HAL
archives-ouvertes.fr

Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris

Benjamin Brigaud

▶ **To cite this version:**

Benjamin Brigaud. Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris. Géochimie. Université de Bourgogne, 2009. Français.

HAL Id: tel-00503241

https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00503241

Submitted on 18 Jul 2010

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.

Collection Les Rapports

Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur en Sciences de la Terre

par **Benjamin BRIGAUD**

Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris

Soutenue le 7 décembre 2009
devant le jury composé de :

Membres du jury :

Directeur de thèse :
J-F. Deconinck
Université de Bourgogne

Co-Directeur de thèse :
C. Durlet
Université de Bourgogne

Rapporteurs :
M. Pagel
Université Paris-Sud 11

J. Pironon
Nancy-Université

Examinateurs :
F. Boulvain
Université de Liège

C. Rigollet
BRGM

A. Trouiller
Andra

B. Vincent
Cambridge Carbonates

BIOGÉOSCIENCES

Positionnement de la thèse dans le programme scientifique de l'Andra et apports des travaux de recherche

Alain Trouiller

Sur le site de Meuse / Haute - Marne, la formation calcaire du Dogger située sous les argilites du Callovo-Oxfordien est globalement peu perméable, à l'inverse de ce qui est connu au centre du bassin de Paris. Prédire, et donc comprendre, la distribution spatiale du couple porosité-perméabilité dans le Dogger lorrain était un enjeu important pour l'Andra, afin d'établir le modèle des écoulements hydrogéologiques sous la formation hôte potentielle.

Quand Benjamin Brigaud a commencé ses recherches, l'origine de la faible perméabilité était attribuée à un colmatage de la porosité originelle des dépôts marins néritiques. Différencier la part de l'héritage sédimentaire de l'histoire diagénétique constituait donc un des objectifs scientifiques majeurs de cette thèse, avec, pour but final, de comprendre les caractéristiques pétrophysiques des carbonates et si possible en dresser l'extension.

Si le Dogger a été très étudié en Bourgogne, les connaissances sédimentologiques, diagénétiques et tectoniques acquises en Lorraine étaient souvent disparates : elles provenaient de travaux universitaires anciens et de quelques prospections pétrolières. Or, la diversité des faciès carbonatés et marneux constitue une des caractéristiques des différents membres de cette formation.

Benjamin Brigaud a donc entrepris, pour commencer, une étude de la sédimentation avec des levés détaillés sur de nombreux affleurements et en forages. La reconstitution des successions de faciès selon un couloir nord- est - sud-ouest (coupes et cartes) est une avancée majeure de ce point de vue par la précision de la position des corps sédimemaires dans l'espace et le temps, en fonction des principales surfaces séquentielles. A l'appui des reconstitutions de dépôts, Benjamin Brigaud a intégré les évolutions de températures des eaux marines à partir des variations de $\delta^{18}O$ sur de nombreuses coquilles de bivalves et des bélemnites. Le climat chaud et humide de la région à cette période est confirmé, avec un refroidissement à partir du Callovien inférieur.

L'analyse de la diagenèse s'appuie, d'une part, sur une observation fine des successions des phases de cristallisation de carbonates (calcite et dolomite), voire de fluorine, et, d'autre part, sur des analyses isotopiques à la microsonde ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) des ciments et une géochimie du strontium ($^{87}Sr/\ ^{86}Sr$). La succession des périodes de cristallisation mise en relation avec les grands événements géologiques du bassin de Paris (discontinuités cimmérienne et aptienne tardive, tectonique cénozoïque) permet de comprendre l'enchaînement des phénomènes qui, tous, vont dans le sens d'une diminution de la porosité. Les faibles porosités mesurées sont acquises, pour l'essentiel, dès le Crétacé inférieur, les circulations de fluides en liaison avec les mouvements de failles cénozoïques finissant de colmater, en grande partie, la porosité résiduelle.

Enfin, Benjamin Brigaud étudie la relation qui existe, au sein des niveaux, entre la diagenèse et le couple porosité / perméabilité. Puis, en s'appuyant sur l'interprétation géologique et les propriétés pétrophysiques obtenues par sismique réflexion, il cherche à dresser une cartographie des zones susceptibles d'être plus ou moins riches en niveaux poreux de faible extension. Le faciès sédimentaire d'origine et les émersions temporaires intra-formations joue un rôle important dans cette répartition.

L'ensemble de ces résultats a fait l'objet du dépôt de trois publications de rang A, dont deux étaient acceptées au moment de la soutenance.

Ce travail multidisciplinaire apporte à l'Andra de nombreuses informations sur les caractéristiques pétrophysiques du Dogger et leur origine. Il comble ainsi partiellement le déficit de données qui existaient par rapport à l'Oxfordien calcaire.

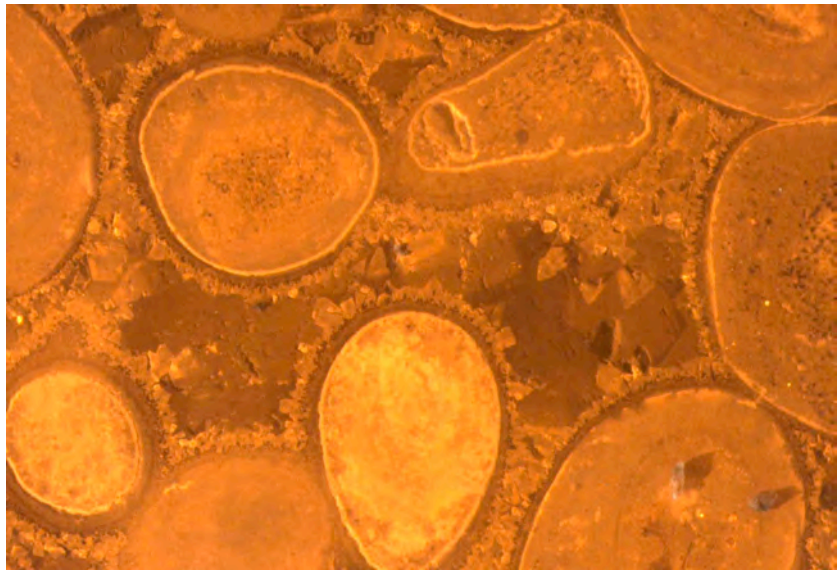
Si les résultats ne peuvent pas localiser l'extension des venues d'eau, elles permettent cependant de positionner stratigraphiquement et latéralement les zones à plus forte probabilité de circulation d'eau au sein de la formation, notamment dans sa partie supérieure bathonienne, juste sous le Callovo-Oxfordien.

Ce type de données est un guide utile pour l'établissement du modèle hydrogéologique local et, de ce fait, pour les calculs de sûreté liés au stockage de déchets HA-MAVL.

UNIVERSITE DE BOURGOGNE – DIJON
Ecole doctorale E2S
Andra

Thèse
présentée par
Benjamin Brigaud
pour l'obtention du Doctorat en Sciences de la Terre

Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris



Soutenue le 7 décembre 2009, devant le jury composé de :

Maurice Pagel	**Université Paris-Sud 11**	**Rapporteur**
Jacques Pironon	**Nancy-Université**	**Rapporteur**
Frédéric Boulvain	**Université de Liège**	**Examinateur**
Christophe Rigollet	**BRGM**	**Examinateur**
Alain Trouiller	**Andra**	**Examinateur**
Benoît Vincent	**Cambridge Carbonates**	**Examinateur**
Jean-François Deconinck	**Université de Bourgogne**	**Directeur de thèse**
Christophe Durlet	**Université de Bourgogne**	**Co-directeur**

Laboratoire d'accueil : BIOGÉOSCIENCES

UMR-CNRS 5561 Biogéosciences – Université de Bourgogne – 6 bd Gabriel – 21000 Dijon

Avant Propos

Je profite de ces derniers moments de rédaction, que j'attendais avec beaucoup d'impatience, pour remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à ma formation géologique.
Tout d'abord je tiens à remercier Christophe Durlet et Jean-François Deconinck pour m'avoir confié et donné la possibilité de défendre cette thèse :
En tout premier lieu, je remercie très vivement **Christophe Durlet** qui m'a suivi durant ces 3 années de dur labeur. Haut-Marnais d'origine, c'est en toute logique qu'il s'est montré très exigeant sur le contenu scientifique, dans cette région où les affleurements se cachent en pleine forêt... Son esprit à la '*contradiction'* m'a forcé à une remise en question régulière, et à roder mes interprétations, sans cesse remises en cause lors de grandes discussions scientifiques ! Finalement, ces discussions, m'amenant parfois à la limite de la rupture, m'ont été très bénéfiques. Je le remercie également de m'avoir emmené découvrir les environnements carbonatés actuels à Cuba. Les plongées avec masque et tuba sur les bioconstructions coralliennes, dans la mangrove, dans les lagons, sur les *shoals* oolitiques, sur les mégarides oolitiques, pour rejoindre le bar au milieu de la piscine, mettent un point d'honneur à ces huit années de formation universitaire sur les carbonates anciens. Enfin, je le remercie encore d'avoir humanisé ma période de thèse par les nombreuses sorties qu'il organisait les W-E (ski, via ferrata, plongées dans les lacs jurassiens…), et soirées passées chez lui (avec dégustations de vins de Haute-Marne, Jura et goutte).

Je tiens également à remercier **Jean-François Deconinck**, pour ses compétences variées, pour ses diverses relectures des manuscrits, et pour sa façon de nous motiver pour mettre en valeurs nos travaux dans des revues scientifiques.

Christophe et Jean-François, je vous remercie pour l'autonomie et la liberté que vous m'avez laissées pendant ces 3 ans, comme pour faire une étude acoustique de mes échantillons.

J'adresse également mes remerciements aux membres extérieurs du Jury, qui ont accepté de juger et rapporter ce travail : **Maurice Pagel, Jacques Pironon, Frédéric Boulvain et Christophe Rigollet.**

Que **Benoît Vincent** trouve ici toute la gratitude que je lui porte, notamment pour m'avoir suivi de près depuis mon Master2. Après m'avoir formé un an sur l'Oxfordien-Kimméridgien, en 2006, nos discussions pendant ma thèse m'ont souvent permis d'y voir plus clair.

J'adresse à **Alain Trouiller** toute ma reconnaissance pour avoir suivi très régulièrement ma thèse. Son suivi au travers notamment de 5 réunions d'avancement de thèse officielles avec des personnes extérieures et des ingénieurs de l'Andra m'ont permis de mieux comprendre les attentes et les enjeux sociétaux de cette thèse…

Au petit jeu de cache-cache entre les affleurements de Haute-Marne/Vosges et moi, **Jacques Thierry** s'est avéré être un partenaire de haut-niveau. La base de données qu'il a accumulé en 40 ans de carrière, détaillant un grand nombre d''affleurements' (localisation précise, description, biostratigraphie) a été indispensable et d'une grande importance sur les résultats finaux présentés dans ce manuscrit (notamment sédimentologiques). *Il ne faudrait pas qu'on soit à l'aube d'une crise (extinction ?) de biostratigraphaphes*… Je remercie très chaleureusement Jacques pour m'avoir formé presque en continu depuis 8 ans, depuis mon

premier cours de Géologie (G1) dans l'Amphithéâtre Pasteur en septembre 2001… jusqu'à la relecture finale des articles.
Je n'oublie pas **Emmanuelle Pucéat** et **Pierre Pellenard**, qui m'ont initié à la conception et rédaction d'article scientifique en Anglais, avec un travail sédimentologique et géochimique (déjà sur la Haute-Marne et la Meuse !) lors de mon Master 2.

Georges Gand, le spécialiste des empreintes fossiles de reptiles, tient une place particulière dans ma formation. Lors de mon stage de Master1, il m'a communiqué sa passion pour la sédimentologie, avec sa conception naturaliste propre au géologue, en m'initiant aux levées de coupes dans les formations continentales détritiques du Carbonifère du Creusot.
Je ne connais pas que les carbonates… et **Jacques Bonvalot** y est pour beaucoup. En plus de son co-encadrement en Master1 (oui, oui, j'ai aussi récupéré et étudié des minéraux lourds du Carbonifère du Creusot), j'ai pu apprendre à reconnaître, le leucogranite de la Pierre-qui-vire…
Merci également aux Enseignants-Chercheurs et personnels de l'UMR Biogéosciences pour les diverses discussions et aides administratives (**Annie Marchand, Michel Guiraud, Emmanuelle Vennin, Laurent Riquier, Thomas Saucède, Nathalie Guichard, Jean Lévèque, Olivier Matthieu, Jean-François Buoncristiani, Alain Festeau, Pascal Taubaty**…).
Merci aussi aux personnes de l'Andra m'ayant toujours bien accueilli soit à Bure ou à Châtenay-Malabry (**Agnès Vinsot, Daniel Guillemot, Hervé Rebours, Béatrice Yvens, Georges Vigneron, Jacques Delay**, …), et merci à **Claude Aurière** pour m'avoir mis dans des conditions de travail optimales à la carothèque (notamment pour m'avoir fabriqué et installé un 'coin *plugage'* dans la carothèque à Bure).
Philippe Blanc, le *boss* de Lithologie Bourgogne, merci pour avoir passer du temps avec moi à décrire EST433. Gérant l'échantillonnage sur la plate-forme de forage, il a pu m'informer en temps réel et j'ai pu être ainsi aux premières loges pour décrire le sommet du Dogger dans ce forage. Merci aussi pour les comptages de point sur lames minces…
Je remercie **Guillaume Dera**, pour les 3 ans passés à récolter des données géochimiques du Jurassique et constituer ainsi une énorme data base, nous permettant de mieux comprendre le rôle des climats jurassiques sur les systèmes sédimentaires. Je remercie également **Rémi Laffont** pour sa grande disponibilité et son maniement de Matlab, **Fabrice Monna** pour ses discussions en ce qui concerne le traitement statistique des données géochimiques.
Je tiens à remercier **Aurélien Pierre** et **Jeroen Kenter** qui m'ont emmené deux semaines, travailler sur le plus bel affleurement de rampe Jurassique au monde (i.e. Amellago, Haut-Atlas, Maroc).
Merci aussi à mes deux collègues de thèse et compagnon de bureau, **Guillaume Dera** (le paléoclimatologue du Pays-Haut, qui étudie le refroidissement, depuis le Lias, de sa région…) et **Raphaël Bourillot** (le carbonatiste de la Capitale du Morvan, bizarre pour un gars qui habite sur du granite), qui ont rendu les journées de travail agréables, celles-ci se finissant souvent autour d'un verre…**Stéphane Cornet**, merci pour ta bonne humeur matinale.
Je n'oublie pas mes ex-collègues, maintenant en thèse dans diverses universités **: Steph spiderman** (le reptilien), **Laure** (arrête de faire semblant d'avoir pris l'accent Suisse), **Anne-Lise**, **Frans…**
Merci aussi au **Fred de Nancy**, géologue expatrié à Lincoln, UK, pour les différentes escapades nocturnes…
Que mes collègues de thèse, par ordre non représentatif : **Olivier, Mathieu**, **Seb, Aurélie, Benji, Soumia, Nath, Sylvain C., coco, Paco, tdb, Sylvain G., Anthony, Julie C., Christophe, Mike**, … trouvent une place ici.

Une pensée très amicale aux M2 2008/09, et notamment **Emmanuel Jobard** et **Audrey Guillemenet**, qui ont travaillé avec brio sur le Dogger de Meuse/Haute-Marne.
Je pense également à mes amis de longue date qui me posent souvent la question « *alors tu cherches quoi ? et t'as trouvé quoi* ?» : **piar** le maçon**, Matthieu** maçon aussi**, Mumuch,** qui essaie d'accélérer des particules, et photographe**, JB** l'ingénieur qui n'arrête pas de planter des sapins dans le Morvan**, Seb** le spécialiste du BTP**, Nico** le compagnon du devoir**, David** le prof de sport**, Totoph** le cuistot**, Jess** l'éducatrice**, minmin** le vendeur d'oxygène**, Gad** le prof de méca**, Ben** de Saulieu et ingénieur BTP**, Nico B** qui construit des LGV**, mamass** l'instit…

Enfin, je n'oublie pas ma **famille**, **tantes**, **oncles**, **cousins**, **cousines**… et mes **parents** pour leurs encouragements tout au long de ces dernières années, et mon frère **Thomas** pour son soutien. Si je suis en train d'écrire ces quelques lignes, **Elodie** y est pour beaucoup, merci pour sa grande patience et sa détermination à toute épreuve, me donnant beaucoup de motivation. Je te souhaite beaucoup de courage pour la thèse que tu démarres… sur les plantes vivantes (non fossilisées)!

«…*Hommage à l'art tectonique*
Un techno-picnic sur la terre éventrée… »
Bertrand. C. (2001)
Extrait du titre '*Le grand incendie*'

« *Des idées, tout le monde en a. Souvent les mêmes. Ce qu'il faut, c'est savoir s'en servir* »
Michel C. (Coluche).
Extrait de '*L'horreur est humaine*'

SOMMAIRE GENERAL

Introduction …… 1

Chapitre I. Contexte Stratigraphique, Structural et Paléogéographique …… 7
1. Cadres géographique et géologique du secteur d'étude…… 11
2. Organisation stratigraphique des formations du Dogger de l'Est du Bassin de Paris…. 13
3. Cadre structural …….. 26
4. Cadre paléogéographique …….. 33
5. Matériel et Méthodes …… 37

Chapitre II. Dynamique sédimentaire des formations carbonatées du Dogger…….. 43
1. Hétérogénéités sédimentologiques du Dogger calcaire de l'Est de la France contrôle environnemental et eustatique…… 48
2. Description sédimentologique et interprétation séquentielle des forages …….. 74
3. Evolution latérale des Séquences de dépôts…… 92
4. Une influence structurale sur la distribution des corps sédimentaires du Bajocien inférieur ? Exemple de la carrière de Rouvre-la-Chétive……. 118

Chapitre III. Cimentation des calcaires du Dogger de l'Est du Bassin de Paris …… 127
1. Origine et *timing* des cimentations ……. 131
2. Description pétrographique des phases de cimentation ……..153
3. Analyses isotopiques (δ18O) réalisées à la microsonde ionique (IMS 1270) …… 167
4. Les cimentations précoces vadoses : fluides marins, mixtes ou météoriques ? ……. 172
5. Synthèse des caractéristiques des ciments …….. 177
6. Source des carbonates, cimentations et porosités …….. 180

Chapitre IV. Propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris…… 187
1. Porosités – perméabilités du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris……. 193
2. Types de porosité (taille), rayons seuils de pores et terminologie des types de pore…. 208
3. Propriétés acoustiques du Dogger de l'Est du Bassin de Paris……... 234
4. Acoustique et reconnaissance des niveaux poreux en sismique……. 255
5. Synthèse générale sur les propriétés pétrophysiques du Dogger de l'Est du Bassin de Paris……. 263

Chapitre V. Modèle pétrophysique et hydrogéologique : origine et extension des niveaux poreux …… 265
1. Quel a été le rôle des environnements initiaux sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ? ……. 271
2. Quel a été le rôle des émersions intraformationnelles sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ? …… 275
3. Quels facteurs ont pu limiter la cimentation/compaction dans np1 et np2 au cours de l'enfouissement ? ……282
4. Que peut-on observer et prédire sur l'extension et la perméabilité des niveaux np1 et np2 ? - Exploitation des données sismiques …… 290
5. Discussion et synthèse sur les horizons poreux du Dogger de l'Est du Bassin de Paris 298
6. Apport des données sur la compréhension du modèle pétrophysique à l'échelle du Bassin de Paris ……... 306

Conclusions et Perspectives …….. 313
Bibliographie …….. 325

Introduction

Les demandes croissantes en énergie de nos sociétés et le manque de ressources fossiles sur son territoire ont conduit la France à faire le choix de l'énergie nucléaire pour maintenir son indépendance énergétique. Cette source d'énergie génère des déchets radioactifs, dont une catégorie, dite à haute activité et à vie longue (HAVL) correspondent à des matières non recyclables issues du traitement des combustibles usés des réacteurs nucléaires. L'Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) étudie la faisabilité d'un stockage de ces déchets en couches géologiques profondes pour des raisons de sûreté et pour préserver au maximum notre environnement et nos générations futures. Dans ce cadre, les formations argileuses du Jurassique supérieur de l'Est de la France sont étudiées depuis 1994 et ont été sélectionnées par décision gouvernementale en Décembre 1998 comme couches potentiellement adaptées pour un futur stockage.
En vue de l'implantation d'un possible site de stockage, cette thèse s'insère dans un vaste programme de reconnaissance géologique du site. Plus particulièrement, elle vise à mieux contraindre les caractéristiques géologiques des calcaires du Dogger sous-jacents de la couche-hôte argileuse, et notamment à mieux comprendre le fonctionnement de son système hydrologique. Les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) de cette formation calcaire régissent en grande partie les possibles circulations aquifères. **Comprendre les paramètres qui contrôlent ce couple porosité-perméabilité constitue un enjeu scientifique essentiel à la compréhension du modèle hydrologique actuel du secteur, constituant la problématique centrale de la thèse**.

Les calcaires du Dogger sont bien connus dans le centre du Bassin de Paris, car présentant des caractéristiques aquifères utilisées pour la géothermie et/ou des caractéristiques réservoirs à hydrocarbures (gaz et pétrole) ; (Wendebourg et Lamiraux, 2002). Ces calcaires sont également actuellement étudiés pour une possible séquestration de CO_2 en réservoir déplété (Rigollet *et al.*, 2007, Bemer et Lombard, 2009, Sterpenich *et al.*, 2009).
Dans l'Est du Bassin de Paris, les campagnes de forages réalisées par l'Andra avant cette thèse ont montré les faibles perméabilités générales déterminées (1) en diagraphie, (2) à l'aide des tests hydrogéologiques effectués directement en forages et (3) sur *plugs* des calcaires ici enfouis entre 500 et 800 m de profondeur (Lenormand, 2003, Le Gallo *et al.*, 2004, Rebours *et al.*, 2004). Dans la zone propice à l'implantation d'un site de stockage, étudiée par l'Andra (Zone de transposition ou ZT Andra), le Dogger est donc communément considéré comme très peu poreux. Les rares niveaux plus perméables semblent discontinus et imprévisibles, propriétés très différentes des niveaux poreux continus de l'Oxfordien (Lebon *et al.*, 2005, Carpentier, 2008). Certaines études diagénétiques du site, plutôt focalisées sur les calcaires oxfordiens ont révélé l'omniprésence de colmatages sparitiques d'origine météorique en liaison avec l'exhumation cénozoïque, dans certains niveaux très localisés du Dogger (André, 2003, Buschaert *et al.*, 2004, Lebon *et al.*, 2005, Clauer *et al.*, 2007). Ces études préliminaires pétrophysiques et diagénétiques réalisées par l'Andra semblent cependant insuffisantes à une compréhension et à une modélisation précises des perméabilités du Dogger du site. Bénéficiant des données sismiques et de forages effectués en 2007/08, cette thèse s'attachera à mieux comprendre la répartition de ces faibles perméabilités et d'en comprendre l'origine.
Cette approche nécessitera une connaissance précise des processus qui ont pu affecter le sédiment depuis son dépôt jusqu'à aujourd'hui, une histoire longue de 170 Ma. Des disciplines variées (sédimentologie et stratigraphie – diagenèse – géochimie – pétrophysique – géophysique) seront par conséquent abordées afin de caractériser et comprendre au mieux le système carbonaté étudié : le Dogger calcaire.

Les objectifs majeurs découlant de cette problématique pluridisciplinaire et intégrée sont résumés sous forme de questions, accompagnées des principales méthodes employées pour y répondre.

Sédimentologie et diagenèse précoce – Quelle est l'influence des paléo-environnements de dépôt et/ou de l'architecture sédimentaire sur la distribution des propriétés pétrophysiques

- Quels ont été les paléo-environnements sédimentaires (lagunes littorales, lagons, *shoals* oolitiques, environnements récifaux, plate-formes et rampes externes …) présents au Dogger (170Ma-160Ma) ?

- Quel est l'architecture stratigraphique et quels sont les facteurs contrôlant les paléo-environnements carbonatés et leur géométrie ? Les sédiments carbonatés et argileux ont-ils enregistré un signal paléoclimatique et/ou eustatique ?

- Des corps sédimentaires particuliers, à faciès potentiellement perméables (grainstones oolitiques et/ou bioclastiques) forment ils des drains et/ou des niveaux très cimentés à faible perméabilité ?

- Une diagenèse météorique précoce favorisant soit la poronécrose, soit la préservation de la porosité, est-elle détectable ?

- Les dépôts marneux intercalés dans le Dogger (Marnes de Longwy, Marnes à Rhynchonelles, Marnes à *Clypeus ploti*…) ont-ils pu constituer des écrans imperméables empêchant les circulations hydrologiques verticales et latérales, empêchant ainsi de possibles cimentations ?

- Des évènements structuraux syn-sédimentaires sont-ils possibles et ont-ils joué un rôle sur l'implantation et le développement de certains récifs coralliens à la base du Dogger, comme démontré en Haute-Marne et en Côte d'Or (Durlet *et al.*, 1997, Durlet *et al.*, 2001) ?

Un grand nombre de coupes (falaises naturelles, coupes le long des routes et carrières) ainsi que des forages carottés (L.LI.CD.001, HTM102, EST210 et EST433) seront décrits en détail afin de proposer un modèle stratigraphique précis du secteur d'étude. L'origine des possibles changements faciologiques, ou émersions potentielles au cours Dogger, et les possibles liens avec les changements environnementaux (eustatisme, variations des températures, salinité, humidité…) seront discutés à l'aide de l'utilisation des marqueurs isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$).

Diagenèse d'enfouissement – Quelle est l'origine générale des faibles porosités et perméabilités du Dogger ?

- Quelle est l'origine et quel est l'âge des calcites sparitiques qui obturent l'essentiel de l'espace intergranulaire, des *vugs* et des fractures dans les calcaires du Dogger ?

-élaboration d'un inventaire des phases minérales obturant la porosité, séquençage diagénétique (microscopie optique, colorations, cathodoluminescence, MEB, DRX).

-fluides à l'origine de ces cimentations (géochime isotopique : $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$)

-reconstitutions des paléocirculations hydrologiques prenant en compte l'histoire géologique du Bassin (enfouissement, phases tectoniques, émersions, érosions, karstifications, paléosols, transgressions marines, exhumation…)

Pétrophysique et géophysique – Quelles sont les répartitions verticales et horizontales des faibles perméabilités du Dogger ?

- Quels sont les facteurs de contrôle des vitesses acoustiques dans les calcaires du Dogger ?

- Des niveaux poreux sont-ils localement détectés ?

- Est-il possible d'habiller les profils sismiques en termes de propriétés pétrophysiques ? et que peut apporter l'utilisation de la sismique sur leur extension et/ou prédictions (discontinue *versus* continue) ?

Un inventaire exhaustif des caractéristiques pétrophysiques de porosité et de perméabilité mesurées sur environ 250 échantillons distribués de façon homogène sur l'ensemble de la pile sédimentaire du Dogger (types de porosités, tailles des pores, tailles des seuils de pores, signal RMN) est réalisé. Une meilleure compréhension des propriétés acoustiques et leurs variabilités, toujours complexes dans les carbonates est nécessaire afin de mieux comprendre la signification de certains réflecteurs sismiques (changement de faciès ou changement de porosité). La propagation des ondes acoustiques dans les carbonates du Dogger est étudiée afin de vérifier s'il est possible d'habiller certains profils en porosité, et ainsi extrapoler les propriétés mesurées ponctuellement en forage à l'ensemble de la ZT Andra.

Afin de tenter de répondre à ces questions, le présent travail sera articulé en 5 Chapitres. Le premier Chapitre replacera l'étude dans un contexte géologique général et rappellera les connaissances stratigraphiques générales du secteur d'étude. Le deuxième Chapitre exposera les caractéristiques sédimentologiques et paléo-environnementales. Il sera suivi par un Chapitre caractérisant les cimentations affectant le Dogger de l'Est du Bassin de Paris et les possibles circulations hydrologiques favorisant leur précipitation. Le quatrième volet abordera les propriétés de porosité, perméabilité et acoustique de l'ensemble de la pile sédimentaire du Dogger, et l'utilisation des données sismiques. Le cinquième Chapitre essaiera d'intégrer toutes ces caractéristiques afin de proposer un modèle pétrophysique de l'ensemble du site, en abordant l'extension des niveaux et en discutant des rôles respectifs du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur ce modèle.

Chapitre I.

Contexte Stratigraphique, Structural et Paléogéographique

Chapitre I.Contexte Stratigraphique, Structural et Paléogéographique

SOMMAIRE DU CHAPITRE I

1. Cadres géographique et géologique du secteur d'étude 11

2. Organisation stratigraphique des formations du Dogger de l'Est du Bassin de Paris 13

2.1 Evolution des connaissances stratigraphiques du Jurassique moyen de l'Est du Bassin de Paris : 2 siècles d'études. 13

2.2 Echelle biostratigraphique utilisée 17

2.3 Synthèse lithostratigraphique et biostratigraphique 19

a. Bajocien inférieur 19
b. Bajocien supérieur 21
c. Bathonien 23
d. Callovien 24

3. Cadre structural 26

3.1 Principales structures 26

3.2 Calendrier des phases tectoniques 29

4. Cadre paléogéographique 33

5. Matériel et Méthodes 37

5.1 Analyses sur plugs 37

5.2 Détails des analyses réalisées dans ce travail 39

TABLE DES FIGURES

Figure I-1 : Coupe schématique du Bassin de Paris, d'après Debelmas et Mascle (1994) 11
Figure I-2 : Localisation des affleurements et des forages étudiés dans la partie orientale du Bassin de Paris..... 12
Figure I-3 : Corrélations lithostratigraphiques des formations du Bajocien et du Bathonien de Lorraine réalisées en 1878 par Douvillé. 13
Figure I-4 : Stratigraphie des formations du Dogger de Lorraine, Haute-Marne et Haute-Saône d'après Contini (1968). 14
Figure I-5 : Schéma lithostratigraphique Est-Ouest le long de la bordure méridionale du Bassin de Paris d'après Purser (1975). 15
Figure I-6 : Lithostratigraphie et biostratigraphie des formations du Dogger de l'Est du Bassin de Paris. Modifié d'après Thierry et al., (1980). 15
Figure I-7 : Corrélations séquentielles suivant un axe Ardennes-Ardèche (Garcia *et al.*, 1996a). 16
Figure I-8 : Biozonation européenne du Jurassique moyen (hors Aalénien) fondée sur les ammonites (Cariou et Hantzpergue, 1997, Hardenbol *et al.*, 1998). 18
Figure I-9 : Associations de brachiopodes recalées sur l'échelle biostratigraphique à ammonites, d'après Garcia, 1993 et Garcia *et al*., 1996b. 19
Figure I-10 : Schéma synthétique de mise en place des formations sédimentaires du Bajocien supérieur de la Lorraine au Jura, d'après Thiry-Bastien (2002). 21
Figure I-11 : Bloc diagramme montrant les principales failles dites « hercyniennes » dans le Bassin de Paris (Elion *et al.*, 2005). 26
Figure I-12: Transect nord-sud recoupant les accidents de Vittel et de Blanzy-La Serre (Durlet *et al.*, 1997). 27
Figure I-13: Carte structurale pré-Mésozoique du Bassin de Paris (Chantraine *et al.*, 2003). . 28
Figure I-14 : Schéma structural de l'Est du Bassin de Paris avec la zone de transposition (ZT, en rouge) (Elion *et al.*, 2005). 29
Figure I-15 : Carte schématique des différents *riftings* fonctionnant durant le Jurassique supérieur (Lemoine *et al.*, 1986). 30
Figure I-16 : Transect sur la marge passive lors du *rifting* liguro-piedmontais au Jurassique (modifié d'après Lemoine *et al.*, 1986). 30
Figure I-17 : Fonctionnement synsédimentaire de la faille du complexe récifal des sources de la Marne (Haute-Marne) de l'Aalénien au Bajocien, d'après Durlet et al., (1997)..... 31
Figure I-18 : Evolution géodynamique du secteur d'étude au Cénozoïque (Elion *et al.*, 2005) 33
Figure I-19 : Carte paléogéographique du domaine péri-téthysien et localisation du Bassin de Paris au Callovien (Thierry et Barrier, 2000)..... 34
Figure I-20 : Carte paléogéographique du domaine NW téthysien au Jurassique moyen, ici le Bathonien, cartes réalisées d'après les données d'Enay et Mangold (1980); Hendry (2002) et Thierry et Barrier (2000). 35
Figure I-21 : Carte paléogéographique du domaine Franco-Suisse et Allemand (Gonzalez et Wetzel, 1996). 36
Figure I-22 : Evolution paléogéographique et environnementale du Jurassique français d'après (Enay et Mangold, 1980, Purser, 1989, Hendry, 2002). 37
Figure I-23 : Méthodes générales adoptées pour cette étude..... 41
Figure I-24 : Partie de la matrice de donnée avec les données environnentales, diagénétiques et pétrophysiques. 42

Objectifs *: Le principal objectif de ce chapitre est de replacer le secteur d'étude dans un cadre géologique général. Afin d'établir ce cadre le plus précisément possible, nous avons réalisé un inventaire et une synthèse des données stratigraphiques, sédimentologiques, biostratigraphiques, structurales et paléogéographiques. La fin du Chapitre récapitule brièvement le matériel et les méthodes employées dans cette étude.*

1. Cadres géographique et géologique du secteur d'étude

Le secteur d'étude se situe dans les régions Champagne-Ardenne et Lorraine où affleurent les terrains du Jurassique moyen (Figure I-1 et Figure I-2). Cette série essentiellement carbonatée d'environ 200m d'épaisseur affleure sur la bordure Sud et Est du Bassin de Paris. La série présente un faible pendage (1 à 2°) vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire vers le centre du Bassin de Paris.

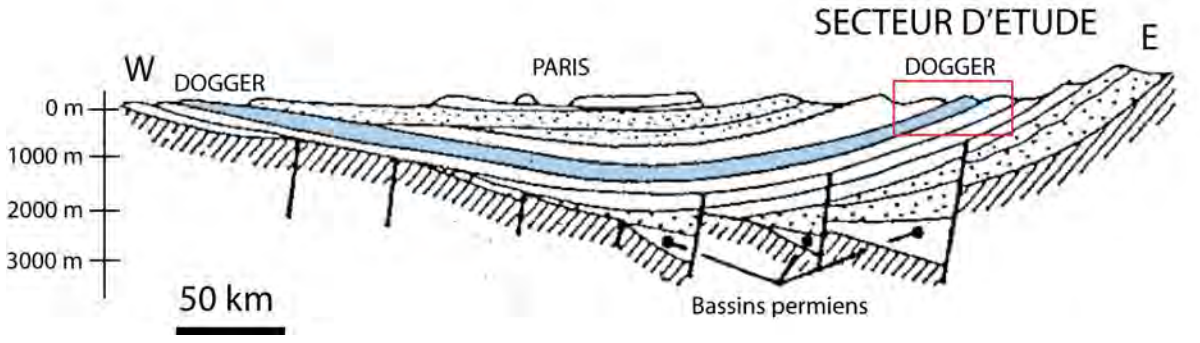


Figure I-1 : Coupe schématique du Bassin de Paris, d'après Debelmas et Mascle (1994)

Les formations sédimentaires du Jurassique moyen de cette région forment une bande d'affleurements orientée NE-SW, large de plusieurs dizaines de kilomètres. Cette zone d'affleurements, située à environ 30km du Laboratoire souterrain de l'Andra, a été étudiée depuis le Sud de Chaumont jusqu'au Nord de Toul (environ 150km). Trente huit coupes (falaises naturelles, coupes le long des routes et carrières) ont été visitées et décrites d'un point de vue sédimentologique. Un forage carotté situé en bordure de la zone affleurante à Liffol-le-Grand (L.LI.CD.001), réalisé en 1954 par la SNPA (Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine), a été à nouveau décrit et échantillonné en détail à la carothèque de Total à Boussens. Par ailleurs, trois forages carottés réalisés entre 1994 et 2008 (HTM102, EST210 et EST433) ont été étudiés en détail d'un point de vue sédimentologique, diagénétique et pétrophysique. Ces forages, références de cette étude, sont situés dans la zone de transposition de l'Andra (zone où l'Andra devra présenter au gouvernement, un site potentiel pour le

stockage des déchets HAVL, en 2014). C'est dans cette zone qu'est implanté le laboratoire de recherche souterrain, à la limite entre les régions Champagne-Ardenne et Lorraine (limite de la Haute-Marne et de la Meuse), à une vingtaine de kilomètres à l'Est de Joinville (Figure I-2). Le nombre restreint de forages carottés dans le Dogger de la zone de transposition (HTM102, EST210 et EST433) ne permet pas de proposer un modèle stratigraphique détaillé. Ce modèle sera établi par conséquent à partir des descriptions des affleurements situés entre Chaumont et Toul, proches de la zone de transposition.

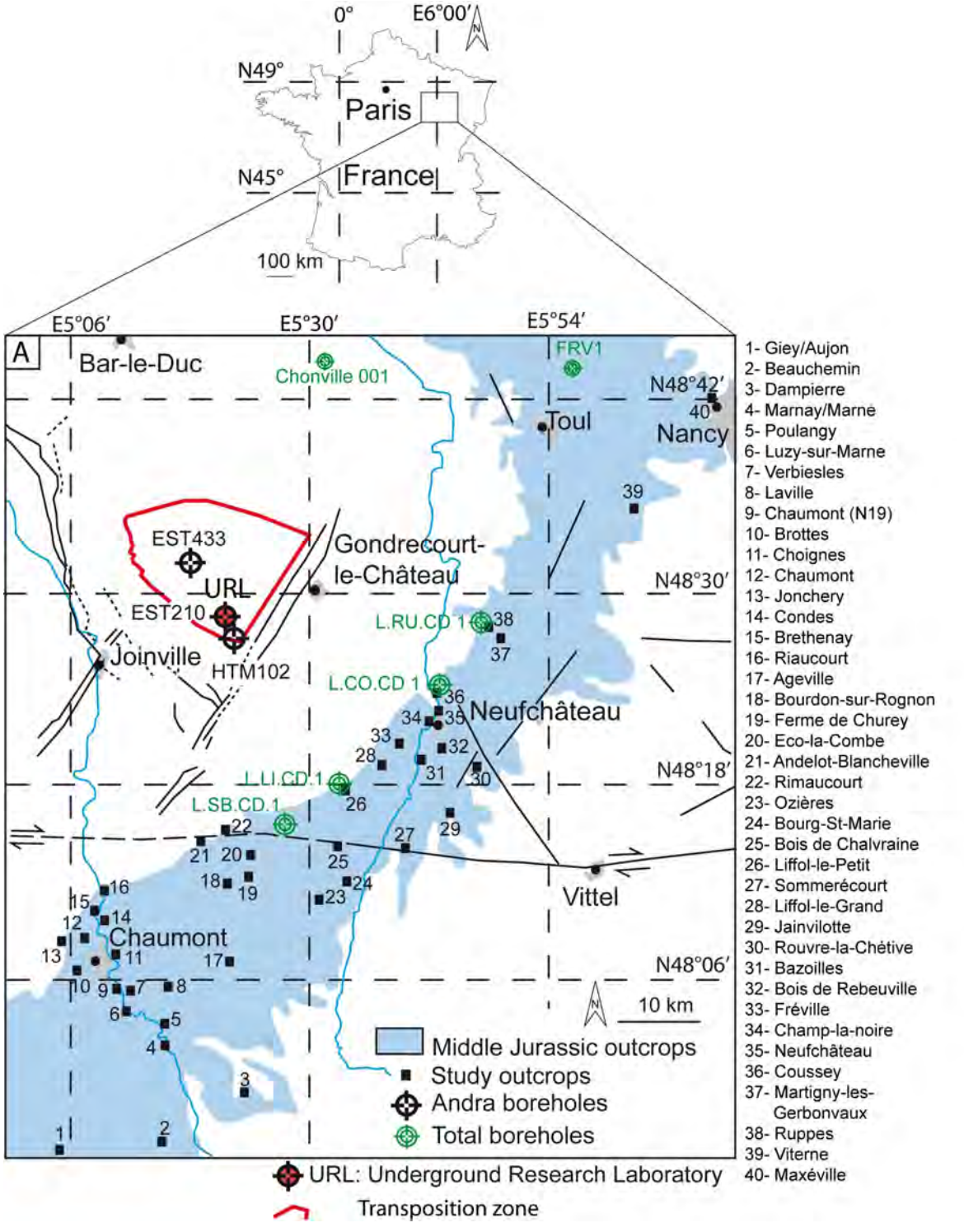


Figure I-2 : Localisation des affleurements et des forages étudiés dans la partie orientale du Bassin de Paris.

2. Organisation stratigraphique des formations du Dogger de l'Est du Bassin de Paris

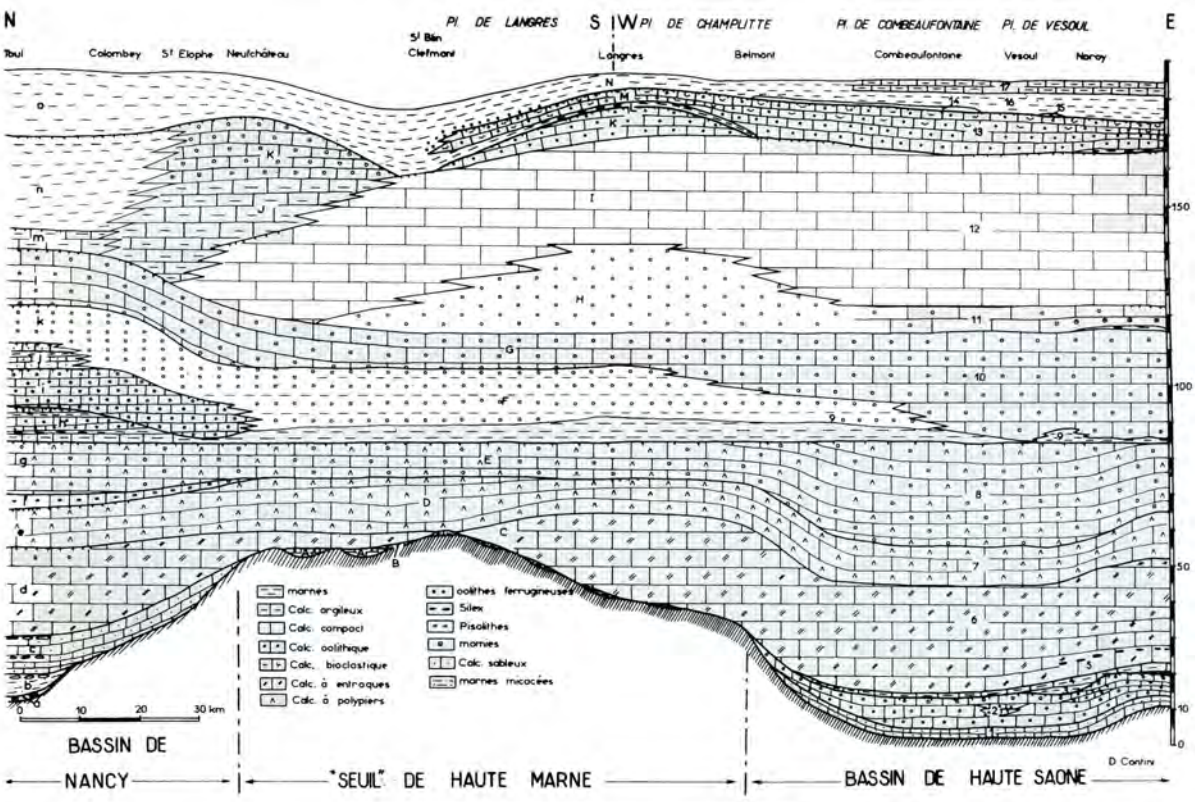
2.1 Evolution des connaissances stratigraphiques du Jurassique moyen de l'Est du Bassin de Paris : 2 siècles d'études…

Le Jurassique moyen de l'Est du Bassin de Paris a fait l'objet de nombreux travaux stratigraphiques et biostratigraphiques dont les premiers dès la fin du 19ème siècle (Terquem et Jourdy, 1869, Douvillé, 1878, Wohlgemuth, 1881, Wohlgemuth, 1883). En 1878, Douvillé est l'un des premiers à proposer des corrélations lithostratigraphiques en Lorraine entre Neufchâteau et Toul (Figure I-3).

