échantillon donné, même dans le cas des Microtextures 1 (Figure IV-13).

Ainsi, il semblerait que le(s) fluide(s) responsable(s) de la dolomitisation et du changement des microtextures aient circulé suivant le drain que constituait anciennement le *condensed dolomitised facies*, puis qu'il(s) se soi(en)t propagé(s) de part et d'autre de ce drain. De plus, il semblerait que l'événement à l'origine de la dédolomitisation n'ait pas affecté la microtexture, du fait que la dolomite soit moins stable que la calcite.

Groupes et classes de microtextures		Dédolomitisation	
		Non dolomitisé Non dédolomitisé	Dolomitisé Dédolomitisé
Pure chalk microtexture Group	Microtexture 1	n=6	n=3
	Microtexture 2	n=11	n=5
	Microtexture 3	n=7	n=12
	Microtexture 4	n=10	n=13
	Microtexture 5	n=5	n=4
	Microtexture 6	n=0	n=3
	Microtexture 7	n=0	n=3
Impure chalk microtexture Group	Dispersed clay microtexture	n=7	n=0
	Draped clay microtexture	n=3	n=0
	Spherulitic opal-CT microtexture	n=10	n=1
	Draped opal-CT microtexture	n=6	n=0

Tableau IV-2 : Tableau de contingence entre dolomitisation/dédolomitisation et microtexture.

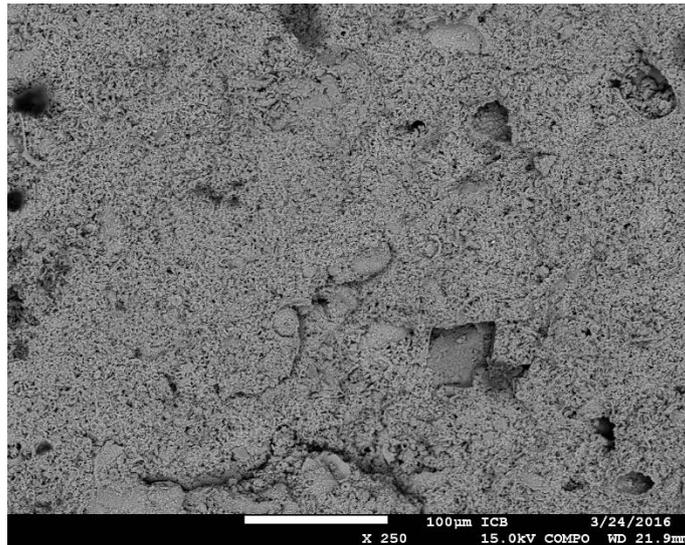


Figure IV-13 : Image MEB d'une microtexture 1 présentant de la dédolomitisation sans impact direct sur la microtexture. La microtexture présente le même aspect à proximité et loin de la dédolomitisation.

Par ailleurs, les surfaces de hiatus ont principalement des microtextures pures, mais peuvent aussi présenter des microtextures impures siliceuses ou argileuses. Les microtextures impures des faciès de surface de hiatus sont observées uniquement dans les échantillons d'âge Cénomaniens inférieurs. Les microtextures pures présentent des degrés de diagenèse variable en fonction du faciès. Les faciès des plus diagénétisés au moins diagénétisés, sont le faciès de *hardground* (principalement Microtextures 4 à 5), puis le faciès de *firmground* (principalement Microtexture 4), ensuite le faciès de *softground* (Microtextures 3 et 4), et enfin le faciès de *soupground* (Microtexture 3).

La sédimentologie et la diagenèse sont des facteurs de contrôle de la variabilité des microtextures et donc de leur répartition dans l'espace et dans le temps.

ANNEXES CHAPITRE 4

Appendix IV-1

*Sampling site, age, microtexture, and mineralogical data for all 125 samples studied.
(3 pages of datas)*

Sample number	Sampling site	Age	Microtexture	Calcmetry		XRD Insoluble Residue (+ abundant; - rare; ø absent)												
				Carbonate (wt%)	Insoluble residue (wt%)	Smectite and/or I/S (R0)	Mica-illite	Kaolinite	Chlorite	Clinoptilolite	Tridymite	Cristobalite	Feldspath	Quartz	Hematite	Goethite		
ETR1	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	99.2	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR2	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 4	98.2	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR3	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 4	99.3	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR4	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 2	98.4	1.6	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR5	Étretat - Amont east, beach	early Coniacian	Microtexture 5	99.4	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR6	Étretat - Amont east, beach	early Coniacian	Microtexture 2	99.2	0.8	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR7	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	96.5	3.5	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR8	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 7	97.4	2.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR9	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 4	99.8	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR10	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 2	97.1	2.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR11	Étretat - Porte d'Amont, stairs	early Santonian	Microtexture 1	99.5	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
ETR12	Étretat - Porte d'Amont, stairs	early Santonian	Microtexture 2	99.4	0.6	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR13	Étretat - Porte d'Amont, stairs	early Santonian	Microtexture 2	99.7	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR14	Le Tilleul, south-west	middle Turonian	Dispersed clay microtexture	96.0	4.0	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR15	Le Tilleul, south-west	middle Turonian	Microtexture 3	96.9	3.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR16	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 6	98.6	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR17	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 3	98.9	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR18	Le Fourquet	middle Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	77.6	22.4	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-
ETR19	Le Fourquet	middle Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	92.0	8.0	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-
ETR20	Yport	early Santonian	Microtexture 1	99.2	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
ETR21	Senneville-sur-Fécamp	middle Turonian	Microtexture 1	97.6	2.4	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR22	Senneville-sur-Fécamp	middle Turonian	Microtexture 2	97.7	2.3	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
ETR23	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	96.2	3.8	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR24	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	97.2	2.8	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR25	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 5	98.3	1.7	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR26	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 5	96.6	3.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR27	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 6	97.7	2.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR28	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 7	97.1	2.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR29	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 4	98.7	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR30	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 4	99.3	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR31	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	98.9	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR32	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 4	98.9	1.1	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR33	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	99.4	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
ETR34	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	99.5	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR35	Étretat - Amont west, beach	early Coniacian	Microtexture 3	97.9	2.1	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR36	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 4	97.7	2.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR37	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 6	97.2	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR38	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 7	99.1	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR39	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 4	99.1	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR40	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 4	98.7	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR41	Le Tilleul, north-east	early Coniacian	Microtexture 4	99.2	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR42	Le Tilleul, north-east	middle Turonian	Microtexture 4	96.3	3.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR43	Le Tilleul, north-east	late Turonian	Microtexture 5	98.1	1.9	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR44	Le Tilleul, north-east	late Turonian	Microtexture 4	97.2	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
ETR45	Senneville-sur-Fécamp	late Turonian	Microtexture 2	99.1	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
ETR46	Senneville-sur-Fécamp	late Turonian	Microtexture 1	98.8	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
ETR47	Senneville-sur-Fécamp	middle Turonian	Dispersed clay microtexture	95.8	4.2	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR48	Étretat - Porte d'Amont, stairs	early Santonian	Microtexture 3	99.4	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
ETR49	Étretat - Porte d'Amont, stairs	early Santonian	Microtexture 2	98.9	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
ETR50	Saint-Valery-en-Caux	late Coniacian	Microtexture 2	99.1	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ETR51	Saint-Valery-en-Caux	early Santonian	Microtexture 1	98.6	1.4	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
ETR52	Saint-Valery-en-Caux	late Coniacian	Microtexture 5	99.3	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR53	Saint-Valery-en-Caux	late Coniacian	Microtexture 5	99.3	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
ETR54	Saint-Valery-en-Caux	late Coniacian	Microtexture 2	99.0	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-

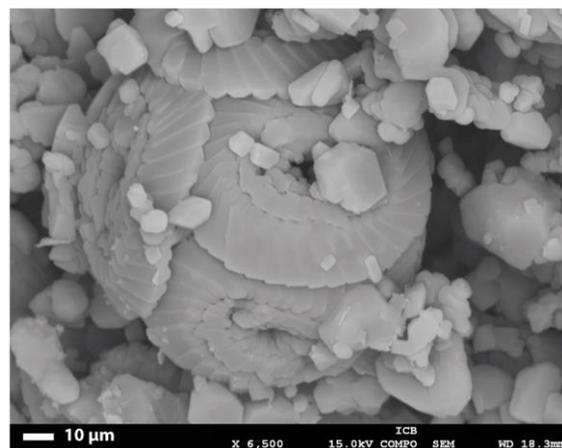
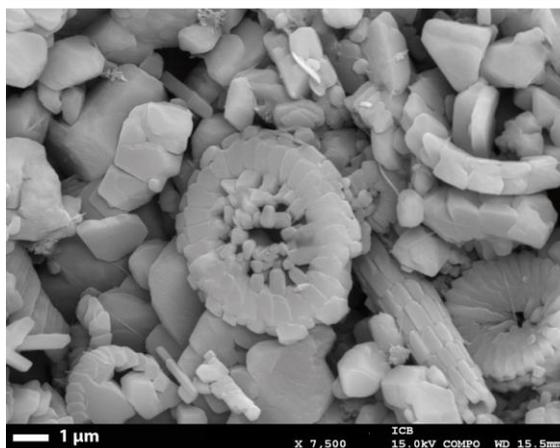
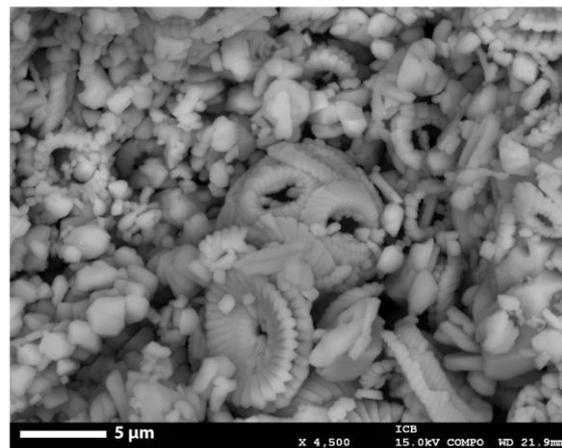
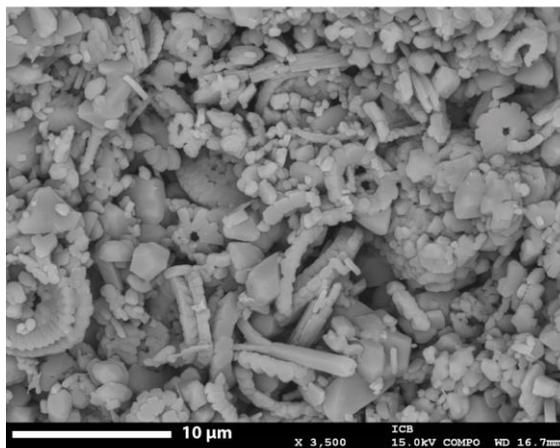
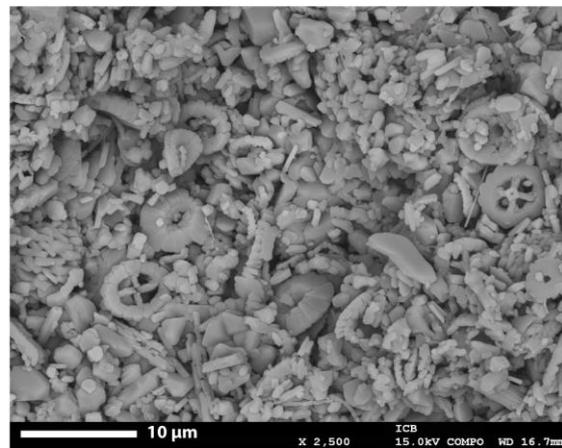
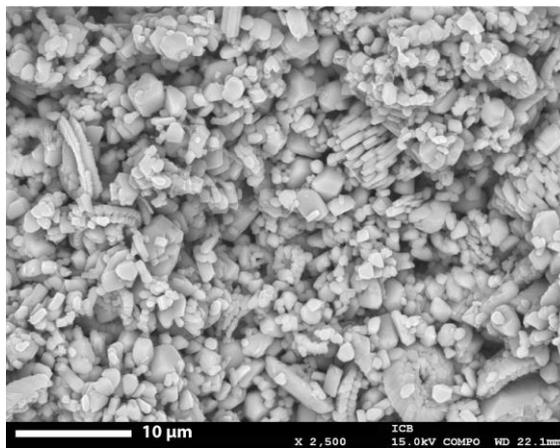
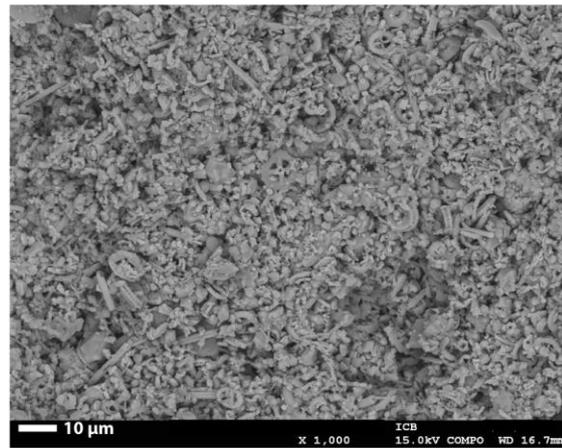
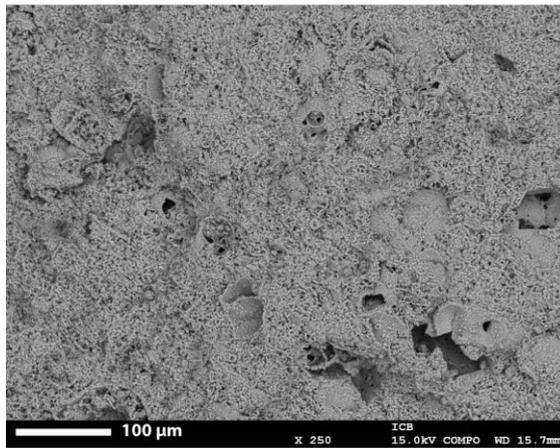
Sample number	Sampling site	Age	Microtexture	Calimetry		XRD Insoluble Residue (+ abundant; - rare; ø absent)											
				Carbonate (wt%)	Insoluble residue (wt%)	Smectite and/or I/S (R0)	Mica-illite	Kaolinite	Chlorite	Clinoptilolite	Tridymite	Cristobalite	Feldspath	Quartz	Hematite	Goethite	
ETR55	Le Fourquet	middle Cenomanian	Draped opal-CT microtexture	81.2	18.8	-	+				-	+	+	-	-		
ETR56	Le Fourquet	middle Cenomanian	Draped opal-CT microtexture	88.1	11.9	+	+				-	+	+	-	-		
ETR57	Le Fourquet	middle Cenomanian	Draped opal-CT microtexture	93.2	6.8	-	+				-	+	+	-	-		
ETR58	Le Fourquet	middle Cenomanian	Draped opal-CT microtexture	79.3	20.7	+	+			-	-	+	+	-	-		
ETR59	Le Fourquet	middle Cenomanian	Draped opal-CT microtexture	86.6	13.4	+	+			+		+	+	-	-		
ETR60	Saint-Martin-aux-Buneaux	late Coniacian	Microtexture 1	99.7	0.3	-	+						+	-			-
ETR61	Saint-Martin-aux-Buneaux	late Coniacian	Microtexture 1	99.5	0.5	-	-						-	+			
ETR62	Saint-Martin-aux-Buneaux	late Coniacian	Microtexture 2	99.9	0.1	-	-							-	+		
ETR63	Saint-Martin-aux-Buneaux	late Coniacian	Microtexture 2	99.8	0.2	-	-						+	-			
ETR64	Saint-Martin-aux-Buneaux	late Coniacian	Microtexture 3	99.3	0.7	-	-							+	-		
ETR65	Saint-Martin-aux-Buneaux	late Coniacian	Microtexture 4	99.9	0.1	+	+							+	-		
ETR66	Saint-Martin-aux-Buneaux	early Santonian	Microtexture 2	99.7	0.3	-	-							+	-		
ETR67	Saint-Martin-aux-Buneaux	early Santonian	Microtexture 1	99.4	0.6	-	-							+	-		
ETR68	Saint-Martin-aux-Buneaux	early Santonian	Microtexture 1	99.4	0.6	-	-							+	-		
ETR69	Saint-Jouin-Bruneval	early Cenomanian	Microtexture 5	82.3	17.7	-	+			-					-		
ETR70	Saint-Jouin-Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	61.1	38.9	-	+			-		+	+	-	-		
ETR71	Saint-Jouin-Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	70.7	29.3	-	+			-		+	+	-	-		
ETR72	Saint-Jouin-Bruneval	early Cenomanian	Dispersed clay microtexture	95.3	4.7	-	+					-	-	-	-		
ETR73	Bruneval	early Cenomanian	Draped opal-CT microtexture	74.6	25.4	-	+			-		+	-	-	-		
ETR74	Bruneval	early Cenomanian	Draped clay microtexture	57.5	42.5	+	+			-	+	-	-	-	-		
ETR75	Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	53.5	46.5	-	-			-		+	+	-	-		
ETR76	Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	63.8	36.2	-	-			-		+	+	-	-		
ETR77	Bruneval	early Cenomanian	Draped clay microtexture	60.4	39.6	+	+			-	+	-	-	-	-		
ETR78	Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	51.7	48.3	-	-			-		+	+	-	-		
ETR79	Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	65.7	34.3	-	-			-	-	+	+	-	-		
ETR80	Bruneval	early Cenomanian	Draped clay microtexture	52.7	47.3	+	+			-	+	-	-	-	-		
ETR81	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 3	98.9	1.1	+	-							-	-		
ETR82	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 3	98.7	1.3	-	+							-	-		
ETR83	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 4	96.7	3.3	-	-							-	+		
ETR84	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 2	99.5	0.5	-	-							-	+		
ETR85	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 2	99.6	0.4	-	-							-	+		
ETR86	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 4	99.9	0.1	-	+			-				-	-		
ETR87	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 4	99.3	0.7	+	+							-	-		
ETR88	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 2	98.8	1.2	+	+			-				-	-		
ETR89	Bénoville	middle Coniacian	Microtexture 4	99.0	1.0	+	-			-				-	-		
ETR90	Bénoville	early Santonian	Microtexture 3	99.3	0.7	-	-							-	+		
ETR91	Bruneval	early Cenomanian	Microtexture 5	89.2	10.8		+					-	-	-	-		
ETR92	Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	89.3	10.7	+	+					+	+	-	-		
ETR93	Bruneval	early Cenomanian	Spherulitic opal-CT microtexture	88.6	11.4	-	+					+	+	-	-		
ETR94	Saint-Martin-en-Campagne	late Turonian	Dispersed clay microtexture	96.0	4.0	+	+							-	-		
ETR95	Saint-Martin-en-Campagne	late Turonian	Dispersed clay microtexture	95.4	4.6	+	+							-	-		
ETR96	Saint-Martin-en-Campagne	late Turonian	Dispersed clay microtexture	93.7	6.3	+	+							-	-		
ETR97	Saint-Martin-en-Campagne	late Turonian	Dispersed clay microtexture	94.4	5.6	+	+							-	-		
ETR98	Val du Prêtre	early Turonian	Spherulitic opal-CT microtexture	93.3	6.7	-	-			-		+	+	-	-		
ETR99	Val du Prêtre	early Turonian	Microtexture 3	98.0	2.0	-	-			+		-	-	-	-		
ETR104	Yport	late Coniacian	Microtexture 4	99.5	0.5									-	-		+
ETR105	Yport	late Coniacian	Microtexture 4	99.7	0.3									-	-		+
ETR106	Yport	late Coniacian	Microtexture 4	99.4	0.6									+	-		+
ETR107	Yport	late Coniacian	Microtexture 4	99.5	0.5					-				-	+		
ETR108	Yport	late Coniacian	Microtexture 5	99.9	0.1	+	-							-	-		+
ETR109	Yport	late Coniacian	Microtexture 4	99.4	0.6	-	-			-				-	-		+
ETR110	Yport	late Coniacian	Microtexture 3	97.8	2.2	-	-							-	+		-
ETR111	Yport	late Coniacian	Microtexture 3	99.2	0.8	-	-							+	-		
ETR112	Yport	late Coniacian	Microtexture 3	99.4	0.6	-	-			-				+	-		
ETR113	Yport	early Santonian	Microtexture 4	99.4	0.6	-	-							+	-		
ETR114	Yport	late Coniacian	Microtexture 7	97.5	2.5									-	-		+
ETR115	Yport	early Santonian	Microtexture 3	99.1	0.9	-	-							-	+		
ETR117	Étretat - Porte d'Amont, stairs	late Coniacian	Microtexture 4	98.7	1.3	-	-							-	+		
ETR118	Étretat - Porte d'Amont, stairs	late Coniacian	Microtexture 6	99.0	1.0									-	-		+
ETR119	Étretat - Porte d'Amont, stairs	early Santonian	Microtexture 2	99.4	0.6	-	-							-	+		

Sample number	Sampling site	Age	Microtexture	Calcimetry		XRD Insoluble Residue (+ abundant; - rare; ø absent)											
				Carbonate (wt%)	Insoluble residue (wt%)	Smectite and/or I/S (R0)	Mica-illite	Kaolinite	Chlorite	Clinoptilolite	Tridymite	Cristobalite	Feldspath	Quartz	Hematite	Goethite	
CB02	Cap Blanc Nez	early Cenomanian	Unoriented clay microtexture	74.6	25.4	+	-		-					-	-	-	
CB03	Cap Blanc Nez	early Cenomanian	Oriented clay microtexture	70.2	29.8	+	+							-	-	-	
CB04	Cap Blanc Nez	early Cenomanian	Unoriented clay microtexture	82.3	17.7	+	-		-					-	-	-	
CB06	Cap Blanc Nez	early Cenomanian	Oriented clay microtexture	74.9	25.1	-	+		-					-	+	-	
CB07	Cap Blanc Nez	early Cenomanian	Oriented clay microtexture	80.5	19.5	-	+	-						-	-	-	
CB09	Cap Blanc Nez	middle Cenomanian	Oriented clay microtexture	70.2	29.8	-	+		-					-	+	-	
CB10	Cap Blanc Nez	middle Cenomanian	Unoriented clay microtexture	85.3	14.7	-	+	-						-	-	-	
CB11	Cap Blanc Nez	middle Cenomanian	Oriented clay microtexture	62.6	37.4	-	+	-	-					-	-	-	
CB13	Cap Blanc Nez	late Cenomanian	Unoriented clay microtexture	89.1	10.9	-	+	-						-	-	-	
CB16	Cap Blanc Nez	early Turonian	Unoriented clay microtexture	91.1	8.9	-	+	+						-	-	-	
CB23	Cap Blanc Nez	early Cenomanian	Unoriented clay microtexture	83.4	16.6	-	+		-					-	-	-	

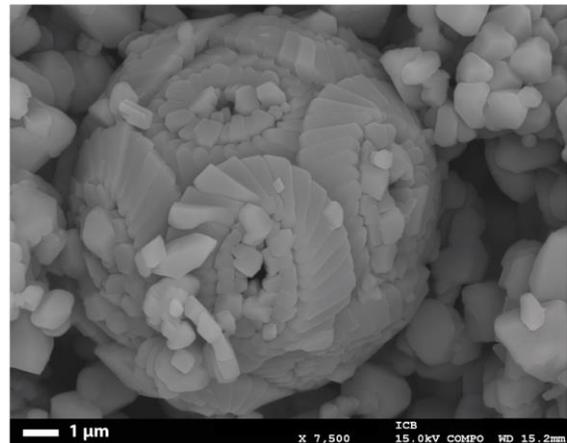
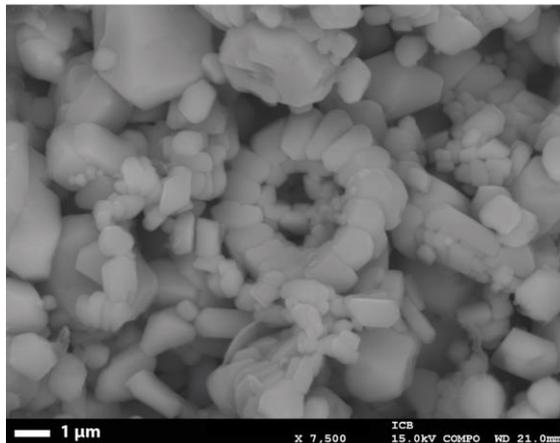
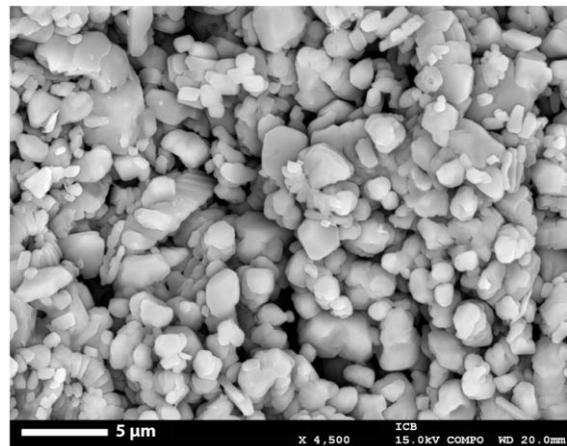
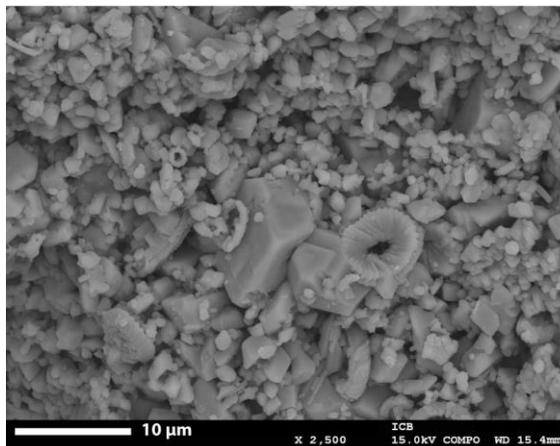
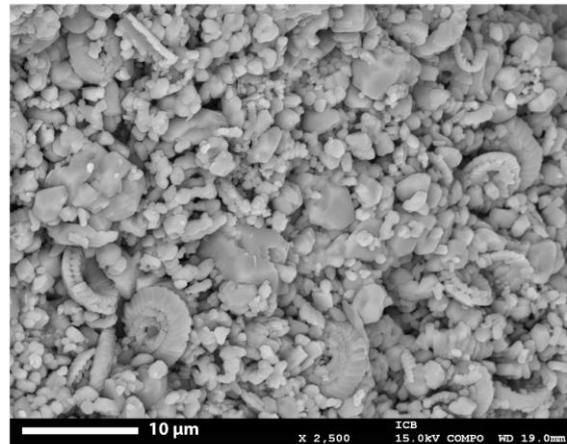
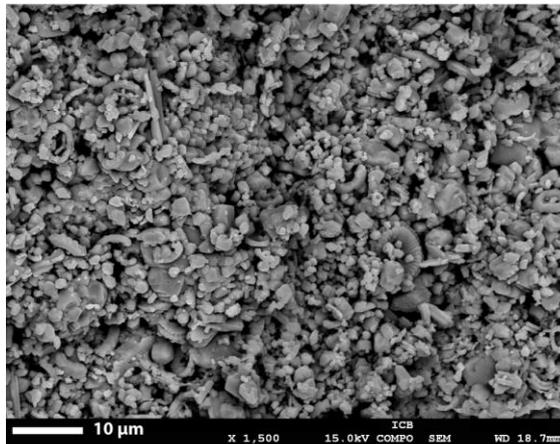
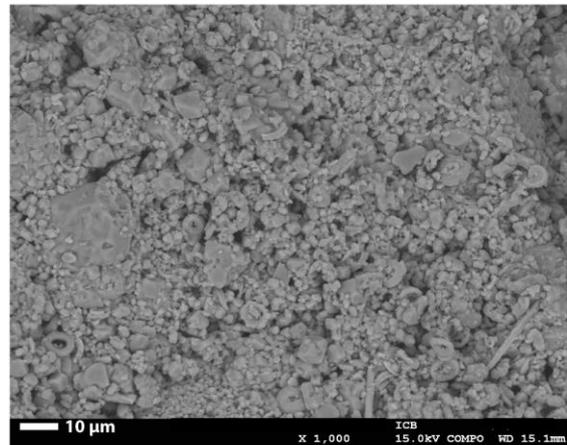
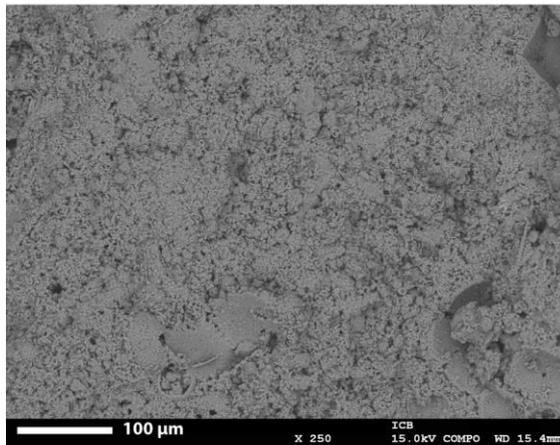
Annexe V-2

7 planches photos des microtextures pures présentant pour chaque classe de microtexture des images représentatives à différents grossissements.

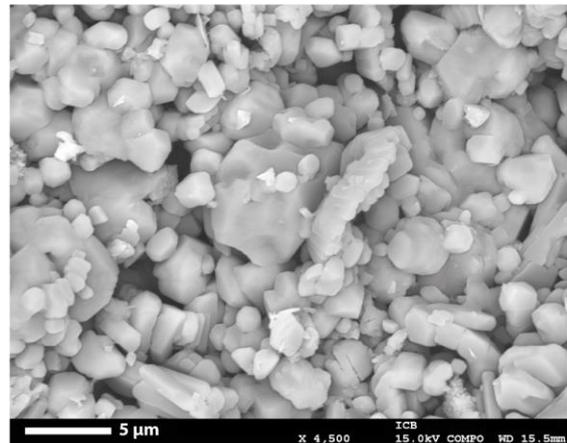
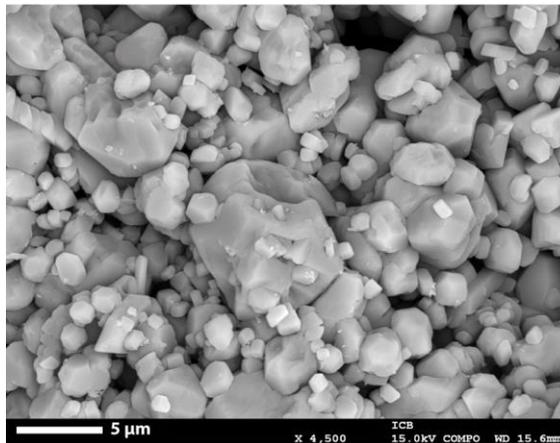
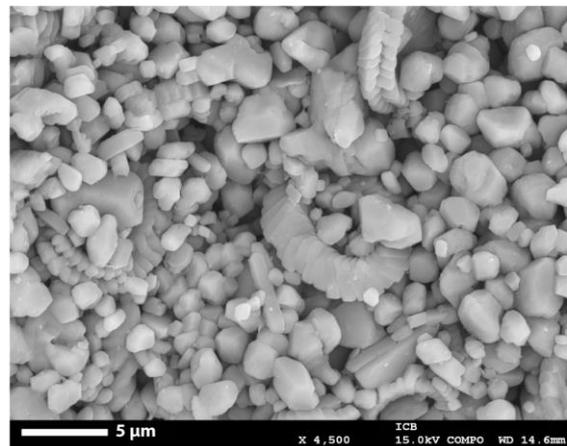
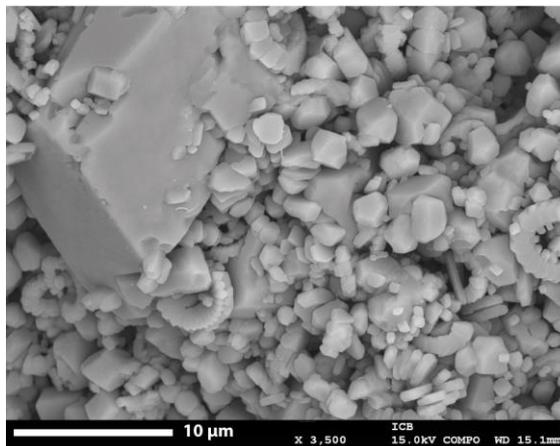
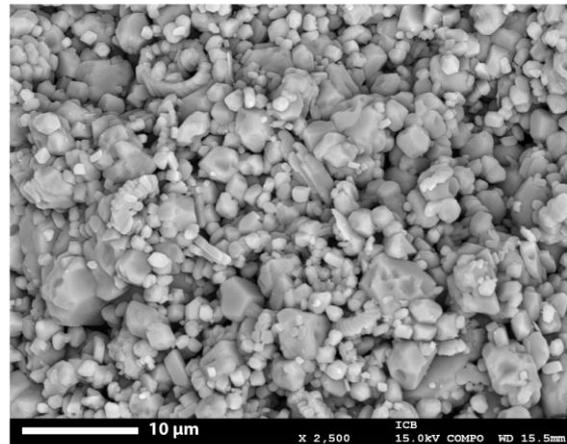
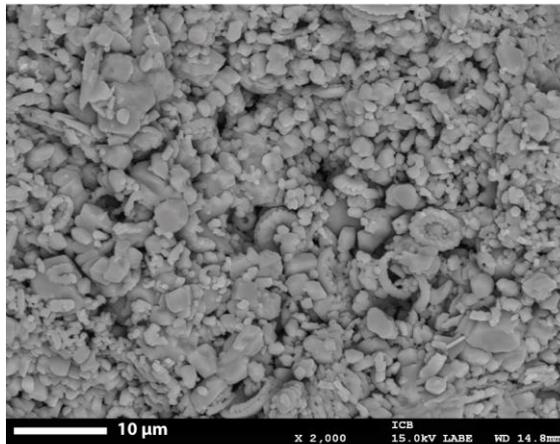
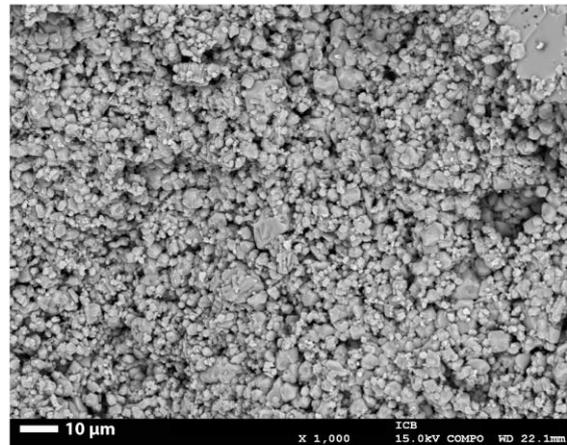
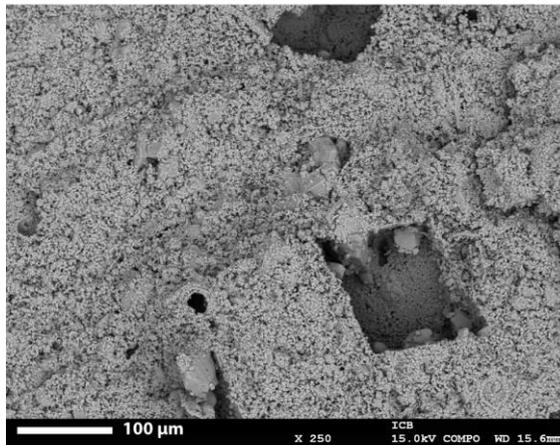
Microtexture 1



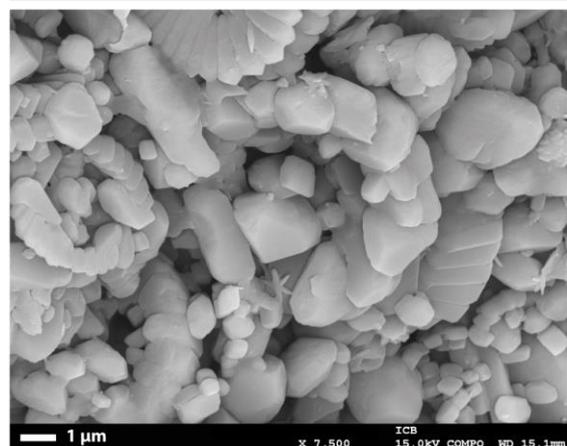
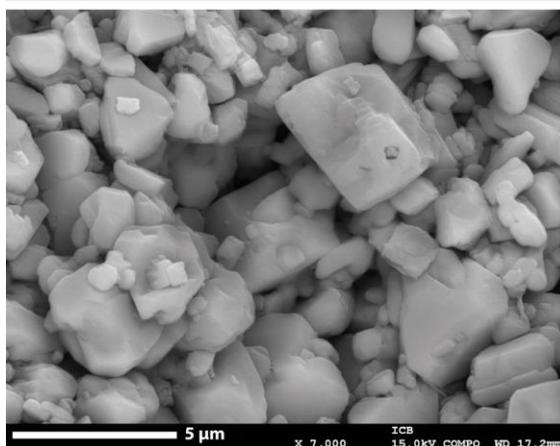
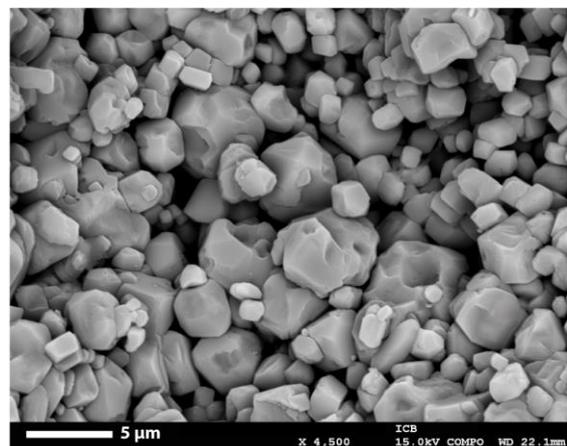
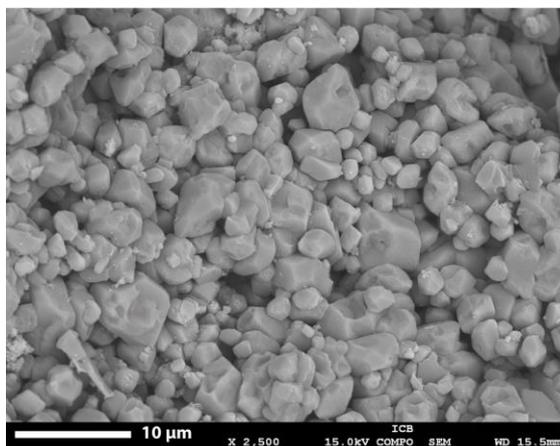
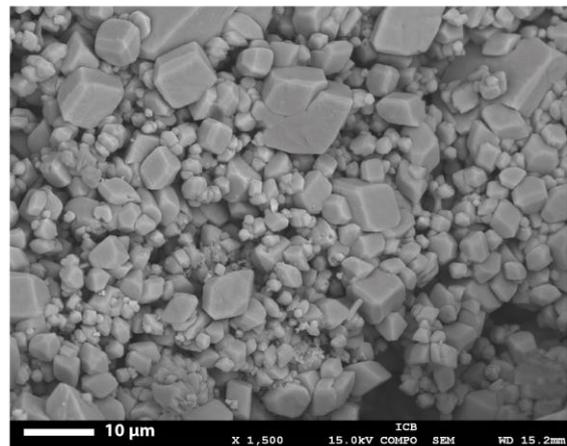
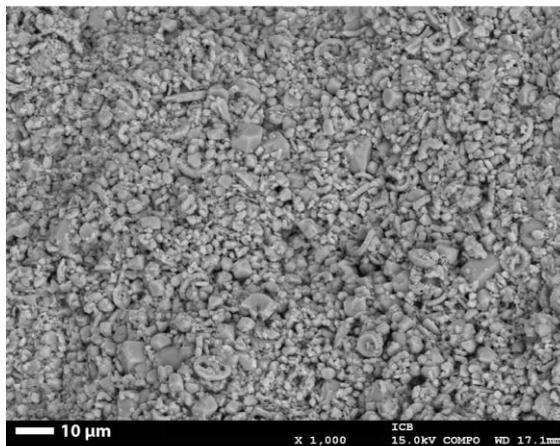
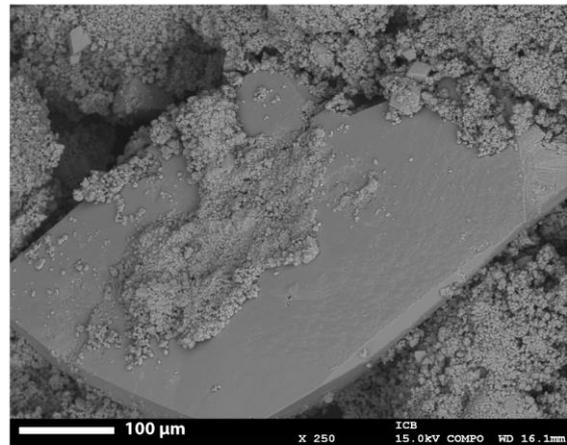
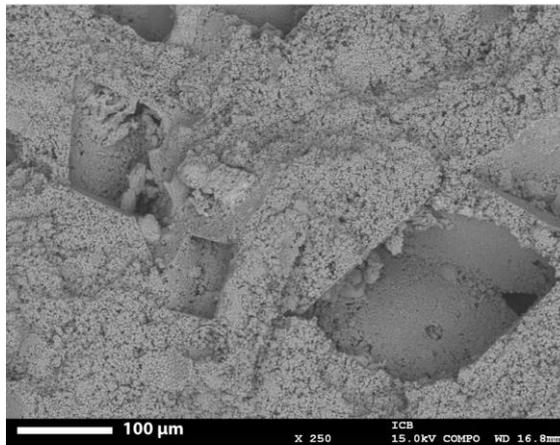
Microtexture 2



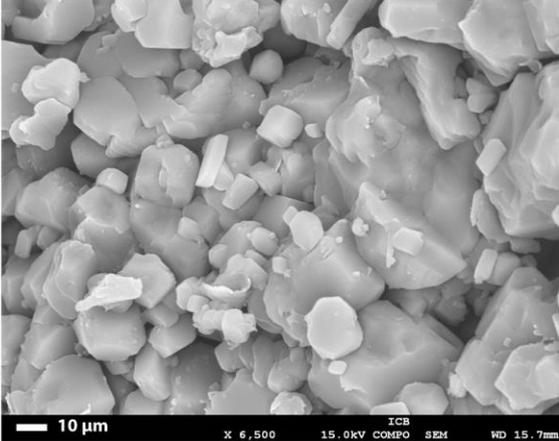
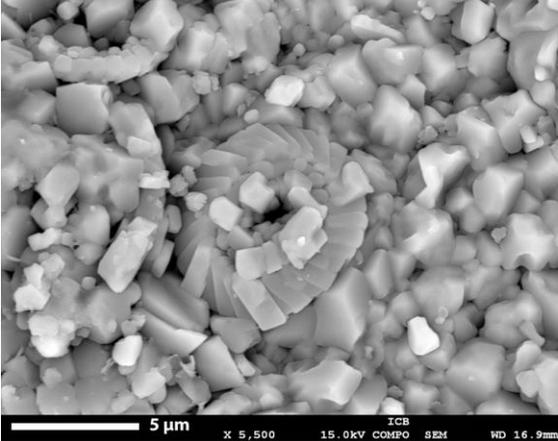
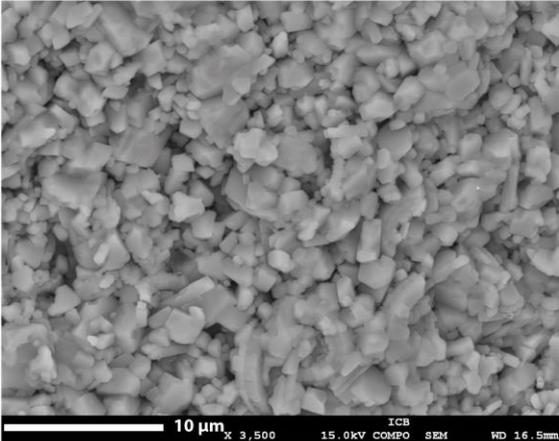
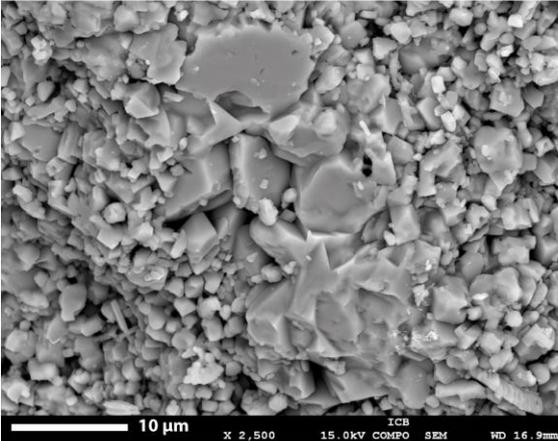
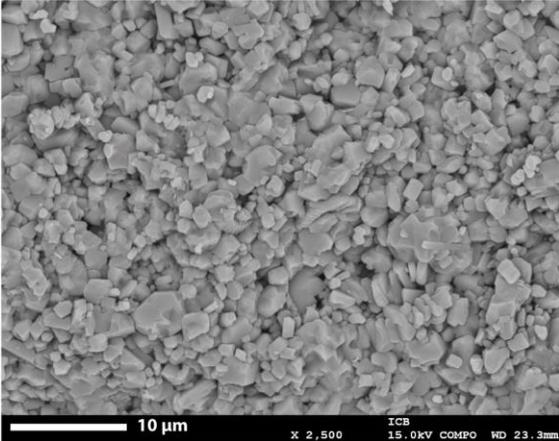
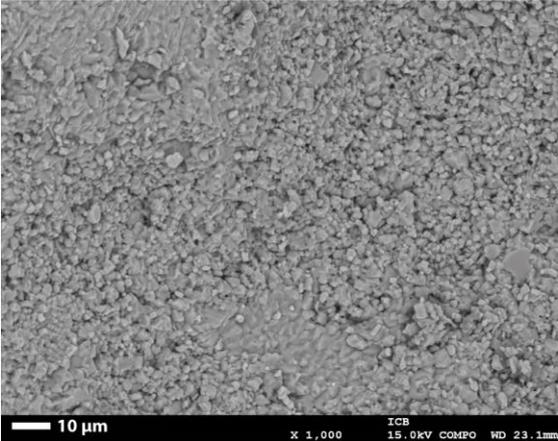
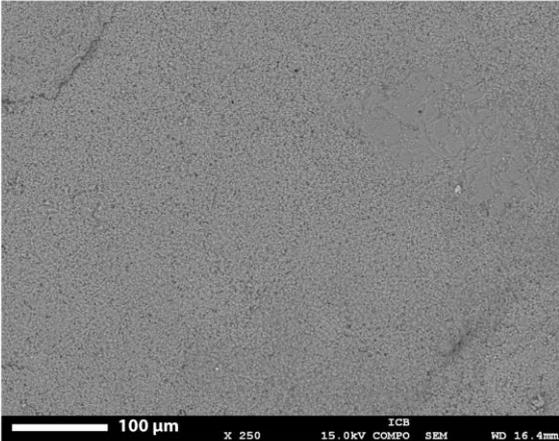
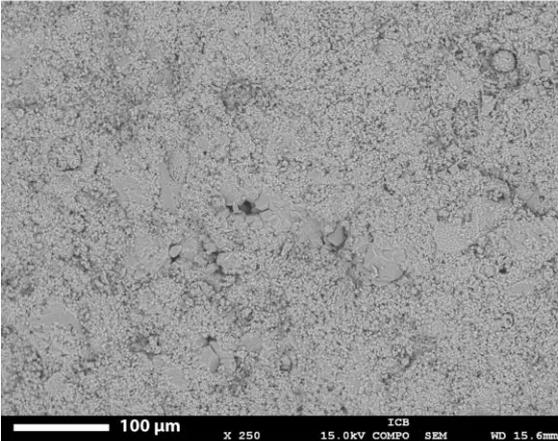
Microtexture 3



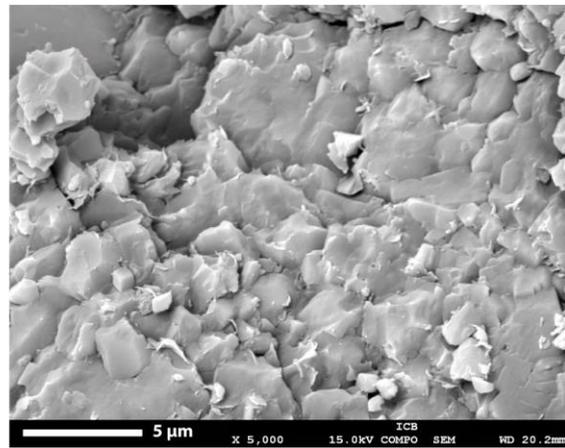
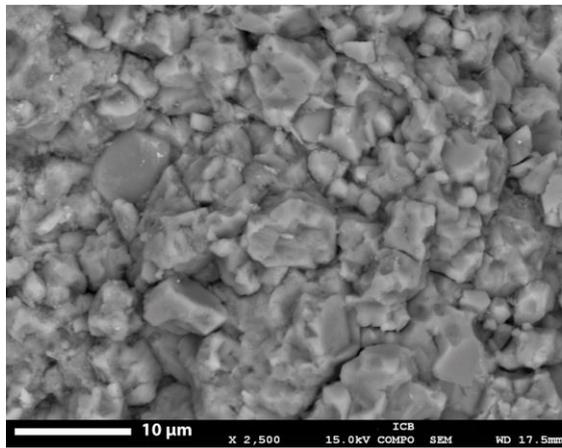
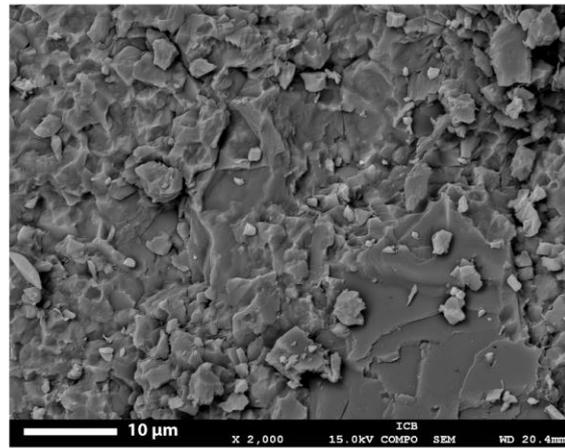
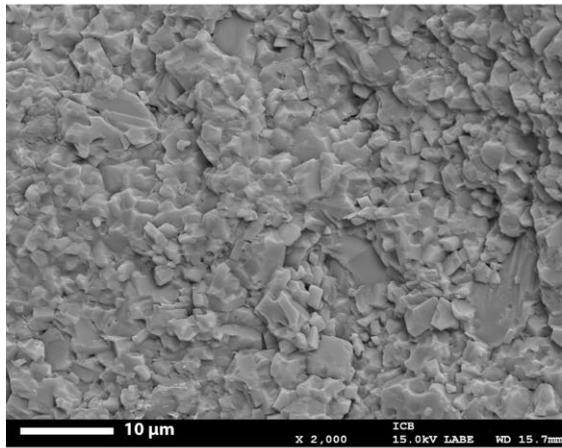
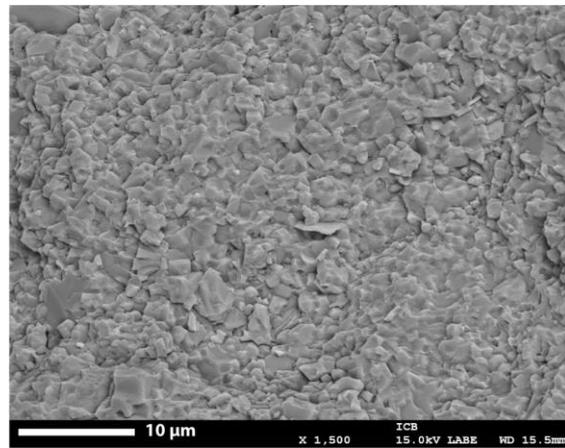
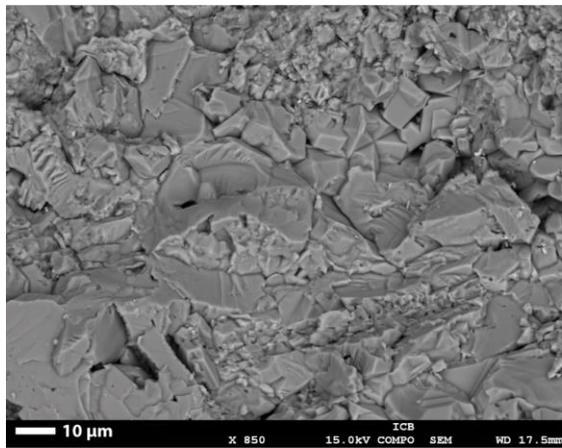
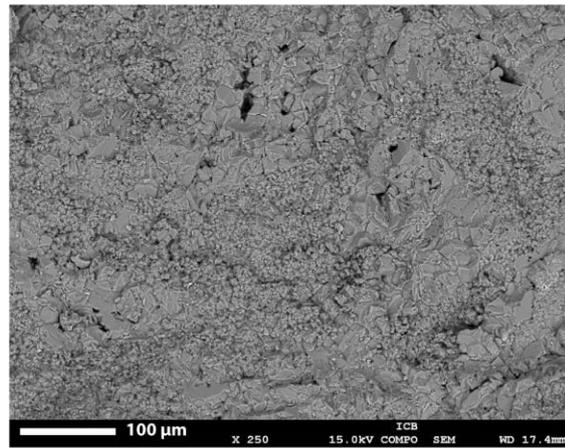
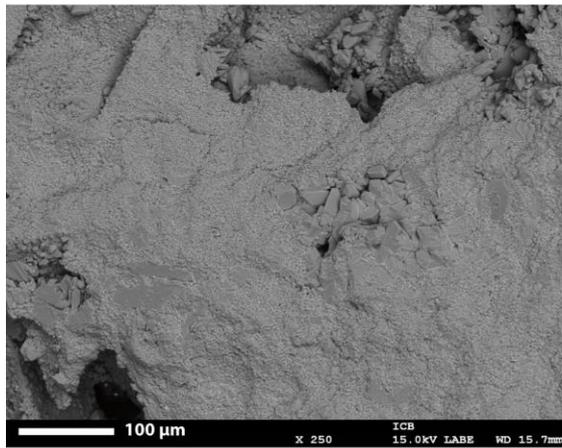
Microtexture 4