Étages.		*Toul.*	*Neufchâteau.*
CALLOVIEN	inférieur.	Calcaires marneux du fort de Dommartin, avec *Ammonites tumidus, Waldheimia sublagenalis.*	Calcaires marneux de Liffol-le-Petit, avec *Ammonites tumidus, Waldheimia sublagenalis, Terebratula Sæmanni. Collyrites ellipticus.*
BATHONIEN	supérieur (*Cornbrash, Forest-marble, Bradford-clay*).	..... Marnes à *Ostrea Knorri.* Marnes à *Rhynchonella varians, Waldheimia lagenalis, Acanthothyris.* Marnes à *Waldheimia ornithocephala.*	Dalle nacrée. Calcaires gris, en plaquettes, avec *Ostrea Knorri, Rhynchonella varians, Terebratula intermedia.*
	moyen (*Great oolit*)	Calcaires à *Anabacia orbulites.* Calcaire à Polypiers. Oolithe blanche.	Calcaire compacte.
	inférieur (*Fuller's earth*)	Calcaires et marnes oolithiques, avec *Clypeus Ploti* et *Ostrea acuminata.*	
BAJOCIEN		Calcaire à entroques.	

Figure I-3 : Corrélations lithostratigraphiques des formations du Bajocien et du Bathonien de Lorraine réalisées en 1878 par Douvillé.

Une deuxième série d'études biostratigraphiques et lithostratigraphiques débute à partir des années 1920 (Klüpfel, 1918, Corroy, 1927, Gardet, 1943, Gardet, 1945) et se termine par la publication d'une synthèse (Maubeuge, 1955). Par la suite, d'autres études sont entreprises (Faber, 1957, Contini, 1968, Purser, 1975, Perrin, 1978) pour préciser les descriptions stratigraphiques (Figure I-4) jusqu'à la publication de la '*Synthèse géologique du Bassin de Paris*' en 1980.



Légende	Lorraine	Haute-Marne	Haute-Saône
Callovien	*o* : marnes de la Woëvre	N : Callovien moyen et sup. M : dalle nacrée L : marnes à *D. divionensis*	17 : calcaires argileux de Bucey-lès-Gy 16 : calcaires argileux de Palente 15 : marnes à oolithes ferrugineuses 14 : calcaires à oolithes ferrugineuses 13 : dalle nacrée
Bathonien	*n* : marnes à Rhynchonelles *m* : caillasses à *Anabacia*	K : dalle oolithique J : calcaires cryptocristallins argileux I : calcaires compacts H : oolithe blanche	12 : calcaires compacts 11 : calcaires compacts inférieurs à mumies
Bajocien	*l* : oolithe miliaire sup. *k* : oolithe difforme à *Parkinsonia* et *Clypeus* *j* : calcaires siliceux de Pierre-la-Treiche *i* : oolithe miliaire inf. *h* : marnes de Longwy	G : oolithe vésulienne F : marnes vésuliennes	10 : grande oolithe vésulienne 9 : marnes vésuliennes
	g : masse sup. de Polypiers *f* : oolithe cannabine *e* : masse inf. de Polypiers *d* : roche rouge *c* : calcaires sableux à *Cancellophycus* *b* : marnes micacées à *Hyperleioceras*	E : oolithe à Entroques D : calcaires à Polypiers C : calcaires à Entroques B : flaques de Bajocien inf.	8 : oolithe de Dampvalley 7 : calcaires à Polypiers de Frotey 6 : calcaires à Entroques de Vesoul 5 : calcaires à Polypiers du mont Sesin 4 : calcaires argileux sup. de Comberjon
Aalénien	*a* : conglomérat de Marbache	A : flaques d'Aalénien	3 : calcaires argileux inf. de Comberjon 2 : calcaires oolithiques ferrugineux de Vellefaux 1 : calcaires argilo-sableux de Borey

Figure I-4 : Stratigraphie des formations du Dogger de Lorraine, Haute-Marne et Haute-Saône d'après Contini (1968).

Les premières études diagénétiques portant sur l'origine de certaines discontinuités stratigraphiques limitant des formations sont entreprises par Purser (1969, 1975, 1978). Par ailleurs, en 1975, il est le premier à proposer une interprétation paléo-environnementale « moderne » pour les calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris, fondée sur une comparaison avec les environnements carbonatés actuels. Son interprétation, où les

environnements sédimentaires peuvent évoluer latéralement d'un lagon protégé par une barrière oolitique, à un environnement à sédimentation plus distale et plus profonde, permet de proposer un schéma sédimentologique, diagénétique et lithostratigraphique dont les grandes lignes demeurent largement utilisées aujourd'hui (Figure I-5).

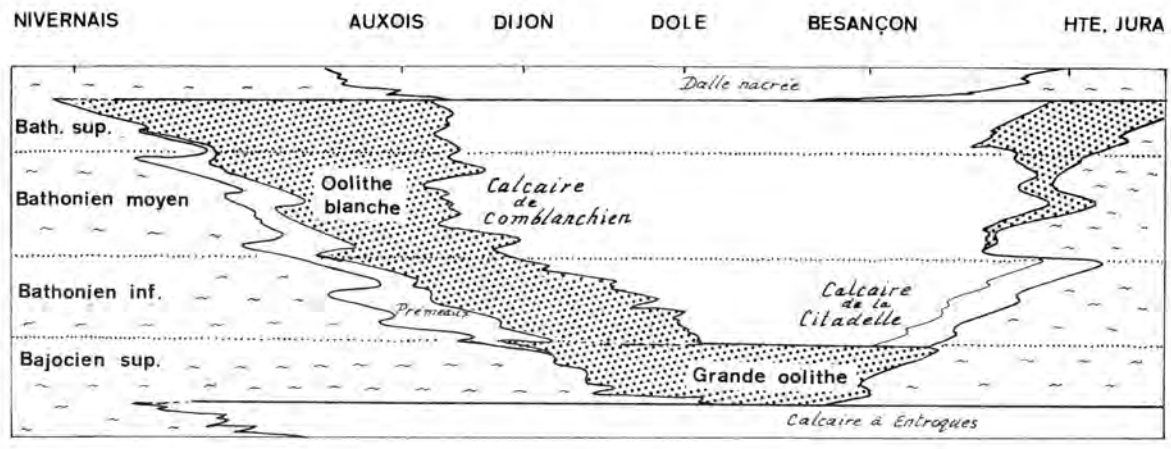


Figure I-5 : Schéma lithostratigraphique Est-Ouest le long de la bordure méridionale du Bassin de Paris d'après Purser (1975).

La '*Synthèse Géologique du Bassin de Paris*' (1980) constitue une compilation de toutes les données disponibles. Les auteurs proposent des descriptions lithologiques, des datations des formations sédimentaires et des corrélations lithostratigraphiques pour les calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris (Thierry *et al.*, 1980). Par ailleurs, ils présentent un schéma synthétique à l'échelle de la partie Sud et Est du Bassin de Paris (Figure I-6).

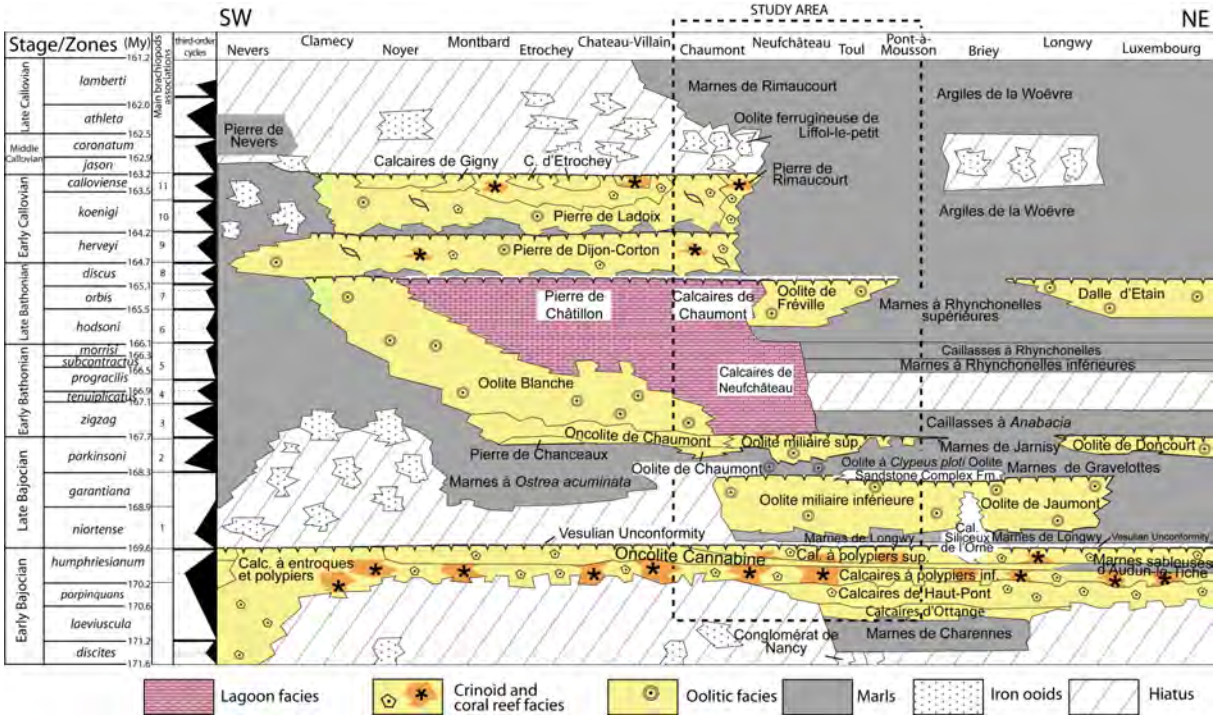


Figure I-6 : Lithostratigraphie et biostratigraphie des formations du Dogger de l'Est du Bassin de Paris. Modifié d'après Thierry et al., (1980).

A la fin des années 1980 et dans les années 1990, des études paléo-environnementales et biostratigraphiques relatives au Dogger carbonaté de la région ont permis d'intégrer les concepts de la stratigraphie séquentielle, en reconnaissant des séquences et des surfaces d'échelles régionales (Floquet *et al.*, 1989, Floquet *et al.*, 1991, Durlet *et al.*, 1992, Floquet et Javaux, 1992, Jacquin *et al.*, 1992, Javaux, 1992, Garcia, 1993, Durlet, 1996, Durlet et Loreau, 1996). L'utilisation des brachiopodes par Garcia (1993) et Garcia et al., (1996b), et l'étude de leurs associations ont permis d'améliorer considérablement les datations des calcaires du Jurassique moyen, en particulier pour les calcaires des milieux les plus internes, pauvres en ammonites (Garcia, 1993, Mangold *et al.*, 1994, Garcia *et al.*, 1996b). Leur utilisation en tant que marqueur biostratigraphique à l'échelle du Bassin de Paris a permis d'affiner les corrélations lithostratigraphiques, entre les formations marneuses de bassin et les calcaires de plate-forme (Dromart *et al.*, 1996, Garcia *et al.*, 1996a, Garcia *et al.*, 1996b, Gaumet *et al.*, 1996, Gaumet *et al.*, 2001). Garcia et al., (1996) et Gaumet (1997) proposent ainsi plusieurs schémas de corrélation à travers les bassins sédimentaires français (l'un d'entre eux est illustré en Figure I-7). Ces données stratigraphiques précises, issues des nombreux travaux sur le Jurassique moyen du Bassin de Paris ont fait l'objet d'échanges internationaux (comme l'*International Symposium on Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*', **Dijon**, 18-20 mai 1992) sur les concepts de stratigraphie séquentielle dans les carbonates. Cette réunion à Dijon fut une étape importante dans la compréhension des systèmes carbonatés et de la « *sequence stratigraphy* » des carbonates (e.g. Tucker, 2008). Suite à ces travaux, une synthèse stratigraphique à l'échelle des bassins européens fut publiée dans les éditions de la SEPM (*Society for Sedimentary Geology*) en 1998 (Hardenbol *et al.*, 1998). Plusieurs articles prenant en exemple le Jurassique moyen du Bassin de Paris sont publiés dans cette synthèse (Jacquin *et al.*, 1998, Jacquin et de Graciansky, 1998a, Jacquin et de Graciansky, 1998b).

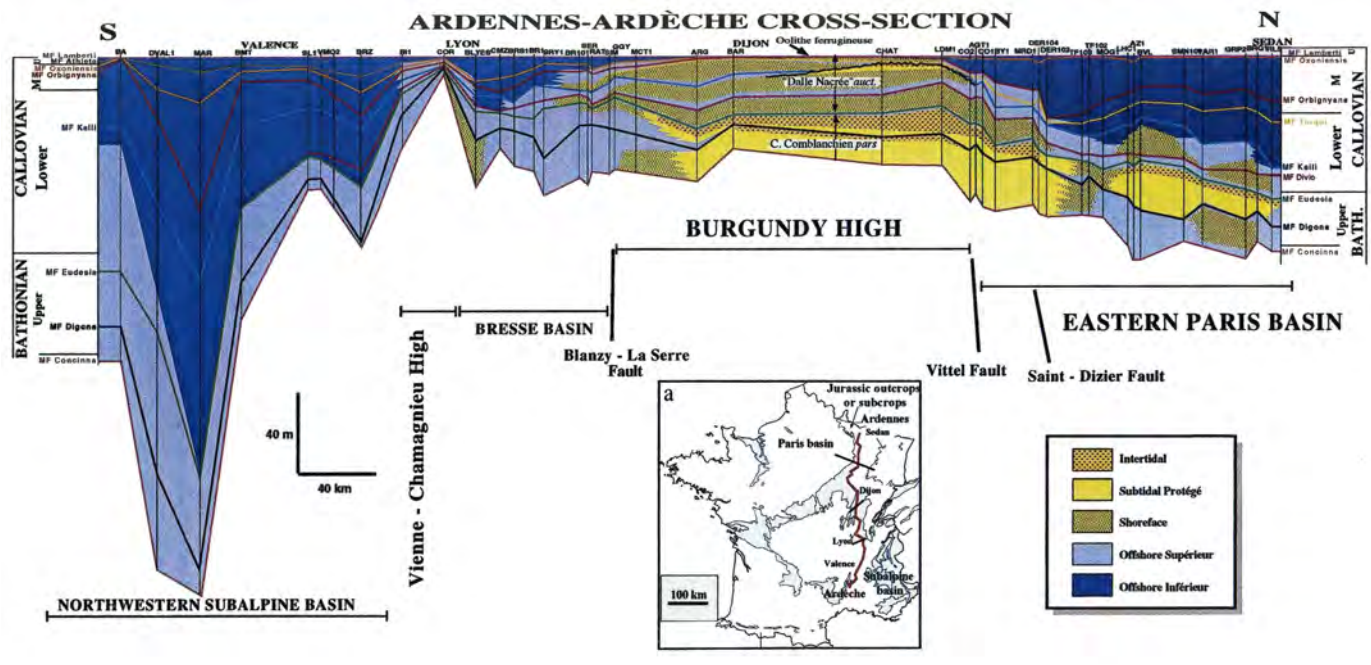


Figure I-7 : Corrélations séquentielles suivant un axe Ardennes-Ardèche (Garcia *et al.*, 1996a).

Depuis les années 80, les études sur la stratigraphie du Dogger de Lorraine *sensu stricto* sont relativement rares. Nous pouvons citer (Mangold *et al.*, 1994) pour leur synthèse sur les datations biostratigraphiques des formations bajociennes et bathoniennes de Lorraine, Garcia et al., (1996a); Gaumet (1997) pour l'étude de quelques forages en Champagne-Ardennes

ayant contribué à l'élaboration des transects à très grande échelle, et passant dans l'Est du Bassin de Paris (Figure I-7).

Toutefois, plusieurs travaux inédits contenant des informations importantes sur des coupes ponctuelles ont été menés à l'Université de Bourgogne à l'occasion de travaux de Maîtrise (Charcosset, 1993, Gaumet, 1993, Hocquet, 1993, Janniaux, 1993).

Par ailleurs, depuis le début des années 2000, une thèse a porté sur la '*Stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France (Jura-Bassin de Paris)*' (Thiry-Bastien, 2002) et quelques études sur des coupes localisées ont été réalisées sur le Jurassique moyen de Lorraine (Guillocheau *et al.*, 2002).

Malgré ces 150 années d'études paléontologiques, cartographiques et sédimentologiques, les corrélations stratigraphiques replacées dans un cadre séquentiel et géométrique précis ne sont pas aisées dans cette zone située à la limite entre deux régions où les formations lithologiques sont très différentes (Bajocien supérieur marneux en Bourgogne et oolitique en Lorraine ; Bathonien calcaire en Bourgogne et marneux en Lorraine). L'étude sédimentologique devrait permettre une meilleure compréhension de la stratigraphie du Jurassique moyen dans cette zone de transition.

2.2 Echelle biostratigraphique utilisée

Le découpage biostratigraphique utilisé ici est fondé sur la répartition des ammonites provenant de coupes sédimentologiques étudiées depuis plusieurs décennies, dans toute l'Europe (Grande-Bretagne, Suisse, Allemagne, Pologne, Italie, Espagne, Portugal) ; (Hardenbol *et al.*, 1998). Pour la France, l'échelle biostratigraphique du Jurassique moyen fut publiée par le Groupe Français d'Etude du Jurassique en 1997 (Cariou et Hantzpergue, 1997) et détaillée pour le Jurassique moyen par Mangold et Rioult (1997); Rioult *et al*., (1997); Thierry *et al*., (1997) pour les ammonites et Alméras (1997) ainsi que Garcia (1993) ; Garcia *et al*., (1996b) pour les brachiopodes. Les ammonites récoltées depuis le 19ème siècle dans les formations marneuses du Dogger et les nombreux brachiopodes récoltés dans les calcaires permettent un calage biostratigraphique assez précis (Garcia, 1993, Garcia *et al.*, 1996b). L'étude des associations de brachiopodes dans un cadre biostratigraphique précis a permis de replacer leurs différentes associations par rapport à l'échelle biostratigraphique du domaine téthysien (Figure I-9); (Garcia, 1993, Garcia *et al.*, 1996b).

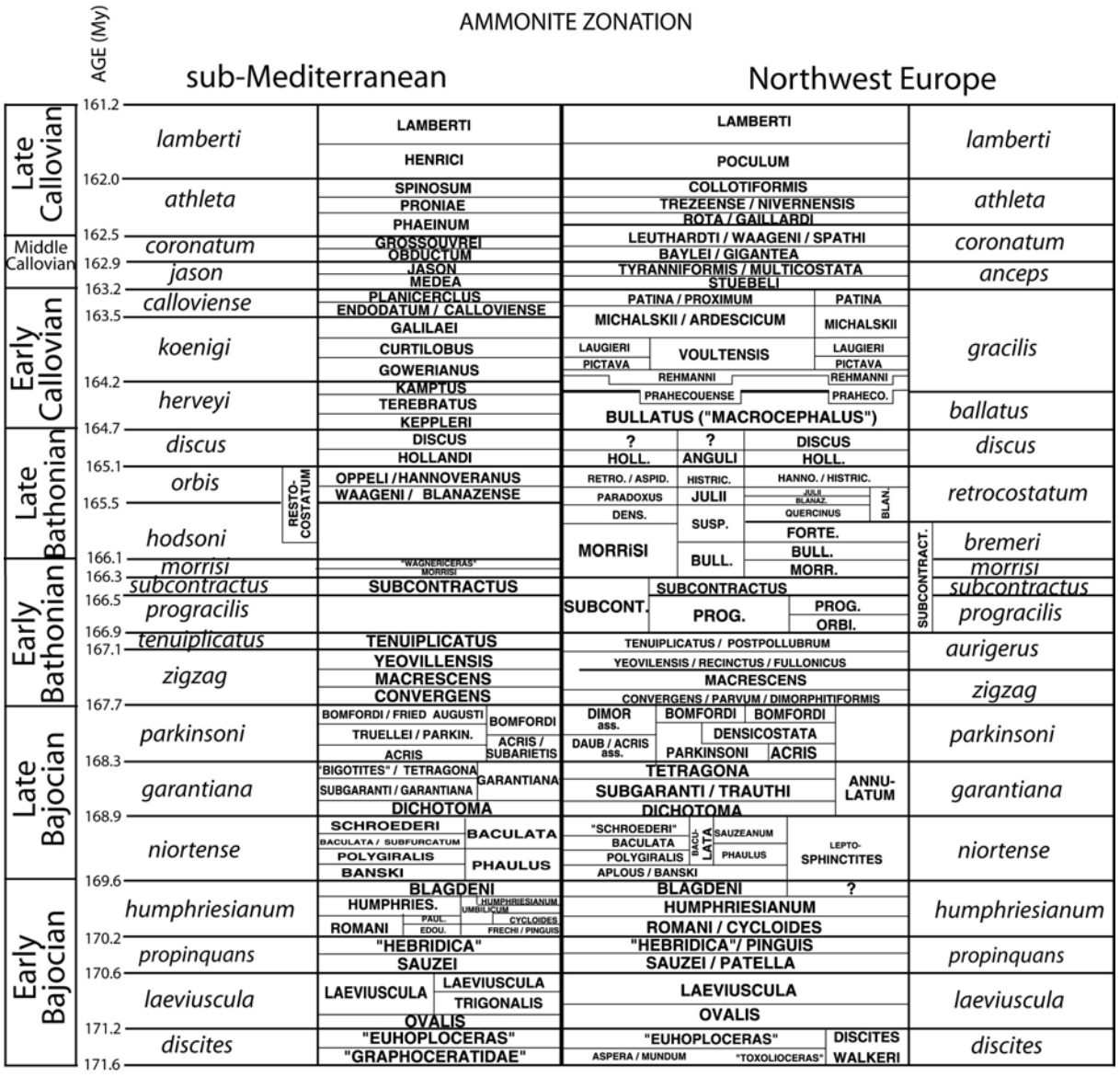


Figure I-8 : Biozonation européenne du Jurassique moyen (hors Aalénien) fondée sur les ammonites (Cariou et Hantzpergue, 1997, Hardenbol *et al.*, 1998).

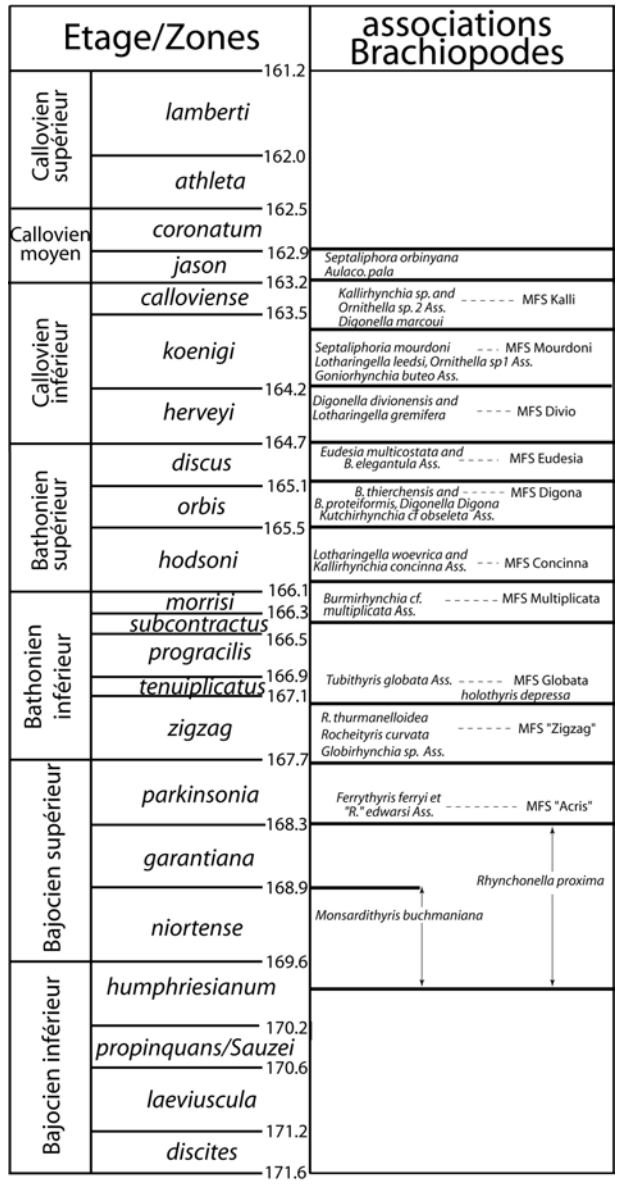


Figure I-9 : Associations de brachiopodes recalées sur l'échelle biostratigraphique à ammonites, d'après Garcia, 1993 et Garcia *et al.*, 1996b.
Cette équivalence est fondamentale pour la dation biostratigraphique des niveaux carbonatés internes où les ammonites sont généralement absentes. Ages radiochronologiques d'après Gradstein et al., (2004).

2.3 Synthèse lithostratigraphique et biostratigraphique

a. Bajocien inférieur

• *Les Marnes micacées ou Marnes de Charennes*

Cette formation se développe dans la partie centrale et nord de la Lorraine. Elle est visible en forage au Nord de la Lorraine et en affleurement vers la frontière luxembourgeoise (Ottange); (Lathuilière, 2005). Ces marnes sont datées de la Zone à *discites* du Bajocien inférieur (Guillocheau *et al.*, 2002, Thiry-Bastien, 2002).

- ***Les Calcaires sableux de Haye ou Les Calcaires d'Ottange***

Les calcaires d'Ottange affleurant dans la carrière d'Ottange correspondent à des grainstones essentiellement bioclastiques. Ils se présentent en bancs de couleur rouille à surfaces ondulées (Lathuilière, 2005). Plus au Sud, ces calcaires peuvent présenter une fraction non négligeable de quartz (Calcaires sableux de Haye). Cette formation est datée de la Zone à *laeviuscula* (Lathuilière *et al.*, 2003). Au sud de la Lorraine belge, un calcaire sableux (Formation de Longwy, à ne pas confondre avec les Marnes de Longwy) est observé et daté de la Zone à *discites-laeviscula* (Boulvain *et al.*, 2000).

- ***Les Calcaires à entroques ou les Calcaires de Haut-Pont***

Visibles dans les carrières d'Ottange, ces calcaires bioclastiques, riches en entroques et en coquilles de *Trichites*, présentent des litages obliques (Guillocheau *et al.*, 2002, Lathuilière *et al.*, 2003, Lathuilière, 2005). Cette formation est datée de la Zone à *propinquans* (Lathuilière *et al.*, 2003). Ces formations ne sont pas présentes des Vosges au Nord de la Haute-Marne. Elles réapparaissent vers le Sud de la Haute-Marne (Langres) et sont particulièrement bien développées en Bourgogne (Durlet, 1996, Durlet *et al.*, 1997, Durlet et Thierry, 2000, Durlet *et al.*, 2001).

- ***Les Calcaires à Polypiers***

La formation géologique des **Calcaires à Polypiers** (Bajocien inférieur) est datée de la Zone à *humphresianum* de la Lorraine à la Bourgogne (Mangold *et al.*, 1994, Durlet, 1996, Lathuilière, 2000b). En Lorraine, cette formation peut être subdivisée en 3 membres (Geister et Lathuilière, 1991, Guillocheau *et al.*, 2002, Thiry-Bastien, 2002) d'une épaisseur totale comprise souvent entre 20 et 40m. En Lorraine belge, la zone à *humphresianum* correspond à un calcaire bioclastique à passées conglomératiques (Formation de Longwy ; Boulvain *et al*., 2000).

- Les **Calcaires à Polypiers inférieurs** présentent des bioconstructions coralliennes (biohermes ou biostromes). Ces bioconstructions forment des *patchs* de quelques mètres à une quinzaine de mètres de hauteur, pour une largeur de plusieurs dizaines de mètres (Geister et Lathuilière, 1991, Guillocheau *et al.*, 2002, Thiry-Bastien, 2002). En Lorraine, les madréporaires de ces bioconstructions présentent une faible diversité: *Isastrea* dominant (70%), *Kobyastraea* et *Perisesis* (Geister et Lathuilière, 1991, Lathuilière, 2000a, Lathuilière, 2000b, Lathuilière et Marchal, 2009).

- L'**Oncolite cannabine** ou **Marnes sableuses d'Audun-le-Tiche** est un membre marneux, localement très argileux, composé d'oncolites encroûtées par des foraminifères (nubéculaires). Le contenu faunique est assez riche (bélemnites, ammonites, bivalves…). Les ammonites permettent de dater ce membre de la Zone à *humphresianum* (Geister et Lathuilière, 1991).

- Les **Calcaires à Polypiers supérieurs** sont constitués de grainstones bioclastiques à petites bioconstructions coralliennes. Les calcaires de ce membre (bivalves, entroques) présentent des litages obliques caractéristiques de dunes sous-marines se formant en environnements très peu profonds. Cette formation est datée de la Sous-Zone à *blagdeni* de la Zone à *humphresianum*.

b. Bajocien supérieur

Les formations du Bajocien supérieur sont principalement oolitiques en Lorraine (Oolite miliaire inférieure et supérieure, Oolite à *Clypeus ploti*) tandis qu'elles sont souvent marneuses en Bourgogne et Haute-Marne (Marnes à *Ostrea acuminata*). Ces formations marneuses et oolitiques ont été récemment étudiées par Thiry-Bastien (2002), permettant ainsi une meilleure compréhension de leurs aires de dépôt (Marnes de Longwy, Oolite miliaire inférieure, Marnes à *Ostrea acuminata*, Oolite à *Clypeus ploti* et Oolite miliaire supérieure). Pendant la Zone à *niortense*, une sédimentation marneuse se localise au Nord de la Lorraine donnant les Marnes de Longwy. Une aire de non dépôt, ou de dépôt très « lenticulaires », caractérise la Haute-Marne et la Bourgogne (Figure I-10). Pendant la Zone à *garantiana*, en Lorraine et au Nord de la Haute-Marne, la sédimentation est oolitique (Oolite miliaire inférieure) tandis qu'elle est marneuse (Marnes à *Ostrea acuminata*) en Bourgogne dans une zone affaissée (Thiry-Bastien, 2002, Figure I-10). Pendant l'inondation de la zone à *parkinsoni*, la sédimentation est marneuse sur l'intégralité du transect (de la Lorraine au Jura) avec les Marno-calcaires à *Clypeus ploti* et les marnes à *Ostrea acuminata*. Ensuite, les dépôts deviennent oolitiques en Lorraine tandis qu'ils sont toujours marneux en Bourgogne (Marnes à *Ostrea acuminata*).

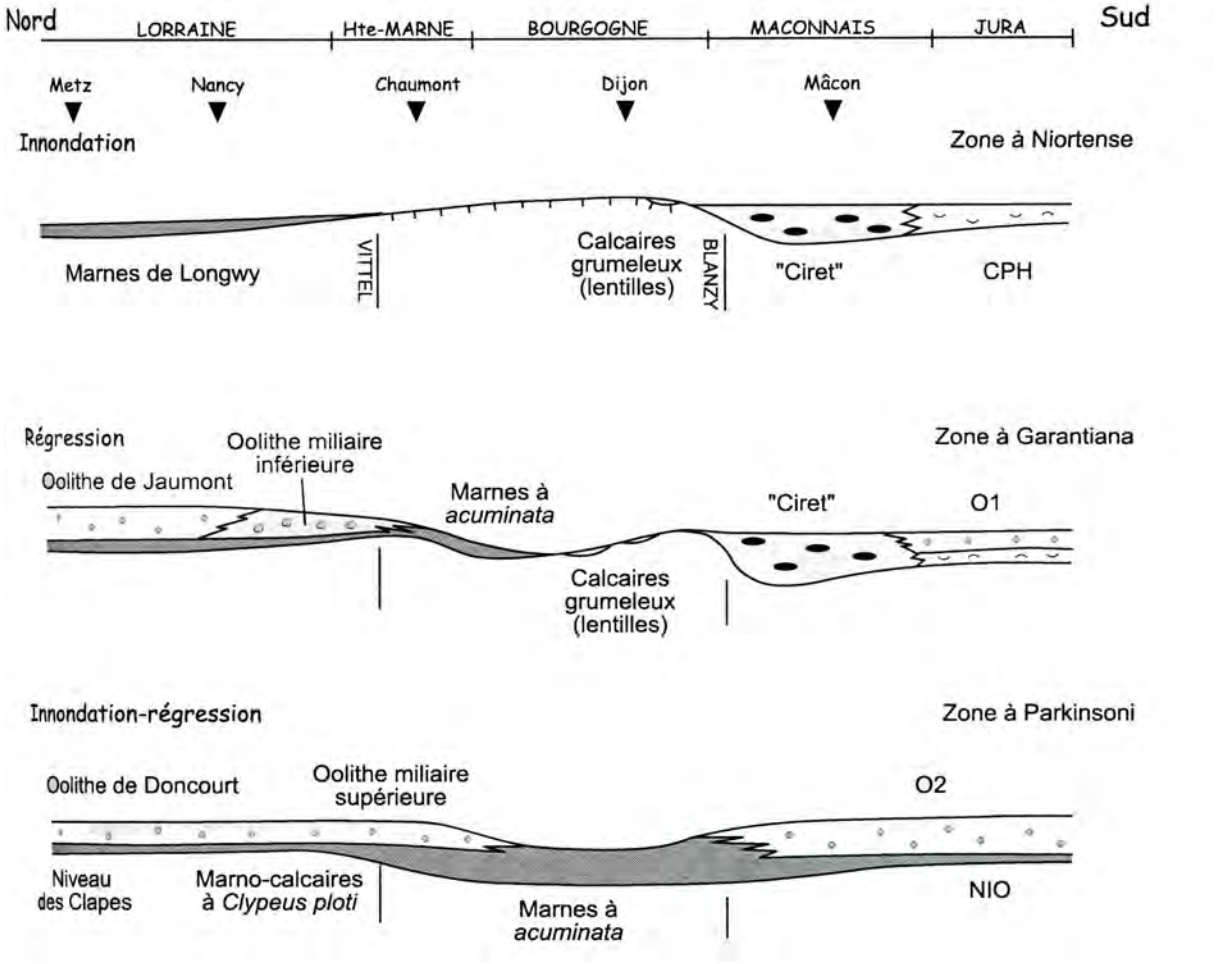


Figure I-10 : Schéma synthétique de mise en place des formations sédimentaires du Bajocien supérieur de la Lorraine au Jura, d'après Thiry-Bastien (2002).

- ***Les Marnes de Longwy***

Les Marnes de Longwy se caractérisent par une alternance marno-calcaire d'une épaisseur variant de quelques mètres vers Neufchâteau mais pouvant atteindre localement une trentaine de mètres (forage EST210). Elles recouvrent une large partie de la Lorraine puisqu'elles s'observent du Nord de la Lorraine jusqu'à Neufchâteau ou Bure. Cette formation contient de nombreuses térébratules et rhynchonelles (*Monsardithyris buchmaniana, Stroudithyris movelierensis, Rhynchonella proxima*, Jainvillotte et forage EST210). De nombreux oncoïdes à nubéculaires sont également présents dans ces marnes. Les bancs calcaires, décimétriques à pluri-décimétriques, sont souvent riches en lamellibranches. Les ammonites découvertes près de Longuyon, *Strenoceras niortense*, *Garantia longoviciense* (Bleicher, 1887) et à Laxou (périphérie ouest de Nancy), *Stenoceras sp*. et *Garantia garantiana* (Maubeuge, 1955) permettent d'attribuer cette formation à la partie supérieure de la Zone à *niortense* (Sous-Zones à *baculata* et *schroederi*) du Bajocien supérieur (Mangold et al, 1993). Les brachiopodes du forage Andra et les affleurements de la région de Neufchâteau sont compatibles avec cet âge (Zone à *niortense*).

- ***Les Marnes à Ostrea acuminata***

Les Marnes à *Ostrea acuminata,* formation essentiellement argileuse, contiennent de nombreuses petites huîtres, en particulier *Praexogyra acuminata*. Elles se localisent du Nord au Sud, de Chaumont jusque dans la Nièvre et le Jura (Thierry *et al.*, 1980 , Thiry-Bastien, 2002). La partie sommitale s'enrichit en carbonate et présente de petits bancs décimétriques de calcaire argileux. Les nombreuses ammonites permettent de dater cette formation de la Zone à *parkinsoni* du Bajocien supérieur. Le sommet de la Zone à *garantiana* est reconnu dans le Sud de la Haute-Marne (Thomassin, 1984) et en Côte d'Or.

- ***L'Oolite miliaire***

- L'Oolite miliaire est composée de 3 membres lithologiques datés du Bajocien supérieur (Zones à *garantiana* et *parkinsoni*). Son épaisseur totale varie généralement entre 30 et 50m :

- L'**Oolithe miliaire inférieure** (ou **Oolite de Jaumont** dans la Lorraine septentrionale, 20-30m) est un calcaire packstone à grainstone, bioclastique, à oolites ou à oncoides à nubéculaires et à litages obliques. Les fragments bioclastiques (principalement bivalves et échinodermes) sont souvent oolitisés. Le manque de données biostratigraphiques dans cette formation carbonatée ne permet pas un calage précis à la Sous-Zone près. Néanmoins, *Garantiana cf. garantiana* retrouvée dans l'Oolithe miliaire inférieure près de Toul (Gardet, 1929), *Strenoceras et Garantiana sp*. vers Longwy (Maubeuge, 1967) et enfin *G. garantiana* (Maubeuge, 1955) vers Briey permettent d'attribuer cette formation à la Zone à *garantiana* (Mangold *et al.*, 1994).

- L'**Oolite à *Clypeus ploti*** est un membre sédimentaire marno-calcaire, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, à oncoïdes encroûtées par des foraminifères (*nubecularia*). Les faciès calcaires présentent des textures mudstones à packstones, avec une fraction argileuse pouvant être assez importante (10-20%). Ce membre marno-calcaire s'étend de Chaumont à Briey et passe latéralement vers le Nord à un faciès argileux (**Marnes de Gravelotte**); (Thierry *et al.*, 1980, Mangold *et al.*, 1994). Cette formation a livré de nombreuses ammonites, avec à sa base *Parkinsonia (Parkinsonia) acris*, *P. (P.) rarecostata*, *P. (P.) arietis*, *P. (Durotrigensia) pseudoferrugina*, *P. (D.) densicosta* et vers le sommet *P. (P.) parkinsoni*, *P. (P.) bomfordi* et *P. (D.) oxonica* (Mangold *et al.*, 1994). Cette riche faune de Parkinsoniidés permet d'attribuer

l'Oolite à *Clypeus ploti* aux Sous-Zones à *acris*, *densicostata* et *bomfordi* de la Zone à *parkinsoni* (Mangold *et al.*, 1994).

L'**Oolithe miliaire supérieure**, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, est un calcaire grainstone à oolites, bioclastes et litages obliques. La présence de rares ammonites a été signalée, notamment près de Toul avec *Parkinsonia depressa*, *P. sp. et P. (D.) pseudoferruginea* au sommet de l'Oolithe miliaire supérieure (Maubeuge, 1955). L'oolithe miliaire supérieure est ainsi attribuée aux Sous-Zones à *densicostata* et *bomfordi* de la partie supérieure de la Zone à *parkinsoni* (Mangold *et al.*, 1994).

c. Bathonien

Les formations bathoniennes de l'Est du Bassin de Paris sont majoritairement marneuses et argileuses en Lorraine et principalement calcaires en Haute-Marne et en Côte d'Or (Figure I-6).

Le Bathonien marneux :

• *Les Caillasses à Anabacia*

Les Caillasses à *Anabacia* sont des calcaires argileux, bioclastiques, à oncoides de nubéculaires d'une épaisseur de 5 à 10m. Elles se développent de Colombey-les-Belles au Sud jusqu'au Nord des Ardennes (Thierry *et al.*, 1980, Mangold *et al.*, 1994). Elles contiennent de nombreux petits polypiers solitaires (*Chomatoseris*) et d'abondantes ammonites qui indiquent la Zone à *zigzag*, Sous-Zone à *convergens*, *macrescens* et *laeviplex* (Mangold *et al.*, 1994).

• *Les Marnes à Rhynchonelles*

Les Marnes à Rhynchonelles sont présentes de Neufchâteau au Sud jusqu'au Nord de Chambley (Thierry *et al.*, 1980). D'une quarantaine de mètres d'épaisseur vers Colombey-les-Belles, elles atteignent 75m vers Chambley au Nord de la Lorraine (Thierry *et al.*, 1980). Sur une majeure partie de la Lorraine, ces marnes sont difficilement dissociables des Argiles de la Woëvre (Thierry *et al.*, 1980). Elles peuvent être subdivisées en trois membres :

Les **Marnes à Rhynchonelles inférieures** contiennent quelques ammonites à leur base : *Morrisiceras morrisi* à Chambley (Mangold et al., 1993), *M. sp. et Lycetticeras comma* à Toul (Maubeuge, 1953) et à leur sommet : *Wagnericeras fortecostatum et W. sp*. Cette faune permet de placer cette formation dans la zone à *morrisi* du Bathonien inférieur (Mangold *et al.*, 1994).

Les **Caillasses à Rhynchonelles** se distinguent par un taux de carbonate plus élevé leur donnant un faciès de calcaire argileux alternant avec des niveaux pluri-décimétriques de marnes. C'est dans ce membre que les ammonites sont les plus abondantes : *P. (Procerites) hodsoni*, *P. (P.) imitator*, *P. (P.) mirabilis*, *Choffatia (Subgrossouvria) cerealis* vers Toul et *P. (P.) quercinus* vers Longwy et Nancy (Mangold *et al.*, 1994). Elles indiquent la Zone à *orbis* du Bathonien supérieur (Mangold *et al.*, 1994).

Les **Marnes à Rhynchonelles supérieures** ont fourni *Bullatimorphites (Kheraiceras) hannoveranus et les brachiopodes Lotharingella woevrica, Kallirhynchia concinna,* indiquant les Zones à *hodsoni* et à *orbis* (Charcosset, 1993, Mangold *et al.*, 1994, Garcia *et al.*, 1996b).

Le Bathonien calcaire :

- ***Les Calcaires de Chaumont***

Ces calcaires compacts et très durs, en général micritiques, localement graveleux ou calcarénétiques, se présentent en bancs épais. La ville de Chaumont est construite sur cette formation calcaire, épaisse d'environ 60m. La macrofaune se compose notamment de bivalves, foraminifères, gastéropodes et également de brachiopodes dont *Rhynchonella decorata*. Cette formation est d'ailleurs nommée Calcaires à *Rhynchonella decorata* dans de nombreuses cartes géologiques du BRGM. Elle ne contient pas d'ammonites ce qui rend sa datation difficile. Cependant, les nombreux brachiopodes trouvés lors de travaux inédits d'étudiants dijonnais, permettent de les attribuer à un intervalle couvrant la totalité du Bathonien, de la Zone à *zigzag* à la Zone à *discus*. (Charcosset, 1993, Garcia, 1993, Gaumet, 1993, Hocquet, 1993, Janniaux, 1993, Garcia *et al.*, 1996b).

- ***Les Calcaires de Neufchâteau***

Ces calcaires sont similaires aux calcaires de Chaumont : compacts, durs, souvent micritiques, parfois plus graveleux. En revanche, leur extension stratigraphique diffère quelque peu. En effet, les brachiopodes trouvés dans ces calcaires, permettent de les dater uniquement de l'intervalle Bathonien inférieur (Charcosset, 1993). A Neufchâteau, les Marnes à Rhynchonelles supérieures limitent le sommet de ce calcaire dans cette zone située à transition entre des formations bathoniennes marneuses en Lorraine et calcaires en Haute-Marne et Côte d'Or. L'étude sédimentologique et séquentielle devra apporter des précisions sur les modalités des changements latéraux et verticaux de faciès formation.

- ***L'Oolite de Fréville***

Cette formation calcarénitique se met en place au-dessus des Marnes à Rhynchonelles dans la région de Neufchâteau et au dessus des Calcaires de Chaumont ou de Neufchâteau dans le secteur de Bure. Dominé par des grainstones oo-bioclastiques à litages obliques, cette formation présente une épaisseur de 5 à 20m environ. Elle est datée par brachiopodes de la Zone à *hodsoni* du Bathonien supérieur (Charcosset, 1993, Gaumet, 1993, Hocquet, 1993, Janniaux, 1993).

d. Callovien

- ***Les Calcaires de Dijon-Corton***

Cette formation géologique est particulièrement bien décrite dans la région dijonnaise (Floquet *et al.*, 1989, Laville *et al.*, 1989, Floquet *et al.*, 1991, Javaux, 1992, Garcia, 1993) où elle a été largement exploitée en carrières pour l'extraction de pierres de taille. Cette formation est également reconnue dans la région de Chaumont, mais pas au-delà d'Andelot. Elle est composée principalement de bioclastes (lamellibranches, bryozoaires, coraux, échinodermes, brachiopodes…) et d'oolites. Cette formation présente également des membres marneux riches en brachiopodes (Marnes à *Eudesia* et Marnes à Digonelles). L'abondance des ammonites et brachiopodes permet un calage biostratigraphique précis (de la Sous-Zone à *discus* de la Zone à *discus* jusqu'à la Sous-Zone à *kamptus* de la Zone à *herveyi*, donc d'un intervalle couvrant le Bathonien terminal et le début du Callovien inférieur).

- ***Le Calcaire de Ladoix et Pierre de Rimaucourt***

Le Calcaire de Ladoix, calcarénite bioclastique (bivalves, coraux, échinodermes) et oolitique, est reconnu dans la région de Chaumont (Floquet *et al.*, 1989, Javaux, 1992). D'une dizaine de mètres d'épaisseur, il est daté de la Zone à *koenigi* par ammonites et brachiopodes.

Au delà de Chaumont, le calcaire de Ladoix évolue vers une entroquite à litages obliques pouvant présenter des biostromes à coraux (Courville et Raffray, 2007). Elle est également riche en huîtres, *Trichites*, brachiopodes et comporte quelques rares ammonites. Le sommet présente une surface perforée qui peut être localement encroûtée par des huîtres. Ce membre est daté de la Zone à *Calloviense* (Courville et Raffray, 2007).

- ***Les Argiles de la Woëvre***

Ces argiles sont datées de l'intervalle allant du début du Callovien au début de l'Oxfordien. Très épaisses par endroits (160m dans la zone étudiée par l'Andra), elles ont été et sont encore actuellement abondamment étudiées car elles sont la cible potentielle pour le stockage des déchets radioactifs en couche géologique profonde (Brigaud *et al.*, 2009a). Localement en Haute-Marne, au-dessus de la discontinuité sommitale de la Pierre de Rimaucourt, cette formation peut présenter des niveaux marno-calcaires à oolites ferrugineuses dans lesquels la macrofaune d'ammonites, brachiopodes et bivalves est riche (Courville et Collin, 2002, Courville et Raffray, 2007).

3. Cadre structural

3.1 Principales structures

Dans la partie Est du Bassin de Paris, la série sédimentaire monoclinale présente un faible pendage en direction du centre du Bassin de Paris (1 à 2°). Elle est affectée par un certain nombre de failles parfois organisées en faisceaux.

- Un premier type correspond à des accidents majeurs de socle, et se marque dans l'Est du Bassin de Paris par la présence de trois zones de failles majeures désignées comme « hercyniennes » (Figure I-11) :

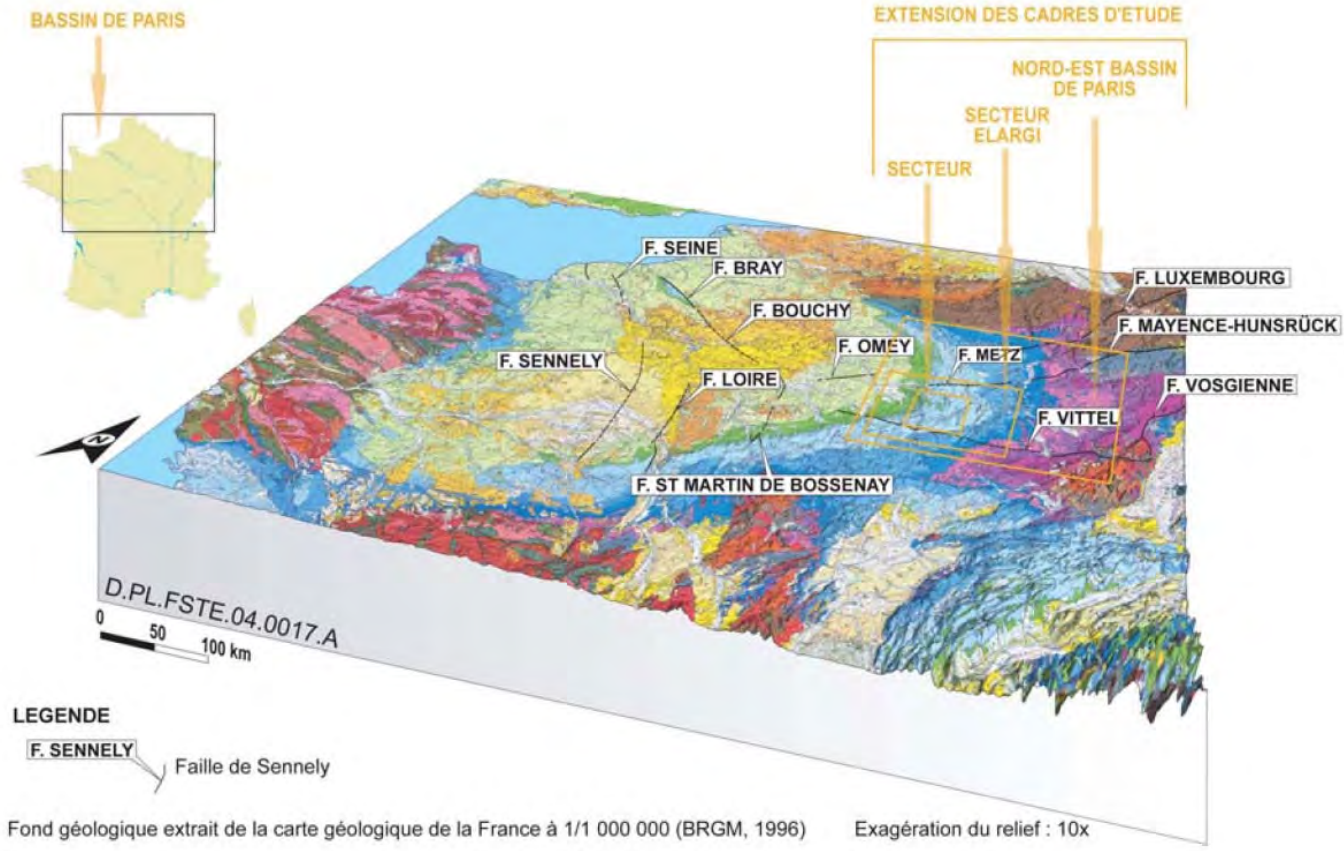


Figure I-11 : Bloc diagramme montrant les principales failles dites « hercyniennes » dans le Bassin de Paris (Elion *et al.*, 2005).

- La faille de Vittel, d'orientation E-W, est un héritage hercynien qui témoigne de la suture du bloc Morvano-Vosgien au bloc Saxo-Thuringien (Figure I-13). Au niveau du socle, la faille de Vittel se présente comme une faille normale qui a probablement joué en décrochement pendant le Permien (Elion *et al.*, 2005). Elle a joué un rôle important dans l'histoire sédimentaire du Permien, en bordant le sud du bassin houiller de Sarre-Lorraine. Son rejet vertical au toit du Permien est de l'ordre de 600-700m. Elle a ensuite

probablement rejoué, au cours du Jurassique (Jacquin *et al.*, 1998, Jacquin et de Graciansky, 1998a, Vincent, 2001, Thiry-Bastien, 2002, de Graciansky et Jacquin, 2003, Collin et Courville, 2006), par exemple au cours du Toarcien supérieur et de l'Aalénien (Durlet *et al.*, 1997) comme le suggère le transect de la figure Figure I-12.

-

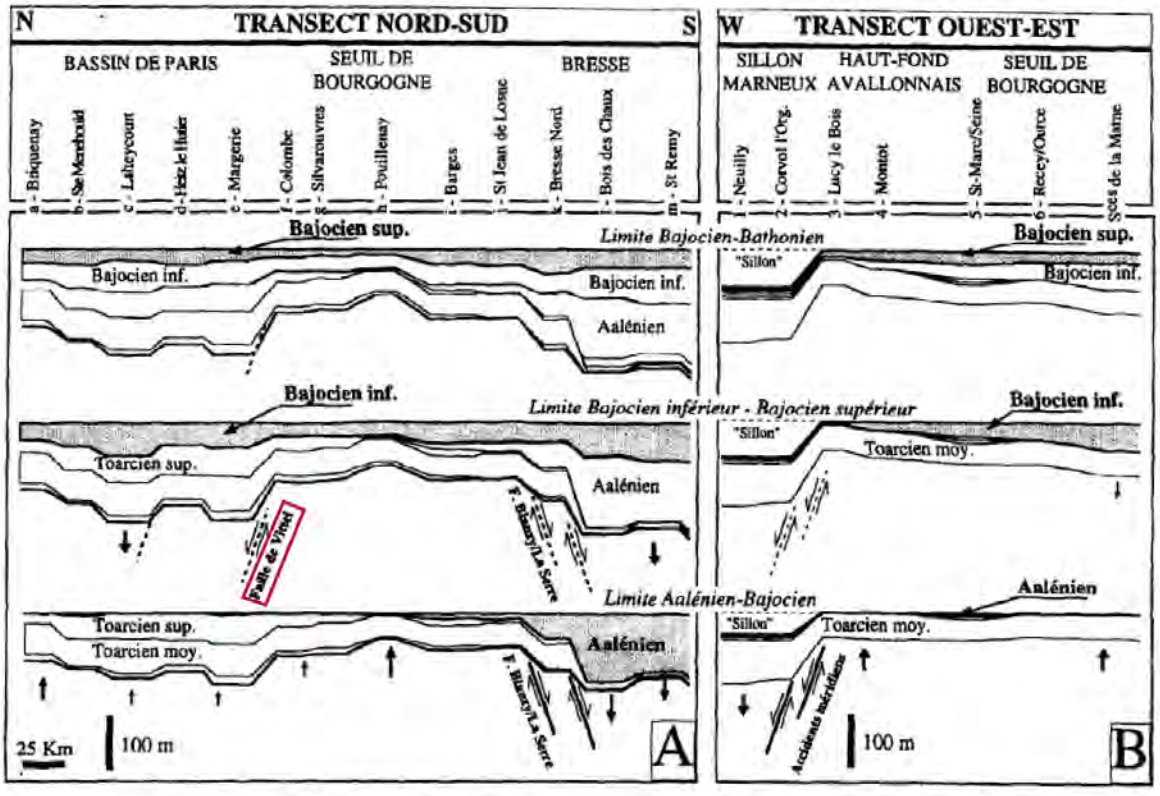


Figure I-12: Transect nord-sud recoupant les accidents de Vittel et de Blanzy-La Serre (Durlet *et al.*, 1997).

- La faille de Metz d'orientation NE-SW, est également une faille hercynienne limitant deux terranes : le bloc Saxo-Thuringien et le bloc Rhéno-hercynien.
- La faille du Luxembourg d'orientation NE-SW, est aussi un accident hercynien

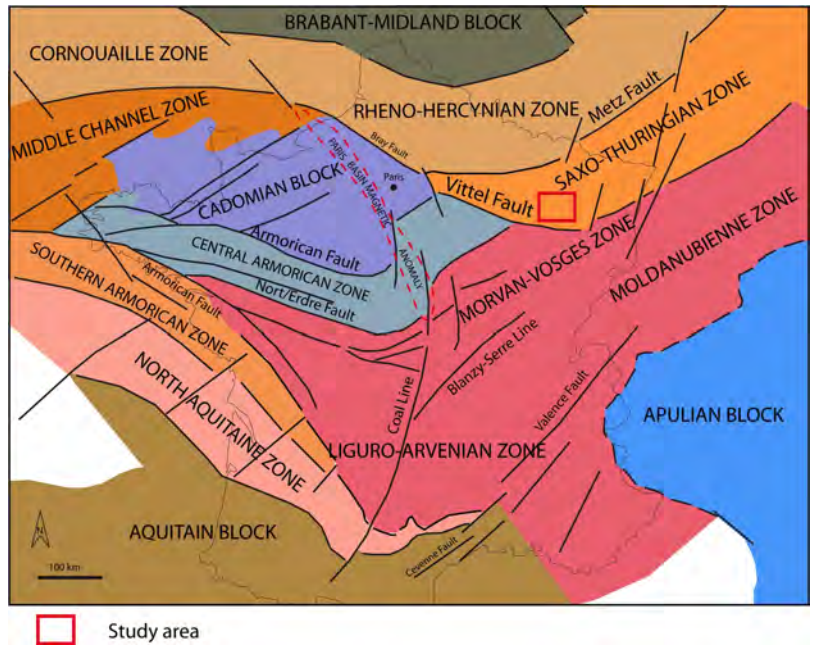


Figure I-13: Carte structurale pré-Mésozoique du Bassin de Paris (Chantraine *et al.*, 2003).
La partie méridionale du secteur d'étude est jalonnée par la faille de Vittel qui marque la limite sud de la terrane Saxo-Thuringienne.

Entre la faille de Vittel et la faille de Metz, un deuxième type de structures correspond à des failles normales ou décrochantes de direction Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest, délimitant des petits fossés d'effondrements. Deux de ces fossés sont ici brièvement décrits (Figure I-14):

- le fossé d'effondrement de Gondrecourt-le-Château, de direction N35° est long d'environ 30km. La largeur de ce fossé d'effondrement est faible, entre 1 à 2 km, et correspond à l'épaisseur de la série sédimentaire déformée (1500m). Le rejet de ces failles est de plusieurs dizaines de mètres. Dans le paysage, ce fossé apparaît en relief du fait de son érosion différentielle (Elion *et al.*, 2005).

- le fossé d'effondrement de Joinville de direction N35°E se localise au Sud de Joinville sur une longueur d'environ 20km. Sa largeur correspond à l'ordre de grandeur de la série mésozoïque fracturée (1500m), ce qui est tout à fait cohérent d'un point de vue tectonique (Elion et al., 2005).

Ces accidents ne semblent pas induire de variations de sédimentation durant le Mésozoïque, et trouvent très vraisemblablement leur origine durant la phase d'extension oligocène (Elion *et al.*, 2005, Bergerat *et al.*, 2007).

- Un troisième type de structure correspond à des failles de direction Nord-Nord-Ouest/Sud-Sud-Est (Elion *et al.*, 2005):

Au Nord de Toul ces failles ont un rejet essentiellement vertical et constituent un faisceau entre l'anticlinal de Lorraine et le synclinal de Toul (Figure I-14). Au Nord de Joinville, les failles dites failles de la Marne, s'étendent sur une longueur de près de 100km. Leur rejet

vertical peut dépasser 100m dans les terrains mésozoïques où la partie effondrée se localise à l'Est. L'essentiel de leur rejet est à attribuer à l'extension oligocène.

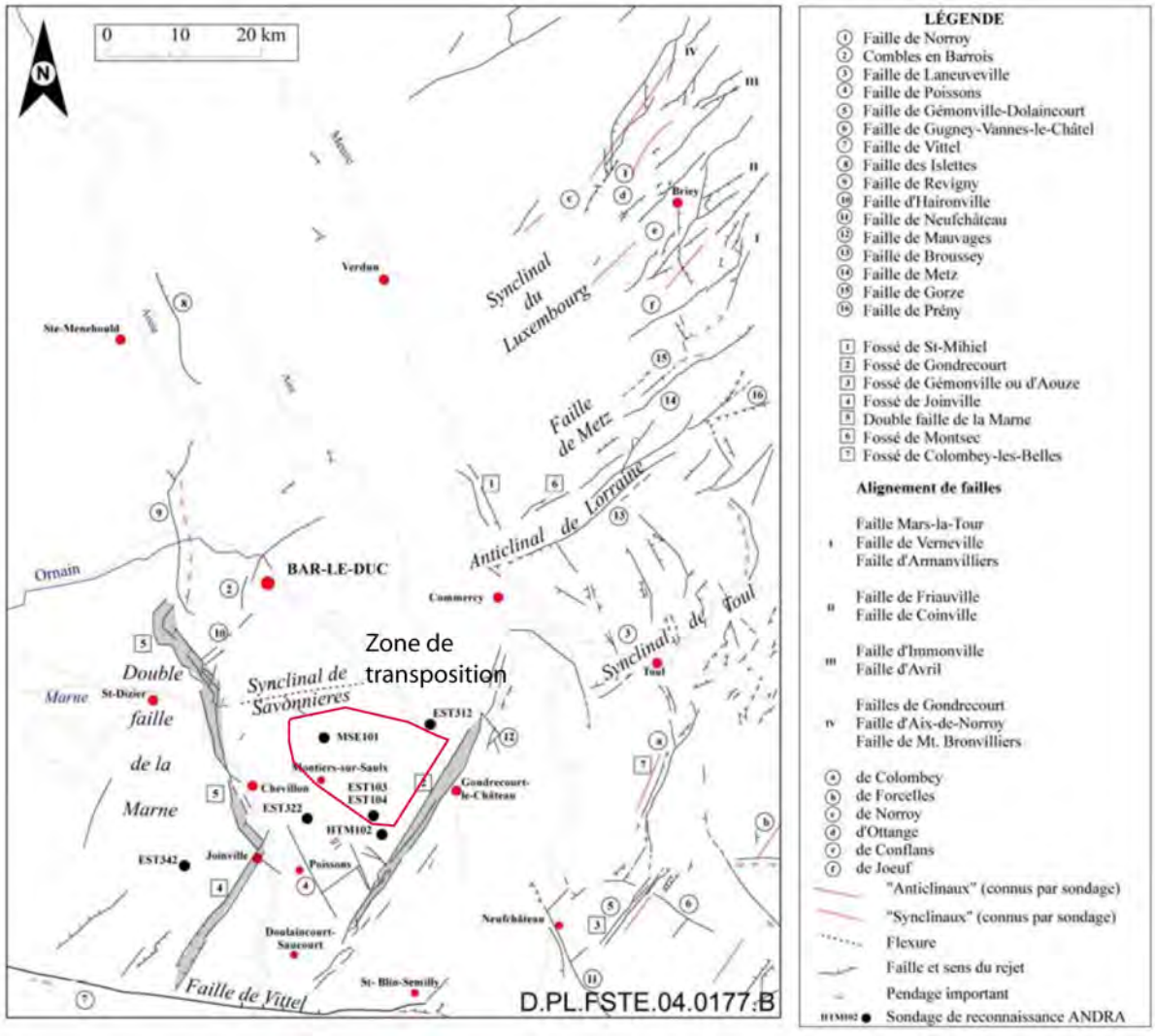


Figure I-14 : Schéma structural de l'Est du Bassin de Paris avec la zone de transposition (ZT, en rouge) (Elion *et al.*, 2005).

3.2 Calendrier des phases tectoniques

Après l'héritage structural induit par l'orogenèse hercynienne, il est important de bien connaître les événements tectoniques ayant affectés l'Est du Bassin de Paris, et pouvant ainsi être à l'origine de réactivation des accidents hercyniens et/ou de création de nouvelles structures faillées. L'Andra a réalisé un inventaire précis synthétisé en 2005 (Elion *et al.*, 2005), qui met en évidence 5 grandes périodes :

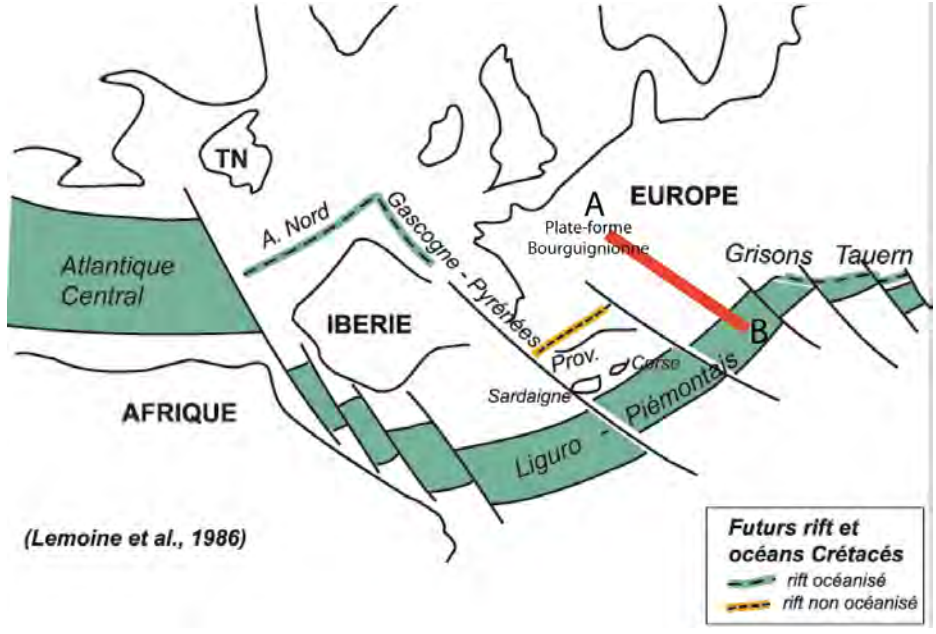


Figure I-15 : Carte schématique des différents *riftings* fonctionnant durant le Jurassique supérieur (Lemoine *et al.*, 1986).
En rouge le transect de la Figure I-16.

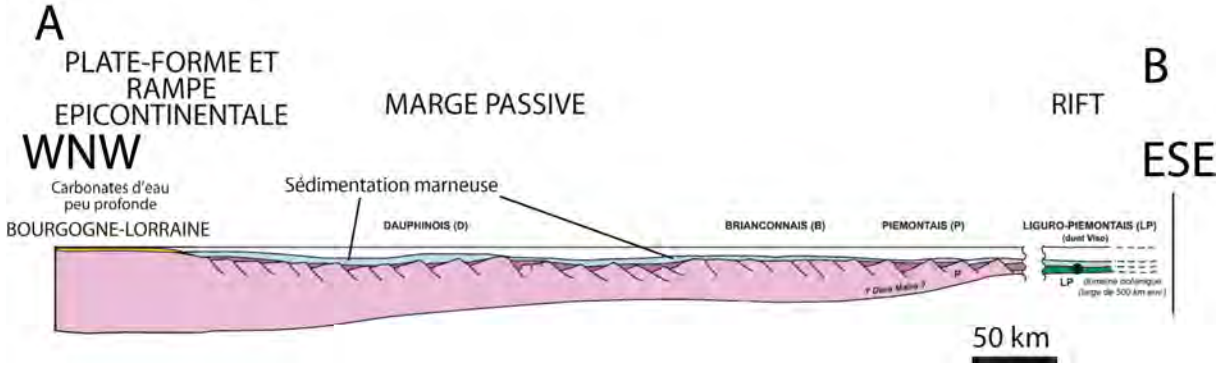


Figure I-16 : Transect sur la marge passive lors du *rifting* liguro-piedmontais au Jurassique (modifié d'après Lemoine *et al.*, 1986).
La Bourgogne se localisait sur une plate-forme à sédimentation carbonatée.

(1) Extension NW-SE durant le Jurassique. Sur le site Andra, des micro-failles normales syn-sédimentaires et des filons sédimentaires sont décelés dans les sédiments oxfordiens (André, 2003, André *et al.*, 2004, André *et al.*, 2006). De nombreuses études montrent une activité syn-sédimentaire assez importante à proximité immédiate des accidents de socle (faille de Vittel, faille du Luxembourg), notamment durant le Jurassique moyen et supérieur (Jacquin *et al.*, 1998, Collin et Courville, 2006). Sur le terrain, le jeu synsédimentaire de failles normales d'orientation N70-80 et N10-20 est démontré lors de l'Aalénien et le Bajocien, en particulier en Côte d'Or et en Haute-Marne, par exemple aux sources de la Marne (Figure I-17) ; (Durlet, 1996, Durlet *et al.*, 1997, Durlet *et al.*, 2001).

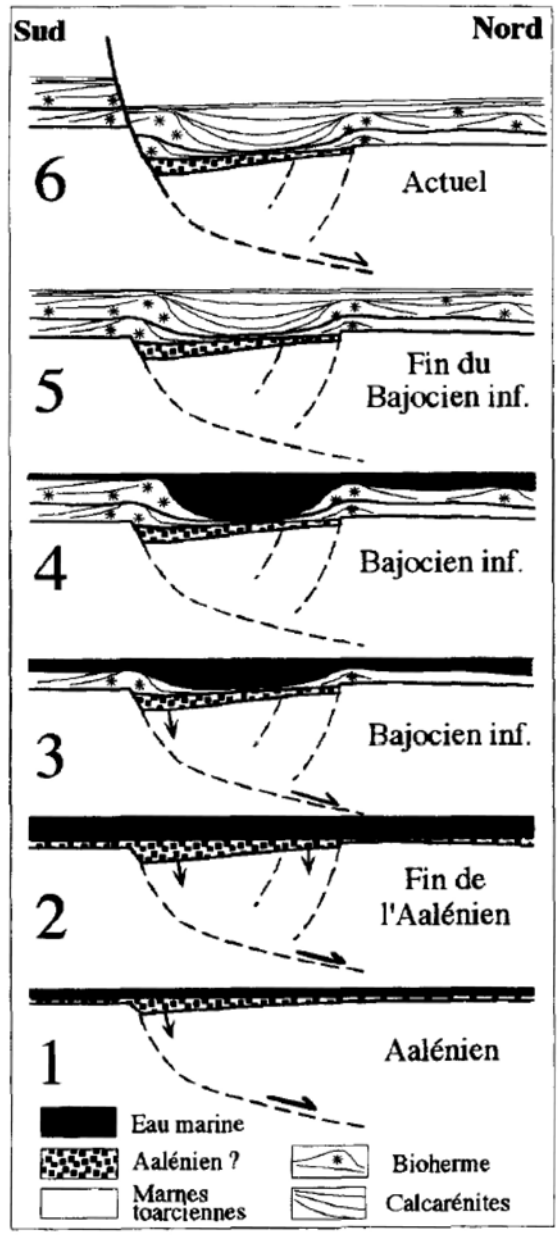


Figure I-17 : Fonctionnement synsédimentaire de la faille du complexe récifal des sources de la Marne (Haute-Marne) de l'Aalénien au Bajocien, d'après Durlet et al., (1997).

(2) Compressions crétacées. Deux événements compressifs d'âge Crétacé inférieur (Néocimmérienne et Autrichienne) marquent l'évolution géodynamique de l'Europe de l'Ouest. L'origine de ces événements est complexe mais caractérise une période d'ouverture océanique dans l'Atlantique et la Téthys (Golfe de Gascogne, Mer du Nord et océan Ligure, Jacquin et de Graciansky, 1998a, Guillocheau *et al.*, 2000). La phase compressive néocimmérienne (Berriasien – 145-140Ma) marque le passage entre la phase syn-rift et post-rift en Mer du Nord (Rawson et Riley, 1982, Lake et Karner, 1987, KyrkjebØ *et al.*, 2004). La phase autrichienne (limite Aptien/Albien – 110Ma) correspond à la transition entre le syn-rift et post-rift Atlantique dans le Golfe de Gascogne (Ruffell, 1992, McMahon et Turner, 1998). Dans l'Est du Bassin de Paris, ces événements compressifs se ressentent principalement sur les bordures du Massif ardennais qui sont surélevées et soumises à érosion (karstification, Corroy, 1925, Corroy, 1926, Guillocheau *et al.*, 2002). Dans le secteur de Bure (de la Haute-Marne jusque dans la Meuse), une importante karstification s'est développée au début du Crétacé, affectant

les calcaires du Tithonien, constituant aujourd'hui les « Collines du Barrois » (Corroy, 1926). La karstification a pu former des « crevasses » d'environ 50m de profondeur. Ces karsts ont été remplis lors de la transgression suivante valanginienne par des oolites ferrugineuses, et forment également du fer géodique. Ce minerai a été largement exploité en Haute-Marne depuis le X-XIII^{ème} siècle (où des centres industriels importants naissent comme à Poisson ou à Bailly-aux-Forges) jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle (des hauts fourneaux et forges exploitant le minerai valanginien de Haute-Marne fonctionnaient encore comme à Saint Dizier), contribuant ainsi au développement industriel de la Haute-Marne (Corroy, 1926).

(3) Compression Nord-Sud. La compression N-S correspond à la phase Pyrénéo-provençale de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Elle se caractérise par la mise en place de la chaîne pyrénéenne correspondant à la collision entre le bloc Ibérique-Corso-Sarde et le bloc Européen (Choukroune *et al.*, 1973, Choukroune et Mattauer, 1978). Dans le secteur de Bure, elle se marque par des décrochements conjugués de direction N-S mais qui peuvent varier selon les perturbations induites par les failles majeures de NW-SE, à NE-SW (failles de Vittel); (André, 2003, Bergerat *et al.*, 2007). Les failles de la Marne, par exemple, pourrait avoir été actives lors de cette phase.

(4) Extension NW-SE durant l'Oligocène. Dans le secteur de Bure, cette phase serait à l'origine de la majorité des structures observées sur le terrain (André, 2003, Elion *et al.*, 2005, Bergerat *et al.*, 2007). Les fossés d'effondrements de la Marne et de Gondrecourt-le-Château se structurent pendant cette phase extensive (Figure I-18). Des stylolites horizontaux et fentes de tension verticales lui sont attribués.

(5) Compression NW-SE. Elle correspond à la phase Alpine qui s'exerce depuis le Miocène. Dans le secteur d'étude, elle semble majoritairement exprimée par des décrochements (André, 2003, Elion *et al.*, 2005, Bergerat *et al.*, 2007).

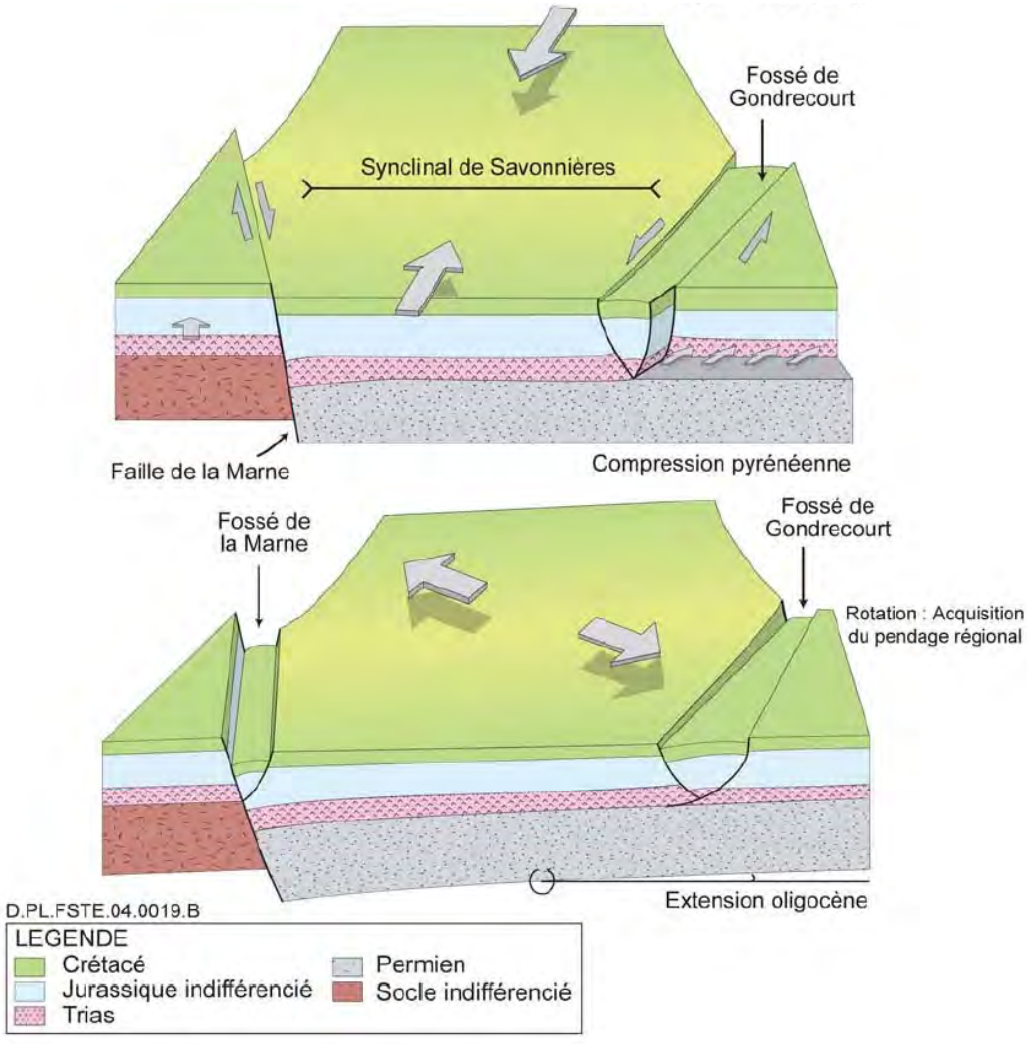


Figure I-18 : Evolution géodynamique du secteur d'étude au Cénozoïque (Elion *et al.*, 2005)

4. Cadre paléogéographique

Les reconstitutions paléogéographiques du Jurassique moyen montrent que la Lorraine était située à une latitude tropicale à subtropicale comprise entre 30-35°N (Thierry et Barrier, 2000). Le bassin de Paris était alors occupé par une mer épicontinentale entourée de terres émergées avec au Nord les Massifs de Londres – Brabant et rhénan, à l'Ouest le Massif armoricain et au Sud le Massif central qui n'était que très partiellement émergé (Figure I-20). A l'Est, au delà de la plate forme jurassienne et bourguignonne, le domaine du Bassin parisien s'ouvrait vers le bassin dauphinois et l'Océan téthysien. Entre les Massifs de Londres – Brabant et armoricain, un passage subsistait en direction du domaine de la Mer du Nord. Enfin, au Sud-Ouest, il débouchait sur le bassin aquitain et le rift du Golfe de Gascogne. Le relief peu marqué des Massifs cristallins émergés a préservé l'essentiel de ce domaine d'apports détritiques grossiers. La sédimentation fut par conséquent à dominante carbonatée et argilo-carbonatée.

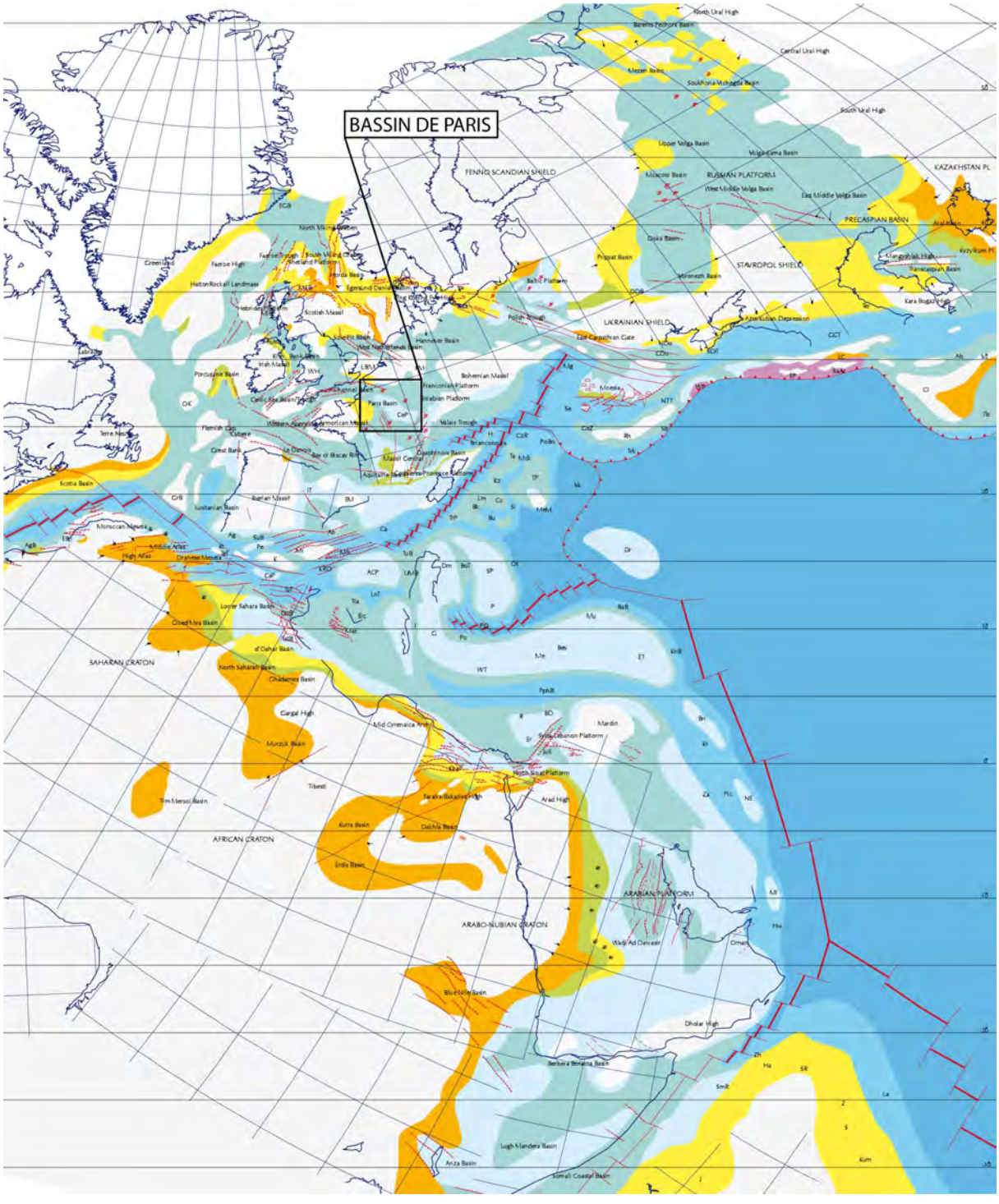


Figure I-19 : Carte paléogéographique du domaine péri-téthysien et localisation du Bassin de Paris au Callovien (Thierry et Barrier, 2000).

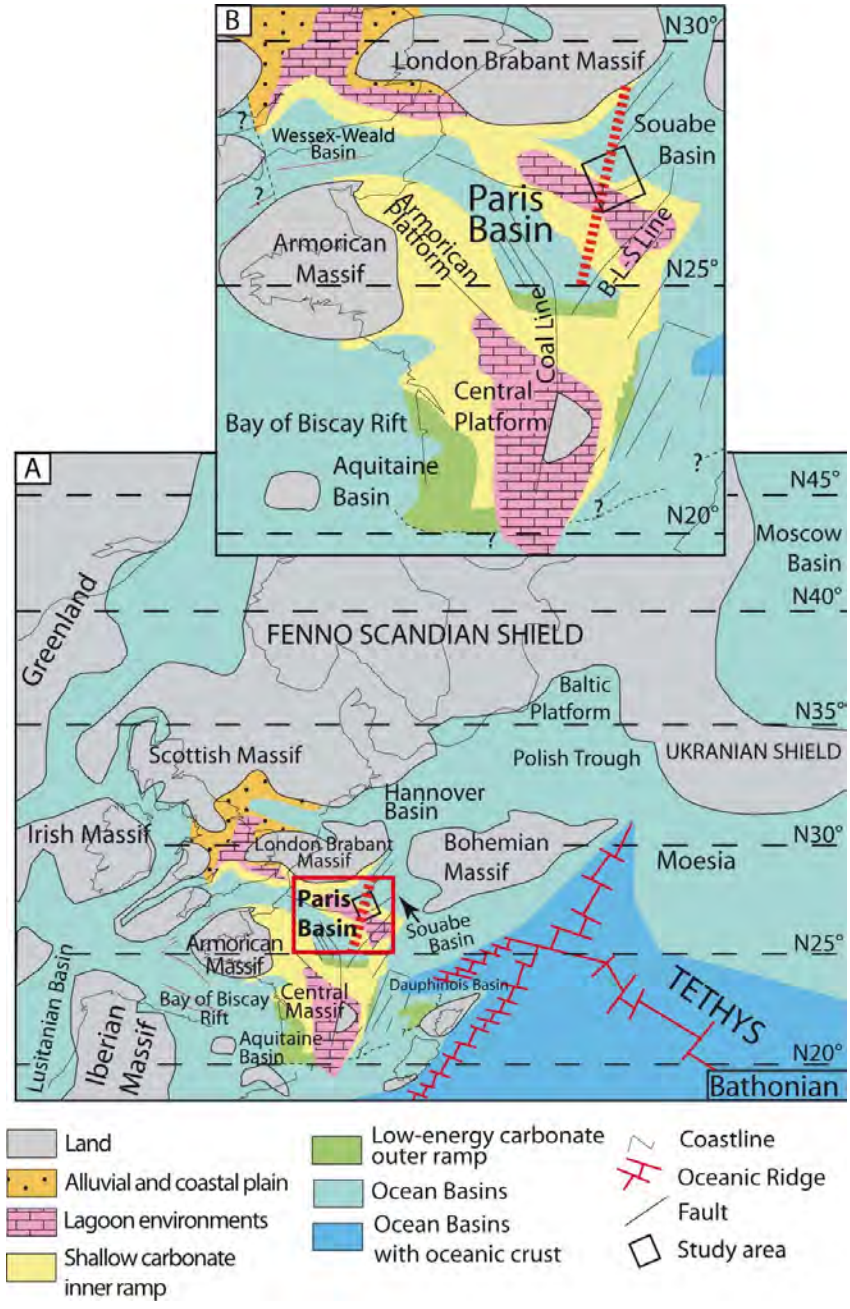


Figure I-20 : Carte paléogéographique du domaine NW téthysien au Jurassique moyen, ici le Bathonien, cartes réalisées d'après les données d'Enay et Mangold (1980); Hendry (2002) et Thierry et Barrier (2000).
A- Nord-ouest téthysien. B- Zoom sur le domaine Franco-Anglais. La zone d'étude s'inscrit au sein d'une mer épicontinentale entourée de massifs émergés. Au Bathonien, un lagon protégé par une barrière oolitique caractérisait l'environnement sédimentaire de la Lorraine.

Du Bajocien au Callovien, les environnements sédimentaires évoluent :

- au Bajocien inférieur, une intense production carbonatée se développe du Sud au Nord de la France, avec une production essentiellement biogène (Enay et Mangold, 1980, Purser, 1989).
- au Bajocien supérieur, les environnements de bassins à sédimentation marneuse. La production carbonatée est localisée sur la plate-forme Nord, du Jura et la plate-forme centrale, elle est majoritairement physico-chimique (oolites).

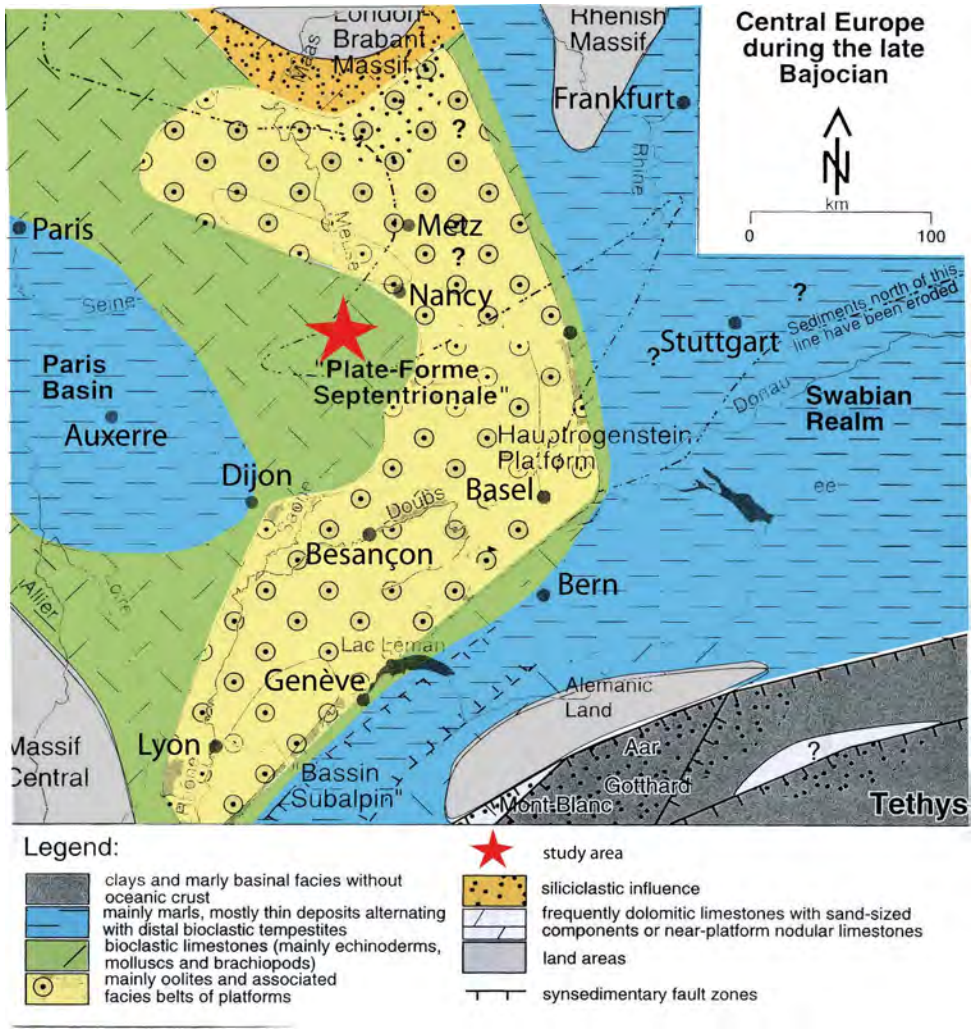


Figure I-21 : Carte paléogéographique du domaine Franco-Suisse et Allemand (Gonzalez et Wetzel, 1996).