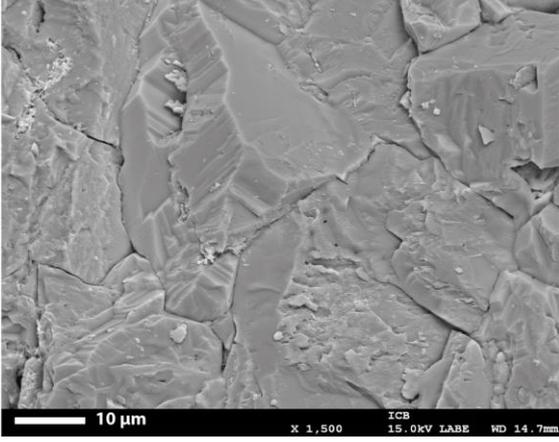
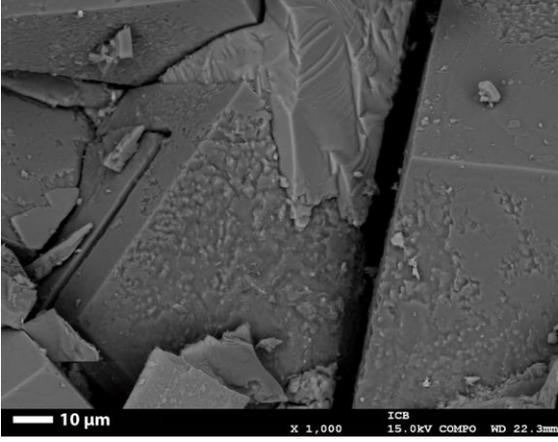
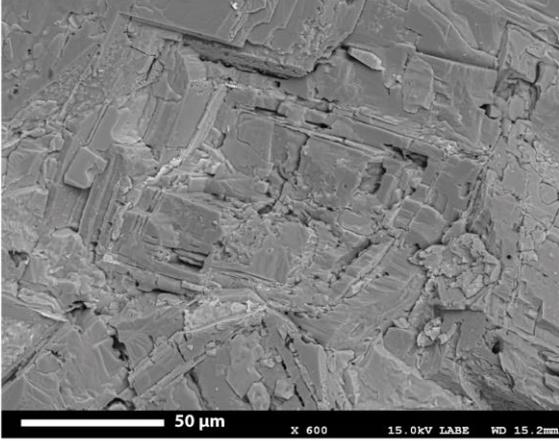
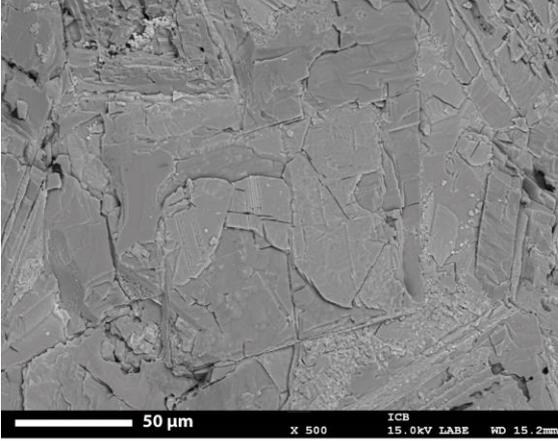
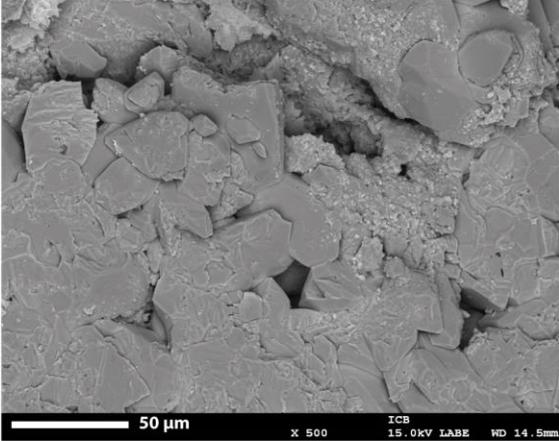
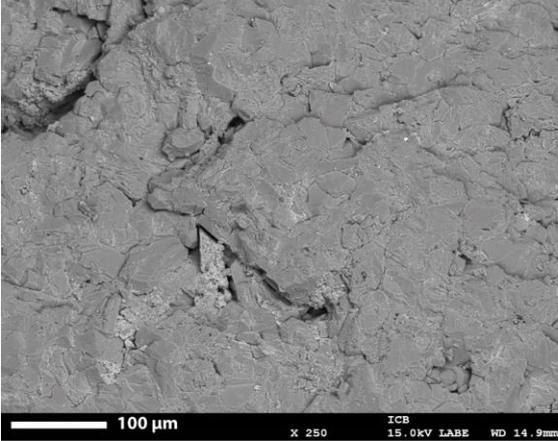
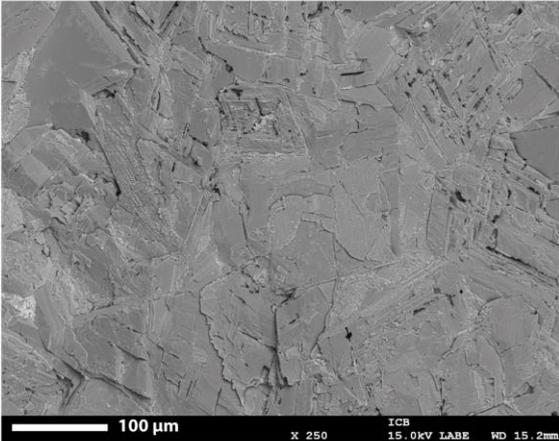
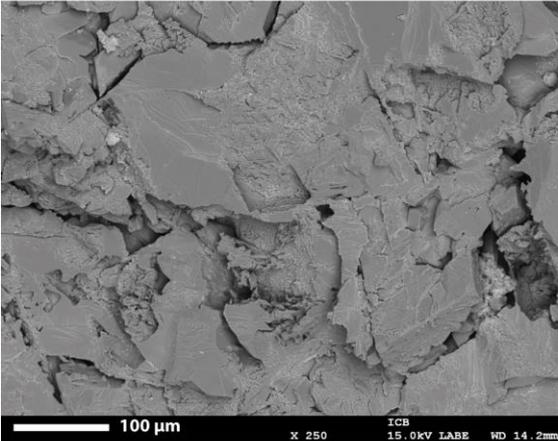
Microtexture 5



Microtexture 6



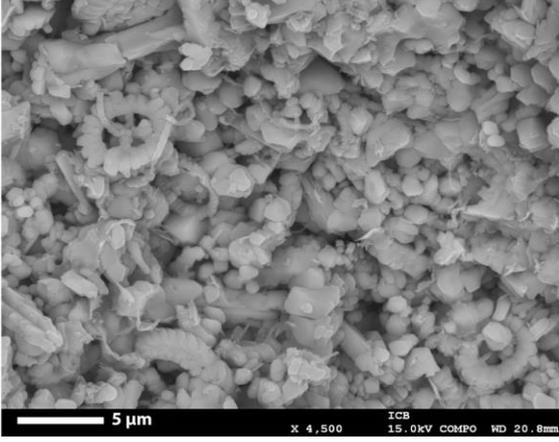
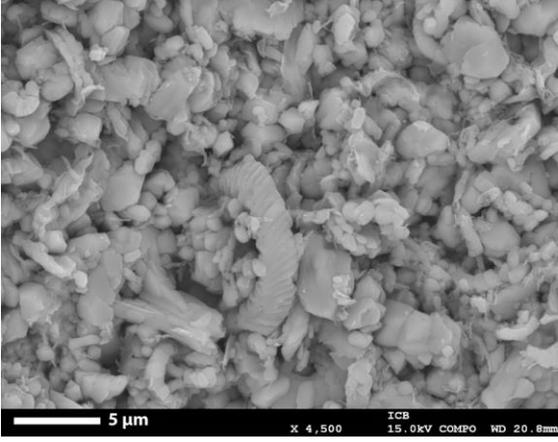
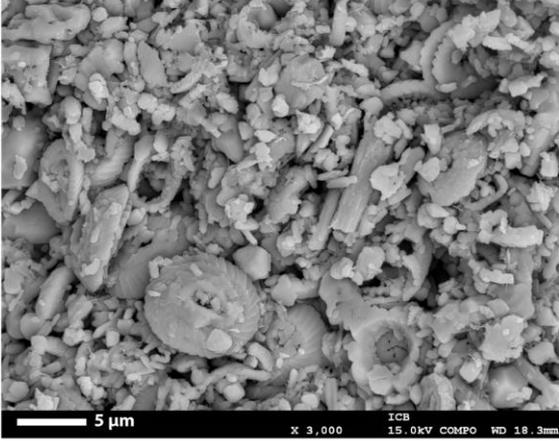
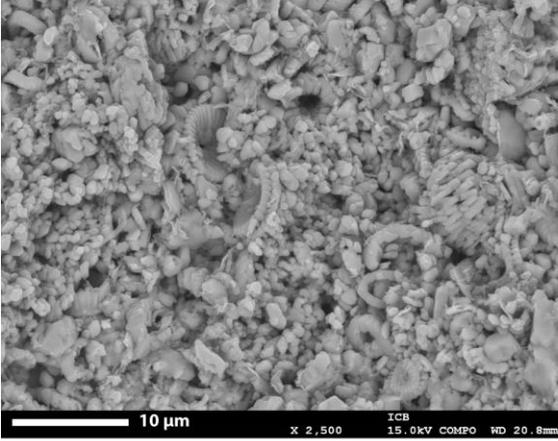
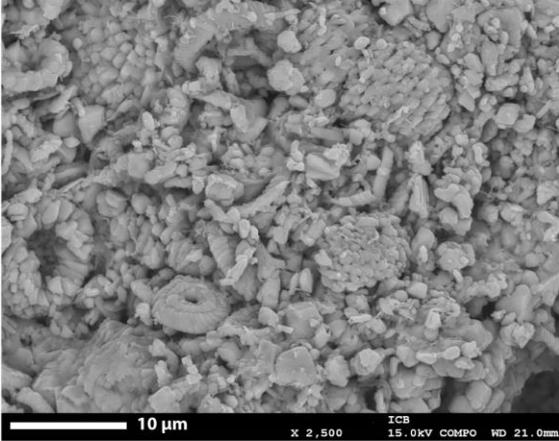
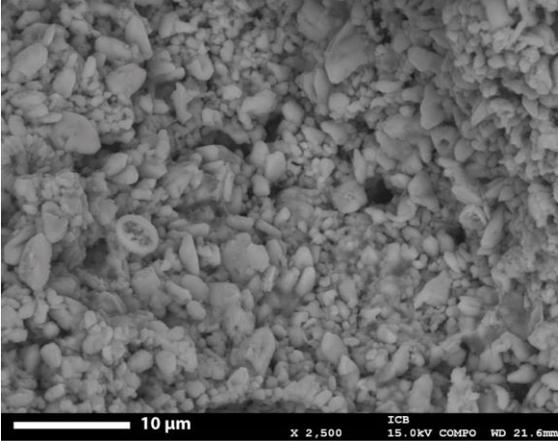
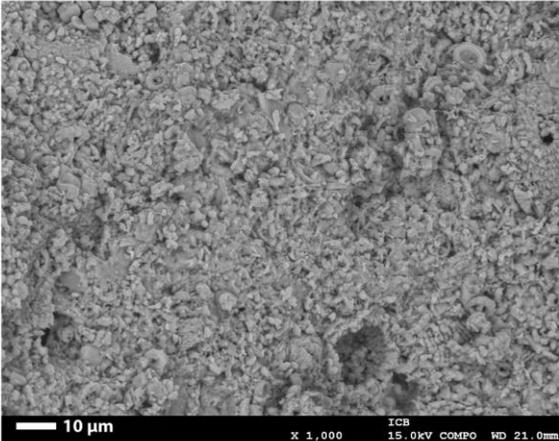
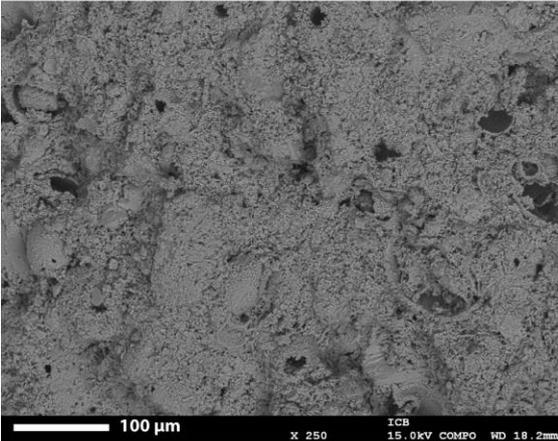
Microtexture 7



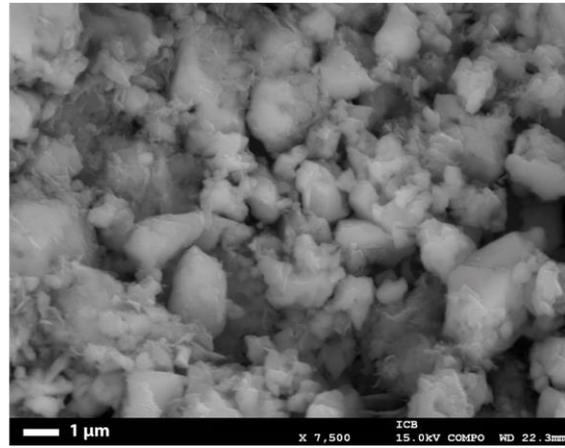
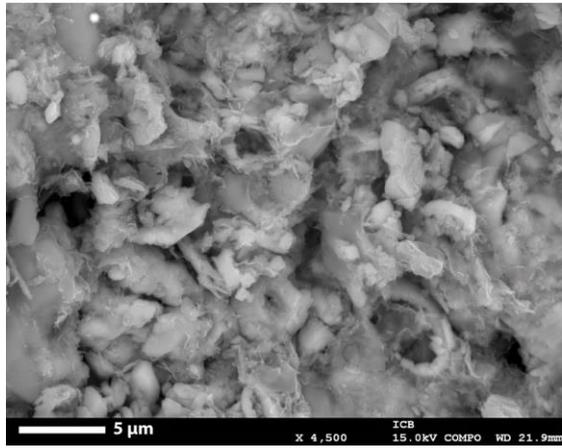
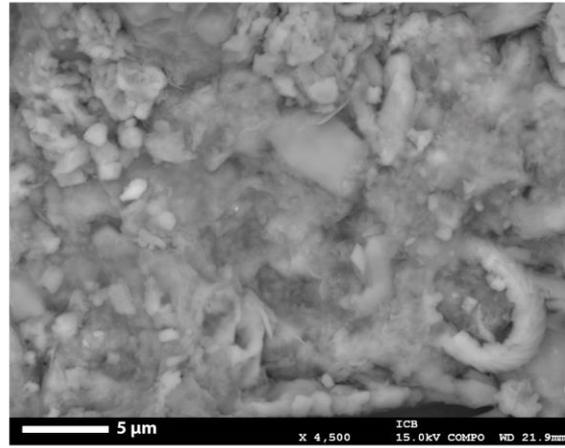
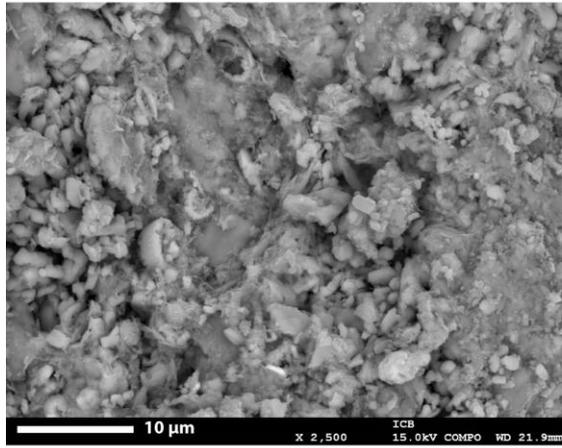
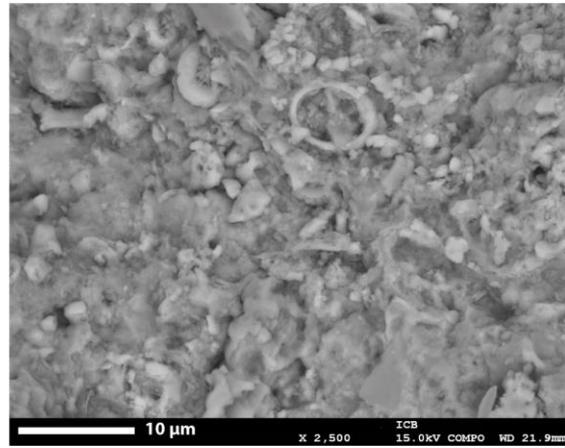
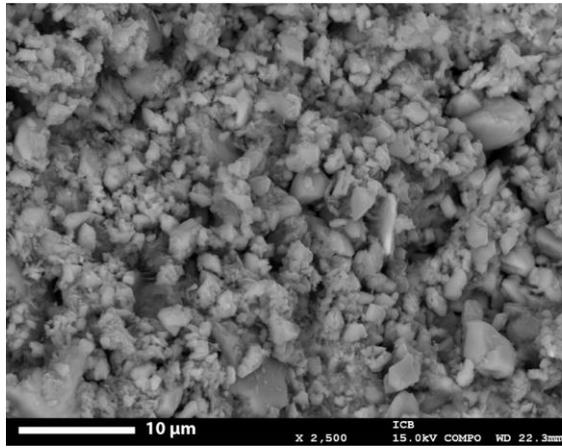
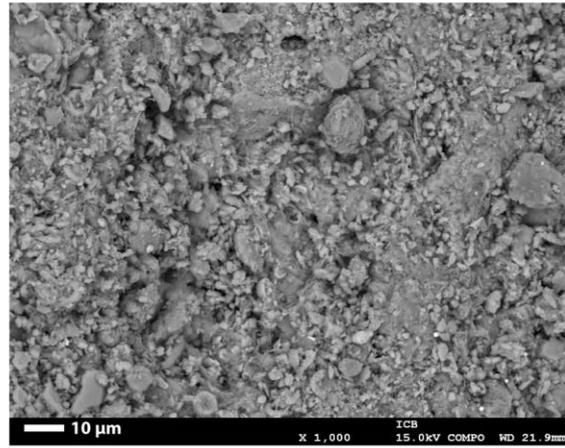
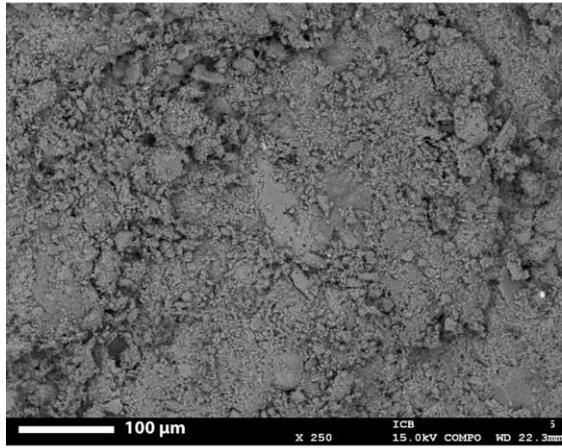
Annexe V-3

4 planches photos des microtextures impures présentant pour chaque classe de microtexture des images représentatives à différents grossissements.

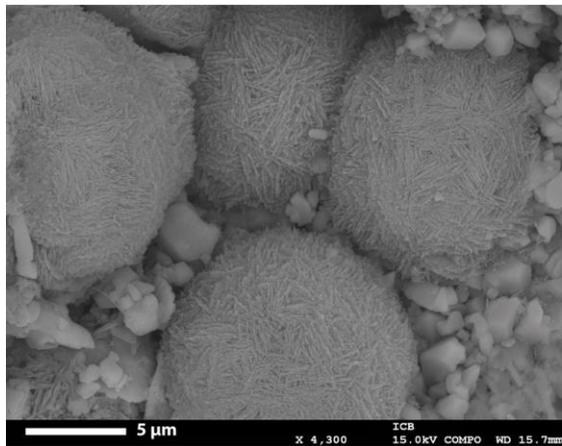
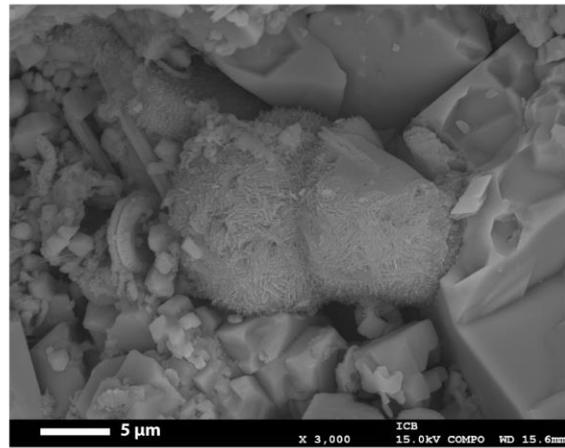
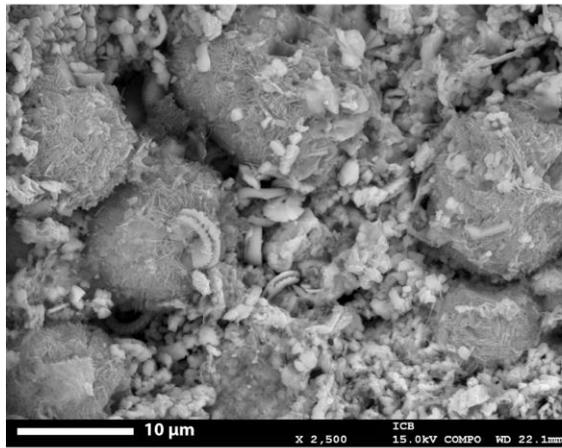
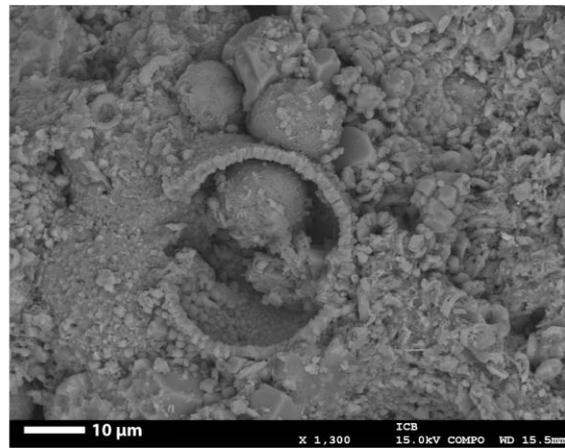
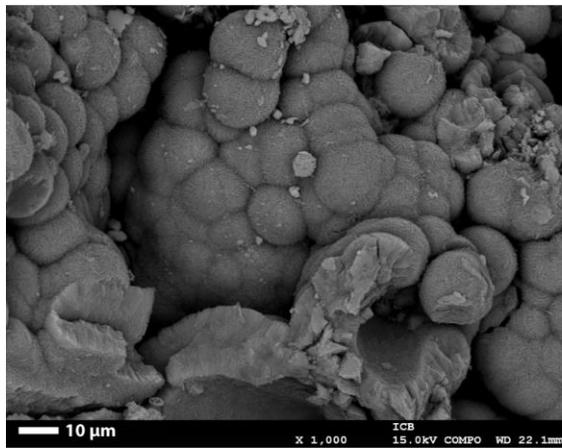
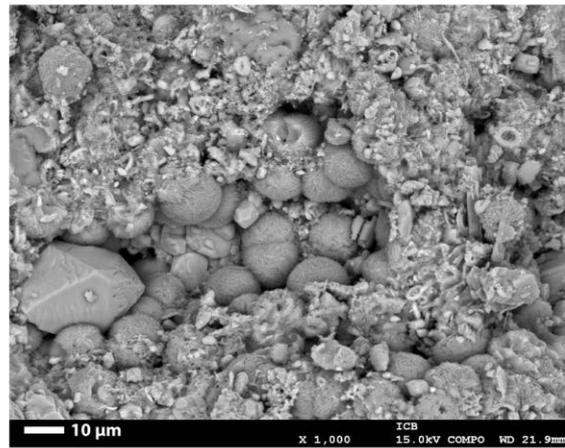
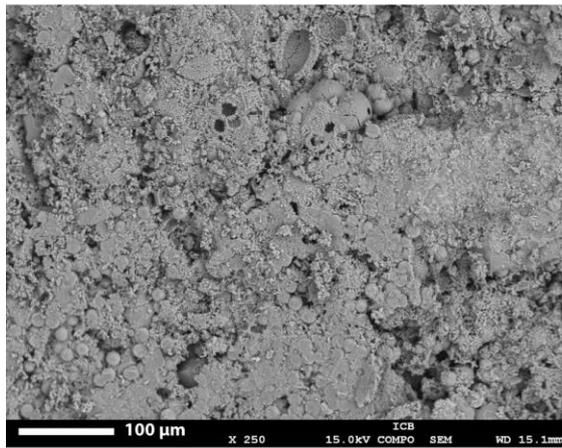
Dispersed clay Microtexture



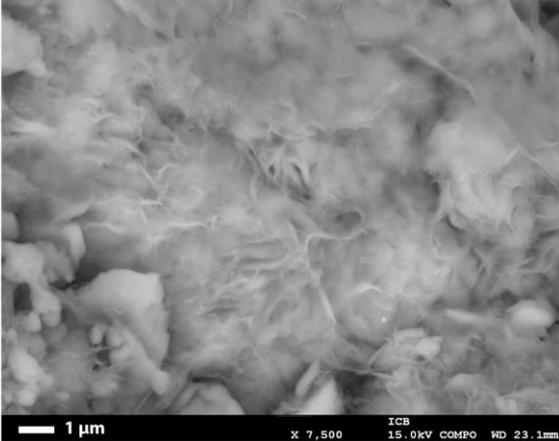
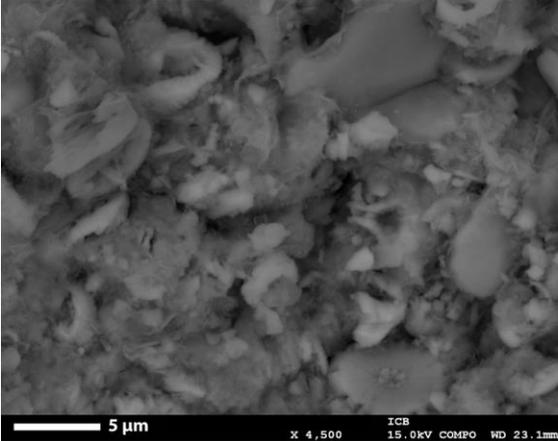
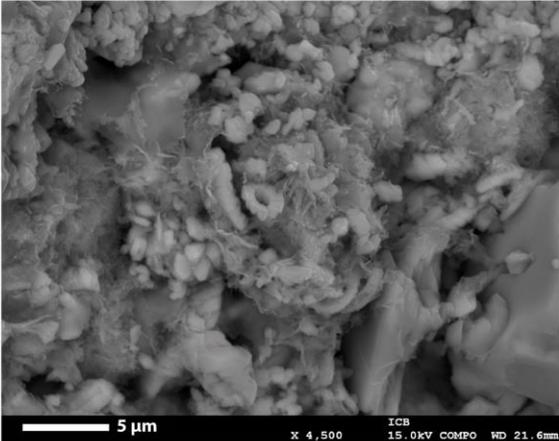
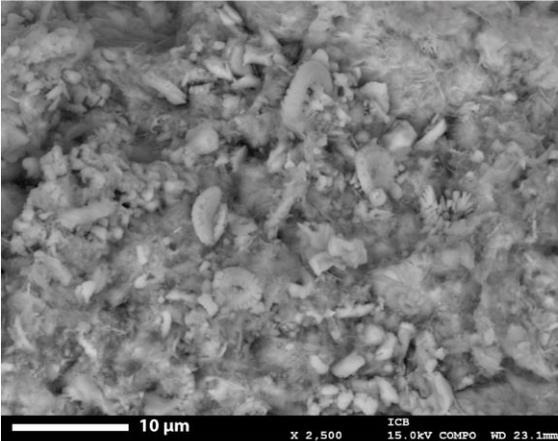
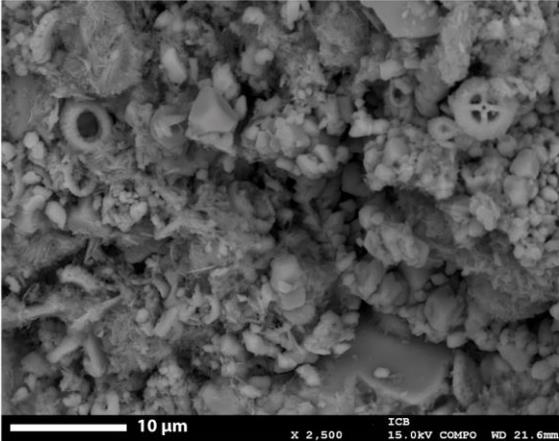
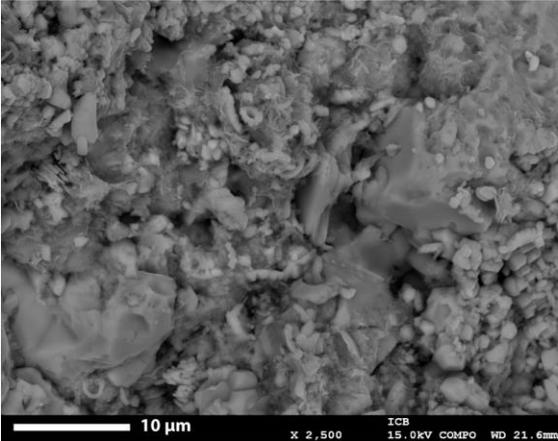
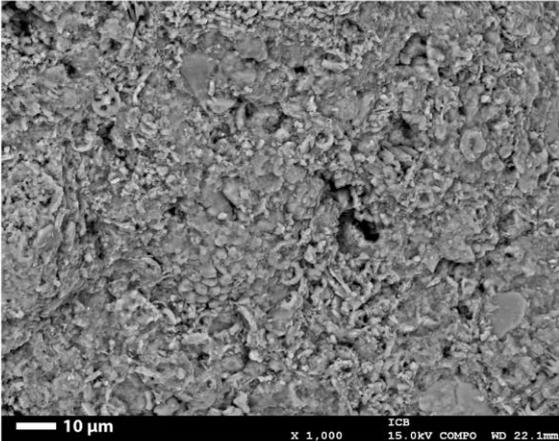
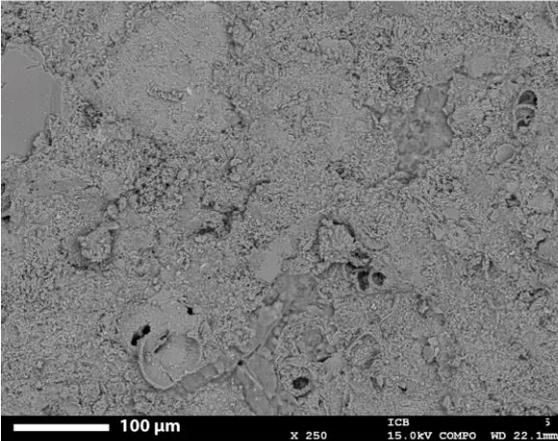
Draped clay Microtexture



Spherulitic opal-CT Microtexture



Draped opal-CT Microtexture



Chapitre 5

Caractérisation et origines des hétérogénéités pétrophysiques de la craie

La nature tend à accomplir tout acte par la voie la plus brève.

Leonard de Vinci

Chapitre 5

Caractérisation et origines des hétérogénéités pétrophysiques de la craie

1. Quantification et analyse statistique des paramètres pétrophysiques de la craie	249
1.1. Résultats des mesures des paramètres statiques du réseau poreux	250
1.1.1. <u>Résultats de la porosimétrie à l'eau (méthode d'Archimède) et de la pycnométrie à l'hélium</u>	250
1.1.2. <u>Résultats de la porosité librement accessible à l'eau par capillarité sous 48 heures</u>	252
1.1.3. <u>Résultats de la porosimétrie au mercure (MICP)</u>	253
1.2. Résultats des propriétés de transfert des fluides dans les craies	264
1.2.1. <u>Résultats de la perméabilité intrinsèque</u>	264
1.2.2. <u>Résultats des cinétiques de l'imbibition capillaire</u>	265
1.3. Résultats des autres propriétés : célérité des ondes acoustiques, propriétés électriques et densités radiologiques	268
1.3.1. <u>Résultats de la propagation des ondes acoustiques P</u>	268
1.3.2. <u>Résultats de la conductivité électrique</u>	270
1.3.3. <u>Résultats du scanner médical</u>	271
2. Relations entre les propriétés pétrophysiques de la craie	273
2.1. Relations entre paramètres descriptifs du réseau poreux de la craie	273
2.2. Relations entre les propriétés de transferts des fluides et les paramètres statiques du réseau poreux de la craie	279
2.2.1. <u>Relations entre la perméabilité et les paramètres statiques du réseau poreux</u>	279
2.2.2. <u>Relations entre les coefficients de capillarité et les paramètres statiques du réseau poreux des craies</u>	281
2.3. Comportement de la propagation des ondes acoustiques	285
2.4. Apport de la conductivité pour la caractérisation de la tortuosité du réseau poreux	286
2.5. Modélisation des perméabilités	288

3. Origine des hétérogénéités pétrophysiques de la craie	299
3.1. Influence des conditions de dépôt, du faciès et de la dédolomitisation sur les propriétés pétrophysiques de la craie	299
3.1.1. Relation entre propriétés pétrophysiques et modèles de dépôt	301
3.1.2. Influence des faciès de la craie sur les propriétés pétrophysiques	305
3.1.3. Existe-t-il une anisotropie dans certains faciès de la craie ?	311
3.1.4. Est-ce que la porosité piégée est dépendante du faciès ?	316
3.2. Influence de la minéralogie sur les propriétés pétrophysiques de la craie	319
3.2.1. Influence de la présence d'insolubles sur le réseau poreux et les écoulements de fluides	320
3.2.2. Influence du type et de l'agencement des insolubles sur les propriétés pétrophysiques	325
3.3. Contrôle des microtextures pures sur les propriétés pétrophysiques	331
ANNEXES Chapitre 5	341

Liste des figures, tableaux et annexes

Figure V-1 : Histogrammes de distribution de la porosité totale ϕ .	251
Figure V-2 : Histogrammes de distribution des paramètres déterminés à partir de la méthode de porosités librement accessibles à l'eau par capillarité sous 48 heures et par porosimétrie à l'eau.	252
Figure V-3 : Histogrammes de la distribution des paramètres déterminés par porosimétrie au mercure.	254
Figure V-4 : Dendrogramme obtenu à partir d'une Classification Ascendante Hiérarchique avec une troncature de similarité à 78,05 % appliquée sur les 121 analyses porosimétriques au mercure.	257
Figure V-5 : Courbes représentant le logarithme différentiel de l'intrusion du mercure en fonction des rayons d'accès aux pores, représentatives de chacun des 7 groupes, définis à partir de l'outil statistique CAH, présentant une répartition des rayons d'accès aux pores unimodale (MICP-1 à MICP-7).	259
Figure V-6 : Courbes représentant le logarithme différentiel de l'intrusion du mercure en fonction des rayons d'accès aux pores, représentatives de chacun des 4 groupes, définis à partir de l'outil statistique CAH, présentant une répartition bimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-8 à MICP-11).	262
Figure V-7 : Histogrammes de la distribution des valeurs de perméabilité (K) mesurées.	265
Figure V-8 : Courbes de prise de poids et de remontée de la frange capillaire lors d'une imbibition capillaire.	266
Figure V-9 : Histogrammes de distribution des paramètres déterminés à partir des cinétiques d'imbibition capillaire.	266
Figure V-10 : Vitesse de propagation des ondes acoustiques P sur plug sec et sur plug saturé en eau.	269
Figure V-11 : Histogrammes de distribution des paramètres obtenus à partir des données de la conductivité électrique.	270
Figure V-12 : Densités scanner moyennes mesurées selon le Dip.	272
Figure V-13 : Relations entre porosités et coefficients de saturation.	274
Figure V-14 : Diagrammes de corrélation et boîtes à moustaches pour la porosité totale ϕ , les rayons d'accès aux pores, le rapport pore/accès et le rayon de pore en fonction des groupes porosimétriques définis par CAH à partir des courbes d'injection de mercure.	277
Figure V-15 : Relation entre perméabilité et paramètres statiques du réseau poreux.	280
Figure V-16 : Relations entre coefficients de capillarité et paramètres statiques du milieu poreux des craies et perméabilité.	283
Figure V-17 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes acoustiques P (V_p) sur plug saturé en eau et les paramètres porosité totale (A) et perméabilité (B).	285

Figure V-18 : Relation entre paramètres déterminés à partir de la conductivité électrique et la porosité totale et les paramètres de transport des fluides.	287
Figure V-19 : Graphique montrant les relations entre les perméabilités mesurées et perméabilités estimées en utilisant chacun des 8 modèles présentés dans le tableau V-10.	290
Figure V-20 : Relations entre perméabilités mesurées et perméabilités calculées à partir du modèle de Katz et Thompson (1987) et la version modifiée (en prenant $F = \phi^m$).	292
Figure V-21 : Relations entre les perméabilités mesurées et les perméabilités calculées d'après deux modèles établis empiriquement, l'un utilisant la porosité totale et le R_{35} et l'autre uniquement le R_{50}	294
Figure V-22 : Relations entre les perméabilités mesurées et les perméabilités calculées à partir des trois modèles dont les prédictions apparaissent acceptables.	295
Figure V-23 : Relations entre les perméabilités mesurées et les perméabilités estimées pour les deux modèles les plus satisfaisants prenant en compte la porosité totale déterminée par porosimétrie Hg.	297
Figure V-24 : Diagrammes croisés et boîtes à moustaches de la porosité totale, de la perméabilité et des vitesses de propagation des ondes P (V_p) en fonction des modèles de dépôt.	302
Figure V-25 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) en fonction des faciès de rampes argileuse et carbonatée.	306
Figure V-26 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) en fonction des faciès de contourite.	308
Figure V-27 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) en fonction des faciès de surface de hiatus.	310
Figure V-28 : Relation entre les mesures acquises sur plug horizontal et vertical pour l'étude de l'anisotropie des paramètres d'écoulement des fluides.	312
Figure V-29 : Relation entre les mesures acquises sur plugs horizontal et vertical pour l'étude de l'anisotropie des vitesses de propagation des ondes acoustiques P.	315
Figure V-30 : Visualisation de la porosité piégée en lien avec la dolomitisation à partir de lames minces à double imprégnation.	316
Figure V-31 : Relation entre porosité totale et porosité librement accessible à l'eau à 48 heures à pression atmosphérique.	317
Figure V-32 : Visualisation de la porosité piégée à partir de lames minces à double imprégnation.	318
Figure V-33 : Relation entre les porosités totales et les propriétés d'écoulement des fluides des craies à microtextures pure et impure.	320
Figure V-34 : Différence d'organisation du réseau poreux des craies à microtextures pure et impure.	321
Figure V-35 : Différence de tortuosité du réseau poreux des craies à microtextures pure et impure.	322

Figure V-36 : Différence de propriétés d'écoulement des fluides des craies à microtextures pure et impure.	324
Figure V-37 : Relation entre porosité totale ϕ et perméabilité K en fonction des classes de microtextures impures définies dans cette étude.	325
Figure V-38 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) en fonction des classes de microtextures pures.	332
Figure V-39 : Différences de propriétés pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) des classes de microtextures pures.	335
Figure V-40 : Différences de propriétés du réseau poreux des classes de microtextures pures.	336
Figure V-41 : Différences de propriétés d'écoulements des fluides par classes de microtextures pures.	339
Tableau V-1 : Statistiques descriptives des paramètres statiques déterminés à partir de la porosimétrie à l'eau et des mesures des porosités librement accessibles à l'eau par capillarité sous 48 heures.	250
Tableau V-2 : Statistiques descriptives des paramètres déterminés à partir des courbes de porosimétrie au mercure.	254
Tableau V-3 : Statistiques descriptives, par groupe porosimétrique à distribution des rayons d'accès aux pores unimodale (MICP-1 à MICP-7).	259
Tableau V-4 : Statistiques descriptives, par groupe porosimétrique à distribution bimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-8 à MICP-11).	262
Tableau V-5 : Statistique descriptive des propriétés de transfert des fluides déterminées à partir des mesures de perméabilité intrinsèque et des cinétiques de l'imbibition capillaire.	264
Tableau V-6 : Résultats statistiques concernant les vitesses des ondes acoustiques P sur échantillon sec ou saturé en eau, les paramètres calculés à partir des données de la conductivité électrique et des densités radiologiques mesurées au scanner médical.	268
Tableau V-7 : Test de corrélation de Pearson réalisé sur les paramètres pétrophysiques descriptifs du réseau poreux.	273
Tableau V-8 : Test de corrélation de Pearson appliqué aux propriétés de transfert des fluides et aux autres paramètres étudiés.	279
Tableau V-9 : Valeurs statistiques des perméabilités pour chaque groupe porosimétrique correspondant à chaque boîte à moustaches de la figure V-15B.	280
Tableau V-10 : Modèles de prédiction des perméabilités basés sur les données issues des méthodes de conductivité électrique, des mesures de porosité totale ou issues de la porosimétrie au mercure pour différents matériaux.	288
Tableau V-11 : Formules de calcul des perméabilités utilisées dans les modèles présentés dans le tableau V-10.	289

Tableau V-12 : Synthèse des modèles de prédiction des perméabilités avec indication des paramètres d'entrée fournissant des prévisions acceptables pour les craies de cette étude.	298
Tableau V-13 : Tableau de contingence entre les faciès et la présence ou non de dédolomitisation.	317
Annexe V-1 : Tableau des données pétrophysiques des paramètres statiques et dynamiques obtenus à partir des méthodes de porosité totale à l'eau, porosité à 48 heures, imbibition capillaire et perméabilité.	343
Annexe V-2 : Tableau des données pétrophysiques des paramètres statiques obtenus à partir de la méthode de porosimétrie au mercure.	349
Annexe V-3 : Tableau des données pétrophysiques des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plugs sec ($V_{p_{sec}}$) et sur plug saturé en eau ($V_{p_{sat}}$).	353
Annexe V-4 : Tableau des données pétrophysiques obtenues à partir de la méthode de conductivité électrique.	357
Annexe V-5 : Tableau des données de densité scanner médical.	361

Comme annoncé plus tôt dans l'introduction, la craie présente, de manière générale, une grande variabilité des paramètres pétrophysiques. Dans ce chapitre, les grandeurs pétrophysiques mesurées sur les échantillons de cette étude seront exposées afin de comprendre les relations globales qui existent entre les paramètres pétrophysiques dans le cas de la craie. Enfin, ces paramètres pétrophysiques seront confrontés aux données et caractéristiques de l'environnement de dépôt définies précédemment dans le chapitre 3, et aux classes de microtextures définies dans le chapitre 4, dans le but d'expliquer l'origine des hétérogénéités pétrophysiques présentes au sein de la craie de Normandie.

1. Quantification et analyse statistique des paramètres pétrophysiques de la craie

La présentation des paramètres pétrophysiques de la craie, est organisée ici selon trois groupes de paramètres : les paramètres statiques du réseau poreux (porosité totale, densités, porosité libre et données de la porosimétrie au mercure), les propriétés de transfert des fluides (perméabilité et imbibition capillaire), et les autres paramètres pétrophysiques étudiés (célérité des ondes soniques, propriétés électriques et densités scanner).

L'ensemble des données pétrophysiques est compilé dans les annexes V-1 à V-4.

1.1. Résultats des mesures des paramètres statiques du réseau poreux

Le tableau V-1 présente la variabilité des paramètres déterminés à partir des méthodes de porosimétrie à l'eau et des mesures des porosités librement accessibles à l'eau par capillarité sous 48 heures.

Méthode	Porosimétrie à l'eau			Porosité libre à 48 heures	
	D_{\min}	D_{bulk}	ϕ (%)	ϕ_{48} (%)	S_{48}
	n=203	n=203	n=206	n=167	n=167
Minimum	2,52	1,39	6,1	5,5	0,53
Maximum	2,82	2,59	46,5	42,5	0,99
Moyenne	2,70	1,83	32,7	27,2	0,83
Médiane	2,71	1,77	34,6	29,1	0,84
1er Quartile	2,71	1,68	30,1	22,8	0,81
3ème Quartile	2,72	1,90	37,7	33,4	0,88
Variance (n-1)	0,00	0,06	76,9	76,2	0,01
Ecart-type (n-1)	0,03	0,25	8,8	8,7	0,09

Tableau V-1 : Statistiques descriptives des paramètres statiques déterminés à partir de la porosimétrie à l'eau et des mesures des porosités librement accessibles à l'eau par capillarité sous 48 heures. Données en annexe V-1.

1.1.1. Résultats de la porosimétrie à l'eau (méthode d'Archimède) et de la pycnométrie à l'hélium

Les densités minérales (D_{\min}) calculées à partir des données issues de ces analyses varient entre 2,52 à 2,82. La médiane est égale à 2,71 et l'écart-type est 0,03 ; 50 % des densités minérales correspondent à la valeur 2,7 (entre le 1^{er} et le 3^{ème} quartile $D_{\min}=2,7$; Tableau V-1 ; Annexe V-1), ce qui montre le caractère relativement pur d'une part importante des craies étudiées, sachant que la densité de la calcite pure est de 2,71 (www.webmineral.com). En effet, les craies présentant des densités minérales égales à 2,7 ont, en moyenne, des teneurs en calcite supérieures à 96 %. Les densités minérales inférieures à 2,7 correspondent à celles de craies avec des teneurs significatives (jusqu'à 50 %) en argiles et/ou d'opale-CT, et sont liées aux densités plus faibles de ces espèces minérales, de 2,35 en moyenne pour les smectites et de 2,09 en moyenne pour l'opale-CT. Les densités minérales les plus élevées correspondent à des craies contenant de la pyrite ou de la goethite se présentant sous la

forme de nodules millimétriques ; ces espèces minérales ont des densités minérales moyennes respectivement de 5,01 et de 3,8.

Les porosités totales (ϕ) des craies étudiées varient de façon très importante de 6,1 à 46,5 % ; la médiane est égale à 35,6 % et l'écart-type est proche de 9 % (Tableau V-1 ; Annexe V-1). Les valeurs de porosité montrent une distribution bimodale (Figure V-1). Le mode principal s'étale entre 20 et 47,5 % et les porosités totales les plus fréquentes (fréquence de 0,2) de ce mode se situent entre 32,5 et 35 %. Le second mode correspond à des porosités totales situées entre 5 et 17,5 % ; les valeurs les plus fréquentes de ce mode (fréquence de 0,05) se trouvent entre 10 et 12,5 %. Aucun échantillon de craie ne présente de valeur de porosité comprise entre ces deux modes, c'est-à-dire entre 17,5 et 20 %.

À noter que pour la plupart des plugs taillés à partir d'un même échantillon, les porosités totales varient de ± 5 % à l'exception des faciès de type softground à hardground qui présentent des variations allant jusqu'à 15 % de porosité totale.

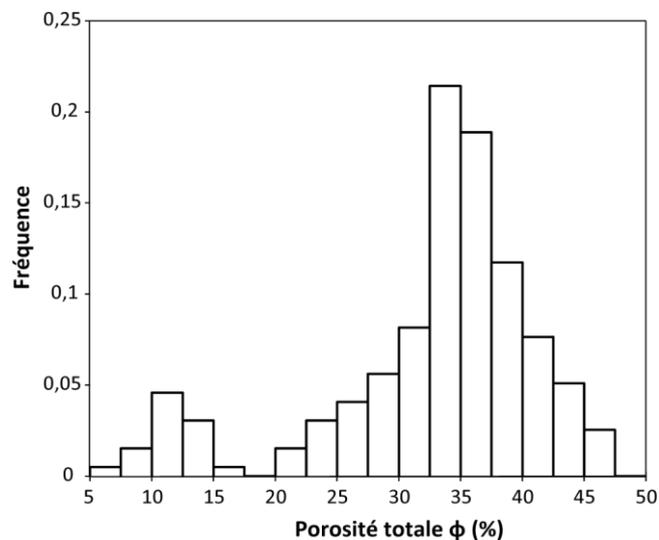


Figure V-1 : Histogrammes de distribution de la porosité totale ϕ .

Les densités globales ou densités apparentes (D_{bulk}) qui intègrent à la fois les variations du volume poreux et les variations de composition minéralogique, sont comprises entre 1,39 et 2,59. La moyenne et l'écart-type sont respectivement 1,83 et 0,25 (Tableau V-1 ; Annexe V-1).

1.1.2. Résultats de la porosité librement accessible à l'eau par capillarité sous 48 heures

Les porosités librement accessibles à l'eau par capillarité à 48 heures (ϕ_{48}) ou "porosités libres", varient de façon très importante entre 5,5 et 42,5 % ; la médiane et l'écart-type sont respectivement de 29,1 % et pratiquement de 9 % (Tableau V-1 ; Annexe V-1). Elles montrent également une distribution bimodale (Figure V-2A). Le mode principal est situé entre 15 et 42,5 % ; les porosités libres les plus fréquentes (fréquence de 0,17) sont observées entre 30 et 32,5 %. Le second mode est constitué par des porosités libres situées entre 5 et 15 %, les valeurs les plus fréquentes au sein de ce mode (fréquence de 0,05) s'étalant entre 10 et 12,5 %.

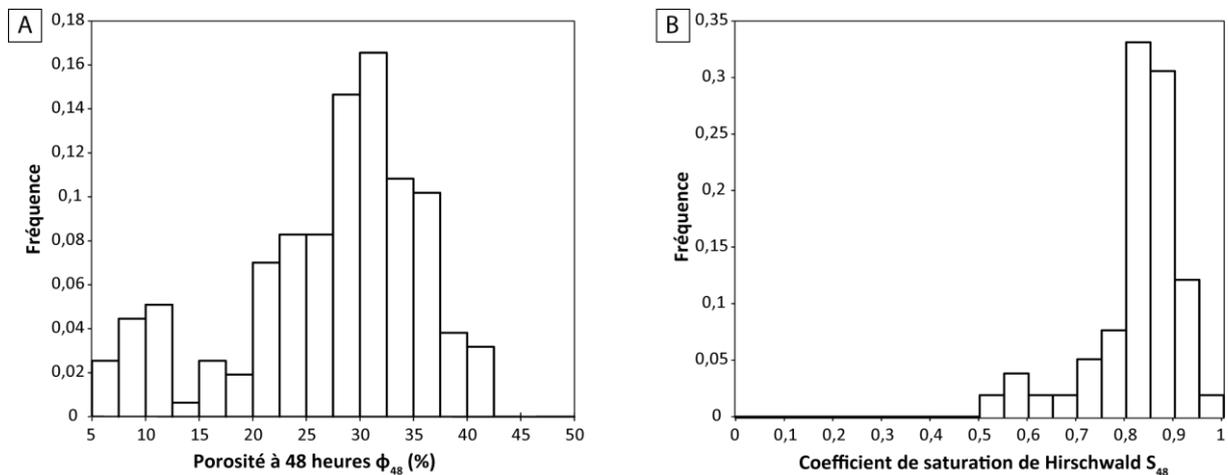


Figure V-2 : Histogrammes de distribution des paramètres déterminés à partir de la méthode de porosités librement accessibles à l'eau par capillarité sous 48 heures et par porosimétrie à l'eau. (A) Porosités libres ϕ_{48} . (B) Coefficients de saturation d'Hirshwald S_{48} .

Les coefficients de saturation ou coefficients d'Hirshwald (S_{48}) qui correspondent au rapport porosité libre/porosité totale, varient de 0,53 à 0,99 avec une médiane de 0,84. Les valeurs comprises entre le 1^{er} et le 3^{ème} quartile sont très proches (entre 0,81 et 0,88), ce qui se traduit par un écart-type faible de 0,09 (Tableau V-1 ; Annexe V-1). La distribution des coefficients de saturation S_{48} est bimodale (Figure V-2B). Le mode principal présente des coefficients de saturation S_{48} situés entre 0,7 et 1 ; les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,33) s'observent entre 0,8 et 0,85. Le second mode, beaucoup moins marqué que pour les porosités et de fréquences plus basses, correspond à des coefficients de saturation S_{48} entre

0,5 et 0,7 ; les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,04) sont observées entre 0,55 et 0,6.

Ces valeurs élevées du coefficient S_{48} , de l'ordre de 0,8 et plus, traduisent le fait que le réseau poreux des craies étudiées est essentiellement constitué par des pores librement accessibles à l'eau par capillarité. Seuls quelques échantillons ($n=15$) présentent des valeurs de S_{48} inférieures à 0,7, soit plus de 30 % de leur volume poreux piège de l'air, et n'est donc pas accessible à l'eau par capillarité, cette porosité est appelée porosité piégée.

1.1.3. Résultats de la porosimétrie au mercure (MICP)

À partir des courbes d'injection obtenues en porosimétrie au mercure, il est possible de déterminer plusieurs paramètres permettant de caractériser le milieu poreux d'un géomatériau (cf. Chapitre 2 pour le détail) :

- la porosité totale au mercure ϕ_{MICP} (en %) ;
- le pic principal de la distribution des rayons d'accès aux pores (R_{apex} en μm), déterminé graphiquement à partir des courbes du logarithme différentiel de l'intrusion versus les rayons d'accès ;
- le rayon d'accès correspondant au seuil de pore à valeur de seuil de percolation (pore threshold ; R_{seuil} en μm) qui correspond au plus grand rayon permettant d'accéder au plus grand volume du réseau poreux ;
- le rayon d'accès aux pores (R_{35} en μm) à partir duquel 35 % du volume poreux total sont occupés par le mercure liquide sur la courbe de la première intrusion du mercure (drainage) ;
- le rayon d'accès aux pores médian (R_{50} en μm) qui correspond au rayon à partir duquel 50% du volume poreux total sont occupés par le mercure liquide sur la courbe de la première intrusion du mercure (drainage) ;
- le classement ou sorting (S_o) des rayons d'accès aux pores ;
- le coefficient d'asymétrie de la distribution des rayons d'accès aux pores (Asq) ;
- l'asymétrie (As) de la distribution des rayons d'accès aux pores ;

- le coefficient de saturation au mercure (S_{Hg}) correspondant au volume de mercure résiduel dans le réseau poreux en fin d'imbibition sur le volume de mercure maximal injecté lors de la première intrusion ;
- le rapport entre la taille des pores (évasements) et la taille de leurs entrées (constrictions) pour le rayon correspondant au seuil de pore (R_{seuil}) ;
- le rayon des pores (évasements) contrôlé par le seuil de pore (R_{seuil}).

Le tableau V-2 synthétise le traitement statistique des paramètres issus de la porosimétrie au mercure. L'intégralité de ces données est détaillée dans l'Annexe V-2.

Méthode	Porosimétrie mercure										
	Φ_{MICP} (%)	R_{apex} (μm)	R_{seuil} (μm)	R_{35} (μm)	R_{50} (μm)	S_o	A_s	A_{sq}	Rapport taille de pore/ taille d'accès (à R_{seuil})	Rayon de pore (à R_{seuil}) (μm)	S_{Hg}
Statistique	n=120	n=120	n=121	n=121	n=121	n=121	n=121	n=121	n=109	n=109	n=121
Minimum	4,6	0,01	0,09	0,06	0,06	1,17	0,18	-3,37	2,86	0,45	0,29
Maximum	43,7	22	48,7	26,6	21,1	9,4	1,7	4,4	176	485	0,99
Moyenne	30,9	0,89	2,78	1,33	0,95	1,88	0,88	0,10	9,00	11,78	0,64
Médiane	33,2	0,47	0,76	0,52	0,45	1,39	0,91	0,00	5,48	3,69	0,64
1er Quartile	28,2	0,31	0,51	0,35	0,27	1,29	0,85	-0,01	4,03	2,46	0,52
3ème Quartile	36,9	0,61	1,11	0,70	0,56	1,93	0,97	0,04	8,96	5,96	0,74
Variance (n-1)	88,7	5,11	62,3	13,6	7,55	1,45	0,04	0,43	305	2272	0,0
Ecart-type (n-1)	9,4	2,26	7,89	3,69	2,75	1,20	0,21	0,65	17,5	47,7	0,16

Tableau V-2 : Statistiques descriptives des paramètres déterminés à partir des courbes de porosimétrie au mercure. Données complètes en annexe V-2.