- au Bathonien, un lagon d'orientation NW-SE s'individualise dans le domaine du Bassin de Paris. Cette période est également caractérisée par une production carbonatée essentiellement physico-chimique (Enay et Mangold, 1980, Purser, 1989). Un autre domaine de lagon se développe sur l'actuel emplacement du Massif central. Les traces de pas de dinosaures tridactyle (Théropodes) et de Sauropodes découvertes dans les Causses suggèrent la possible émersion du Massif central au cours du Bathonien (Sciau *et al.*, 2006)

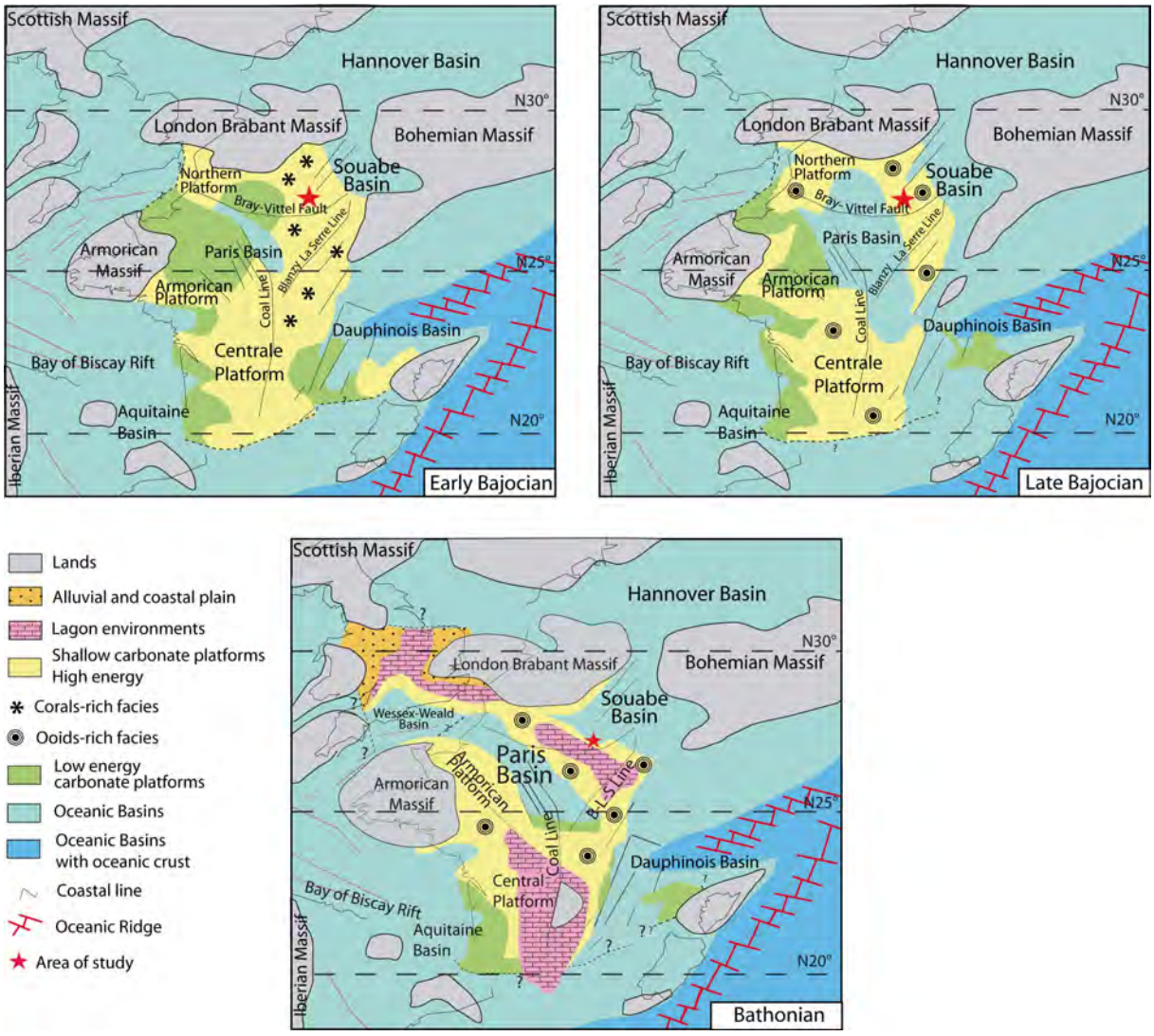


Figure I-22 : Evolution paléogéographique et environnementale du Jurassique français d'après (Enay et Mangold, 1980, Purser, 1989, Hendry, 2002).

5. Matériel et Méthodes

5.1 Analyses sur *plugs*

Outre les observations et prélèvements sur le terrain, l'échantillonnage a été focalisé sur les forages Andra HTM102, EST210, EST433 et Total L.LI.CD.001. Les échantillons ont été prélevés à l'aide d'un foret diamanté permettant de fournir un *plug* de 25,5 mm de diamètre et environ 10 cm de hauteur. Un maximum d'analyses et observations est réalisé sur un même *plug*, ce qui permet de réaliser des comparaisons fiables entre les différents paramètres.
Sur chaque *plug*, une lame mince est réalisée sur son extrémité. Elles permettent des déterminations faciologiques interprétées en termes de paléoenvironnements (comptage d'éléments figurés), diagénétiques (phases minérales) et pétrophysiques (macroporosité). Quelques talons de lames minces ou chutes de *plugs* ont servi de support à des observations MEB, ou à des observations sous cathodoluminescence afin d'échantillonner des poudres pour des analyses isotopiques en $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$. Trois lames minces ont été utilisées pour des déterminations de rapports isotopiques ponctuels à la microsonde ionique (IMS1270,

CRPG, Nancy). Ces observations diagénétiques et mesures isotopiques devront permettent de caractériser les cimentations et les possibles fluides à leur origine. D'un point de vue pétrophysique, la vitesse des ondes P a d'abord été mesurée sur chaque *plug*. Ces mesures ont été complétées par l'analyse de la porosité, la perméabilité et de la densité.
Quelques *plugs* clefs ont été utilisés pour des mesures complémentaires d'injection mercure afin de définir des tailles de seuils de pores. Des mesures RMN (Résonance Magnétique Nucléaire) ont été réalisées afin de les calibrer en fonction des faciès et des types de pores, dans le but de mieux utiliser les données diagraphiques RMN.
Un même *plug* nous renseigne sur les propriétés sédimentologiques (faciès), diagénétiques (phases minérales, signal géochimique des ciments) et pétrophysiques (porosité, perméabilité, densité, Vp, parfois RMN et injection mercure) ; (Figure I-23). Un tableau de données récapitulant les mesures réalisées sur les 270 *plugs* est disponible sur demande (benjamin.brigaud@u-bourgogne.fr); (Figure I-24). Il a servi de base aux comparaisons réalisées entre les aspects sédimentologiques, paléo-environnementaux, diagénétiques et les propriétés pétrophysiques.

5.2 Détails des analyses réalisées dans ce travail

Analyses	*Lieu/matériel*	*Coupes, forages, échantillons analysés*	*Temps/ période*	*Echantillonnage/ méthode*	*Colla -borations/ Intervenants*
Descriptions sédimentologiques de terrain et paléontologiques	Langres-Nancy	38 affleurements (épaisseur cumulée : 650 m levés banc par banc)	Environ une trentaine de jours (novembre 2006 à juin 2007)	calcaires, argiles, huîtres, *trichites*	C. Durlet J. Thierry P. Courville (Géosciences Rennes)
Descriptions sédimentologiques sur carottes	Carothèque Andra (Bure) et Total (Boussens)	3 forages Andra (HTM102, EST210 et EST433) et 1 forage Total (L.LI.CD.001) ; soit 592 m levés	Environ une trentaine de jours (novembre 2006 à avril 2008)	262 plugs forés sur carottes à l'aide d'un foré diamanté HILTI (lame mince, géochimie et pétrophysique)	C. Durlet C. Aurière (Andra) D. Monge (Total) P. Blanc (LithoB)
Observation microscope optique	Dijon - Biogéosciences Microscope polarisant Leica Caméra Zeiss Loupe binoculaire Leica	394 lames minces Coloration ferricyanure de potassium et alizarine	4 mois (juillet 2007 à avril 2008)	Comptage éléments figurés, macroporosité, ciment, matrice (estimation visuelle et comptage Jmicrovision)	P. Taubaty P. Blanc
Observation microscopique sous cathodoluminescence	Dijon - Biogéosciences Technosyn 8200MKII	Environ 300 échantillons	4 mois (juillet 2007 à avril 2008)	Phase de cimentation, proportion de chaque phase (estimation visuelle)	C. Durlet
Observation Inclusions Fluides	Rueil-Malmaison - IFP	15 wafers	10 jours (septembre 2008)	Linkam THMSG 600 heating–cooling stage	B. Vincent (IFP) F. Nader (IFP)
MEB	Dijon – Institut Carnot MEB JEOL JSM 6400F avec microsonde électronique EDX OXFORD INSTRUMENTS	Trentaine d'échantillons	7 jours (mai à novembre 2008)	Microstructure des ciments, des micrites, sonde EDX : analyse élémentaire (Fe, Mg)	C. Durlet E. Jobard C. Josse
Géochimie - isotope stable – spectrométrie classique	Kiel - Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope ThermoFinnigan 251 ligne Dual inlet Kiel I	111 analyses sur poudres de ciments calcitiques et dolomitiques, 51 analyses sur ciments précoces vadoses 197 analyses sur poudres provenant de 50 Trichites, 41 huîtres et 3 bélemnites	Micro-échan-tillonnage/ad ministratif (15 jours) décembre 2007 à mai 2008)	Paléoenvironnement/ climat (O18 et 13C) Diagenèse/ paléohydrologie	C. Constantin (encadrement Master 1), G. Charbonnier (co-encadrement Master 1), A. Guillemenet (co-encadrement Master 2)
Géochimie – isotope du strontium	Rennes - Géosciences Rennes Finnigan MAT262	10 analyses sur poudres de ciments calcitiques (8), dolomitiques (1) et un *trichites*	Micro-échan-tillonnage (5 jours)/ administratif (juin 2008)	Diagenèse/ paléohydrologie	J.-J. Peucat (Géosciences Rennes)
Isotope stable -	Nancy – CRPG	33 analyses	2 journées	SIMS (Secondary Ion	C. Durlet

Microsonde ionique	SIMS CAMECA 1270	ponctuelles (spot 30 μm) sur lame mince	(2 et 3 juin 2008)	Mass Spectrometry) Diagenèse	C. Rollion-Bard (CRPG)
Diffraction des Rayons X	Dijon – Biogéosciences BRUCKER D4	32 échantillon (terrains + forages EST210 et HTM102)	5 jours (mars 2008)	40 kV et 30 mA Macdiff	J.-F. Deconinck N. Guichard K. Dinzambou (encadrement Master 1)
Porosité	Leiderdorp - Panterra Laboratory (The Netherlands)	251 plugs (HTM102, EST210, EST433 et L.Li.CD.001)	Préparation échantillon/ administratif (novembre 2007 et mai 2008)	Porosité hélium	Mike Burns (PanTerra) Albert Hebing (PanTerra)
perméabilité	idem	251 plugs	idem	Perméamètre air	
densité	idem	251 plugs	idem	Ratio poids/volume	
Vitesse acoustique (Vp)	Nancy – LAEGO Capteurs ultrasons	262 plugs (HTM102, EST210, EST433 et L.Li.CD.001)	4 jours (novembre 2007 et mai 2008)	Ultrasons 500 kHz propagés entre deux transducteurs	C. Auvray (LAEGO)
Injection mercure	Rueil-Malmaison - IFP	5 plugs (EST433)	Avril 2009		E. Jobard (co-encadrement Master 2) M. Fleury (IFP)
RMN	Rueil-Malmaison - IFP	10 plugs	Avril 2009	RMN 23 MHz	E. Jobard (co-encadrement Master 2) M. Fleury (IFP)
Sismique	Châtenay-Malabry - Andra	Lignes sismiques Andra	4 jours (mars 2009)	Logiciel Landmark	A. Trouiller (Andra) D. Guillemot (Andra)
Etudes extra-thèse :					
Observations sédimenologiques	Cuba	Environnements carbonatés actuels, lagune littorale, lagon, *shoal* oolitique, shoreface, producteurs carbonatés, faciès, figures sédimentaires	2 semaines (août 2009)	Masque, tuba, palmes, appareil photo	C. Durlet
Scan de la rampe oolitique d'Amellago (Aalénien - Jurassique)	Maroc – Chevron Université de Manchester	Affleurement rampe 30 km de long/500 m de hauteur	2 semaines (août 2009)	Lidar, DGPS	J.A.M. Kenter (Chevron) A. Pierre (Chevron) D. Hodgets (Chevron)

Tableau 1 : Liste des analyses, lieux, matériels, temps, méthodes et collaborations effectuées dans cette étude.

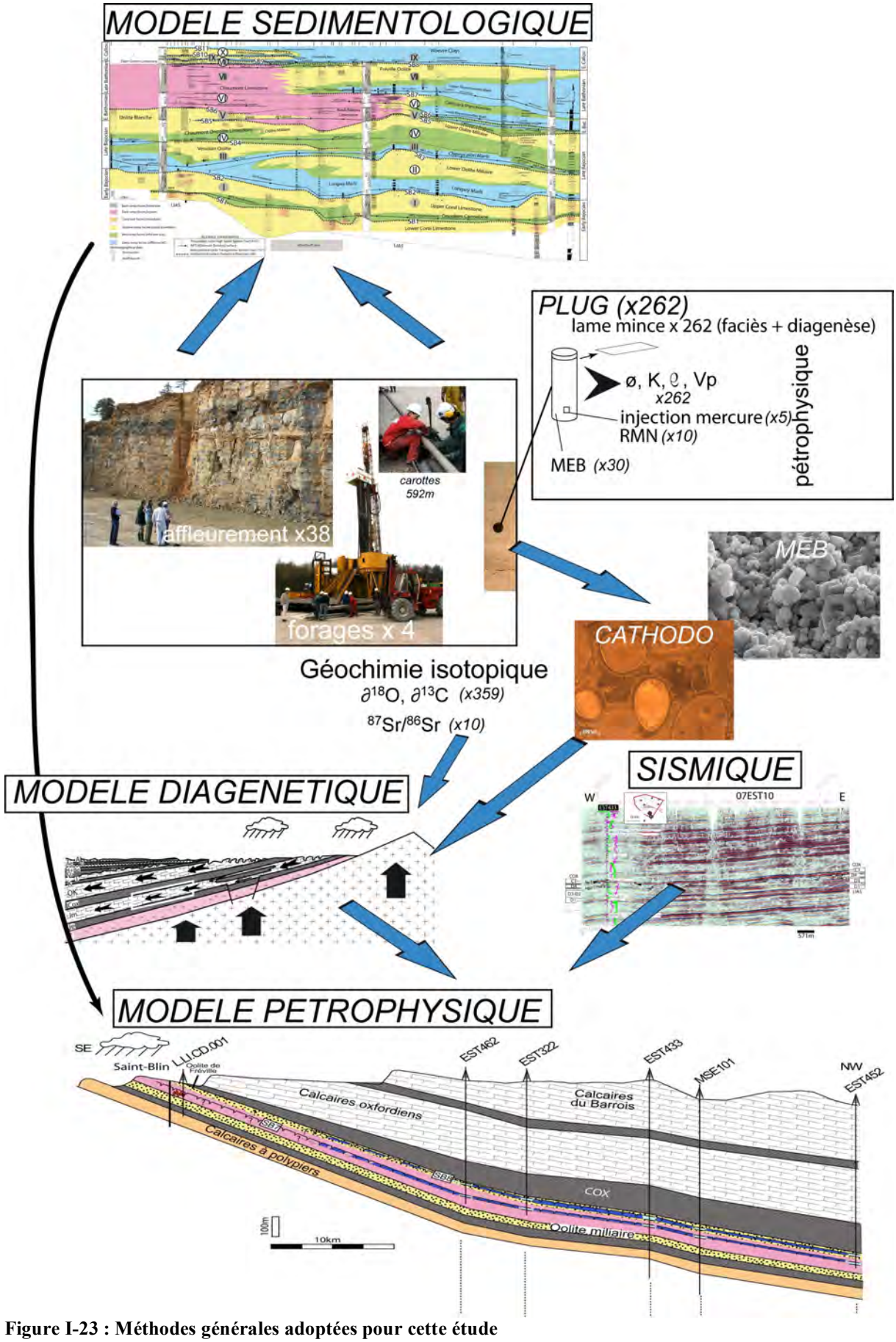


Figure I-23 : Méthodes générales adoptées pour cette étude

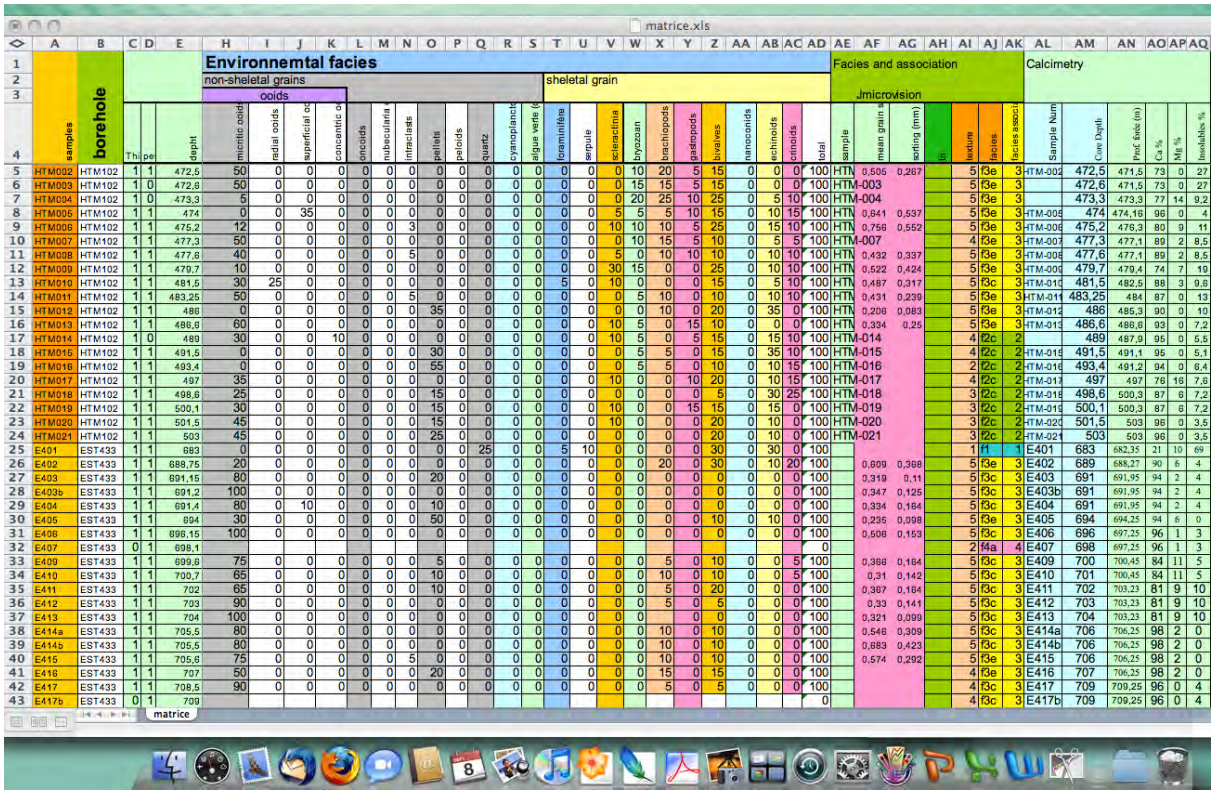


Figure I-24 : Partie de la matrice de donnée avec les données environnentales, diagénétiques et pétrophysiques.

Chapitre II.

Dynamique sédimentaire des formations carbonatées du Dogger

Chapitre II. Dynamique sédimentaire des formations carbonatées du Dogger

SOMMAIRE DU CHAPITRE

1. Hétérogénéités sédimentologiques du Dogger calcaire de l'Est de la France – contrôle environnemental et eustatique 48
1.1 Faciès et paléoenvironnements 49
1.2 Changement des systèmes biosédimentaires dans un cadre séquentiel 49
1.3 Contrôles environnementaux et paléoclimatiques 50
2. Description sédimentologique et interprétation séquentielle des forages 74
2.1 EST210 et EST433 75
2.2 Forage L.LI.CD.001 86
2.3 Forage HTM102 89
3. Evolution latérale des Séquences de dépôts 92
3.1 Dépôts *ante* Séquence I 92
3.2 Séquence I - Calcaires à polypiers 94
3.3 Séquence II- Marnes de Longwy – Oolite miliaire 98
3.4 Séquence III – Marnes à *Ostrea acuminata* - Oolite de Chaumont et Oolite à *Clypeus ploti* 101
3.5 Sequence IV – Oolite miliaire supérieure – Oncolite de Chaumont 102
3.6 Séquence V 104
3.7 Séquence VI 106
3.8 Séquence VII – Calcaires de Neufchâteau, Marnes à Rhynchonelles et Oolite de Fréville 110
3.9 Séquence VIII 114
3.10 Séquence IX 114
3.11 Séquence X – Pierre de Ladoix ou Pierre de Rimaucourt 115
4. Une influence structurale sur la distribution des corps sédimentaires du Bajocien inférieur ? *Exemple de la carrière de Rouvre-la-Chétive* 118
4.1 Carrière de Rouvres-la-Chétive 121
4.2 Origine de l'orientation N120° 125

TABLE DES FIGURES

Figure II-1 : Légendes utilisées dans les descriptions lithologiques 74
Figure II-2 : Corrélations diagraphiques des forages EST210 et EST433 (Curial, 2008) illustrant le chevauchement ou le quasi chevauchement de leurs parties carottées (d'après Curial, 2008) . 75
Figure II-3 : Log sédimentologique basé sur une compilation des parties carottées des forages EST210 et EST433 76
Figure II-4 : Discontinuité vésulienne et faciès associés. 78
Figure II-5 : Microfaciès de l'Oolite miliaire inférieure. 79

Figure II-6 : Faciès de l'Oolite miliaire supérieure. 81
Figure II-7 : Faciès de lagon des Calcaires de Chaumont..... 83
Figure II-8 : Sommet de la Séquence VII dans le forage EST433. 85
Figure II-9 : Log Sédimentologique des forages HTM102 et L.LI.CD.001 (Liffol-le-Petit). 87
Figure II-10 : Sommet de la Séquence VII dans le forage HTM102..... 90
Figure II-11 : Cimentation marine précoce sous SB11 dans le forage HTM102. 91
Figure II-12 : Exemple de bioconstructions coralliennes dans le Bajocien inférieur. 93
Figure II-13 : Log sédimentologique de la carrière de Sommérecourt. Légende des couleurs en Figure II-1 94
Figure II-14 : Grands litages obliques qui s'étendent latéralement à partir d'un biostrome corallien (carrière de Jainvilotte)..... 95
Figure II-15 : Log sédimentologique montrant la discontinuité vésulienne entre les Calcaires à polypiers supérieurs et les Marnes à *Ostrea acuminata* (Poulangy, Vallée de la Marne). 96
Figure II-16 : Figures sédimentaires dans les Calcaires à polypiers supérieurs (sommet Séquence I). 97
Figure II-17 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence I. Légende des couleurs en Figure II-1. 98
Figure II-18 : Coupe schématique de la Séquence I sur le transect. Possible jeu de la faille de Vittel (VF). Légende des couleurs en Figure II-1..... 98
Figure II-19 : Carte des environnements de dépôt du TST de la Séquence II. 99
Figure II-20 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence II..... 100
Figure II-21 : Coupe schématique de la Séquence II sur le transect étudié. Possible jeu de la faille de Vittel pendant la sédimentation du TST. 100
Figure II-22 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence III..... 101
Figure II-23 : Logs des affleurements du Bajocien supérieur dans la vallée de la Marne au Sud de Chaumont..... 102
Figure II-24 : Faciès à oncoïdes et oolites du Bajocien supérieur de la vallée de la Marne. 103
Figure II-25 : Carte de la Séquence IV et coupe schématique des Séquences III et IV sur le transect étudié. 104
Figure II-26 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence V..... 105
Figure II-27 : Coupe schématique du transect étudié. Un LST peut se former pendant l'émersion enregistrée en domaine interne. 105
Figure II-28 : Coupe lithologique de l'Oolite Blanche dans la vallée de la Marne, d'après Purser (1978). 106
Figure II-29 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence VI 107
Figure II-30 : Coupe schématique du transect étudié. La sédimentation d'un LST peut se mettre en place au NE du secteur d'étude (Caillasse à Rhynchonelles)..... 107
Figure II-31 : Faciès de lagon des Calcaires de Chaumont et des Calcaires de Neufchâteau..... 108
Figure II-32 : Affleurement de Neufchâteau. 108
Figure II-33 : Coupe lithologique des calcaires de Neufchâteau et des Marnes à Rhynchonelles supérieures dans la région de Neufchâteau..... 109
Figure II-34 : Coupes sédimentologiques de l'Oolite de Fréville. 110
Figure II-35 : Oolite de Fréville – Sommet de la Séquence VII. 111
Figure II-36 : Carrière de Jonchery..... 112
Figure II-37 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence VII 113
Figure II-38 : Coupe schématique de la Séquence VII. Un possible LST est enregistré dans la partie NE du transect pendant l'émersion en domaine interne (SW). 113
Figure II-39 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence VIII..... 114
Figure II-40 : Carrière de Jonchery..... 115

Figure II-41 : Coupe sédimentologique de Rimaucourt, modifié d'après Courville et Raffray, 2007. 116
Figure II-42 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence X. 116
Figure II-43 : Coupe schématique des Séquences VIII, IX et X. 117
Figure II-44 : Bloc de la sismique 3D sur le site Andra de Meuse/Haute-Marne (Drouiller et Guillemot, 2005, Elion et al., 2005, Bergerat et al., 2007a), illustrant des alignements de direction N120°. 118
Figure II-45 : Traces PSV dans le forage EST210. 119
Figure II-46 : Illustration de l'influence de failles syn-sédimentaires sur l'implantation de récifs coralliens du Bajocien inférieur en Côte d'Or (d'après Durlet et al., 2001). 120
Figure II-47 : Influence de l'activité synsédimentaire d'une faille normale d'orientation N 80 sur l'implantation de récifs coralliens dans la région de Langres (Source de la Marne, d'après Durlet et al., 2001). 121
Figure II-48 : Carrière de Rouvres-la-Chétive. 122
Figure II-49 : Talus de progradation dans la carrière de Rouvres-la-Chétive. 123
Figure II-50: Scénario de mise en place des dépôts de la fin du Bajocien inférieur dans la carrière de Rouvre-la-Chétive. 124
Figure II-51 : Faciès grainstone/packstone bioclastique, moulant un récif corallien dans la carrière de Beaufremont. 124
Figure II-52: Entre la fin du Toarcien et le Bajocien inférieur, un décrochement senestre de la Faille de Vittel (E-W) pourrait avoir généré, au toit du Lias marneux, des structures très peu escarpées, de direction N120°, sur lesquels des bioconstructions coralliennes se seraient implantées. 126

Objectifs *: La synthèse réalisée dans le Chapitre I, sur les travaux concernant les formations sédimentaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris, montre que le cadre stratigraphique de ce Bassin est relativement bien contraint, surtout pour les carbonates de Bourgogne (e.g. Purser, 1975, Floquet et al., 1989, Purser, 1989). Le cadre lithostratigraphique et chronostratigraphique de la Lorraine est également assez bien connu (Mangold et al., 1994, Garcia et al., 1996, Thiry-Bastien, 2002). Cependant, les corrélations stratigraphiques ne sont pas aisées dans cette zone où s'opèrent d'importantes variations latérales de faciès et où les dénominations lithostratigraphiques se télescopent.*

L'objectif de ce chapitre est de documenter et d'interpréter l'évolution verticale et latérale des faciès, dans un cadre biostratigraphique et séquentiel contraint. Le nombre restreint de forages carottés dans le Dogger de la zone de transposition (HTM102, EST210 et EST433) ne permet toutefois pas de proposer un modèle stratigraphique détaillé. Ce modèle sera établi à partir des descriptions des affleurements les plus proches, répartis entre Chaumont et Toul.

Afin d'établir ce modèle, un total de 38 coupes (falaises naturelles, coupes le long des routes et carrières) ainsi que 4 forages carottés (L.LI.CD.001, HTM102, EST210 et EST433) sont documentés. L'origine des possibles changements faciologiques au cours de cette période d'environ 10Ma, et les possibles liens avec les changements environnementaux (eustatisme, variations des températures, salinité, humidité…) seront discutés. Une partie du sédiment et/ou sa fraction biogène sera caractérisée d'un point de vue géochimique et minéralogique. Les marqueurs isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta\ ^{13}C$) sont notamment utilisés afin de caractériser les conditions environnementales potentiellement enregistrées dans les coquilles calcitiques de certains organismes. L'étude géochimique est complétée par une analyse minéralogique du flux terrigène afin de caractériser au mieux les conditions paléoenvironnementales du milieu sédimentaire.

Ce Chapitre s'organisera en 4 points (1) une synthèse des données sédimentologiques et stratigraphiques sera confronté aux données géochimiques afin de discuter des possibles contrôles climatiques, environnementaux et eustatiques sur la production carbonatée. Cette partie se compose d'un article publié dans la Revue Sedimentary Geology. (2) Des précisions seront apportées sur les Séquences de dépôts présentes dans les forages carottés. (HTM102, EST210, EST433 et L.LI.CD.001). (3) Suivra une descripition des variations latérales des différentes Séquences sur la partie Est du Bassin de Paris à partir des descriptions de terrains. (4) Pour finir, des exemples d'un possible contrôle structural sur la distribution des dépôts et des discontinuités du Dogger seront décrits et discutés.

1. Hétérogénéités sédimentologiques du Dogger calcaire de l'Est de la France – contrôle environnemental et eustatique

L'objectif de cette partie est de documenter et d'interpréter les changements de faciès du Dogger (Dogger calcaire = Formations calcaires/marneuses d'âge Bajocien inférieur à Callovien inférieur) de l'Est du Bassin de Paris. Cette partie se compose d'une publication dans la revue *Sedimentary Geology* :

Brigaud B., Durlet C., Deconinck J.-F., Vincent B., Pucéat E., Thierry J. et Trouiller A., 2009, Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology,* **222**: 181-206

Les principaux résultats sont résumés ci-dessous :

1.1 Faciès et paléoenvironnements

Le modèle sédimentologique élaboré à partir de l'étude des 37 coupes et des 4 forages permet de mettre en évidence 18 lithofacies regroupés en 5 associations de faciès caractéristiques d'environnements de dépôts se plaçant sur un profil de rampe. La première association de facies (F1) se caractérise de faciès argileux parfois très bioturbés, typiques d'environnements de rampe externe. La seconde association de faciès (F2) présente des faciès wackstones à packstones, à bioclastes, ou à oncolites, alternant parfois avec des interbancs argileux dans lesquels certains bancs calcaires peuvent être très bioclastiques (tempestites). De petites bioconstructions coralliennes peuvent être parfois présentes dans cette association F2 caractéristique d'environnements de rampe médiane. Les trois dernières associations (F3, F4 et F5) sont caractéristiques de la rampe interne. Les faciès grainstones oolitiques, bioclastiques, parfois à entroques, présentant souvent des litages obliques de dunes sous-marines et parfois des bioconstructions coralliennes représentent l'association (F3) marquant les *shoals*. En arrière des *shoals*, des faciès caractéristiques d'environnements protégés de lagons peuvent se développer (F4 : mudstone micritique à foraminifères, grainstones à oncolites, intraclastes ou oolites). Enfin, F5 marque les environnements les plus internes avec des dépôts de lignites, de faciès granulaires à cimentation typique des *beachrocks,* ou des *tidal flats* présentant des tapis microbiens.

1.2 Changement des systèmes biosédimentaires dans un cadre séquentiel

Dix séquences stratigraphiques, assimilées à des séquences de 3ème ordre, sont reconnues. En intégrant les principaux producteurs carbonatés (associations d'allochems) et l'architecture révélée par le modèle stratigraphique, ces 10 séquences peuvent être regroupées en 4 intervalles biosédimentaires, correspondant à 4 morphologies de rampe se succédant au cours des 10Ma que représente approximativement le Jurassique moyen.

- Durant le Bajocien inférieur, un premier environnement carbonaté se caractérise par des faciès riches en bioclastes (bioconstructions à coraux, bivalves, échinodermes), fluctuant entre la rampe interne et médiane. Le sommet de cette séquence stratigraphique (Séquence I) se marque par une surface perforée et cimentée en milieu marin (SB2 ou discontinuité vésulienne), correspondant à une *transgressive surface* (*Sensu* Schlager, 2005).

- Un changement important se produit à la limite Bajocien inférieur/Bajocien supérieur avec le développement d'une rampe oolitique passant latéralement à des dépôts marneux. Trois séquences de 3ème ordre (II, III et IV) sont observables dans ce système biosédimentaire oolitique. La surface sommitale de la Séquence IV (SB5) présente des indices d'émersions (ciments en ménisques et microstalactitiques).

- Durant le Bathonien, un large lagon apparaît en arrière d'un *shoal* oolitique, ce qui peut correspondre à la phase de maturité de la précédente rampe oolitique. L'orientation de cette rampe change néanmoins puisque les faciès les plus internes se trouvent vers Chaumont. Trois Séquences sont décrites dans ce regroupement biosédimentaire (Séquence V, VI et VII). Les limites de ces séquences (SB6, SB7 et SB8) présentent tous ponctuellement des indices d'émersions (ciment microstalactitique, en ménisque, karstification), dans la partie interne de la rampe. Ces émersions probablement consécutives à une chute eustatique correspondent à des *Lowstand System Tracts* se déposant dans la partie distale de la rampe (Caillasse à *Anabacia*, Caillasse à Rhynchonelles, Oolite de Fréville, *pro parte*).

-A la fin du Bathonien, les faciès de lagon deviennent plus rares et laissent la place à une rampe où les faciès internes oobioclastiques sont restreints à la partie SW du transect (entre Chaumont et Langres). Cette rampe redevient à dominante bioclastique jusqu'à l'ennoyage complet de celle-ci à la limite Callovien inférieur/Callovien moyen. Cette unité biosédimentaire est divisée en 3 séquences de 3ème ordre (Séquence VIII, IX et X), limitées par des surfaces durcies sous-marines, dépourvues d'indices d'émersions.

1.3 Contrôles environnementaux et paléoclimatiques

Les paléotempératures reconstituées à partir de 197 mesures de $\delta^{18}O$ réalisées sur des bivaves et belemnites, combinées à une importante synthèse bibliographique (342 valeurs isotopiques du domaine NW téthysien) nous ont permis de mieux contraindre l'évolution possible des températures des eaux de surface. Un refroidissement est enregistré entre le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur. Un réchauffement des eaux téthysiennes est détecté au Callovien inférieur, suivi par un important refroidissement à partir du Callovien moyen. Ces données isotopiques, combinées avec les valeurs de $\delta^{13}C$ et les analyses d'argiles suggèrent un possible contrôle environnemental sur les faciès :

- La forte production carbonatée et le développement d'édifices coralliens pouvant atteindre une dizaine de mètres de hauteur au Bajocien inférieur semblent être favorisées par des conditions relativement chaudes et humides (cortèges argileux riche en kaolinite).
- Une forte pCO_2 associée à un faible taux de carbonate dissous dans l'océan, ajoutée à une forte humidité ambiante (précipitations abondantes) ont pu défavoriser la production physico-chimique (oolite, micrite) et favoriser une production essentiellement bioclastique durant le Bajocien inférieur.

  Le refroidissement entre le Bajocien inférieur et supérieur qui suit une excursion positive $\delta^{13}C$ à la fin du Bajocien inférieur, peut indiquer un pompage de CO_2. Des conditions plus sèches révélées par l'assemblage argileux (très faibles proportions de kaolinite) associées à une chute de la pCO_2 peuvent avoir favorisé une sursaturation en $CaCO_3$ dans l'océan. Les conditions environnementales deviennent ainsi favorables à une précipitation physico-chimique (oolite-micrite) durant le Bajocien supérieur et Bathonien. A la limite Bajocien/Bathonien, le développement d'un large lagon pourrait correspondre au stade de 'maturation' de la rampe oolitique.
- Un réchauffement est détecté du début du Callovien jusqu'à la fin du Callovien inférieur. Il est accompagné de conditions devenant plus humides (hausse de la kaolinite dans les cortèges argileux). Ce changement climatique pourrait être lié à une augmentation de la pCO_2 durant une phase de volcanisme actif. Une augmentation globale de la pCO_2 et des conditions humides (précipitations accrues) ont pu favoriser une faible sursaturation en $CaCO_3$ dissous dans l'océan (acidification), potentiellement moins favorable à la production carbonatée non bioclastique. Associées à une hausse du niveau marin, les conditions environnementales ont pu être défavorables à la production carbonatée, expliquant peut être la crise des carbonates observée à l'échelle NW téthysienne à la limite Callovien inférieur/Callovien moyen. Cette crise semble suivie par un refroidissement assez important jusqu'à la fin du Callovien.

Par ailleurs, il est important de noter que les indices d'émersions sont uniquement constatés pendant le Bathonien (cimentation vadose et karstification). Ceci est cohérent avec un possible contrôle glacio-eustatique des chutes (émersion + *Lowstan System Tract*), pendant un intervalle considéré comme relativement froid sur le domaine NW téthysien, accompagné d'une possible présence de glace comme suggérée par Price (1999) durant le Bathonien.

Sedimentary Geology 222 (2009) 181–206

Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo

Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France)

Benjamin Brigaud [a,b,*], Christophe Durlet [a], Jean-François Deconinck [a], Benoît Vincent [c], Emmanuelle Pucéat [a], Jacques Thierry [a], Alain Trouiller [b]

[a] Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561 Biogéosciences, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France
[b] Andra, 1-7 rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry Cedex, France
[c] Andra, Laboratoire de Recherche Souterrain de Meuse/Haute-Marne, Route Départementale 90–BP 9, 55290 Bure, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 30 April 2009
Received in revised form 31 July 2009
Accepted 2 September 2009

Keywords:
Carbonate
Oxygen isotope
Stratigraphy
Climate
Middle Jurassic
Paris Basin

ABSTRACT

A detailed sedimentological, geochemical and mineralogical study is carried out on the Early Bajocian to Early Callovian (Middle Jurassic) limestones of the Paris Basin. Objectives are to document and explain the facies changes in the context of the climate/environmental evolution at the NW European scale. Deposits include 18 lithofacies which are stacked into 10 third-order depositional sequences. At a greater time scale, 4 biosedimentary packages are distinguished by their allochems associations. (1) An intracratonic carbonate environment with coral reefs and crinoid-rich facies is typical of the Early Bajocian. (2) A major facies change occurred at the Early/Late Bajocian transition with a shift from crinoid- and coral-rich facies to ooid-rich facies. During the Late Bajocian, a southward-dipping ooid ramp with successive progradational trends was emplaced. (3) A large lagoon protected by ooid shoals developed during the Bathonian in a muddy ramp setting. (4) At the Bathonian/Callovian boundary, a second major change occurred with the lagoonal facies being superseded by an ooid-bioclastic (crinoids, corals) ramp associated with a waning of carbonate productivity (retrogradational trend). Our geochemical study including a compilation of bibliographic data allows us to refine the existing sea surface palaeotemperature pattern. A cooling from the latest Early Bajocian to the Late Bajocian and a subsequent warming from the earliest Callovian to the Early/Middle Callovian transition are described using a proxy of sea surface temperatures. Together with $\delta^{13}C$ and mineralogical data, our new $\delta^{18}O$ values suggest a palaeo-climatic/palaeo-environmental control of facies in this shallow carbonate ramp environment.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Middle Jurassic carbonate formations of the eastern part of the Paris Basin form the basement of the natural clay barrier chosen by the French National Agency for Radioactive Waste Management (Andra) as a target for a laboratory aiming to study the deep disposal of radioactive waste. The carbonate architecture and lithological changes are of primary importance for Andra hydrologists seeking to better constrain the local hydrological system, which is mainly controlled by the geometry and facies properties of these carbonate formations. The pioneering studies of Middle Jurassic carbonate bodies from Burgundy (Purser, 1975) have been supplemented by numerous studies in this part of the Paris Basin. They focus on facies analysis and depositional reconstructions from well-biostratigraphically constrained outcrops of Early Bajocian (Durlet and Thierry, 2000; Durlet et al., 2001b; Guillocheau et al., 2002), Late Bathonian/Callovian (Floquet et al., 1989; Laville et al., 1989; Javaux, 1992; Gaumet et al., 1996). However synthetic facies evolutions of the whole interval including geochemical data are not available. Well-log correlations applied at a multi-basin scale (England, Paris Basin and South-East France Basin), were carried out on the Late Bathonian/Callovian interval (Garcia et al., 1996a; Gaumet et al., 2001), or the Jurassic interval (Jacquin et al., 1998). Those studies identify eustasy as the dominant factor of carbonate architecture and production in the Paris Basin. However the possible influence of climatic and seawater-chemistry changes on facies is poorly documented in the eastern Paris Basin carbonate environments.

The main objectives are to document and explain the main facies changes in the Middle Jurassic deposits of the eastern Paris Basin. This paper is based on a multidisciplinary approach including facies analysis, stable isotope chemistry and clay mineralogy within a biostratigraphic and sequence stratigraphic framework. The main results are

* Corresponding author. Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561 Biogéosciences, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France.
E-mail address: benjamin.brigaud@u-bourgogne.fr (B. Brigaud).

0037-0738/$ – see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.005

used to discuss the relative influences of eustatic, tectonic and climatic/environmental factors on the main facies changes.

Analyses are carried out on Middle Jurassic outcrops and cored boreholes in the eastern Paris Basin (between Langres and Nancy). A detailed schematic transect representing the carbonate architecture is compiled to characterize the depositional environments, to represent the allochem associations and their lateral and vertical patterns and finally to propose synthetic facies and depositional environment changes during the Middle Jurassic interval. An oxygen isotopic study is conducted to better constrain the palaeotemperature curve of this period, which is poorly constrained compared to the Early Jurassic (Dera et al., 2009a) or the Late Jurassic (Wierzbowski, 2002, 2004; Brigaud et al., 2008). Isotopic data are then used to test the possible influence of climatic and seawater-chemistry changes on biofacies. Clay mineral assemblages are also analysed to evaluate and specify the possible climatic control of their distribution in this part of the Paris Basin.

2. Geological setting

Located at subtropical latitudes (25–30° N) during Bajocian–Callovian times, the Paris Basin was covered by an epicontinental sea open to the Atlantic, Tethys and Northern Oceans (Fig. 1, Thierry, 2000). On a broad scale, North West Europe was an archipelago composed of eroded Hercynian massifs and the study area lay between the Central Armorican, London-Brabant and Bohemian Massifs.

Purser (1975) recognized biosedimentary packages – previously called *lithoclines* – in the Middle Jurassic limestones of the eastern Paris Basin which are described below:

Early Bajocian sediments, composed mostly of bioclastic calcarenites and coral buildups – the *Calcaires à polypiers* (Fig. 2) – were deposited on a vast carbonate environment extending over almost all of the Paris Basin (Fig. 2, Durlet et al., 2001b; Guillocheau et al., 2002).

Echinoderms (mainly crinoids) and bivalves associated with peloids are the main allochems of this carbonate formation (Ferry et al., 2007).