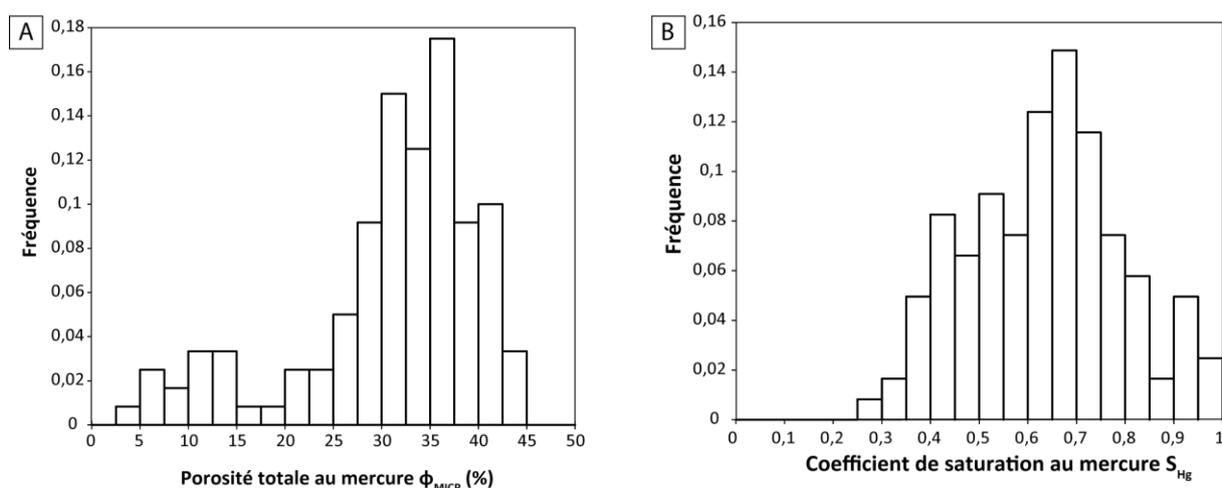


Figure V-3 : Histogrammes de la distribution des paramètres déterminés par porosimétrie au mercure. (A) Porosités totales au mercure Φ_{MICP} . (B) Coefficients de saturation du réseau poreux au mercure S_{Hg} (B).

Les porosités totales au mercure ϕ_{MICP} varient de façon importante de 4,6 à 43,7 % avec une médiane de 33,2 % et un écart-type de 9,4 % (Tableau V-2 ; Annexe V-2). De la même façon que les porosités totales mesurées à l'eau (ϕ) et les porosités libres (ϕ_{48}), les porosités totales au mercure présentent également une distribution bimodale (Figure V-3A). Le mode principal de cette distribution est observé entre 20 et 45 %, et les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,17) sont situées entre 35 et 37,5 %. Le second mode, moins marqué et caractérisé par des fréquences beaucoup plus faibles que le précédent, concerne des porosités totales au mercure situées entre 3,5 et 20 % avec des fréquences de l'ordre de 0,03.

Les coefficients de saturation au mercure S_{Hg} , varient de façon très importante entre 0,29 et 0,99 pour une médiane à 0,64 et un écart-type de 0,16 (Tableau V-2 ; Annexe V-2). La distribution de ces coefficients est très étalée (Figure V-3B). Ce coefficient correspond à la proportion de porosité piégée, lors de l'extrusion de mercure.

Les valeurs de pic principal (R_{apex}) varient de façon importante de 0,01 à 22 μm ; la médiane est de 0,47 μm et l'écart-type est de 2,26 μm (Tableau V-2 ; Annexe V-2). Les valeurs du rayon de seuil de pore (R_{seuil}) varient de façon importante de 0,09 à 48,7 μm , avec une médiane à 0,76 μm et un écart-type de 7,89 μm . Les rayons d'accès aux pores R_{35} , montrent des valeurs de 0,06 à 26,6 μm , une médiane égale à 0,52 μm et un écart-type de 3,69 μm . Les rayons d'accès aux pores médians (R_{50}), varient de 0,06 à 21,1 μm ; la médiane est égale 0,45 μm et l'écart-type est de 2,75 μm (Tableau V-2 ; Annexe V-2). Les distributions de ces différents rayons d'accès montrent un caractère bimodal. Les modes principaux composés de fréquences de l'ordre de 0,45 se situent entre 0,1 et 0,5 μm pour le pic principal (R_{apex}), le R_{35} et le R_{50} , et entre 0,5 et 1 μm pour le rayon de seuil de pore (R_{seuil}). Le second mode, caractérisé par des fréquences beaucoup plus faibles (fréquences inférieures à 0,05), présente des valeurs entre 10 et 50 μm .

Les rapports entre la taille de pores et la taille des entrées calculés pour le rayon d'accès correspondant au rayon de seuil de pore (R_{seuil}), varient de 2,86 à 176 avec une médiane de 5,48. Au vu du minimum et du maximum observés, il peut être supposé que ce rapport varie fortement, cependant l'écart-type est seulement de 17,46, et 50 % des valeurs (1^{er} et 3^{ème} quantiles) sont comprises entre 4,03 et 8,96 (Tableau V-2 ; Annexe V-2). Ils montrent une

distribution unimodale, avec une fréquence de 0,75 pour les valeurs comprises entre 2,86 et 9.

Les valeurs calculées des rayons de pores dont les tailles des accès correspondent aux valeurs des rayons seuils R_{seuil} varient de 0,45 à 485 μm ; la médiane et l'écart-type sont respectivement 3,69 μm et 47,7 μm (Tableau V-2 ; Annexe V-2). Ces rayons de pores présente une distribution unimodale avec une fréquence de 0,65 pour les valeurs comprises entre 1 et 5 μm , et les 1^{ers} et 3^{èmes} quartiles très proches l'un de l'autre, respectivement de 2,46 μm et 5,96 μm .

Pour simplifier l'interprétation de ces paramètres, des groupes basés sur la distribution des rayons d'accès lors de la première courbe d'intrusion de mercure ont été formés grâce à l'outil statistique de Classification Ascendante Hiérarchique (CAH, software xlstat, cf. Chapitre 2). Le dendrogramme (Figure V-4) ainsi obtenu permet, après une troncature de similarité à 78,05 %, de subdiviser en groupes l'ensemble des 121 résultats des analyses porosimétriques au mercure réalisées sur les échantillons de craie.

La CAH a permis, sur la base d'une troncature à 0,7805, de définir statistiquement 11 groupes (MICP-1 à MICP-11) contenant plus de deux échantillons. Les mesures au sein de chaque groupe présentent une similarité supérieure à 78,05 %. Après traitement statistique, 14 analyses n'entraient pas dans ces 11 groupes. Pour éviter l'augmentation du nombre de groupes, ces analyses ont néanmoins été réparties au sein de ces 11 groupes en fonction de leurs similitudes au niveau des paramètres calculés à partir de la courbe d'intrusion de mercure (valeur du pic principal, rayon de seuil de pore R_{seuil} , R_{50} et R_{35} , sorting et asymétrie).

Parmi ces 11 groupes issus de la porosimétrie au mercure (MICP-1 à MICP-11), 7 groupes (MICP-1 à MICP-7) présentent une distribution unimodale des rayons d'accès aux pores avec cependant des valeurs de pic principal et des allures générales différentes, et 4 groupes montrent des distributions bimodales (MICP-8 à MICP-11).

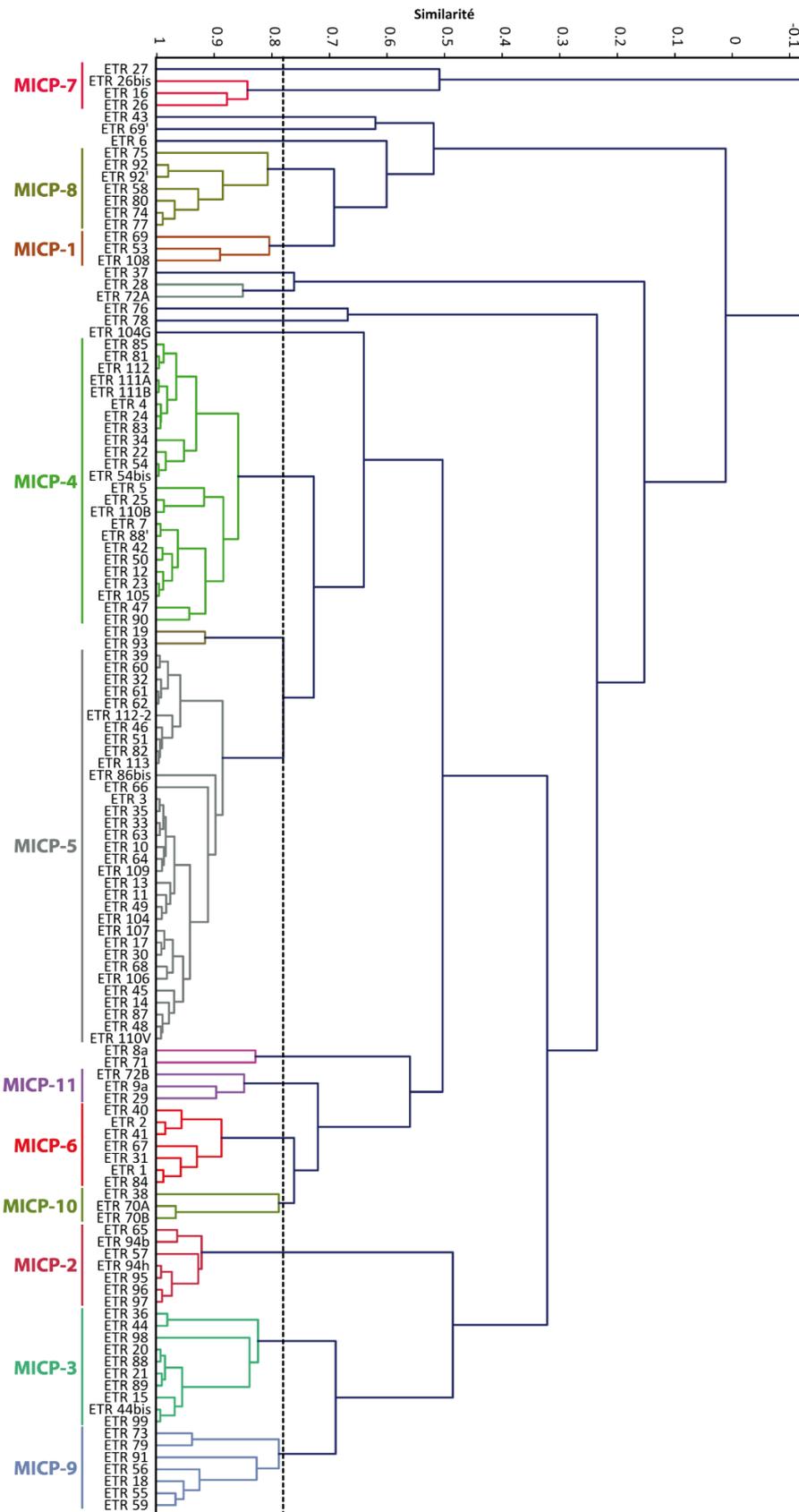


Figure V-4 : Dendrogramme obtenu à partir d'une Classification Ascendante Hiérarchique avec une troncature de similarité à 78,05 % appliquée sur les 121 analyses porosimétriques au mercure. 11 groupes ont ainsi été définis à partir de ce dendrogramme (MICP-1 à MICP-11).

Pour chaque groupe ainsi défini, la CAH extrait la courbe porosimétrique la plus représentative du groupe. Les courbes de distribution des rayons d'accès aux pores représentatives de chaque groupe sont tracées sur les graphiques des figures V-5 et V-6 afin de mettre en évidence les similitudes et différences entre groupes. Les variations de chaque paramètre, déterminées à partir de la première courbe d'intrusion du mercure, sont présentées par groupe, dans le tableau V-3 et V-4. Les valeurs de porosité totale au mercure ϕ_{MICP} , des coefficients de saturation au mercure S_{Hg} , des rapports entre taille de pore et taille d'accès aux pores calculés pour le rayon seuil de pores (R_{seuil}), et les valeurs de rayon des pores pour des accès seuil de rayon R_{seuil} , ne sont pas intégrés au descriptif des groupes, car ils ne sont pas définis uniquement à partir de la première courbe d'intrusion de mercure.

Caractérisation des groupes de porosimétrie au mercure présentant une distribution unimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-1 à MICP-7)

Statistique	MICP-1 (n=5)				MICP-2 (n=7)				MICP-3 (n=10)				MICP-4 (n=24)			
	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)
Pic principal R_{spex}	0,054	0,130	0,097	0,029	0,180	0,220	0,210	0,014	0,270	0,410	0,340	0,035	0,280	0,545	0,425	0,071
R_{equil}	0,085	0,190	0,158	0,041	0,280	0,398	0,300	0,046	0,444	0,617	0,485	0,058	0,260	0,817	0,640	0,108
R_{35}	0,064	0,163	0,121	0,037	0,215	0,281	0,227	0,023	0,330	0,412	0,387	0,029	0,369	0,544	0,490	0,045
R_{50}	0,055	0,150	0,105	0,035	0,182	0,245	0,202	0,020	0,254	0,376	0,358	0,037	0,304	0,486	0,419	0,044
So	1,217	1,345	1,282	0,048	1,256	1,698	1,278	0,157	1,199	1,425	1,227	0,072	1,173	1,503	1,317	0,078
As	0,891	1,005	0,943	0,046	0,631	1,070	0,893	0,130	0,840	1,042	0,889	0,067	0,834	1,053	0,911	0,053
Asq	-0,006	0,004	0,000	0,004	-0,017	0,020	-0,005	0,011	-0,019	0,022	-0,013	0,013	-0,022	0,038	-0,007	0,015

Statistique	MICP-5 (n=33)				MICP-6 (n=7)				MICP-7 (n=4)			
	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)
Pic principal R_{spex}	0,440	0,760	0,580	0,080	0,620	1,10	0,750	0,208	0,230	22,0	5,12	10,3
R_{equil}	0,719	1,33	0,964	0,155	1,20	2,87	1,62	0,628	17,8	48,7	36,6	13,2
R_{35}	0,545	0,873	0,636	0,077	0,844	1,34	0,976	0,191	12,7	26,6	20,3	5,77
R_{50}	0,475	0,662	0,550	0,050	0,691	0,919	0,739	0,087	10,4	21,1	14,4	4,83
So	1,218	1,805	1,387	0,128	1,289	1,819	1,583	0,176	1,507	3,489	2,223	0,831
As	0,774	1,644	0,929	0,135	0,900	1,083	0,983	0,059	0,179	0,872	0,624	0,302
Asq	-0,018	0,312	0,009	0,056	0,020	0,214	0,044	0,072	-3,368	2,264	-0,739	2,412

Tableau V-3 : Statistiques descriptives, par groupe porosimétrique à distribution des rayons d'accès aux pores unimodale (MICP-1 à MICP-7). Données détaillées en annexe V-2.

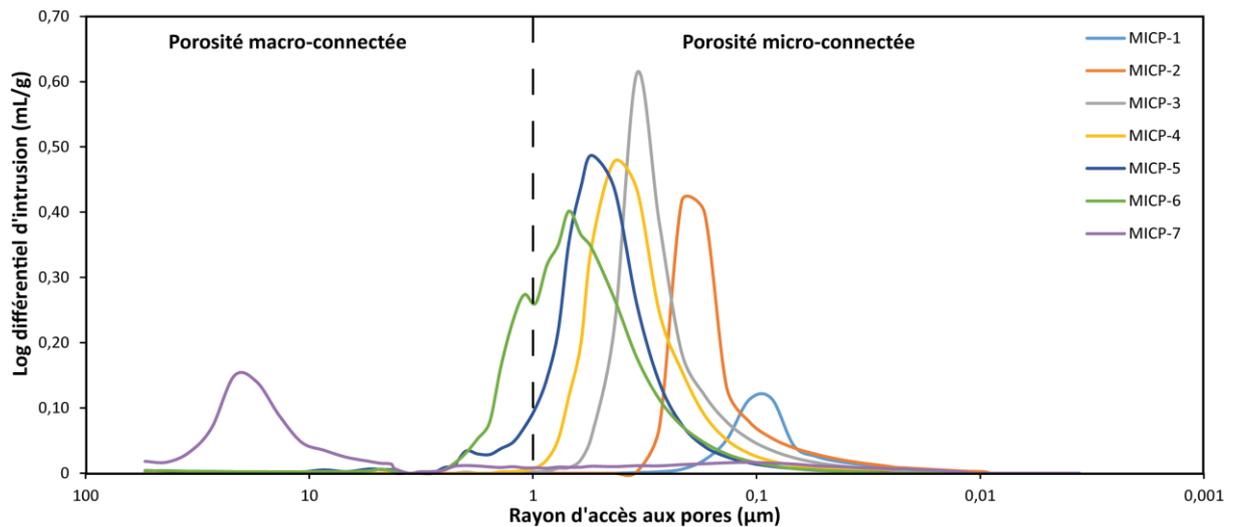


Figure V-5 : Courbes représentant le logarithme différentiel de l'intrusion du mercure en fonction des rayons d'accès aux pores, représentatives de chacun des 7 groupes, définis à partir de l'outil statistique CAH, présentant une répartition des rayons d'accès aux pores unimodale (MICP-1 à MICP-7). Données détaillées en annexe V-2.

MICP-1 : Les rayons d'accès aux pores montrent une distribution unimodale avec une légère asymétrie (As de 0,943) et un bon classement (So de 1,282). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,097 μm , des R_{seuil} de 0,158 μm , des R_{35} de 0,121 μm et des R_{50} de 0,105 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-2 : Les rayons d'accès aux pores sont bien classés (So de 1,278) et présentent une distribution unimodale marquée par une asymétrie moyenne (As de 0,893) du côté des petites valeurs de rayons d'accès (Asq de -0,005). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,21 μm , des R_{seuil} de 0,3 μm , des R_{35} de 0,227 μm et des R_{50} de 0,202 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-3 : Les rayons d'accès aux pores sont très bien classés (So de 1,227) et présentent une distribution unimodale marquée par une asymétrie moyenne (As de 0,889) du côté des petites valeurs de rayons d'accès (Asq de -0,013). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,34 μm , des R_{seuil} de 0,485 μm , des R_{35} de 0,387 μm et des R_{50} de 0,358 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-4 : Les rayons d'accès aux pores sont bien classés (So de 1,317) et présentent une distribution unimodale marquée par une légère asymétrie (As de 0,911) du côté des petites valeurs de rayons d'accès (Asq de -0,007). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,425 μm , des R_{seuil} de 0,64 μm , des R_{35} de 0,49 μm et des R_{50} de 0,419 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-5 : Les rayons d'accès aux pores sont assez bien classés (So de 1,387) et présentent une distribution unimodale marquée par une légère asymétrie (As de 0,929) du côté des grandes valeurs de rayons d'accès (Asq de 0,009). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,58 μm , des R_{seuil} de 0,964 μm , des R_{35} de 0,636 μm et des R_{50} de 0,55 μm . L'essentiel du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-6 : Les rayons d'accès aux pores sont mal classés (So de 1,583) et présentent une distribution unimodale pratiquement symétrique (As de 0,983) avec cependant un léger épaulement du côté des grandes valeurs de rayons d'accès (Asq de 0,044). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,75 μm , des R_{seuil} de 1,62 μm , des R_{35} de 0,976 μm et des R_{50} de 0,739 μm . Une partie (médiane de 33 %) du réseau poreux de ces craies est macro-connectée (rayons d'accès aux pores supérieurs au micromètre).

MICP-7 : Les rayons d'accès aux pores sont très mal classés (So de 2,223) et présentent une distribution unimodale marquée par une asymétrie importante (As de 0,624) du côté des petites valeurs de rayons d'accès (Asq de -0,739). Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 5,12 μm , des R_{seuil} de 36,6 μm , des R_{35} de 20,3 μm et des R_{50} de 14,4 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est macro-connectée (rayons d'accès aux pores supérieurs au micromètre).

Ainsi, les groupes porosimétriques MICP-1 à MICP-7 présentent tous des distributions unimodales des rayons d'accès aux pores. Les valeurs médianes des rayons (pic principal, R_{seuil} , R_{35} , R_{50}) montrent une évolution croissante (de 0,1 à 5 μm pour le pic principal) de MICP-1 à MICP-7, sans évolution particulière du classement des rayons d'accès et du profil (\pm symétrique) de leurs courbes de distribution. Les réseaux poreux des groupes MICP-1 à MICP-4 sont entièrement micro-connectés, alors que celui du groupe MICP-7 est entièrement macro-connecté. Les réseaux poreux des groupes MICP-5 et MICP-6 sont quant à eux gouvernés à la fois par des micro- et macro-connexions.

Caractérisation des groupes de porosimétrie au mercure présentant une distribution bimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-8 à MICP-11)

Statistique	MICP-8 (n=7)				MICP-9 (n=10)				MICP-10 (n=7)				MICP-11 (n=7)			
	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)	Minimum	Maximum	Médiane	Ecart-type (n-1)
Pic principal R_{apex}	0,035	0,170	0,110	0,051	0,230	0,690	0,300	0,158	0,012	2,30	1,35	0,928	0,870	4,30	4,20	1,50
R_{seuil}	0,198	0,297	0,232	0,035	0,160	1,33	0,610	0,318	1,67	3,49	2,76	0,726	3,24	39,3	6,53	15,2
R_{35}	0,096	0,148	0,110	0,020	0,250	0,455	0,267	0,076	0,287	1,78	0,775	0,525	1,18	6,41	2,38	1,98
R_{50}	0,058	0,097	0,072	0,014	0,090	0,290	0,196	0,063	0,124	1,17	0,394	0,367	0,738	1,92	1,35	0,445
S_D	1,932	2,625	2,196	0,243	1,801	5,633	2,531	1,127	2,788	7,838	3,166	1,780	2,419	9,449	3,712	2,328
As	0,631	1,052	0,758	0,163	0,391	1,081	0,601	0,205	0,442	1,581	0,489	0,421	0,469	1,706	0,941	0,426
Asq	0,003	0,017	0,012	0,005	-0,012	0,124	0,032	0,047	0,055	0,294	0,169	0,088	0,275	4,358	1,110	1,480

Tableau V-4 : Statistiques descriptives, par groupe porosimétrique à distribution bimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-8 à MICP-11). Données détaillées en annexe V-2.

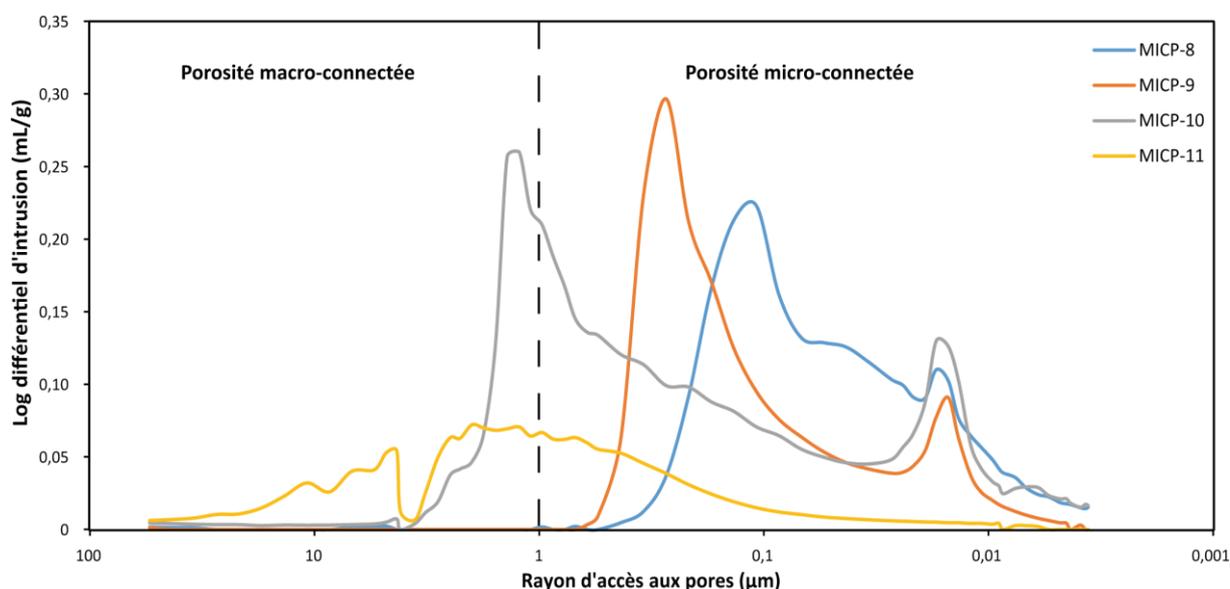


Figure V-6 : Courbes représentant le logarithme différentiel de l'intrusion du mercure en fonction des rayons d'accès aux pores, représentatives de chacun des 4 groupes, définis à partir de l'outil statistique CAH, présentant une répartition bimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-8 à MICP-11). Données détaillées en annexe V-2.

MICP-8 : Les rayons d'accès aux pores sont très mal classés (S_D de 2,196) et présentent une distribution bimodale. Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,11 μm , des pics secondaires de 0,017 μm , des R_{seuil} de 0,232 μm , des R_{35} de 0,11 μm et des R_{50} de 0,072 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-9 : Les rayons d'accès aux pores sont très mal classés (So de 2,531) et présentent une distribution bimodale. Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 0,3 μm , des pics secondaires de 0,016 μm , des R_{seuil} de 0,61 μm , des R_{35} de 0,267 μm et des R_{50} de 0,196 μm . La totalité du réseau poreux de ces craies est micro-connectée (rayons d'accès aux pores inférieurs au micromètre).

MICP-10 : Les rayons d'accès aux pores sont très mal classés (So de 3,166) et présentent une distribution bimodale. Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 1,35 μm , des pics secondaires de 0,016 μm , des R_{seuil} de 2,76 μm , des R_{35} de 0,775 μm et des R_{50} de 0,394 μm . Une partie (médiane de 27 %) du réseau poreux de ces craies est macro-connectée (rayons d'accès aux pores supérieurs au micromètre).

MICP-11 : Les rayons d'accès aux pores sont très mal classés (So de 3,712) et présentent une distribution bimodale. Ce groupe est caractérisé par des valeurs médianes des pics principaux de 2 et 4,2 μm , des R_{seuil} de 6,53 μm , des R_{35} de 2,38 μm et des R_{50} de 1,35 μm . Une très grande part (médiane de 55 %) du réseau poreux de ces craies est macro-connectée (rayons d'accès aux pores supérieurs au micromètre).

Ainsi, les groupes MICP-8 à MICP-11 présentent tous des distributions bimodales des rayons d'accès aux pores, avec des étalements très importants. Les valeurs médianes des rayons (Pic principal, R_{seuil} , R_{35} , R_{50}) montrent une évolution croissante (de 0,11 à 4 μm pour le pic principal) de MICP-8 à MICP-11, avec une évolution décroissante du classement des rayons d'accès. Les réseaux poreux des groupes MICP-8 et MICP-9 sont entièrement micro-connectés, alors que ceux des groupes MICP-10 et MICP-11 sont contrôlés à la fois par des micro- et macro-connexions.

1.2. Résultats des propriétés de transfert des fluides dans les craies

Les propriétés de transport étudiées dans ce mémoire sont de deux types :

- la perméabilité intrinsèque (K), mesurée à l'azote en régime permanent et monophasique à laquelle il est appliqué une correction pour s'affranchir de l'effet Klinkenberg ;
- les transferts d'eau par capillarité (régime biphasique), dont les cinétiques sont illustrées par deux coefficients, le coefficient relatif à la prise de poids A et le coefficient B relatif à la remontée de la frange humide.

Le tableau V-5 présente la variabilité de ces propriétés de transfert des fluides dans la craie.

Méthode	Perméabilité intrinsèque	Cinétiques d'imbibition capillaire	
	K (mD) n=180	A (g.cm ⁻² .h ^{-1/2}) n=173	B (cm.h ^{-1/2}) n=173
Minimum	0,002	0,031	0,487
Maximum	477	3,09	8,78
Moyenne	7,62	1,19	4,67
Médiane	1,76	1,21	5,37
1er Quartile	0,22	0,42	2,16
3ème Quartile	3,56	1,84	6,83
Variance (n-1)	1790	0,66	6,02
Ecart-type (n-1)	42,3	0,81	2,45

Tableau V-5 : Statistique descriptive des propriétés de transfert des fluides déterminées à partir des mesures de perméabilité intrinsèque et des cinétiques de l'imbibition capillaire. Données détaillées en annexe V-1.

1.2.1. Résultats de la perméabilité intrinsèque

Les perméabilités des craies étudiées varient de façon très importante de 0,002 à 477 mD ; la médiane est égale à 1,76 mD et l'écart-type est de 42,3 mD. La moitié des perméabilités (1^{er} et 3^{ème} quartiles) est comprise entre 0,22 et 3,56 mD (Tableau V-5 ; Annexe V-1). Leur distribution est unimodale (Figure V-7). Le mode principal qui représente les valeurs les plus fréquentes mesurées (fréquence de 0,46) se situe entre 1 et 5 mD.

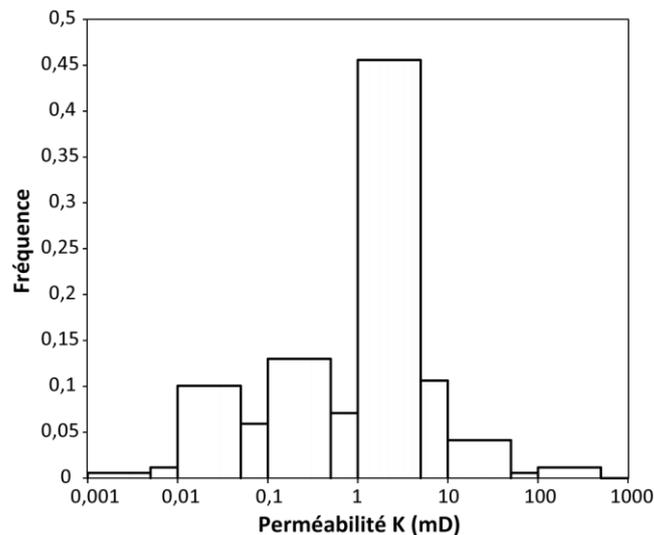


Figure V-7 : Histogrammes de la distribution des valeurs de perméabilité (K) mesurées.

1.2.2. Résultats des cinétiques de l'imbibition capillaire

Sur les 173 cinétiques d'imbibition capillaire réalisées au cours de cette étude, 156 mesures montrent des courbes de prise de poids et de remontée de la frange humide typiques d'un matériau au milieu poreux homogène (Figure V-8A). La prise de poids exprimée en fonction de la racine carrée du temps est dans ce cas linéaire jusqu'à ce que la frange humide ait atteint le sommet du plug (Mertz, 1991).

17 cinétiques d'imbibition capillaire montrent des courbes de prise de poids et de remontée de la frange humide caractéristiques d'un matériau dont le réseau poreux est hétérogène (Figure V-8B ; Mertz, 1991) avec dans notre cas, une remontée de la frange humide en deux temps (rapide puis plus lente), et une prise de poids en trois temps (rapide, plus lente et très lente). Pour ces courbes de prise de poids polyphasées, le coefficient relatif à la prise de poids A est déterminé à partir de la pente de la première portion linéaire de l'évolution de la prise de poids (la plus rapide) en fonction de la racine carrée du temps.

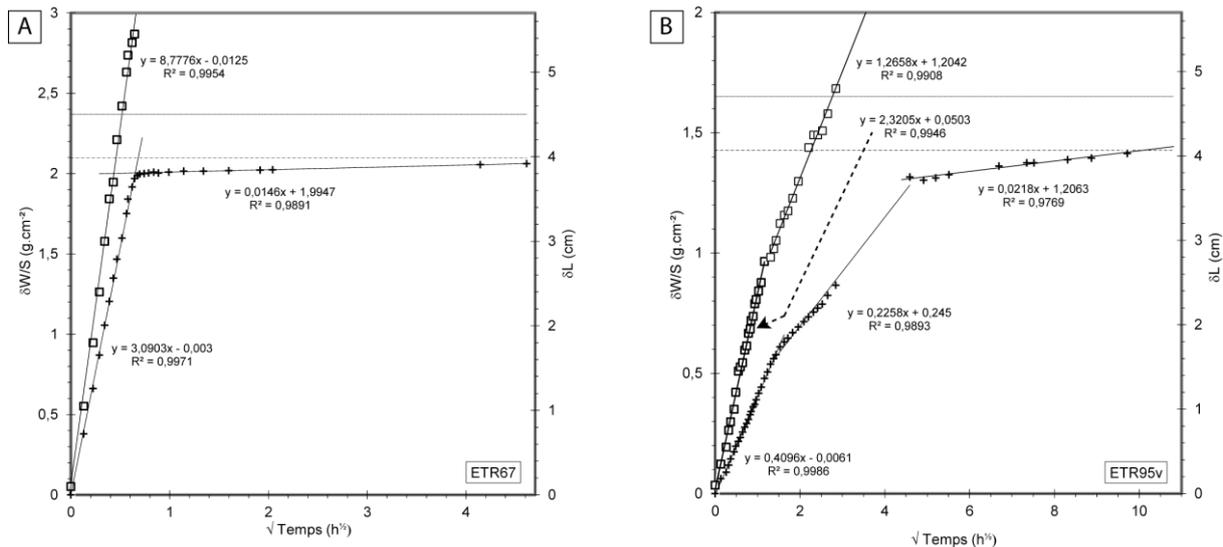


Figure V-8 : Courbes de prise de poids et de remontée de la frange capillaire lors d’une imbibition capillaire. (A) Exemple d’une craie dont le réseau poreux est homogène. (B) Exemple d’une craie présentant un réseau poreux hétérogène.

Les coefficients relatifs à la prise de poids A au cours de l’imbibition capillaire varient de 0,031 à 3,09 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$; la médiane est égale à 1,21 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$ et l’écart-type est de 0,81 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$. La distribution des coefficients A est bimodale (Figure V-9A). Le mode principal s’étale entre 0,031 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$ et 0,75 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$ avec les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,1) situées entre 0,375 et 0,5 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$. Le second mode, beaucoup plus large, présente des valeurs de coefficient A étalées entre 0,75 et 3,125 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$ avec les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,08) situées entre 1,5 et 1,625 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$.

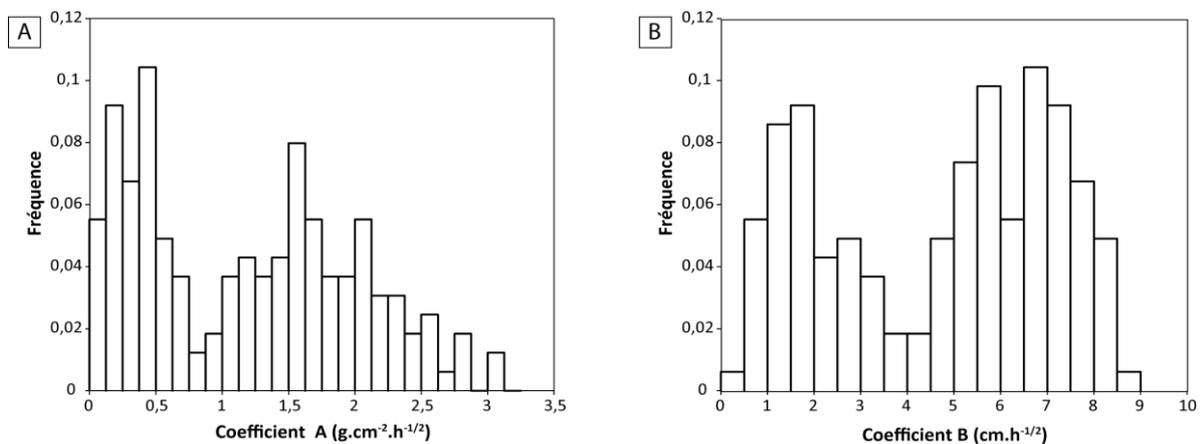


Figure V-9 : Histogrammes de distribution des paramètres déterminés à partir des cinétiques d’imbibition capillaire. (A) Coefficients relatifs à la prise de poids A. (B) Coefficients relatifs à la remontée de la frange humide B.

Les coefficients relatifs à la remontée de la frange humide B au cours d'une imbibition capillaire varient de 0,487 à 8,78 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$; la médiane est égale à 4,67 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$ et l'écart-type est de 2,45 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$. La distribution des coefficients B est également bimodale (Figure V-9B). Le premier mode se compose de coefficients B situés entre 0,487 et 4 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$ avec les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,09) entre 1,5 et 2 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$. Le second mode présente des valeurs de coefficient B entre 4 et 9 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$, et les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,1) entre 6,5 et 7 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$.

1.3. Résultats des autres propriétés : célérité des ondes acoustiques, propriétés électriques et densités radiologiques

Dans cette partie, sont présentés les résultats issus des mesures des vitesses de propagation des ondes acoustiques P, de la conductivité électrique et les densités radiologiques déterminées au scanner médical. Le tableau V-6 expose la variabilité de ces paramètres. Les mesures des vitesses de propagation des ondes acoustiques P, les paramètres calculés à partir de la conductivité électrique et les densités mesurées par scanner médical sont détaillés respectivement en annexe V-3, V-4 et V-5.

Méthode	Vitesses de propagation des ondes acoustiques P		Conductivité électrique			Densité scanner	
	Vp _{sec} (m.s ⁻¹) n=184	Vp _{sat} (m.s ⁻¹) n=178	F n=125	m n=125	τ n=125	Moyenne sur le Dip (UH) n=69	Moyenne sur le Strike (UH) n=69
Minimum	1565	1811	3,6	1,10	1,3	886	933
Maximum	5637	5583	270	4,67	31,1	2518	2465
Moyenne	2936	2945	25,1	2,12	5,0	1671	1673
Médiane	2673	2599	9,8	2,01	3,3	1581	1586
1er Quartile	2340	2310	7,1	1,86	2,6	1414	1412
3ème Quartile	3227	3237	21,0	2,28	6,2	1885	1933
Variance (n-1)	817949	857675	1856	0,22	22	158295	157367
Ecart-type (n-1)	904	926	43,1	0,47	4,7	398	397

Tableau V-6 : Résultats statistiques concernant les vitesses des ondes acoustiques P sur échantillon sec ou saturé en eau, les paramètres calculés à partir des données de la conductivité électrique et des densités radiologiques mesurées au scanner médical. Données complètes détaillées en annexe V-3 à V-5.

1.3.1. Résultats de la propagation des ondes acoustiques P

Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P mesurées sur échantillon sec varient de façon très importante de 1565 à 5637 m.s⁻¹ avec une médiane de 2673 m.s⁻¹ et un écart-type de 904 m.s⁻¹ (Tableau V-6 ; Annexe V-3).

Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P mesurées sur échantillon saturé en eau varient aussi de façon très importante entre 1811 et 5583 m.s⁻¹ avec une médiane de 2599 m.s⁻¹ et un écart-type de 926 m.s⁻¹ (Tableau V-6 ; Annexe V-3).

Les distributions des vitesses de propagation des ondes acoustiques P, sur échantillon sec et sur échantillon saturé en eau, sont similaires (Figure V-10A). Leur distribution est bimodale. Le mode principal s'étale entre 1500 et 3700 m.s⁻¹ avec les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,18) entre 2300 et 2500 m.s⁻¹. Les vitesses comprises entre 3700 et 5700m.s⁻¹ sont moins fréquentes (fréquences entre 0 et 0,04).

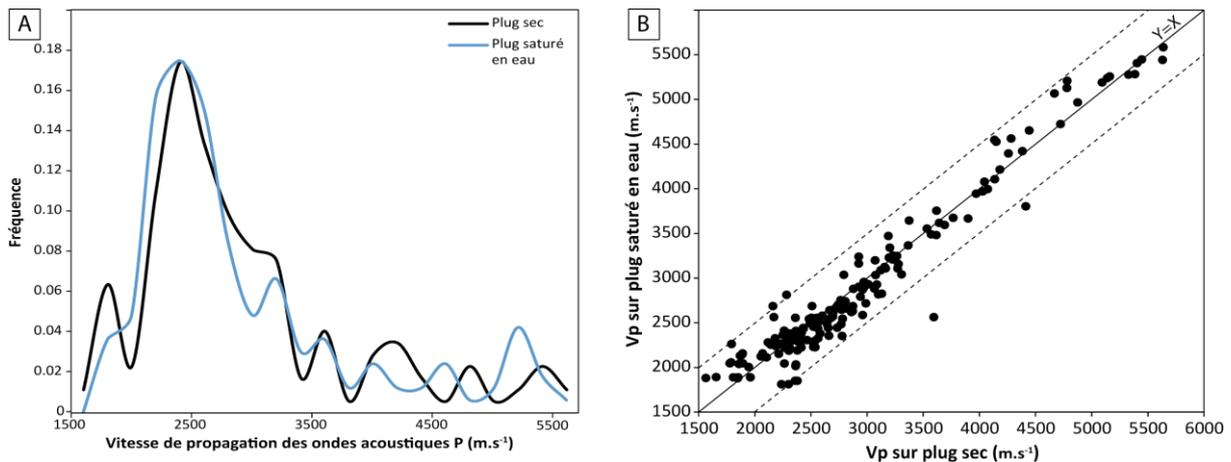


Figure V-10 : Vitesse de propagation des ondes acoustiques P sur plug sec et sur plug saturé en eau. (A) Courbes de distribution des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug sec et sur plug saturé en eau. (B) Relation entre les vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug sec et sur plug saturé en eau.

Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P, sur plug sec et sur plug saturé en eau sont très bien corrélées ($p < 0,0001$) positivement avec un coefficient de Pearson de 0,972. En effet, une bonne corrélation linéaire ($R^2 = 0,95$) existe entre ces deux vitesses telle que quasiment $y = x$ (Figure V-10B). L'erreur sur la mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P est de $\pm 500 \text{ m. s}^{-1}$ (lignes en pointillés Figure V-10B). Ainsi, la différence entre la propagation des ondes sur plug sec et saturé en eau est trop faible (inférieure à la marge d'erreur) pour être discuter.

1.3.2. Résultats de la conductivité électrique

Les facteurs de formation F (Tableau V-6 ; Annexe V-4) varient très fortement de 3,6 à 270 et leur distribution unimodale (Figure V-11A) est caractérisée par une médiane de 9,8 et un écart-type de 43,1. Les valeurs les plus fréquentes sont comprises entre 3,6 et 25 (fréquence de 0,8).

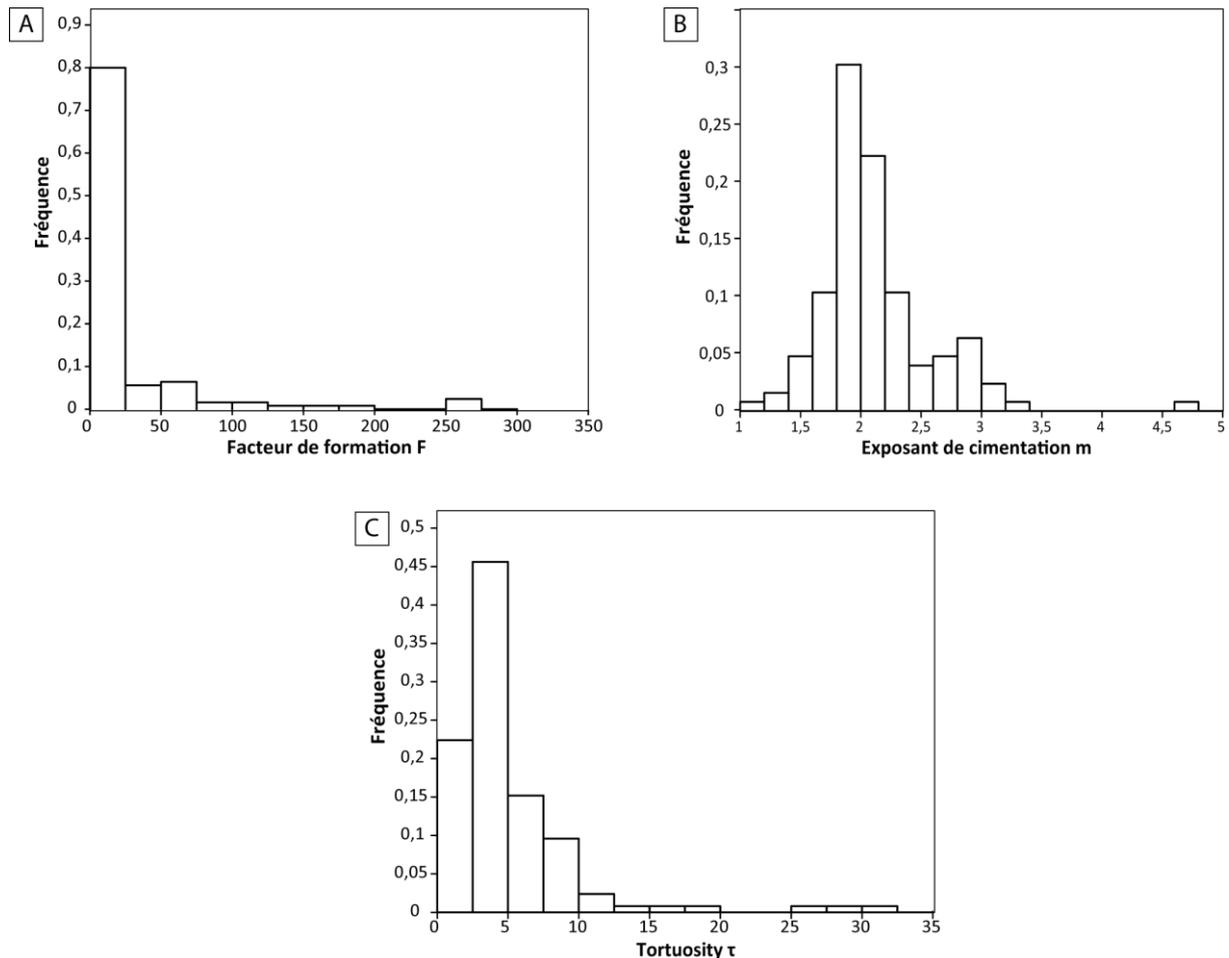


Figure V-11 : Histogrammes de distribution des paramètres obtenus à partir des données de la conductivité électrique. (A) Facteur de formation F . (B) Exposant de cimentation m . (C) Tortuosité τ .

Les exposants de cimentation m varient de 1,1 à 4,67 avec une médiane de 2,12 et un écart-type de 0,47 (Tableau V-6 ; Annexe V-4). La distribution de l'exposant m est unimodale (Figure V-11B), et les valeurs les plus fréquentes sont comprises entre 1,8 et 2 (fréquence de 0,3). Plus de 99 % des plugs de craies ayant fait l'objet de mesures de conductivités électriques,

présentent des valeurs d'exposant m compris entre 1 et 3,4. Une seule mesure n'entre pas dans cet intervalle. Il est fort possible que cette valeur soit liée à des artefacts de mesure.

Les valeurs de tortuosité τ calculées varient de 1,3 à 31,1 et leur distribution unimodale (Figure V-11C) est caractérisée par une médiane de 3,3 et un écart-type de 4,7 (Tableau V-6 ; Annexe V-4). Les valeurs les plus fréquentes sont comprises entre 2,5 et 5 (fréquence de 0,46). Il est difficile à ce stade de savoir s'il faut considérer les 3 valeurs supérieures à 25 comme des valeurs aberrantes dues à des problèmes expérimentaux ou si elles sont liées à un comportement particulier de certains types d'échantillons.

1.3.3. Résultats du scanner médical

Les densités radiologiques (densités scanner) ont été réalisées sur 69 plugs au scanner médical, selon deux coupes longitudinales perpendiculaires l'une de l'autre, appelées *dip* et *strike*. Ces densités scanner, en unité Hounsfield (UH), montrent des moyennes, médianes et écart-types très similaires selon les deux coupes (Tableau V-6 ; Annexe V-5). Par conséquent, dans la suite du mémoire, seules les densités moyennes déterminées selon le *dip* seront utilisées. Celles-ci varient de 886 à 2518 UH, avec une médiane égale à 1581 UH et un écart-type de 398 UH (Tableau V-6 ; Annexe V-5). La distribution de ces densités scanner moyennes est trimodale (Figure V-12A). Le mode principal se compose de densités scanner moyennes entre 1200 et 1900 UH avec les valeurs les plus fréquentes (fréquence de 0,19) entre 1400 et 1500 UH. Le second mode présente des densités scanner moyennes entre 2000 et 2600 UH avec une fréquence maximale de 0,06. Le troisième mode se compose de densités scanner moyennes entre 800 et 1100 UH avec une fréquence maximale de 0,03. Aucun échantillon ne présente de valeurs de densité scanner moyenne sur le *dip* entre ces modes (entre 1100 et 1200 UH et entre 1900 et 2000 UH).

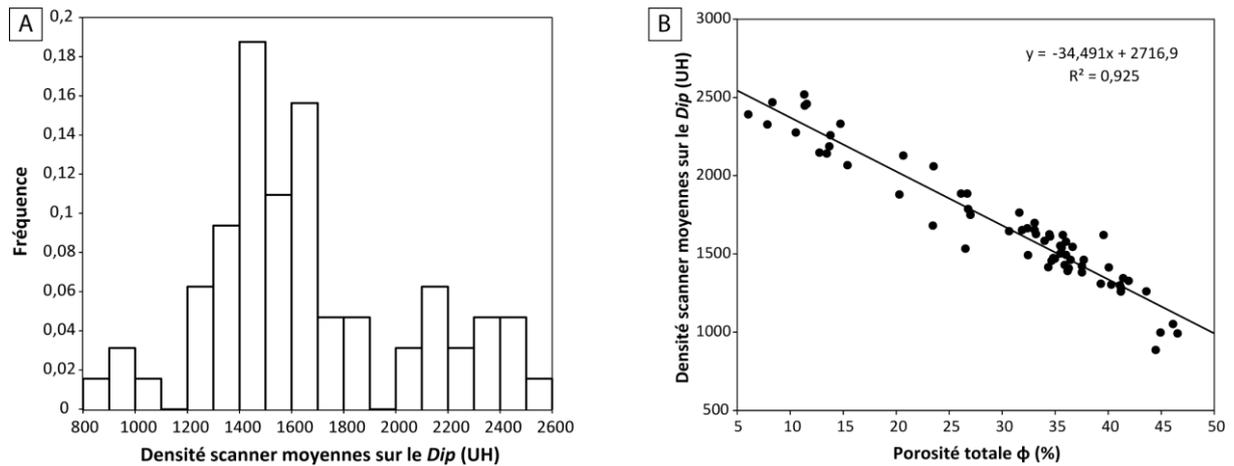


Figure V-12 : Densités scanner moyennes mesurées selon le Dip. (A) Histogramme de distribution des densités scanner moyennes. (B) Relations entre porosités totales ϕ et densités scanner moyennes.

Les densités scanner et les densités apparentes (D_{bulk}) déterminées par porosimétrie à l'eau sont très bien corrélées ($p < 0,0001$) positivement avec un coefficient de Pearson de 0,97. Les porosités totales ϕ et les densités scanner sont très bien corrélées ($p < 0,0001$) négativement avec un coefficient de Pearson de -0,96 (Figure V-12B). Leur relation est de type linéaire ($R^2 = 0,92$).

À la carothèque du CSTJF (Total-Pau), les carottes étant quasi systématiquement passées en routine sur le banc du scanner médical avant ouverture de leur gaine de forage, il serait possible à partir de ces données et d'une calibration adaptée au matériau étudié (et au fluide interstitiel) d'évaluer les porosités totales en continuité sur une longueur de carotte et de le comparer aux porosités neutron mesurées par diagrapie.

2. Relations entre les propriétés pétrophysiques de la craie

Cette partie, subdivisée en 5 sous-parties, permettra de présenter les relations globales de la craie qui ont pu être observées dans le cas de notre étude. Le réseau poreux puis les propriétés d'écoulement seront caractérisés. Dans une troisième et quatrième partie, le comportement de la propagation des ondes et l'apport de la conductivité pour la caractérisation du réseau poreux seront étudiés. Enfin, à partir de ces observations, des modèles de prédiction des perméabilités seront proposés.

2.1. Relations entre paramètres descriptifs du réseau poreux de la craie

Afin de comprendre les liens qui existent entre les paramètres pétrophysiques descriptifs du réseau poreux (porosité totale, porosité piégée, rayon d'accès aux pores, rapport entre taille de pore et taille d'accès, et taille de pore), un test de corrélation de Pearson (Tableau V-7) a été réalisé.

Variables	ϕ	S_{48}	R_{apex}	R_{seuil}	R_{35}	R_{50}	S_{Hg}	Rapport taille pore/taille d'accès (à R_{seuil})
ϕ		0,442	-0,219	-0,177	-0,177	-0,193	-0,384	-0,221
S_{48}	$p < 0,0001$		-0,324	-0,322	-0,381	-0,392	-0,477	-0,156
R_{apex}	$p = 0,0022$	$p < 0,0001$		0,561	0,713	0,684	0,323	0,272
R_{seuil}	$p = 0,0140$	$p < 0,0001$	$p < 0,0001$		0,813	0,881	0,404	0,325
R_{35}	$p = 0,0074$	$p < 0,0001$	$p < 0,0001$	$p < 0,0001$		0,988	0,363	-0,116
R_{50}	$p = 0,0138$	$p < 0,0001$	$p < 0,0001$	$p < 0,0001$	$p < 0,0001$		0,395	0,026
S_{Hg}	$p < 0,0001$		0,299					
Rapport taille pore/taille d'accès (à R_{seuil})	$p = 0,0029$	$p = 0,0624$	$p = 0,0002$	$p < 0,0001$	$p = 0,7263$	$p = 0,1223$	$p < 0,0001$	

Tableau V-7 : Test de corrélation de Pearson réalisé sur les paramètres pétrophysiques descriptifs du réseau poreux. En gras, les p -values inférieures à 0,05 et leurs coefficients de corrélation (Pearson) associés.

Comme attendu, les porosités totales mesurées par porosimétrie à l'eau ϕ et au mercure ϕ_{MICP} sont très bien corrélées ($p < 0,0001$) positivement avec des coefficients de Pearson de 0,90 (Figure V-13A). Cette relation suit l'équation $y = 0,92x + 1,17$ avec un $R^2 = 0,81$. Les valeurs qui s'écartent de la tendance $Y = X$ peuvent être attribuées d'une part à des problèmes de

volume élémentaire représentatif (VER) de l'échantillon analysé au mercure par rapport au volume des plugs sur lesquelles la mesure de porosité totale a été réalisée, et d'autre part, aux limites analytiques de l'instrument. En effet, en cas d'échantillon hétérogène, le volume de l'échantillon analysé en porosimétrie au mercure, de l'ordre de quelques cm^3 , par rapport au volume des plugs de l'ordre de 70 cm^3 , peut se traduire par une sous- ou surestimation de la porosité totale au mercure. Les pores accessibles par des accès dont les rayons sont inférieurs à $3,7 \text{ nm}$ ne sont pas envahis par le mercure liquide à la pression maximale ($P=207 \text{ MPa}$) délivrée par le porosimètre à mercure, alors qu'ils le sont à l'eau.