At the Early/Late Bajocian boundary, an abrupt lithological change occurred with the appearance of terrigenous components above an encrusted bored surface corresponding to the 'Vesulian Unconformity' (Fig. 2, Durlet and Thierry, 2000). This carbonate crisis is recognized throughout the north-western Tethyan domain (Jacquin et al., 1998; Piuz, 2004). The mixed terrigenous/carbonate sedimentation continued into the Late Bajocian in the south-western part of the study area and Burgundy with the deposition of the *Ostrea acuminata* Marls (Fig. 2). In the north-eastern part of the study area, marly sedimentation (*Marnes de Longwy and Oolite à Clypeus ploti*) and calcarenite sedimentation (*Oolite miliaire inférieure et supérieure*) alternated. Carbonate episodes correspond to the progradation of sedimentation along an ooid ramp dipping gently southward from the London-Brabant landmass (Guillocheau et al., 2002).

During the Bathonian, a carbonate ramp with diversified facies developed across the Paris Basin (Purser, 1975, 1989; Ferry et al., 2007). Three main depositional environments are recognized (Fig. 2): (1) a typical shoal fringe with abundant ooids, peloids, bivalve, bryozoan and gastropod bioclasts (*Oolite Blanche* and *Oolite de Fréville*); (2) a protected lagoon behind the oolitic shoal with fine sedimentation characterized by mudstones with oncoids and benthic foraminifera, wackestones/packstones with oncoids, and peloidal grainstones (*Calcaires de Chaumont* and *Calcaires de Neufchâteau*); (3) an intertidal to supratidal area with ephemeral tide-related subaerial exposures, characterized by laminated mudstone (stromatolites) with fenestral structures, mud cracks and vadose cementations (Purser, 1975; Javaux, 1992).

The Early Callovian carbonate formation displays mostly ooids, bryozoans, echinoderms and bivalve-rich bioclastic sediments (Javaux, 1992) and is restricted to the south-western part of the study area (*Pierre de Dijon-Corton* and *Pierre de Ladoix*; Fig. 2). These shallow marine carbonates correspond laterally to the north to marly, open marine deposits (*Argiles de la Woëvre*). Thus, due to this lateral variation, a second abrupt lithological change occurred at the Late Bathonian/Early Callovian boundary in the north-east, and later at the Early Callovian/Middle Callovian boundary in the south-west.

3. Materials and methods

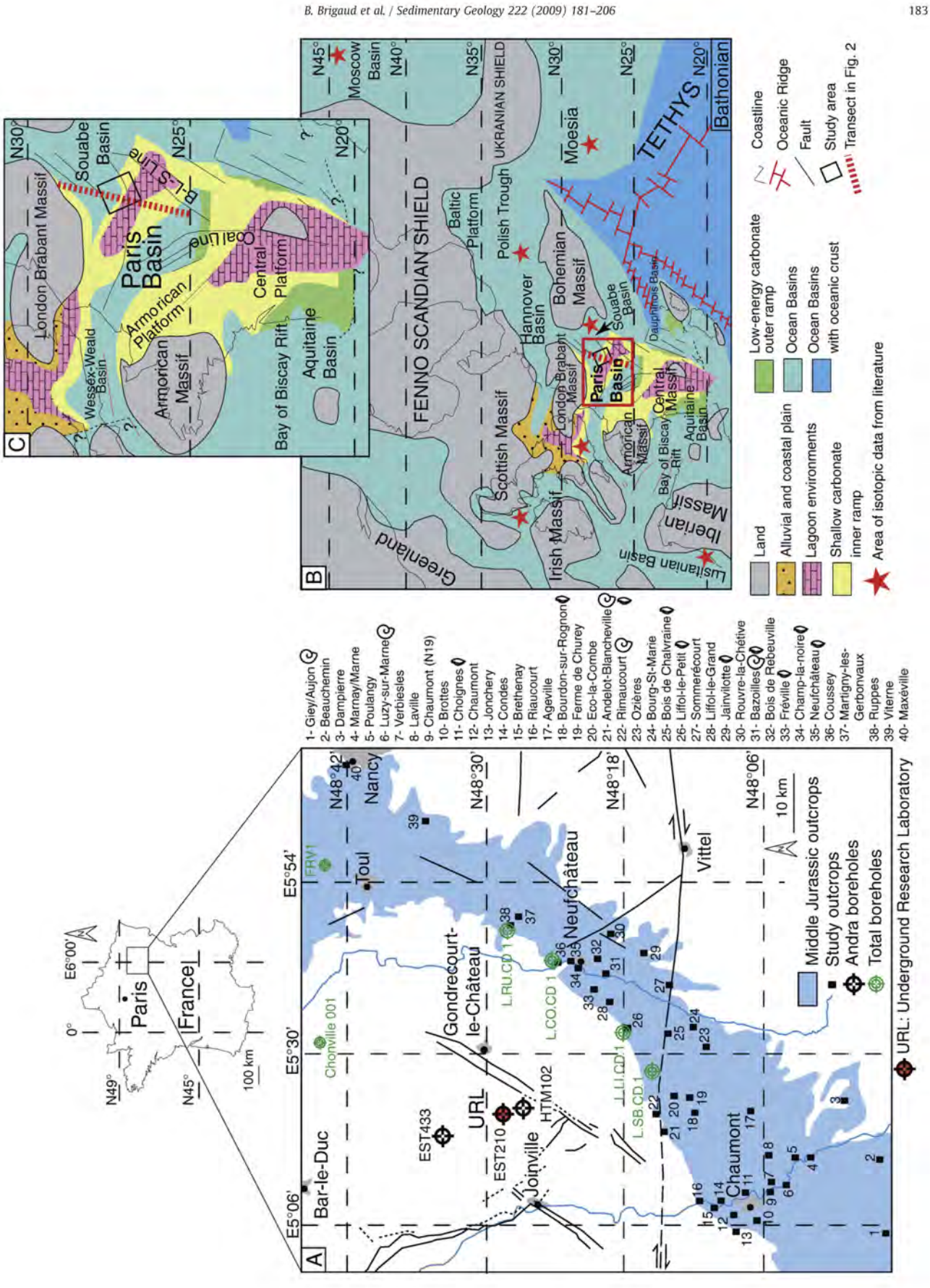
3.1. Facies analysis

This study is based on the detailed examination of 37 outcrop sections between Langres and Nancy, and of four cores (EST210, EST433, HTM102 and L.LI.CD.1; Fig. 1). Three outcrops and five boreholes from previous works are used to complete the descriptions (Faber, 1957; Guillocheau et al., 2002). Outcrop sections and cores were logged in detail and microfacies were analysed on a total of 388 thin-sections. The proportion of facies components (bioclasts and non-bioclastic elements) is estimated from 266 thin sections from EST210, EST433, HTM102 and L.LI.CD.001 cores. This semi-quantitative estimation is calibrated by point-counting analyses of 10 representative thin-sections using the Jmicrovision Image (Roduit, 2008) analysis system with a minimum of 200 counts per section. Facies classification and their environmental interpretation are based on texture, bioclasts and non-bioclastic elements, sedimentary structures, bioturbations and hydrodynamism (Purser, 1980; Purser, 1983; Tucker and Wright, 1990; Flügel, 2004). Early cements are observed under a cathodoluminescence microscope coupled to a digital camera in order to characterize the early cementation processes and their origin.

3.2. Geochemical analysis

In order to reconstruct Middle Jurassic seawater temperatures, 59 *Trichites* shells, 50 oyster shells and 3 belemnites rostra were recovered from eastern Paris Basin outcrops (10 outcrops and 1 core; see Appendix A for location). Each Low Magnesium Calcite (LMC) shell (0.5 cm to 2 cm thick) was sectioned, polished and investigated using cathodoluminescence (CL) microscopy to identify diagenetic recrystallisations. Luminescent and non-luminescent areas of each shell and rostrum were accurately mapped to sample exclusively the well preserved non-luminescent areas for isotopic analyses. After CL studies, 50 *Trichites* shells, 41 oyster shells and 3 belemnites guards were selected and micro-drilled from non-recrystallized parts for isotopic investigations. The carbon and oxygen isotope compositions of 197 micro-drilled parts from the 94 well-preserved bivalves and belemnites (on average more than two sub-samples per bivalve shell or belemnite guard) were analysed at the Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research, Kiel (Germany). Calcite powders were reacted with 100% phosphoric acid at 75 °C using a Kiel III online carbonate preparation line connected to a ThermoFinnigan 252 mass-spectrometer. All isotopic values are reported in the standard δ-notation in per mil relative to V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) by assigning a $\delta^{13}C$ value of +1.95‰ and

Fig. 1. A—Location of the study outcrops and boreholes on a simplified geological map of the eastern Paris Basin. B—Location of the study area on palaeogeographic reconstruction (from Purser, 1975; Enay and Mangold, 1980; Thierry, 2000) with locations of isotope study sites from the literature: Bulgaria (Metodiev and Koleva-Rekabova, 2008); England (Anderson et al., 1994; Podlaha et al., 1998; Jenkyns et al., 2002; Price and Page, 2008); Germany (Podlaha et al., 1998); Poland (Wierzbowski and Joachimski, 2007); Portugal (Jenkyns et al., 2002); Russia (Podlaha et al., 1998; Riboulleau et al., 1998) and Scotland (Jenkyns et al., 2002; Nunn et al., 2009). C—Palaeogeographic map of France (modified from from Purser, 1975; Enay and Mangold, 1980).


B. Brigaud et al. / Sedimentary Geology 222 (2009) 181–206
183
A
B
C
Paris Basin
Armorican Massif
Armorican Platform
Central Platform
Coal Line
B-L-S Line
Souabe Basin
London Brabant Massif
Wessex-Weald Basin
Bay of Biscay Rift
Aquitaine Basin
FENNO SCANDIAN SHIELD
Baltic Platform
Polish Trough
UKRANIAN SHIELD
Moscow Basin
Moesia
TETHYS
Bathonian
Scottish Massif
Irish Massif
Hannover Basin
Bohemian Massif
Dauphinois Basin
Iberian Massif
Lusitanian Basin
Greenland
Land
Alluvial and coastal plain
Lagoon environments
Shallow carbonate inner ramp
Low-energy carbonate outer ramp
Ocean Basins
Ocean Basins with oceanic crust
Area of isotopic data from literature
Coastline
Oceanic Ridge
Fault
Study area
Transect in Fig. 2
Paris
France
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Neufchâteau
Vittel
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Chaumont
URL
EST433
EST210
HTM102
FRV1
Chonville 001
L.RU.CD 1
L.CO.CD 1
L.LI.CD1
L.SB.CD 1
Middle Jurassic outcrops
Study outcrops
Andra boreholes
Total boreholes
URL: Underground Research Laboratory
10 km
100 km
E5°06'
E5°30'
E5°54'
E6°00'
N48°42'
N48°30'
N48°18'
N48°06'
N49°
N45°
0°
1- Giey/Aujon
2- Beauchemin
3- Dampierre
4- Marnay/Marne
5- Poulangy
6- Luzy-sur-Marne
7- Verbiesles
8- Laville
9- Chaumont (N19)
10- Brottes
11- Choignes
12- Chaumont
13- Jonchery
14- Condes
15- Brethenay
16- Riaucourt
17- Ageville
18- Bourdon-sur-Rognon
19- Ferme de Churey
20- Eco-la-Combe
21- Andelot-Blancheville
22- Rimaucourt
23- Ozières
24- Bourg-St-Marie
25- Bois de Chalvraine
26- Liffol-le-Petit
27- Sommerécourt
28- Liffol-le-Grand
29- Jainvilotte
30- Rouvre-la-Chétive
31- Bazoilles
32- Bois de Rebeuville
33- Fréville
34- Champ-la-noire
35- Neufchâteau
36- Coussey
37- Martigny-les-Gerbonvaux
38- Ruppes
39- Viterne
40- Maxéville

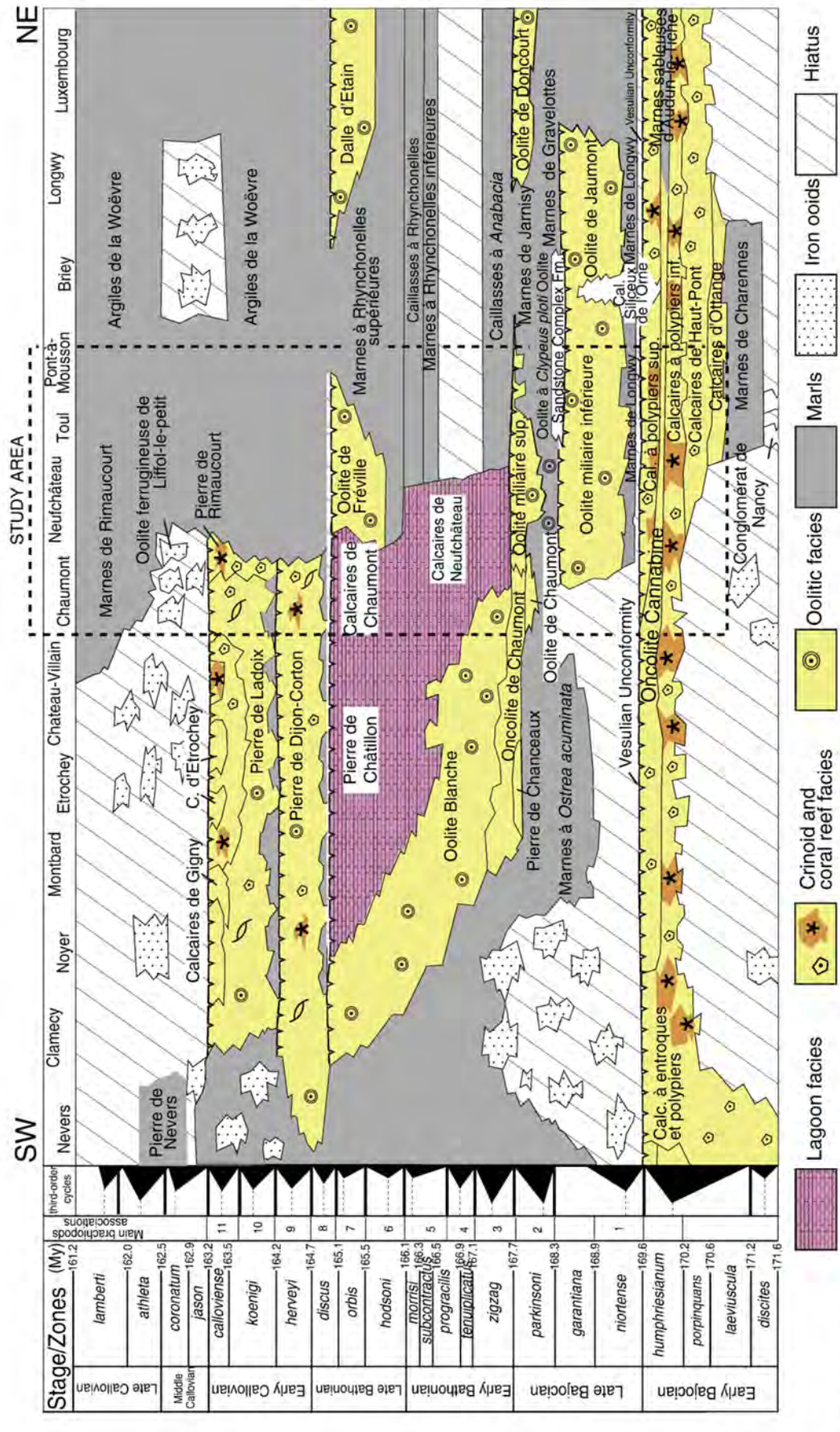
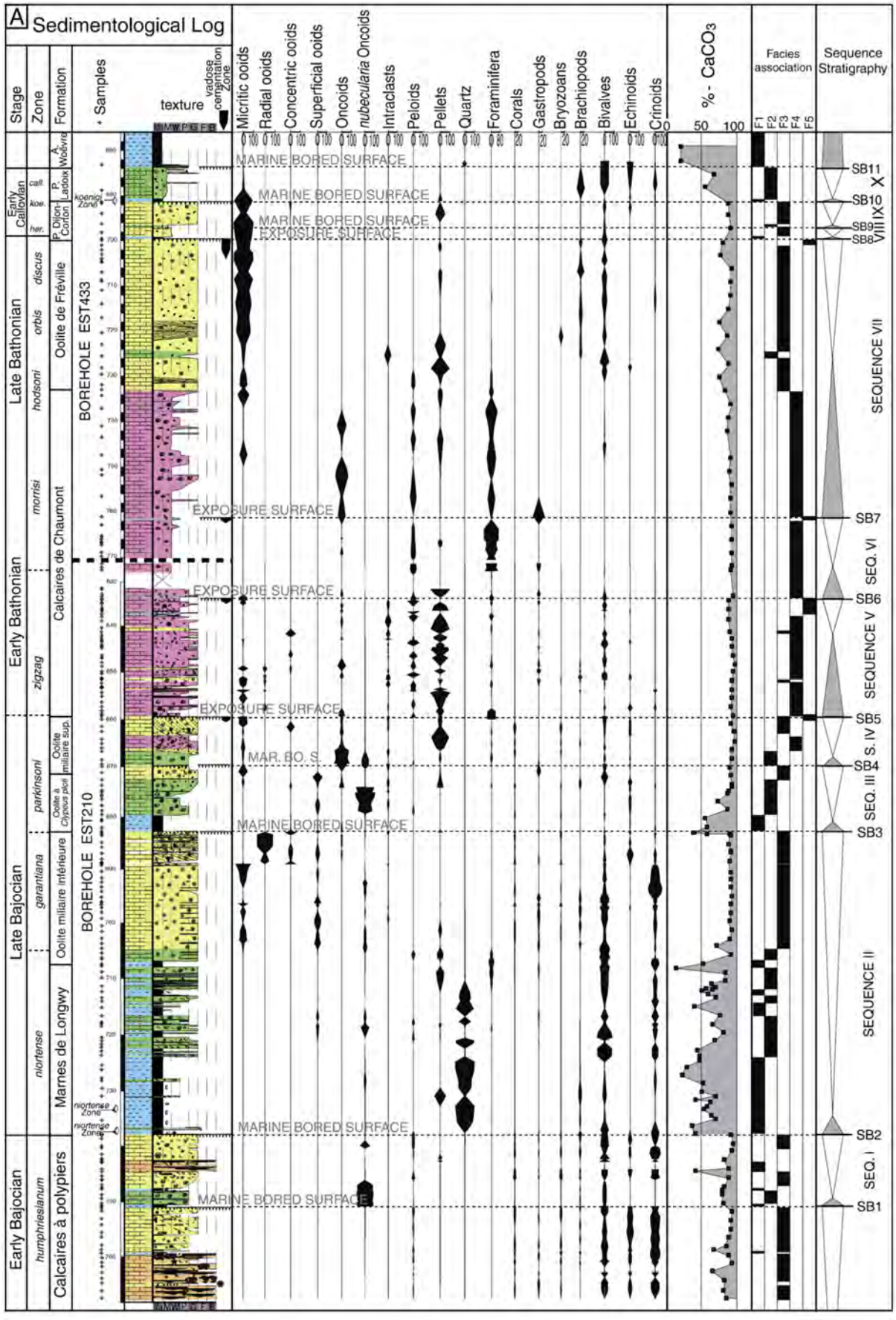


Fig. 2. Schematic lithostratigraphic illustration of a north–east–south-west transect (modified from Contini, 1968; Thierry et al., 1980). Biostratigraphic ammonite zonation and ages from Gradstein et al. (2004). Previous biostratigraphic studies based on brachiopod and ammonite faunas are used to constrain the timing of facies evolution (Thierry et al., 1980; Mangold et al., 1994; Garcia et al., 1996b; Courville and Raffray, 2007). Additional brachiopods and ammonites were collected to improve the pre-existing dating based on brachiopod associations (Garcia et al., 1996b). Main brachiopod associations for the Bajocian–Callovian intervals corresponding to third-order maximum flooding surface in the Paris Basin (Garcia et al., 1996b; Hardenbol et al., 1998): 1—*Lissajousithyris matisconensis* association, 2—*Ferrythyris ferryi* and "*R.*" *edwarsi* association, 3—*Rocheityris curvata* and *Globirhynchia* sp. association, 4—*Tubithyris globata* association, 5—*Burmirhynchia cf. multiplicata* association, 6—*Lotharingella woevrica* and *Kallirhynchia concinna* association, 7—*B. thierachensis*, *B. proteiformis*, *Digonella digona* and *Kutchirhynchia cf obseleta* association, 8—*Eudesia multicostata* and *B. elegantula* association, 9—*Digonella divionensis*, *Lotharingella gremifera*, *L. leedsi* and *Ornithella sp1.* association, 10—*Septaliphoria mourdoni* association, 11—*Kallirhynchia* sp. and *Ornithella* sp. association.

Lithofacies	Non-bioclastic components	Bioclastic components	Sedimentary and biogenic structures	Sorting and grain size	Energy and depositional environment	General environmental interpretation
F1—marls with abundant quartz and bivalves	Quartz (C), wood fragments (R)	Bivalves (F), brachiopods (F), crinoids (F), sponges (F), ammonites (F)	Abundant bioturbation	Quartz ~100 μm well sorted	Very low energy lower offshore	Outer-ramp Paleodepth >50 m
F2a—oncoid wackestone/packstone	*Nubecularia* oncoids (A), ooids (R), pellets (R)	Foraminifera (F), bivalves (F), crinoids (F), ammonites (F), corals (C)	50 cm planar bedding bioherms (<2 m thick and <3 m lateral extend)	~100 μm to 0.5 cm poorly sorted	Low to moderate energy upper offshore	Mid-ramp environment Paleodepth=30–50 m
F2b—bivalve/echinoderm wackstone/packstone	Pellets (C), quartz (R)	Bivalves (A), miliolina (C), echinoids (C), brachiopods (C), corals (R))	10 cm to 1 m planar bedding, (HCS), bioturbation	Poorly sorted	Low to moderate energy upper offshore	
F2c—ooid/crinoid Wackestone/Packstone	Ooids (C), intraclasts (F)	Crinoids (A), bivalves (F); brachiopods (F); sponges (F), echinoids (R), coral (R))	Tempestite (HCS)	Pebbles ~5 mm to 5 cm very poorly sorted	Low to moderate energy upper offshore (storms)	
F3a—radial ooid packstone/grainstone	Radial ooids (A)	Bivalves (R), crinoids (R), brachiopods (R), bryozoan (R)	Cross bedding	500 μm; very well sorted	Moderate energy, wave dominated, shoreface	Inner ramp environment (shoal and reef)
F3b—concentric ooid grainstone	Concentric ooids (A), superficial ooids (R)	Bivalves (F), coral debris (C), brachiopods (R), gastropods (R), intraclast (F)	Cross bedding	500 μm to 1 mm; very well sorted	High energy, wave dominated, shoreface	Paleodepth <30 m
F3c—micritic ooid grainstone	Micritic ooids (A)	Bivalves (F), green algae (R)	Cross bedding	500 μm to 1 mm; very well sorted	High energy, wave dominated, shoreface	
F3d—superficial ooid grainstone	Superficial ooids (A), oncoids (F)	Bivalves (A), crinoids (C)	Cross bedding	250 μm to 5 mm poorly sorted	High energy, wave dominated, shoreface	
F3e—bioclastic ooid grainstone	Ooids (A)	Bivalves (A), crinoids (C), bryozoan (C), intraclasts (F)	Cross bedding	50 μm to 5 mm; very poor sorted	High energy, wave dominated, shoreface	
F3f—bioclastic peloidal grainstone	Peloids (A), nubecularia oncoids (R)	Echinoids (A), crinoids (A), bivalves (A), coral debris (F)	Cross bedding	250 μm to 3 mm; moderately sorted	High energy, wave dominated, shoreface	
F3g—coral bioconstructions (boundstone)		Lamellar, massive, ramose placeloid corals (A), bivalves (F)	Bioherms and biostromes (2–10 m thick and 2–20 m lateral extent)		High energy, wave dominated, shoreface	
F3h—crinoid/packstone grainstone	Peloids (C)	Crinoids (A), brachiopods (C); bryozoans (C)	Cross bedding	1 mm; well sorted	High energy, wave dominated, shoreface	
F4a—peloidal/foraminiferal Mudstone/Packstone	Oncoids (F), peloids (A), ooids (F), intracalsts (C)	Foraminifera (C), bivalves (C), echinoderms (R), *Cayeuxia* (C)	Planar bedding	50 μm to 1 cm very poorly sorted	Low to moderate energy protected environments	Inner ramp lagoon Paleodepth <30 m
F4b—oncoid–peloid packstone/grainstone	Intraclasts (C), ooids (C), pellets (C)	Ooids (C), foraminifera (C)	Cross bedding	50 μm to 5 cm very poor sorted	Low to moderate energy protected environments	
F4c—pellet grainstone/packstone	Pellets (A), wood fragments (R)	Bivalves (C), foraminifera (C), *Cayeuxia* (C)	Planar and cross bedding	30–10 μm well sorted	Low to moderate energy protected environments	
F5a micritic algal mudstone/packstone	Peloids (F), oncoids (C)	Bivalves (R)	Peloidal structures microbial laminae birdseyes, root traces	Poorly sorted	Low energy shoreface	Inner ramp supratidal Paleodepth <5 m
F5b—oncoid–bioclastic grainstone/rudstone	Pellet (C), intraclasts (R/F), peloids (F), oncoids (C)	Foraminifera (C/A), bivalves (A) gastropods (A), *Cayeuxia* (C)	Birdseyes, stalactitic cements	100 μm to 2 cm very poorly sorted	High energy, foreshore, beach	
F5c—lignite					Very low energy backshore	

R = rare: <10%; C = common: 10–20%; F = frequent: 20–30%; A = abundant: >50%.


A Sedimentological Log
Stage
Zone
Formation
Samples
texture
vadose cementation Zone
Micritic ooids
Radial ooids
Concentric ooids
Superficial ooids
Oncoids
nubecularia Oncoids
Intraclasts
Peloids
Pellets
Quartz
Foraminifera
Corals
Gastropods
Bryozoans
Brachiopods
Bivalves
Echinoids
Crinoids
% - CaCO3
Facies association
Sequence Stratigraphy
Early Bajocian
Late Bajocian
Early Bathonian
Late Bathonian
Early Callovian
humphriesianum
niortense
zigzag
parkinsoni
garantiana
morrisi
hodsoni
orbis
discus
cal.
koe.
her.
Calcaires à polypiers
Marnes de Longwy
Oolite miliaire inférieure
Oolite à Clypeus ploti
Oolite miliaire sup.
Calcaires de Chaumont
Oolite de Fréville
P. Dijon-Cordon
P. Ladoix
A. Wobrie
BOREHOLE EST210
BOREHOLE EST433
MARINE BORED SURFACE
EXPOSURE SURFACE
MAR. BO. S.
SB1
SB2
SB3
SB4
SB5
SB6
SB7
SB8
SB9
SB10
SB11
SEQ. I
SEQUENCE II
SEQ. III
S. IV
SEQUENCE V
SEQ. VI
SEQUENCE VII
VIII
IX
X

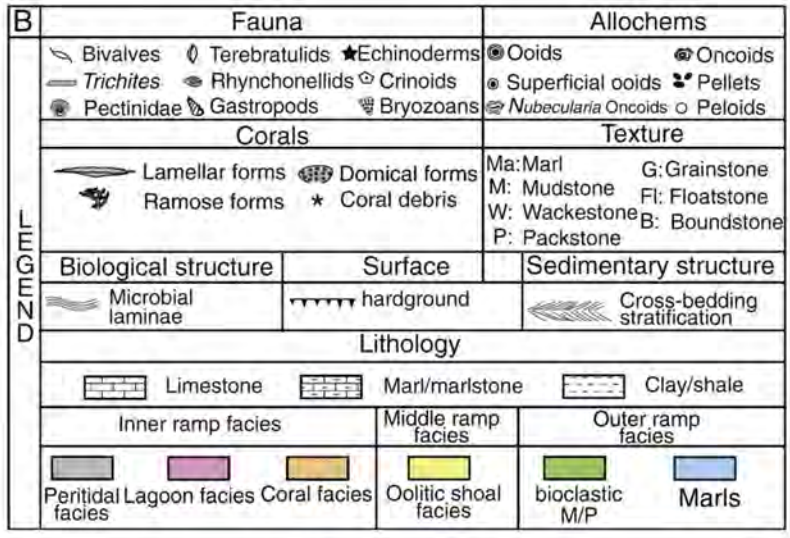


Fig. 3. A–Sedimentological log, vadose cementation, clast proportions, $CaCO_3$ percentages, facies associations and sequence stratigraphy (3rd order sequences) of the Middle Jurassic. This sedimentological log is a composite section of EST433 and EST210 Andra boreholes. B–Sedimentological log legends.

a $\delta^{18}O$ value of −2.20‰ to NBS19. Reproducibility was checked by replicate analysis of laboratory standards and was ±0.05‰ (1σ) for oxygen isotopes and ±0.02‰ (1σ) for carbon isotopes.

3.3. Carbonate production estimation

Relative carbonate production was calculated at three points along the outcropping SW–NE transect (Fig. 1): Chaumont, Neufchâteau and Nancy. Carbonate content is measured on cuttings with a GEO-RS calcimeter during the EST210 and EST433 cores drilling with a 2 m sampling step. The thickness of carbonate formations (limestones, marls and clays) and carbonate content inferred from the $CaCO_3$ content of a representative section (EST210 and EST433) was measured and accumulation rates were estimated (the carbonate thickness is divided by the corresponding biozonation duration, m/My). The siliciclastic sedimentation rate was also estimated, dividing the siliciclastic thickness by the corresponding biozonation duration (m/My). The compaction rate is not taken into account.

3.4. Clay mineralogy

Clay mineral assemblages were identified using X-ray diffraction (XRD) on 32 samples from EST210, HTM102 cores, and from outcrops (Luzy-sur-Marne, Sommerecourt, Jonchery, Neufchâteau and Champ-la-noir; Fig. 1). Samples were decarbonated, and the clay fraction (<2 μm) was separated by sedimentation and centrifugation using the analytical procedure of Holtzapffel (1985). X-ray diffractograms were obtained using a Bruker D4 Endeavour diffractometer with CuK_α radiation and a Ni filter. Semi-quantitative estimations were based on peak area summed to 100%, the relative error being 5% (Moore and Reynolds, 1989). The compilation of published clay mineral data from the Middle Jurassic interval from the Paris Basin allowed us to better constrain the mineralogical signal. Eight outcrop sections that are biostratigraphically well-constrained and with mineralogical analyses were added to the database (Sombernon, Beaume-les-Créancey, Echannay, Val Suzon, Chassagne-Montrachet, Dijon, Buffon and Chaumont, Moral, 1979; Floquet et al., 1991; Javaux, 1992).

4. Results

4.1. Sedimentary facies

Based on 18 lithofacies merged into 5 facies associations (Table 1), a composite sedimentological log of the Middle Jurassic (Bajocian to Callovian) from Andra cores (EST433 and EST210) is proposed to characterize the synthetic stratigraphic succession (Fig. 3). Observations are summarized in Table 1 and environmental interpretations are given below. The progressive lithological changes observed from a great distance along the transect (more than 100 km, Fig. 4) during the Middle Jurassic suggest a very low dipping slope without shelf breaks and gravity deposits, thus characterizing a carbonate ramp profile (Pierre et al., in press). In this paper, the ramp terminology was adopted from Burchette and Wright (1992) who define (1) an outer ramp below the storm wave base (SWB); (2) a mid-ramp between the SWB and the fair-weather wave base (FWWB), and (3) an inner ramp located above the FWWB including either high energy environments (shoreface and beach) and back-shoal infratidal to supratidal environments (e.g. muddy lagoon, tidal flats, swamps).

4.1.1. Outer ramp

In the marly facies F1, the presence of ammonites, belemnites, brachiopods and the abundant bioturbation indicates an open and distal environment. The absence of hydrodynamic structures suggests a permanent low-energy environment probably located below the SWB. The London-Brabant landmass, located 150 km to the north, may have been the source of the detrital quartz, locally abundant in this facies (Ferry et al., 2007). The water depth in this lower offshore was probably greater than 50 m.

4.1.2. Mid-ramp

Facies association F2 corresponds to marl–limestone alternations with mudstone to packstone textures. Bioturbation and abundant benthic fauna (bivalves, brachiopods, echinoids, crinoids) indicate normal oxygenation and salinities. The occurrence of hummocky cross stratification and gutter casts, suggests a sedimentation between the SWB and the FWWB. The occasional presence of hermatypic corals in biostromes, mainly composed of lamellar forms *Isastrea*, argues for an environment in the photic zone, with a water depth probably lower

than 50 m (Geister and Lathuilière, 1991; Leinfelder et al., 2002; Lathuilière et al., 2005). On the basis of the dominant allochems, facies association F2 includes (1) an oncoid packstone to wackestone (facies F2a), (2) a bivalve/echinoderm packstone to wackestone (F2b) and (3) an ooid/crinoid packstone to wackestone.

4.1.3. Inner ramp

4.1.3.1. Shoal. Facies association F3 comprises 8 lithofacies: (1) radial ooid grainstone (F3a), (2) concentric ooid grainstone (F3b), (3) micritic ooid grainstone (F3c), (4) superficial ooid grainstone (F3d), (5) bioclastics-ooid grainstone (F3e), (6) bioclastic/peloidal grainstone (F3f), (7) coral bioconstruction (boundstone texture, F3g) and (8) crinoid grainstone (F3h). In facies association F3, the presence of echinoderms, brachiopods and bryozoans in different proportions according to lithofacies suggests well-oxygenated water with normal salinity. Common cross bedding (Fig. 5E) and grainstone textures indicate a shallow environment (shoreface) corresponding to an oolitic or bioclastic shoal under tide- and wave-dominated conditions (Loreau, 1982; Javaux, 1992). The reefs, mainly observed during the Early Bajocian, belong to patch reef type (Geister and Lathuilière, 1991). The coral patch reefs recognized in this study (Fig. 5F–G), are composed of lens-shaped bodies and dome-shaped bioherms build-ups reaching 10 m thick and 10–20 m lateral extent. Predominantly lamellar forms, *Isastrea* sp., with additional taxa *Kobyastraea*, *Periseris*, and rare branching forms, these scleractinian corals constitute the main component of reefs (Geister and Lathuilière, 1991; Lathuilière, 2000b; Lathuilière, 2000a). Relief can be locally created and lateral progradation sets of facies F3f are observed (Fig. 5F–G). Coral biostromes (1–3 m large and <0.5 m thick) are also observed during the Early Callovian (Rimaucourt). In F3 facies association, common cross bedding, grainstone texture and coral bioconstructions probably developing under oligotrophic conditions, argue for a depositional environment above the FWWB (Geister and Lathuilière, 1991; Leinfelder et al., 2002). The water depth in this high energy environment is probably lower than 30 m.

4.1.3.2. Lagoon. Three facies are distinguished in facies association F4: (1) peloidal/foraminiferal mudstone/packstone (F4a), (2) oncoids–peloids grainstone/packstone (F4b) and (3) pellets grainstone/packstone (F4c). In F4a and F4b (Fig. 6E), the abundance of lime mud indicates low hydrodynamic conditions. The size distribution of allochems and the diversity of components in facies F4a including oncoids, peloids, ooids, miliolids, bivalves, intraclasts, *Cayeuxia* and *Ortonella* cyanobacteria suggest possible periodic re-sedimentation by storm currents. Oncoids and very well-preserved gastropods are often interpreted as having been deposited in protected lagoonal environments. Pellet facies associated with Miliolina foraminifera, oncoids, ooids and *Cayeuxia* cyanobacteria is also common in lagoon environments (Fig. 6F).

4.1.3.3. Intertidal to supratidal environments. Laminated micritic deposits with fenestrae, mud cracks and root traces are common in the Bathonian facies under study, suggesting intertidal environments. The presence of carbonate wash-over deposits forming flat islands is also well documented within the Bathonian carbonate deposits (Purser, 1975; Javaux, 1992). These islands were surrounded by coarse calcarenitic beaches mainly composed of micritic intraclasts, oncoids and large bioclasts (Fig. 6G). Meniscus and pendent cements are commonly observed in these beach deposits (Fig. 6G). They indicate that beachrocks contributed to the nucleation, expansion and preservation of the wash-over islands. In supratidal flat islands, in very low energy environments, brackish or brine ponds with charophytes and type-III organic matter decantation may have given rise to lignite layers (F5c facies). The lithofacies association F5 marks very proximal environments on the foreshore.

4.2. Biosedimentary system changes in the sequence stratigraphic framework

Following the sequence definition of Vail et al. (1977) re-examined by Jacquin et al. (1998) for Mesozoic series of European basins, 10 depositional sequences (Sequences I to X; Fig. 4) were recognized from the Early Bajocian (*humphresianum* Zone) to Early Callovian (*koenigi* Zone), on the basis of vertical facies succession and bounding surfaces (Sequence Boundaries SB1 to SB11) along the study transect (Fig. 4). The boundary between sequences is generally marked by an abrupt vertical facies change from shallow to deep (flooding surface). This deepening is usually underlined by a flat bored surface due to the conjugate action of marine cementation, mechanical abrasion and marine boring organisms (bivalves, annelids and echinoids). Demonstrable evidence of terrestrial exposures (vadose cements, phreatic meteoric cements, pedogenesis or karstification) extending all along the inner ramp settings is only observed in association with SB5, SB6, SB7 and SB8 bounding surfaces, that require a relative sea level fall. Due to the relative proximal deposition of the carbonate system and the probably low amplitude of eustatic variations, Lowstand System Tracts (LST) are only observed in Sequences V, VI and VII during sea level drop inferred from exposure surfaces (SB6, SB7 and SB8). These sequences are previously recognized in the Paris Basin as third-order cycles (Garcia et al., 1996a; Gaumet et al., 1996; Hardenbol et al., 1998; Jacquin and de Graciansky, 1998). At a longer time scale, the 10 third-order sequences are stacked into 4 biosedimentary packages (Figs. 4 and 7), which are distinguished on the basis of allochem assemblages and sedimentary architectures.

4.2.1. Early Bajocian–Crinoidal accumulations and coral reef development (Sequence I)

The Early Bajocian limestones (*Calcaires à polypiers*) are mainly characterized by bioclastic facies (crinoid- and bivalve-rich packstone and grainstone; facies F3f and F3h, Fig. 6B–C), coral-rich facies (F3g) and *Nubecularia* oncoid wackestone/packstone facies (F2a; Figs. 5 and 6A). Echinoderms, bryozoans, bivalves, brachiopods, and coral debris form the main allochems of this period. Some coral reefs induced palaeoslopes up to 10–15 m high (Figs. 4 and 7A) comparable to well-exposed reef slopes that have been described 50 to 100 km south-westward, in the Haute-Marne department and Burgundy (Durlet et al., 2001b). The carbonate system can be represented as a long-scale intra-cratonic carbonate ramp with an extensive coral reef development in the eastern part of the Paris Basin (Geister and Lathuilière, 1991; Lathuilière, 2000a,b; Leinfelder et al., 2002).

In the study area, the Early Bajocian limestones are about 30 m thick. The lowermost part of these deposits is dated to the *laeviuscula* Zone (*Calcaires d'Ottange*; Fig. 2) and *propinquans* Zone (*Calcaires de Haut-Pont*; Fig. 2), which are only observed in the north-eastern part of the transect by Guillocheau et al. (2002). A large part of the transect is represented only by deposits (*Calcaires à polypiers*) dated to the *humphresianum* Zone by ammonites and brachiopods (Thierry et al., 1980; Mangold et al., 1994). These carbonate deposits are subdivided into three Members (*Calcaires à polypiers inférieurs*, *Oncolite Cannabine* and *Calcaires à polypiers supérieurs*). The *Oncolite Cannabine* and *Calcaires à polypiers supérieurs* deposits form a 20 m-thick aggrading–prograding sequence documented by Guillocheau et al. (2002) in the study area. This sequence (Sequence I) is dated to the *blagdeni* Sub-Zone (Mangold et al., 1994). Its lower surface marked an abrupt facies change from bioclastic grainstone (F3 facies association) in the *Calcaires à polypiers inférieurs* to oncoid wackestone/marl alternations (F2 facies association) in the *Oncolite cannabine*. This boundary is a bored surface, grains are early cemented by Isopachous Fibrous Calcite (IFC) cements. These cements are truncated by borings and commonly overlapped by geotropic micritic internal sediments. They are inclusion-rich and exhibit a cloudy

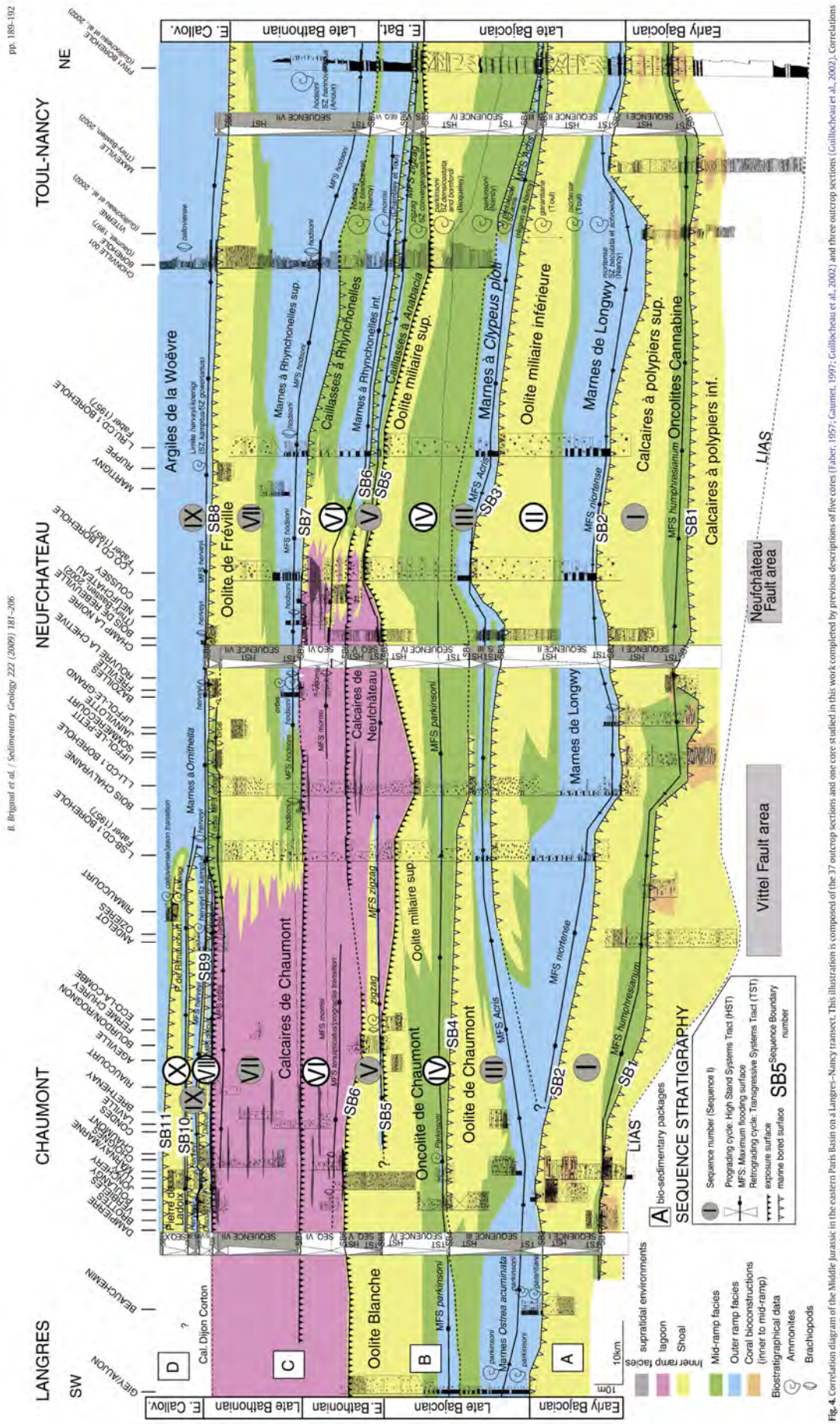


Fig. 4. Correlation diagram of the Middle Jurassic in the eastern Paris Basin on a Langres–Nancy transect. This illustration is composed of the 37 outcrop sections and one core studied in this work completed by previous descriptions of five cores (Faber, 1957; Gaumet, 1997; Guillocheau et al., 2002) and three outcrop sections (Guillocheau et al., 2002). Correlations are based on well dated flooding surfaces by biostratigraphy (ammonite and brachiopod associations) and 10 recognized sequence stratigraphic cycles (I to X) delimited by Sequence Boundaries (SB1 to SB11).

brown-to-yellow luminescence. Such characteristics of IFCs probably indicate their initial HMC (High Magnesium Calcite) mineralogy, precipitating from phreatic marine waters (Brigaud et al., in press).