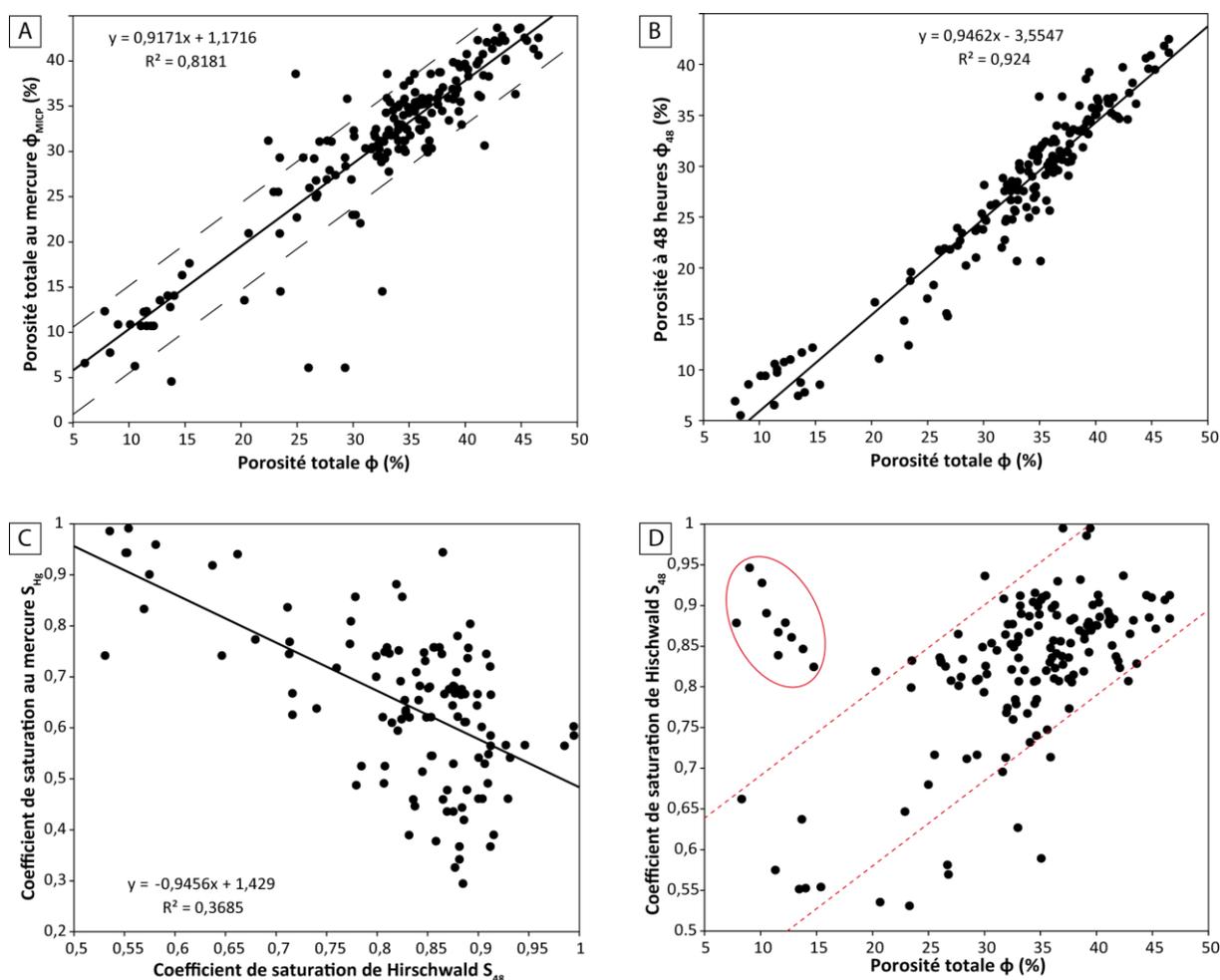


Figure V-13 : Relations entre porosités et coefficients de saturation. (A) Porosité totale à l'eau ϕ versus porosité totale au mercure ϕ_{MCP} . (B) Porosité totale à l'eau ϕ versus porosité libre ϕ_{48} . (C) Coefficient de saturation de Hirschwald à l'eau à pression atmosphérique S_{48} versus coefficient de saturation au mercure S_{Hg} . (D) Porosité totale à l'eau ϕ versus coefficient de saturation d'Hirschwald S_{48} .

Les porosités totales et les porosités libres sont très bien corrélées ($p < 0,0001$) positivement avec un coefficient de Pearson de 0,96. En effet, une bonne corrélation linéaire avec un $R^2 = 0,92$ est visible entre ces porosités (Figure V-13B). La différence entre ces deux paramètres correspond à la porosité piégée, c'est-à-dire au pourcentage de vides qui piègent de l'air au cours de l'absorption d'eau par l'échantillon.

Les coefficients de saturation d'Hirschwald S_{48} et de saturation au mercure S_{Hg} sont très bien corrélés ($p < 0,0001$) négativement avec un coefficient de Pearson de -0,48 (Tableau V-7). Le coefficient S_{48} correspond à la proportion de porosité librement accessible (à l'eau à pression atmosphérique), et le coefficient S_{Hg} correspond à la proportion de réseau poreux rempli par du mercure liquide à la fin du retrait. Ces coefficients suivent une relation linéaire négative avec un R^2 de seulement 0,37 (Figure V-13C). Il est cohérent que ces deux variables soient corrélées car ils dépendent en grande partie tous les deux du rapport entre les tailles des entrées des pores (accès) et les tailles des pores eux-même. De plus, il est cohérent que ces deux coefficients ne soient pas parfaitement corrélés, car d'une part ils ne sont pas mesurés dans des conditions comparables ; et d'autre part, à cause des limites instrumentales du porosimètre au mercure.

Le graphique (Figure V-13D) représentant les coefficients de saturation d'Hirschwald (S_{48}) en fonction des porosités totales (ϕ) montre globalement qu'une augmentation de la porosité totale se traduit par une diminution de la proportion de porosité piégée, à l'exception d'un groupe de mesures réalisées sur 10 plugs (ellipse rouge) qui présente des proportions de porosité libre élevées (S_{48} entre 0,8 et 0,95) pour des porosités totales faibles (5-15 %).

Les différents rayons d'accès aux pores déterminés à partir des analyses porosimétriques au mercure (Pic principal R_{apex} , R_{seuil} , R_{35} et R_{50}) sont très bien corrélés entre eux ($p < 0,0001$) positivement avec des coefficients de Pearson entre 0,56 et 0,99 (Tableau V-7). Par conséquent, les rayons d'accès aux pores R_{35} et R_{50} sont alignés suivant une droite de régression linéaire avec un R^2 de 0,98 (Figure V-14A). Les groupes porosimétriques définis par CAH présentent des répartitions particulières sur le graphique. Les cercles pleins correspondent aux groupes avec une répartition unimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-1 à MICP-7), alors que les cercles vides correspondent aux groupes ayant une

répartition bimodale des rayons d'accès aux pores (MICP-8 à MICP-11). Les cercles pleins et les cercles vides ne suivent pas la même tendance. Pour un rayon d'accès aux pores R_{50} , les groupes unimodaux présentent un rayon d'accès aux pores R_{35} plus faible que celui des groupes bimodaux.

Il n'existe pas de relation évidente entre la porosité totale (ϕ) et les rayons d'accès aux pores (Pic principal R_{apex} , R_{seuil} , R_{35} et R_{50}). Cependant, les groupes porosimétriques d'échantillons présentant de la porosité macro-connectée (MICP-7, MICP-10 et MICP-11) et le groupe MICP-1 dont le milieu poreux est entièrement micro-connecté ont les porosités totales les plus faibles (Figure V-14B).

Le rapport rayon de pore/rayon d'accès semble être lié au caractère unimodal/bimodal de la répartition des rayons d'accès aux pores. Les groupes porosimétriques établis par CAH, présentant une répartition unimodale (MICP-1 à MICP-6), sont caractérisés par des rapports plus faibles que les groupes à répartition des rayons d'accès bimodale (MICP-8 à MICP-11 ; Figure V-14C). De plus, dans le cas des échantillons à répartition des rayons d'accès unimodale (MICP-1 à MICP-6), plus la taille des accès aux pores augmente, plus la taille des pores sur lesquels ils débouchent est grande (Figure V-14D).

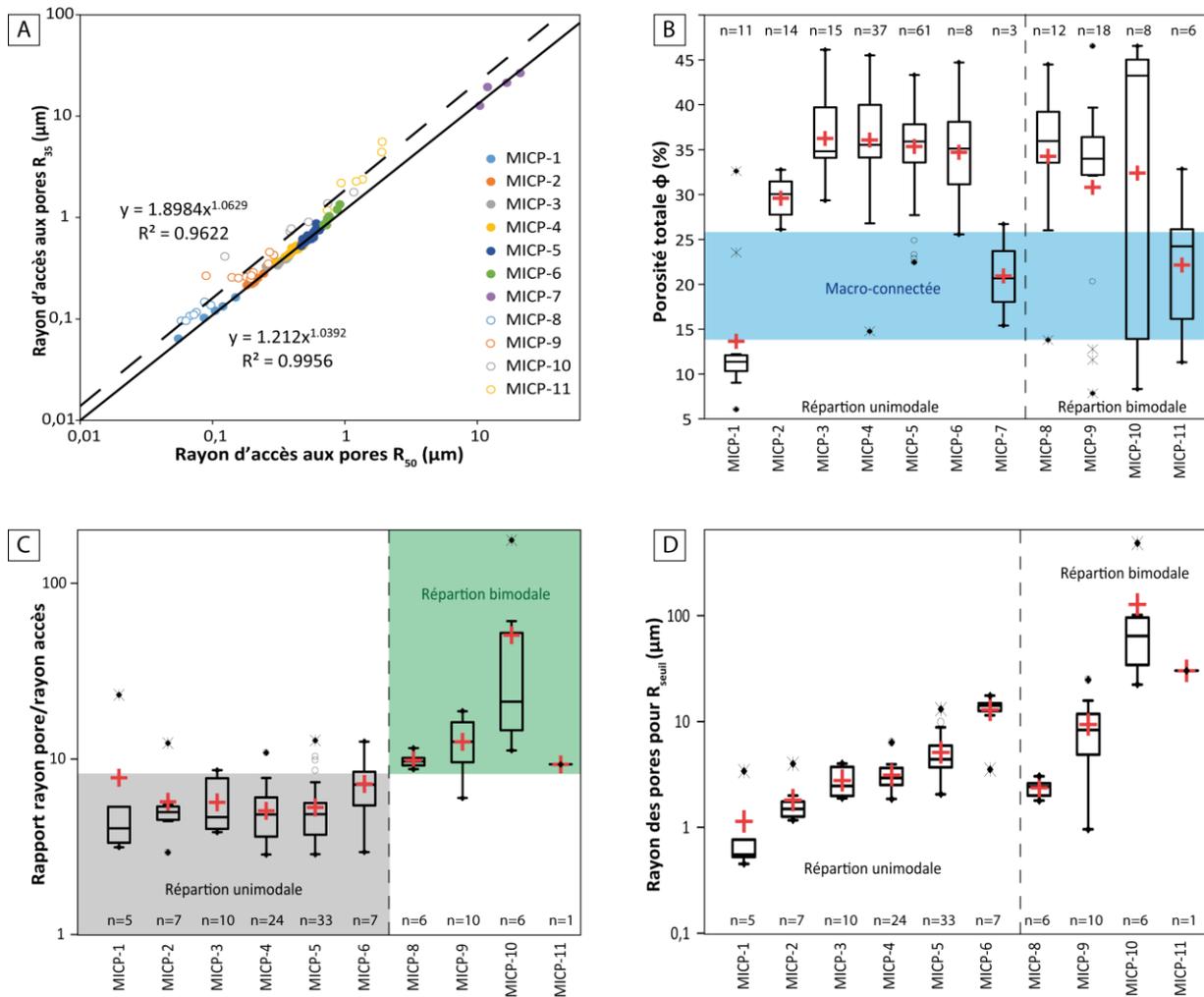


Figure V-14 : Diagrammes de corrélation et boîtes à moustaches pour la porosité totale ϕ , les rayons d'accès aux pores, le rapport pore/accès et le rayon de pore en fonction des groupes porosimétriques définis par CAH à partir des courbes d'injection de mercure. (A) Rayons d'accès aux pores R_{50} versus R_{35} en fonction des groupes de porosimétriques (cercles pleins : groupes à répartition des rayons d'accès unimodale ; cercles vides : groupes à répartition des rayons d'accès bimodale). La droite en trait plein correspond à la droite de corrélation pour les groupes ayant une répartition unimodale alors que celle en pointillé correspond aux groupes ayant une répartition bimodale. (B) Boîtes à moustaches de la porosité totale ϕ en fonction des groupes porosimétriques. (C) Boîtes à moustaches du rapport taille de pore sur taille d'accès en fonction des groupes porosimétriques. (D) Boîtes à moustaches du rayon de pore en fonction des groupes porosimétriques. Pour les boîtes à moustaches, la ligne du milieu de la boîte correspond à la médiane, celle inférieure et celle supérieure correspondent respectivement aux 1^{er} et 3^{ème} quartiles. Les croix rouges correspondent à la moyenne. Les limites des branches correspondent aux intervalles 5 et 95 %. Les points et croix correspondent aux valeurs extrêmes.

À ce stade de l'étude, les relations suivantes entre les paramètres descriptifs du réseau poreux des craies, sont constatées :

- une augmentation de la porosité totale à l'eau se traduit par une augmentation du coefficient de saturation et donc d'une diminution relative de la porosité piégée ;
- les échantillons, présentant des répartitions des rayons d'accès aux pores unimodales, montrent des rapports rayons de pores sur rayons d'accès plus faibles que ceux présentant des répartitions bimodales ;
- dans le cas des échantillons présentant des répartitions des rayons d'accès aux pores unimodales, la taille des accès aux pores et la taille des pores augmentent conjointement.

2.2. Relations entre les propriétés de transferts des fluides et les paramètres statiques du réseau poreux de la craie

Pour mettre en évidence les liens qui existent entre les propriétés de transfert des fluides étudiées et les autres paramètres pétrophysiques, un test de corrélation de Pearson (Tableau V-8) a été réalisé.

Variables	ϕ	S_{48}	S_{Hg}	R_{35}	Rapport rayon pore/rayon d'accès	K	A	$V_{p_{sat}}$	F
ϕ		0,336	-0,344	-0,192	-0,216	-0,040	0,679	-0,901	-0,615
S_{48}	p< 0,0001		-0,401	-0,473	-0,096	-0,223	0,247	-0,403	-0,139
S_{Hg}	p< 0,0001	p< 0,0001		0,379	0,298	0,267	-0,292	0,274	0,285
R_{35}	p=0,0069	p< 0,0001	p< 0,0001		0,026	0,719	-0,134	0,270	0,265
Rapport rayon pore/rayon d'accès	p=0,0030	p=0,2115	p< 0,0001	p=0,7234		-0,085	-0,226	0,184	0,255
K	p=0,5717	p=0,0021	p=0,0002	p< 0,0001	p=0,2513		-0,0043	0,050	-0,025
A	p< 0,0001	p=0,0006	p< 0,0001	p=0,0662	p=0,0024	p=0,9524		-0,567	-0,416
$V_{p_{sat}}$	p< 0,0001	p< 0,0001	p=0,0001	p=0,0002	p=0,0130	p=0,4814	p< 0,0001		0,637
F	p< 0,0001	p=0,0618	p< 0,0001	p=0,0002	p=0,0005	p=0,7316	p< 0,0001	p< 0,0001	

Tableau V-8 : Test de corrélation de Pearson appliqué aux propriétés de transfert des fluides et aux autres paramètres étudiés. En gras, les p-values inférieures à 0,05 et leur valeur de corrélation (Pearson) associée.

2.2.1. Relations entre la perméabilité et les paramètres statiques du réseau poreux

Bien que les p-values supérieures à 0,05 n'indiquent pas de relation étroite entre porosité totale et perméabilité (Tableau V-8), l'évolution de la perméabilité en fonction de la porosité totale semble suivre une loi puissance positive (Figure V-15A). Une augmentation de la porosité totale est associée à une augmentation de la perméabilité. Cependant, cette tendance montre une très grande dispersion des perméabilités pour une même porosité, en particulier pour une porosité de 30 %, les perméabilités variant de 0,05 à 200 mD.

Il ne semble pas exister de relation entre le coefficient de saturation de Hirschwald S_{48} et la perméabilité. La proportion de porosité piégée ne semble donc pas affecter cette propriété d'écoulement.

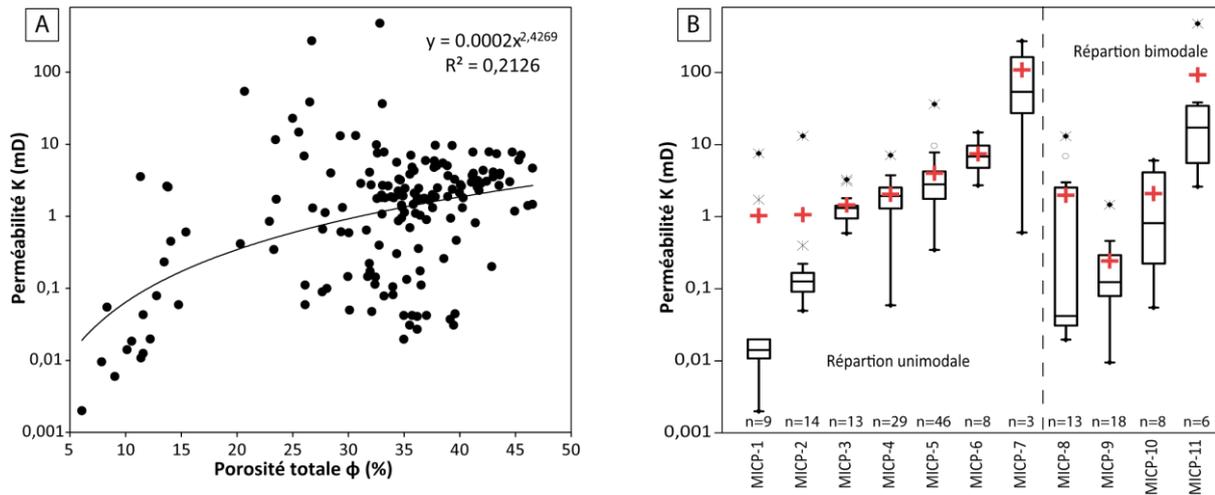


Figure V-15 : Relation entre perméabilité et paramètres statiques du réseau poreux. (A) Relation entre porosité totale ϕ versus perméabilité K . (B) Boîtes à moustaches des perméabilités en fonction des groupes porosimétrique. Pour les boîtes à moustaches, la ligne du milieu de la boîte correspond à la médiane, les lignes inférieures et supérieures correspondent respectivement aux 1^{er} et 3^{ème} quartiles. Les croix rouges correspondent à la moyenne. Les limites des branches correspondent aux intervalles 5 et 95 %. Les points et croix correspondent aux valeurs extrêmes mesurées.

Statistique	K MICP-1 n=11	K MICP-2 n=21	K MICP-3 n=15	K MICP-4 n=39	K MICP-5 n=65	K MICP-6 n=8	K MICP-7 n=3	K MICP-8 n=17	K MICP-9 n=18	K MICP-10 n=8	K MICP-11 n=6
Minimum	0,002	0,05	0,59	0,059	0,346	2,72	0,603	0,02	0,01	0,055	2,61
Maximum	7,55	13,2	3,28	7,11	36,6	14,8	273	13,1	1,46	6,02	477
Moyenne	1,04	1,07	1,46	2,05	4,02	7,46	109	1,99	0,243	2,09	92,7
Médiane	0,014	0,127	1,32	1,94	2,80	6,85	54,1	0,042	0,124	0,813	17,2
1er Quartile	0,011	0,091	0,948	1,30	1,76	4,76	27,4	0,031	0,080	0,224	5,55
3ème Quartile	0,02	0,166	1,43	2,54	4,25	9,73	164	2,54	0,292	4,13	34,6
Variance (n-1)	6,28	12,1	0,692	1,68	28,5	15,2	20830	15,3	0,110	5,75	35631
Ecart-type (n-1)	2,51	3,48	0,832	1,29	5,33	3,90	144	3,92	0,332	2,40	189

Tableau V-9 : Valeurs statistiques des perméabilités pour chaque groupe porosimétrique correspondant à chaque boîte à moustaches de la figure V-15B.

Les perméabilités et les rayons d'accès aux pores particuliers (pic principal, R_{seuil} , R_{35} , R_{50}) sont très bien corrélés ($p < 0,0001$) positivement avec par exemple, un coefficient de Pearson de 0,719 pour R_{35} (Tableau V-8). De même, en termes de type de distribution des rayons d'accès, les groupes porosimétriques se distinguent également les uns des autres par des gammes de perméabilités quasi-spécifiques. Pour les groupes à distribution unimodale des rayons d'accès aux pores, la médiane des perméabilités caractérisant le groupe augmente progressivement de 0,014 à 54 mD, du groupe MICP-1 au groupe MICP-7, parallèlement à l'augmentation de la taille des rayons d'accès aux pores (Figure V-15B ; Tableau V-9). De

même, pour les groupes à distribution bimodale, la médiane des perméabilités caractérisant le groupe augmente progressivement de 0,042 à 17 mD du groupe MICP-8 au MICP-11, (Figure V-15B ; Tableau V-9). Ainsi, plus les rayons d'accès aux pores sont grands, plus les perméabilités sont importantes. Cependant, certains échantillons sortent de cette tendance globale.

2.2.2. Relations entre les coefficients de capillarité et les paramètres statiques du réseau poreux des craies

Les coefficients relatifs à la prise de poids A et à la remontée de la frange humide B au cours d'une imbibition capillaire, et la porosité totale sont très bien corrélés ($p < 0,0001$) positivement avec un coefficient de Pearson de 0,679 (Tableau V-8). En effet, une relation ($R^2=0,61$) suivant une loi exponentielle est observée entre le coefficient A et la porosité totale (Figure V-16A). Globalement, une augmentation de la porosité est associée à une augmentation de la vitesse d'absorption. Cependant, pour les fortes valeurs de porosité totale, entre 30 et 45 %, le coefficient A semble suivre deux tendances :

- une augmentation de la porosité totale est associée à une augmentation importante du coefficient A (0,5 à 3 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$) ;
- une augmentation de la porosité totale jusqu'à 40% n'affecte pas le coefficient A compris entre 0,25 et 0,5 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$, puis ce coefficient augmente fortement (0,5 à 2 $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$) pour les valeurs de porosité totale de 40 à 45 %.

Dans la figure V-16B sont reportées les valeurs du coefficient B en fonction de celles de A. Il existe une très bonne corrélation ($p < 0,0001$) positivement avec un coefficient de Pearson de 0,917 malgré une dispersion des valeurs ($R^2=0,85$). Celle-ci est due au fait que le coefficient A intègre d'une part la vitesse de déplacement linéaire et d'autre part le volume poreux accessible lors de l'imbibition (Fischer, 1993). Pour obtenir la proportionnalité entre A et B, il est possible donc de corriger le coefficient A par la porosité libre. Dans ce cas, les points s'alignent selon une droite parfaitement corrélée avec un R^2 de 0,97 ce qui traduit le caractère homogène du réseau poreux (Figure V-16C ; Fischer, 1993). Cette droite se situe au-dessus de la droite $x=y$ (Figure V-16C). Le décalage par rapport à la droite $y=x$ s'explique par l'utilisation de la valeur de porosité libre à 48 heures, qui introduit une légère surestimation par rapport

à la prise de poids effective en fin d'imbibition capillaire, la porosité libre étant mesurée au bout de 48 heures et suivant un mode opératoire différent de l'imbibition capillaire (Fischer, 1993). Ceci est visible sur la figure V-8A, où la droite en pointillé, représentative de la prise de poids lors de la mesure de la porosité à 48 heures, se situe au-dessus de la rupture de pente qui marque la fin de l'imbibition capillaire.

Le graphique de la figure V-16D montre l'existence d'une relation globale ($R^2= 0,24$) suivant une loi puissance positive entre le coefficient relatif à la remontée de la frange humide B et le rayon d'accès aux pores (R_{50}) qui donne accès à 50 % du volume poreux. Cette loi puissance est de la forme $B \approx 5,6 \cdot R_{50}^{0,4}$ ce qui est cohérent avec la loi de Washburn

$$\text{où } B = \left[\frac{t_s \cos\theta}{2\eta} \right]^{0,5} \cdot R^{0,5}$$

tel que t_s est la tension superficielle du fluide mouillant, θ l'angle de contact, η la viscosité dynamique et R est le rayon du tube.

Ainsi, une augmentation de la taille des accès aux pores est associée à une augmentation globale du coefficient relatif à la remontée de la frange humide B, à l'exception du groupe MICP-7.

Une tendance globale ($R^2= 0,32$) suivant une loi puissance négative ressort entre ce coefficient B et le rapport rayon de pore/rayon d'accès (Figure V-16E). Une augmentation du rapport taille de pore/taille d'accès est associée à une diminution du coefficient relatif à la remontée de la frange humide B. Cela s'explique par le fait que la montée de l'eau dans le réseau poreux, est freinée par la succession de fins rétrécissements et de larges évasements.

La perméabilité et le coefficient relatif à la prise de poids A, deux paramètres correspondants aux propriétés de transferts des fluides, augmentent conjointement suivant une loi puissance, mais présentent une large dispersion autour de cette tendance ($R^2= 0,49$; Figure V-16F).

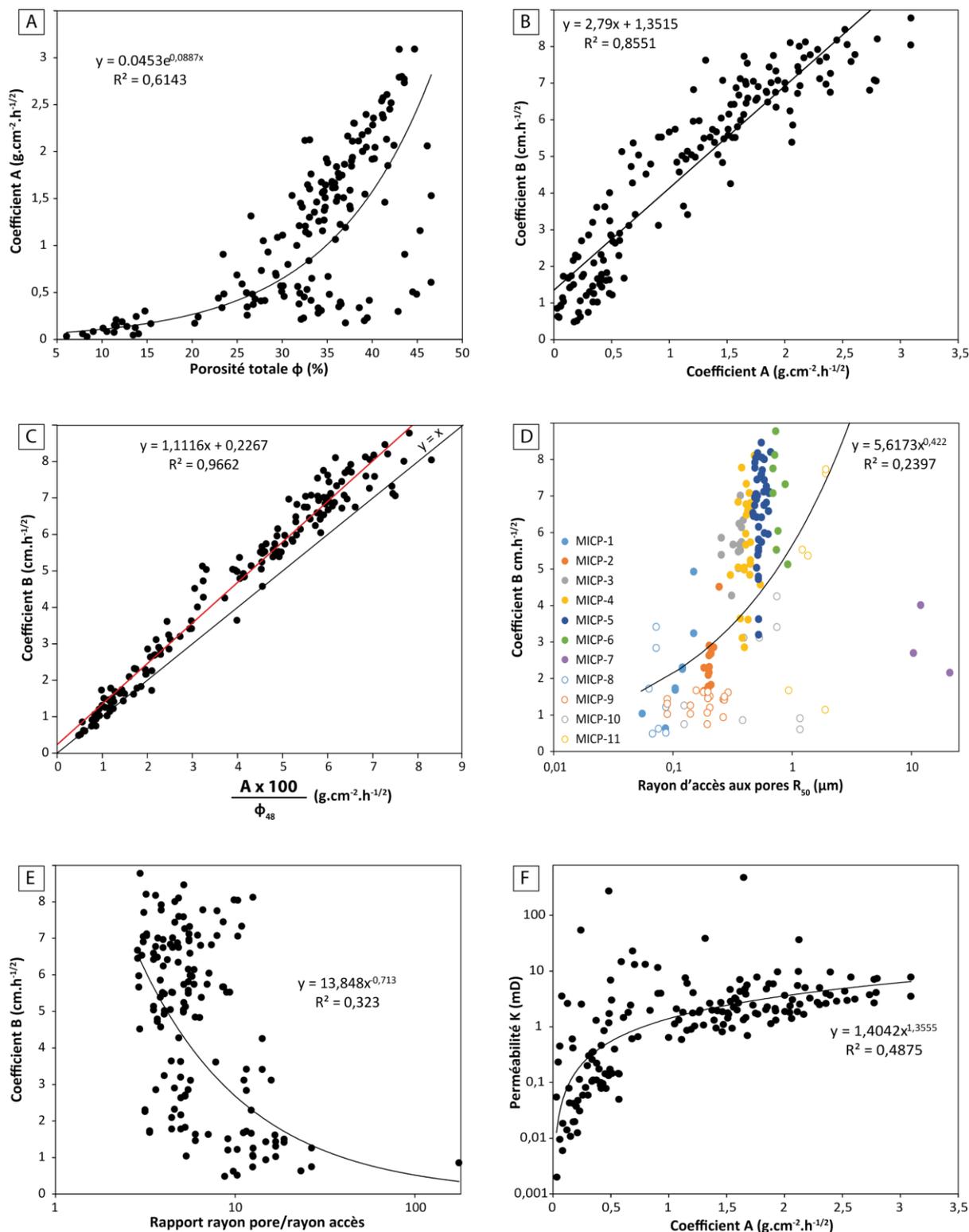


Figure V-16 : Relations entre coefficients de capillarité et paramètres statiques du milieu poreux des craies et perméabilité. (A) Porosité totale ϕ versus coefficient relatif à la prise de poids A. (B) Coefficient relatif à la remontée de la frange humide B versus coefficient relatif à la prise de poids A. (C) Coefficient B versus le rapport entre le coefficient A et la porosité à 48 heures. (D) Rayon d'accès médian R_{50} versus coefficient B. (E) Rapport rayon de pore/rayon d'accès aux pores déterminé pour la valeur du R_{seuil} versus coefficient B. (F) Perméabilité versus coefficient A.

La perméabilité est contrôlée directement par la porosité totale et la taille des accès aux pores.

Les cinétiques de l'imbibition capillaire dépendent pour partie de la porosité totale (et de la porosité libre), de la taille des accès aux pores et du rapport entre taille de pore/taille d'accès.

La perméabilité et le coefficient de prise de poids A augmentent conjointement suivant une loi puissance mais avec une importante dispersion.

2.3. Comportement de la propagation des ondes acoustiques

La vitesse de propagation des ondes acoustiques P et la porosité totale sont très bien corrélées ($p < 0,0001$) négativement avec un coefficient de Pearson de $-0,901$ (Tableau V-8). En effet, une bonne corrélation linéaire négative ($R^2 = 0,83$) est visible entre la vitesse de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau et la porosité totale (Figure V-17A). Comme attendu (e.g. Mavko et al., 2009 ; Alam et al., 2011), une augmentation de la porosité totale est associée à une diminution de la vitesse de propagation des ondes acoustiques P, car les ondes se propagent plus vite dans la roche (solide) que dans les pores contenant de l'air ou de l'eau. À noter que les variations de vitesse peuvent aussi dépendre de la minéralogie du matériau et des types de contacts entre les grains le constituant.

Dans le cas de notre étude, contrairement à l'étude d'Alam et al. (2011), il n'existe pas de relation entre la perméabilité et les vitesses de propagation des ondes P (Figure V-17B). Dans l'étude d'Alam et al. (2011), sur de la craie provenant du champ South Arne en Mer du Nord, les vitesses de propagation des ondes P sur plug sec et saturé en eau sont utilisées pour prédire les perméabilités.

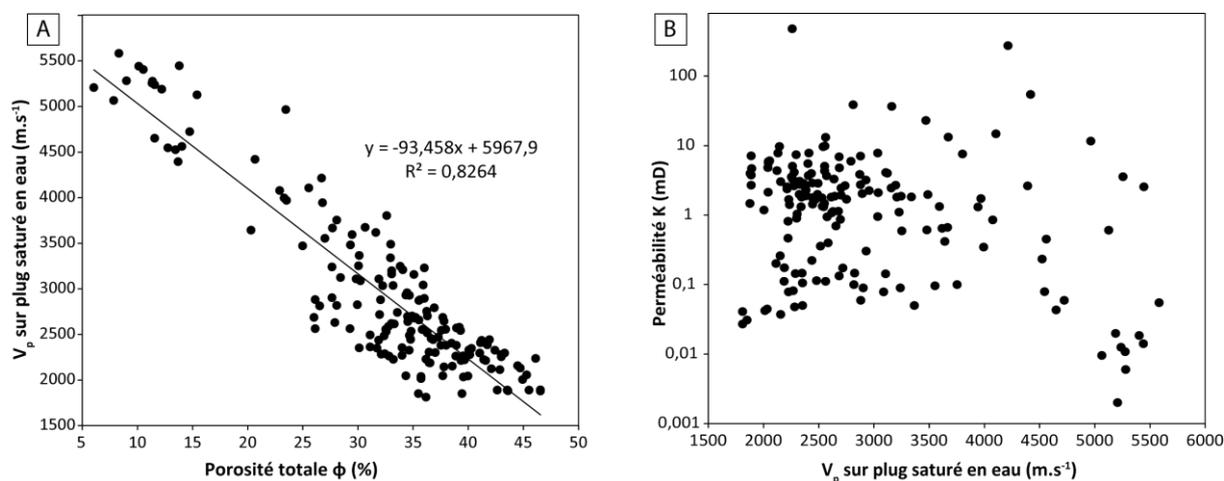


Figure V-17 : Relation entre les vitesses de propagation des ondes acoustiques P (V_p) sur plug saturé en eau et les paramètres porosité totale (A) et perméabilité (B).

La porosité totale a une influence sur la propagation des ondes acoustiques P. L'augmentation de la porosité est associée à la diminution des vitesses de propagation.

2.4. Apport de la conductivité pour la caractérisation de la tortuosité du réseau poreux

Le facteur de formation F , qui est déterminé graphiquement à partir des mesures de conductivité électrique pour chaque échantillon, et la porosité totale (en fraction) sont très bien corrélés ($p < 0,0001$) négativement suivant une loi puissance avec un coefficient de Pearson de $-0,615$ ($R^2 = 0,59$; Tableau V-8 ; Figure V-18A). Une augmentation de la porosité totale est associée à une diminution du facteur de formation F . La formule de Humble

$$F = a\phi^{-m_1} \quad (\text{Winsauer et al., 1952})$$

confirme cette relation entre le facteur de formation F et la porosité totale. Dans le cas de notre étude, les valeurs pour les coefficients a et m_1 peuvent être définis pour l'ensemble du set d'échantillons tel que (Figure V-18A) : $a = 1,57$ et $m_1 = 1,84$. Ces coefficients peuvent être associés à l'exposant de cimentation, cependant plusieurs relations existent. Par exemple, Gomez-Rivero (1976) propose pour les carbonates la relation $m_1 = m - 0,9 \log a$, soit dans le cas de notre étude $m = 2,06$. Étant donné la variabilité des relations entre m_1 , a et m dans la littérature, et le R^2 faible de la relation permettant de déterminer m_1 et a ($R^2 = 0,59$; Figure V-18A), il a été choisi de ne pas prendre en compte l'exposant de cimentation déterminé à partir de ces équations, mais de prendre celui déterminé pour chaque échantillon à partir du facteur de formation F et de la porosité totale.

Le facteur de formation F et la perméabilité K sont couramment reliés par une loi puissance négative (e.g. Regnet et al., 2015) telle que $K \propto F^{-p}$ avec p compris entre 1 et 3 (Walsh et Brace, 1984). Dans le cas de cette étude, la relation entre le facteur de formation F et la perméabilité K présente une large dispersion ($R^2 = 0,23$) pour une valeur de p égale à 1,8 (Figure V-18B) en accord avec la relation proposée par Walsh et Brace (1984). Cette faible corrélation montre que les perméabilités déduites des résistivités électriques obtenues par diagraphie peuvent présenter des erreurs importantes (Regnet et al., 2015). Bien que la tortuosité soit calculée à partir du facteur de formation et de la porosité, il ne semble pas exister de relation simple entre la tortuosité du réseau poreux et la perméabilité (Figure V-18C).

Les coefficients A et B et la tortuosité τ sont très bien corrélés ($p < 0,0001$) négativement avec des coefficients de Pearson entre $-0,366$ et $-0,393$. En effet, une loi puissance négative

avec un R^2 de 0,42 existe entre le coefficient A et la tortuosité (Figure V-18D). Plus la tortuosité du réseau poreux est importante, plus la prise de poids lors de l'imbibition capillaire est lente.

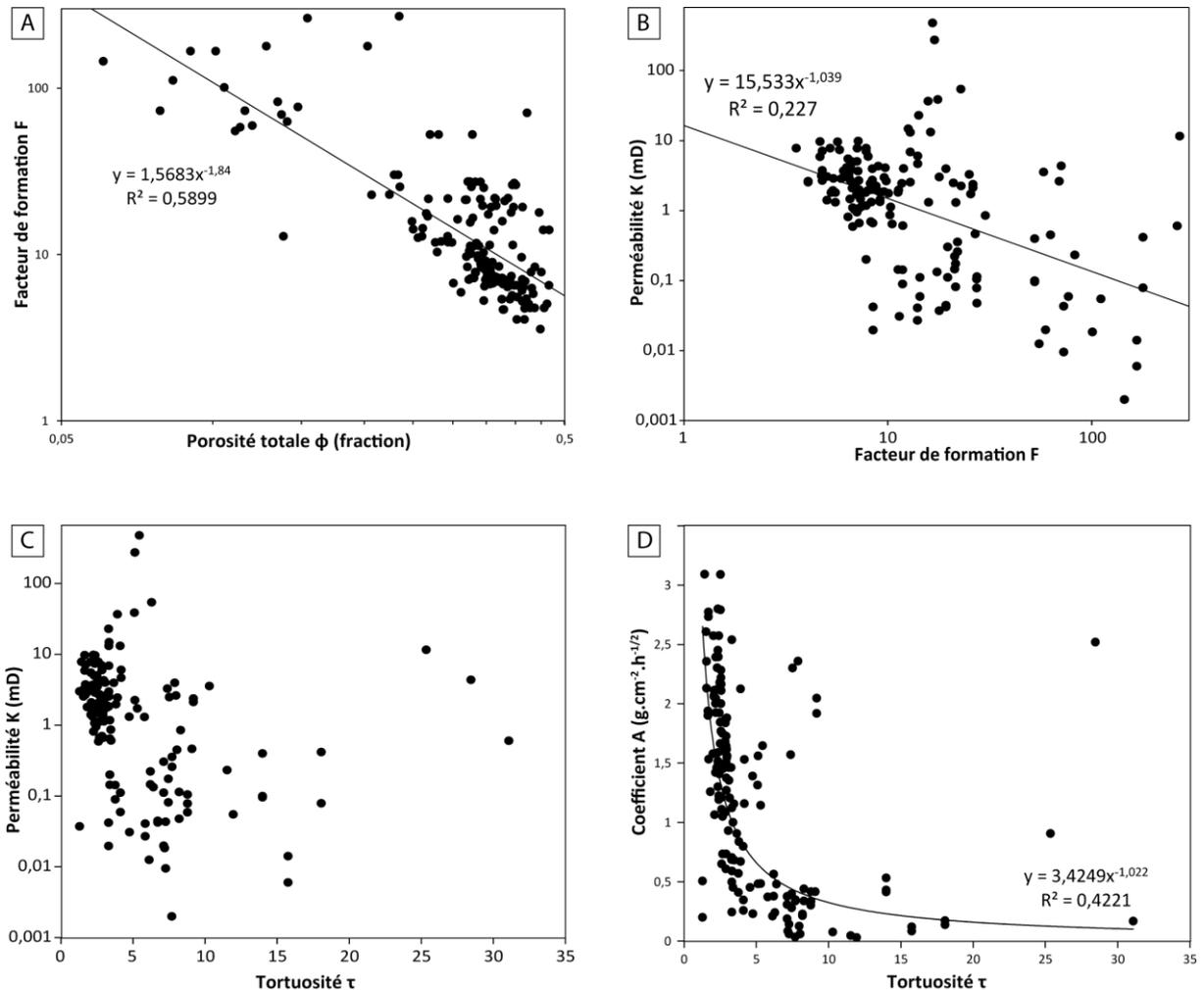


Figure V-18 : Relation entre paramètres déterminés à partir de la conductivité électrique et la porosité totale et les paramètres de transport des fluides. (A) Porosité totale ϕ (en fraction) versus facteur de formation F . (B) Facteur de formation F versus perméabilité K . (C) Tortuosité τ versus perméabilité K . (D) Tortuosité τ versus coefficient relatif à la prise de poids A , lors de l'imbibition capillaire.

Le facteur de formation, déterminé pour chaque échantillon graphiquement, présente, malgré des dispersions importantes, des relations avec la porosité et la perméabilité. Bien que la tortuosité du réseau poreux soit calculée à partir de la porosité et du facteur de formation, aucune relation n'est observée entre la tortuosité et la perméabilité. Au contraire, une relation entre la tortuosité du réseau poreux et la prise de poids lors de l'imbibition capillaire est observée.

2.5. Modélisation des perméabilités

Il existe dans la littérature de très nombreux modèles de prédiction des perméabilités définis à partir des lois d'écoulement comme la loi de Poiseuille et de Darcy, ou définis empiriquement pour différents types de matériaux. Le tableau V-10 présente 8 de ces modèles. La perméabilité est calculée dans ces modèles à partir de données de porosité totale, de conductivité électrique et de porosimétrie au mercure (Wyllie et Gardner, 1958 ; Katz et Thompson, 1987), ou de porosité totale et issues de porosimétrie au mercure (Kolodize, 1980 ; Guéguen et Dienes, 1989 ; Pittman, 1992 ; Aguilera, 2002 ; Rezaee et al., 2006), ou encore à partir de données de la porosimétrie au mercure uniquement (Gao et Hu, 2013).

Méthodes utilisées	Auteur	Equation	Unités	Données utilisées, types pétrographiques, nombre d'échantillons
Modèles basés sur des données de conductivité et de porosimétrie au mercure	Carman-Kozeny permeability model (Wyllie et Gardner, 1958)	$K = \frac{1}{8} r^2 \frac{\phi}{\tau}$	K en μm^2 , ϕ en fraction, r en μm	
	Katz-Thompson permeability model (Katz et Thompson, 1987)	$K = \frac{1}{226} \frac{d^2}{F}$	K en μm^2 , ϕ en fraction, r en μm	env. 50 grès
Modèles basés sur des données de porosité et de porosimétrie au mercure	Winland permeability model (Kolodize, 1980)	$\log r_{35} = 0,732 + 0,588 \log K - 0,864 \log \phi$	K en mD, ϕ en fraction, r en μm	56 grès et 26 carbonates
	Guéguen-Dienes permeability model (Guéguen et Dienes, 1989)	$K = \frac{1}{32} r^2 \phi$	K en μm^2 , ϕ en fraction, r en μm	Théorie de percolation
	Pittman permeability model (Pittman, 1992)	$\log r_{\text{apex}} = -0,117 + 0,475 \log K - 0,099 \log \phi$	K en mD, ϕ en fraction, r en μm	202 grès
	Aguilera permeability model (Aguilera, 2002)	$r_{p35} = 2,665 \left(\frac{K}{\phi} \right)^{0,45}$	K en mD, ϕ en %, r en μm	grès-shale et carbonate ; n=2534
	Rezaee permeability model (Rezaee et al., 2006)	$\log K = -1,16 + 1,78 \log \phi + 0,93 \log r_{50}$	K en mD, ϕ en %, r en μm	144 carbonates
Modèle basé sur des données de porosimétrie au mercure	Gao-Hu permeability model (Gao et Hu, 2013)	$\log K = 0,214 + 2,225 \log r_{50}$	K en mD, r en μm	Brique, granite, basalte, grès, carbonate, etc. ; n=18

Tableau V-10 : Modèles de prédiction des perméabilités basés sur les données issues des méthodes de conductivité électrique, des mesures de porosité totale ou issues de la porosimétrie au mercure pour différents matériaux.

Les paramètres calculés à partir des mesures de conductivité électrique utilisés pour le calcul de la perméabilité sont le facteur de formation F (Wyllie et Gardner, 1958) ou la tortuosité τ (Katz et Thompson, 1987). Les paramètres déterminés à partir des courbes d'injection de mercure utilisés dans les modèles de prédiction de la perméabilité sont divers : les rayons d'accès aux pores R_{apex} (Pittman, 1992), R_{35} (Kolodize, 1980 ; Aguilera, 2002), et R_{50}

(Rezaee et al., 2006 ; Gao et Hu, 2013). Cependant, certains auteurs n'indiquent pas précisément quelle valeur de rayon ou diamètre d'accès aux pores ils utilisent dans leurs modèles (Wyllie et Gardner, 1958 ; Katz et Thompson, 1987 ; Guéguen et Dienes, 1989).

Ces 8 modèles de prédiction des perméabilités ont été testés pour la craie dans cette étude. Dans le cas des modèles où la valeur du rayon ou du diamètre des accès aux pores n'était pas précisée, les quatre rayons d'accès aux pores particuliers (R_{apex} , R_{seuil} , R_{35} , et R_{50}) déterminés au cours de cette étude ont été testés. Néanmoins, seule l'estimation la plus proche des perméabilités mesurées, obtenue à partir de ces 4 rayons particuliers sera présentée.

Dans le cas des modèles de Wyllie et Gardner (1958) et de Guéguen et Dienes (1989), le rayon d'accès aux pores conduisant à l'estimation la plus proche des perméabilités mesurées est le R_{50} , alors que dans le cas du modèle de Katz et Thompson (1987), c'est le rayon d'accès à valeur de seuil de percolation R_{seuil} .

Le tableau V-11 présente les formules de calcul utilisées pour l'estimation des perméabilités dans chacun des 8 modèles. Les résultats obtenus à partir de ces 8 modèles sont présentés dans la figure V-19.

Méthodes utilisées	Auteur	Equation	Unités
Modèles basés sur des données de conductivité et de porosimétrie au mercure	Carman-Kozeny permeability model (Wyllie et Gardner, 1958)	$K = \frac{r_{50}^2}{8F}$	K en μm^2 , r en μm
	Katz-Thompson permeability model (Katz et Thompson, 1987)	$K = \frac{1}{226} \frac{(2r_{seuil})^2}{F}$	K en μm^2 , r en μm
Modèles basés sur des données de porosité et de porosimétrie au mercure	Winland permeability model (Kolodize, 1980)	$K = 49,4171 r_{35}^{1,7007} \phi^{1,4694}$	K en mD, ϕ en fraction, r en μm
	Guéguen-Dienes permeability model (Guéguen et Dienes, 1989)	$K = \frac{1}{32} \phi r_{50}^2$	K en μm^2 , ϕ en fraction, r en μm
	Pittman permeability model (Pittman, 1992)	$K = 4,6039 r_{apex}^{2,1053} \phi^{0,2084}$	K en mD, ϕ en fraction, r en μm
	Aguilera permeability model (Aguilera, 2002)	$K = 0,1132 r_{35}^{2,222} \phi$	K en mD, ϕ en %, r en μm
Rezaee permeability model (Rezaee et al., 2006)	$K = 0,0692 r_{50}^{0,93} \phi^{1,78}$	K en mD, ϕ en %, r en μm	
Modèle basé sur des données de porosimétrie au mercure	Gao-Hu permeability model (Gao et Hu, 2013)	$K = 1,637 r_{50}^{2,225}$	K en mD, r en μm

Tableau V-11 : Formules de calcul des perméabilités utilisées dans les modèles présentés dans le tableau V-10.

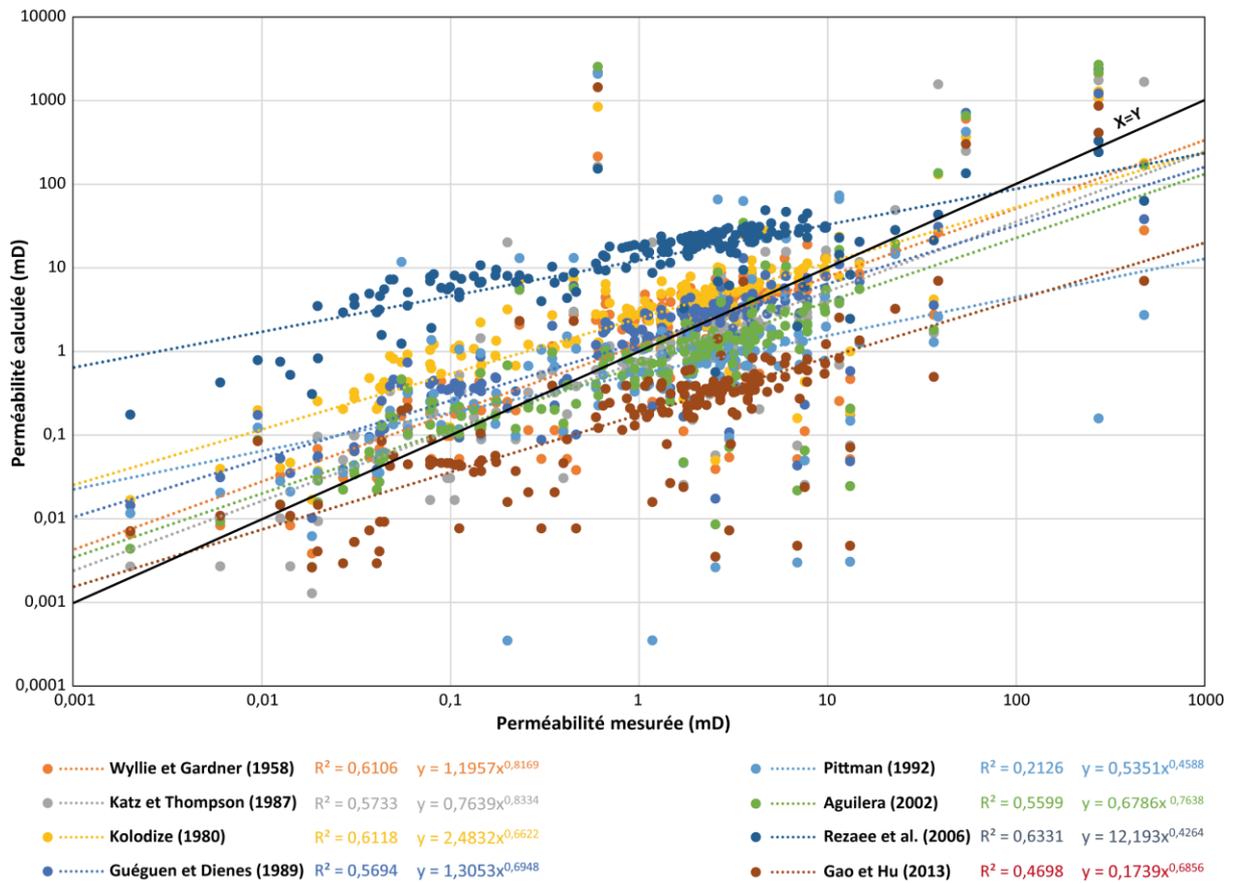


Figure V-19 : Graphique montrant les relations entre les perméabilités mesurées et perméabilités estimées en utilisant chacun des 8 modèles présentés dans le tableau V-10. Les droites correspondent aux droites de régression. Les coefficients de détermination et les équations des droites de régression qui correspondent à chacun des modèles sont reportés dans la légende en dessous du graphique. La droite noire correspond à l'équation $Y=X$.

Globalement, ces 8 modèles surestiment les faibles perméabilités et sous-estiment les plus fortes. Les modèles de Rezaee et al. (2006), de Kolodize (1980), de Pittman (1992) et de Guéguen et Dienes (1989) surestiment de plus d'un ordre de grandeur les faibles perméabilités (Figure V-19). Les modèles de Pittman (1992) et de Gao et Hu (2013) sous-estiment de plus d'un ordre de grandeur les fortes perméabilités (Figure V-19). Parmi les 8 modèles, les modèles de Wyllie et Gardner (1958), de Katz et Thompson (1987) et de Aguilera (2002) sont ceux qui fournissent des estimations de la perméabilité les plus satisfaisantes. Parmi les trois, le modèle de Wyllie et Gardner (1958) est celui qui fournit de moins bonnes estimations pour les faibles perméabilités, tandis que celui d'Aguilera (2002) apparaît le moins adapté pour le calcul des fortes perméabilités (Figure V-19). Au final, le modèle qui semble le plus adapté pour estimer la perméabilité des craies étudiées est celui

de Katz et Thompson (1987). À noter néanmoins que ce modèle n'est pas celui qui présente le meilleur coefficient de détermination ($R^2=0,57$), qui traduit une large dispersion des données autour de la droite de régression (Figure V-19), il n'est donc pas totalement satisfaisant.

De plus, le modèle de Katz et Thompson (1987) repose sur des données issues de mesures de conductivité électrique et de porosimétrie au mercure. Les paramètres, comme le facteur de formation F calculé à partir de la mesure de la conductivité électrique n'étant pas toujours accessibles, il est cependant possible d'en faire abstraction en prenant :

$$F = \phi^{-m}$$

avec F le facteur de formation, ϕ la porosité totale en fraction, et m l'exposant de cimentation. L'exposant de cimentation m est dépendant de la composition minéralogique des craies étudiées. En effet, pour des craies pures, la médiane des valeurs calculées de m est de 1,982, alors qu'elle est, respectivement pour les craies à microtexture argileuse et les craies à microtexture siliceuse, de 2,366 et de 2,484. Le modèle de Katz et Thompson (1987) peut être simplifié dans le cas où la conductivité électrique n'est pas évaluée, mais où cependant la minéralogie est connue de par l'étude des microtextures au MEB, les données de la calcimétrie et/ou les analyses minéralogiques par DRX. Ainsi, la formule de calcul utilisée dans le modèle révisé de Katz et Thompson (1987) devient :

$$K = \frac{1}{226} (2R_{seuil})^2 \phi^m$$

avec K la perméabilité prédite en μm^2 , R_{seuil} rayon seuil d'accès aux pores qui donne accès au maximum de volume poreux dans la roche en μm , ϕ la porosité totale en fraction et m l'exposant de cimentation valant 1,982, 2,366 ou 2,484, respectivement dans le cas de craies pures, à microtextures argileuses ou à microtextures siliceuses.

La figure V-20 montre les différences observées entre le modèle d'origine proposé par Katz et Thompson (1987) et celui simplifié lorsque la conductivité n'est pas connue et repose sur la connaissance détaillée de la minéralogie. Chacun des deux modèles offre des résultats acceptables par rapport aux données expérimentales, mais montre une large variabilité (R^2 de 0,57 ; Figure V-20).

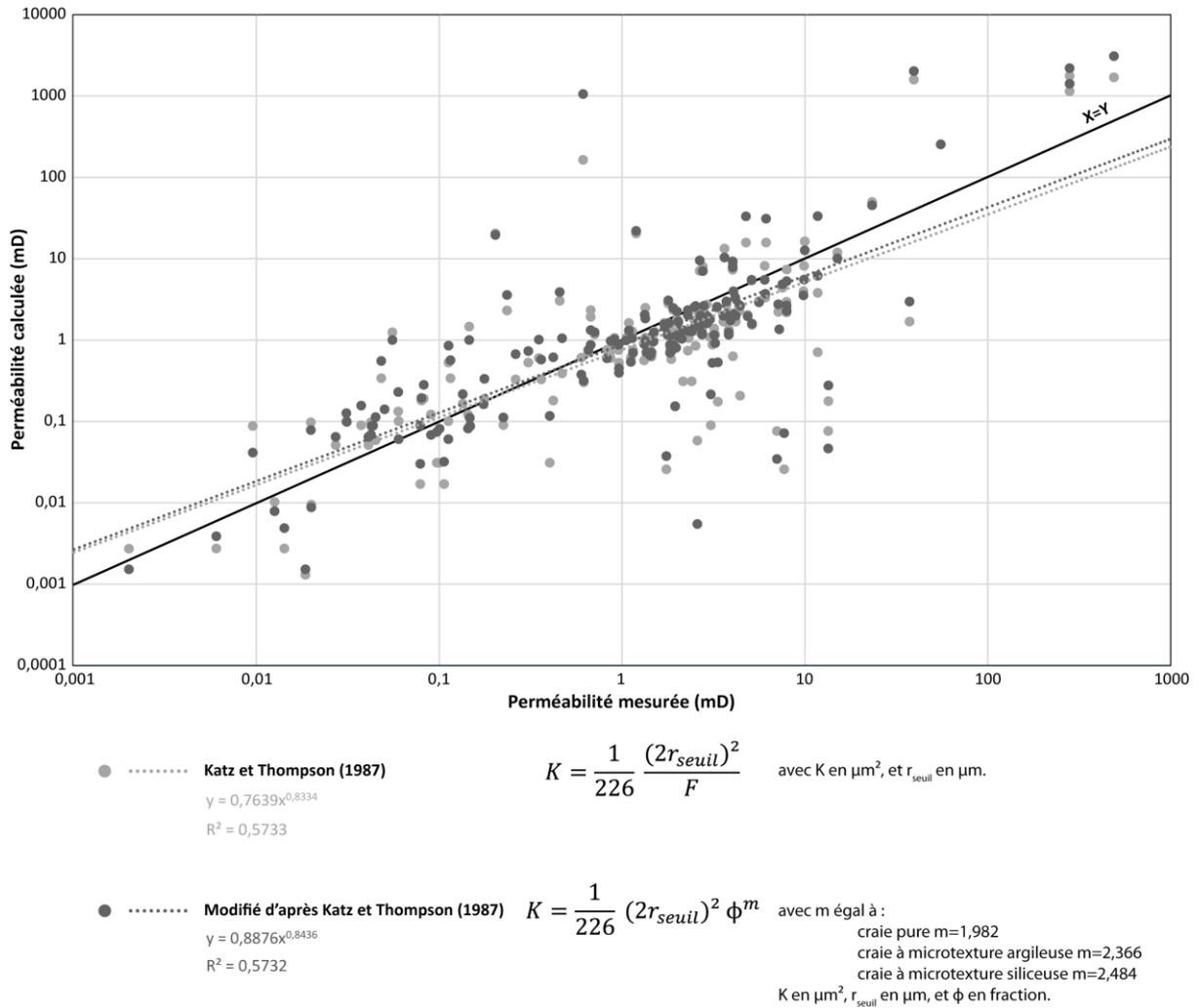


Figure V-20 : Relations entre perméabilités mesurées et perméabilités calculées à partir du modèle de Katz et Thompson (1987) et la version modifiée (en prenant $F = \phi^{-m}$).

En remplaçant le facteur de formation F déduit de la conductivité électrique par son équivalent exprimé en fonction de la porosité totale et de l'exposant de cimentation ($F = \phi^{-m}$), l'expression de la perméabilité pour l'ensemble des 8 modèles s'écrit comme suit :

$$K = a R_x^b \phi^c$$

où a, b et c sont des variables, K la perméabilité en mD, R_x le rayon d'accès aux pores qui donne accès à x% du volume poreux en μm , et ϕ la porosité totale en %.

Afin de faciliter la représentation graphique et les traitements numériques de cette relation, il est possible de procéder à un changement de variables et de passer à une relation linéaire, comme suit :

$$\log_{10} K = \log_{10} a + b \log_{10} R_x + c \log_{10} \phi = \alpha + b \log_{10} R_x + c \log_{10} \phi$$

où a , α , b et c sont des variables, K la perméabilité en mD, R_x le rayon d'accès aux pores qui donne accès à $x\%$ du volume poreux en μm , et ϕ la porosité totale en %.

À partir de cette équation et en utilisant les mesures de porosité totale et les rayons d'accès particuliers déterminés à partir des courbes d'injection de mercure (R_{apex} , R_{seuil} , R_{35} , et R_{50}), quatre variantes du modèle ont été testées en prenant successivement pour R_x chaque rayon d'accès particulier, en utilisant le logiciel R[®]. D'autre part, à partir de la relation $\log_{10} K = \alpha + b \log_{10} R_x$ où la porosité n'est pas prise en compte comme pour le modèle de Gao et Hu (2013), quatre autres modèles de perméabilités ont été également testés pour chacun des quatre rayons particuliers (R_{apex} , R_{seuil} , R_{35} , et R_{50}).

Comme précédemment, les deux modèles prédisant les valeurs les plus proches de celles mesurées sur plugs parmi les quatre variantes des modèles avec changement du rayon d'accès particulier, (1) qui prend en compte la porosité et (2) qui fait abstraction de la porosité dans le calcul de K sont sélectionnés. La figure V-21 présente le résultat de la modélisation de ces deux modèles retenus et l'équation avec les paramètres d'ajustement permettant le calcul des perméabilités. Comme les modèles précédemment testés, ces deux modèles empiriques surestiment les faibles valeurs de perméabilité et sous-estiment les fortes valeurs (Figure V-21). Le modèle reposant uniquement sur les données de la porosimétrie au mercure (R_{50} ; en vert foncé Figure V-21) surestime de plus d'un ordre de grandeur les faibles valeurs de perméabilité et sous-estime de plus d'un ordre de grandeur les fortes valeurs de perméabilité. Il apparaît donc difficile de proposer un modèle de prédiction des perméabilités qui ne tienne pas compte de la porosité totale. Le premier modèle empirique déterminé à partir des données de porosimétrie au mercure (R_{35}) et de porosité totale apparaît relativement acceptable au vu de la faible variabilité des résultats (R^2 de 0,65 ; en bleu foncé Figure V-21).

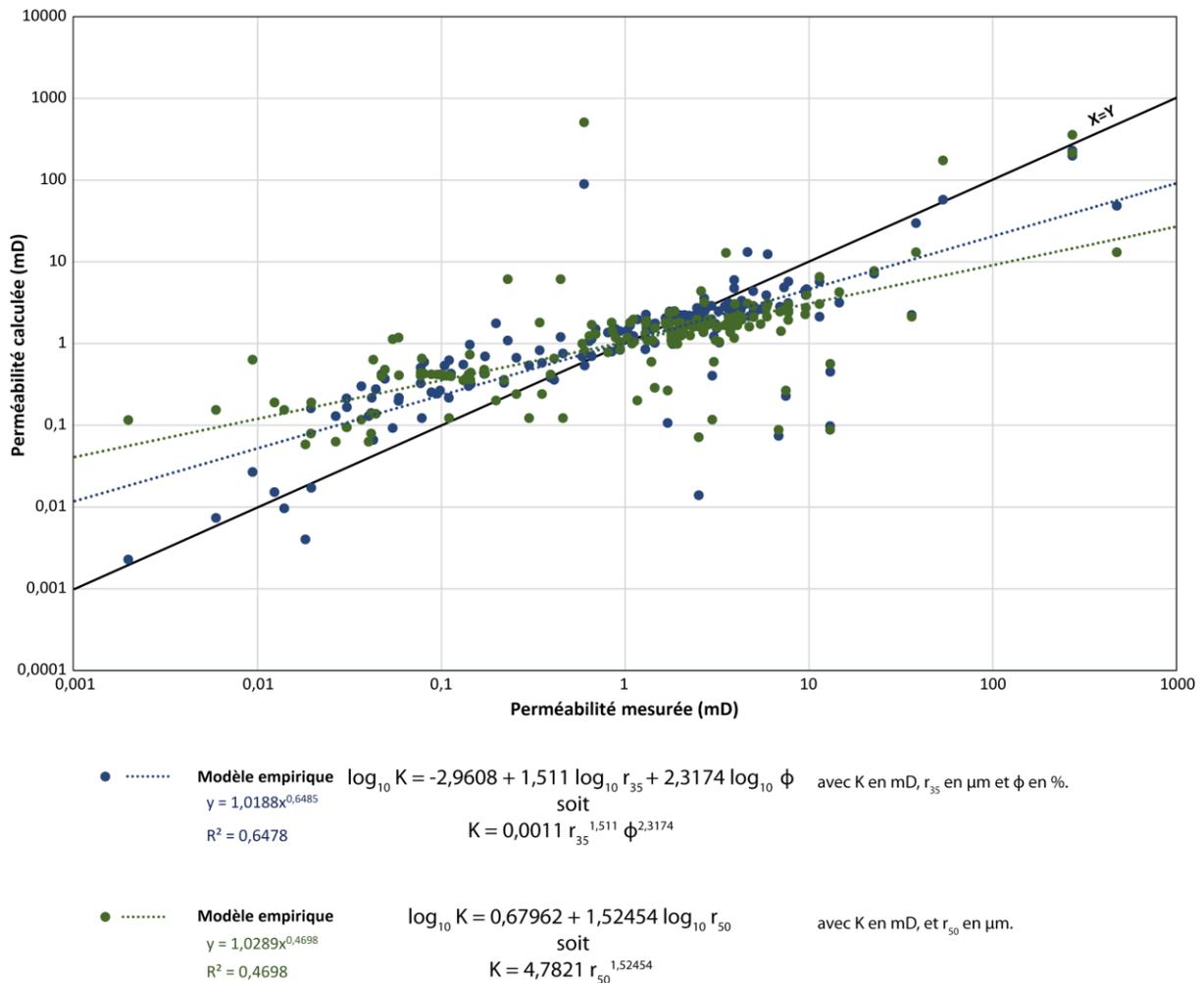


Figure V-21 : Relations entre les perméabilités mesurées et les perméabilités calculées d'après deux modèles établis empiriquement, l'un utilisant la porosité totale et le R_{35} et l'autre uniquement le R_{50} .

Au final, trois modèles (Figure V-22) apparaissent acceptables (car prédisant une perméabilité s'écartant de moins qu'un ordre de grandeur de différence par rapport à la valeur mesurée):

- Katz et Thompson (1987) dépendant du rayon de seuil d'accès aux pores r_{seuil} , et du facteur de formation F,
- Katz et Thompson (1987) modifié dépendant du rayon de seuil d'accès aux pores r_{seuil} , de la porosité totale ϕ et de la composition minéralogique (MEB, calcimétrie et/ou DRX) pour fixer l'exposant de cimentation m et,
- le modèle empirique défini dans cette étude, dépendant du rayon d'accès aux pores R_{35} , et de la porosité totale ϕ .

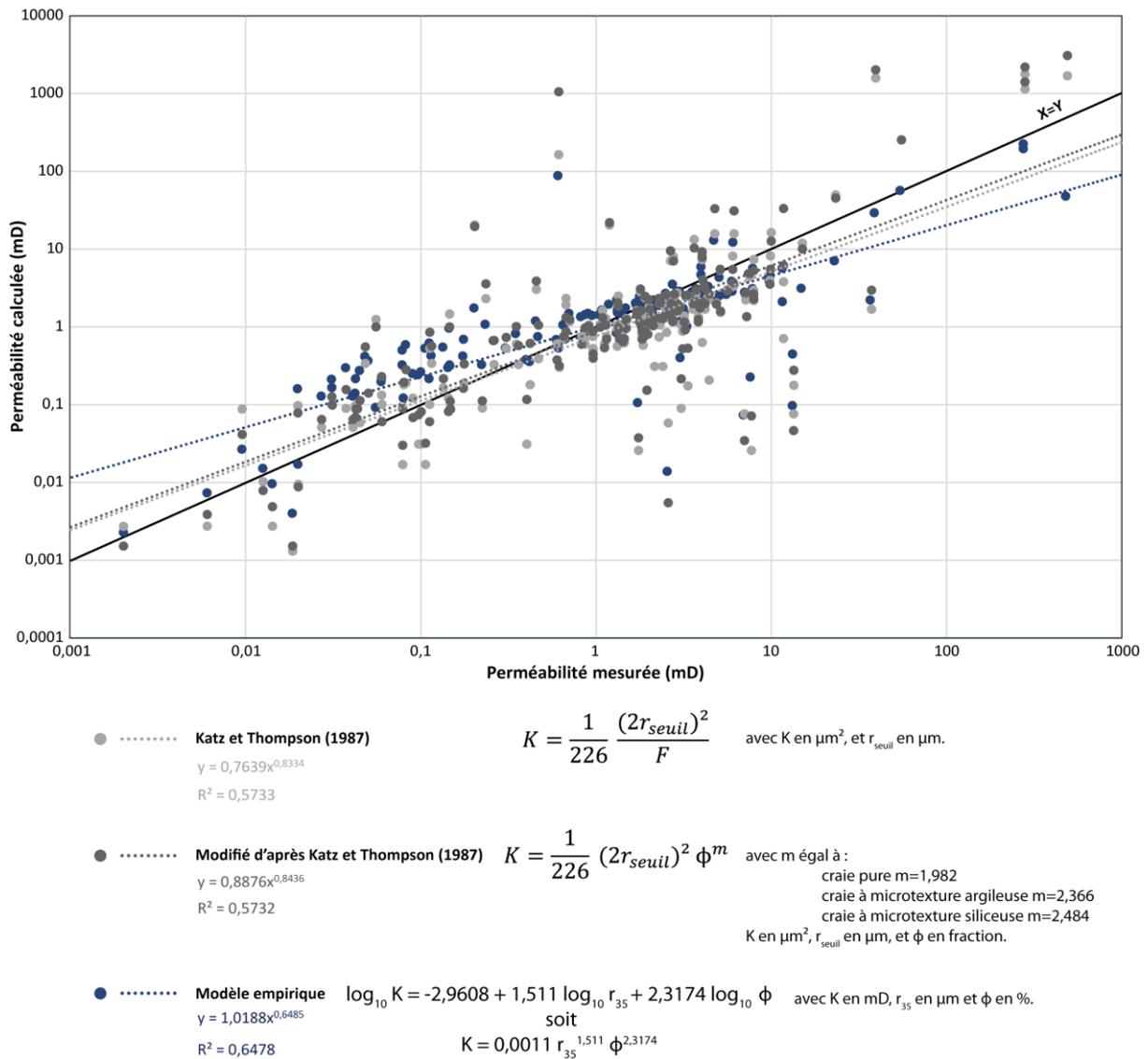


Figure V-22 : Relations entre les perméabilités mesurées et les perméabilités calculées à partir des trois modèles dont les prédictions apparaissent acceptables (moins d'un ordre de grandeur de différence par rapport à la perméabilité mesurée).

Ces trois modèles prédisent plus ou moins bien les perméabilités et font apparaître des variations plus ou moins importantes (R^2 de 0,57 à 0,64) quand on les compare aux perméabilités mesurées. Le modèle empirique produit les perméabilités qui s'écartent le plus des valeurs mesurées (Figure V-22) mais ne nécessite pas d'être contraint par des données concernant la minéralogie ou issues de conductivité électrique, contrairement aux deux autres. Il faut cependant remarquer que ces trois modèles dépendent directement ou indirectement (à travers le facteur de formation F) de la porosité totale. En raison de l'homogénéité de la craie et de l'absence de rayons d'accès plus petits que ceux qui seraient

accessibles au-delà des pressions délivrées par l'instrument, la porosité totale mesurée à l'eau et celle déterminée à partir de la porosimétrie au mercure, de la plupart des craies, sont proches l'une de l'autre (Figure V-13A). En l'absence de matériau suffisant pour réaliser un carottage d'un plug pour déterminer une porosité, il serait possible de substituer dans les modèles, la porosité totale par celle déterminée par porosimétrie au mercure (Figure V-23). Les perméabilités obtenues restent acceptables (moins d'un ordre de grandeur de différence par rapport à la valeur mesurée) malgré de faibles valeurs de coefficient de détermination (R^2 de 0,46 et 0,47 ; Figure V-23A-B).

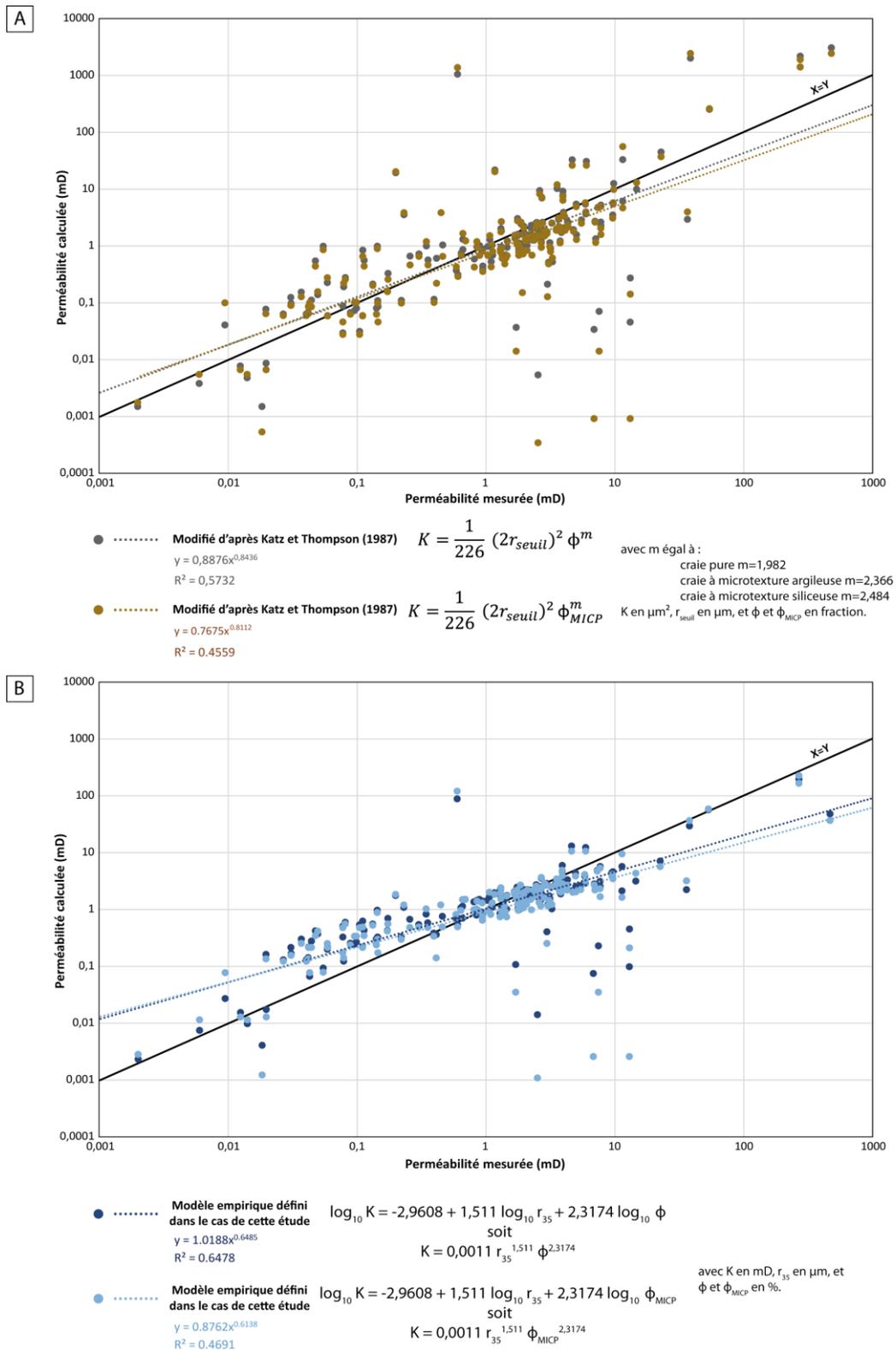


Figure V-23 : Relations entre les perméabilités mesurées et les perméabilités estimées pour les deux modèles les plus satisfaisants prenant en compte la porosité totale déterminée par porosimétrie Hg. (A) Cas du modèle de Katz et Thompson (1987) modifié en utilisant pour ϕ soit la porosité totale, soit la porosité déterminée par porosimétrie au mercure. (B) Cas du modèle empirique défini dans cette étude en utilisant pour ϕ soit la porosité totale, soit la porosité déterminée par porosimétrie au mercure.

Il est possible ainsi d'estimer les perméabilités avec plus ou moins de précision selon la méthode utilisée et les paramètres entrés dans les modèles. Plus le nombre de paramètres entrés dans le modèle est grand, plus celui-ci est contraint, et donc la prédiction fiable. Le tableau V-12 synthétise les modèles de prédiction des perméabilités testés dans cette étude qui semblent produire des estimations acceptables des perméabilités des craies ; il est rappelé ici, pour chaque modèle, les paramètres à entrer dans le modèle. Il faut également signaler qu'il existe dans la littérature, d'autres modèles de prédiction de K qui prennent en compte la surface spécifique déterminée par adsorption de gaz selon la méthode de B.E.T. (Alam et al., 2011). Ce paramètre n'a pas été mesuré au cours de cette étude.

Paramètres d'entrés	Modèle	Equation	Unité
Porosimétrie au mercure Conductivité électrique	Katz et Thompson (1987)	$K = \frac{1}{226} \frac{(2r_{seuil})^2}{F}$	K en μm^2 ; r_{seuil} en μm
Porosimétrie au mercure Porosité totale Composition minéralogique	Modifié d'après Katz et Thompson (1987)	$K = \frac{1}{226} (2r_{seuil})^2 \phi^m$	K en μm^2 ; r_{seuil} en μm , ϕ en fraction ; craie pure $m=1,982$; craie à microtexture argileuse $m=2,366$; craie à microtexture siliceuse $m=2,484$
Porosimétrie au mercure Composition minéralogique	Modifié d'après Katz et Thompson (1987)	$K = \frac{1}{226} (2r_{seuil})^2 \phi_{MCP}^m$	K en μm^2 ; r_{seuil} en μm , ϕ_{MCP} en fraction ; craie pure $m=1,982$; craie à microtexture argileuse $m=2,366$; craie à microtexture siliceuse $m=2,484$
Porosimétrie au mercure Porosité totale	Modèle empirique défini dans cette étude	$\log_{10} K = -2,9608 + 1,511 \log_{10} r_{35} + 2,3174 \log_{10} \phi$ soit $K = 0,0011 r_{35}^{1,511} \phi^{2,3174}$	K en mD, r_{35} en μm , ϕ en %
Porosimétrie au mercure	Modèle empirique défini dans cette étude	$\log_{10} K = -2,9608 + 1,511 \log_{10} r_{35} + 2,3174 \log_{10} \phi_{MCP}$ soit $K = 0,0011 r_{35}^{1,511} \phi_{MCP}^{2,3174}$	K en mD, r_{35} en μm , ϕ en %

Tableau V-12 : Synthèse des modèles de prédiction des perméabilités avec indication des paramètres d'entrée fournissant des prévisions acceptables pour les craies de cette étude.

3. Origine des hétérogénéités pétrophysiques de la craie

Cette partie vise à préciser au mieux l'origine sédimentaire et/ou diagénétique de la variabilité des caractéristiques pétrophysiques des craies étudiées. Pour cela, une première partie présentera l'influence des conditions de dépôt, du faciès et de la dédolomitisation sur les propriétés pétrophysiques. Une seconde partie présentera de la même façon l'influence de la minéralogie sur le réseau poreux et donc sur les propriétés d'écoulement des fluides et sur la conductivité. La troisième partie montrera comment les microtextures pures contrôlent les propriétés pétrophysiques.

3.1. Influence des conditions de dépôt, du faciès et de la dédolomitisation sur les propriétés pétrophysiques de la craie

Suivant les auteurs et les zones d'études de la craie, des relations entre porosité et mode de dépôt, faciès et/ou texture ont été observées. Par exemple, Anderskov et Surlyk (2012) considèrent que le processus de dépôt est le paramètre clé nécessaire à la caractérisation et la prédiction des porosités dans la craie, alors que Maliva et Dickson (1992) suggèrent que la relation entre porosité et mode de dépôt est moins directe.

Les faciès redéposés ou dits allochtones (déposés par gravité ou slumpés) sont communément associés à des fortes porosités (Hardman, 1982 ; Nygaard et al., 1983 ; D'Heur, 1984 ; Kennedy, 1987 ; Brasher et Vagle, 1996 ; Anderskov et Surlyk, 2012). Nygaard et al. (1983) proposent que le transport en masse cause une réorganisation de la structure de la matrice en microclastes qui supportent alors la structure. Schatzinger et al. (1985) suggèrent que ce dépôt rapide maintient la forte porosité en limitant l'exposition à l'eau de mer et retarde donc la cimentation précoce. Aussi, l'absence de bioturbation dans ces faciès redéposés est suggérée comme l'une des causes des fortes porosités (Hardman, 1982 ; D'Heur, 1984 ; Kennedy, 1987 ; Campbell et Gravdal, 1995). Au contraire, Maliva et Dickson (1992) observent de fortes porosités dans le cas de faciès redéposés, mais aussi pour des faciès pélagiques. Ils en concluent que le mode de dépôt lui-même semble avoir un faible effet, voire aucun, sur la porosité. Ainsi, il semblerait que le faciès seul ne soit pas un indicateur des propriétés réservoirs dans la craie (Bramwell et al., 1999).

Les dépôts pélagiques comme les faciès bioturbés et les faciès argileux sont présentés comme ayant de faibles porosités et perméabilités (Brasher et Vagle, 1996 ; Anderskov et Surlyk, 2012). Cela est expliqué par le fait que les bioturbations accéléreraient les processus de consolidation (McCall et Tevesz, 1982 ; Rhoads et Boyer, 1982 ; Richardson et al., 1985 ; Mucci et Edenborn, 1992 ; Perret et al., 1995). Au contraire, Maliva et Dickson (1992) constatent des craies pélagiques dans le champ d'Eldfisk qui présentent de fortes porosités.

D'autres auteurs considèrent que les textures ont une influence prépondérante sur les propriétés réservoirs des craies (Røgen et Fabricius, 2002 ; Fabricius, 2007 ; Fabricius et al., 2007a), mais d'après Anderskov et Surlyk (2012), il n'est pas clair, si, et comment, les textures et les processus de dépôt peuvent être liés. Dans la craie, les mudstones ont tendance à être plus poreux que les wackestones ou les packstones (Fabricius, 2007 ; Fabricius et al., 2007a), car les microfossiles, plus abondants dans les wackestones et packstones, sont préférentiellement remplis par du ciment, rendant ainsi les wackestones et packstones moins poreux que les mudstones (Fabricius et Borre, 2007). Ainsi, la texture a une faible influence sur la porosité totale initiale, mais dans le cas d'une craie enfouie, les wackestones ont des porosités plus faibles que les mudstones à cause de la cimentation préférentielle des microfossiles (Fabricius et Borre, 2007). Pour une porosité donnée, les wackestones ont des perméabilités plus fortes que les mudstones (Fabricius, 2007). Les wackestones, packstones, grainstones et les « clast-supported conglomerate beds » ont des perméabilités initiales très importantes constituant des conduits latéraux de circulation des fluides (Anderskov et Surlyk, 2012).

Ainsi, en se focalisant principalement sur les paramètres pétrophysiques tels que la porosité, la perméabilité ou les vitesses de propagation des ondes P, de nombreux auteurs ont montré qu'il y avait un possible lien entre modèle de dépôt, faciès et propriétés pétrophysiques dans la craie. Cependant, cela n'est pas admis par tous et se pose alors la question de ces relations dans le cas de la présente étude.

3.1.1. Relation entre propriétés pétrophysiques et modèles de dépôt

Le **modèle de rampe argileuse** présente des porosités totales comprises entre 34,4 et 46,5 % avec une médiane de 39,1%, des perméabilités comprises entre 0,02 et 3 mD avec une médiane de 0,47 mD et des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau comprises entre 1800 et 2930 m.s⁻¹ avec une médiane de 2165 m.s⁻¹ (Figure V-24A-B).

Le **modèle de rampe carbonatée** présente des porosités totales comprises entre 26,1 et 46,5 % avec une médiane de 34,7 %, des perméabilités comprises entre 0,04 et 6 mD avec une médiane de 1 mD, et des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau comprises entre 1880 et 3760 m.s⁻¹ avec une médiane de 2600 m.s⁻¹ (Figure V-24A-B).

Le **modèle de contourite** présente des porosités totales comprises entre 8,3 et 45,5 % avec une médiane de 34,6 %, des perméabilités comprises entre 0,05 et 480 mD avec une médiane de 14 mD, et des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau comprises entre 1880 et 5580 m.s⁻¹ avec une médiane de 2750 m.s⁻¹ (Figure V-24A-B). Les valeurs de porosité totale – perméabilité de ce modèle se répartissent en deux ensembles dans l'espace porosité totale – perméabilité (Figure V-24A) avec :

- une augmentation de 8,3 à 30 % de la porosité totale associée à une augmentation des perméabilités de 0,05 à 480 mD et,
- des porosités totales de 25 à 45,5 % associées à des perméabilités comprises entre 0,6 et 10 mD.

Les échantillons associés aux **surfaces de hiatus** (*Soupground* à *Hardground*) présentent des porosités totales comprises entre 6 et 36,9 % avec une médiane de 26,9 %, des perméabilités comprises entre 0,002 et 36 mD avec une médiane de 4 mD, et des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau comprises entre 2450 et 5450 m.s⁻¹ avec une médiane de 3880 m.s⁻¹ (Figure V-24A-B). Les valeurs de porosité totale – perméabilité de ce modèle se répartissent en deux ensembles dans l'espace porosité totale – perméabilité (Figure V-24A) avec :

- une augmentation de 6 et 33 % de porosité totale associée à une augmentation des perméabilités de 0,002 à 36 mD suivant une loi puissance et,
- des porosités totales de 25 à 36,9 % associées à des perméabilités comprises entre 0,6 et 8 mD.

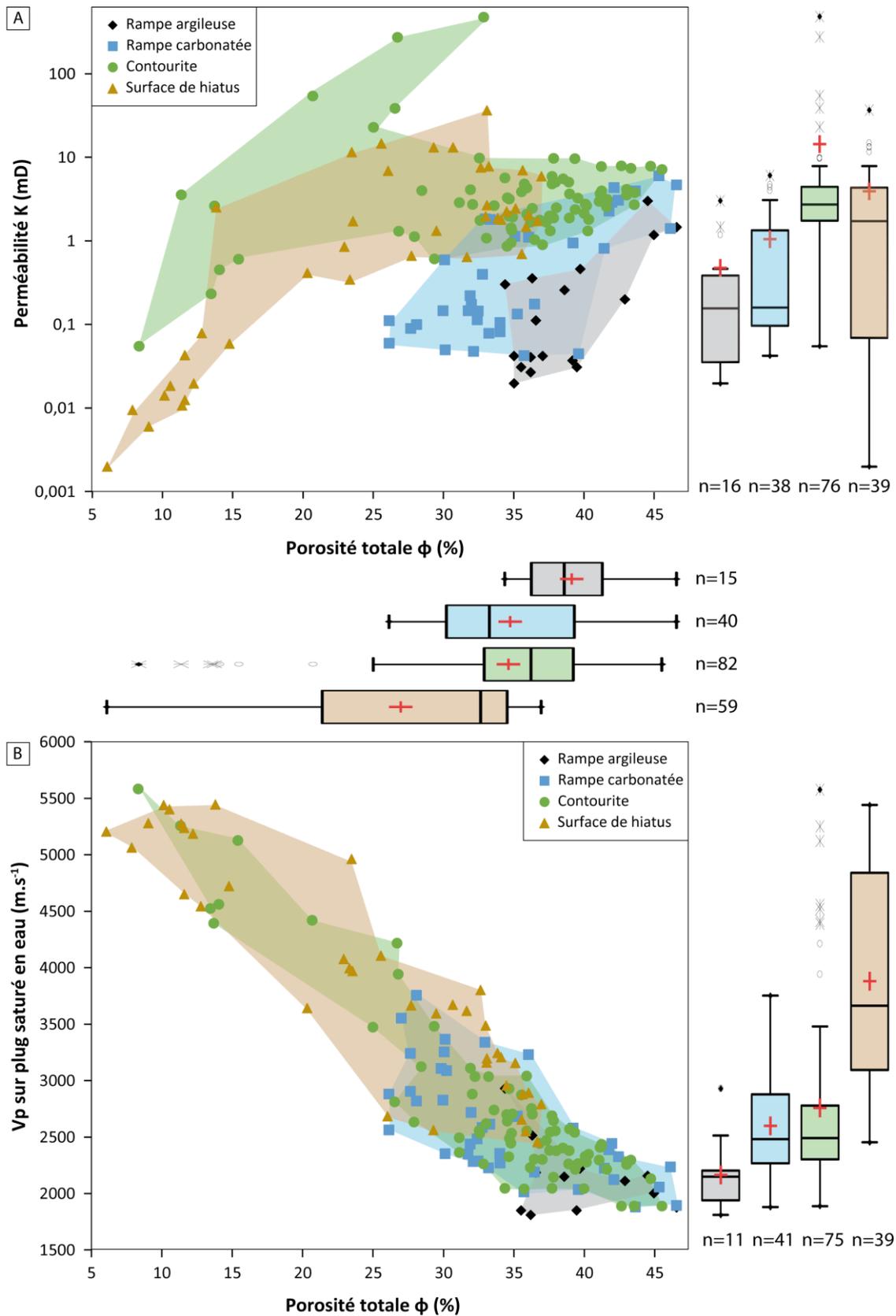


Figure V-24 : Diagrammes croisés et boîtes à moustaches de la porosité totale, de la perméabilité et des vitesses de propagation des ondes P (V_p) en fonction des modèles de dépôt. (A) Porosité totale ϕ versus perméabilité K . (B) Porosité totale ϕ versus V_p sur plug saturé en eau.

Finalement, ces modèles de dépôt (rampe argileuse, rampe carbonatée, contourite et surface de hiatus) ont chacun des réponses pétrophysiques particulières. En effet, les mesures pour chacun de ces quatre modèles s'individualisent relativement bien sur le diagramme croisé porosité totale – perméabilité (Figure V-24A). Cela est moins visible sur le diagramme croisé porosité totale – vitesse de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau (Figure V-24B).

Parmi ces modèles, le modèle de rampe argileuse présente des porosités légèrement supérieures (Figure V-24A). Les modèles de rampe carbonatée et de contourite ne montrent pas de différence significative en termes de porosité totale. Cependant, les surfaces de hiatus se caractérisent par des valeurs de porosité plus faibles et un étalement des valeurs plus important.

En termes de perméabilité (Figure V-24A), une augmentation de la perméabilité apparaît clairement, respectivement depuis le modèle de rampe argileuse, vers le modèle de rampe carbonatée puis de contourite. Les surfaces de hiatus se caractérisent là encore par un étalement des valeurs de perméabilités.

Ainsi il apparaît que le modèle de dépôt de rampe argileuse, présentant les plus fortes porosités, est aussi celui qui présente les plus faibles perméabilités, et que pour des gammes de porosité équivalentes, le modèle de contourite a des perméabilités plus élevées que les modèles de rampes. Le modèle de surface de hiatus se caractérise par des plus faibles valeurs de perméabilités associées à des plus faibles porosités, ces deux variables montrant une plus large gamme de variabilité que pour les autres modèles.

Concernant la vitesse de propagation des ondes P (Figure V-24B), le modèle de rampe argileuse, qui possède les valeurs de porosité les plus fortes, se caractérise par des V_p plus faibles que pour les autres modèles. De la même manière, les modèles de rampe carbonatée et contourite, qui possèdent des gammes de porosité équivalentes, montrent des V_p similaires et logiquement supérieures à celles du modèle de rampe argileuse plus poreux. Là encore, le modèle de surface de hiatus présente un large étalement des valeurs et se caractérisent par les V_p les plus grandes, en accord avec ce qui a été observé pour la porosité de ce modèle.

Ainsi, chacun des quatre modèles de dépôt définis dans le chapitre 3 (modèle de rampe argileuse, modèle de rampe carbonatée, modèle de contourite, et modèle de surface de hiatus) ont des réponses pétrophysiques particulières qui s'individualisent très bien dans l'espace porosité totale – perméabilité et dans l'espace porosité totale – vitesse de propagation des ondes acoustiques P.

3.1.2. Influence des faciès de la craie sur les propriétés pétrophysiques

Les relations porosité totale ϕ – perméabilité K et porosité totale ϕ – Vp sur plug saturé en eau en fonction des faciès sont illustrées Figures V-25 à V-27. À noter que les modèles de dépôt correspondant à chaque faciès sont également précisés.

Modèles de rampes (5 faciès ; Figure V-25) :

Le faciès *low energy argilaceous chalk* (rampe argileuse ; losanges noirs) présente les plus faibles perméabilités et les plus faibles Vp sur plug saturé en eau de l'ensemble du set étudié (Figure V-25A-B). Paradoxalement, les échantillons de ce faciès ont les plus fortes porosités de l'ensemble du set échantillonné (Figure V-25A).

Au sein du modèle de rampe carbonatée, le faciès de *high energy bioclastic chalk* présente peu de variations au sein de ses propriétés pétrophysiques (porosités totales comprises entre 41,5 et 46,5 %, perméabilités comprises entre 2,2 et 6 mD, et Vp_{sat} comprises entre 1880 et 2500 m.s⁻¹ ; Figure V-25A-B). Ce faciès présente les porosités totales–perméabilités les plus fortes des modèles de rampes, et ces valeurs se superposent à celles du modèle de contourite (Figure V-25A).

Le faciès *medium energy opal chalk* (carrés bleu clair) a des propriétés porosités totales–perméabilités quasi spécifiques, intermédiaires entre le faciès *low energy argilaceous chalk* (losanges noirs) et les faciès présentant des marls-seams (carrés vert clair et vert foncé ; Figure V-25A). De même, ce faciès (carrés bleu clair) a des valeurs de Vp_{sat} intermédiaires entre le faciès *low energy argilaceous chalk* (losanges noirs) et les faciès présentant des marls-seams (carrés vert clair et vert foncé ; Figure V-25B).

Les échantillons avec des marls-seams (carrés vert clair et vert foncé) présentent une large variabilité (porosité totale allant de 26 à 46,1 % et perméabilités comprises entre 0,05 et 3 mD) et se répartissent en deux groupes de réponses pétrophysiques (Figure V-25A-B) indépendamment du faciès. Un groupe présente des porosités totales comprises entre 25 et 35 %, pour des perméabilités inférieures à 1 mD et des Vp_{sat} supérieures à 2500 m.s⁻¹. L'autre groupe présente des porosités totales supérieures à 40 %, pour des perméabilités supérieures à 1 mD et des Vp_{sat} inférieures à 2500 m.s⁻¹.

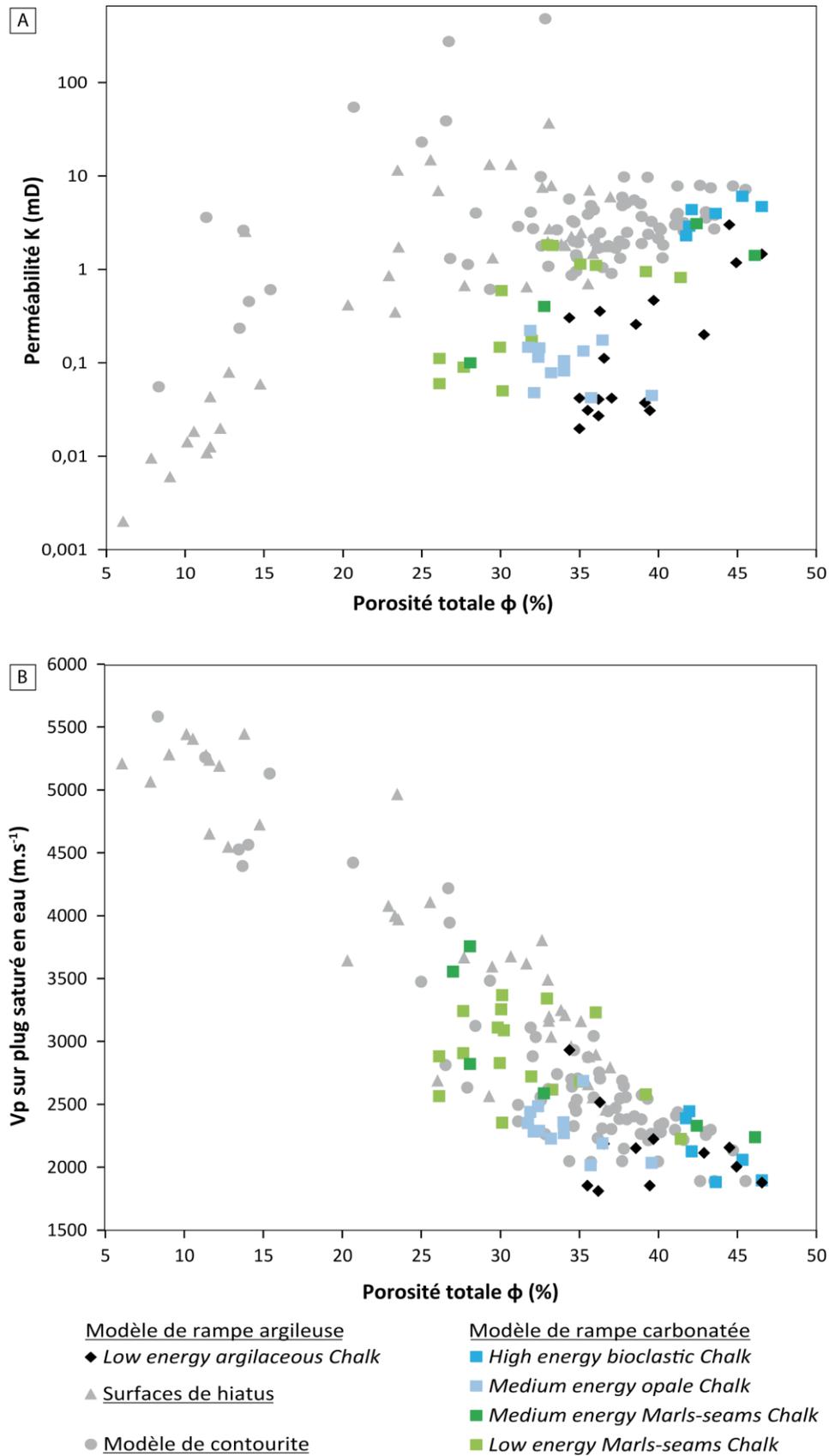


Figure V-25 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K, $V_{p_{sat}}$) en fonction des faciès de rampes argileuse et carbonatée. (A) Porosité totale ϕ versus perméabilité K. (B) Porosité totale ϕ versus vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau $V_{p_{sat}}$.

Modèle de contourite (6 faciès ; Figure V-26) :

À l'exception des *condensed dolomitised facies* et *high energy and gravitational facies*, les porosités totales des autres faciès de contourites sont comprises entre 25 et 45 % pour des perméabilités comprises entre 0,5 et 10 mD et des vitesses de propagation sur plug saturé en eau ($V_{p_{sat}}$) comprises entre 1880 et 3500 m.s⁻¹ (Figure V-26A-B).

Le faciès *high energy and gravitational facies* présente un large étalement des porosités totales (25 à 45 %) et des perméabilités (1 à 500 mD) qui se répartissent en deux groupes (Figure V-26A). Un groupe présente des valeurs similaires aux propriétés caractéristiques du modèle de contourite (entre 25 et 45 % de porosité totale et des perméabilités entre 0,5 et 10 mD) tandis que le second groupe présente des porosités plus faibles et des perméabilités plus fortes similaires aux gammes de valeurs reconnues pour le *condensed dolomitised facies*.

Les *condensed dolomitised facies* et *high energy and gravitational facies* présentent une augmentation de la porosité totale de 5 à 30 % associée à une augmentation des perméabilités de 0,05 à 500 mD, ainsi qu'une diminution des V_p sur plug saturé en eau de 5600 à 3000 m.s⁻¹, suivant la même tendance que les faciès de surfaces de hiatus (Figure V-26A-B). Ces deux faciès présentent les perméabilités les plus fortes de l'ensemble du set d'échantillonnage.

Enfin, l'*initiated aggradation facies*, le *convex-up aggrading facies*, le *prograding facies*, le *filling facies* et certains échantillons de *high energy and gravitational facies*, ont des gammes de porosités totales – perméabilités – $V_{p_{sat}}$ globalement similaires et ressortent comme un groupe unique, aux propriétés pétrophysiques relativement homogènes (Figure V-26A-B). Toutefois, à porosité totale égale, l'*initiated aggradation facies* a des perméabilités plus faibles que celles du *prograding facies*, tandis que les *convex-up aggrading facies* et *filling facies* présentent des perméabilités intermédiaires (Figure V-26A).

L'*initiated aggradation facies*, le *high energy and gravitational facies* et le *filling facies* présentent les porosités totales les plus fortes du modèle de contourite (Figure V-26A). Ces échantillons à forte porosité ont des porosités totales – perméabilités – $V_{p_{sat}}$ équivalentes à celles de certains échantillons des modèles de rampes (faciès de *high energy bioclastic chalk* ; Figure V-26A-B).

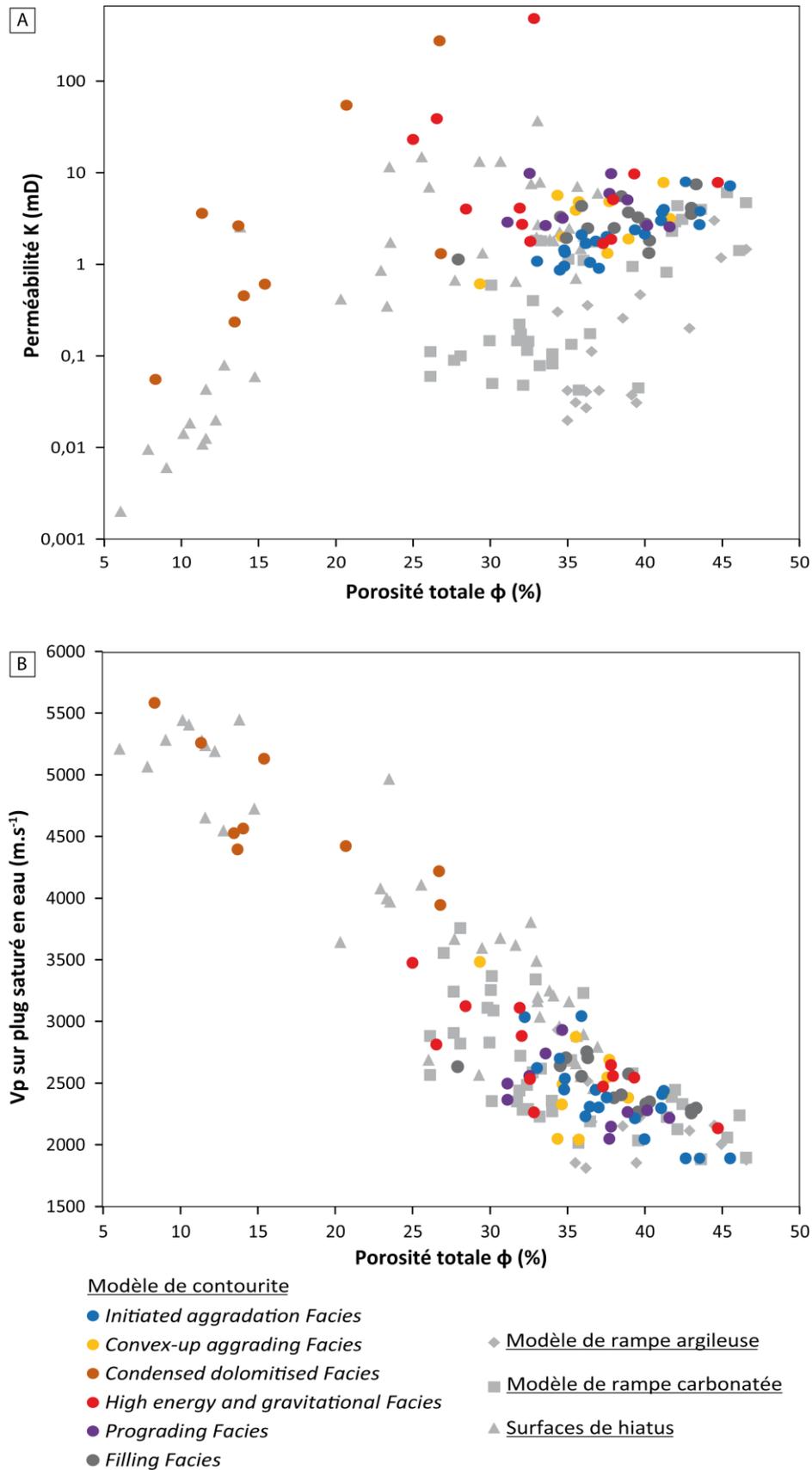


Figure V-26 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) en fonction des faciès de contourite. (A) Porosité totale ϕ versus perméabilité K . (B) Porosité totale ϕ versus vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau.

Faciès associés à des surfaces de hiatus (4 faciès ; Figure V-27)

Concernant les faciès associés à des surfaces de hiatus, deux tendances sont observées. Une partie des échantillons de *Firmground* et de *Hardground* présentent une augmentation de la porosité totale de 5 à 27 % associée à une augmentation des perméabilités de 0,002 à 10 mD et une diminution des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau de 5500 à 3500 m.s⁻¹ (Figure V-27A-B). L'autre partie des échantillons de *Firmground* et de *Hardground*, et ceux de *Softground* et *Soupground* présentent des porosités totales comprises entre 27 et 37 %, des perméabilités comprises entre 0,6 et 40 mD, et des Vp sur plug saturé en eau comprises entre 3700 et 2450 m.s⁻¹ (Figure V-27A-B). Ainsi, les faciès de *Firmground* et de *Hardground* présentent une large variabilité de leurs propriétés pétrophysiques.

Du faciès de *Soupground* (ayant subi le moins de diagenèse précoce) au faciès de *Hardground* (ayant subi le plus de diagenèse précoce), les médianes des porosités totales diminuent de 36,4 % pour le faciès de *Soupground*, à 34,3 % pour le faciès de *Softground*, à 27,7 % pour le faciès de *Firmground* et à 24,2 % pour le faciès de *Hardground* (Figure V-27A). Les médianes des Vp sur plug saturé en eau augmentent de 2504 m.s⁻¹ pour le faciès de *Soupground*, à 3057 m.s⁻¹ pour le faciès de *Softground*, à 3834 m.s⁻¹ pour le faciès de *Firmground* et à 4724 m.s⁻¹ pour le faciès de *Hardground* (Figure V-27B). Ce type d'évolution n'est pas aussi clair pour la perméabilité (Figure V-27A).

Dans le cas de cette étude des craies de Normandie, les faciès ont des réponses pétrophysiques plus ou moins particulières en fonction de chacun (Figure V-25 à V-27). Le faciès en moyenne le plus poreux est le faciès *high energy bioclastic chalk*, et le moins poreux est celui de *hardground*. Le faciès en moyenne le plus perméable est le *high energy and gravitational faciès*, et le moins perméable est celui de *hardground*.

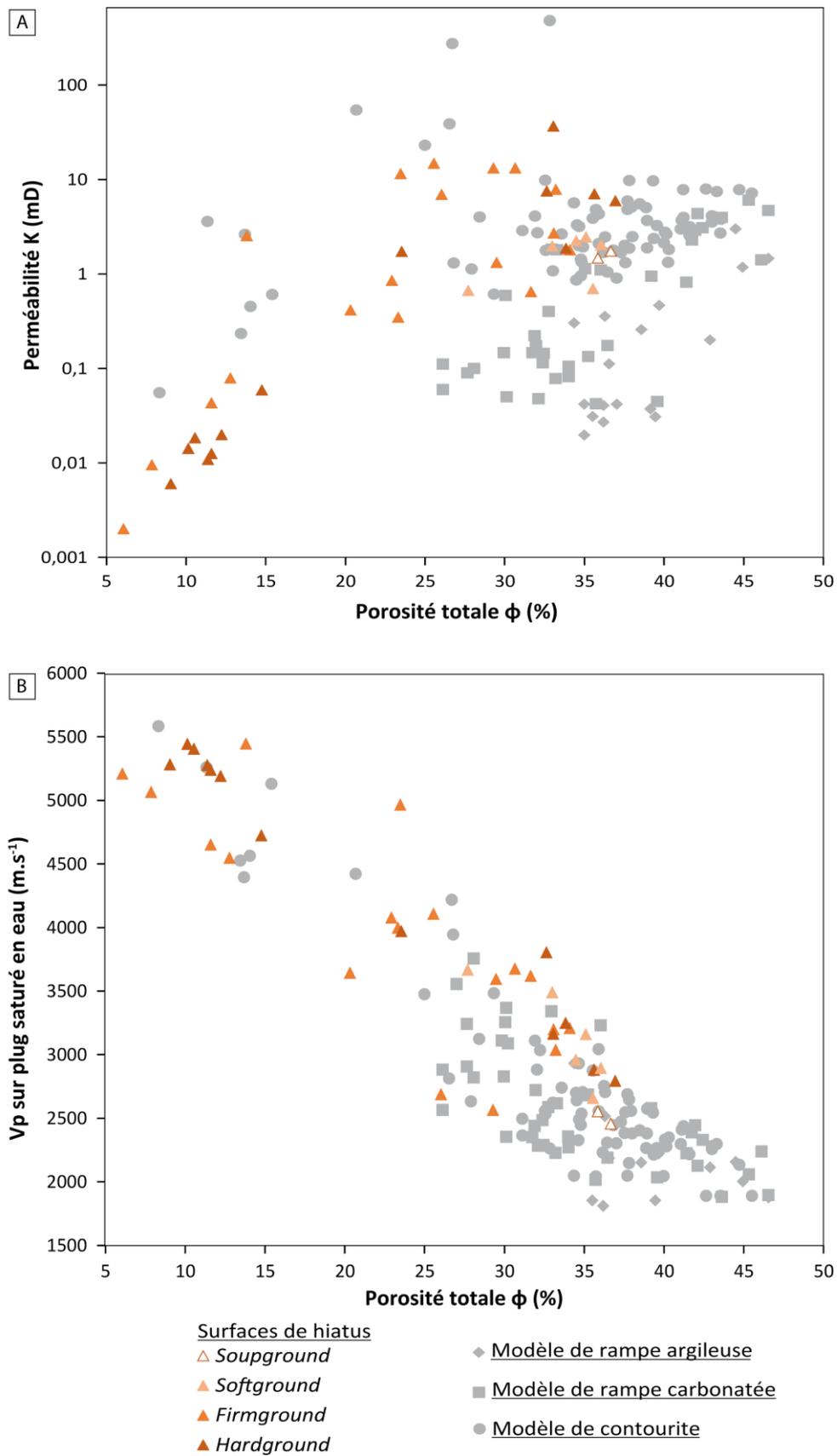


Figure V-27 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K, $V_{p_{sat}}$) en fonction des faciès de surface de hiatus. (A) Porosité totale ϕ versus perméabilité K. (B) Porosité totale ϕ versus vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau.

3.1.3. Existe-t-il une anisotropie dans certains faciès de la craie ?

L'anisotropie d'un matériau correspond à la variation des propriétés physiques en fonction de la direction de l'étude de cette propriété. Les causes de l'anisotropie peuvent être nombreuses : forme, répartition et orientation préférentielle des grains et de la porosité, fracture, etc. Dans le cas de cette thèse, seule l'anisotropie entre plugs horizontaux et verticaux a été étudiée. Pour certains échantillons, des mesures pétrophysiques ont été réalisées sur des plugs prélevés dans le même bloc parallèlement et perpendiculairement à la stratification.

Dans le cas de la perméabilité et de l'imbibition capillaire, une anisotropie traduirait l'existence d'une direction préférentielle de circulation des fluides. De la même manière, une anisotropie de propagation de vitesse des ondes acoustiques P montrerait qu'il existe une direction dans laquelle la propagation des ondes se fait plus facilement.