The upper surface is a major discontinuity at the Paris Basin scale (e.g. Durlet et al., 2001b; Vesulian unconformity: SB2; Fig. 5D) marked by a bored surface with submarine cementation, submarine bioerosion and a drastic facies change from bioclastic grainstone (F3f) to oyster coquina beds and marls (F1). In the study area, clear exposure evidence is not observed below SB2.

4.2.2. Late Bajocian—Ooid ramp development (Sequences II, III and IV)

The Late Bajocian limestones (*Oolite miliaire*) are mainly composed of ooid grainstone facies (F3a–d, Figs. 5 and 6A). The transect (Figs. 4 and 7B) displays a general south-west dipping ramp, with a proximal area in the north-eastern part built alongside the London-Brabant Massif in the Ardennes (*Oolite de Doncourt*; Thierry et al., 1980) and the distal part near the south-western part of the study area where marly deposits (F1; *Marnes à Ostrea acuminata*) replace the ooid facies (F3a–d; *Oolite miliaire*). Along the transect (Figs. 4 and 7B), the depositional system evolves from inner ramp (F3a–e) to outer ramp (F2a, F2b and F1 facies). Three third-order sequences, with aggrading to prograding geometries, are recognized in these deposits (Sequences II, III and IV). SB2, SB3 and SB4 are bored surfaces which are cemented by 20–50 µm thick marine IFC cements, initially in HMC mineralogy. No meteoric diagenetic phases (cements, pedogenesis or dissolution features) are associated with these surfaces. The HSTs, which show shallowing-up vertical evolution from F1 to F3 facies associations, reveal well-expressed aggrading–prograding ooid wedges that mainly prograde south-westward (Fig. 4; *Oolite miliaire inférieure*, *Oolite de Chaumont* and *Oolite miliaire supérieure*). The three TSTs are successively marked by the *Marnes de Longwy*, *Oolite à Clypeus ploti* and the *Marnes à Ostrea acuminata* (Fig. 4). Ammonites allow us to date the MFS (maximum flooding surface) of Sequence II to the *niortense* Zone in *Marnes de Longwy*, the MFS of Sequence III to the *parkinsoni* Zone (acris Sub-zone) in *Oolite à Clypeus ploti* and *Marnes à Ostrea acuminata*, and the MFS of Sequence IV to *parkinsoni* Zone in *Marnes à Ostrea acuminata* (Mangold et al., 1994). At the end of Sequence IV, ooid deposits covered the entire study area.

4.2.3. Bathonian—Muddy ramp (Sequences V, VI, and VII)

The Bathonian carbonate formations are mainly composed of micritic facies (facies association F4, *Calcaires de Chaumont*, Figs. 4 and 7C) and ooid grainstones (F3a–d; *Oolite Blanche* and *Oolite de Fréville*). The transect (Figs. 4 and 7C) displays a new ramp orientation, now dipping to the north–east with a proximal area in the south (lagoonal facies F4 of the *Calcaires de Chaumont*) and a distal part to the north–east (marl facies F1; *Marnes à Rhynchonelles*).

The Bathonian period is marked by the development of a large protected inner ramp environment (lagoonal, intertidal and supratidal facies, Figs. 1, 4 and 7C). In the study area, depositional environments evolve laterally from supratidal facies associations (F5), through lagoonal (F4) and shoal inner-ramp facies (F3a–e), to mid and outer ramp facies (F2a, F2b and F1 facies). Three stratigraphic sequences can be recognized (Sequences V, VI and VII, Fig. 4) separated by two bored surfaces (SB6 and SB7; Fig. 5C).

The lower surface of Sequence V (SB5) is locally cemented by microstalactitic cements that developed up to a few centimetres down from the surface in core EST210. These pendent cements are characterized by inclusion-poor crystals of non-ferroan calcite, which are non-luminescent with few brightly luminescent growth bands. Such characteristics indicate a vadose environment, an initial LMC mineralogy and suggest a meteoric or mixed parent waters which probably percolated downward during a sea level drop.

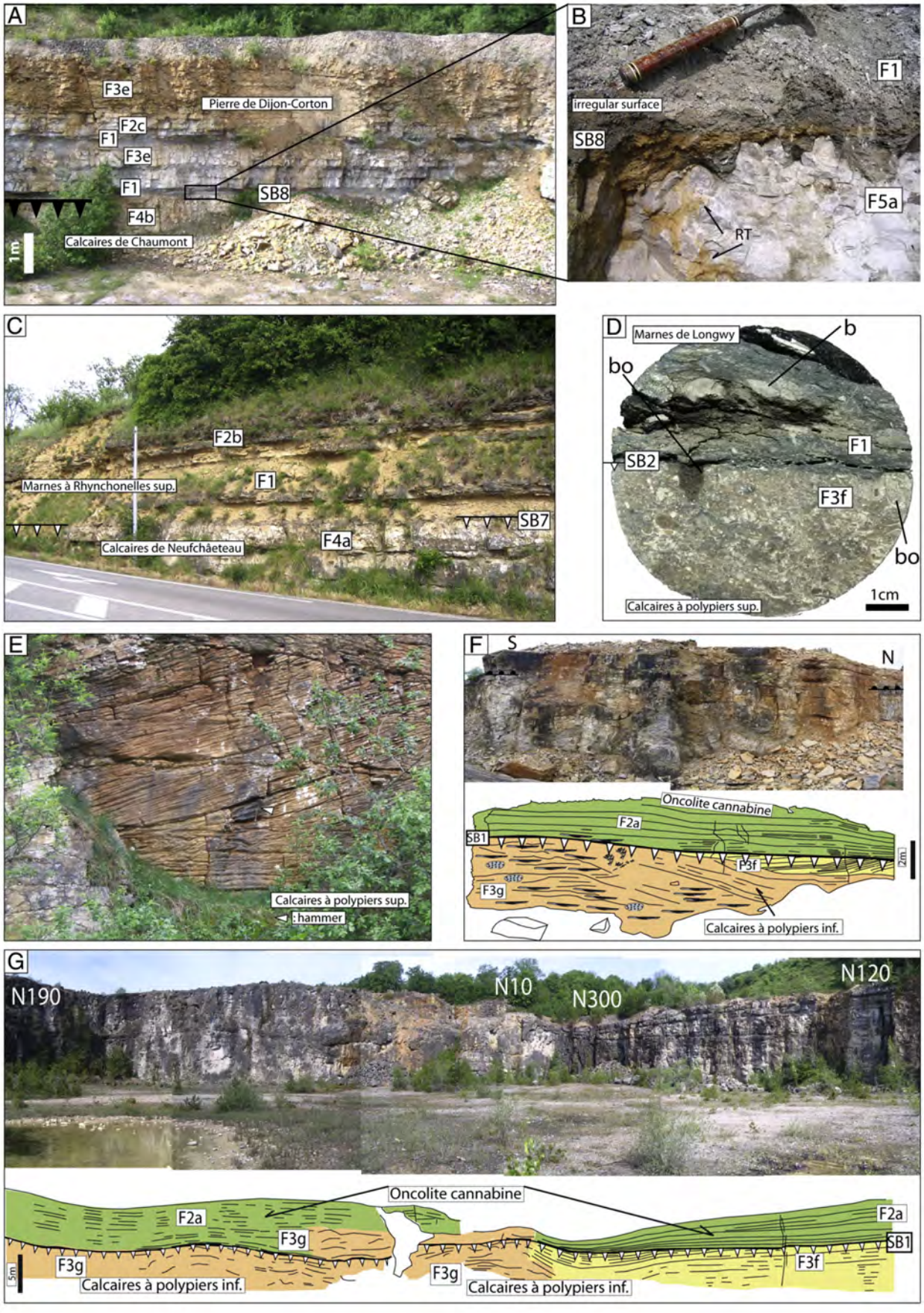
SB6 characteristics evolve from the south–west to the north–east (basinward). At the south–west, near Chaumont, it is an exposure surface with karstic features and root traces at the top of the *Oolite Blanche* (Purser, 1989). SB6 is frequently covered by a lignite layer or early cemented by microstalactitic cements (EST210 core), indicating an exposure episode (Floquet et al., 1991). At the north–east, at the top of the *Caillasse à Anabacia*, SB6 is a single flat bored surface with only marine IFC cements, covered by marls (*Marnes à Rhynchonelles inférieures*). This allows us to interpreted the top of the *Caillasse à Anabacia* as a possible LST during a sea level drop (Fig. 4).

SB7 (Fig. 5C) usually corresponds to a marine flat bored surface with IFC marine cements truncated by bivalves and annelids borings. However, SB7 evolves to an irregular discontinuity overlying coarse grainstone to rudstone deposits, and truncating non-luminescent microstalactitic calcitic cements (EST433 core, F5b, Fig. 6G). As for SB5 and SB6, theses cements suggest an exposure episode probably coeval with LST deposits (*Cailasse à Rhynchonelles*, Fig. 4). Sequence VII is marked at the base by a thick TST with marl deposits to the north–east, which can drown the lagoon as recognized in the Neufchâteau outcrop during the *hodsoni* Zone (*Marnes à Rhynchonelles supérieures*; Fig. 4). The same event is also recorded in southern Burgundy with a marl invasion (*Marnes à Pholadomya*; Garcia et al., 1996a, Gaumet et al., 1996) over proximal carbonate deposits and is well-detected in the Boulonnais area (North of France, Vidier et al., 1995) in the *hodsoni* Zone. Aggradation of lagoonal facies (*Calcaires de Chaumont*; Sequence VII; facies F4) and the progradational trend of the ooid facies define the HST of this sequence (*Oolite de Fréville*; Sequence VII; facies F3a–d, Fig. 8A–B). Its top is marked by SB8 (D1 *sensu* Floquet et al., 1989; Fig. 5A–B), which is also recognized in Burgundy and Lorraine (Floquet et al., 1989, 1991; Javaux, 1992; Mangold et al., 1994). Non-luminescent meniscus LMC cements developed below SB8 (Fig. 6F), through the upper 4 m of the *Oolite de Fréville* in EST433 core (Figs. 3A and 7C). Below this 4 m-thick of meniscus cement developments, non-luminescent scalenohedral and blocky early spar cements developed contemporaneously to the meniscus cements in core EST433. Such characteristics indicate a meteoric phreatic zone developed below a meteoric vadose zone during an exposure event. The vertical development of meteoric vadose cements below SB8 suggests a sea-level fall of at least 4 m. In protected lagoon environments near Chaumont, SB8 exposure surface is marked by an irregular surface with root traces (paleokarst; Fig. 5B). Exposure surface SB8 probably corresponds to a LST with ooid shoal progradations (*Oolite de Fréville*) in the north-eastern transect during this sea level fall (Fig. 8C). Upper surface SB8 of this LST is a submarine surface with IFC cement development near Neufchâteau, during a drowning event (Fig. 8D).

4.2.4. Uppermost Late Bathonian–Early Callovian—Oobioclastic ramp development (Sequences VIII, IX and X)

The Early Callovian formations (Dijon-Corton Limestone and Ladoix Limestone) are mainly composed of oobioclastic grainstones (facies association F3, Figs. 4 and 7D) that are sometimes rich in brachiopods, bryozoans, coral debris and crinoids (e.g. the *Pierre de Rimaucourt* in Fig. 2 and 4). Lagoon environments disappear in the study area at the end of Bathonian (Javaux, 1992; Garcia et al., 1996a; Gaumet et al., 1996; Gaumet et al., 2001). In northern Burgundy, well-preserved conifer needles (*Brachyphyllum*, *Palaeocyparis*), filicoides forms (*Lamatopteris* genus) and cycadophytes (*Otozamites*, *Sphenozamites*) have been found in the *Calcaires à Plantes* of the Etrochey quarry, indicating nearest islands (Lemoigne and Thierry, 1968; Gaumet et al., 1996). Consequently, the ramp morphology evolved from localized islands and ooid shoals in the south–west (Burgundy to Chaumont; F3) to a marly outer ramp in north–east (Neufchâteau to Nancy; F1, F2; *Argiles de la Woëvre*; Fig. 7).

The uppermost Late Bathonian–Early Callovian limestones are subdivided into 3 third-order sequences (Sequences VIII, IX and X) separated by marine bored surfaces (SB9 and SB10), with only marine cements truncated by borings. Above SB8, the *Marnes à Eudesia*,


A
F3e
Pierre de Dijon-Corton
F2c
F1
F3e
F1
SB8
F4b
Calcaires de Chaumont
1m
B
F1
irregular surface
SB8
F5a
RT
C
F2b
F1
Marnes à Rhynchonelles sup.
SB7
F4a
Calcaires de Neufchâteau
D
Marnes de Longwy
b
bo
F1
SB2
F3f
bo
Calcaires à polypiers sup.
1cm
E
Calcaires à polypiers sup.
: hammer
F
S
N
Oncolite cannabine
F2a
SB1
P3f
F3g
2m
Calcaires à polypiers inf.
G
N190
N10
N300
N120
Oncolite cannabine
F2a
F3g
F2a
SB1
F3g
F3f
F3g
5m
Calcaires à polypiers inf.
Calcaires à polypiers inf.

Marnes à Ornithella and *Argiles de la Woëvre* deposits form the TST of the Sequence VIII (Fig. 8D). MFS, dated by brachiopods of the *discus* Zone, occurs in these marls levels. The following HST is marked by shallowing-up with progradations of bioclastic and ooid bodies (Fig. 8E). The shallow F3e facies is only located in the south-western part of the transect (Fig. 4). It developed within a retrogradational sequence with a decline of the previous well-developed carbonate system. The geometries in Fig. 4 illustrate the retrogradational trend in the study area at the Bathonian/Callovian transition. The TST of Sequence IX flooded the previous carbonate deposits of Sequence VIII (Fig. 4). This sequence is dated by brachiopods and ammonites to the *herveyi* Zones which marked its MFS, as in Chaumont, Jonchery or Andelot outcrops (Fig. 4); (Floquet et al., 1989, 1991). Limited ooid progradation (*Pierre de Dijon-Corton*) on the ramp is observed in the south-western part of the study transect (HST, Sequence IX; Fig. 4). Sequence X corresponds to a TST with marl deposits, followed by a HST (*Pierre de Ladoix, Pierre de Rimaucourt*). Brachiopods and ammonites date this sequence to the *calloviense* Zone (Courville and Raffray, 2007). The top surface SB11 of Sequence X is a major discontinuity in Burgundy (D3 *sensu* Floquet et al., 1989) marked by a drastic facies change from crinoid-rich oobioclastic grainstones to iron-ooid bearing marls. This discontinuity without any evidence of subaerial exposure is bored by polychets and bivalves under marine conditions as earlier suggested by Purser (1969).

4.2.5. Middle and Late Callovian—Marly outer ramp

The Middle and Late Callovian is characterized by thick clay deposits (150 m) with a rich ammonite fauna indicating an outer ramp environment. It corresponds to a period of carbonate depletion, replaced by siliciclastic marly and clayey sedimentation (Collin et al., 1999, 2005; Collin and Courville, 2006; Thierry et al., 2006).

4.3. Oxygen isotopes

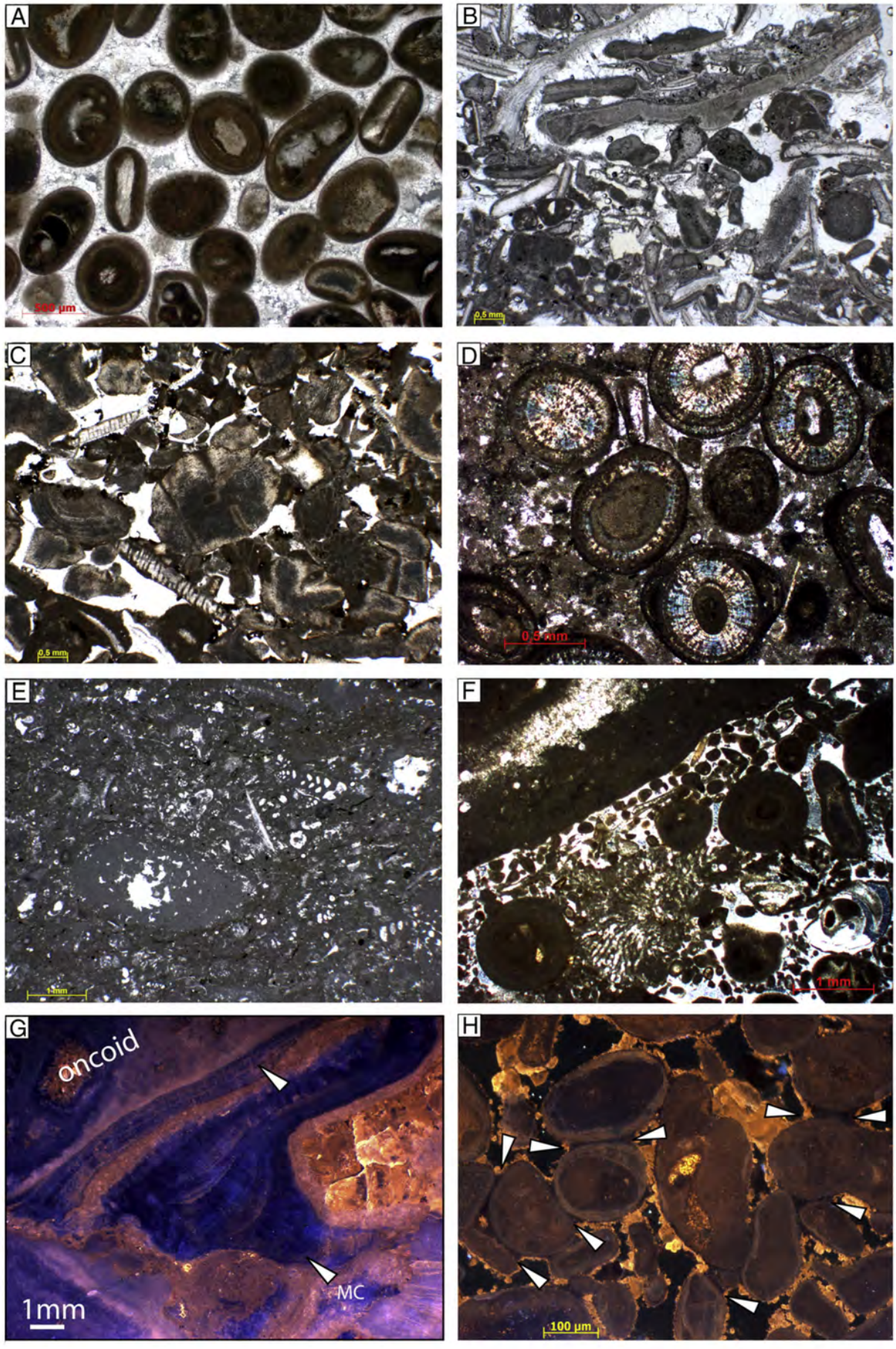
The 197 oxygen isotopic values of the 94 LMC shells and rostra range from −2.9 to 0.6‰ PDB in $\delta^{18}O$ (Fig. 9C and Appendix A). The values show a quite large variability either between shells from the same bed or within a single oyster shell. The intra-shell variability has been quantified using the difference between maximum and minimum $\delta^{18}O$ values of bivalves that have more than 2 isotope analyses. The mean value of intra-shell variability for all analysed *Trichites* and oysters is 0.5‰, and reaches a maximum of 1.6‰ in a sample. The *Trichites* and oyster shells recovered in a same stratigraphic bed display similar values, as seen in the Rimaucourt outcrop ($\delta^{18}O$ mean value of −1.9‰ PDB for *Trichites* and −1.8‰ PDB for oysters; Appendix A) or from the Pouillenay quarry ($\delta^{18}O$ mean value of −0.8‰ PDB for a *Trichites* and −0.7‰ PDB for an oyster; Appendix A). The $\delta^{18}O$ values of *Trichites* or oyster shells are slightly lower (0.5–0,7 ‰) than the values of belemnite rostra collected from a same bed in the Pouillenay outcrop (uppermost *Calcaires à polypiers*; level 31.2 m and uppermost *Marnes à Ostrea acuminata*, level 41 m Appendix A). The $\delta^{18}O$ values of bivalves are the same for different environments during a given stratigraphic interval. For example, during the *garantiana* Zone or *parkinsoni* Zone , $\delta^{18}O$ values for oysters from the outer ramp (−0.5 to −1.5‰ PDB; *Marnes à Ostrea acuminata*; Fig. 9C) are similar to values for ooid shoals of inner ramp (−0.5 to 1.5‰ PDB; Oolite miliaire; Fig. 9C).

Despite the variability displayed in oxygen isotope values, $\delta^{18}O$ values of non-luminescent oyster shells exhibit variations along the studied stratigraphic interval (Fig. 9C). During the *humphresianum* Zone, $\delta^{18}O$ values vary between −2.9‰ PDB and −0.5‰ PDB with an average of −1.5‰ PDB calculated on 100 $\delta^{18}O$ values measured on 34 *Trichites* shells and one oyster shell. From the Early Bajocian (*humphresianum* Zone) to the Late Bajocian (*garantiana and parkinsoni* Zones), $\delta^{18}O$ increases to average values of −1‰ PDB with values between −1.9 and −0.3‰ PDB (Fig. 9C). During the *hodsoni* Zone, only one non-recrystallized *Trichites* has been found, and only three values were measured; they reveal $\delta^{18}O$ of −1‰ PDB on average which is similar to values measured in the Late Bajocian and the Earliest Callovian. In the *discus* and *herveyi* Zones, 16 $\delta^{18}O$ values of seven oyster shells (*Ostrea* sp.) range from −1.9‰ PDB to 0.6‰ PDB with a mean value of −0.6‰ PDB. $\delta^{18}O$ values of *Trichites* and oyster shells from the *calloviense* Zone are about 1.2‰ PDB lower, with average values of −1.8‰ PDB (Fig. 9C). One oyster shell from the *jason* Zone of the Middle Callovian yields three values comparable to that found for the *calloviense* Zone, ranging from −2‰ PDB to −1.4‰ PDB with a mean value of −1.7‰ PDB.

4.4. Carbon isotopes

The 197 new carbon isotopic compositions of the 94 LMC shells and rostra range from −0.8‰ PDB to 4.4‰ PDB in $\delta^{13}C$ (Fig. 9E and Appendix A). These new data are included in a compilation of $\delta^{13}C$ data from bivalves and belemnites sampled from England (Anderson and Arthur, 1983; Podlaha et al., 1998; Jenkyns et al., 2002; Price and Page, 2008), Scotland (Jenkyns et al., 2002), Portugal (Jenkyns et al., 2002), Bulgaria (Metodiev and Koleva-Rekalova, 2008), Poland (Wierzbowski and Joachimski, 2007), Germany (Podlaha et al., 1998) and Russia (Podlaha et al., 1998; Riboulleau et al., 1998), in order to generate a compilation curve for the Tethyan domain (Fig. 9E). A composite curve from bulk analysis of the pelagic domain (Umbria Basin, Italy; Subbetic Basin, Spain; South-East Basin, France) is also reported in Fig. 9E (Corbin, 1994; Bartolini et al., 1999; Bartolini and Cecca, 1999; O'Dogherty et al., 2006). From the *discites* Zone to the *humphresianum* Zone, $\delta^{13}C$ values for bivalve and belemnite shells increase from 1‰ PDB to 4‰ PDB (Fig. 9E), mirroring the shift recorded in pelagic environments on bulk samples and on fossil woods from England (Hesselbo et al., 2003). A $\delta^{13}C$ decrease is observed on belemnite guards from England (Jenkyns et al., 2002) from 4‰ in the *humphresianum* Zone to 1‰ in the *parkinsoni* Zone (Fig. 9E), which is similar to that documented for bulk carbonate samples from the pelagic domain of the western Tethys Sea (Corbin, 1994; Bartolini et al., 1999; Bartolini and Cecca, 1999; O'Dogherty et al., 2006). Carbon-isotope values remain relatively stable and low during the Bathonian both for bivalve and belemnite shells and for bulk rock (Fig. 9E). An increase to average values of 3–4‰ is observed during the Callovian both in bivalves and belemnites, and bulk rock samples (Fig. 9E and Appendix A).

Fig. 5. A—Jonchery quarry displaying the *Calcaires de Chaumont* (lithofacies F4b: Oncoids–Peloids Packstone, lagoon, inner ramp) and the *Pierre de Dijon-Corton* (Marly lithofacies F1 of outer ramp, Ooids/crinoids Wackestone/Packstone lithofacies F2c of mid-ramp and oobioclastic Gainstone lithofacies F3e of inner ramp). B—Sequence Boundary-SB8 marked by an irregular (probably karstified) surface associated with root traces (RT), indicating supratidal environments (F5a lithofacies *Calcaires de Chaumont*, Jonchery quarry). C—Neufchâteau outcrop displaying the *Calcaires de Neufchâteau* (lithofacies F4a: Peloidal/foraminiferal Mudstone/Packstone, lagoon environment)/*Marnes à Rhynchonelles inférieures* (Marly lithofacies F1, outer ramp; and Bivalves/echinoderms Wackestone/Packstone lithofacies F2b, mid-ramp environments) transition—SB7. D—Bored surface SB2 (Vesulian unconformity, in EST210 core 738 m depth) separating the *Calcaires à polypiers supérieurs* (lithofacies F3f: bioclastic peloidal Grainstone, inner ramp) and the *Marnes de Longwy* (Marly lithofacies F1, outer ramp), bo: boring, b: brachiopod. E—Cross bedding stratification in bioclastic peloidal grainstone (lithofacies F3f—*Calcaires à polypiers supérieurs*; Ozières quarry, inner ramp environments). F—Domal bioherms composed of scleractinian corals with massive forms and phaceloid ramose forms (lateral extent of 30 m and 3 m thick; coral lithofacies F3g, inner ramp environments). The lateral F3f lithofacies displays cross bedding (*Calcaires à polypiers inférieurs*, Dampierre quarry). G—Coral reef (F3g facies; 15 m thick and lateral extent >50 m) and F3f lithofacies (bioclastic/peloidal Grainstone, inner ramp environments). SB1 separates coral patch-reef (*Calcaires à polypiers inférieurs*) to *Oncolite cannabine* (F2a lithofacies, mid-ramp environments); Sommerécourt quarry.


A
500 µm
B
0,5 mm
C
0,5 mm
D
0,5 mm
E
1mm
F
1 mm
G
oncoid
MC
1mm
H
100 µm

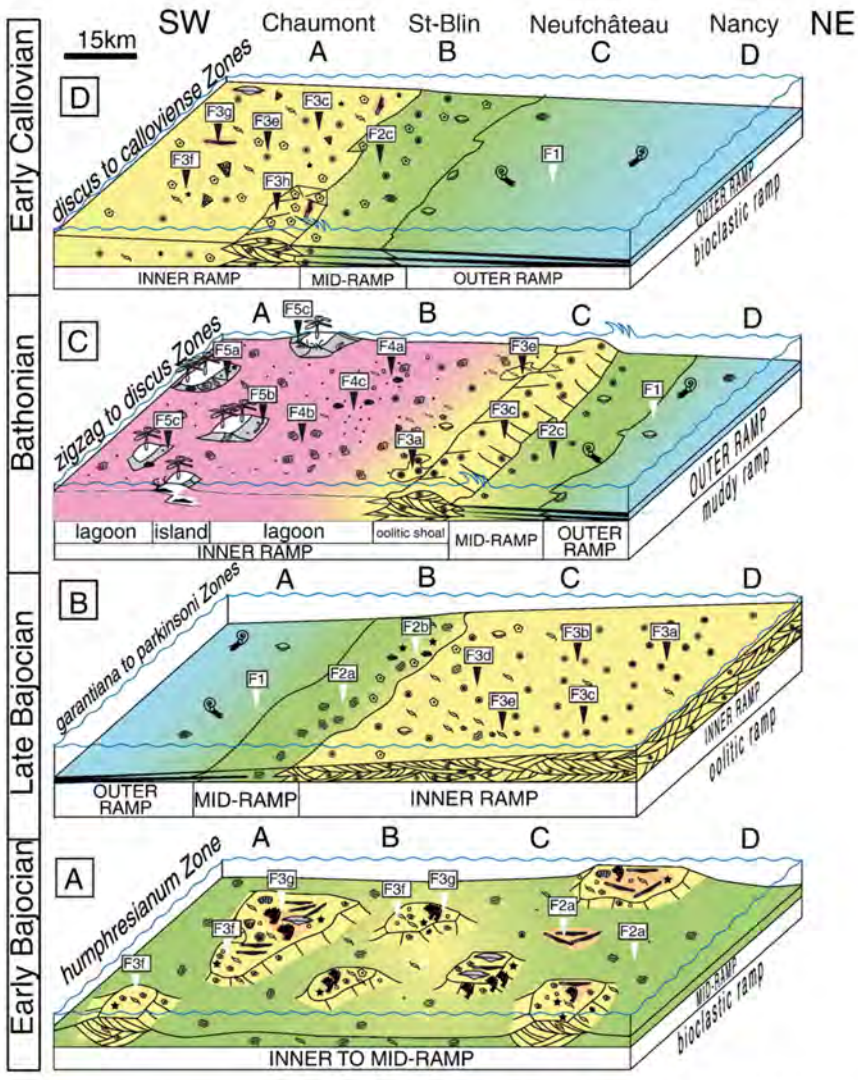
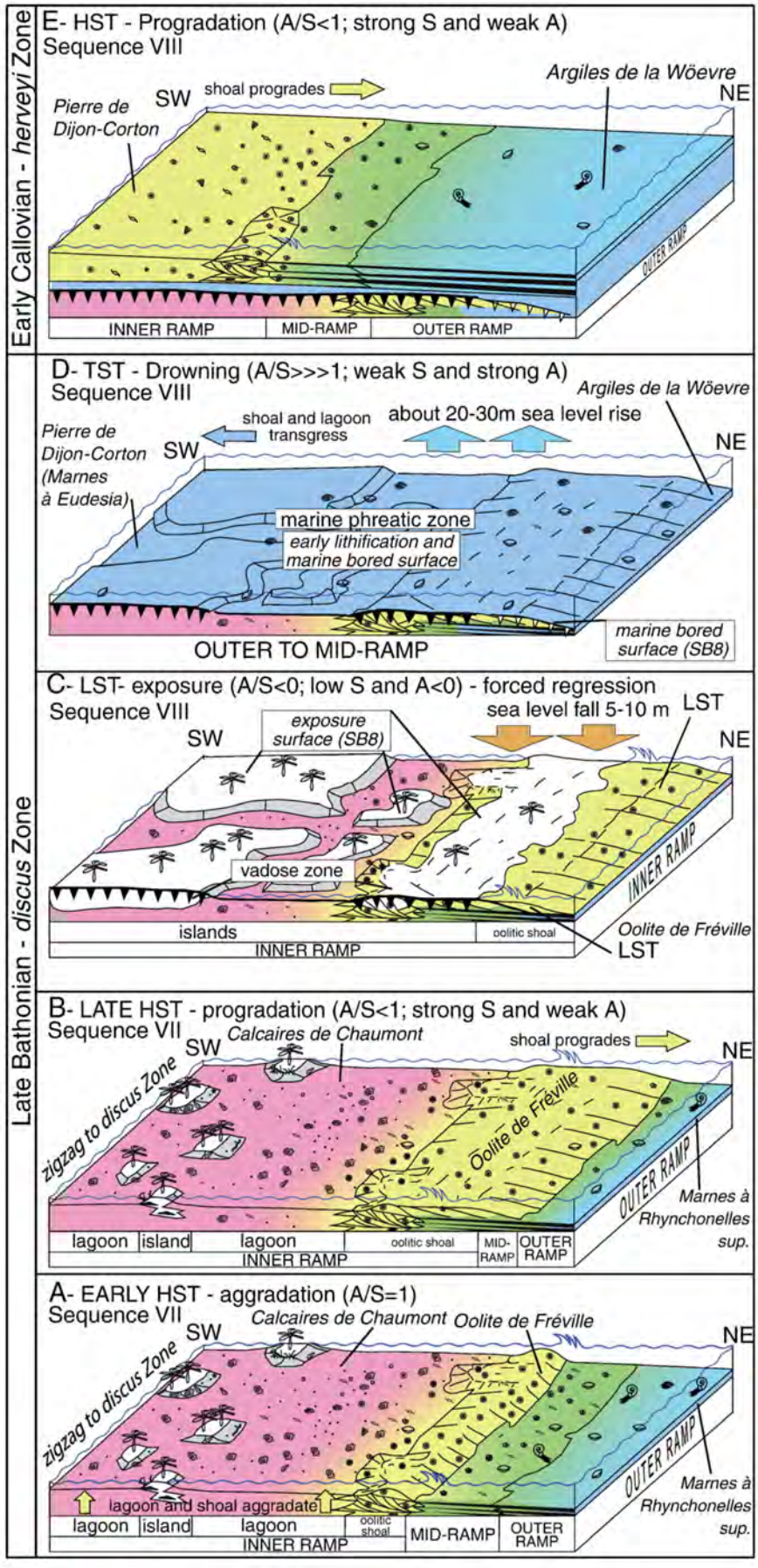


Fig. 7. Facies distribution and palaeoenvironmental reconstruction of the eastern Paris Basin during four successive steps. Lithofacies are indicated by numbers.

4.5. Carbonate production and siliciclastic sedimentation rate

Neritic carbonate production is quantified along the study transect (Fig. 9F and Appendix B). Carbonate production was maximal during the Early Bajocian (*humphresianum* Zone) where carbonate formations occurred everywhere along the transect with an average carbonate sedimentation rate of about 60 m/My (Fig. 9F). A first carbonate crisis is recorded in the *niortense* Zone with an average rate decreasing to 8 m/My, while the siliciclastic sedimentation rate increased to 30 m/My during the Early Bajocian to the Late Bajocian. Carbonate production, mainly composed of ooids, oncoids and bivalves, increased in the *garantiana* Zone and peaked in the *parkinsoni* Zone (65 m/My, Fig. 9F and Appendix B). The Early Bathonian is characterized by low carbonate productivity (15 m/My) and low siliciclastic sedimentation rates (8–17 m/My). From the *hodsoni* Zone to the *orbis* Zone, carbonate and siliciclastic sedimentation rates increased respectively to about 25 m/My and 35 m/My (Fig. 9F). Carbonate productivity then fell between the *orbis* Zone and the *discus* Zone to values of less than 5 m/My. In the eastern Paris Basin, carbonate productivity was low during the Early Callovian (4 m/My on average) and very low at the beginning of the Middle Callovian (<5 m/My) whereas siliciclastic production increased to about 35 m/My.

Fig. 6. A—Ooid grainstone characterizing shoal environments of the Late Bajocian/Bathonian interval (F3c lithofacies—*Oolite miliaire inférieure*, E078 sample, EST210 core). B—Peloidal/bioclastic grainstone with brachiopods, bivalves and echinoderms characterizing shoreface environments during the Early Bajocian (F3f lithofacies—*Calcaires à polypiers supérieurs*, E127 sample, EST210 core). C—crinoid-rich grainstone with bryozoans and brachiopods characterizing shoal environments (inner ramp) during the Early Bajocian and Early Callovian (F3h—*Pierre de Rimaucourt*, Rimaucourt). D—Radial ooid packstone characterizing protected shoal in inner ramp environments (F3b lithofacies—*Oolite miliaire inférieure*, CAR19 sample, L.LI.CD1 core). E—Peloidal/foraminiferal wackestone with oncoids and organic matter characterizing muddy lagoon environments, inner ramp (F4a—*Calcaires de Chaumont*, sample E043, EST210 core). F—Pellet/oncoid grainstone with ooids and *Cayeuxia* porostromate, characterizing lagoon and inner ramp (F4c—*Calcaires de Chaumont*, sample E040, EST210 core). G—Bioclastic and oncoid rudstone with non-luminescent meniscus and stalactitic cements characterizing beach rock environments during a sea level fall (SB7); (F5b lithofacies—*Calcaires de Chaumont*, sample E438, EST433 core). H—Non-luminescent low magnesium calcite forming Meniscus Cement (MC) between ooids and bioclasts under SB8 reflecting sea level fall and exposure period (F3c—*Oolite de Fréville*, E409 sample, EST433 core).


Early Callovian - herveyi Zone
Late Bathonian - discus Zone
E- HST - Progradation (A/S<1; strong S and weak A)
Sequence VIII
Argiles de la Wöevre
Pierre de Dijon-Corton
SW
shoal progrades
NE
OUTER RAMP
INNER RAMP
MID-RAMP
OUTER RAMP
D- TST - Drowning (A/S>>>1; weak S and strong A)
Sequence VIII
Argiles de la Wöevre
shoal and lagoon transgress
about 20-30m sea level rise
Pierre de Dijon-Corton (Marnes à Eudesia)
SW
NE
marine phreatic zone
early lithification and marine bored surface
marine bored surface (SB8)
OUTER TO MID-RAMP
C- LST- exposure (A/S<0; low S and A<0) - forced regression
Sequence VIII
sea level fall 5-10 m
LST
exposure surface (SB8)
SW
NE
vadose zone
INNER RAMP
islands
oolitic shoal
Oolite de Fréville
LST
INNER RAMP
B- LATE HST - progradation (A/S<1; strong S and weak A)
Sequence VII
Calcaires de Chaumont
shoal progrades
SW
NE
zigzag to discus Zone
Oolite de Fréville
OUTER RAMP
Marnes à Rhynchonelles sup.
lagoon
island
lagoon
oolitic shoal
MID-RAMP
OUTER RAMP
INNER RAMP
A- EARLY HST - aggradation (A/S=1)
Sequence VII
Calcaires de Chaumont
Oolite de Fréville
SW
NE
zigzag to discus Zone
OUTER RAMP
Marnes à Rhynchonelles sup.
lagoon and shoal aggradate
lagoon
island
lagoon
oolitic shoal
MID-RAMP
OUTER RAMP
INNER RAMP

4.6. Clay mineralogy

Clay mineral assemblages are composed of chlorite, illite, kaolinite, random illite–smectite mixed layers (I/S) R0 (here called smectites) and random illite–smectite mixed layers R1 (Fig. 9G, Appendices C and D). Four intervals are distinguished:

- The Early Bajocian (*humphresianum* Zone) with relatively abundant kaolinite (20%), I/S R1 (30%) and illite (50%); (Fig. 9G). The higher proportions of kaolinite occur in eastern and southern parts of the Paris Basin (Appendix D).
- During the Late Bajocian, a mineralogical change occurred from kaolinite-rich to smectite-rich sediments. From the *niortense* to *parkinsoni* Zones, the clay fraction contains small amounts of kaolinite (<5%) balanced by the presence of smectite (20%). Proportions of illite and I/S R1 are similar to those from the Early Bajocian (Fig. 9).
- From the *morrisi* to the *discus* Zones, kaolinite proportions increase from 5% to 20% while smectite disappears (Fig. 9G). Kaolinite is more abundant in the eastern part of the Paris Basin than in its southern part (Appendix D).
- During the Early Callovian, clay assemblages are dominantly composed of illite and I/S R1 and kaolinite (20% on average). The proportions of this mineral decrease southwards from 30 to 40% in the north–east of the Paris basin to less than 5% in Burgundy (Appendix D).

5. Discussion: Factors controlling carbonate deposition

5.1. Accommodation and climatic changes—Global and regional trends

5.1.1. Eustasy vs European tectonic influences—A review

Sedimentary sequences and their system tracts are directly controlled by accommodation space (A) and by sediment supply (S) and/or carbonate production (G); (e.g. Schlager, 1993, 2005; Catuneanu et al., 2009). Accommodation space can be created by changes in (1) global eustasy (tectono-eustatism or glacio-eustatism) and/or (2) basin-scale subsidence rate which may be associated with local syn-sedimentary active faults. Changes in sediment supply and/or in carbonate production control the way the accommodation space is filled. Climatic changes and environmental effects at a global or regional scale are an important controlling factor of carbonate production and sediment supply. The TSTs previously recognized define a retrogradational geometry where S or $G<A$ (Schlager, 1993) whereas the HSTs reflect a progradational trend with S or $G>A$. In the eastern Paris Basin, the Middle Jurassic carbonate system displays variability on (1) geometries and (2) carbonate production and/or siliciclastic input. Detailed third-order cycles in the western Tethyan domain are well documented in Middle Jurassic European Basins (Dromart et al., 1996; Garcia et al., 1996a; Garcia et al., 1996b; Gaumet et al., 1996; Hardenbol et al., 1998; Gaumet et al., 2001). The 10 stratigraphic sequences recognized in this study compare well with the previously published cycles inferred from the north–west Tethyan domain (e.g. Hardenbol et al., 1998). The maximum flooding surfaces found in the northern Tethyan domain are also found in the eastern Paris Basin as the 'Vesulian transgression' which is well-expressed in Western Europe for the Late Bajocian (Figs 2 and 8); (Jacquin et al., 1998; Guillocheau et al., 2000; Aurell et al., 2003). This transgression is also recognized in Greenland (Surlyk, 1991), Argentina (Legarreta and Uliana, 1996), North Africa (Durlet et al., 2001a) and is considered as global by Hallam (2001).

The 10 third-order sequences recognized in this study represent a time interval of 8 My, corresponding to an average sequence duration of 0.8 My (Gradstein et al., 2004), that is in the duration range for third-order cycles (0.1 to 1 My; Schlager, 2005).

The origin of these cycles is still debated but relative sea-level changes represent the sum of (1) eustatic movements (tectono-eustasy and glacio-eustasy) and (2) regional tectonic movements (basin-scale subsidence). These cycles have been already interpreted as reflecting eustasy (Hardenbol et al., 1998). The main argument for this assumption is the success in global correlation of sequences and the similarity of the estimated sea level changes. In the west European domain, the Middle Jurassic is marked by (1) thermal doming in the central North Sea, (2) oceanic accretion in the Ligurian Tethys and (3) the opening of the Central Atlantic Ocean (Guillocheau et al., 2000). Added to the opening of Indian Oceans, these major geodynamic events which newly created ocean ridges displacing seawater onto continental margins, may control global-eustasy. European geodynamic events affecting the Eurasian plate may also control the thermal subsidence of the intracratonic Paris Basin which can be superimposed on global tectono-eustatic mechanisms (Guillocheau, 1991; Guillocheau et al., 2000; Robin et al., 2000). It is difficult to distinguish the relative role of tectono-eustasy and local basin subsidence because the two processes may have the same origin (Robin et al., 2000).

As suggested by Price (1999) for the Bathonian, eustasy can be influenced by the presence of ice (glacio-eustasy influence). In the eastern Paris Basin, whatever the origin of the third-order cycles, their successful global correlation at the European scale (Hardenbol et al., 1998), confirms the possible eustatic signal. Our study suggests that the maximum sea level fall inferred from the vertical occurrence of vadose cements was probably limited (5–10 m), while the sea level rise may have been of 50–100 m, judging from the presence of brachiopods, bivalves and crinoids in the marly interval of the Middle Jurassic outer ramp environment.

5.1.2. Western Europe palaeotemperature patterns

Previous studies have shown that marine bivalves precipitate their shells in oxygen isotope equilibrium with seawater (Mook and Vogel, 1968; Lécuyer et al., 2003), and their $\delta^{18}O$ values have been successfully used to reconstruct the sea surface temperatures (SST) of past oceans (Steuber et al., 2005; Brigaud et al., 2008), including for the Middle Jurassic (Anderson et al., 1994; Jenkyns et al., 2002; Wierzbowski and Joachimski, 2007). The *Trichites* and oyster shells that we recovered from the same stratigraphic levels display similar values (Appendix A), confirming the absence of vital effects for this group, at least for oxygen isotopes. Therefore we gathered the $\delta^{18}O$ from both organisms into a single data set to reconstruct the pattern of marine temperatures (Fig. 9). Throughout the whole study interval, we consider shallow palaeo-depths (<50 m for inner and mid-ramp), which allows us to reconstruct sea surface water temperatures from our $\delta^{18}O$ samples. A change from open to more restricted environments occurred during the Bathonian, with the development of a lagoon. However, the two Bathonian samples analysed come from an outer ramp environment, north of the lagoon. Consequently, all of our samples come from open marine environments. We used the equation of Anderson and Arthur (1983) to calculate marine temperatures from bivalve $\delta^{18}O$ values. A $\delta^{18}O$ of seawater of −1‰ SMOW is generally used for the Jurassic period, to account for the absence of ice-sheets (Shackleton and Kennett, 1975). However, in tropical areas, modern

Fig. 8. Diagram of facies/architecture changes at the Bathonian/Callovian transition in a third-order sequence stratigraphic framework. A—Early HST of Sequence VII is marked by lagoon and shoal aggradation in a muddy ramp. B—Carbonate production increased, and the ooid shoal progrates. C—Sea level fall caused a large exposure in the muddy ramp, with karstifications and vadose cementation. LST develops during sea level fall (*Oolite de Fréville*). D—The beginning of the TST is marked by marine bored surface during drowning, probably due to eustasy. TST (*Marnes à Eudesia*, *Marnes à Ornithella* and *Argiles de la Woëvre*) deposited in the entire study area. E—Carbonate production increased, and oobioclastic shoal progrades (HST).