La quasi-totalité des données de perméabilité (32/44 mesures), entre plugs horizontal et vertical d'un même échantillon, se situent entre les deux droites $y=0,5x$ et $y=5x$ (Figure V-28A) traduisant une absence d'anisotropie significative (inférieure à un ordre de grandeur sans direction préférentielle). Parmi les 12 échantillons présentant une anisotropie plus importante en faveur des plugs horizontaux, 6 échantillons correspondent à des faciès de surfaces de hiatus (2 *Sotfgrounds*, 2 *Firmgrounds* et 2 *Hardgrounds* ; triangles ; Figure V-28B), 4 correspondent au faciès de *low energy argilaceous chalk* (losanges), 1 correspond au faciès de *low energy marls-seams chalk* (carré vert clair), et 1 correspond au faciès de *medium energy marls-seams chalk* (carré vert foncé).

La présence de bioturbation (*Zoophycos* et *Thalassinoïdes*) et de perforations dans les faciès de surface de hiatus (e.g. Figure III-22A, C-D, p. 141) serait la cause de cette anisotropie. Les bioturbations favoriseraient les écoulements horizontaux ou verticaux en fonction de leur orientation et donc de l'échantillon.

Le faciès de *low energy argilaceous chalk* (losanges, Figure V-28B), présente une anisotropie en faveur des plugs horizontaux. Ce faciès présente aussi de nombreuses bioturbations de *Zoophycos* et de *Planolites* (Figure III-1, p. 104) pouvant expliquer l'anisotropie observée.

Les faciès de *low* et *medium energy marls chalk* (carrés vert clair et vert foncé, Figure V-28B), présentent des liserés argileux parallèles au litage (Figure III-4A-B, p. 111). Ces liserés argileux semblent ralentir les écoulements verticaux d'un demi à un ordre de grandeur par rapport aux écoulements horizontaux (anisotropie en faveur des plugs horizontaux). Cependant, cela ne semble pas systématique pour tous les échantillons des faciès *low* et *medium energy marls chalk*.

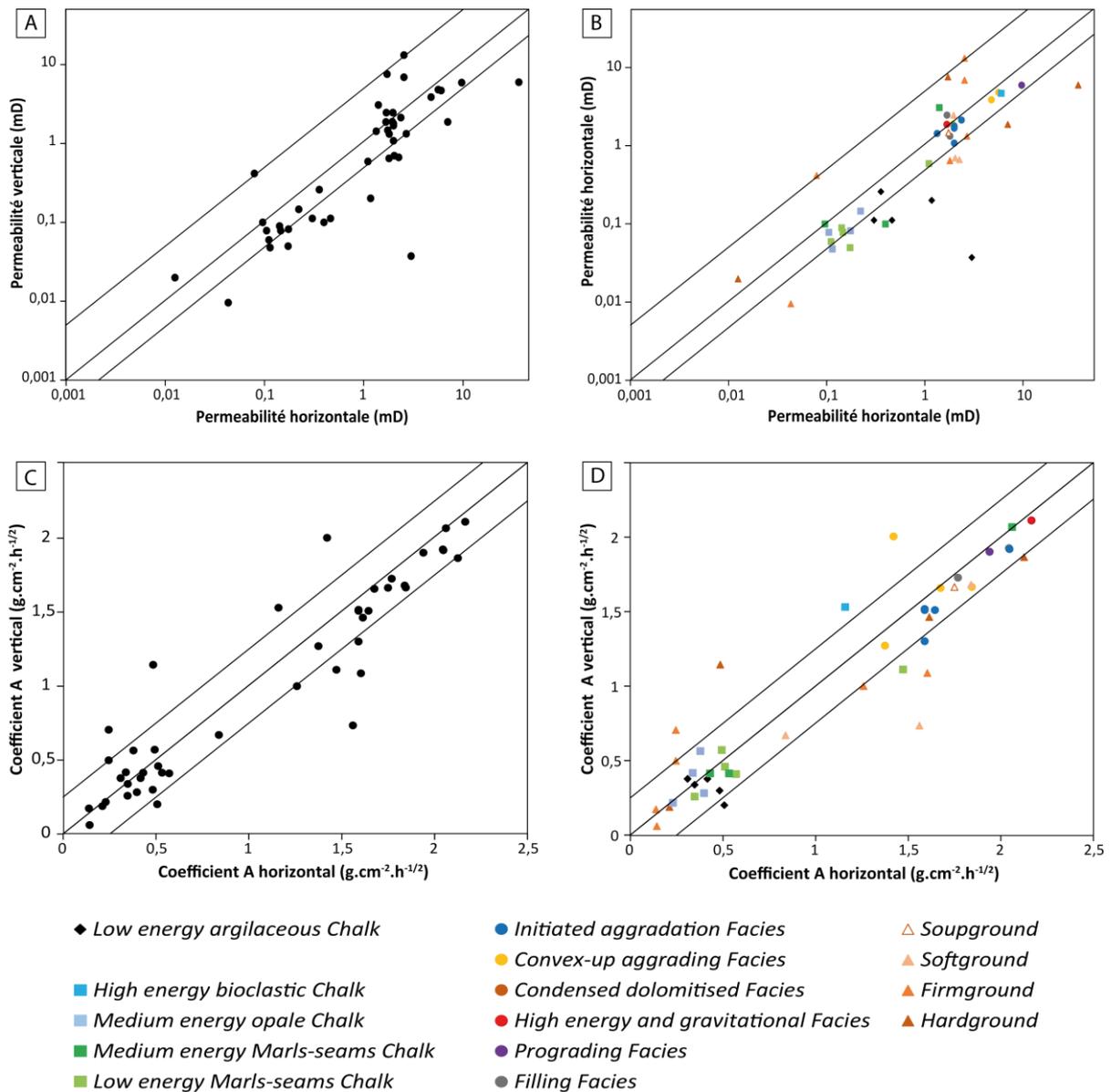


Figure V-28 : Relation entre les mesures acquises sur plug horizontal et vertical pour l'étude de l'anisotropie des paramètres d'écoulement des fluides. (A) Étude de l'anisotropie de la perméabilité. Droites $y=0,5x$, $y=x$ et $y=5x$. (B) Étude de l'anisotropie de la perméabilité en fonction des faciès. (C) Étude de l'anisotropie du coefficient de prise de poids A, lors de l'imbibition capillaire. Droites $y=x-0,25$, $y=x$ et $y=x+0,25$. (D) Étude de l'anisotropie du coefficient A en fonction des faciès.

La quasi-totalité des données de coefficient de prise de poids A lors de l'imbibition capillaire (35/45 mesures), entre plug horizontal et vertical d'un même échantillon, se situent entre les deux droites $y=x\pm 0,25$ (Figure V-28C), ce qui correspond à une variation de $\pm 0,25 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$. 6 échantillons présentent une anisotropie plus importante que $0,25 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$ en faveur des plugs horizontaux, et 4 en faveur des plugs verticaux. 5 de ces 10 échantillons correspondent à des faciès de surfaces de hiatus (1 *Softground*, 3 *Firmgrounds*, et 1 *Hardground* ; triangles ; Figure V-28D), 1 correspond au faciès de *low energy argilaceous chalk* (losanges), 1 correspond au faciès de *low energy marls-seams chalk* (carré vert clair), 1 correspond au faciès de *high energy bioclastic chalk* (carré bleu foncé), 1 correspond au faciès d'*initiated aggradation facies* (rond bleu), et 1 correspond au faciès de *convex-up aggrading facies* (rond jaune).

De la même façon que pour l'explication de l'anisotropie de la perméabilité, l'anisotropie de prise de poids et de remontée de la frange humide lors de l'imbibition capillaire s'explique par la présence de bioturbations dans les faciès de surfaces de hiatus, favorisant les écoulements horizontaux et verticaux en fonction de leur orientation et donc de l'échantillon. La prise de poids de deux plugs de *Firmground* présente une courbe en deux temps (prise de poids rapide puis plus lente) similaire à celle présentée en figure V-8B. Cette prise de poids s'explique par les différences d'écoulement entre les zones de nodule (plus dense) où les écoulements sont plus difficiles, et les zones bioturbées entre ces nodules (Figure III-23, p. 143).

Les bioturbations (*Zoophycos* et *Planolites*) présentent dans le faciès de *low energy argilaceous chalk* expliquent la présence d'une anisotropie en faveur d'écoulements horizontaux. Cette anisotropie ne semble pas systématique. Elle est aussi observée lors des mesures de prise de poids et de remontée de la frange humide pour quatre des cinq plugs verticaux de ce faciès. La prise de poids de ces quatre plugs présente une courbe en deux temps (prise de poids rapide puis plus lente) similaire à celle présentée en figure V-8B. Cette prise de poids s'explique par la présence de bioturbation et de niveaux plus argileux qui ralentissent les écoulements verticaux (Figure III-1, p. 104).

Les liserés argileux, présents dans le faciès *low energy marls-seams chalk*, peuvent ralentir les écoulements verticaux par rapport aux écoulements horizontaux (anisotropie en faveur des plugs horizontaux). Cependant, cela ne semble pas systématique. Cette anisotropie est aussi constatable lors des mesures de prise de poids et de remontée de la frange humide, pour

trois des huit plugs verticaux de faciès *low energy marls-seams chalk* et *medium energy marls-seams chalk* mesurés. La prise de poids de ces trois plugs présente également une courbe en deux temps similaire à celle présentée en figure V-8B. Cela s'explique par la présence de liserés argileux qui ne favorisent pas les écoulements verticaux.

La forte anisotropie des 3 échantillons de faciès *high energy bioclastic chalk, initiated aggradation facies*, et *convex-up aggrading facies* est ponctuelle (un seul échantillon par faciès).

Une anisotropie de la courbe prise de poids est aussi constatée pour cinq des six plugs verticaux de faciès *medium energy opal chalk* mesurée. Ces courbes sont similaires à celle présentée en figure V-8B.

La quasi-totalité des vitesses des ondes acoustiques P sur plug saturé (31/46 mesures), entre plug horizontal et vertical d'un même échantillon, se situent entre les deux droites $y=x\pm 250$ (Figure V-29A), ce qui correspond à une variation de $\pm 250 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Cette variation est d'une gamme inférieure à l'erreur de mesure ($500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). 8 échantillons présentent une anisotropie plus importante que $250 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en faveur des plugs horizontaux, et 7 en faveur des plugs verticaux. 10 de ces 15 échantillons correspondent à des faciès de surface de hiatus (2 *Sotfgrounds*, 6 *Firmgrounds*, et 2 *Hardgrounds* ; triangles ; Figure V-29B), 2 correspondent à des faciès de *low energy argilaceous chalk* (losanges), et 3 correspondent à un faciès de *low energy marls-seams chalk* (carré vert clair). De la même façon que l'explication de l'anisotropie de la perméabilité et de la prise de poids lors de l'imbibition capillaire, les bioturbations, présentes dans les faciès de surfaces de hiatus et de *low energy argilaceous chalk* semblent contrôler les vitesses de propagation des ondes horizontalement et verticalement en fonction de leur orientation et donc de l'échantillon. Les liserés argileux, présents dans les faciès *low energy marls-seams chalk* pourraient être à l'origine de l'anisotropie plus importante de ce faciès.

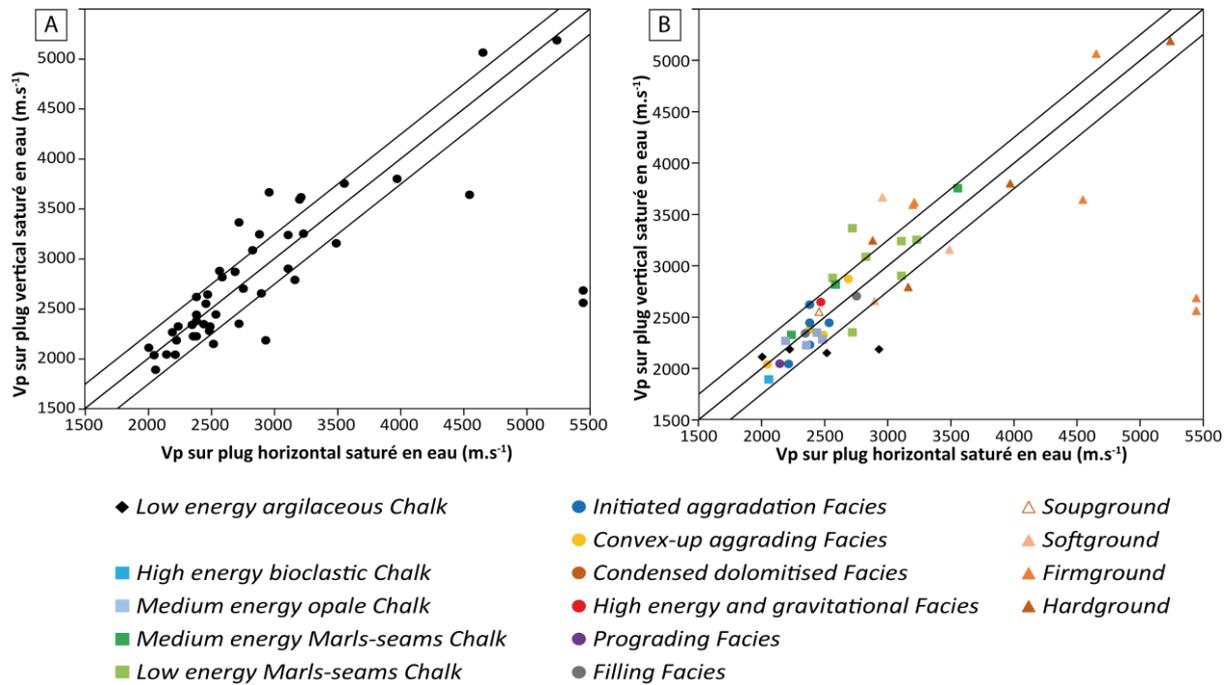


Figure V-29 : Relation entre les mesures acquises sur plugs horizontal et vertical pour l'étude de l'anisotropie des vitesses de propagation des ondes acoustiques P. (A). Cas de l'étude de l'anisotropie des V_p sur plug saturé horizontal versus plug saturé vertical. Droites $y=x-250$, $y=x$ et $y=x+250$. (B) Cas des $V_{p_{sat}}$ en fonction des faciès.

Au final, la très grande majorité des échantillons de craie étudiés ne montrent pas d'anisotropie (verticale versus horizontale). Les écoulements se font de façon similaire verticalement et horizontalement avec une très faible anisotropie, d'un ordre de grandeur pour la perméabilité, et de $\pm 0,25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1/2}$ pour le coefficient de prise de poids A lors de l'imbibition capillaire. Cependant, il apparait que les faciès associés à des surfaces de hiatus (*Softground*, *Firmground* et *Hardground*), les *low energy argilaceous chalk* et ceux présentant des marls-seams, peuvent présenter une anisotropie d'écoulement des fluides. Dans le cas des faciès présentant des marls-seams et les *low energy argilaceous chalk*, l'écoulement peut se faire de préférence horizontalement à cause de la présence des liserés argileux parallèles au litage et grâce aux bioturbations horizontales. Au contraire, pour les faciès associés à des surfaces de hiatus, il n'y a pas de direction d'écoulement des fluides commune à tous les échantillons et l'anisotropie est contrôlée par l'orientation de la bioturbation. De la même manière, la propagation des ondes acoustiques P ne montre pas d'anisotropie, à l'exception là encore d'échantillons de faciès associés à des bioturbations ou à des marls-seams.

3.1.4. Est-ce que la porosité piégée est dépendante du faciès ?

Le *condensed dolomitised faciès* est le faciès qui présente les valeurs les plus faibles de coefficient de saturation de Hirschwald S_{48} ce qui correspond aux proportions de porosité piégée les plus importantes. Cette porosité piégée peut se composer de macropores isolés situés entre les cristaux rhomboédriques anciennement dolomitiques (Figure V-30A), ce qui correspond à de la porosité intercrystalline. Cependant, la porosité piégée est principalement créée par la dissolution partielle ou totale de ces rhomboèdres de dolomite (Figure V-30B), ce qui correspond à de la porosité moldique.

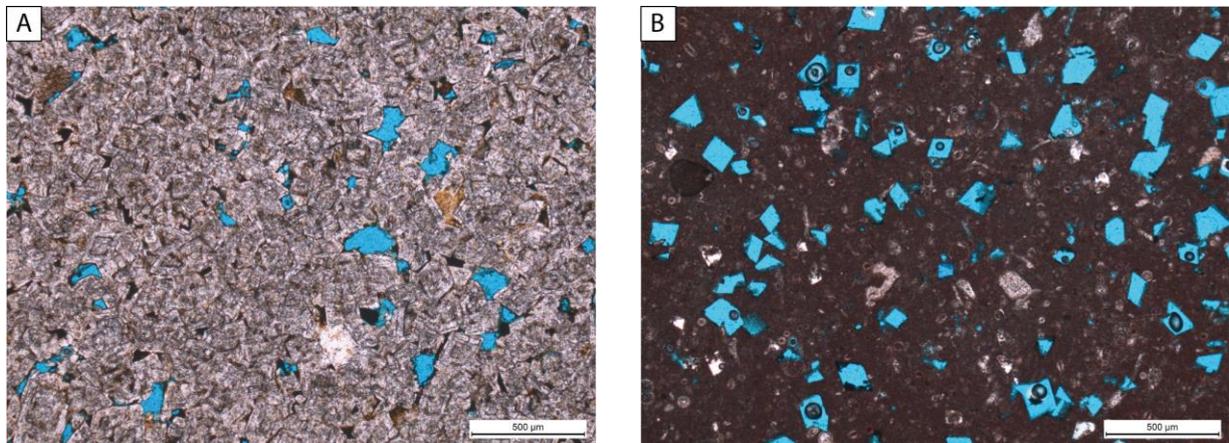


Figure V-30 : Visualisation de la porosité piégée en lien avec la dolomitisation à partir de lames minces à double imprégnation. En bleu la porosité piégée, et en rouge la porosité librement accessible par capillarité à la résine liquide à pression atmosphérique. (A) Porosité piégée de type intercrystalline. (B) Porosité piégée de type moldique issue de la dédolomitisation.

La dédolomitisation a systématiquement été observée dans le *condensed dolomitised faciès* (Tableau V-13) puis sa présence décroît en s'éloignant de ces niveaux condensés. Ainsi, les faciès *high energy and gravitational facies*, *convex-up aggrading facies*, *prograding facies*, *initiated aggradation facies* et *filling facies* présentent des proportions décroissantes de porosité moldique issue de la dédolomitisation. Cette dédolomitisation est aussi présente dans les faciès associés à des surfaces de hiatus (*Souppground*, *Softground*, *Firmground* et *Hardground*) à proximité des niveaux condensés et de façon anecdotique dans les faciès *high energy bioclastic chalk*, *medium energy marl-seams chalk* et *low energy marl-seams chalk* (Tableau V-13).

Faciès \ Dédolomitisation	Dédolomitisation	
	Non dolomitisé Non dédolomitisé	Dolomitisé Dédolomitisé
<i>Low energy argilaceous Chalk</i>	n=8	n=0
<i>High energy bioclastic Chalk</i>	n=3	n=2
<i>Medium energy opale Chalk</i>	n=7	n=0
<i>Medium energy Marls-seams Chalk</i>	n=3	n=1
<i>Low energy Marls-seams Chalk</i>	n=6	n=2
<i>Initiated aggradation Facies</i>	n=7	n=4
<i>Convex-up aggrading Facies</i>	n=2	n=5
<i>Condensed dolomitised Facies</i>	n=0	n=8
<i>High energy and gravitationel F.</i>	n=3	n=6
<i>Prograding Facies</i>	n=5	n=2
<i>Filling Facies</i>	n=8	n=4
<i>Souppground</i>	n=0	n=1
<i>Softground</i>	n=3	n=0
<i>Firmground</i>	n=7	n=4
<i>Hardground</i>	n=3	n=5

Tableau V-13 : Tableau de contingence entre les faciès et la présence ou non de dédolomitisation.

Cette dédolomitisation est à l'origine de l'ensemble des valeurs de coefficient de saturation de Hirschwald S_{48} inférieures à 0,8. En effet, pour une porosité totale donnée, les échantillons présentant de la porosité moldique issue de dédolomitisation ont moins de porosité libre ϕ_{48} (Figure V-31). La dédolomitisation crée de larges pores d'une centaine de micromètres qui sont accessibles seulement par des accès inférieurs au micromètre. Ainsi cette macroporosité moldique est une porosité micro-connectée.

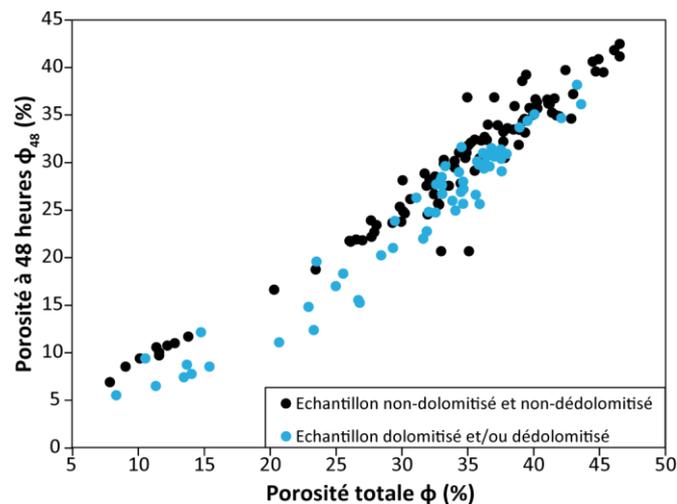


Figure V-31 : Relation entre porosité totale et porosité librement accessible à l'eau à 48 heures à pression atmosphérique.

La porosité piégée peut aussi être de la macroporosité inter-particulaire par exemple dans le cas des *high energy and gravitational facies* (Figure V-32A), ou de la porosité intraparticulaire par exemple dans le cas d'*initiated aggradation facies* (Figure V-32B). Dans le cas de cette étude, ces types de porosité piégée "primaire" sont négligeables ($S_{48} > 0,8$) par rapport à la porosité piégée "secondaire" créée par dédolomitisation ($S_{48} < 0,8$).

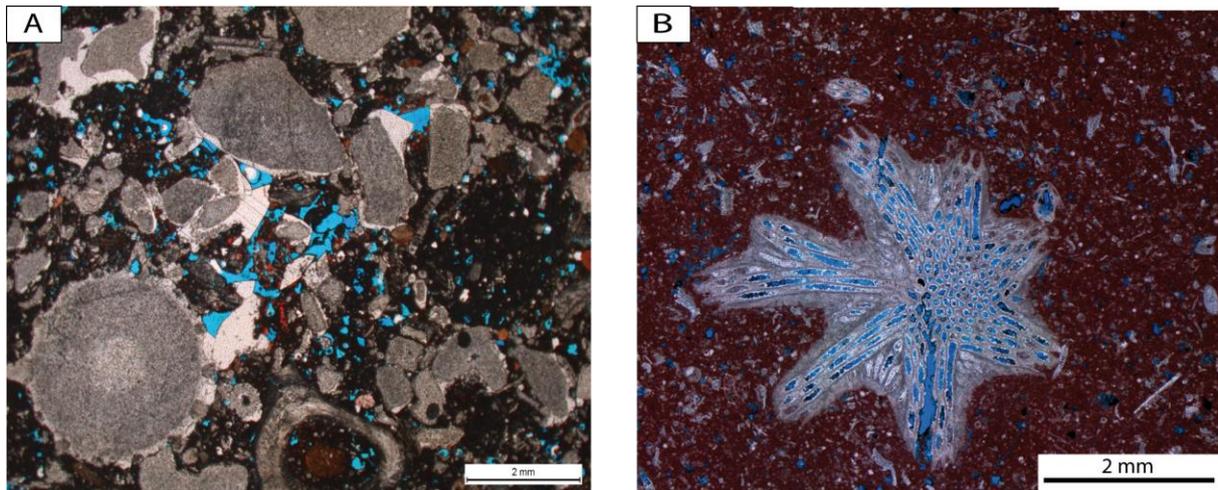


Figure V-32 : Visualisation de la porosité piégée à partir de lames minces à double imprégnation. En bleu la porosité piégée, et en rouge la porosité librement. (A) Porosité piégée de type inter-particulaire. (B) Porosité piégée de type intra-particulaire.

Ainsi, la porosité piégée a principalement pour origine la dédolomitisation qui est en partie contrôlée par le faciès. Cette porosité piégée est donc une porosité secondaire de type moldique. Les porosités piégées inter- et intraparticulaires, qui sont des porosités primaires, sont négligeables par rapport à la porosité piégée issue de la dédolomitisation.

3.2. Influence de la minéralogie sur les propriétés pétrophysiques de la craie

Les craies étudiées ont des teneurs en carbonate variables, allant de 50 à 99,9 wt% et le résidu insoluble après attaque acide peut être composé principalement d'argiles ou d'opale-CT. Dans le chapitre 4, une classification des microtextures de la craie a été proposée. Cette classification est composée de deux grands groupes : *Pure chalk microtexture group* et *Impure chalk microtexture group*. Dans un premier temps, il sera traité de l'influence de la présence d'insolubles sur le réseau poreux et donc sur les propriétés d'écoulement. Pour cela, les deux groupes de microtexture seront confrontés. Dans un second temps, il sera abordé l'influence plus spécifique du type d'insolubles (argile ou opale-CT) et de leur agencement (dispersé, désorienté, orienté, en drapage ou en sphérule) sur les propriétés pétrophysiques.

Les craies à microtextures pure et impure présentent des réponses pétrophysiques différentes. Les valeurs de porosité totale–perméabilité sont distinctes (Figure V-33A). Pour une porosité totale donnée, les perméabilités des craies à microtexture impure sont plus faibles que celle à microtexture pure (Figure V-33A). Plusieurs auteurs ont constaté que le contenu en argiles et silicates a une influence significative sur la perméabilité (Maliva et Dickson, 1992 ; Røgen et Fabricius, 2002 ; Fabricius, 2007 ; Fabricius et al., 2007a ; Lindgreen et al., 2012 ; Faÿ-Gomord et al., 2016a, b). Cependant, ils expliquent cette relation seulement par l'augmentation de la surface spécifique en présence d'insolubles (Røgen et Fabricius, 2002 ; Fabricius et al., 2007a), à l'exception de Lindgreen et al. (2012) qui suggère que les nano-quartz (observés dans le cas de craie de la formation Ekofisk du champ South Arne en Mer du Nord) réduisent les tailles d'accès aux pores, comme cela est proposé dans cette thèse.

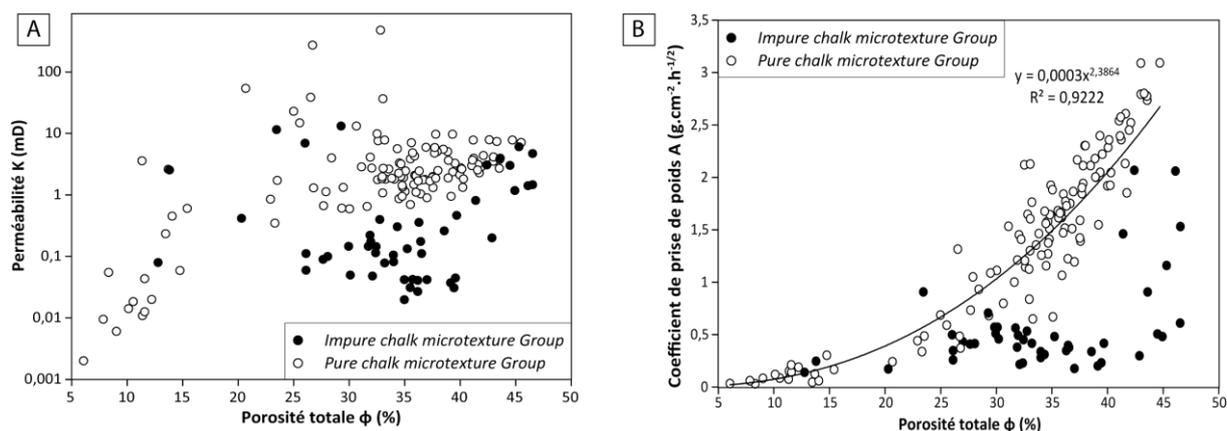


Figure V-33 : Relation entre les porosités totales et les propriétés d'écoulement des fluides des craies à microtextures pure et impure. (A) Porosité totale ϕ versus perméabilité K. (B) Porosité totale ϕ versus coefficient de prise de poids A lors de l'imbibition capillaire. La courbe de tendance correspond seulement au Pure chalk microtexture Group.

De la même manière, les valeurs de porosité totale – coefficient de prise de poids lors de l'imbibition capillaire sont différentes (Figure V-33B). Les craies à microtexture pure montrent une relation puissance entre la porosité totale et le coefficient de prise de poids avec une très bonne corrélation ($R^2 = 0,92$; Figure V-33B). Les craies à microtexture impure, avec une porosité totale inférieure à 40 %, ont des valeurs de coefficient de prise de poids A très faibles comprises entre 0,1 et 0,7 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$ (Figure V-33B). Pour des porosités supérieures à 40 %, ces craies à microtexture impure présentent une large variation des valeurs du coefficient de prise de poids comprises entre 0,3 et 2,1 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$ (Figure V-33B).

3.2.1. Influence de la présence d'insolubles sur le réseau poreux et les écoulements de fluides

Les figures V-34 et V-35 permettent de confronter les propriétés du réseau poreux (distribution des rayons d'accès aux pores et tortuosité) entre les craies pures présentant peu d'insolubles ($\text{CaCO}_3 > 96 \text{ wt}\%$; $n=90$) et les craies impures présentant une quantité variable d'insolubles (entre 4 et 50 wt% ; $n=31$).

Il existe une différence de taille et de distribution des rayons d'accès aux pores entre les craies à microtexture pure et celles à microtexture impure (Figure V-34). La médiane des rayons d'accès aux pores R_{35} , qui donne accès à 35 % du volume poreux, est de 0,26 μm pour

les microtextures impures et de $0,59 \mu\text{m}$ pour les microtextures pures (Figure V-34A). Par ailleurs, la distribution des rayons d'accès aux pores n'est pas la même pour les deux groupes. En effet, les microtextures pures et impures ne suivent pas la même tendance sur le graphique qui met en relation les rayons d'accès aux pores R_{50} et R_{35} (Figure V-34B).

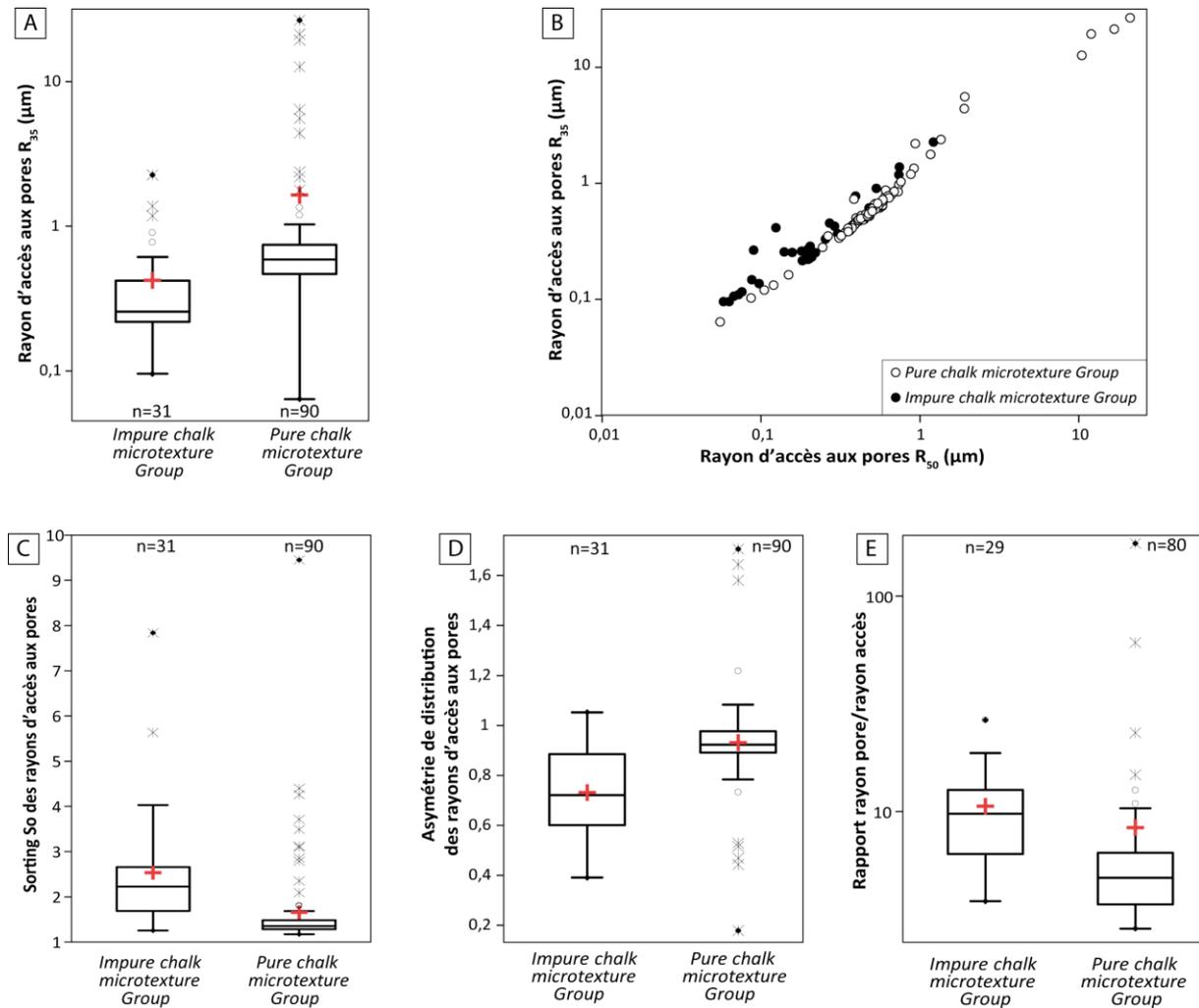


Figure V-34 : Différence d'organisation du réseau poreux des craies à microtextures pure et impure. (A) Boîtes à moustaches pour le rayon d'accès aux pores R_{35} . (B) Relation entre le rayon d'accès aux pores R_{35} et R_{50} . (C) Boîtes à moustaches pour le classement des rayons d'accès aux pores. (D) Boîtes à moustaches pour l'asymétrie des distributions des rayons d'accès aux pores. (E) Boîtes à moustaches pour le rapport entre rayon de pore et rayon d'accès aux pores pour le rayon seuil d'accès aux pores (R_{seuil}).

Le classement médian des craies à microtexture impure est de 2,22 (très mauvais classement) alors qu'il est de seulement 1,35 (bon classement) pour les craies à microtexture pure. L'asymétrie médiane des craies à microtexture impure est de 0,72 (asymétrie importante) alors qu'il est de 0,92 (légèrement asymétrique) pour les craies à microtexture pure (Figure V-34C-D). Ainsi, les craies à microtexture impure présentent des distributions de rayons d'accès aux pores avec des étalements et une asymétrie plus importante que les craies à microtexture pure. De plus, le rapport rayon de pore sur rayon d'accès n'est pas le même entre les microtextures pures (médiane à 4,9) et impures (médiane à 9,7 ; Figure V-34E). Cette différence s'explique par le fait que les rayons d'accès aux pores des craies à microtexture impure sont plus faibles que ceux des craies à microtexture pure, sans qu'il y ait pour autant de différence de taille de pore entre ces deux types de craies (rayon de pore médian à R_{seuil} respectivement de 3,7 et 3,3 μm pour les craies à microtexture pure et celles à microtexture impure).

Ainsi, les échantillons présentant des teneurs en carbonate inférieures à 96 wt% présentent des tailles d'accès aux pores plus faibles que les craies à microtexture pure. Les insolubles obstruent les accès aux pores, tandis que les tailles de pores restent inchangées.

Ces différences de contraste entre la taille des accès et celle des pores dont ils gouvernent l'entrée, et la présence d'insolubles affectent la tortuosité du réseau poreux. Les tortuosités τ médianes des craies à microtextures pure et impure sont respectivement de 2,9 et de 5,3 (Figure V-35). Ainsi, les craies à microtexture impure présentent un réseau poreux significativement plus tortueux que les craies à microtexture pure.

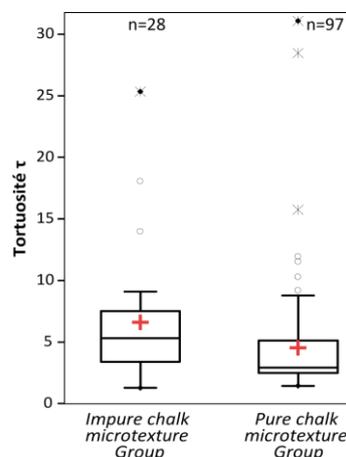


Figure V-35 : Différence de tortuosité du réseau poreux des craies à microtextures pure et impure.

Maliva et Dickson (1992), Fabricius et al. (2007a), Fabricius (2007), et Faÿ-Gomord et al. (2016a, b), affirment qu'il existe pour la craie une relation entre le contenu en insolubles et la porosité telle que la présence de silicates tend à réduire la porosité. Cependant, dans le cas de cette étude, seule une très faible différence de porosité est observée entre les microtextures pures et impures (respectivement médiane à 34,7 et 32,2 %). De plus, l'échantillon présentant, dans notre cas, la porosité la plus importante (46,5 %) est une craie avec une microtexture impure.

Ainsi dans la présente étude, la présence d'insolubles modifie la structure du réseau poreux en réduisant la taille des accès aux pores, mais sans réduire la taille des pores et la porosité. De plus, la présence d'insolubles induit une tortuosité plus importante du réseau poreux de la craie.

Ces modifications du réseau poreux affectent les propriétés d'écoulement des fluides. En effet, une diminution des tailles des accès aux pores entraîne une diminution des capacités de transfert des fluides. Les craies à microtexture impure et celles à microtexture pure ont des perméabilités médianes respectives de 0,13 et 2,18 mD, des coefficients médians de prise de poids A respectivement de 0,42 et 1,54 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$, et des coefficients médians de remontée de la frange humide B respectivement de 1,68 et 6,15 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$ (Figure 36A-C). Ainsi, comme attendu, les échantillons présentant une microtexture impure ont des valeurs des paramètres de transfert des fluides plus faibles que les échantillons à microtexture pure (Figure V-36A-C). De plus, les craies à microtexture pure et impure présentent des tendances différentes de vitesses de prise de poids et de remontée de la frange humide (Figure V-36D). Pour une valeur de coefficient de prise de poids donnée, la remontée de la frange humide est plus lente dans le cas d'une craie à microtexture impure que pour une craie à microtexture pure (Figure V-36D).

Une moins bonne capacité à transférer les fluides dans la craie, en lien avec une augmentation de la teneur en insolubles, est connue (Fabricius, 2007 ; Hjuler et Fabricius, 2009 ; Lindgreen et al., 2012 ; Faÿ-Gomord et al., 2016a). Lindgreen et al. (2012) expliquent ces changements comme résultant d'un remplissage des pores par des particules fines, et non par une diminution des tailles d'accès aux pores. Cependant, il a été montré dans cette étude que, en lien avec une teneur supérieure à 4 wt% d'insolubles (et non l'augmentation de la quantité d'insoluble), la diminution des rayons d'accès aux pores est le paramètre majeur qui

influence les propriétés de transport des fluides, sans qu'il y ait de modification notable de la taille des pores et de la porosité totale.

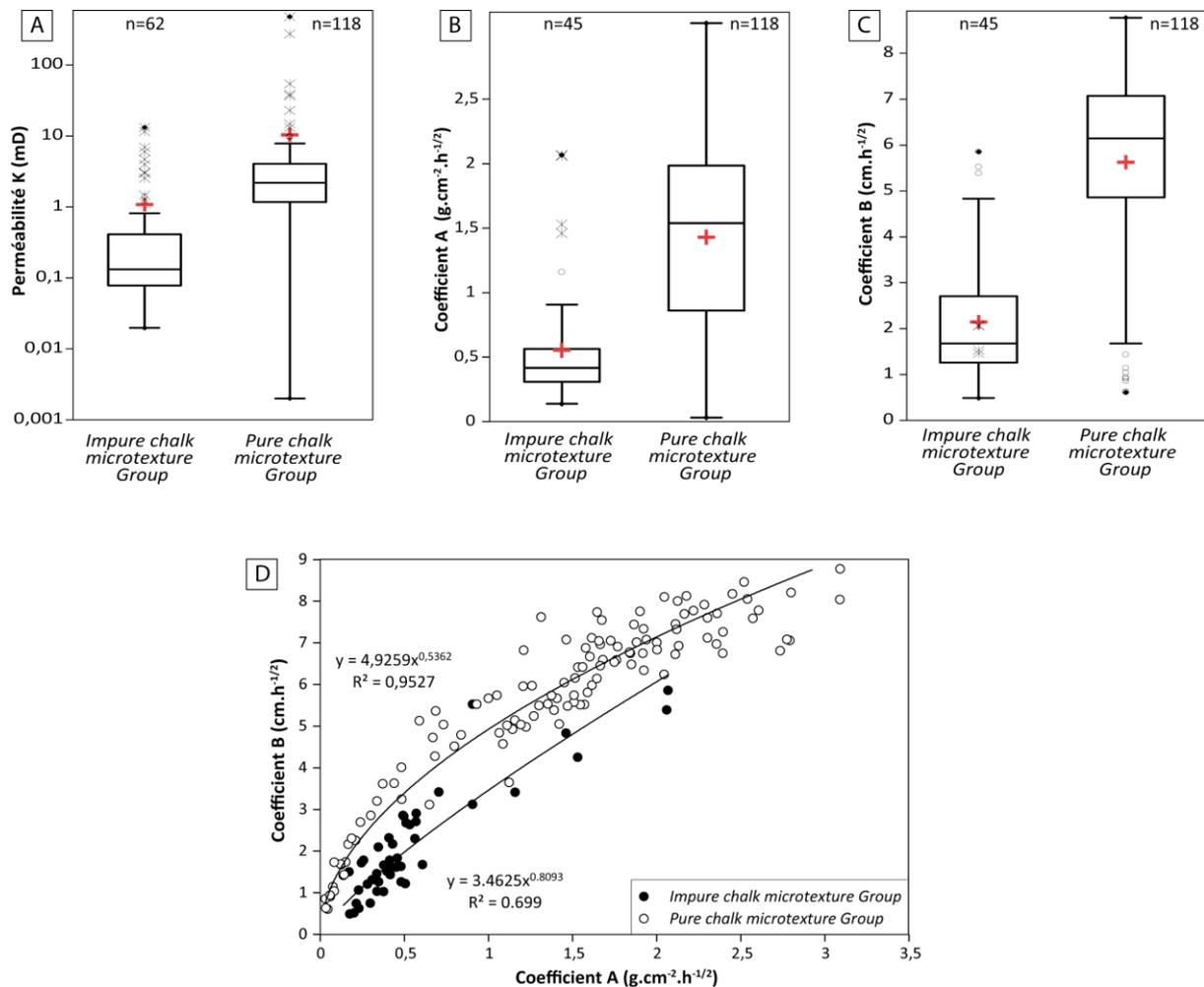


Figure V-36 : Différence de propriétés d'écoulement des fluides des craies à microtextures pure et impure. (A) Boîtes à moustaches pour la perméabilité K. (B) Boîtes à moustaches pour le coefficient relatif à prise de poids A lors de l'imbibition capillaire. (C) Boîtes à moustaches pour le coefficient relatif à la remontée de la frange humide B lors de l'imbibition capillaire. (D) Relation entre le coefficient A et le coefficient B en fonction des microtextures pure et impure.

Ainsi, la présence d'une phase non-carbonatée contrôle en premier lieu les propriétés pétrophysiques des craies. Les insolubles causent une diminution des tailles d'accès aux pores sans affecter significativement la taille des pores dont ils contrôlent l'entrée, et donc la proportion de porosité totale. Cela induit une diminution des propriétés d'écoulements des fluides, et ainsi pour une porosité totale donnée, les craies présentant des insolubles (>4 wt%) ont des perméabilités et des vitesses de transferts capillaires moins bonnes que les craies contenant une faible quantité d'insolubles (<4 wt%).

3.2.2. Influence du type et de l'agencement des insolubles sur les propriétés pétrophysiques

Le groupe des microtextures impures est subdivisé en deux sous-groupes avec les microtextures argileuses (losange) et siliceuses (carré). Le sous-groupe des microtextures argileuses est subdivisé en quatre classes avec (1) des argiles dispersées, ou (2) des argiles désorientées, ou (3) des argiles orientées, ou (4) un drapage argileux. Le sous-groupe des microtextures siliceuses est quant à lui subdivisé en deux classes avec (5) des sphérules d'opale-CT ou (6) un drapage d'opale-CT. Sur le graphique porosité totale – perméabilité (Figure V-37), chacune de ces 6 classes présente des caractéristiques quasi-spécifiques.

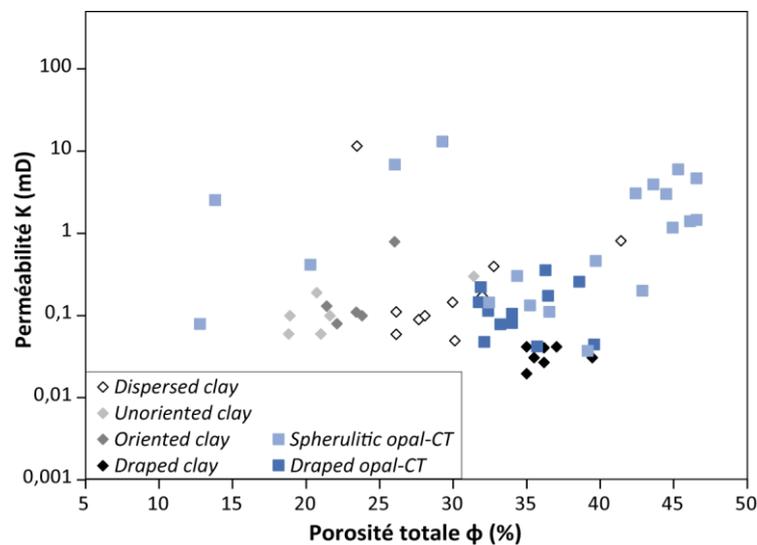


Figure V-37 : Relation entre porosité totale ϕ et perméabilité K en fonction des classes de microtextures impures définies dans cette étude (Chapitre 4). Les losanges correspondent au sous-groupe des microtextures argileuses et les carrés au sous-groupe des microtextures siliceuses. Le dégradé de gris des microtextures argileuses correspond à la variation de teneur en insolubles. Les losanges blancs correspondent à une faible teneur en insolubles alors que les losanges noirs correspondent à une forte teneur (pour plus de détail voir Chapitre 4).

La classe des **Dispersed clay microtextures** ($n=7$) est caractérisée par des porosités totales comprises entre 23,5 et 41,5 % avec une médiane de 29,6 % (Figure V-37). Cette porosité est accessible par des rayons seuil d'accès aux pores R_{seuil} , qui donnent accès au maximum de volume poreux, de 0,36 μm avec un bon classement des rayons d'accès aux pores (sorting S_o de 1,3). Cette microtexture a un réseau poreux micro-connecté présentant des distributions des rayons d'accès aux pores unimodales et qui correspond principalement au type MICP-2.

Ce réseau poreux présente une tortuosité médiane de 5,6 et un exposant de cimentation de 2,26. La perméabilité médiane de cette microtexture est de 0,11 mD, le coefficient relatif à la prise de poids A médian est de 0,49 g.cm⁻².h^{-1/2} et celui relatif à la remontée de la frange humide B est de 2,6 cm.h^{-1/2}. Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P sont comprises entre 2200 et 5000 m.s⁻¹ pour une médiane de 2900 m.s⁻¹.

Les données pétrophysiques des classes *Unoriented clay microtexture* et *Oriented clay microtexture* proviennent des articles de Faÿ-Gomord et al. (2016a, et b).

La classe des ***Unoriented clay microtextures*** (n=6) est caractérisée par des porosités totales comprises entre 18,8 et 31,4 % avec une médiane de 20,8 %. La perméabilité médiane de cette microtexture est de 0,1 mD (Figure V-37).

La classe des ***Oriented clay microtextures*** (n=5) est caractérisée par des porosités totales situées entre 21,4 et 26 % avec une médiane de 23,4 %. La perméabilité médiane de cette microtexture est de 0,11 mD (Figure V-37).

La classe des ***Draped clay microtextures*** (n=3) est caractérisée par des porosités totales de 35 à 39,5 % avec une médiane de 36,2 % (Figure V-37). Cette porosité est accessible par des rayons seuil d'accès aux pores R_{seuil} médians de 0,21 μm avec un très mauvais classement des rayons d'accès aux pores (sorting S_o de 2,2). Cette microtexture a un réseau poreux uniquement micro-connecté présentant des distributions de rayon d'accès aux pores bimodales, correspondant au type MICP-8. Ce réseau poreux présente une tortuosité médiane de 4,8 et un exposant de cimentation de 2,79. La perméabilité médiane de cette microtexture est de 0,03 mD (Figure V-37), le coefficient relatif à la prise de poids A médian est de 0,2 g.cm⁻².h^{-1/2} et celui relatif à la remontée de la frange humide B est de 0,6 cm.h^{-1/2}. Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P sont comprises entre 1800 et 1850 m.s⁻¹ pour une médiane de 1830 m.s⁻¹. Les fortes porosités observées de cette microtexture s'expliquent par l'abondance de micro- nanoporosité présente entre les argiles et surtout entre les fibres des argiles interstratifiées d'illite-smectite R0 fibreux (Figure IV-5H, p. 171). L'abondance de ces argiles fibreuses est à l'origine du très faible rayon seuil des accès aux pores mesuré induisant des faibles propriétés d'écoulement des fluides.

La classe des ***Spherulitic opal-CT microtextures*** (n=11) est caractérisée par des porosités totales comprises entre 12,8 et 46,6 % avec une médiane de 39,4 % (Figure V-37). Cette

porosité est accessible par des rayons seuil d'accès aux pores R_{seuil} médians de $0,76 \mu\text{m}$ avec un très mauvais classement des rayons d'accès aux pores (sorting S_o de 2,7). Cette microtexture a un réseau poreux micro-connecté, ou macro- et micro-connecté présentant des distributions des rayons d'accès aux pores bimodales et correspondant au type MICP-9 et MICP-10. Ce réseau poreux présente une tortuosité médiane de 3,7 et un exposant de cimentation de 2,26. La perméabilité médiane de cette microtexture est de 1,3 mD (Figure V-37), le coefficient relatif à la prise de poids A médian est de $0,48 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$ et celui relatif à la remontée de la frange humide B est de $1,6 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$. Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P sont comprises entre 1900 et 5500 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour une médiane de 2235 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Cette microtexture présente une large gamme de variabilité des propriétés pétrophysiques, contrairement aux autres microtextures impures. Cela s'explique par le fait que les échantillons présentant cette microtexture avec les plus faibles porosités totales correspondent à des faciès de surface de hiatus. Les échantillons avec cette microtexture ont des porosités totales importantes comprises entre 32 et 46 %. Il est possible que ces fortes porosités totales soient dues au fait qu'une partie de la silice provient de la dissolution locale de spicules de spongiaires, ne causant donc pas de réduction de la porosité totale. Enfin, il est possible que la variabilité des propriétés d'écoulement des fluides soit due à une répartition hétérogène des sphérules d'opale-CT qui se trouvent le plus souvent concentrées dans les macropores (par exemple au sein des calcisphères), réduisant ainsi peu les rayons seuil d'accès aux pores.

La classe des ***Draped opal-CT microtextures*** (n=6) est caractérisée par des porosités totales allant de 31,7 à 39,6 % avec une médiane de 34 % (Figure V-37). Cette porosité est accessible par des rayons seuil d'accès aux pores R_{seuil} médians de $0,4 \mu\text{m}$ avec un très mauvais classement des rayons d'accès aux pores (sorting S_o de 2,1). Cette microtexture a un réseau poreux uniquement micro-connecté, présentant des distributions des rayons d'accès aux pores bimodales et correspondant principalement au type MICP-9. Ce réseau poreux présente une tortuosité médiane de 7,6 et un exposant de cimentation de 2,85. La perméabilité médiane de cette microtexture est de 0,11 mD (Figure V-37), le coefficient relatif à la prise de poids A médian est de $0,34 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$ et celui relatif à la remontée de la frange humide B est de $1,4 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1/2}$. Les vitesses de propagation des ondes acoustiques P sont comprises entre 2000 et 2500 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour une médiane de 2275 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Ainsi, chacune de ces classes de microtexture se caractérise par un type de réseau poreux et des propriétés d'écoulement des fluides spécifiques. Elles se répartissent presque distinctement dans l'espace porosité – perméabilité (Figure V-37).

Fabricius et al. (2007b, 2008) constatent que dans la craie, une augmentation du contenu en argiles dès 5 %, tend à réduire la porosité. De même, Faÿ-Gomord et al. (2016b) constatent qu'un fort contenu en insolubles réduit la porosité. Au contraire, dans le cas de cette étude, l'augmentation de la teneur en argiles (*Dispersed clay microtexture* à *Draped clay microtexture* ; cf. Chapitre 4) n'est pas liée à une diminution des porosités totales ni à des moins bonnes propriétés d'écoulement. Cependant, le type et l'agencement des argiles semblent contrôler la proportion de vide (valeurs de porosité totale spécifique à chaque classe ; Figure V-37), mais ne semble pas avoir d'influence sur les propriétés d'écoulement (valeurs de perméabilité non spécifiques à chaque classe à l'exception des *draped clay microtextures* ; Figure V-37). Les porosités totales des *draped clay microtexture* et *draped opal-CT microtexture* sont similaires. Cela peut s'expliquer par le fait que les mélanges d'argiles et les mélanges d'argiles et d'opale-CT abritent une quantité importante de micro-nanoporosité (Figures IV-5H et IV-6H, p. 171 et 173) qui est répartie de façon homogène dans les échantillons (Figures IV-5G et IV-6G, p. 171 et 173).

Globalement, la présence d'argile (sous-groupe des microtextures argileuses, losange Figure V-37) induit des réductions de la taille des accès aux pores ($R_{\text{seuil}} \text{ médian} < 0,4 \mu\text{m}$), comme proposé par Faÿ-Gomord et al. (2016b), conduisant à des perméabilités inférieures à 0,2 mD. De la même façon, la présence de nano-quartz serait à l'origine de la diminution des tailles des accès aux pores et donc d'une diminution des perméabilités (Lindgreen et al. 2012).

Les microtextures *dispersed clay*, *unoriented clay* et *oriented clay* présentent des rayons seuil d'accès aux pores plus favorables aux écoulements des fluides que la microtexture *draped clay*. La *spherulitic opal-CT microtexture* a des perméabilités supérieures à la *draped opal-CT microtexture*, car les sphérules d'opale-CT sont réparties de façon hétérogène dans le réseau poreux, comme constaté par Hjuler et Fabricius (2009), réduisant peu les rayons seuil d'accès aux pores contrairement au drapage qui est réparti de façon homogène (Figure IV-6C et G, p. 173). Enfin, pour la *draped clay microtexture*, la présence abondante d'argiles

fibreuse diminue fortement le rayon seuil d'accès aux pores induisant des plus faibles perméabilités que dans le cas des autres classes de microtextures impures (Figure V-37).

Les propriétés de réseau poreux (porosité et taille des accès aux pores) sont différentes à chaque microtexture impure. Il peut donc être supposé que chacune de ces classes de microtexture présente des valeurs différentes de surface spécifique déterminables au B.E.T., ce qui permettrait de prédire les perméabilités (Fabricius et al., 2007a ; Hjuler et Fabricius, 2009).

La présence d'insolubles sous forme de drapage (*draped clay microtexture* et *draped opal-CT microtexture*) semble être associée à de plus faibles vitesses de propagation des ondes acoustiques P que pour les autres microtextures impures. Le type d'argile pourrait donc avoir aussi une influence sur les vitesses de propagation des ondes acoustiques P. Pour une porosité donnée, Fabricius et al. (2008) et Røgen et al. (2005) constatent des vitesses plus faibles pour les échantillons contenant de la chlorite ou de la smectite que ceux contenant du quartz ou de la kaolinite. D'après Mavko et al. (1998), les vitesses V_p et V_s sont influencées inégalement par la minéralogie et la structure des pores. Ainsi, le rapport V_p/V_s pourrait donner des informations sur le contenu en insolubles (type et répartition) spécifique à chaque microtexture impure.

Zinszner et Pellerin (2007) constatent, dans le cas de grès, que l'augmentation de l'exposant de cimentation est liée à un fort taux d'argile. Ils attribuent cela à la mobilité des cations ou à l'hydratation des protons. Tiab et Donaldson (2004) considèrent que l'exposant de cimentation est affecté par un grand nombre de facteurs incluant : la forme, le classement et le type d'arrangement (packing) du système, la configuration (interparticulaire, intercrystalline, vuggy ou de fracture) et la taille des pores, la compaction due à la pression lithostatique, la présence d'argiles et la température du réservoir. Dans le cas de notre étude, il semblerait que l'exposant de cimentation soit contrôlé par l'agencement des insolubles, et non par le type d'insoluble. En effet, les échantillons présentant des insolubles sous forme de drapage (*draped clay microtexture* et *draped opal-CT microtexture*) ont des exposants de cimentation m de l'ordre de 2,8 alors que les échantillons présentant d'autres types de

microtextures impures ont des exposants de cimentation m de l'ordre de 2,26 (et les microtextures pures ont des exposants de cimentation m de l'ordre de 1,98).

Enfin il a été vu que les différentes classes de microtextures impures ont des origines sédimentaires différentes (cf. Chapitre 4), mais aussi certains auteurs supposent que la présence d'argiles (types et taux d'insolubles) pourrait influencer la diagenèse, par exemple favoriser la consolidation (e.g. Maliva et Dickson, 1992), et donc induire des changements pétrophysiques majeurs, comme la réduction de la porosité.

Chacune des microtextures impures présente des propriétés pétrophysiques spécifiques. Ces spécificités sont dues au type d'insolubles et à leur agencement au sein de la roche, différente pour chaque classe de microtexture. La présence d'argile n'a pas d'influence sur la porosité totale, mais induit une diminution des tailles des accès aux pores qui a pour conséquence une moins bonne circulation des fluides au sein de la craie. La présence d'argiles fibreuses en drapage permet de conserver une porosité plus abondante, mais est associée à des plus faibles perméabilités qu'en présence d'autres types argiles.

3.3. Contrôle des microtextures pures sur les propriétés pétrophysiques

Dans le chapitre 4, une classification des microtextures de craie pure a été proposée. 7 classes, numérotées de 1 à 7, ont été définies telles que la microtexture 1 correspond à celle ayant subi peu ou pas de diagenèse et la microtexture 7 à celle ayant subi la diagenèse la plus poussée, indifféremment du fait que ce soit une diagenèse précoce ou tardive. Ces classes de microtextures pures présentent des réponses pétrophysiques (porosité totale – perméabilité et porosité totale – vitesse de propagation des ondes acoustiques P) quasi-spécifiques (Figure V-38A-B).

Plusieurs auteurs ont constaté que pour la craie, l'augmentation du degré de cimentation est à l'origine de la diminution de porosité et d'une augmentation de la résistance géomécanique (Mortimore et al., 2004 ; Fabricius et al., 2007a ; Hjuler et Fabricius, 2009 ; Faÿ-Gomord et al., 2016b). Au contraire, Wise et Kelts (1972) proposent qu'une diagenèse précoce permet la préservation de la porosité et de la perméabilité, car la diagenèse précoce rendrait la structure de la roche plus résistante à la compaction mécanique, cause majeure de la perte de porosité et perméabilité (Maliva et Dickson, 1992). La compaction mécanique permet d'augmenter les contacts entre les grains, ce qui permet une meilleure propagation des ondes acoustiques (Alam et al., 2011). Cependant, le lien direct entre les microtextures pures de la craie (forme et taille des grains, type de contact, taille des micropores (<10 μm ; Lønøy, 2006) et des accès aux pores, etc.) et les propriétés pétrophysiques est rarement établi car les études englobent généralement à la fois les effets de la cimentation, mais aussi ceux de la compaction mécanique.

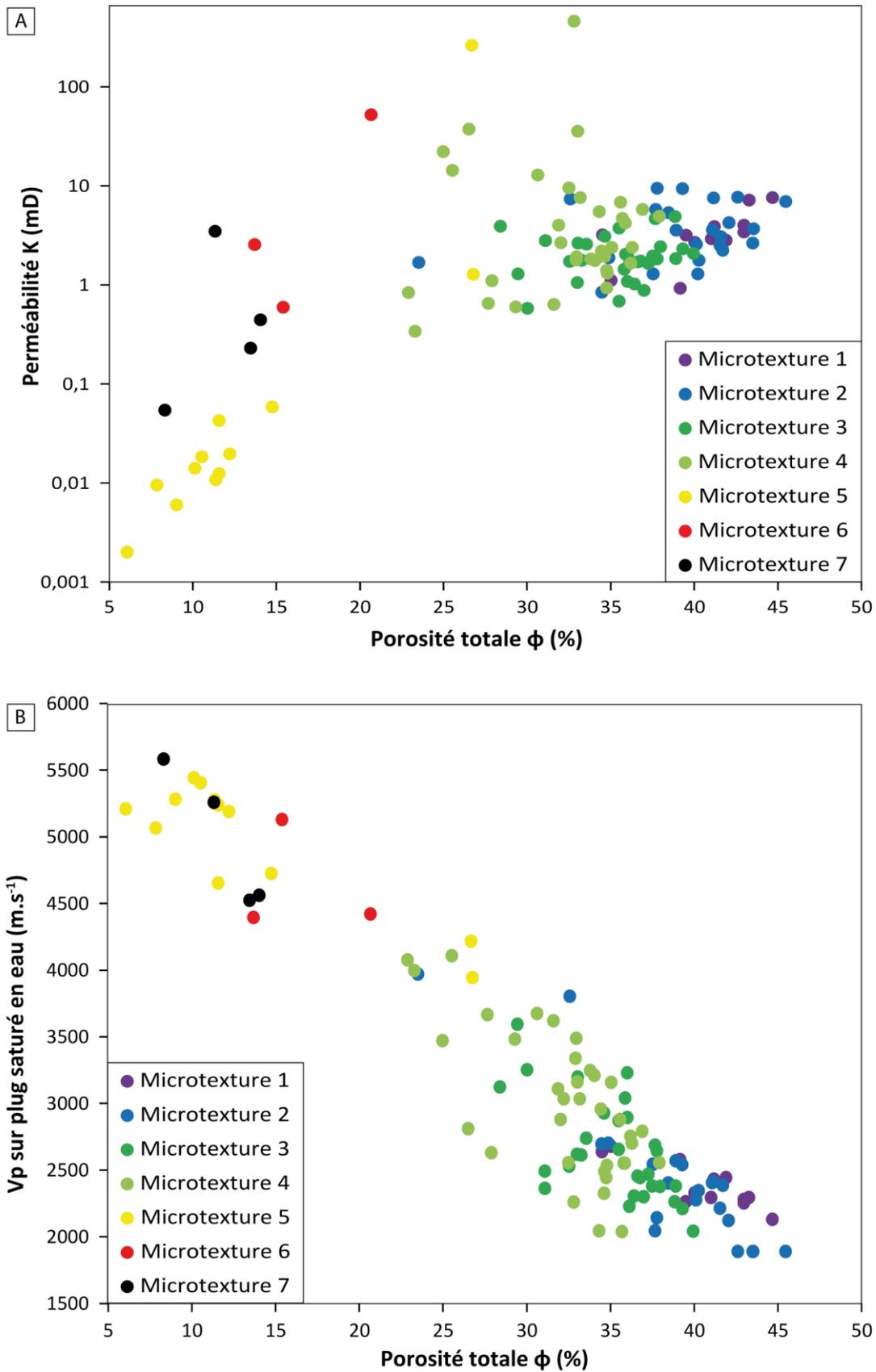


Figure V-38 : Relation entre les paramètres pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p_{sat}}$) en fonction des classes de microtextures pures. (A) Porosité totale ϕ versus perméabilité K . (B) Porosité totale ϕ versus vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau, $V_{p_{sat}}$.

Au contraire, pour le cas des calcaires micritiques strictement microporeux, quelques études montrent les relations entre microtextures pures et propriétés pétrophysiques. D'après Eltom et al. (2013), la distribution de la microporosité est contrôlée par les ciments de calcite, la forme, la taille et le classement des grains de micrite, et la présence de dolomitisation. Les micrites *coarse* et *round* présentent de meilleures propriétés réservoirs (porosité – perméabilité) que les micrites *fused* et *anhedral compact* (Lambert et al., 2006 ; Deville de Periere et al., 2011 ; Regnet et al., 2015). Lucia (1995, 1999), Melim et al. (2001), Lambert et al. (2006) et Richard et al. (2007) déclarent que la perméabilité et la distribution des rayons d'accès aux pores, dans les carbonates strictement microporeux, sont en partie contrôlées par la cristallométrie des particules de micrite. En effet, Deville de Periere et al. (2011) constatent que les micrites présentant des cristallométries supérieures à 2 μm présentent des perméabilités supérieures (0,1 à 100 mD) aux micrites présentant des tailles de grains inférieures à 2 μm (perméabilité inférieure à 10 mD). Par contre, ils ne remarquent aucune relation entre la cristallométrie des micrites et la porosité. Au contraire, Lambert et al. (2006) constatent qu'une diminution des tailles de grains est associée à une augmentation de la porosité, du diamètre de pores et des accès aux pores. Ces constats sur la taille des pores et des accès aux pores ne sont cependant pas basés sur des études de porosimétrie au mercure. Les variations de taille de grains, constatées par Lambert et al. (2006), sont issues d'une dissolution, mais la cimentation peut aussi être à l'origine des variations de taille de grains de micrite (Lambert et al., 2006). De plus, Deville de Periere et al. (2011) proposent trois types de distribution des tailles d'accès aux pores associés aux propriétés pétrophysiques. Kaczmarek et al. (2015) définissent trois types de carbonates microporeux, basés uniquement sur les microtextures, associés à des propriétés pétrophysiques spécifiques. L'évolution de la microtexture de ces trois types de carbonates microporeux est similaire à celle des microtextures 1 à 7 de cette étude. Dans l'étude de Kaczmarek et al. (2015), du carbonate microporeux ayant subi le moins de transformation diagénétique à celui en ayant subi le plus, (1) les porosités décroissent de plus de 20 % à moins de 10 %, (2) les perméabilités décroissent de 20 mD à moins de 0,1 mD, et (3) les rayons moyen d'accès aux pores décroissent de 0,7 à 0,06 μm . De la même manière, Regnet et al. (2015) proposent trois classes de microtexture, basées sur la classification de Deville de Periere et al. (2011), associées à des propriétés pétrophysiques spécifiques. Ils constatent qu'une augmentation de la coalescence des grains de micrite et des contacts, et les changements de morphologie (*fine round morphology* à

coarser anhedral à *fused morphology*) impliquent une diminution de la microporosité, de la taille des accès aux pores et de la perméabilité, et une augmentation du facteur de formation et des vitesses de propagation des ondes P. Ainsi, dans le cas des carbonates strictement microporeux, la taille des particules de micrite, leur morphologie et les types de contact entre les grains influencent les propriétés du réseau poreux et les propriétés de transport des fluides, et impactent donc les qualités réservoirs (Lucia, 1995, 1999 ; Melin et al., 2001 ; Lambert et al., 2006 ; Richard et al., 2007 ; Volery et al., 2010b ; Deville de Periere et al., 2011 ; Kaczmarek et al., 2015 ; Regnet et al., 2015). Cependant, aucune relation de ce type n'est clairement établie pour les microtextures pures de la craie.

Dans le cas de cette étude, l'évolution de microtexture 1 à 7 présente une diminution des porosités totales médianes de 41 à 12,4 %, et une augmentation des vitesses de propagation des ondes acoustiques P de 2300 à 4900 m.s⁻¹, comme dans le cas des études de Kaczmarek et al. (2015) et Regnet et al. (2015), mais pas de diminution des perméabilités contrairement à ces études (Figure V-39A-C). Ainsi, l'évolution des microtextures des craies pures n'est pas similaire à celle des microtextures des carbonates micritiques strictement microporeux.

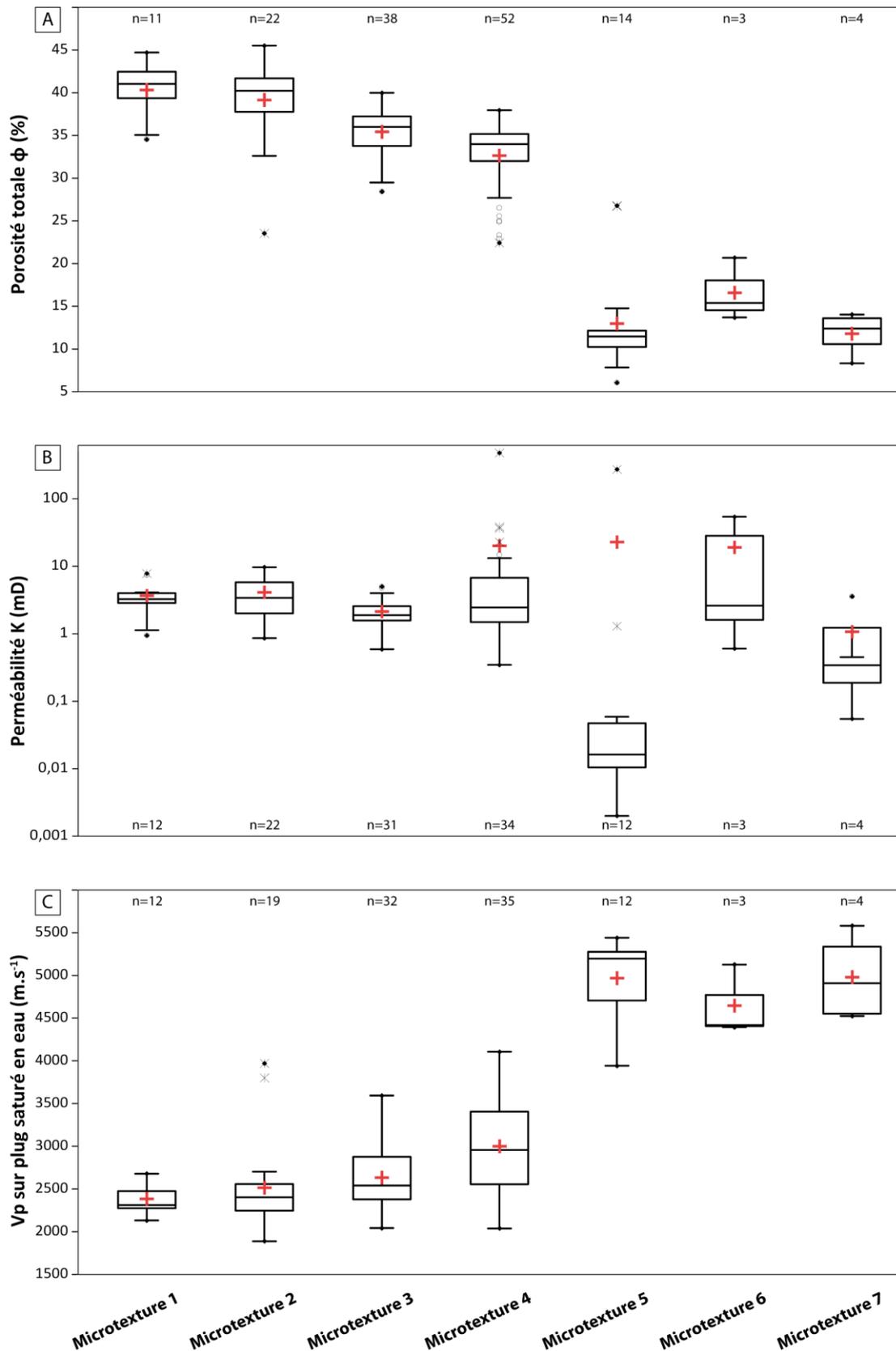


Figure V-39 : Différences de propriétés pétrophysiques (ϕ , K , $V_{p,sat}$) des classes de microtextures pures. (A) Boîtes à moustaches pour la porosité totale ϕ . (B) Boîtes à moustaches pour la perméabilité K . (C) Boîtes à moustaches pour les vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau ($V_{p,sat}$).

Cette diminution de porosité totale correspond à une diminution de la microporosité (Figure V-40A). La microporosité médiane, définie à partir des quantifications sur lame mince et des données de porosité totale sur plugs (cf. Chapitre 2), diminue progressivement de 35,8 % pour la microtexture 1 à 8,7 % pour la microtexture 6.

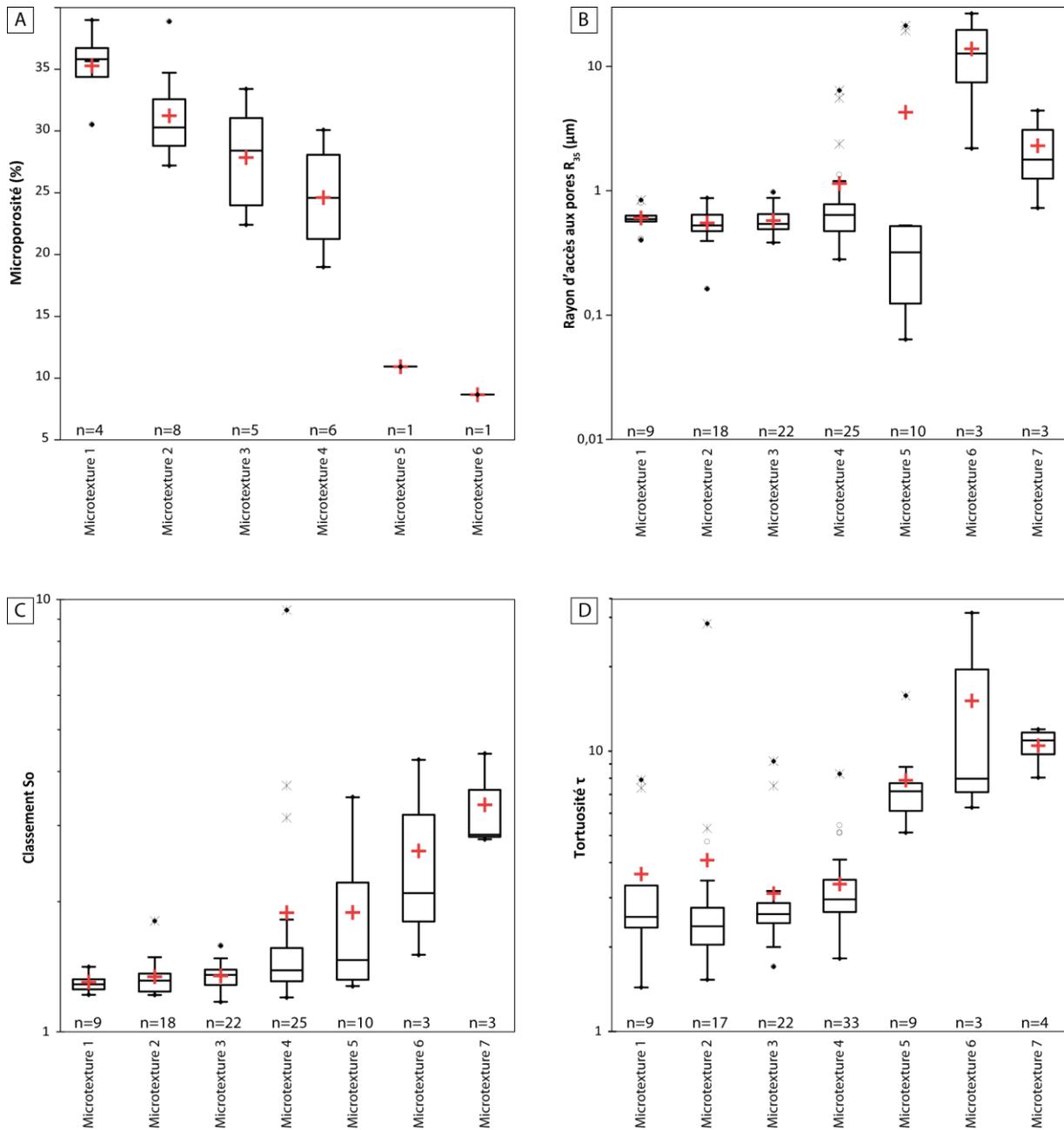


Figure V-40 : Différences de propriétés du réseau poreux des classes de microtextures pures. (A) Boîtes à moustaches de la microporosité déterminée à partir des quantifications sur lame mince et des données de porosité totale mesurées sur plug. (B) Boîtes à moustaches du rayon d'accès aux pores R_{35} . (C) Boîtes à moustaches du classement des rayons d'accès aux pores S_o . (D) Boîtes à moustaches de la tortuosité τ du réseau poreux.

Contrairement aux micrites, cette diminution de porosité n'est pas associée à une diminution des rayons d'accès aux pores spécifiques comme le R_{35} (Figure V-40B). Cependant, il peut être constaté qu'avec l'augmentation de la diagenèse (microtexture 1 à 7), le classement des rayons d'accès aux pores est de moins en moins bon (So médian de 1, 29 à 2,86 ; Figure V-40C). L'asymétrie est légère pour les microtextures 1 à 5 tandis qu'elle est importante pour les microtextures 6 et 7 et que l'asymétrie médiane se fait du côté des petites valeurs de rayons d'accès aux pores pour les microtextures 1 et 2, et du côté des grands rayons d'accès aux pores pour les microtextures 4 à 7. De plus, les microtextures 1 à 5 ont principalement des porosités micro-connectées avec des distributions unimodales des rayons d'accès aux pores (MICP-1 à -6), sans lien clair entre groupes de porosimétrie au mercure et classes de microtextures. Par ailleurs, les microtextures 6 et 7 ont des porosités macro-connectées avec des distributions unimodales et bimodales de rayons d'accès aux pores (MICP-7, -10 et -11). La taille des pores déterminée pour le R_{seuil} ne diminue pas de la microtexture 1 à 7. Ainsi, au vu de ces résultats de porosimétrie au mercure (rayon d'accès aux pores, allure de la distribution et rayon des pores), il est difficile d'expliquer la diminution de la microporosité entre la microtexture 1 à 7 qui est pourtant visible à partir des observations au MEB (Figure IV-12, p. 191).

Cependant, il peut être supposé, à partir des observations au MEB, que la cimentation est de moins en moins homogène avec l'augmentation de la diagenèse (écart entre Q3 et Q1 croissant entre les microtextures 1 à 5 ; Figure IV-11, p. 187) expliquant ainsi le classement de moins en moins bon sans évolution particulière des rayons d'accès aux pores spécifique tel que R_{35} . L'augmentation de l'asymétrie des petits vers les grands rayons d'accès aux pores avec l'évolution de la microtexture 1 à 7 pourrait s'expliquer par une diminution identique en absolu des petits et des grands accès aux pores qui entraînerait une disparition progressive des petits accès aux pores et une faible diminution relative des plus grands accès aux pores.

À partir des observations au MEB (Figure IV-12, p. 191) et des données de porosimétrie au mercure, les rayons des pores semblent peu varier. En effet, les rayons de pores médians déterminés à partir du R_{seuil} varient très peu entre les microtextures 1 à 5 (3,06 à 3,87 μm). Sur les images MEB des microtextures 1 à 5, les zones plus sombres entre les grains correspondant à de la microporosité (Figure IV-12, p. 191), semblent de taille similaire. Cependant pour confirmer cela, il faudrait étudier la taille des micropores sur une section

abrasée ioniquement pour que la surface soit plane et pour éviter le problème de grains arrachés. De plus, ces zones plus sombres entre les grains (Figure IV-12, p. 191) semblent de moins en moins abondantes de la microtexture 1 à la microtexture 5. Ainsi, la diminution de microporosité (et donc de la porosité) ne serait pas expliquée majoritairement par une variation des tailles d'accès aux pores non homogènes induisant un classement de moins en moins bon, avec principalement la disparition des plus petits rayons accès aux pores sans changement de taille des pores accessibles par des entrées égales à R_{seuil} , mais serait principalement expliquée par une diminution de la quantité de micropores. Cette diminution de porosité et les changements de la structure du réseau poreux associés induisent une augmentation de la tortuosité (Figure V-40D).

Cette diminution de porosité totale n'est pas clairement associée à une diminution des perméabilités (Figure V-39B) contrairement au cas des micrites (e.g. Regnet et al., 2015), mais est associée à une diminution nette du coefficient relatif à la prise de poids A lors de l'imbibition capillaire (Figure V-41A) et du coefficient relatif à la remontée de la frange humide B. Ainsi, les microtextures se différencient très bien dans l'espace coefficient A–coefficient B (Figure V-41B) et dans l'espace porosité totale–coefficient A (Figure V-41C). La perméabilité et le coefficient A, qui sont tous deux des propriétés de transfert des fluides ne présentent pas le même comportement vis-à-vis des microtextures pures. Cela s'explique par le fait que les perméabilités sont principalement contrôlées par les rayons d'accès aux pores (Figure V-15B) alors que la vitesse de prise de poids est principalement contrôlée par la porosité libre qui est elle-même corrélée à la porosité totale (Fischer, 1993 ; Figure V-16C).

Enfin, comme pour le cas des micrites (e.g. Regnet et al., 2015), les vitesses de propagation des ondes acoustiques P augmentent avec le degré de diagenèse (microtexture 1 à microtexture 7 ; Figure 39C). De la microtexture 1 à 7, la diminution de la porosité totale et l'augmentation des contacts entre les grains (*punctic contact* à *fused contact* ; Figure IV-11, p. 187) rendent la roche plus cohésive avec une meilleure connectivité des grains, créant ainsi un milieu plus favorable à la propagation des ondes acoustiques P, comme le proposent Richard et al. (2002) et Regnet et al. (2015).

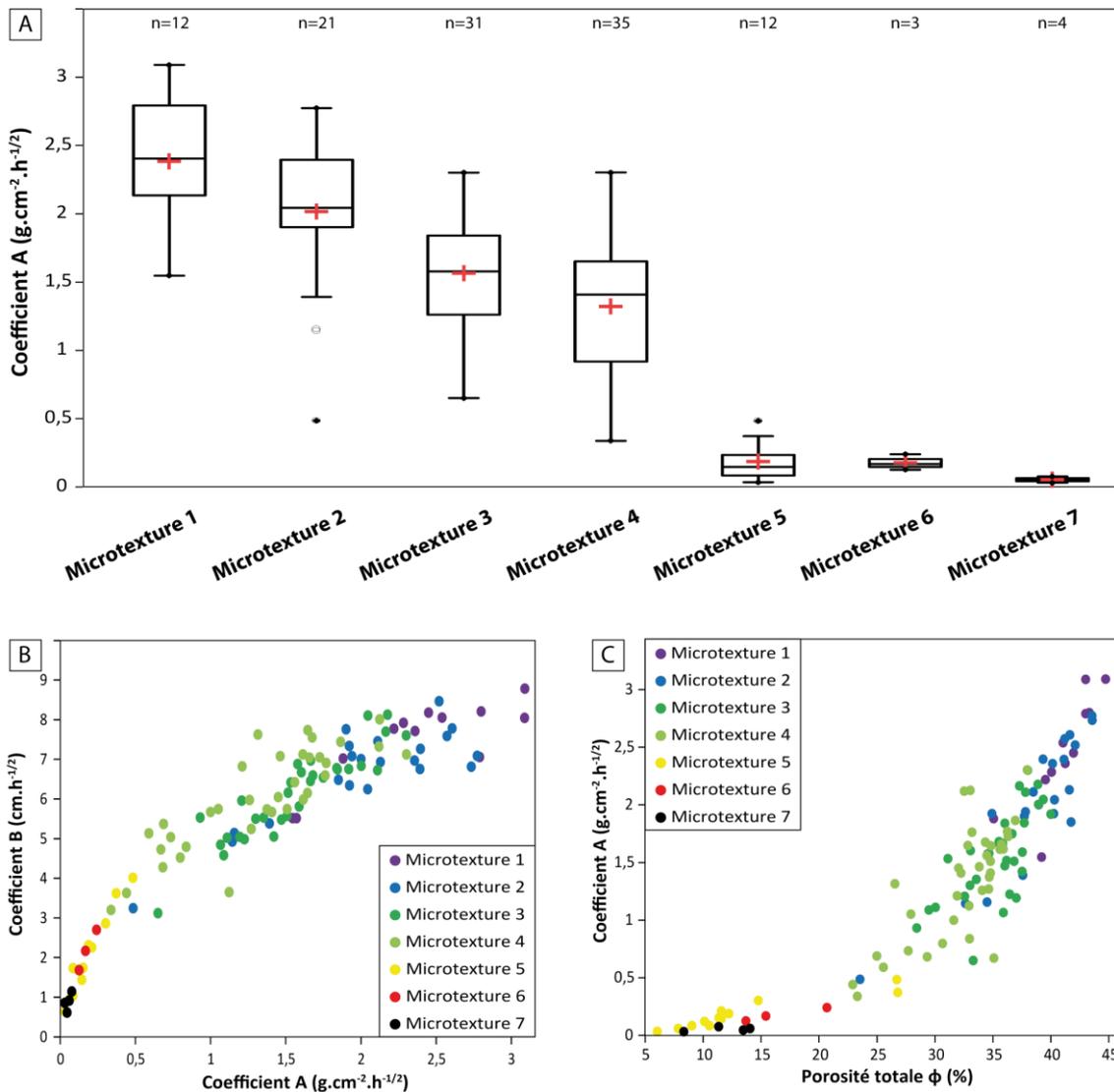


Figure V-41 : Différences de propriétés d'écoulements des fluides par classes de microtextures pures. (A) Boîtes à moustaches du coefficient relatif à la prise de poids A lors de l'imbibition capillaire. (B) Relation entre coefficient A et coefficient relatif à la remontée de la frange humide B. (C) Relation entre porosité totale ϕ et coefficient A.

Ainsi, indépendamment du fait que la diagenèse soit précoce ou tardive, l'augmentation de la diagenèse induit une diminution de la porosité sans changement des tailles de pores et des rayons d'accès aux pores, mais en réduisant la quantité de micropores. Ces changements n'impactent pas les perméabilités, mais une diminution des vitesses de prise de poids lors de l'imbibition capillaire avec l'augmentation de la diagenèse est au contraire observée. La cimentation, qui permet la diminution de la porosité totale, entraîne une augmentation des contacts entre les grains, ce qui induit une augmentation des vitesses de propagation des ondes P.

ANNEXES CHAPITRE 5

Annexe V-1

Tableau des données pétrophysiques des paramètres statiques et dynamiques obtenus à partir des méthodes de porosité totale à l'eau, porosité à 48 heures, imbibition capillaire et perméabilité. Tableau en quatre pages.

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

Annexe V-2

Tableau des données pétrophysiques des paramètres statiques obtenus à partir de la méthode de porosimétrie au mercure. L'ensemble des paramètres est décrit dans le chapitre méthodologie (Chapitre 2). Tableau en deux pages.

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

Annexe V-3

Tableau des données pétrophysiques des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plugs sec ($V_{p_{sec}}$) et sur plug saturé en eau ($V_{p_{sat}}$). Tableau en deux pages.

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

Annexe V-4

Tableau des données pétrophysiques obtenues à partir de la méthode de conductivité électrique. F , facteur de formation ; m , exposant de cimentation ; τ , tortuosité. Le facteur de formation a été déterminé graphiquement comme décrit dans le chapitre méthodologie (Chapitre 2). Le R^2 correspond à la valeur de coefficient de détermination de la droite utilisée pour déterminer le facteur de formation. Tableau en une page.

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

Annexe V-5

Tableau des données de densité scanner médical. Les différents paramètres mesurés sont décrits dans le chapitre méthodologie (Chapitre 2). Tableau en une page.

**Les données brutes sont disponibles auprès de l'auteur.
(saiag.jessica@gmail.com)**

Conclusions et Perspectives

Après les progrès du savoir, il paraît pour ainsi dire tout normal qu'il y ait une heureuse conclusion... Mais les années de tâtonnements anxieux dans le noir, l'intensité du désir d'aboutir, les alternances de confiance et d'épuisement, et finalement de débouché en pleine lumière, cela, il faut l'avoir vécu soi-même pour le comprendre.

Albert Einstein.

CONCLUSIONS

A l'échelle mondiale, différents modes de dépôt ont été reconnus pour la craie : des dépôts de rampes, des dépôts gravitaires, des dépôts de mud-mounds associés à des bryozoaires, des dépôts de contourite et des surfaces ou dépôts peu épais liés à des ralentissements ou des arrêts de sédimentation. La Craie présente donc une large **variabilité sédimentaire, mais aussi pétrophysique**. La compréhension de ces hétérogénéités est un enjeu majeur pour l'exploitation des réservoirs de la craie (contenant par exemple des hydrocarbures en Mer du Nord et de l'eau dans le Bassin de Paris).

Dans le cadre de cette thèse, pour mieux comprendre ces hétérogénéités, les **falaises de Normandie** ont été choisies comme analogue de terrain. Cette zone d'étude est bien documentée par la littérature du point de vue du cadre géologique, paléogéographique, paléoclimatique, stratigraphique et sédimentologique.

Pour être représentatifs de la variabilité sédimentaire et pétrophysique des Craies de Normandie (Cénomaniens-Santonien), **114 échantillons** ont été prélevés. Chacun de ces échantillons a été analysé à l'aide de différents outils d'observation et de caractérisation, des échelles macroscopiques à microscopiques, et différentes mesures pétrophysiques ont été réalisées. L'ensemble de ces méthodes d'observation a été nécessaire à mettre en œuvre pour pallier au problème de saut d'échelle. De même, l'ensemble des acquisitions pétrophysiques a été nécessaire car les méthodes employées sont complémentaires.

La zone d'étude était déjà bien contrainte d'un point de vue sédimentologique. Cependant, les modèles proposés dans la littérature nécessitaient une simplification pour qu'ils soient plus facilement intégrés dans les interprétations pétrophysiques et/ou ils nécessitaient des descriptions plus fines à la macro- et/ou micro-échelle. **Trois modèles sédimentaires**, représentant **15 faciès**, ont été définis :

- (1) un modèle de rampes, d'âge Cénomaniens – Coniacien moyen, subdivisé en modèle de rampe argileuse (1 faciès) et en modèle de rampe carbonatée (4 faciès),
- (2) un modèle de contourite (6 faciès), d'âge Coniacien – Santonien, et
- (3) un modèle de surface de hiatus (4 faciès).

Le **modèle de rampes** présente des variations importantes en termes de contenu minéralogique (craie argileuse, craie à opale et craie pure) et des environnements de dépôt, allant de l'offshore supérieur proximal à l'offshore inférieur.

Le **modèle de contourite** représente les géométries de différentes longueurs d'onde observables à l'affleurement, mais aussi en subsurface. Un modèle valable quelle que soit la taille des géométries a été défini. Ce modèle est subdivisé en 6 faciès en fonction de la localisation dans la géométrie. Ces faciès présentent en plus un contenu faunistique, une texture et un degré de fragmentation différents et spécifiques à chacun des faciès. Cette étude plus fine de ces faciès a permis d'améliorer le modèle de formation de ces contourites en lien avec l'hydrodynamisme et de mieux caractériser l'occurrence de certaines faunes (bryozoaires *versus* échinodermes).

Le **modèle de surface de hiatus** représente des périodes de ralentissement/arrêt de sédimentation plus ou moins marquées. Les surfaces de hiatus vont du *Soupground* au *Hardground*. Chacun de ces faciès présente à la macro-échelle des caractéristiques propres en lien avec une activité biologique respectivement de plus en plus intense, reconnaissable à l'affleurement. L'étude de ces faciès au scanner médical a permis de compléter la description de ces structures d'origine biologique.

À l'échelle de la lame mince, les indices de diagenèse sont très peu observés dans l'ensemble des faciès, à l'exception des faciès de *Hardground* et de *Condensed facies*.

L'étude des microtextures de la craie permet d'appréhender le degré de diagenèse subi par les échantillons. Pour cela une **classification des microtextures de la craie, n'existant pas dans la littérature, a été proposée**. Cette classification est basée sur l'étude minéralogique et l'observation au Microscope Electronique à Balayage d'esquilles et de lames minces. Quatre critères doivent être étudiés pour pouvoir définir la classe d'une microtexture : le contenu minéralogique, la fraction biogénique (<10 µm), la fraction micritique (<10 µm) et la fraction de ciment (> 10 µm). À partir de ces critères deux groupes ont été définis avec le *Impure chalk microtexture group* et le *Pure chalk microtexture group*.

Le ***Impure chalk microtexture group*** correspond à des craies ayant des teneurs en carbonates inférieures à 96 wt%. Ce groupe est subdivisé en deux sous-groupes en fonction du contenu minéralogique : *argillaceous microtexture subgroup* et *siliceous microtexture subgroup*. Ces sous-groupes sont subdivisés, respectivement en quatre et deux classes, en fonction de la morphologie et de la répartition des particules non-carbonatées.

Le ***Pure chalk microtexture group*** correspond à des craies présentant des teneurs en carbonates supérieures à 96 wt%. Il est subdivisé en sept classes en fonction de l'altération de la fraction biogénique, de la morphologie, de la taille des grains de micrite et de leurs contacts mutuels, et l'abondance et la taille des ciments.

La variabilité des microtextures observées a **une double origine : sédimentaire et diagénétique**. La sédimentologie et les conditions de dépôt ont principalement une influence sur le contenu minéralogique des craies (e.g. distance de la côte, type d'apport) et la diagenèse a une influence sur l'altération de la fraction biogénique, la morphologie, la taille et les types de contact entre les grains de micrite, ainsi que sur l'abondance et la taille des ciments. Ainsi, la variabilité du *Impure chalk microtexture group* a une origine sédimentaire (e.g. craie argileuse et siliceuse en fonction des apports au cours du Cénomaniens – Turonien), alors que la variabilité du *Pure chalk microtexture group* a une origine diagénétique. De plus, il faut noter que la sédimentologie peut avoir une influence sur la diagenèse (e.g. type d'argile plus ou moins favorable à la diagenèse, ralentissement de la sédimentation favorable à la diagenèse, niveau stratigraphique favorable à l'écoulement d'un fluide et donc à la diagenèse).

D'un point de vue pétrophysique, la craie présente une **large variabilité dans les valeurs caractérisant ses propriétés pétrophysiques**, avec une porosité allant de 6,1 à 46,5 %, des coefficients d'Hirschwald de 0,53 à 0,99, des rayons seuils d'accès aux pores allant de 0,09 à 48,7 μm , des perméabilités de 0,002 à 477 mD, des valeurs de coefficient relatif à la prise de poids allant de 0,031 à 3,09 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{h}^{-1/2}$, des vitesses de propagation des ondes acoustiques P sur plug saturé en eau comprises entre 1811 et 5583 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, et des tortuosités du réseau poreux allant de 1,1 à 4,67.

Il a été montré que l'augmentation de la porosité totale est associée à une diminution relative de la porosité piégée et que la perméabilité est contrôlée par la porosité totale, comme cela est classiquement reconnu, mais que la perméabilité est aussi et surtout contrôlée par la taille des accès aux pores. Concernant les cinétiques d'imbibition capillaire,

elles dépendent de la porosité libre, de la taille des accès aux pores, et du rapport entre taille du pore/taille de son accès. Contrairement à ce qui était attendu, aucune relation n'est observée entre la tortuosité du réseau poreux et la perméabilité alors qu'il existe une relation entre tortuosité et coefficient relatif à la prise de poids lors de l'imbibition capillaire. Comme classiquement observé, une augmentation de la porosité totale est associée à une diminution des vitesses de propagation des ondes acoustiques P.

À partir de l'ensemble de ces observations, différents modèles de prédiction des perméabilités, avec une fiabilité inférieure à un ordre de grandeur, sont proposés. De plus, une droite de calibration entre densité scanner et porosité totale est proposée. L'utilisation de ces **modèles de prédiction (perméabilité et porosité totale)** permettrait d'avoir une estimation des paramètres pétrophysiques clés pour une caractérisation réservoir de la craie.

La **variabilité des paramètres pétrophysiques de la craie** s'explique, comme dans le cas de la variabilité des microtextures, par une **double origine sédimentaire et diagénétique**. Globalement, la présence de particules non-carbonatées (d'origine sédimentaire) cause une diminution des tailles d'accès aux pores induisant une diminution des propriétés d'écoulement sans affecter pour autant la proportion de porosité totale. De plus, en fonction du type de particules non-carbonatées et de leur répartition dans la roche, la craie a des réponses pétrophysiques spécifiques, avec par exemple une très forte porosité dans le cas de la présence d'argiles organisées sous forme de drapage. Aussi, indépendamment du fait que la diagenèse soit précoce ou tardive, l'augmentation des transformations diagénétiques induit une diminution de la porosité en réduisant la quantité de micropores sans changement de la taille des pores et de leurs rayons d'accès. Ces changements n'impactent donc pas les perméabilités, mais entraînent une diminution des vitesses de prise de poids lors de l'imbibition capillaire. De plus, la cimentation, qui permet la diminution de la porosité totale, entraîne un resserrement des contacts entre les grains, ce qui induit une augmentation des vitesses de propagation des ondes P. Ainsi, les craies pures ont des meilleures perméabilités que les craies impures et les craies pures ayant subi peu/pas de diagenèse ont des meilleures porosités que des craies pures ayant subi plus la diagenèse.

La compilation de l'ensemble des données faciologiques et pétrophysiques a par ailleurs permis de caractériser les plus ou moins bonnes propriétés réservoirs des faciès et modèles sédimentaires caractérisés dans cette étude.

Ce travail, basé sur l'étude d'un analogue de terrain a permis notamment de montrer le lien qu'il existe entre sédimentologie, diagenèse et pétrophysique dans la craie. **Pour contraindre les propriétés pétrophysiques de la craie, il apparait alors essentiel de comprendre son origine sédimentaire et son histoire diagénétique.** A terme, ces connaissances pourront permettre de mieux comprendre et contraindre les qualités réservoirs de la craie de subsurface.

PERSPECTIVES

Plusieurs perspectives peuvent être envisagées en fonction de la thématique d'étude.

Sédimentologie de la Craie

Les grandes géométries ont été difficiles à échantillonner du fait de leur amplitude. En palliant à ce problème, des compléments de descriptions micro-faciologiques des géométries à grande échelle pourraient être apportés. De plus, il serait intéressant de comparer le modèle élémentaire proposé dans le cas de cette étude sur les géométries de Normandie avec d'autres géométries de surface (e.g. Danemark) ou de subsurface (e.g. Bassin de Paris).

Classification des microtextures de la Craie

Bien que la classification des microtextures proposée dans cette thèse présente un protocole de détermination des microtextures, cette classification est basée uniquement sur des craies de Normandie et du Boulonnais ayant subi peu de diagenèse d'enfouissement. Il peut donc être supposé qu'elle n'est pas exhaustive, et une comparaison avec les microtextures (pure, argileuse et siliceuse) observées en puits, ayant subi une diagenèse différente (notamment liée à un enfouissement plus marqué), serait nécessaire avec l'ajout, si besoin, de nouvelles classes.

De plus, le lien entre les plages de ciments observables au MEB et les grains coalescents à fusionner est mal contraint. Il serait intéressant d'étudier la relation entre les grains et les ciments dans le cas des microtextures les plus évoluées, à partir de cartographies des orientations cristallographiques obtenues par EBSD après abrasion ionique.

Enfin, l'étude de l'organisation du réseau poreux est difficile au MEB, même sur esquille. Il serait donc intéressant de reconstruire en 3D ce réseau microporeux, à partir de coupes FIB successives. Cette reconstruction permettrait de mieux évaluer la taille des micropores et de leur accès, leur répartition, leur connectivité et la tortuosité du réseau poreux. Une modélisation des écoulements de fluides à l'échelle de la microtexture pourrait ensuite être réalisée.

Propriétés pétrophysiques de la Craie

Des modèles de prédiction des perméabilités relativement satisfaisants ont été proposés dans cette thèse. D'autres types de modèles basés sur des données de BET ou des modèles plus complexes existent. Il serait intéressant de les tester pour améliorer les modèles proposés lors de cette thèse.

Enfin, une modélisation numérique de la répartition des propriétés pétrophysiques sur les falaises, en se posant la question de l'échelle d'intégration des données, pourrait être faite pour illustrer l'architecture d'un réservoir dans la craie.

Références bibliographiques

- Adatte, T. Rumley, G.** (1984) Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme Berriaso-Valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). *Bulletin de la Société Nauchâteloise des Sciences Naturelles*, **107**, 221–239.
- Adelseck, C.G., Geehan, G.W., Roth, P.H.** (1973) Experimental evidence for the selective dissolution and overgrowth of calcareous nanofossils during diagenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2755–2762.
- Aguilera, R.** (2002) Incorporating capillary pressure, pore aperture radii, height above free water table, and Winland r35 values on Pickett plots. *AAPG Bull.*, **86**, 605–624.
- Aharonov, E., Katsman, R.** (2009) Interaction between pressure solution and clays in stylolite development: insights from modelling. *Am. J. Sci.*, **309**, 607–632.
- Alam, M.M., Borre, M.K., Fabricius, I.L., Hedegaard, K., Røgen, B., Hossain, Z., Krogsbøll, A.S.** (2010) Biot's coefficient as an indicator of strength and porosity reduction: Calcareous sediments from Kerguelen Plateau. *J. Petrol. Sci. Eng.*, **70**, 282–297.
- Alam, M.M., Fabricius, I.L., Prasad, M.** (2011) Permeability prediction in chalks. *AAPG Bull.*, **95**, 1991–2014.
- Alam, M.M., Hjuler, M.L., Christensen, H.F., Fabricius, I.L.** (2014) Petrophysical and rock-mechanics effects of CO₂ injection for enhanced oil recovery: Experimental study on chalk from South Arne field, North Sea. *J. Petrol. Sci. Eng.*, **122**, 468–487.
- Amédro, F., Matrimon, B.** (2014) L'étage Albien dans sa région-type, l'Aude (France) : une synthèse dans un contexte sédimentaire global. *Carnets de Géologie*, **14**, 69–128.
- Amédro, F., Robaszynski, F.** (1999) Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume Uni). *Géol. Fr.*, **2**, 33–53.
- Amédro, F., Robaszynski, F.** (2001) Les craies Turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F). *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et Amis Muséum du Havre*, **87**, 31–49.
- Anderskov, K., Surlyk, F.** (2012) The influence of depositional processes on the porosity of chalk. *J. Geol. Soc. London*, **169**, 311–325.
- Anderskov, K., Damholt, T., Surlyk, F.** (2007) Late Maastrichtian chalk mounds, Stevns Klint, Denmark – Combined physical and biogenic structures. *Sed. Geol.*, **200**, 57–72.
- Archie, G.E.** (1952) Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. *AAPG Bull.*, **36**, 278–298.
- Arfai, J., Lutz, R., Franke, D., Gaedicke, C., Kley, J.** (2016) Mass-transport deposits and reservoir quality of Upper Cretaceous Chalk within the German Central Graben, North Sea. *International Journal of Earth Sciences*, **105**, 797–818.
- Arribas, M.E., Bustillo, A., Tsige, M.** (2004) Lacustrine chalky carbonates: origin, physical properties and diagenesis (Palaeogene of the Madrid Basin, Spain). *Sed. Geol.*, **166**, 335–351.

- Aubry, M.-P.** (1972) Recherches pétrographiques, stratigraphiques et paléosédimentologiques sur les craies de Haute Normandie. PhD Thesis, University Paris IV, France, 206 pp.
- Aubry, M.-P., Pomerol, B.** (1975) La pétrogenèse des craies du Bassin de Paris est-elle une conséquence de l'expansion océanique ? *CR Acad. Sci. Paris- Série D*, **280**, 2081–2084.
- Awadalkarim, A., Fabricius, I.L.** (2014) Porosity and sonic velocity depth trends of Eocene chalk in Atlantic Ocean: Influence of effective stress and temperature. *J. Petrol. Sci. Eng.*, **122**, 216–229.
- Back, S., Van Gent, H., Reuning, L., Grotzsch, J., Niederau, J., Kukla, P.** (2011) 3D seismic geomorphology and sedimentology of the Chalk Group, southern Danish North Sea. *Journal of the Geological Society*, **168**, 393–406.
- Bailey, H., Gallagher, L., Hampton, M., Krabbe, M., Jones, B., Jutson, D., Moe, A., Nielsen, E.B., Petersen, N.W., Riis, F., Sawyer, D., Sellwood, B.W., Strand, T., Overli, P., Oxnevad, I.** (1999) Joint Chalk Research Phase V: a Joint Chalk Stratigraphic Framework. Norwegian Petroleum Directorate (NPD), Stavanger.
- Barbarand, J., Quesnel, F., Pagel, M.** (2013) Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. *Tectonophysics*, **608**, 1310–1327.
- Barrier, P.** (2000) Etude microfaciologique de deux forages profonds dans la craie de Provins (701 Poigny et 702 Sainte-Colombe) : Empilement de faciès, biodiversité et découpage séquentiel. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, Programme Craie 700, premiers résultats, 33–43.
- Barron, E.J., Washington, W.M.** (1982) Cretaceous climate: A comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **40**, 103–113.
- Beiranvand, B.** (2003) Quantitative characterization of carbonate pore systems by Mercury-injection methods and image analysis in a homogeneous reservoir. *Society of Petroleum Engineers*, 81479.
- Bell, F.G., Culshaw, M.G., Cripps, J.C.** (1999) A review of selected engineering geological characteristics of English Chalk. *Eng. Geol.*, **54**, 237–269.
- Bignot G., Janin M.C., Damotte, R.** (1993) Esquisse micropaléontologique de la Craie à Offaster Pillula du Cap d'Ailly (près de Dieppe Seine-Maritime) Proposition d'une coupe de référence régionale pour la limite Santonien-Campanien. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 17–21.
- Bjerager, M., Surlyk, F.** (2007) Danian cool-water bryozoan mounds at Stevns Klint, Denmark – A new class of non-cemented skeletal mounds. *J. Sed. Res.*, **77**, 634–660.
- Blanc, P., Gély, J.-P.** (2000) Etudes pétrographique et minéralogique de la diagenèse carbonatée de la craie du Crétacé Supérieur des forages profonds 701 (Poigny) et 702 (Sainte-Colombe) (Région de Provins, Seine-et-Marne). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **37**, 87–100.

- Boles, J.R., Wise, W.S.** (1978) Nature and origin of deep-sea clinoptilolite. *Rev. Mineral., Oxford*, Pergamon Press, **4**, 235–243.
- Bonnemaison, M.** (1988) Indices de diagenèse liés aux nanofossiles calcaires dans le Crétacé des Pyrénées : comparaison avec des sites océaniques dans le Golfe de Gascogne. PhD Thesis, Document du BRGM 170, Université Paris VI, France, 264 pp.
- Bourbié, T., Coussy, O. Zinsner, B.** (1986) Acoustique des milieux poreux. *Publication Institut Français du Pétrole*, coll. « Science et technique du pétrole », Ed. Technip, 27.
- Bousquié, P.** (1979) Texture et porosité des roches calcaires. Thèse de Docteur-Ingénieur Univ. P.M. Curie, Paris VI et E.N.S.M. de Paris, 191 pp.
- Borre, M., Fabricius, I.L.** (1998) Chemical and mechanical processes during burial diagenesis of chalk: an interpretation based on specific surface data of deep-sea sediments. *Sedimentology*, **45**, 755–769.
- Bramwell, N.P., Caillet, G., Meciani, L., Judge, N., Green, M., Adam, P.** (1999) Chalk exploration, the search for a subtle trap. In: Fleet A.J. & Boldy S.A.R. (eds) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference*, Geological Society, London, 911–937.
- Brasher, J.E., Vagle, K.R.** (1996) Influence of lithofacies and diagenesis on Norwegian North Sea chalk reservoirs. *AAPG Bull.*, **80**, 746–769.
- Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J., Serrano, O.** (2016) Response of a low-subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris Basin. *Solid Earth*, **7**, 205–228.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Jobard, E., Pickard, N., Yven, B., Landrein, P.** (2014) Characterization and origin of permeability–porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates: From core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Mar. Petrol. Geol.*, **57**, 631–651.
- Bromley, R.G.** (1968) Burrows and borings in hardgrounds. *Meddr dansk geol. Foren.* **18**, 248–250.
- Bromley, R.G., Gale, A.S.** (1982) The lithostratigraphy of the English Chalk Rock. *Cretaceous Res.*, **3**, 273–306.
- Brown, G., Catt, J.A., Weir, A.H.** (1969) Zeolites of the clinoptilolite-heulandite type in sediments of south-east England. *Mineral. Mag.*, **37**, 480–488.
- Bruna, P.-O., Guglielmi, Y., Lamarche, J., Floquet, M., Fournier, F., Sizun, J.-P., Gallois, A., Marié, L., Bertrand, C., Hollender, F.** (2013) Porosity gain and loss in unconventional reservoirs: Example of rock typing in Lower Cretaceous hemipelagic limestones, SE France (Provence). *Mar. Petrol. Geol.*, **48**, 186–205.
- Budd, D.A.** (1989) Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: a geochemical study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E. *Sed. Geol.*, **63**, 293–311.
- Caineng, Z., Guangya, Z., Shizhen, T., Suyun, H., Xiaodi, L., Jianzhong, L., Dazhong, D., Rukai, Z., Xuanjun, Y., Lianhua, H., Hui, Q., Xia, Z., Jinhua, J., Xiaohui, G., Qiulin, G., Lan, W., Xinjing, L.** (2010) Geological features, major discoveries and unconventional petroleum geology in the global petroleum exploration. *Petroleum exploration and development*, **37**, 129–145.

- Campbell, S.J.D., Gravdal, N.** (1995) The prediction of high porosity chalks in the East Hod Field. *Petroleum Geosciences*, **1**, 57–69.
- Cantrell, D.L., Hagerty, R.M.** (1999) Microporosity in Arab Formation carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia*, **4**, 129–154.
- Carpentier, C., Ferry, S., Lécuyer, C., Strasser, A., Géraud, Y., Trouiller, A.** (2015) Origin of micropores in Late Jurassic (Oxfordian) micrites of the Eastern Paris Basin, France. *J. Sed. Res.*, **85**, 660–682.
- Castaing, R.** (1960) Advances in electronics and electron physics. Ed. C. Masson, NY Academic Press, 317 pp.
- Cayeux, L.** (1929) Les roches siliceuses. Mémoire Carte Géol. Fr., 774 pp.
- Choquette, P. W., Pray, L.C.** (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**, 207–250.
- Colloque sur le Cénomanién** (1978) Géologie méditerranéenne Tome V numéro 1, 224pp.
- Czerniakowski, L.A., Lohmann, K.C., Wilson, J.L.** (1984) Closed-system marine burial diagenesis: isotopic data from the Austin Chalk and its components. *Sedimentology*, **31**, 863–877.
- Damholt, T., Surlyk, F.** (2004) Laminated-bioturbated cycles in Maastrichtian chalk of the North Sea: oxygenation fluctuations within the Milankovitch frequency band. *Sedimentology*, **51**, 1323–1342.
- Darcy, H.** (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application, Victor Dalmont, Paris
- David, C.** (1993). Geometry of flow paths for fluid transport in rocks. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12267–12278.
- Deconinck, J.F.** (1992) Sédimentologie des argiles dans le Jurassique-Crétacé d'Europe occidentales et du Maroc. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université de Lille, France, 249 pp.
- Deconinck, J.-F., Chamley, H.** (1995) Diversity of smectite origins in Late Cretaceous sediments: Example of chalks from Northern France. *Clay Mineral.*, **30**, 365–379.
- Deconinck, J.-F., Holtzapffel, T., Robaszynski, F., Amédro, F.** (1989) Données minéralogiques, géochimiques et biologiques comparées dans les craies Cénomaniennes à Santoniennes du Boulonnais. *Geobios*, **11**, 179–188.
- Deconinck, J.-F., Amédro, F., Fiolet-Piette, A., Juignet, P., Renard, M., Robaszynski, F.** (1991) Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomanién du Boulonnais et du Pays de Caux. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **1**, 57–66.
- Deconinck, J.F., Amedro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F., Zimmerlin, I.** (2005) Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian-Campanian chalks from the east of the Paris Basin. *Cretaceous Research*, **26**, 171–179.
- Demars, C., Pagel, M.** (1994) Paléotempératures et paléosalinités dans les grès du Keuper du Bassin de Paris: inclusions fluides dans les minéraux authigènes. *CR Acad. Sci. Paris*, **319**, 427–434.