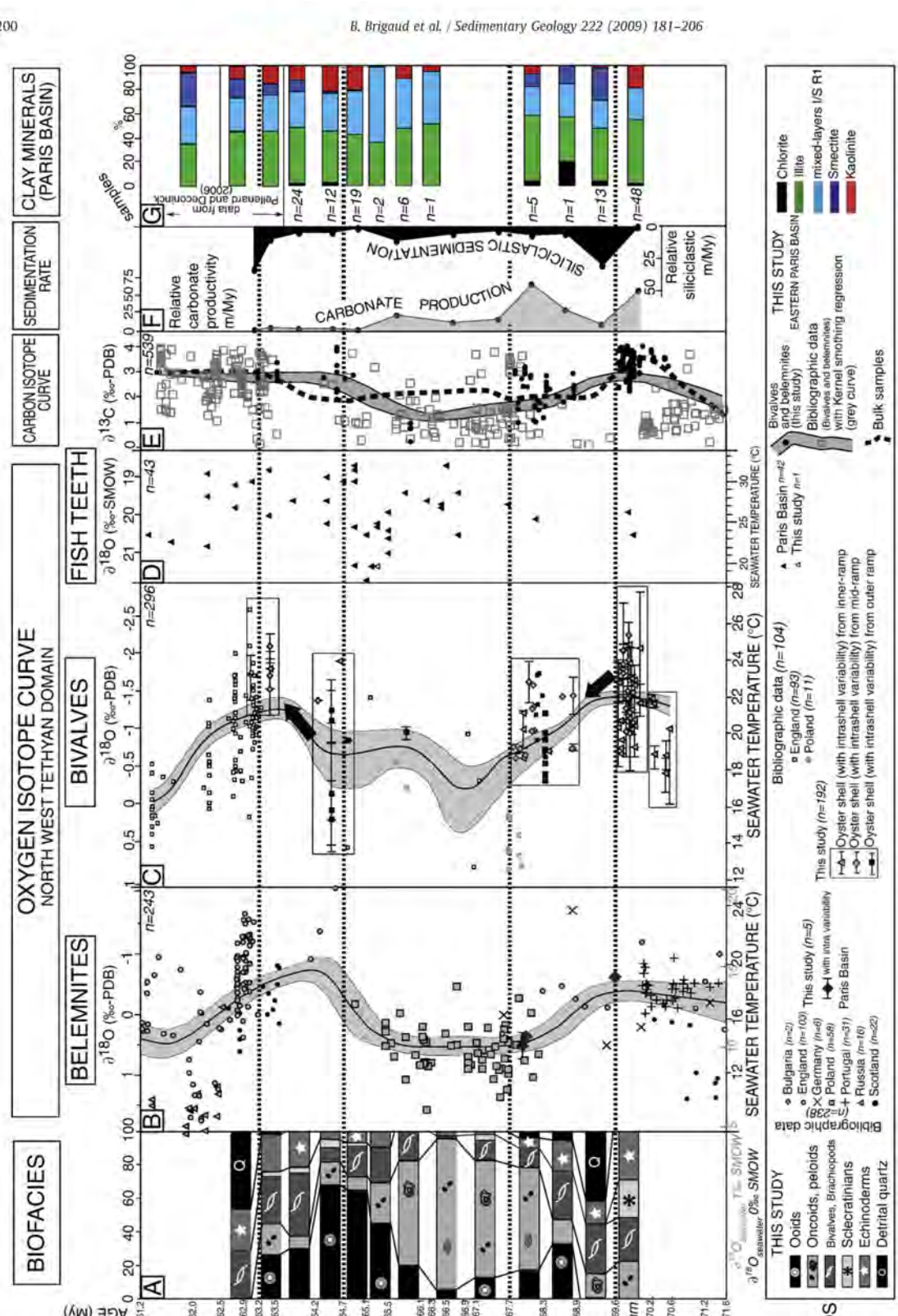


Fig. 9. A–Changes in biofacies associations during the Early Bajocian–Early Callovian interval. B–C–D–Evolution of Western Europe Peritethyan seawater temperatures during the Middle Jurassic period inferred (B) from belemnite rostra (this study and Anderson et al., 1994; Podlaha et al., 1998; Jenkyns et al., 2002; Wierzbowski and Joachimski, 2007; Metodiev and Koleva-Rekalova, 2008; Price and Page, 2008; Nunn et al., 2009), (C) from bivalve shells (this study and Anderson et al., 1994; Jenkyns et al., 2002; Price and Page, 2008) and (D) from fish teeth (this study) and Lécuyer et al., 2003). Smoothing curves were computed using a Kernel Smoothing Regression, based on a Gaussian Kernel non-parametrical Regression (after Yi Cao available at http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/19195). Grey area corresponds to the confidence interval of the smoothing curve. E–Carbon-isotope curve, data from this study, bivalve shells and belemnite rostra, and from bulk rocks (Corbin, 1994; Bartolini et al., 1999; Bartolini and Cecca, 1999; O'Dogherty et al., 2006). Grey curve is the Kernel smoothing interval confidence. F–Changes in carbonate production and in siliciclastic sedimentation rate in the eastern part of the Paris Basin. G–Changes in clay mineral assemblages. The graph indicates average clay proportions from samples of this study with bibliographic data correlated to ammonite biozonations and the geological time scale (Moral, 1979; Floquet et al., 1991; Javaux, 1992; Gradstein et al., 2004). Average proportions of clay minerals of the Middle and Late Callovian were computed using the HTM102 and A901 Andra boreholes (data from Pellenard and Deconinck, 2006).

surface waters are affected by intensified evaporation, which could result in an increase of 1‰ of the local seawater $\delta^{18}O$ compared with that of the global ocean (Zachos et al., 1994; Bigg and Rohling, 2000). We have therefore used a $\delta^{18}O$ seawater of 0‰ to reconstruct marine palaeotemperatures from our bivalve samples, which we think more appropriate for the relatively shallow environment (<50 m deep) and tropical latitudes of the study sections in the Middle Jurassic (Lécuyer et al., 2003; Pucéat et al., 2003; Roche et al., 2006).

Our data (192 *trichites* and oyster shells from the eastern Paris Basin) display a relatively large variability within the same stratigraphic interval (ammonite Zone), up to 8 °C, which is higher than the variability observed within a single oyster shell (2–3 °C on average, and up to 6 °C; Fig. 9). It is likely that this variability reflects seasonal changes in both temperature and seawater $\delta^{18}O$, although as shell growth may have slowed or ceased with extreme seasonal temperatures, we probably do not record the entire seasonal range (Brigaud et al., 2008). Despite this variability, our data display significant temperature changes within the study interval. A cooling of about 2 °C is recorded from temperatures of 22 °C on average during the Early Bajocian (*humphresianum* Zone) to 20 °C on average during the Late Bajocian (*garantiana and parkinsoni* Zones); (Fig. 9C). Our samples yield similar temperatures (19–20 °C) during the Late Bathonian and the earliest Callovian (Fig. 9C). A warming of about 4 °C is then observed from the earliest Callovian to the Early/Middle Callovian transition with temperatures reaching 24 °C on average (Fig. 9C).

We added to our new data set ($n=192$) a compilation of 104 $\delta^{18}O$ values for bivalves recovered from similar neritic environments of southern England and Poland (Anderson et al., 1994; Jenkyns et al., 2002; Wierzbowski and Joachimski, 2007; Price and Page, 2008). These data display variability comparable to our data, and also comparable temperatures as illustrated in the *jason* Zone (Fig. 9C). Poland oyster samples display lower temperatures of about 4 °C on average at the Bajocian/Bathonian transition (Wierzbowski and Joachimski, 2007). These lower temperatures may derive from the 5° higher palaeolatitude of Poland (30–35°N) compared with the Paris Basin or from the influence in this area of a cooler surface current from the boreal area at the onset of the Bathonian. As no data are available from the eastern Paris Basin at the beginning of the Bathonian (Fig. 9C), values coming from Polish sections could prolong the cooling trend initiated by our data from the lowermost Late Bajocian to the uppermost Late Bajocian (Fig. 9C). This remains to be confirmed by additional data from the Paris Basin or England. Data from England display a clear subsequent cooling of about 8 °C from the Early/Middle Callovian boundary (24 °C on average in the Paris Basin) to the end of the Callovian, with temperatures reaching a minimum of 16 °C in the *lamberti* Zone (Fig. 9C).

These sea surface temperature variations inferred from bivalve $\delta^{18}O$ values are not detected from fish-tooth $\delta^{18}O$ from the Paris Basin, except for the cooling trend of the Middle to Late Callovian (Dromart et al., 2003b; Lécuyer et al., 2003). The lack of higher fish-tooth $\delta^{18}O$ values during the Bajocian and Callovian may be due to the scarcity of available data. Some samples display markedly higher $\delta^{18}O$ values, and therefore lower temperatures, during the latest Bathonian. However, these samples are from the north-western Paris Basin which has been interpreted by Lécuyer et al. (2003) as evidence of a cooler water mass bathing the northern part of the Paris Basin.

Nevertheless, the temperature changes attested by bivalve $\delta^{18}O$ values are also recorded in belemnites. Add to our 3 belemnites, an exhaustive compilation of 238 belemnite oxygen isotope values is made (Fig. 9B) from England (Anderson et al., 1994; Jenkyns et al., 2002; Price and Page, 2008), Scotland (Jenkyns et al., 2002; Nunn et al., 2009), Portugal (Jenkyns et al., 2002), Bulgaria (Metodiev and Koleva-Rekalova, 2008), Poland (Wierzbowski and Joachimski, 2007), Germany (Podlaha et al., 1998) and Russia (Podlaha et al., 1998; Riboulleau et al., 1998). Temperatures have been calculated from belemnites using the equation of Anderson and Arthur (1983). Recent studies have suggested that belemnites were nectobenthic organisms, living close to the seafloor (Wierzbowski and Joachimski, 2007; Dera et al., 2009b; Wierzbowski and Joachimski, 2009). This interpretation can explain the lower temperature (2–3 °C) recorded in the 3 belemnites than those recorded in bivalves collected from a same stratigraphic level in the Pouillenay quarry. The coeval belemnites and bivalves are sampled in limestones and marls from the Pouillenay quarry (in F2 and F3 facies association) reflecting shallow environments of inner and mid-ramp (<50 m). The difference in $\delta^{18}O$ values may indicate that belemnites thrived in colder deeper water (basin), and could occasionally migrate to shallower and warmer waters (mid- to inner ramp). The temperatures inferred from contemporaneous belemnites from Portugal, England, Bulgaria, Germany, Scotland and the Paris Basin (e.g. in the Early Bajocian; Fig. 9C) are similar, although part of the belemnites from Scotland yield lower temperatures than the remainder of the samples. This suggests that bottom waters may have been well mixed in the Tethys. Belemnite $\delta^{18}O$ data display a cooling of Tethyan bottom waters from the Early Bajocian (*humphresianum* Zone) to the latest Bajocian (Fig. 9B), of similar amplitude (4 °C) to that recorded by the bivalves. Tethyan bottom temperatures remained quite stable, then, during the Early Bathonian. Data from the earliest Callovian are too scarce to distinguish whether the Early Callovian warming is also recorded by belemnites, although the few existing data yield higher temperatures than those from the earliest Late Bathonian (Fig. 9B). A cooling trend of about 6 °C is then suggested from the Middle to Late Callovian by belemnite $\delta^{18}O$ values, mirroring that evidenced by bivalve $\delta^{18}O$ from England (8 °C; Fig. 9B–C; Dromart et al., 2003a,b).

5.2. Climatic and eustatic influences on carbonate evolution

5.2.1. Vesulian unconformity: From bioclastic to ooid-dominated carbonate production (Early–Late Bajocian transition)

In Western Europe, the end of the Early Bajocian is usually marked by relatively high carbonate productivity (Dromart et al., 1996) with crinoid-rich facies and/or hermatypic coral reefs, in particular in the eastern Paris Basin (Geister and Lathuilière, 1991; Lathuilière, 2000a, b; Lathuilière and Marchal, 2009). At palaeolatitudes higher than 25–30°N, it was even the first time during the Mesozoic that scleractinian corals formed almost exclusively large reefs in shallow settings (Geister and Lathuilière, 1991; Leinfelder et al., 2002). Between reefs, the carbonate factory represented by echinoderms, brachiopods, bivalves and bryozoans suggests well-oxygenated water with normal salinity under oligo- to mesotrophic conditions (Piuz, 2004). Temperatures in western Tethyan seawater (18–28 °C) correspond to a maximal thermal event (*humphresianum* Zone; Fig. 9). This seawater temperature may have favoured the development of coral reefs in Western Europe in particular in the eastern Paris Basin.

In Middle Jurassic series of the eastern Paris Basin, the burial depth is relatively low and temperatures never exceed 50 °C (Clauer et al., 2007). As a result, in Mesozoic series, the clay mineralogical associations are generally considered as detrital and they can be used as an environmental proxy (Debrabant et al., 1992; Dera et al., 2009a). In the *humphriesianum* Zone (Early Bajocian), the kaolinite content reaching 15% may indicate either intensified chemical weathering of kaolinite soils or reworking of ancient kaolinite-bearing rocks (Chamley, 1989; Dera et al., 2009a). The occurrence of relatively abundant kaolinite in this interval is consistent with a warm climate suggested by isotopic data. Kaolinite may also indicate a more humid period (Fig. 10), as suggested by plant taxa (sphenophytes and pteridosperms) in England during the Early Bajocian in the Gristhorpe Member (Hesselbo et al., 2003).

A disturbance of the carbon cycle is evidenced in the Tethyan domain (Spain, France, Italy, England) by lighter carbon-isotope values at the Aalenian/Bajocian transition (Bartolini et al., 1999; Bartolini and Cecca, 1999; Hesselbo et al., 2003; O'Dogherty et al., 2006) followed by a positive carbon excursion at the end of the Early Bajocian (Corbin, 1994; Bartolini et al., 1999; Bartolini and Cecca,

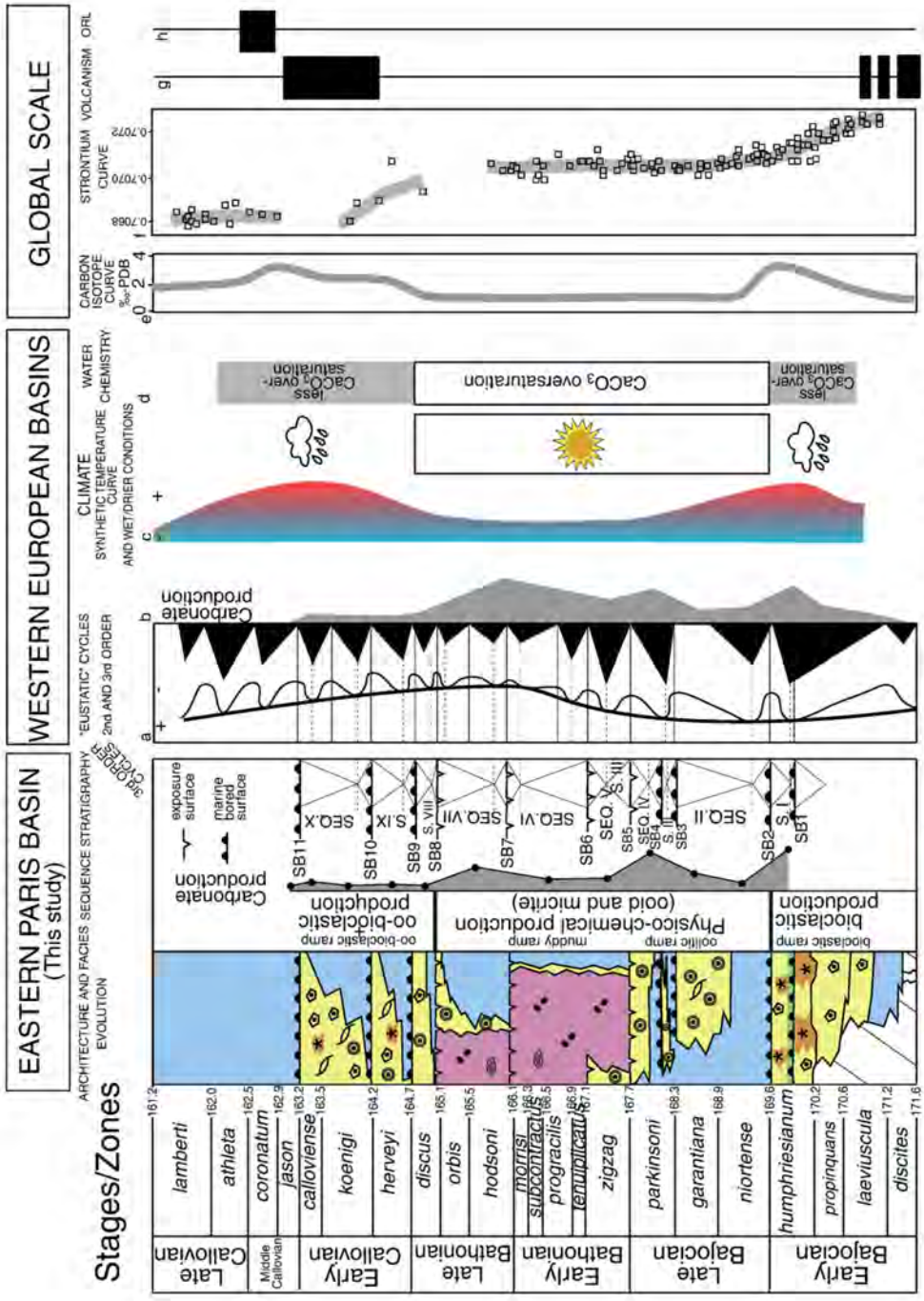


Fig. 10. Summary illustration of: –*The eastern Paris Basin* characteristics: main carbonate facies through time and environmental succession, sequences, 3rd order cycles, carbonate production; –The western European basins: A. eustatic cycles (Hardenbol et al., 1998); B. carbonate production (Dromart et al., 1996; Gaumet et al., 2001); C. synthetic palaeoclimate (data from Fig. 8) and D. water chemistry; –*The global scale*: E. carbon-isotope curve (from Fig. 8.); F. Strontium curve (Jones et al., 1994; Jenkyns et al., 2002), G. Circum-Pacific volcanism (Feraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000; Campbell et al., 2007) and H. organic rich layers (Dromart et al., 2003a).

1999; Morettini et al., 2002; O'Dogherty et al., 2006). Lighter carbon-isotope values indicate increased atmospheric pCO_2 whereas positive excursions correspond to reduced pCO_2 (e.g. Weissert and Mohr, 1996; Hesselbo et al., 2003). Bartolini and Cecca (1999), Bartolini and Larson (2001) and Hesselbo et al. (2003) interpret the $\delta^{13}C$ evolution as the result of increasing volcanism in circum-Pacific subduction zones which may have contributed to excess amounts of pCO_2 in the atmosphere. Following Bartolini and Cecca (1999), this increased pCO_2 may have affected seawater chemistry which would have caused a decrease in pH, coinciding with the onset of biosiliceous planktonic production and with a pelagic carbonate crisis in Italy during the Early Bajocian. Lowered oversaturation in calcium carbonate could explain the bioclastic composition of facies in neritic carbonate environments and explain the scarcity of physico-chemical precipitation (ooids, micrite) in Early Bajocian deposits of the Paris Basin (Fig. 10).

A drastic facies change underlain by the 'Vesulian' discontinuity (Durlet and Thierry, 2000) from bioclastic facies to marls/ooids facies occurred at the Early/Late Bajocian boundary in the Paris Basin. This change is also well-expressed in western Tethyan domains, for example in the Iberian domain at the Early/Late Bajocian boundary (from bioclastic facies to marls; Aurell et al., 2003) or in Switzerland (to ooid facies; Gonzalez, 1996; Gonzalez and Wetzel, 1996). It coincided with a sea level rise considered as global (Hallam, 2001) although other factors (climate) probably contributed to this crisis.

Seawater temperatures recorded in belemnites and bivalves show a decreasing trend in Western Europe. In the eastern Paris Basin, the clay mineralogy of Late Bajocian sediments reveals a dramatic mineralogical change characterized by the disappearance of kaolinite and the appearance of smectite (Fig. 9G). This change can be interpreted as indicative of cooler and drier conditions (Dera et al., 2009a). If clay minerals in the Paris Basin result from the erosion of palaeosols, the smectite may indicate high seasonal contrasts on continents (Chamley, 1989). Cooler conditions are consistent with temperatures as recorded by oxygen isotopes measured on belemnite guards and bivalves. A change from a wet to an arid environment is also suggested at the Early/Late Bajocian boundary (Fig. 10) with a microphyllous conifer floral assemblage becoming dominant during the Late Bajocian in the Scalby Formation, Yorkshire (Hesselbo et al., 2003). The mineralogical change may also reflect a eustatic rise of sea level with prevailing deposition of smectite in distal environments, while kaolinite was deposited in near-shore, proximal environments. The cooling episode of the Late Bajocian immediately following a $\delta^{13}C$ positive excursion, well-expressed both in marine domains (Corbin, 1994; Bartolini et al., 1999; Bartolini and Cecca, 1999; Morettini et al., 2002; O'Dogherty et al., 2006) and in terrestrial domain (Hesselbo et al., 2003), may indicate pumping of CO_2, inducing a decrease in atmospheric pCO_2 (Fig. 9E).

However, at present, marine organic carbon burial has not been found during the Bajocian (Bartolini et al., 1999). A similar situation is known also in the Valanginian where a positive $\delta^{13}C$ excursion is recorded although the organic matter storage in sediments is extremely limited (Gröcke et al., 2005). Additionally, the $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope curve plateau beginning at the Early/Late Bajocian transition can be interpreted as enhanced continental erosion and/or sea-floor activity decline (Fig. 10). This possible continental weathering may have induced a drop in pCO_2 which is consistent with a cooling episode. The climatic changes (cooling and drier conditions; Late Bajocian; Fig. 10) appear to be a major controlling factor in the shallow carbonate facies change from mainly bioclastic to ooid facies in Western Europe (Iberian domain, Paris Basin, Switzerland). An ammonite diversity crisis is also described for the Early/Late Bajocian transition (e.g. extinction of Stephanoceratoidea genus, O'Dogherty et al., 2006; Moyne and Neige, 2007). This possible drop in pCO_2 and drier conditions may have favoured carbonate calcium oversaturation in shallow carbonate environments, so enhancing ooid precipitation in seawater and possibly triggering the observed replacement of coral and bioclastic facies by ooids facies between the Early and the Late Bajocian.

5.2.2. Installation and development of a muddy ramp (Bathonian)

In the Paris Basin, large scale lagoon development in inner ramp environments occurred at the Bajocian/Bathonian boundary. This development corresponds to the maturity stage of the ooid ramp. The spatial distribution of oolitic shoals, formed in shallow, high-energy environments, show that they were localized and/or limited at the edge of fault structures (south of the Vittel Fault and north of the Neuchâteau fault; Fig. 4). At the beginning of the Bathonian, lagoonal environments were particularly well developed in this zone (Fig. 4). The local flexure movements related to influence of variscan accidents (e.g. Vittel Fault, Durlet et al., 1997; Jacquin et al., 1998) probably contribute to the installation of the protected inner ramp environments and to the polarity ramp flip-flopped (Fig. 4).

Sequence boundaries recording meteoric diagenesis and exposure episodes (SB5 to SB8), only observed during this period, are coeval with the minimum sea surface temperature in the western tethyan domain (Fig. 10). Glacio-eustasy may have influenced sea level drops during the Bathonian, with the possible ice presence at high palaeolatitudes (Price, 1999).

Ooid-rich carbonate deposits are also documented in the Iberian domain (Aurell et al., 2003) and England (Great Oolite, Sellwood et al., 1985). As in the pelagic domain of Spain and Italy, there is no significant carbon-isotope change at the Bajocian/Bathonian boundary and during the Bathonian (Fig. 9, Bartolini et al., 1999; O'Dogherty et al., 2006), suggesting stable environmental conditions and relatively low pCO_2. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope curve is also stable from the beginning of the Late Bajocian to the Late Bathonian (Fig. 10), suggesting possible stable conditions. Stable and low pCO_2 conditions may have favoured calcium carbonate oversaturation, carbonate precipitation, and the development of this muddy ramp in the eastern part of the Paris Basin.

5.2.3. The origin of carbonate depletion at the Bathonian/Callovian boundary

A major carbonate productivity crisis and a decrease in the ooid/(bivalve plus echinoderm) ratio are observed at the Bathonian/Callovian boundary. This waning of carbonate production at the Bathonian/Callovian boundary is observed from England (Bradshaw and Cripps, 1992; Jeans, 2006) to the Iberian domain (Aurell et al., 2003) and is well documented by Dromart et al. (1996) and Gaumet et al. (2001). The seawater temperature shows a warming during the Early Callovian, peaking at the Early/Middle Callovian boundary. This change, which follows an increase in kaolinite (Fig. 9G), observed as soon as the Late Bathonian in the northern Paris Basin and England (Debrabant et al., 1992; Jeans, 2006), may indicate enhanced weathering in a warm and humid climate (Chamley, 1989). Vascular plant biomarkers used as proxies for palaeoflora and palaeflora indicate also humid conditions during the Callovian in the Eastern Paris Basin (Hautevelle et al., 2006). The circum-Pacific volcanism active during the Early Callovian may have contributed to the rise in pCO_2 (Dromart et al., 2003a; Campbell et al., 2007). Consequently, high pCO_2 levels may have enhanced weathering, resulting in high nutrient transfer to the oceans (e.g. Weissert and Mohr, 1996). Together with eutrophic conditions and greater detrital input in a humid climate, the rise in pCO_2 favoured lowered oversaturation in calcium carbonate (ocean acidification), possibly explaining the widespread neritic carbonate production crisis in Western Europe and the Arabian domain (Dromart et al., 2003a). The coeval second-order global sea level rise during the Callovian may also have enhanced the carbonate crisis (Hardenbol et al., 1998; Pellenard et al., 1999). Widespread eutrophication of seawater seems to become favourable to organic carbon burial during the earliest Middle Callovian (organic rich layer in the central Atlantic and in the western Tethyan domain during the Middle Callovian; Bartolini et al., 1999; Dromart et al., 2003a). This scenario, although still speculative, is confirmed by the $\delta^{13}C$ increase from the latest Early Callovian to the Middle Callovian (Fig. 10). Seawater cooling during the Middle–Late Callovian following the

carbonate crisis, can be related to this carbon sequestration during the Middle Callovian (Dromart et al., 2003a,b).

6. Conclusions

The Middle Jurassic formations consist of 18 lithofacies attributed to five major facies associations that are characteristic of distinct carbonate ramp settings. Four biosedimentary packages can be distinguished during the Early Bajocian–Early Callovian, characterized by distinct allochem associations and sedimentary architectures. (1) A large intracratonic carbonate environment with coral reefs and bioclast-rich facies characterized the Early Bajocian. (2) A major facies change occurred at the Early/Late Bajocian boundary (Vesulian unconformity) with development of clay-rich and ooid-rich facies deposited in a southward-dipping ramp. (3) The Bathonian period is marked by the development of a large protected inner ramp environment (lagoonal, intertidal and supratidal facies) developed in the Paris Basin (Figs. 1, 4 and 5), the ooid shoal prograded favouring the development of a wide lagoon with infratidal to supratidal environments. (4) At the Bathonian/Callovian boundary, a second major change occurred with the waning of lagoonal facies replaced by an ooid-bioclastic ramp associated with a waning of carbonate productivity (retrogradational trend). Ten depositional sequences are identified in carbonate formations of the eastern part of the Paris Basin. They reflect third-order sequences relative to sea-level variations.

Palaeotemperature reconstructions inferred from $\delta^{18}O$ of bivalve shells and belemnite rostra allow us to refine existing sea surface palaeotemperature patterns. This is the first time that a cooling from the latest Early Bajocian to the Late Bajocian and a subsequent warming from the earliest Callovian to the Early/Middle Callovian boundary has been described using a proxy of sea surface temperatures. Together with $\delta^{13}C$, mineralogical data and compilation of palaeotemperature data from the western Tethys, our new palaeotemperature values suggest the palaeo-climatic/palaeo-environmental controls of facies on a shallow carbonate ramp environment. The high carbonate production with coral-reef development during the Early Bajocian was clearly optimized by warm conditions. Possible high pCO_2 and associated lowered oversaturation in calcium carbonate probably favoured only bioclasts as carbonate producers, impeding ooid and micrite precipitation. Environmental changes to cooler and drier conditions, suggested by $\delta^{18}O$ and clay mineral assemblages occurred at the Early/Late Bajocian. The Late Bajocian cooling episode immediately following a positive $\delta^{13}C$ excursion may indicate pumping of CO_2. Drier conditions associated with a fall in pCO_2 may have favoured calcium carbonate oversaturation in seawater which could have triggered the observed replacement of bioclastic and coral facies by ooid facies in Western Europe. At the Bajocian/Bathonian boundary, the appearance of a wide lagoon corresponds to the maturity stage of the previous ooid ramp. A muddy ramp developed in a large part of the Paris Basin. The relatively stable climatic conditions and carbon cycle may also have favoured carbonate production in oversatured seawater. Exposure episodes, only observed during the Bathonian period, are coeval with the minimum sea surface temperature in the western tethyan domain. Glacio-eustasy may have influenced sea level drops during the Bathonian, with the possible ice presence at high palaeolatitudes (Price, 1999). Climate warming, possibly related to volcanism (increase pCO_2) favoured eutrophic conditions and lowered oversaturation which could explain the widespread carbonate production crisis in Western Europe. Seawater cooling during the Middle/Late Callovian interval followed this carbonate crisis.

Acknowledgements

This study is supported by an Andra (French agency for radioactive waste management) PhD grant. We thank Philippe Courville for brachiopod determinations. We would like to thank Pascal Taubaty for the quality of the thin sections, Claude Aurière for providing the samples from the core storage (Bure site), Guillaume Charbonnier, Cristina Constantin and Kevin Dinzambou for their help in sample preparations, and Nathalie Guichard for her assistance during the XRD analyses. We also acknowledge the guidance of Rémi Laffont and Fabrice Monna in statistic treatments of isotopic data. We are grateful to TOTAL for allowing us access to the L.LI.CD.1 cores (special thanks to Catherine Javaux, Guy Nesen, and Daniel Monge; Boussens site). This paper benefited from the constructive reviews of B. Pratt and an anonymous reviewer.

Appendices A, B, C and D. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.005.

References

Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleonvironmental problems. Stable Isotopes in Sedimentary Geology: In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course, vol. 10, pp. 1–151.

Anderson, T.F., Popp, B.N., Williams, A.C., Ho, L.Z., Hudson, J.D., 1994. The stable isotopic records of fossils from the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: paleoenvironmental implications. Journal of the Geological Society (London, United Kingdom) 151, 125–138.

Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C., 2003. Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. Sedimentary Geology 162, 239–271.

Bartolini, A., Baumgartner, P.O., Guex, J., 1999. Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 145, 43–60.

Bartolini, A., Cecca, F., 1999. 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria–Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 329, 587–595.

Bartolini, A., Larson, R.L., 2001. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. Geology 29, 735–738.

Bigg, G.R., Rohling, E.J., 2000. An oxygen isotope data set for marine waters. Journal of Geophysical Research—Oceans 105, 8527–8535.

Bradshaw, M.J., Cripps, D.W., 1992. Jurassic. Atlas of Palaeogeography and Lithofacies. In: Cope, J.C.W., Ingham, J.K., Rawson, P.F. (Eds.), Memoirs, vol. 13. Geological Society of London, p. 153.

Brigaud, B., Pucéat, E., Pellenard, P., Vincent, B., Joachimski, M.M., 2008. Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian–Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells. Earth and Planetary Science Letters 273, 58–67.

Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A., 2009. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 161–180.

Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79, 3–57.

Campbell, S.D.G., Sewell, R.J., Davis, D.W., So, A.C.T., 2007. New U–Pb age and geochemical constraints on the stratigraphy and distribution of the Lantau Volcanic Group, Hong Kong. Journal of Asian Earth Sciences 31, 139–152.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews 92, 1–33.

Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Springer Verlag. 623 pp.

Clauer, N., Fourcade, S., Cathelineau, M., Girard, J.-P., Vincent, B., Elie, M., Buschaert, S., Rousset, D., 2007. A review of studies on the diagenetic evolution of the Dogger to Tithonian sedimentary-sequence in the eastern Paris Basin—impact on the physical and chemical rock properties. Mémoire de la Société géologique de France 178, 59–71.

Collin, P.-Y., Courville, P., 2006. Sedimentation and palaeogeography of the eastern part of the Paris Basin (France) at the Middle–Upper Jurassic boundary. Comptes Rendus Geosciences 338, 824–833.

Collin, P.Y., Courville, P., Loreau, J.P., Marchand, D., Thierry, J., 1999. Condensed series and biostratigraphic unit preservation index: example of the flooding of the north Burgundy platform (France) in Callovian–Oxfordian times. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes 328, 105–111.

Collin, P.Y., Loreau, J.P., Courville, P., 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris Basin, France). Sedimentology 52, 969–985.

Contini, 1968. Stratigraphie du Dogger: passage des faciès de la Haute-Saône aux faciès de Lorraine. Bulletin de la Société Géologique de France 10, 308–315.

Corbin, J.-C., 1994. Evolution géochimique du Jurassique du Sud-Est de la France: influence des variations du niveau marin et de la tectonique. PhD thesis, Université Paris VI, 175 pp.
Courville, P., Raffray, M., 2007. La série condensée à ("Marno-calcaires à Oolites ferrugineuses", Callovien pars.) de Rimaucourt (Haute-Marne). Lithologie, datation, aspects paléoenvironnementaux. Bulletin de l'Association Géologique Auboise 28, 3–12.
Debrabant, P., Chamley, H., Deconinck, J.-F., Récourt, P., Trouiller, A., 1992. Clay sedimentology, mineralogy and chemistry of Mesozoic sediments drilled in the Northern Paris Basin. Scientific Drilling 3, 138–152.
Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.-F., Pucéat, E., Dommergues, J.-L., 2009a. Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 271, 39–51.
Dera, G., Pucéat, E., Pellenard, P., Neige, P., Delsate, D., Joachimski, M.M., Reisberg, L., Martinez, M., 2009b. Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites. Earth and Planetary Science Letters, 286, 198-207.
Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J.P., Robin, C., 1996. Cyclic fluctuation of carbonate production through the Jurassic along a Burgundy–Ardeche cross-section, eastern France. Bulletin de la Société Géologique de France 167, 423–433.
Dromart, G., Garcia, J.-P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003a. Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. American Journal of Science 303, 667–707.
Dromart, G., Garcia, J.P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003b. Ice age at the Middle–Late Jurassic transition? Earth and Planetary Science Letters 213, 205–220.
Durlet, C., Jacquin, T., Floquet, M., 1997. Extensional synsedimentary tectonics during Aalenian and Bajocian on the Burgundy High (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série IIa:Sciences de la Terre et des Planètes 324, 1001–1008.
Durlet, C., Thierry, J., 2000. Modalités séquentielles de la transgression aalénobajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. Bulletin de la Société Géologique de France 171, 327–339.
Durlet, C., Almeras, Y., Chellai, E.H., Elmi, S., Le Callonnec, L., Lezin, C., Neige, P., 2001a. Anatomy of a Jurassic carbonate ramp: a continuous outcrop transect across southern margin of the High Atlas (Morocco). Géologie Méditerranéenne 28, 57–61.
Durlet, C., Lathuilière, B., Aycard, M., 2001b. Reef geometries and facies in Bajocian limestones of the Burgundy High (France): environmental and sequence stratigraphy interpretations. Eclogae Geologicae Helvetiae 94, 1–11.
Enay, R., Mangold, C., 1980. Synthèse paléogéographique du Jurassique français, Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, Volume 5. Groupe Français d'Etude du Jurassique. 220 pp.
Faber, J., 1957. Dossier de fin de campagne core-drills—Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine. Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures rapport n°14.1306–1312, Direction des Ressources Énergétiques et Minérales.
Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Maller, M., 1999. 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters 172, 83–96.
Ferry, S., Pellenard, P., Collin, P.Y., Thierry, J., Marchand, D., Deconinck, J.F., Robin, C., Carpentier, C., Durlet, C., Curial, A., 2007. Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris Basin. Mémoire de la Société Géologique de France 178, 37–57.
Floquet, M., Laurin, B., Laville, P., Marchand, D., Menot, J.-C., Pascal, A., Thierry, J., 1989. Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien Terminal–Callovien. Bulletin Centres de Recherches Exploration–Production Elf Aquitaine 13, 133–165.
Floquet, M., Javaux, C., Menot, J.-C., Purser, B.H., 1991. Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plate-forme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne. excursion des 27–28–29 juin 1991, 14. ASF. 174 pp.
Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer. 976 pp.
Garcia, J.-P., Dromart, G., Guillocheau, F., Allemand, P., Gaumet, F., Robin, C., Sambet, G., 1996a. Bathonian–Callovian Paris Basin–Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes–Ardèche cross-section. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 323, 697–703.
Garcia, J.-P., Laurin, B., Sambet, G., 1996b. Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris; une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. Bulletin de la Société géologique de France 167, 435–451.
Gaumet, F., Garcia, J.P., Dromart, G., Sambet, G., 1996. Stratigraphic control upon depositional facies, geometries and profiles across the Bathonian–Callovian carbonate platform in Burgundy. Bulletin de la Société géologique de France 167, 409–421.
Gaumet, F., 1997. Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. PhD thesis, Université Claude Bernard—Lyon I, 296 pp.
Gaumet, F., Garcia, J.P., Dromart, G., Allemand, P., 2001. Middle Jurassic production rates and "patchy" architecture of the carbonate systems along the north-western Tethyan margin (Paris basin to Sub-alpine basin): Géologie Méditerranéenne, vol. XXVIII, pp. 79–83.
Geister, J., Lathuilière, B., 1991. Jurassic coral reefs of the northeastern Paris Basin (Luxembourg and Lorraine), International Symposium on Fossil Cnidaria: Excursion-Guidebook VI, Münster, p. 112.
Gonzalez, R., 1996. Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein formation, northern Switzerland. Sedimentary Geology 102, 111–130.
Gonzalez, R., Wetzel, A., 1996. Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau Formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. Eclogae Geologicae Helvetiae 89, 695–720.
Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A Geological Time Scale 2004. Cambridge University Press.
Gröcke, D.R., Price, G.D., Robinson, S.A., Baraboshkin, E.Y., Mutterlose, J., Ruffell, A.H., 2005. The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. Earth and Planetary Science Letters 240, 495–509.
Guillocheau, F., 1991. Large-scale transgressive-regressive cycles of tectonic origin into the mesozoic sediments of the paris basin. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes 312, 1587–1593.
Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prija, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–245.
Guillocheau, F., Robin, C., Mettraux, M., Dagallier, G., Robin, F.-X., Le Solleuz, A., 2002. Le Jurassique de l'Est du Bassin de Paris. Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris 39, 23–47.
Hallam, A., 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 167, 23–37.
Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., Vail, P.R., 1998. Jurassic sequence chronostratigraphy—Chart 6. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: In: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.-R. (Eds.), SEPM Special Publication, vol. 60, pp. 3–15.
Hautevelle, Y., Michels, R., Malartre, F., Trouiller, A., 2006. Vascular plant biomarkers as proxies for palaeoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of the Paris Basin (France). Organic Geochemistry 37, 610–625.
Hesselbo, S.P., Morgans-Bell, H.S., McElwain, J.C., Rees, P.M., Robinson, S.A., Ross, C.E., 2003. Carbon-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying changes in the terrestrial paleoenvironment. Journal of Geology 111, 259–276.
Holtzapffel, 1985. Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination, 12. Société Géologique du Nord. 136 pp.
Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., 1998. Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of european basin development. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: In: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), SEPM Special publication No. 60, pp. 15–29.
Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., de Graciansky, C., Hantzpergue, P., 1998. The north sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western europe. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), SEPM Special publication No. 60, pp. 445–466.
Javaux, C., 1992. La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien—Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique, Place et création des réservoirs potentiels, 16. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, Dijon, 342 pp.
Jeans, C.V., 2006. Clay mineralogy of the Jurassic strata of the British Isles. Clay Minerals 41, 187–307.
Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. Journal of the Geological Society 159, 351–378.
Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 3061–3074.
Lathuilière, B., 2000a. Reef building corals of Lower Bajocian of France. Part 1. Geobios 33, 51–72.
Lathuilière, B., 2000b. Reef building corals of Lower Bajocian of France (part 2). Geobios 33, 153–181.
Lathuilière, B., Marchal, D., 2009. Extinction, survival and recovery of corals from the Triassic to Middle Jurassic time. Terra Nova 21, 57–66.
Lathuilière, B., Gaillard, C., Habrant, N., Bodeur, Y., Boullier, A., Enay, R., Hanzo, M., Marchand, D., Thierry, J., Werner, W., 2005. Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. Facies 50, 545–559.
Laville, P., Cussey, R., Durand, J., Floquet, M., 1989. Faciès, structure et dynamique de mise en place de dunes oobioclastiques au Callovien inférieur en Bourgogne. Bulletin Centres de Recherches Exploration–Production Elf Aquitaine 13, 379–393.
Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J.-P., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Dromart, G., 2003. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle–Late Jurassic: evidence from $\delta^{18}O$ values of marine fish teeth. Paleoceanography 18, 1076.
Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120, 303–330.
Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., Nose, M., Werner, W., 2002. Jurassic reef patterns—the expression of a changing globe. Phanerozoic Reef Patterns: In: Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (Eds.), SEPM Special Publication 72, vol. 72, pp. 465–520.
Lemoigne, Y., Thierry, J., 1968. La paléoflore du Jurassique moyen de Bourgogne. Bulletin de la Société géologique de France 7, 323–333.
Loreau, J.P., 1982. Sédiments aragonitiques et leur genèse. Mémoire Museum National Histoire Naturelle, vol. 47. Editions du Museum. 307 pp.
Mangold, C., Poirot, E., Lathuilière, B., Le Roux, J., 1994. Biochronologie du Bajocien supérieur et du Bathonien de Lorraine (France). Geobios M.S. 17, 343–349.
Metodiev, L., Koleva-Rekalova, E., 2008. Stable isotope records ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) of Lower–Middle Jurassic belemnites from the Western Balkan mountains (Bulgaria): palaeoenvironmental application. Applied Geochemistry 23, 2845–2856.