- Dercourt, J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M. F., Cadet J. P., Crasquin S., Sandulescu, M.** (2000) Peri-Tethys atlas; palaeogeographical maps. Explanatory notes, 268pp.
- Deville de Periere, M.** (2011) Origine sédimento-diagénétique de réservoirs carbonatés microporeux : Exemple de la Formation Mishrif (Cénomaniens) du Moyen-Orient. PhD Thesis, Université de Bourgogne, Dijon, France, 405 pp.
- Deville de Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E.** (2011) Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties. *Mar. Petrol. Geol.*, **28**, 1727–1750.
- De Vos, W., Casselman, J., Swennen, G.R.** (2009) Cone-beam computerized tomography (CBCT) imaging of the oral and maxillofacial region: A systematic review of the literature. *Int. J. Oral Maxillofac. Surg.*, **38**, 609–625.
- D’Heur, M.** (1984) Porosity and hydrocarbon distribution in the North Sea chalk reservoirs. *Mar. Petrol. Geol.*, **1**, 211–238.
- Dickson, J.A.D., Kenter, J.A.M.** (2014) Diagenetic evolution of selected parasequences across a carbonate platform: Late Paleozoic, Tengiz Reservoir, Kazakhstan. *J. Sed. Res.*, **84**, 664–693.
- Dravis, J.J.** (1980) Sedimentology and diagenesis of the Upper Cretaceous Austin Chalk Formation, South Texas and Northern Mexico. PhD Thesis, Rice University, Houston, Texas, 513 pp.
- Dravis, J.J.** (1989) Deep-burial microporosity in Upper Jurassic Haynesville oolitic grainstones, East Texas. *Sed. Geol.*, **63**, 325–341.
- Dullien, F.A.L.** (1979) Porous media: fluid transport and pore structure. Academic Press, New York, 389 pp.
- Dunham, R. J.** (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Duperret, A., Taibi, S., Mortimore, R.N., Daigneault, M.** (2005) Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France. *Eng. Geol.*, **78**, 321–343.
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H.** (2005) Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG Bull.*, **89**, 435–445.
- Ehrenberg, S.N., Walderhaug, O.** (2015) Preferential calcite cementation of macropores in microporous limestones. *J. Sed. Res.*, **85**, 780–793.
- Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Keramati, M., Moallemi, S.A.** (2006) Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs. *AAPG Bull.*, **90**, 91–114.
- Ehrlich, R., Kennedy, S.K., Crabtree, S.J., Cannon, R.L.** (1984) Petrographic image analysis, I. Analysis of reservoir pore complexes. *J. Sed. Petrol.*, **54**, 1365–1378.
- Ehrlich, R., Crabtree, S.J., Horkowitz, J.P.** (1991) Petrography and reservoir physics I: Objective classification of reservoir porosity. *AAPG Bull.*, **75**, 1547–1562.
- Ekdale, A.A.** (1985) Paleoecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **50**, 63–81.

- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G.** (1984) Ichnology, The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *SEPM short courses*, **15**, Tulsa, Oklahoma, 313 pp.
- Eltom, H., Abdullatif, O., Makkawi, M., Abdulraziq, A.** (2013) Microporosity in the Upper Jurassic Arab-D carbonate reservoir, central Saudi Arabia: an outcrop analogue study. *Journal of Petroleum Geology*, **36**, 281–297.
- Ernst, W.G., Calvert, S.E.** (1969) An experimental study of the recrystallization of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. *Am. J. Sci.*, **267**, 114–133.
- Esmerode, E., Surlyk, F.** (2009) Origin of channel systems in the Upper Cretaceous Chalk Group of the Paris Basin. *Mar. Petrol. Geol.*, **26**, 1338–1349.
- Esmerode, E.V., Lykke-Andersen, H., Surlyk, F.** (2007) Ridge and valley systems in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin: contourites in an epeiric sea. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **276**, 265–282.
- Esmerode, E. V., Lykke-Andersen, H., Surlyk, F.** (2008). Interaction between bottom currents and slope failure in the Late Cretaceous of the southern Danish Central Graben, North Sea. *Journal of the Geological Society*, **165**, 55–72.
- Evans, D.J., Hopson, P.M.** (2000) The seismic expression of synsedimentary channel features within the Chalk of southern England. *Proc. Geol. Assoc.*, **111**, 219–230.
- Evans, D.J., Hopson, P.M., Kirby, G.A., Bristow, C.R.** (2003) The development and seismic expression of synsedimentary features within the Chalk of southern England. *Journal of the Geological Society*, **160**, 797–813.
- Fabricius, I.L.** (2001) Compaction of microfossil and clay-rich chalk sediments. *Phys. Chem. Earth*, **26**, 59–62.
- Fabricius, I.L.** (2003) How burial diagenesis of chalk sediments controls sonic velocity and porosity. *AAPG Bull.*, **87**, 1755–1778.
- Fabricius, I.L.** (2007) Chalk: composition, diagenesis and physical properties. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **55**, 97–128.
- Fabricius, I.L., Borre, M.K.** (2007) Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontong Java Plateau - Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology*, **54**, 183–205.
- Fabricius, I.L., Olsen, C., Prasad, M.** (2005) Log interpretation of marly chalk, the Lower Cretaceous Valdemar Field, Danish North Sea: Application of iso-frame and pseudo water film concepts. *Lead. Edge*, **24**, 496–505.
- Fabricius, I.L., Røgen, B., Gommesen, L.** (2007a) How depositional texture and diagenesis control petrophysical and elastic properties of samples from five North Sea chalk fields. *Petroleum Geoscience*, **13**, 81–95.
- Fabricius, I.L., Høier, C., Japsen, P., Korsbech, U.** (2007b) Modelling elastic properties of impure chalk from South Arne Field, North Sea. *Geophys. Prospect.*, **55**, 487–506.
- Fabricius, I.L., Gommesen, L., Krogsbøll, A., Olsen, D.** (2008) Chalk porosity and sonic velocity versus burial depth: Influence of fluid pressure, hydrocarbons, and mineralogy. *AAPG Bull.*, **92**, 201–223.

- Faÿ-Gomord, O., Soete, J., Katika, K., Galaup, S., Caline, B., Descamps, F., Lasseur, E., Fabricius, I., Saïag, J., Swennen, R., Vandycke, S.** (2016a) New insight into the microtexture of chalks from NMR analysis. *Mar. Petrol. Geol.*, **75**, 252–271.
- Faÿ-Gomord, O., Descamps, F., Tshibangu, J-P., Vandycke, S., Swennen, R.** (2016b) Unraveling chalk microtextural properties from indentation tests. *Eng. Geol.*, **209**, 30–43.
- Faÿ-Gomord, O., Verbiest, V., Lasseur, E., Caline, B., Allanic, C., Descamps, F., Vandycke, S., Swennen, R.** (Soumis) An integrated geological and mechanical understanding of argillaceous chalk deposits from Cap Blanc-Nez (France) outcrop analogue. *Sed. Geol.*
- Fischer, C.** (1993) Importance des propriétés pétrophysiques et des interactions physico-chimiques dans l'hydrofugation des roches par des silicones. PhD Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg (France), 240 pp.
- Fischer, A.G., Garrison, R.E.** (1967) Carbonate lithification on the sea floor. *J. Geol.*, **75**, 488–496.
- Folk, R.L.** (1959) Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bull.*, **43**, 1–38.
- Fournier, F., Borgomano, J.** (2009) Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics*, **74**, E93–E109.
- Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., Foubert, A.** (2011) Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics*, **76**, E211–E226.
- Friedman, G.M.** (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. Sed. Res.*, **35**, 643–655.
- Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J.** (2012) Evolution of middle to Late Cretaceous oceans—A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, **40**, 107–110.
- Fröhlich, F.** (1974) Nature, importance relative et place dans la diagenèse des phases de silice présentes dans les silicifications de craies du Bassin océanique de Madagascar (Océan Indien) et du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, 498–508.
- Fröhlich, F.** (1981) Les silicates dans l'environnement pélagique de l'océan indien au Cénozoïque. Mémoires du Muséum National d'histoire naturelle. Série C, Tome XLVI.
- Fröhlich, F.** (2006) Silex et cherts : questions de genèse. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **43**, 5–22.
- Frykman, P.** (2001) Spatial variability in petrophysical properties in upper Maastrichtian chalk outcrops at Stevns Klint, Denmark. *Mar. Petrol. Geol.*, **18**, 1041–1062.
- Gale, A.S.** (1980) Penecontemporaneous folding, sedimentation and erosion in Campanian Chalk near Portsmouth, England. *Sedimentology*, **27**, 137–151.
- Gale, A.S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W.J., Young, J.R., Phansalkar, V.** (2002) Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: Evidence for Milankovitch control on sea level. *Geology*, **30**, 291–294.
- Gale, A.S., Surlyk, F., Anderskov, K.** (2013) Channelling versus inversion: origin of condensed Upper Cretaceous chalks, eastern Isle of Wight, UK. *Journal of the Geological Society*, **170**, 281–290.

- Gale, A., Anderskov, K., Surlyk, F., Whalley, J.** (2015) Slope failure of chalk channel margins: implications of an Upper Cretaceous mass transport complex, southern England. *Journal of the Geological Society*, **172**, 763–776.
- Gao Z., Hu Q.** (2013) Estimating permeability using median pore-throat radius obtained from mercury intrusion porosimetry. *Journal of Geophysics and Engineering*, **10**.
- Gaviglio, P., Chaye d'Albissin, M., Bergerat, F., Vandycke, S.** (1993) Modifications de texture dans la craie au contact de failles normales : un exemple de graben dans le bassin de Mons (Belgique). *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 565–575.
- Gaviglio, P., Adler, P., Thovert, J.-F., Vandycke, S., Bergerat, F., Bekri, S., Lestideau, R.** (1997) Grain-scale microstructures and physical properties of faulted chalk. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **168**, 727–739.
- Gaviglio, P., Bekri, S., Vandycke, S., Adler, P.M., Schroeder, C., Bergerat, F., Darquennes, A., Coulon, M.** (2009) Faulting and deformation in chalk. *J. Struct. Geol.*, **31**, 194–207.
- Gély, J.-P., Blanc, P.** (2004) Evolution diagénétique dans la craie pélagique dolomitisée du Crétacé Supérieur du Bassin de Paris (région de Provins, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 393–409.
- Gennaro, M., Wonham, J.P., Sælen, G., Walgenwitz, F., Caline, B., Faÿ-Gomord, O.** (2013) Characterization of dense zones within the Danian chalks of the Ekofisk Field, Norwegian North Sea. *Petroleum Geoscience*, **19**, 39–64.
- Gischler, E., Zingeler, D.** (2002) The origin of carbonate mud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 1054–1070.
- Goldring, R.** (1995). Organism and the substrate: response and effect. In: Bosence, D.W., Allison, P.A. (Eds.), *Marine paleoenvironmental analysis from fossils*. Special Publication, vol. 83. Geological Society, London, pp. 151–180.
- Gomez-Rivero, O.** (1976) A practical method for determining cementation exponent etc. *The Log Analyst.*, **17**, 8-24.
- Good, R., Mikhail, R.** (1981) The contact angle in mercury intrusion porosimetry. *Powder technology*, **29**, 53-62.
- Gräfe, K.-U.** (1999) Foraminiferal evidence for Cenomanian sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Boulonnais (Paris Basin, northern France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **153**, 41–70.
- Guéguen, Y., Dienes, J.** (1989) Transport properties of rocks from statics and percolation. *Math. Geol.*, **21**, 1–13.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-M., 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. *Geodin. Acta*, **13**, 189–246.
- Hairabian, A., Fournier, F., Borgomano, J., Nardon, S.** (2014) Depositional facies, pore types and elastic properties of deep-water gravity flow carbonates. *Journal of Petroleum Geology*, **37**, 231–249.

- Hammecker, C.** (1993). Importance des transferts d'eau dans la dégradation des pierres en œuvre (Doctoral dissertation).
- Han, M., Fleury, M., Levitz, P.** (2007) Effect of the Pore Structure on Resistivity Index Curves. *Proc. Society of Core Analysts*, **34**.
- Hancock, J.M.** (1975) The petrology of the chalk. *Proc. Geol. Assoc.*, **86**, 499–535.
- Hancock, J.M.** (1989) Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. *Proc. Geol. Assoc.*, **100**, 565–IN1.
- Hanot F., Obert, D.** (1992) Tectonique du Bassin parisien par les déformations du toit de la Craie. In: La tectonique du Bassin parisien; séance conjointe AGPB-SGF. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **29**, 47–55.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P.R.** (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sealevel change. In: Sea-Level Changes – An Integrated Approach (eds C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. A. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner and C. G. S.C. Kendall), 71–108. SEPM Special Publication no. 42. Tulsa: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Hardman, R.F.P.** (1982) Chalk reservoirs of the North Sea. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **30**, 119–137.
- Hart, M.B.** (1980) The recognition of Mid-Cretaceous sea level changes by means of foraminifera. *Cretaceous Res.*, **1**, 289–297.
- Hatton, I.R.** (1986) Geometry of allochthonous Chalk Group members, Central Trough, North Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, **3**, 79–98.
- Hay, W. W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A. R., Dullo, W.-C., Ronov, A. B., Balukhovskiy, A. N., Soeding, E.** (1999) Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Evolution of the Cretaceous ocean-climate system. (Eds. Barrera, E. Johnson, C. C.), Special Paper – Geological Society of America, 332 pp. 1-47.
- Heath, G.R., Moberly, R.** (1971) Cherts from the Western Pacific, Leg 7 Deep Sea Drilling Project. *Proc. ODP Initial Reports*, **A**, 991c1007.
- Hébert, E.** (1866) De la Craie dans le nord du bassin de Paris. *CR Acad. Sci. Paris*, **63**, 308–311.
- Henriksen, A., Fabricius, I.L., Borre, M., Korsbech, U., Theilgaard, A.T., Zandbergen, J.B.** (1999) Core density scanning, degree of induration and dynamic elastic moduli of Palaeogene of limestone in the Copenhagen area. *Q. J. Eng. Geol.*, **32**, 107–177.
- Herrington, P.M., Pederstad, K., Dickson, J.A.D.** (1991) Sedimentology and diagenesis of resedimented and rhythmically bedded Chalks from the Eldfisk Field, North Sea Central Graben. *AAPG Bull.*, **75**, 1661–1674.
- Hjuler, M.L., Fabricius, I.L.** (2009) Engineering properties of chalk related to diagenetic variations of Upper Cretaceous onshore and offshore chalk in the North Sea area. *J. Petrol. Sci. Eng.*, **68**, 151–170.
- Hobert, L.A., Wetzel, A.** (1989) On the relationship between silica and carbonate diagenesis in deep-sea sediments. *Geol. Rundsch.*, **78**, 765–778.

- Holai, H., Lohmann, K.C.** (1994) The role of early lithification in development of chalky porosity in calcitic micrites: Upper Cretaceous chalks, Egypt. *Sed. Geol.*, **88**, 193–200.
- Honjo, S.** (1969) Study of fined grained carbonate matrix: sedimentation and diagenesis of “micrite”. *Paleontology Society of Japan*, **14**, 67–82.
- Hovorka, S.D.** (1998) Facies and diagenesis of the Austin Chalk and controls on fracture intensity: a case study from North-Central Texas. 2.
- Humbert, L.** (1976) *Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires: Atlas photographique*. Ed. Technip, Paris.
- Ings, S.J., MacRae, R.A., Shimeld, J.W., Pe-Piper, G.** (2005) Diagenesis and porosity reduction in the late Cretaceous Wyandot Formation, offshore Nova Scotia: a comparison with Norwegian North Sea chalks. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **53**, 237–249.
- Jakobsen, F., Lindgreen, H., Springer, N.** (2000) Precipitation and flocculation of spherical nano-silica in North Sea chalk. *Clay Mineral.*, **35**, 175–184.
- Japsen, P., Dysthe, D.K., Hartz, E.H., Stipp, S.L.S., Yarushina, V.M., Jamtveit, B.** (2011) A compaction front in North Sea chalk. *J. Geophys. Res.*, **116**, 1–10.
- Jarvis, I.** (1992) Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks: the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology*, **39**, 55–97.
- Jeannette, D., Liewig, N., Mertz, J-D.** (1988) Les structures de porosité de grès hydrothermalisés. *Bull. Minér.*, **111**, 613–623.
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S., Corfield, R.M.** (1994) Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, **131**, 1–34.
- Jørgensen, N.O.** (1983) Dolomitization in chalk from the North Sea Central Graben. *J. Sed. Petrol.*, **53**, 557–564.
- Jørgensen, N.O.** (1986) Geochemistry, diagenesis and nannofacies of chalk in the North Sea Central Graben. *Sed. Geol.*, **48**, 267–294.
- Juignet, P.** (1974) La transgression Crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn. Aptien, Albien, Cénomanién de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanién. PhD Thesis, Université de Caen, France, 810 pp.
- Juignet, P., Breton, G.** (1991) Sequences eustatiques et cyclicité au Crétacé Moyen dans le Bassin Parisien. In: *Géologie Alpine*, Lyon, France, 18, 5–35.
- Juignet, P., Breton, G.** (1992) Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **91**, 197–218.
- Juignet, P., Breton, G.** (1994) Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatismes dans les craies Turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France) : expression et signification des rythmes de la craie. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **81**, 55–81.
- Juignet, P., Kennedy, W.J.** (1974) Structures sédimentaires et mode d’accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, **1**, 19–47.

- Juignet, P., Kennedy, W.J.** (1976) Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bulletin de la société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre*, **63**, 1–192.
- Juignet, P., Louail, J.** (1987) La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du massif armoricain. Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines). In: Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, **11**, 31–45. Dijon, France.
- Juignet, P., Pomerol, B.** (1975) La clinoptilolite dans le Crétacé supérieur du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **12**, 25–34.
- Kaczmarek, S.E., Fullmer, S.M., Hasiuk, F.J.** (2015) A universal classification scheme for the microcrystals that host limestone microporosity. *J. Sed. Res.*, **85**, 1197–1212.
- Kastner, M., Stonecipher, S.A.** (1978) Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans. In: Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use, 199–220. Ed. L.B. Sand & F.A. Mumpton.
- Katz, A.J., Thompson, A.H.** (1987) Prediction of rock electrical conductivity from mercury injection measurements. *J. Geophys. Res.*, **92**, 599–607.
- Kennedy, W.J.** (1987) Late Cretaceous and Early Paleocene Chalk Group sedimentation in the Greater Ekofisk area, North Sea Central Graben. *Bulletin des centres de recherche exploration-production Elf-Aquitaine*, **11**, 91–126.
- Kennedy, W.J.** (1987b) Sedimentology of Late Cretaceous-Paleocene chalk reservoirs, North Sea Central Graben. In: Brooks J. & Glennie K. (eds) Petroleum Geology of North West Europe. Graham & Trotman, London, 469–481.
- Kennedy, W.J., Gale, A.S.** (2015) Late Turonian ammonites from Haute-Normandie, France. *Acta Geol. Pol.*, **65**, 507–524.
- Kennedy, W.J., Garrison, R.E.** (1975) Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22**, 311–386.
- Kennedy, W.J., Juignet, P.** (1974) Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**, 1–42.
- Kirham, A., Bin Juma, M., McKean, T.A.M., Palmer, A.F., Smith, M.J., Thomas, A.H., Twonbley, B.N.** (1996) Fluid saturation prediction in the “transition zone” carbonate reservoir, Abu Dhabi. *GeoArabia*, **1**, 551–556
- Klinkenberg, L-J.** (1941) The permeability of porous media to liquids and gas. *Drilling and production practice, American Petroleum Institute*, 200–213.
- Knudsen, M.** (1909). Effusion and the molecular flow of gases through openings. *Ann. Phys*, **29**, 179.
- Kolodize, S.Jr.** (1980) Analysis of pore throat size and use of the Waxman-Smiths equation to determine OOIP in Spindle Field, Colorado. Paper SPE 9382 presented at the 1980 Annual Fall Technical Conference of Society of Petroleum Engineers, September, 21–24.

- Lambert, L.** (2004) Géochimie et diagenèse de calcaire microporeux de plate-forme du Moyen-Orient. Application aux réservoirs de subsurface Mishrif (Cénomane), Irak. PhD Thesis, Université de Bourgogne, Dijon, France, 320 pp.
- Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J.-P., Marnier, G.** (2006) Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing. *Mar. Petrol. Geol.*, **23**, 79–92.
- Laplace, P.S.** (1806) Theory of capillary attraction: Supplement of the 10th of « Celestial mechanics » translated by N. Bowditch (1839). Reprinted by Chelsea, New York, 1966.
- Lasemi, Z., Sandberg, P.A.** (1984) Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology*, **12**, 420–423.
- Lasseur, E.** (2007) La Craie du Bassin de Paris (Cénomane-Campanien, Crétacé Supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. PhD Thesis, Université Rennes 1, France, 435 pp.
- Lasseur, E., Guillocheau, F., Robin, C., Hanot, F., Vaslet, D., Coueffe, R., Neraudeau, D.** (2009) A relative water-depth model for the Normandy Chalk (Cenomanian–Middle Coniacian, Paris Basin, France) based on facies patterns of metre-scale cycles. *Sed. Geol.*, **213**, 1–26.
- Law, B.E., Spencer, C.W.** (1993) Gas in tight reservoirs - an emerging major source of energy. *US Geol. Surv.*, 1570.
- Léonide, P., Fournier, F., Reijmer, J.J.G., Vonhof, H., Borgomano, J., Dijk, J., Rosenthal, M., van Goethem, M., Cochard, J., Meulenaars, K.** (2014) Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (Urgonian limestone, Barremian–Aptian, SE France). *Sed. Geol.*, **306**, 1–23.
- Lind, I.L., Grøn, P.** (1996) Porosity variation in chalk. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1447–1457.
- Lindgreen, H., Jakobsen, F., Springer, N.** (2010) Nano-size quartz accumulation in reservoir chalk, Ekofisk Formation, South Arne Field, North Sea. *Clay Mineral.*, **45**, 171–182.
- Lindgreen, H., Fallick, A.E., Jakobsen, F., Springer, N.** (2012) The tight Danian Ekofisk chalk reservoir formation in the South Arne field, North Sea: mineralogy and porosity properties. *Journal of Petroleum Geology*, **35**, 291–310.
- Loi, A., Dabard, M.P.** (2002) Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments. *Sed. Geol.*, **153**, 65–84.
- Lønøy, A.** (2006) Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bull.*, **90**, 1381–1405.
- Loreau, J.-P.** (1972) Petrography of fine calcareous with Scanning Electron-Microscope - Introduction to classification of micrites. *CR Acad. Sci. Paris, Serie D*, 274, 810.
- Loreau, J.-P.** (1978) Initial calcitic mineralogy and diagenesis of marine jurassic ooids and associated sediments. In: Tenth International Congress of Sedimentology, 394–395. Friedman, Jerusalem.
- Loreau, J.-P.** (1979) Nature calcitique initiale et diagenèse des oolithes Jurassiques du Bassin de Paris. *Assoc. Sédimentol. Fr. Publ. Spéc.*, **1**, 417–429.

- Loreau, J.-P.** (1982) Sédiments aragonitiques et leur genèse. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*, **47**, 312.
- Louail, J.** (1979) Origine et signification des zéolites dans les dépôts cénomaniens de la bordure Sud-Est du Massif Armoricaïn. *Clay Clay Mineral.*, **14**, 67–85.
- Loucks, R.G., Lucia, F.J., Waite, L.E.** (2013) Origin and description of the micropore network within the Lower Cretaceous Stuart City Trend tight-gas limestone reservoir in Pawnee Field in South Texas, Gulf Coast. *Assoc. Geol. Soc. Journal*, **2**, 29–41.
- Lucia, F.J.**, (1983) Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonates rocks: A field classification of carbonate pore space. *J. Petrol. Technol.*, **216**, 221–224.
- Lucia, F.J.** (1995) Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bull.*, **79**, 1275–1300.
- Lucia, F.J.** (1999) Carbonate reservoir characterization. Berlin, Springer-Verlag, 226 pp.
- Lucia, F.J.** (2007) Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. 2nd edn. Springer Science & Business Media, Berlin, 342 pp.
- Lykke-Andersen, H., Surlyk, F.** (2004) The Cretaceous-Palaeogene boundary at Stevns Klint, Denmark: inversion tectonics or sea-floor topography? *Journal of the Geological Society*, **161**, 343–352.
- Madsen, H.B.** (2010) Silica diagenesis and its effect on porosity of upper Maastrichtian chalk—an example from the Eldfisk Field, the North Sea. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **20**, 47–50.
- Madsen, H.B., Stemmerik, L.** (2010) Diagenesis of flint and porcellanite in the Maastrichtian chalk at Stevns Klint, Denmark. *J. Sed. Res.*, **80**, 578–588.
- Madsen, H.B., Stemmerik, L., Surlyk, F.** (2010) Diagenesis of silica-rich mound-bedded chalk, the Coniacian Arnager Limestone, Denmark. *Sed. Geol.*, **223**, 51–60.
- Maliva, R.G., Dickson, J.A.D.** (1992) Microfacies and diagenetic controls of porosity in Cretaceous/Tertiary chalks, Eldfisk Field, Norwegian North Sea. *AAPG Bull.*, **76**, 1825–1838.
- Maliva, R.G., Missimer, T.M., Clayton, E.A., Dickson, J.A.D.** (2009) Diagenesis and porosity preservation in Eocene microporous limestones, South Florida, USA. *Sed. Geol.*, **217**, 85–94.
- Mallon, A.J., Swarbrick, R.E.** (2002) A compaction trend for non-reservoir North Sea Chalk. *Mar. Petrol. Geol.*, **19**, 527–539.
- Mallon, A.J., Swarbrick, R.E.** (2008) Diagenetic characteristics of low permeability, non-reservoir chalks from the Central North Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, **25**, 1097–1108.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J.** (1998) The rock physics handbook. Cambridge, Cambridge University Press, 329 pp.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J.** (2009) The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media, Cambridge, Cambridge University Press.
- McCall, P.L., Tevesz, M.J.S.** (1982) The effects of benthos on physical properties of freshwater sediments. In: McCall P.L. & Tevesz M.J.S. (eds) Animal-Sediment Relations: The Biogenic Alterrapportn of Sediments. Plenum, New-York, 105-176.

- Megawati, M., Madland, M.V., Hiorth, A.** (2015) Mechanical and physical behavior of high-porosity chalks exposed to chemical perturbation. *J. Petrol. Sci. Eng.*, **133**, 313–327.
- Melim, L.A., Anselmetti, F.S., Eberli, G.P.** (2001) The importance of pore type on permeability of Neogene carbonates, Great Bahama bank. In: *Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project*, 217–238. SEPM Spec. Publ., Ginsburg, R.N.
- Mertz, J-D.** (1991) Structures de porosité et propriétés de transport dans les grès. PhD Thesis U.L.P. Strasbourg, Sciences Géologiques, 90, 129 pp.
- Mettraux, M., Homewood, P., Schwab, A., Guillocheau, F.** (1999) Sedimentology and accommodation cycles of Paris basin Campanian chalk: The key to high-resolution stratigraphy and seismic signature. In: *Advances in carbonate sequence stratigraphy: application to reservoirs, outcrop and models (Ed S.S.f.S. Geology)*, **63**, 317–334. SEPM, Tulsa.
- Miller, K.G., Sugarman, P., Browning, J.V., Kominz, M.A., Olsson, R.K., Feigenson, M.D., Hernandez, J.C.** (2004) Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **116**, 368–393.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G. S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F.** (2005) The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310**, no. 5752, 1293–1298.
- Monicard, R.** (1975) Cours de production. Tome 1 : Caractérisation des roches réservoirs, analyse des carottes, 203pp.
- Monciardini, C.** (1978) Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le nord du Bassin de Paris. *Bulletin du B.R.G.M.*, 207–223.
- Monciardini, C.** (1989) Profil " ECORS nord de la France": corrélations biostratigraphiques entre quarante six sondages sismiques intra crétacés et implications structurales. *Géol. Fr.*, **4**, 39–48.
- Mortimore, R.N.** (2011) A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? *Proc. Geol. Assoc.*, **122**, 232–297.
- Mortimore, R.N., Fielding, P.M.** (1989) The relationship between texture, density and strength of chalk. In: *Proceedings of the International Chalk Symposium*, 47–68. Thomas Telford, London.
- Mortimore, R.N., Pomerol, B.** (1987) Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Assoc.*, **98**, 97–143.
- Mortimore, R.N., Pomerol, B.** (1991) Stratigraphy and eustatic implications of trace fossils events in the upper Cretaceous chalk of northern Europe. *Palaios*, **6**, 216–231.
- Mortimore, R.N., Pomerol, B.** (1997) Upper Cretaceous tectonic phases and end inversion in the chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Assoc.*, **108**, 231–255.
- Mortimore, R.N., Wood, C.J., Gallois, R.W.** (2001) British Upper Cretaceous stratigraphy. Geological Conservation Review Series, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 558 pp.

- Mortimore, R.N., Stone, K.J., Lawrence, J., Duperret, A.** (2004) Chalk physical properties and cliff instability. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **20**, 75–88.
- Moshier, S.O.** (1989a) Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sed. Geol.*, **63**, 217–240.
- Moshier, S.O.** (1989b) Microporosity in micritic limestones: a review. *Sed. Geol.*, **63**, 191–213.
- Mucci, A., Edenborn, H.M.** (1992) Influence of an organic-poor landslide deposit on the early diagenesis of iron and manganese in a costal marine sediment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 3909–3921.
- Nadah, J., Bignonnet, F., Davy, C.A., Skoczylas, F., Troadec, D., Bakowski, S.** (2013) Microstructure and poro-mechanical performance of Haubourdin chalk. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **58**, 149–165.
- Nathan, Y., Flexer, A.** (1977) Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy. *Sedimentology*, **24**, 845–855.
- Negra, M.H., Loreau, J.-P.** (1988) Nanostructures comparées et diagenèse polyphasée des micrites dans des “mud-mounds” à rudistes : exemple du Sénonien supérieur du Jebel et Kebar, Tunisie centrale. *Géologie Méditerranéenne*, **15**, 143–157.
- Nermoen, A., Korsnes, R.I., Hiorth, A., Madland, M.V.** (2015) Porosity and permeability development in compacting chalks during flooding of nonequilibrium brines: Insights from long-term experiment. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **120**, 2935–2960.
- Neveux, L., Grgic, D., Carpentier, C., Pironon, J., Truche, L., Girard, J.P.** (2014a) Experimental simulation of chemomechanical processes during deep burial diagenesis of carbonate rocks. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **119**, 984–1007.
- Neveux, L., Grgic, D., Carpentier, C., Pironon, J., Girard, J.P.** (2014b) Influence of hydrocarbon injection on the compaction by pressure-solution of a carbonate rock: An experimental study under triaxial stresses. *Mar. Petrol. Geol.*, **55**, 282–294.
- Nielsen, L., Boldreel, L.O., Surlyk, F.** (2004) Ground-penetrating radar imaging of carbonate mound structures and implications for interpretation of marine seismic data. *AAPG Bull.*, **88**, 1069–1082.
- Nygaard, E., Liberkind, K., Frykman, P.** (1983) Sedimentology and reservoir parameters of the Chalk Group in the Danish Central Graben. *Geol. Mijnbouw*, **62**, 177–190.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M., Gradstein, F.M.** (2016) A concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier B.V., 234 pp.
- Pacey, N.R.** (1984) Bentonites in the Chalk of central eastern England and their relation to the opening of the northeast Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 48–60.
- Parrish, J.T., Curtis, R.L.** (1982) Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **40**, 31–66.
- Pavone, D.** (1982) Pétrographie et pétrophysique d'un calcaire oolithique et d'entroquites. Thèse de Docteur-Ingénieur Univ. P.M. Curie, Paris VI et E.N.S.M. de Paris, 199 pp.
- Pellerin, F.M.** (1980) La porosimétrie au mercure appliquée à l'étude déotechnique des sols et des roches. Bull. Liaison Laboratoire des Ponts et Chaussées, 160, 35 pp.

- Perret, D., Locat, J., Leroueil, S.** (1995) Strength development with burial in fine-grained sediments from the Sageunay Fjord, Quebec. *Can. Geotech. J.*, **32**, 247–262.
- Pittman, E.D.** (1984) The pore geometry of reservoir rocks. In: « Physics and chemistry of porous media », D.L. Johnson & P.N. Sen (Eds), Schlumberger-Doll Res., Amer. Inst. Physics Conf. Proceed., 107, 1–19.
- Pittman, E.D.** (1992) Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection-capillary pressure curves for sandstone. *AAPG Bull.*, **76**, 191–198.
- Pomerol, B.** (1984) Géochimie des craies du Bassin de Paris : utilisation des éléments-traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie en et paléocéanographie. PhD Thesis, Université Pierre & Marie Curie, Paris, France, 531 pp.
- Pomerol, B., Aubry, M.-P.** (1977) Relation between Western European chalks and opening of the North Atlantic. *J. Sed. Res.*, **47**, 1027–1035.
- Price, G.D., Sellwood, B.W., Valdes, P.J.** (1995) Sedimentological evaluation of general circulation model simulations for the « greenhouse » Earth : Cretaceous and Jurassic case studies. *Sed. Geol.*, **100**, 159–180.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Réboullet, S., Grandjean, P.** (2003) Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18.
- Pucéat, E., Lecuyer, C., Reisberg, L.** (2005) Neodymium isotope evolution of NW Tethyan upper ocean waters throughout the Cretaceous. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 705–720.
- Quine, M.** (1988) Sedimentology of the Chalk of coastal Haute Normandie, France. PhD Thesis, Geology Department, Royal Holloway and Bedford New College, London, 521 pp.
- Quine, M., Bosence, D.** (1991) Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, **38**, 1113–1152.
- Rasmussen, S.L., Surlyk, F.** (2012) Facies and ichnology of an Upper Cretaceous chalk contourite drift complex, eastern Denmark, and the validity of contourite facies models. *Journal of the Geological Society*, **169**, 435–447.
- Regnet, J.B., Robion, P., David, C., Fortin, J., Brigaud, B., Yven, B.** (2015) Acoustic and reservoir properties of microporous carbonate rocks: Implication of micrite particle size and morphology: Properties of micritic carbonate rocks. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **120**, 790–811.
- Reijmer, J.J.G., Andersen, N.** (2007) Mineralogy and grain size variations along two carbonate margin-to-basin transects (Pedro bank, Northern Nicaragua Rise). *Sed. Geol.*, **198**, 1300–1313.
- Rezaee, M.R., Jafari, A., Kazemzadeh, E.** (2006) Relationships between permeability, porosity and pore throat size in carbonate rocks using regression analysis and neural networks. *Journal of Geophysics and Engineering*, **3**, 370–6.
- Rhoads, D.C., Boyer, L.F.** (1982) The effect of marine benthos on physical properties of sediments: a successional perspective. In: McCall P.L. & Tevesz M.J.S. (eds) Animal-Sediment Relations: The Biogenic Alterapportn of Sediments. Plenum, New-York, 3–52.

- Richard, J.** (2008) Mass transfers and volume changes related to pressure solution–fracturing interactions in carbonate rocks: Example of the Oligocene deformation of the Coniacian chalk from the Omev area (Paris Basin, France). *J. Struct. Geol.*, **30**, 1300–1313.
- Richard, J.** (2014) Large-scale mass transfers related to pressure solution creep-faulting interactions in mudstones: Driving processes and impact of lithification degree. *Tectonophysics*, **612–613**, 40–55.
- Richard, J., Sizun, J.P.** (2011) Pressure solution-fracturing interactions in weakly cohesive carbonate sediments and rocks: Example of the synsedimentary deformation of the Campanian chalk from the Mons Basin (Belgium). *J. Struct. Geol.*, **33**, 154–168.
- Richard, J., Coulon, M., Gaviglio, P.** (2002) Mass transfer controlled by fracturing in micritic carbonate rocks. *Tectonophysics*, **350**, 17–33.
- Richard, J., Sizun, J.-P., Machhour, L.** (2005) Environmental and diagenetic records from a new reference section for the Boreal realm: The Campanian chalk of the Mons basin (Belgium). *Sed. Geol.*, **178**, 99–111.
- Richard, J., Sizun, J.P., Machhour, L.** (2007) Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs: The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France). *Sed. Geol.*, **198**, 195–207.
- Richardson, M.D., Briggs, K.B., Young, D.K.** (1985) Effects of biological activity by abyssal benthic macroinvertebrates on a sedimentary structure in the Venezuelan Basin. *Mar. Geol.*, **68**, 243–267.
- Riepe, L., Sachs, W., Schopper, J.R.** (1983) Pressure effect on permeability. Trans. 8th European Format. Evaluat. Symp. Of SPWLA, London, paper B, 1–24.
- Robaszynski, F., Amédro, F.** (1986) The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Assoc.*, **97**, 171–208.
- Robaszynski, F., Amédro, F.** (1993) Les falaises crétacées du Boulonnais. La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **2**, 31–44.
- Robaszynski, F., Gale, A., Juignet, P., Amédro, F., Hardenbol, J.** (1998) Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous series of the Anglo-Paris Basin: exemplified by the Cenomanian stage. *SEPM Spec. Publ.*, **60**.
- Roduit, N.** (2007). JMicroVision: un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent (Doctoral dissertation, University of Geneva).
- Røgen, B., Fabricius, I.L.** (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North Sea. *Petroleum Geoscience*, **8**, 287–293.
- Røgen, B., Gommessen, L., Fabricius, I.L.** (2001) Grain-size distributions of chalk from image analysis of electron micrographs. *Comput. Geosci.*, **27**, 1071–1080.
- Røgen, B., Fabricius, I.L., Japsen, P., Høier, C., Mavko, G., Pedersen, J.M.** (2005) Ultrasonic velocities of North Sea chalk samples: influence of porosity, fluid content and texture. *Geophys. Prospect.*, **53**, 481–496.

- Ronchi, P., Ortenzi, A., Borromeo, O., Claps, M., Zempolich, W.G.** (2010) Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Viséan–Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). *AAPG Bull.*, **94**, 1313–1348.
- Rousset Tournier, B.** (2001) Transferts par capillarité et évaporation dans des roches : Rôles des structures de porosité. PhD Thesis ULP, Strasbourg, 204 pp., 4 annexes
- Sahagian, D., Pinous, O., Olfieriev, A., Zakharov, V.** (1996). Eustatic Curve for the Middle Jurassic–Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution. *AAPG Bull.*, **80**, 1433–1458.
- Saïag, J., Brigaud, B., Portier, É., Desaubliaux, G., Bucherie, A., Miska, S., Pagel, M.** (2016) Sedimentological control on the diagenesis and reservoir quality of tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation (Permian, Bonaparte Basin, Australia). *Mar. Petrol. Geol.*, **77**, 597–624.
- Schatzinger, R.A., Feazel, C.T., Henry, W.E.** (1985) Evidence of re-sedimentation in chalk from the Central Graben, North Sea. In: Crevello P.D. & Harris P.M. (eds) Deep-water carbonates. *Society of Economic Petrologists and Mineralogists, Core workshop*, **6**, 342–385.
- Schmidt, V., MacDonald, D.A.** (1979) Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. *Soc. Econ. Miner. Paleont. Spec. Publ.*, **26**, 209–225.
- Scholle, P.A.** (1974) Diagenesis of Upper Cretaceous chalks from England, Northern Ireland, and the North Sea. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **1**, 177–210.
- Scholle, P.A.** (1977) Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? *AAPG Bull.*, **61**, 982–1009.
- Scholle, P.A., Albrechtsen, T., Tirsgaard, H.** (1998) Formation and diagenesis of bedding cycles in uppermost Cretaceous chalks of the Dan Field, Danish North Sea. *Sedimentology*, **45**, 223–243.
- Schroeder, C.** (2002) Du coccolithe au réservoir pétrolier : approche phénoménologique du comportement mécanique de la craie en vue de sa modélisation à différentes échelles. PhD Thesis, Faculté des Sciences Appliquées, Université de Liège, Belgium, 173 pp.
- Scotese, C.R., Summerhayes, C.P.** (1986) Computer model of paleoclimate predicts coastal upwelling in the Mesozoic and Cenozoic. *Geobyte*, **1**, 28–42.
- Sikora, P.J., Bergen, J.A., Farmer, C.L.** (1999) Chalk palaeoenvironments and depositional model, Valhall-Hod fields, southern Norwegian North Sea. In: Biostratigraphy in production and development geology (Eds Jones R.W. and Simmons M.D.), *Geological Society Special Publications*, **152**, 113–137.
- Sizun, J-P.** (1995) Modifications des structures de porosité de grés lors de transformations pétrographiques dans la diagenèse et l'hydrothermalisme : application du Trias de la marge ardechoise et du fossé rhénan. PhD Thesis, Université Louis Pasteur (Strasbourg, France), 295pp.
- Sorgi, C., De Gennaro, V.** (2007) Analyse microstructurale au MEB environnemental d'une craie soumise à chargement hydrique et mécanique. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**, 468–481.

- Stanley, S.M., Ries, J.B., Hardie, L.A.** (2005) Seawater chemistry, coccolithophore population growth, and the origin of Cretaceous chalk. *Geology*, **33**, 593–596.
- Steinberg, M., Holtzapffel, T., Rautureau, M.** (1987) Characterization of overgrowth structures formed around individual clay particles during early diagenesis. *Clay Clay Mineral.*, **35**, 189–195.
- Steinen, R.P.** (1978) On the diagenesis of lime mud: Scanning Electron Microscope observations of subsurface material from Barbados. *J. Sed. Petrol.*, **48**, 1139–1148.
- Strand, S., Hjuler, M.L., Torsvik, R., Pedersen, J.I., Madland, M.V., Austad, T.** (2007) Wettability of chalk: impact of silica, clay content and mechanical properties. *Petroleum Geoscience*, **13**, 69–80.
- Surlyk, F.** (1997) A cool water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late cretaceous-Danian of the Danish Basin. In: Cool-Water Carbonates. (Ed C.J.A.D. James N.P., Tulsa, Oklahoma), *SEPM Special Publication*, **55**, 293–308.
- Surlyk, F., Lykke-Andersen, H.** (2007) Contourite drifts, moats and channels in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin. *Sedimentology*, **54**, 405–422.
- Surlyk, F., Dons, T., Clauss, C.K., Higham, J.** (2001) Petroleum geology of the central and northern north Sea upper cretaceous. In: The millenium Atlas (Ed T.g.s.o.l.n.p.s.g.s.o.d.a. greenland.), 213–235.
- Surlyk, F., Jensen, S.K., Engkilde, M.** (2008) Deep channels in the Cenomanian–Danian Chalk Group of the German North Sea sector: Evidence of strong constructional and erosional bottom currents and effect on reservoir quality distribution. *AAPG Bull.*, **92**, 1565–1586.
- Thiry, M., Jacquin, T.** (1993) Clay mineral distribution related to rift activity, sea-level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic Ocean. *Clay Mineral.*, **28**, 61–84.
- Tiab, D., Donaldson, E.C.** (2004) Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. 2nd Ed, Elsevier.
- Tucker, M.E., Wright, V.P.** (1990) Carbonate Sedimentology. (Eds. John Wiley & Sons). Blackwell Scientific Publications, 482 pp.
- Van, Brakel J., Modry, S., Svatá, M.** (1981) Mercury porosimetry: state of the art. *Powder Technol.*, **29**, 1–12.
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B.** (2011) NMR relaxation of neritic carbonates: An integrated petrophysical and petrographical approach. *Journal of Applied Geophysics*, **74**, 38–58.
- Voigt, S., Gale, A.S., Voigt, T.** (2006) Sea –level-change, carbon cycling and paleoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe ; an integrated palaeoenvironmental analysis. *Cretaceous research*, **27**, 836–858.
- Volery, C., Davaud, E., Foubert, A., Caline, B.** (2010a) Lacustrine microporous micrites of the Madrid Basin (Late Miocene, Spain) as analogues for shallow-marine carbonates of the Mishrif reservoir Formation (Cenomanian to Early Turonian, Middle East). *Facies*, **56**, 385–397.

- Volery, C., Davaud, E., Durllet, C., Clavel, B., Charollais, J., Caline, B.** (2010b) Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sediment. Geol.*, **230**, 21–34.
- Volery, C., Suvorova, E., Buffat, P., Davaud, E., Caline, B.** (2011) TEM study of Mg distribution in micrite crystals from the Mishrif reservoir Formation (Middle East, Cenomanian to Early Turonian). *Facies*, **57**, 605–612.
- Walsh, J.B., Brace, W.F.** (1984) The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **89**, 9425–9431.
- Wang, N., Durkan, C.** (2015) Nanometer-scale investigations into oil-rich Chalk Formations. *Energy & Fuels*, **29**, 6896–6902.
- Washburn, E.** (1921) The dynamics of capillary flow. *Physical review*, **17**, 273.
- Webb, A.** (2001) An introduction to the physical characterization of materials by Mercury Intrusion Porosimetry with emphasis on reduction and presentation of experimental data. Micromeritics Instrument Corp., Norcross, Georgia.
- Wendler, J., Gräfe, K.-U., Willems, H.** (2002) Reconstruction of mid-Cenomanian orbitally forced palaeoenvironmental changes based on calcareous dinoflagellate cysts. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **179**, 19–41.
- Wennberg, O.P., Casini, G., Jahanpanah, A., Laponi, F., Ineson, J., Wall, B.G., Gillespie, P.** (2013) Deformation bands in chalk, examples from the Shetland Group of the Oseberg Field, North Sea, Norway. *J. Struct. Geol.*, **56**, 103–117.
- Williams, L.A., Crerar, D.A.** (1985) Silica diagenesis, II. General mechanisms. *J. Sed. Res.*, **55**, 312–321.
- Winsauer, W.O., Shearing, H.M.Jr., Masson, P.H., Williams, M.** (1952) Resistivity of brine saturated sands in relation to pore geometry. *AAPG Bull.*, **36**, 253–277.
- Wise, S.W.Jr., Kelts, K.R.** (1972) Inferred diagenetic history of a weakly silicified deep sea chalk. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 22nd Annual Convention, 177–203.
- Wright, V.P., Zarza, A.M.A., Sanz, M.E., Calvo, J.P.** (1997) Diagenesis of late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid basin, Spain. *Sed. Geol.*, **114**, 81–95.
- Wyllie, M.R.J., Gardner, G.H.F.** (1958) The generalized Kozeny-Carman equation, its application to problems of multi-phase flow in porous media. *World Oil*, **146**, 210–228.
- Young, T.** (1855) Miscellaneous Works. G. Peacock (Ed.), 1, J. Murray, London, 418pp.
- Zijlstra, H.** (1995) The sedimentology of chalk. 54 Springer, Berlin.
- Zinsner, B., Meynot C.** (1982) Visualisation des propriétés capillaires des roches réservoirs. *Oil & Gas Sc. And Tech. Rev. IFP.*, **37**, 337–361.
- Zinsner, B., Pellerin, F.M.** (2007) A geoscientist's guide to petrophysics. IFP Publications, Editions Technip.

Zuddas, P., Mucci, A. (1994) Kinetics of calcite precipitation from seawater: I. A classical chemical kinetics description for strong electrolyte solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4353–4362.

www.webmineral.com ; consulté le 20 aout 2016.



Etretat, Normandie, France.

© Maël ALLAIN

Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques d'un réservoir carbonaté microporeux. Le cas de la Craie (Crétacé supérieur, Bassin de Paris)

La craie est définie comme étant une roche carbonatée microporeuse. Cette formation est largement exploitée en Mer du Nord pour ses hydrocarbures et constitue un aquifère dans le Bassin de Paris. Les propriétés réservoirs de la Craie (propriétés matricielles) varient considérablement comme Alam et al. (2011) le soulignent pour les craies de surface et de subsurface de Mer du Nord, avec des porosités de 4 à 52 %, des perméabilités de 0,01 à 100 mD et des vitesses des ondes P sur roche saturée de 2,4 à 4,4 km.s⁻¹.

Dans le secteur d'étude (Normandie, France), pris comme analogue de terrain, 114 échantillons (Cénomaniens- Santonien) ont été prélevés dans le but d'illustrer l'hétérogénéité sédimentaire et pétrophysique de la Craie. Comme en Mer du Nord, les échantillons présentent une grande variabilité des propriétés pétrophysiques : porosités (ϕ) de 6,1 à 46,5 %, perméabilités matricielles (K) très faibles (0,002 mD) jusqu'à des perméabilités atypiques et très fortes (470 mD, en l'absence de fractures) et des vitesses des ondes P sur échantillon saturé s'étalant selon une gamme très étendue (1,8 à 5,5 km.s⁻¹). Cependant, l'origine de ces hétérogénéités est encore mal comprise. L'objectif de cette étude est donc de comprendre l'influence respective des facteurs contrôlant les propriétés pétrophysiques afin d'optimiser la modélisation de ce type de réservoir.

Trois modèles sédimentaires ont ici été définis avec :

- (1) un modèle de rampes, subdivisé en modèle de rampe argileuse avec des porosités de 34,4 à 46,5 % et des valeurs de perméabilité de 0,02 à 3 mD, et en modèle de rampe carbonatée (mudstone à grainstone) avec des porosités de 26,1 à 46,5 % et des valeurs de perméabilité de 0,04 à 6 mD,
- (2) un modèle de contourite (mudstone à grainstone et micro-packstone) avec des porosités de 8,3 à 45,5 % et des valeurs de perméabilité de 0,05 à 477 mD,
- (3) un modèle de surface de hiatus (*Softground* à *Hardground*) avec des porosités de 6 à 36,9 % et des valeurs de perméabilité de 0,002 à 36 mD.

Une classification des microtextures, basée sur l'observation au MEB de quatre critères (contenu minéralogique, fraction biogénique, fraction micritique et fraction de ciment), est proposée. À partir de ces critères, deux groupes majeurs ont été définis avec les *Pure chalk microtextures* et *Impure chalk microtextures*. Le groupe des *Pure chalk microtextures* reflète l'intensité des modifications subies par la craie lors de la diagenèse (taux de diagenèse qu'elle soit précoce ou tardive). Une augmentation du taux de diagenèse induit une diminution de la porosité et une augmentation des vitesses de propagation des ondes acoustiques P. En effet, les transformations qui s'opèrent au cours de la diagenèse, d'une part, réduisent la taille des espaces intergranulaires et donc font diminuer la porosité, et d'autre part, renforcent les contacts entre grains, favorisant ainsi la propagation des ondes acoustiques. Pour le groupe des *Impure chalk microtextures*, la présence de particules insolubles dans la matrice n'affecte pas la porosité, mais diminue la perméabilité du fait de la réduction des tailles d'accès aux pores.

Par conséquent, l'héritage sédimentaire et les transformations diagénétiques, qui affectent à différents degrés les faciès sédimentaires primaires, déterminent les propriétés réservoirs et sont donc la cause de la grande variabilité de ces dernières. De plus, la répartition spatiale de ces microtextures, dépendante des conditions de dépôt (e.g. climat, distance des côtes), et des modifications diagénétiques (précoces ou tardives), n'est pas aléatoire. À partir de l'extrapolation combinée des faciès et de l'empreinte diagénétique, il serait ainsi possible de visualiser la distribution des propriétés pétrophysiques sur les falaises, et donc de visualiser l'architecture des réservoirs dans la Craie.

Mots clés : Craie, sédimentologie, microtexture, diagenèse, pétrophysique.

Characterisation of sedimentary and petrophysical heterogeneities of a microporous reservoir: the case of Chalk (Upper Cretaceous, Paris Basin, France)

Chalk is defined as a microporous reservoir rock. This formation is a prolific hydrocarbon-bearing reservoir in the North Sea and is one of the main aquifers in the Paris Basin. The heterogeneity of chalk in terms of petrophysical properties (both surface and subsurface) is illustrated by porosity ranging from 4 to 52 %, permeability from 0.01 to 100 mD, and P-wave velocity on water-saturated samples from 2.4 to 4.4 km.s⁻¹ (Alam et al., 2011).

In the study area (Normandie, France), taken as an outcrop analogue, 114 samples were collected (Cenomanian – Santonian). As in the North Sea fields, these samples show great petrophysical heterogeneity: total porosity (ϕ) from 6.1 to 46.5 %, very low permeability (K; 0.002 mD) to atypical high permeability (477 mD; without fractures), and P-wave velocity on water-saturated samples ranging from 1.8 to 5.5 km.s⁻¹. However, the origin(s) of this large variation in petrophysical parameters is poorly understood. Three sedimentary models are defined here for the chalk:

- (1) Ramp models, subdivided into argillaceous ramp model, with porosity from 34.4 to 46.5%, and permeability from 0.02 to 3 mD, and carbonate ramp model (mudstone to packstone), with porosity from 26.1 to 46.5%, and permeability from 0.04 to 6 mD,
- (2) Contourite model (mudstone to grainstone and micro-packstone), with porosity from 8.3 to 45.5%, and permeability from 0.05 to 477 mD,
- (3) *Softground* to *Hardground* model, with porosity from 6 to 36.9%, and permeability from 0.002 to 36 mD.

Each model has specific distribution in the porosity-permeability plot.

A microtexture classification of the chalk is proposed, based on SEM observation of four groups of criteria (mineralogical content, biogenic fraction, micritic fraction and cement fraction). From these criteria, two major groups are defined: Pure chalk microtexture and Impure chalk microtexture. The Pure chalk microtexture group reflects the intensity of chalk modification during diagenesis (rate of diagenesis, whether early stage or not). An increase in the diagenetic rate induces a decrease in porosity and an increase in P-wave velocity. Diagenetic transformation induces a decrease in pore-space size, with better grain contact, explaining the decrease in porosity and the improved propagation of acoustic P-wave velocity. For Impure chalk microtexture group, the presence of insoluble particles in the matrix does not affect porosity but decreases permeability, due to the reduction of pore-throat size.

The complex relationships between depositional inheritance and diagenetic transformation lead to variability in chalk petrophysical parameters. Spatio-temporal distribution of depositional facies and associated diagenetic transformation is not random; it depends on sedimentological condition (e.g. climate and distance to shore) and imprint of diagenetic processes (early or late stage). By extrapolating from the combined data on facies and diagenesis, the petrophysical properties of the entire cliff section can be characterised, and used to describe the reservoir architecture of the Chalk.

Keywords: Chalk, sedimentology, microtexture, diagenesis, petrophysics.