Mook, W.G., Vogel, J.C., 1968. Isotopic equilibrium between shells and their environment. Science 159, 874–875.
Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, New York. 332 pp.
Moral, P., 1979. Contribution à l'étude des matériaux détritiques dans la formation calcaire du Bajocien à l'Ouest de Dijon. PhD thesis, Université de Bourgogne, Dijon, 151 pp.
Morettini, E., Santantonio, M., Bartolini, A., Cecca, F., Baumgartner, P.O., Hunziker, J.C., 2002. Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early–Middle Jurassic: examples from the Umbria–Marche–Sabina Apennines (central Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 184, 251–273.
Moyne, S., Neige, P., 2007. The space–time relationship of taxonomic diversity and morphological disparity in the Middle Jurassic ammonite radiation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 248, 82–95.
Nunn, E.V., Price, G.D., Hart, M.B., Page, K.N., Leng, M.J., 2009. Isotopic signals from Callovian–Kimmeridgian (Middle–Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. Journal of the Geological Society, London 166, 633–641.
O'Dogherty, L., Sandoval, J., Bartolini, A., Bruchez, S., Bill, M., Guex, J., 2006. Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 239, 311–333.
Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. Journal of Petrology 41, 605–625.
Pellenard, P., Deconinck, J.F., 2006. Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. Comptes Rendus Geoscience 338, 854–866.
Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Marchand, D., Thierry, J., Fortwengler, D., Vigneron, G., 1999. Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 328, 807–813.
Pierre, A., Durlet, C., Razin, P. and Chellai, E.H., in press. Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: data from a continuous outcrop transect across the High-Atlas of Morocco. In: F.S.P. van Buchem, K. Gerdes and M. Esteban (Editors), Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East - stratigraphic and diagenetic reference models -. The Geological Society London. Special Publication.
Piuz, A., 2004. Micropaléontologie d'une plate-forme bioclastique échinodermique : Les calcaires à entroques du Bajocien du Jura méridional et de Bourgogne., 49. PhD Thesis, Université de Genève, 267 pp.
Podlaha, O.G., Mutterlöse, J., Veizer, J., 1998. Preservation of delta O-18 and delta C-13 in belemnite rostra from the Jurassic Early Cretaceous successions. American Journal of Science 298, 534.
Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. Earth-Science Reviews 48, 183–210.
Price, G.D., Page, K.N., 2008. A carbon and oxygen isotopic analysis of molluscan faunas from the Callovian–Oxfordian boundary at Redcliff Point, Weymouth, Dorset: implications for belemnite behaviour. Proceedings of the Geologist's Association 119, 153–160.
Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. Paleoceanography 18, 1029–1040.
Purser, B.H., 1969. Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic in the Paris Basin. Sedimentology 12, 205–230.
Purser, B.H., 1975. Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse d'état, Orsay, 450 pp.
Purser, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, Tome 1. Technip. 366 pp.
Purser, B.H., 1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, Tome 2. Technip. 389 pp.
Purser, B.H., 1989. Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Technip, pp. 145–164.
Riboulleau, A., Baudin, F., Daux, V., Hantzpergue, P., Renard, M., Zakharov, V., 1998. Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 326, 239–246.
Robin, C., Guillocheau, F., Allemand, P., Bourquin, S., Dromart, G., Gaulier, J.M., Prijac, C., 2000. Time and space-scales of the tectonic control of a flexural intracratonic basin: the Paris Basin. Bulletin de la Société géologique de France 171, 181–196.
Roche, D.M., Donnadieu, Y., Pucéat, E., Paillard, D., 2006. Effect of changes in delta O-18 content of the surface ocean on estimated sea surface temperatures in past warm climate. Paleoceanography 21.
Roduit, N., 2008. JMicroVision: image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images.
Schlager, W., 1993. Accommodation and supply—a dual control on stratigraphic sequences. Sedimentary Geology 86, 111–136.
Schlager, W., 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. 8. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 200 pp.
Sellwood, B.W., Scott, J., Mikkelsen, P., Akroyd, P., 1985. Stratigraphy and sedimentology of the Great Oolite Group in the Humbly Grove Oilfield, Hampshire. Marine and Petroleum Geology 2, 44–55.
Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 289. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 29, 743–755.
Steuber, T., Rauch, M., Masse, J.P., Graaf, J., Malkoc, M., 2005. Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. Nature 437, 1341–1344.
Surlyk, F., 1991. Sequence stratigraphy of the Jurassic lowermost Cretaceous of East Greenland. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 75, 1468–1488.
Thierry, J., 2000. Late Sinemurian, Middle Toarcian, Middle Callovian, Early Kimmeridgian, Early Tithonian. In: Crasquin, S. (Ed.), Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps—Explanatory notes. CCGM/CGMW Édit, Paris, pp. 49–110.
Thierry, J., Cariou, E., Dubois, P., Fily, G., Gabilly, J., Laurin, B., Le Roux, J., Lorenz, J., Rioult, M., Yapaudjian, L., 1980. Jurassique moyen. Synthèse géologique du Bassin de Paris: In: Mégnien, C., Mégnien, F. (Eds.), Stratigraphie et paléogéographie. BRGM. 101, vol. I. pp. 125–193.
Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D., Bonnot, A., Jardat, R., 2006. Les ammonites du Callovien-Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du bassin de Paris; synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléoécologique et paléobiogéographique. Comptes Rendus Geosciences 338, 834–853.
Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, Oxford. 482 pp.
Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3 Relative changes of sea level from coastal onlap. Seismic stratigraphy. In: Payton, C. (Ed.), Memoir, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, pp. 63–81.
Vidier, J.P., Garcia, J.P., Thierry, J., Fauconnier, D., 1995. The Dogger of the Boulonnais (Northern Paris Basin)—new chronological and sequence stratigraphic framework of the Jurassic carbonate formations on the margin of the London-Brabant Massif. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 320, 219–226.
Weissert, H., Mohr, H., 1996. Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 122, 27–43.
Wierzbowski, H., 2002. Detailed oxygen and carbon isotopic stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. International Journal of Earth Sciences 91, 304–314.
Wierzbowski, H., 2004. Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian–Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 203, 153–168.
Wierzbowski, H., Joachimski, M., 2007. Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 254, 523–540.
Wierzbowski, H., Joachimski, M.M., 2009. Stable isotopes, elemental distribution, and growth rings of Belemnopsid belemnite rostra: proxies for belemnite life habitat. Palaios 24, 377–386.
Zachos, J.C., Stott, L.D., Lohmann, K.C., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. Paleoceanography 9, 353–387.

2. Description sédimentologique et interprétation séquentielle des forages

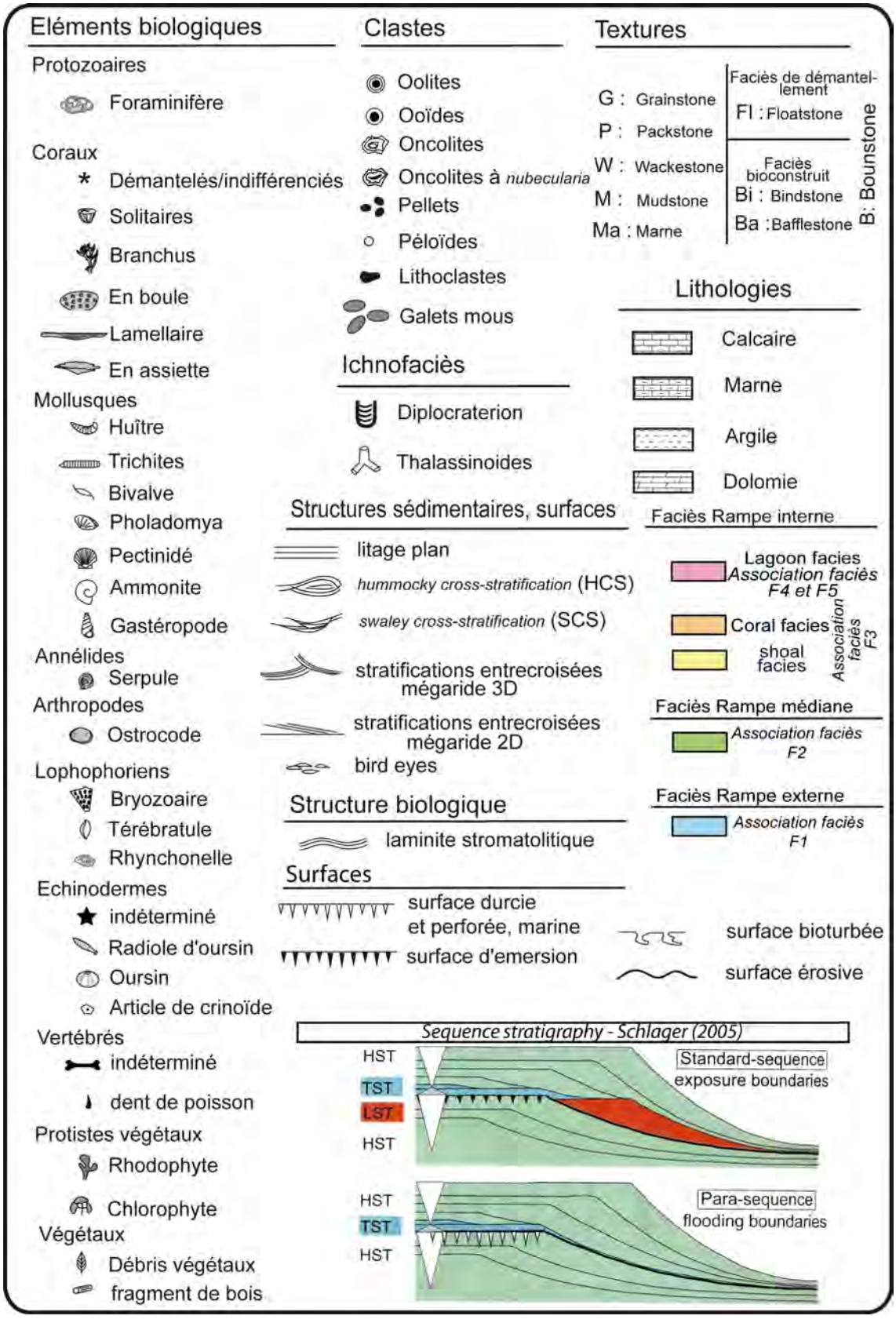


Figure II-1 : Légendes utilisées dans les descriptions lithologiques

2.1 EST210 et EST433

Sur la zone de transposition (ZT) Andra, aucun forage n'a carotté l'intégralité du Dogger. Néanmoins, les corrélations diagraphiques à travers les formations du Dogger montrent que les carottes des forages EST210 et EST433 permettent d'avoir une vue continue de la quasi-totalité du Dogger (Figure II-2), à l'exception de la base du Bajocien et d'éventuels dépôts peu épais de l'Aalénien.

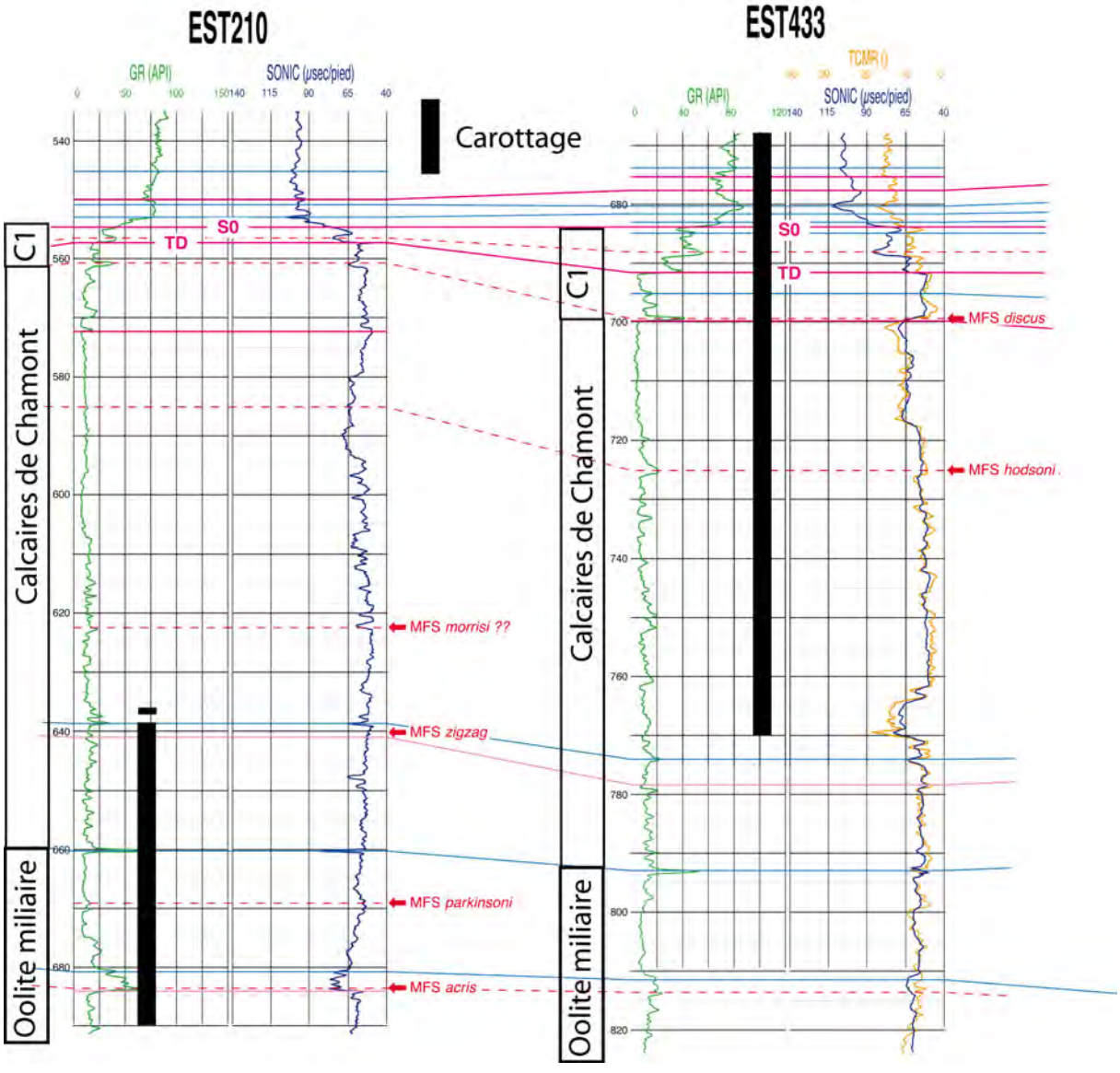


Figure II-2 : Corrélations diagraphiques des forages EST210 et EST433 (Curial, 2008) illustrant le chevauchement ou le quasi chevauchement de leurs parties carottées (d'après Curial, 2008)

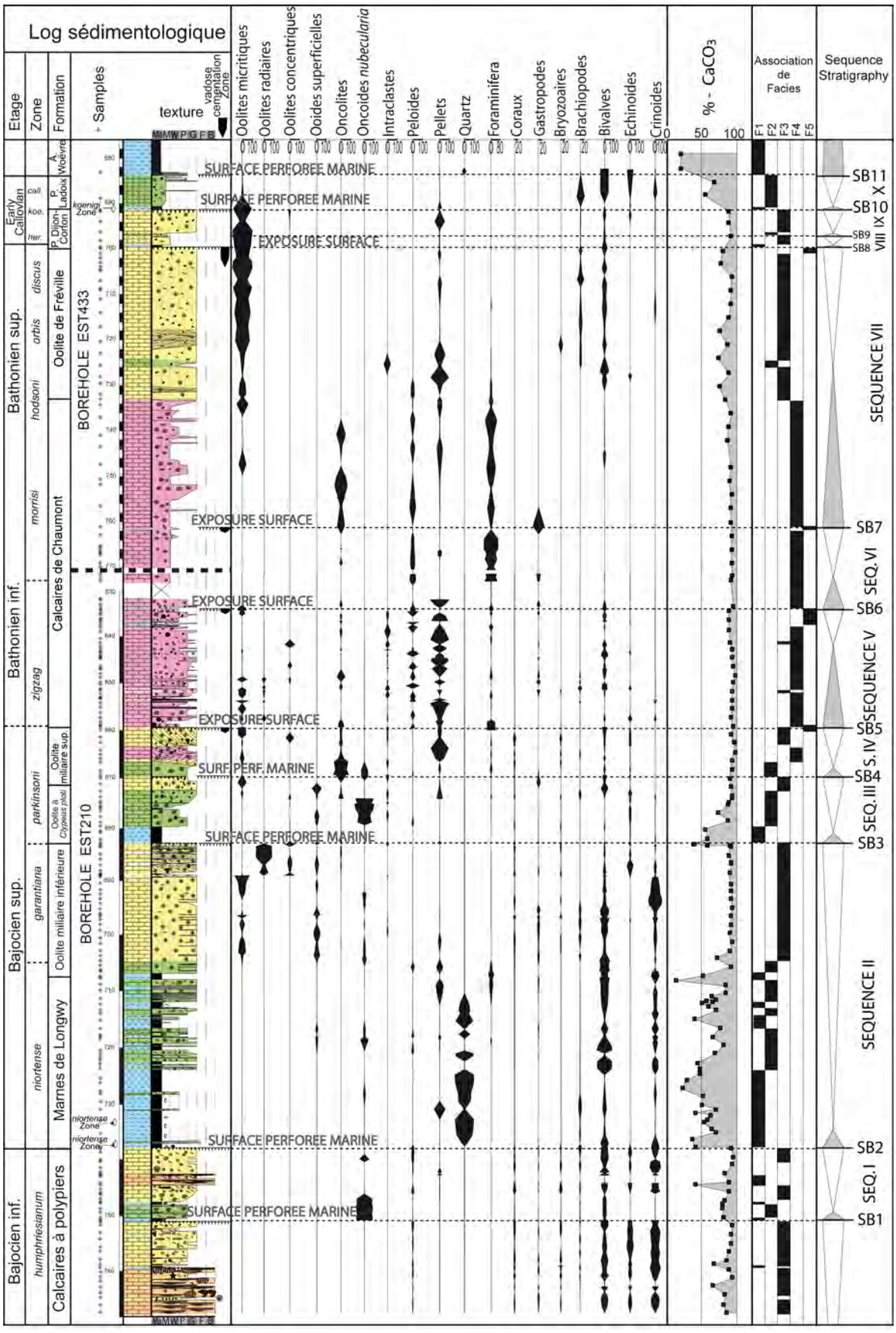


Figure II-3 : Log sédimentologique basé sur une compilation des parties carottées des forages EST210 et EST433.

La base du carottage EST210 comporte des calcaires coralliens sur une dizaine de mètres d'épaisseur (faciès F3f-g-h). Les coraux sont principalement des coraux lamellaires, pouvant être accompagnés de quelques coraux phacéloïdes branchus, donnant une texture bindstone à bafflestone à l'ensemble. Dans les passages à textures bindstones, les coraux lamellaires encroûtent un sédiment encaissant comportant principalement des peloïdes, des entroques, des fragments de coraux, des bivalves et des fragments d'échinides.

Au-dessus des faciès coralliens, le carottage a recoupé 8m de wackestones/packstones à bivalves (*Trichites*), crinoïdes, échinodermes et fragment de coraux. Une surface durcie et perforée recoupe l'ensemble et correspond au toit du membre des Calcaires à polypiers inférieurs. Appelée SB1 (pour *Sequence boundary* 1) dans cette étude, elle coiffe une séquence de dépôt de troisième ordre appelée BjIII par Durlet et Thierry (2000) ou Bj3 par Thiry-Bastien (2002).

a. Séquence I – Oncolite cannabine – Calcaires à polypiers supérieurs (751 m – 727 m)

SB1 forme le mur de la séquence I, et correspond à une surface de transgression marine - TS – *sensu* Schlager (2005). Dans le forage EST210, les premiers dépôts de cette séquence sont formés par une alternance marno-calcaire. Les bancs calcaires présentent une texture wackestone/packstone où de nombreux bioclastes sont encroûtés par le foraminifère *Nubecularia reicheli* (oncoïde à nubéculaires). D'un point de vue lithostratigraphique, ces dépôts sont attribuables au membre de l'Oncolite cannabine. D'un point de vue paléoenvironnemental et séquentiel, ils indiquent un environnement de rampe médiane à externe (faciès F2a à F2b) et sont attribuables au TST de la séquence I.

Au-dessus, la lithologie évolue vers des calcaires à texture packstone/grainstone riches en bioclastes (échinodermes, bivalves, brachiopodes et coraux). La partie intermédiaire de la Séquence I est marquée par la présence de petites bio-constructions coralliennes composées principalement de coraux lamellaires probablement du genre *Isastrea*. Au sommet, les calcaires évoluent vers des faciès à texture grainstone, composés de peloïdes, débris de coraux, bivalves, échinodermes et brachiopodes (F3f-h). Cette évolution marque le passage vers des environnements plus agités, de *shoreface* sur une rampe proximale. Cet ensemble calcaire forme le HST de la Séquence I. Le sommet de la séquence se termine par une surface perforée (SB2) qui présente des ciments isopaques précoces, d'aspect fibreux, probablement d'origine marine (cf Chapitre III, Figure III-1). Comme la surface SB1, SB2 semble correspondre à une surface transgressive.

b. Séquence II – Marnes de Longwy – Oolite miliaire inférieure (727 m – 682 m)

La partie inférieure de cette Séquence épaisse de 55m est composée d'une formation marneuse (Marnes de Longwy). De nombreux brachiopodes (*Rhynchonella proxima* et *Monsarthyris buchmaniana*), et bivalves sont présents dans les quinze premiers mètres de ces marnes (F1), probablement déposés en domaine d'offshore inférieur en domaine de rampe externe. Cette base marneuse forme de TST de la Séquence II. Au-dessus (vers 722 m), la

formation marneuse s'enrichit en bancs décimétriques carbonatés, de texture packstone à grainstone et contenant des ooïdes, oncoïdes à nubéculaires (F2a), échinodermes et foraminifères. Ces bancs peuvent être par endroits largement silicifiés. Dans la partie médiane de cette séquence, les bancs carbonatés deviennent très nombreux, laissant ainsi la place à une formation calcaire de texture principalement grainstone se développant sur environ 25m d'épaisseur.

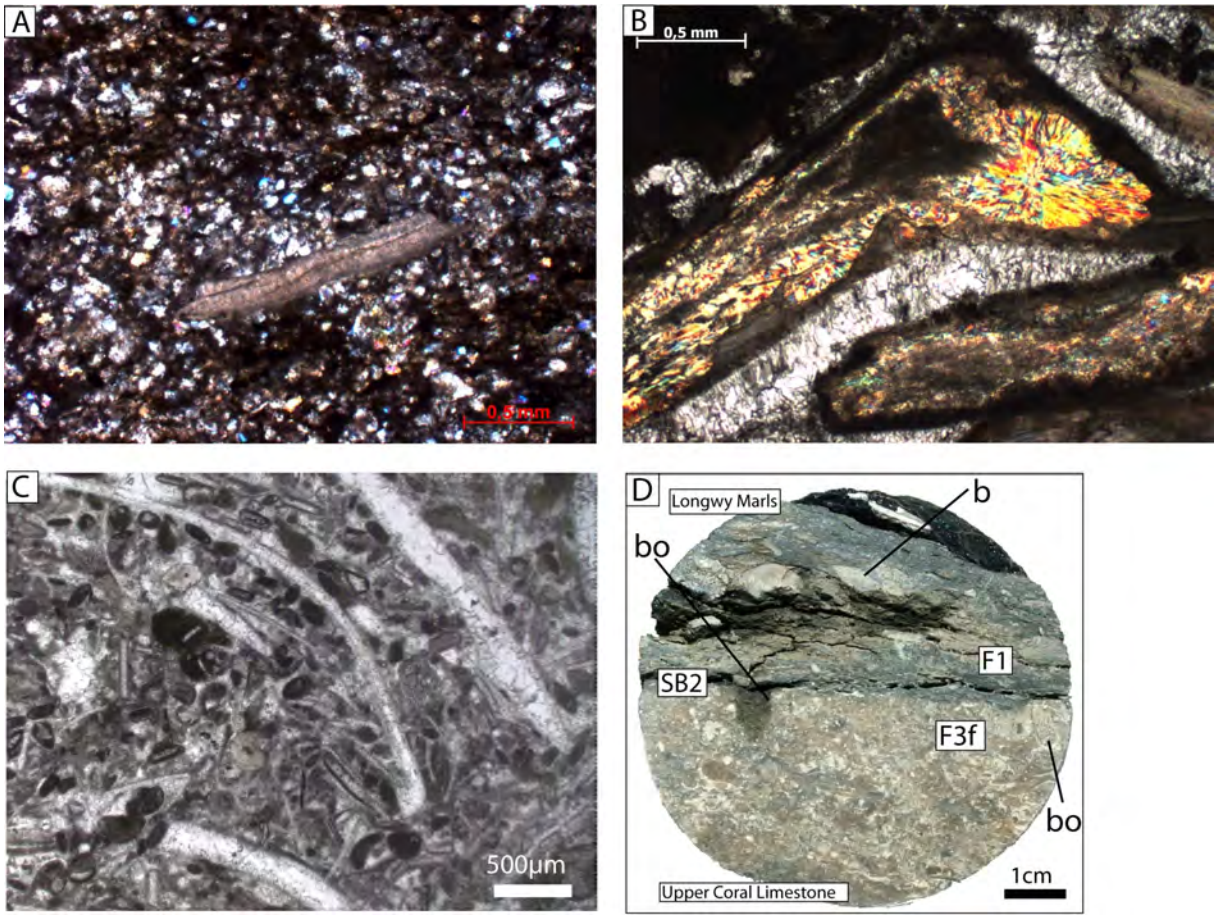


Figure II-4 : Discontinuité vésulienne et faciès associés.

A- Marnes contenant des quartz et des bivalves (faciès F1 - échantillon E117, Marnes de Longwy, forage EST210). B- Grainstone bioclastique dont les bivalves sont silicifiés, présent dans un banc carbonaté des Marnes de Longwy (F2c - échantillon E115, forage EST210). C- Packstone/Grainstone à peloïdes, grands bivalves et foraminifères illustrant les facies de transition entre et les Marnes de Longwy et l'Oolite miliaire inférieure (F2b). D- Discontinuité vésulienne SB2 dans le forage EST210. bo : borings (perforations).

Ce calcaire à texture principalement grainstone est composé majoritairement d'oolites, de fragments de bivalves, et dans une moindre mesure de crinoïdes, fragments d'échinides, brachiopodes, bryozoaires, pellets et peloïdes (faciès F3a-e), (Figure II-5A-F). Des litages obliques caractérisent le sommet du membre sédimentaire dans lequel les oolites sont très bien triées, reflétant des environnements proximaux de *shoal* oolitique. Cette évolution depuis une alternance marno-calcaire jusqu'au grainstone oolitique à litages obliques caractérise le HST de cette Séquence II, correspondant au sommet des Marnes de Longwy et à l'intégralité du membre de l'Oolite miliaire inférieure.

La séquence II est coiffée par une surface durcie plane, perforée et encroûtée par des huîtres (SB3, Figure II-5F). Des ciments précoces fibreux, initialement en HMC (*high magnesium*

calcite) sont visibles sous cette surface (Figure II-5E). Ils sont recoupés par des perforations d'annélides et/ou de bivalves. Ces perforations démontrent le façonnement final de la surface en milieu sous-marin (surface transgressive).

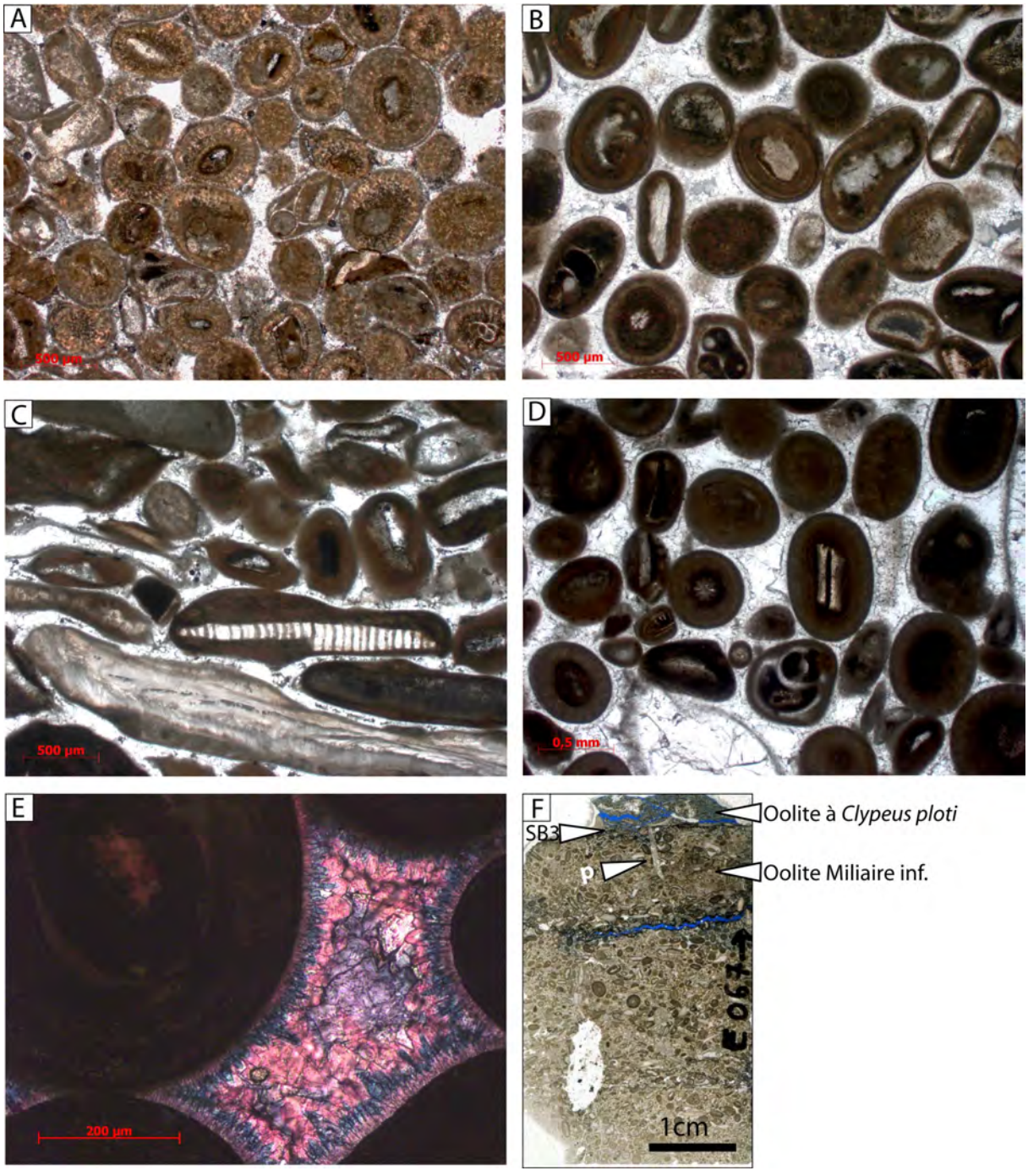


Figure II-5 : Microfaciès de l'Oolite miliaire inférieure.

A- Grainstone à oolites radiaires au sommet de l'Oolite miliaire inférieure (faciès F3a - échantillon E069, forage EST210). B- Grainstone oolitique précocement cimenté par de la HMC isopaque formée, immédiatement sous une surface durcie en milieu sous-marin (Durlet, 1996) (faciès F3b - échantillon E078). C- Grainstone fortement compacté à ooïdes superficielles, bivalves, brachiopodes et échinodermes (faciès F3d - échantillon E088, forage EST210). D- Grainstone oolitique présentant une cimentation précoce (échantillon E071, forage EST210). E- Grainstone cimenté précocement par des ciments isopaques fibreux. Des surcroissances de cristaux en dents de chien, et ferreux sont visibles dans ces calcaires situés

sous les Marnes de l'Oolite à *Clypeus ploti*. F- Discontinuité SB3 entre l'Oolite miliaire inférieure et l'Oolite à *Clypeus ploti* (forage EST210).

c. Séquence III – Oolite à Clypeus ploti (682 m – 670 m)

Des marnes se développent (F1) sur 2 m d'épaisseur à la base de cette séquence, pouvant ainsi constituer le TST. Au-dessus, les marnes s'enrichissent en oncoïdes à nubéculaires et forment un calcaire argileux de texture wackestone/packstone à nombreuses oncolites/ou pseudo-oolites et fragments d'échinodermes (F2a-b, crinoïdes, échinides ; Figure II-6.) Le sommet de la séquence est composé d'un calcaire grainstone oo-bioclastique (HST). Une surface perforée (SB4), sans indices d'émersion, apparaît au sommet de la Séquence III. Cette Séquence est représentée par le membre sédimentaire de l'Oolite à *Clypeus ploti.*

d. Séquence IV – Oolite miliaire supérieure (670 m – 659 m)

D'une dizaine de mètres d'épaisseur, cette Séquence débute au-dessus de SB4 par la présence d'un mince lit argileux (TST) surmonté par un calcaire à texture packstone contenant des oncolites (faciès F2a). Au dessus, le faciès devient un grainstone à oolites et litages obliques (F3a-c) correspondant à un *shoal* oolitique (rampe interne). Le sommet de la Séquence est marqué par une surface perforée (SB5) recouverte par un niveau de lignite (F5c). Des ciments microstalactitiques ou en ménisques en LMC non luminescente caractérisent cette surface, indiquant une cimentation en milieu vadose. Cette surface est donc une surface émersive (*exposure surface sensu* Schlager, 2005).

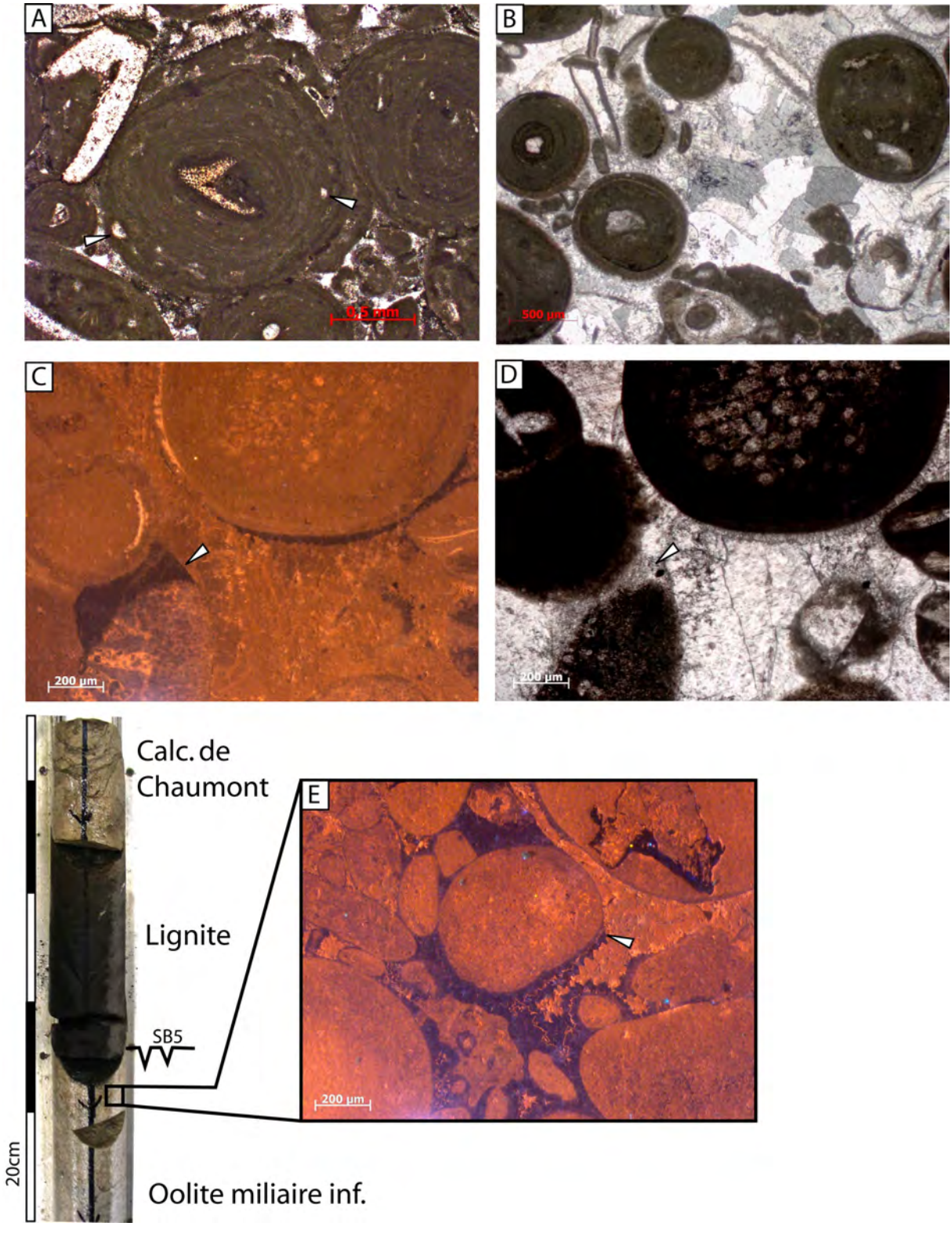


Figure II-6 : Faciès de l'Oolite miliaire supérieure.

A- Packstone à Oncolite à *nubecularia* (faciès F2a - Oolite à *Clypeus ploti*, échantillon E059, forage EST210). B- Sommet de l'Oolite miliaire supérieure marqué par un intense développement de sparite de blocage (faciès F3c - échantillon E046, forage EST210). C- Sous SB 5, une sparite précoce et non luminescente, forme soit des ciments microstalactitiques, soit des ciments syntaxiaux, indiquant une précipitation en environnement vadose (échantillon E046, forage EST210). D- Même cliché que C en lumière naturelle (échantillon E046, forage EST210). E- Cimentation précoce au sommet de l'Oolite

miliaire supérieure, le ciment non luminescent est constitué de LMC (Low magnesium calcite) et montre des faces courbes indicatrices d'un environnement vadose (échantillon E044, forage EST210). Un niveau ligniteux (faciès F5c) repose sur cette surface (SB5).

e. Séquence V – Calcaire de Chaumont ou Calcaire de Neufchâteau (669 m – 633 m)

Les premiers mètres de cette Séquence épaisse d'environ 25m se marquent par des faciès fins, micritiques, à texture mudstone à wackestone, à nombreux foraminifères (milioles), oncolites, peloïdes et débris organiques (faciès F4a, Figure II-7A). Ce faciès est typique d'un milieu protégé de lagon. Au-dessus, quelques passages très limités de faciès granulaires s'insèrent dans cette sédimentation globalement micritique et fine. Ils forment des passages décimétriques, lenticulaires de grainstones à oolites, peloïdes, pellets, bioclastes, oncolites, gastéropodes, et cyanobactéries *cayeuxia* et/ou *ortonella* (faciès F4b-c) ; (Figure II-7D). Le sommet de la Séquence est marqué par la présence de voiles microbiens et de *birds-eyes* dans un faciès à texture mudstone/wackestone (F5a ; Figure II-7B), typiques d'une sédimentation en milieu inter-tidal (*tidal flats*). Le toit de la séquence V est marqué par une nouvelle surface d'émersion (SB6) caractérisée notamment par des ciments microstalactiques. (Figure III-2B-C).

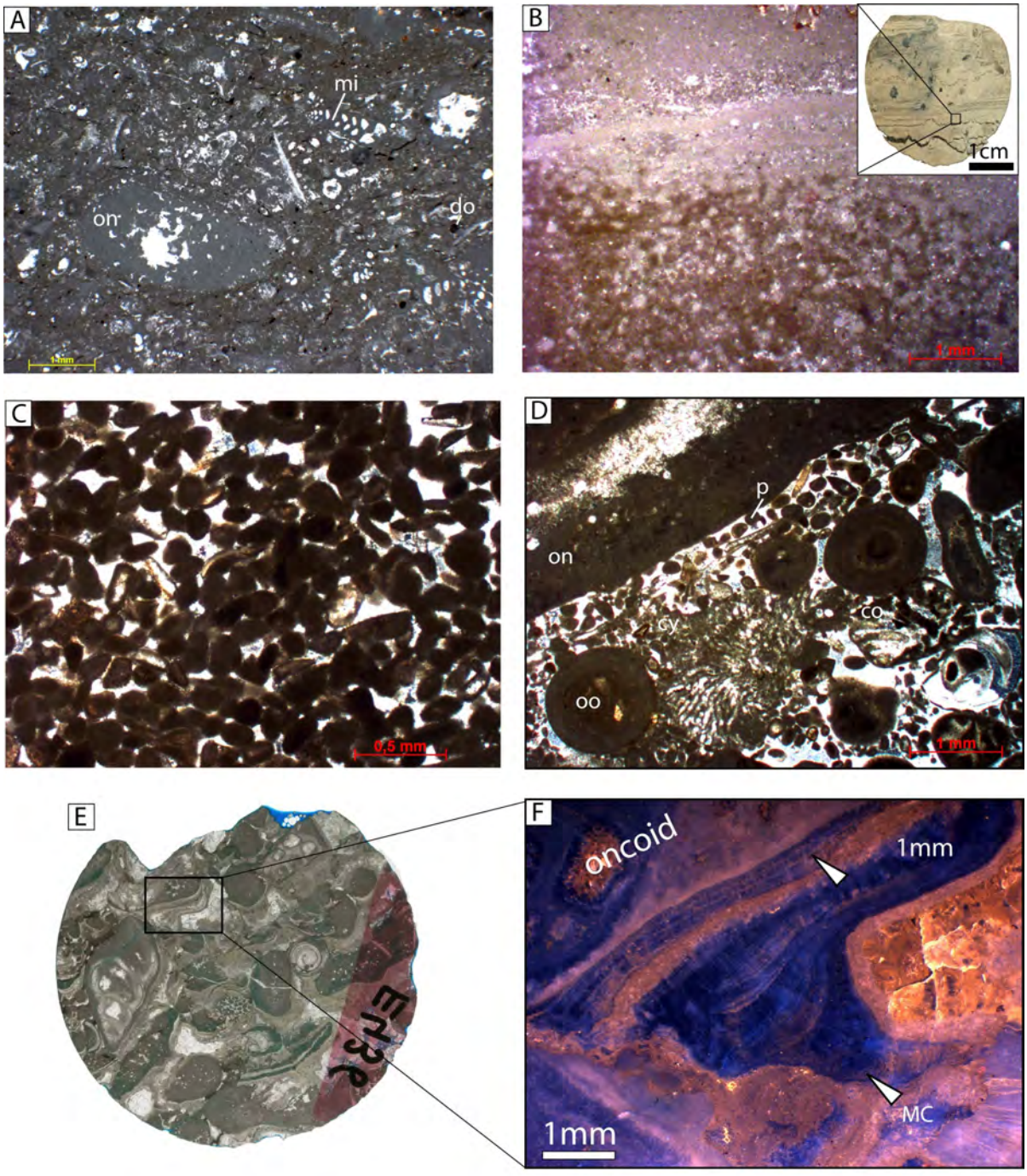


Figure II-7 : Faciès de lagon des Calcaires de Chaumont.

A- Wackestone à oncolites, foraminifères milioles (mi), oncoïdes (on) et débris organiques (do) dans le Calcaire de Chaumont (faciès F4a - échantillon E043, forage EST210). B- Voiles microbiens dans le Calcaire de Chaumont (faciès F5a - échantillon E014, forage EST210). C- Grainstone à pellets (faciès F4c - Calcaire de Chaumont, échantillon E029, forage EST210). D- Grainstone à oncolites (on), fragments de coraux (co), ooides (oo), pellets (p), *cayeuxia* (cy) ; (faciès F4b - Calcaire de Chaumont, échantillon E040, forage EST210). E- Grainstone à oncolites avec des ciments précoces microstalactitiques et en ménisques. F- Rudstone à gastéropodes, oncolites et intraclastes montrant le développement d'épais ciments microstalactitiques (MC) sous les grains les plus gros (Calcaires de Chaumont, échantillon E436, forage EST433).

f. Séquence VI – Calcaire de Chaumont ou Calcaire de Neufchateau

La quasi-totalité de la Séquence VI se compose de faciès mudstones à packstones à oncolites, pellets et foraminifères se développant sur une vingtaine de mètres (faciès F4a-b et c et F5a). Le sommet de cette Séquence est marqué par une surface durcie (SB7), qui coiffe un banc pluri-décimétrique à texture rudstone contenant des gastéropodes, oncolites et peloïdes (Figure II-7E-F, faciès F5b). Des ciments microstalactitiques précoces se développent sous SB7, démontrant une émersion.

g. Séquence VII – Calcaires de Chaumont – Oolite de Fréville

D'une soixantaine de mètres d'épaisseur, la Séquence VIII débute par des faciès à texture mudstone/wackestone à oncolites, foraminifères (faciès F5a). Ce faciès typique d'environnement de lagon se développe dans les 25 premiers mètres de la Séquence. Quelques passées décimétriques de grainstones à oncolites et gastéropodes peuvent être présentes, mais demeurent rares (F4b). Au-dessus, un grainstone à peloïdes et bioclastes se développe sur une épaisseur de 6 m. Un passage plus argileux, de texture wackestone, peut marquer le maximum d'approfondissement de la Séquence, et donc le sommet du TST. Le reste de la Séquence correspondant au HST est composé d'un grainstone à oolites et bioclastes (F3a-e). Quelques fragements de brachiopodes et d'échinodermes sont observés dans cette partie supérieure de cette Séquence. Les quatre derniers mètres de la Séquence se marquent par la présence de ciments en ménisques entre les grains oolitiques (SB8) surmonté d'un niveau ligniteux, témoignant d'une émersion au sommet de la Séquence VIII (Figure II-8).

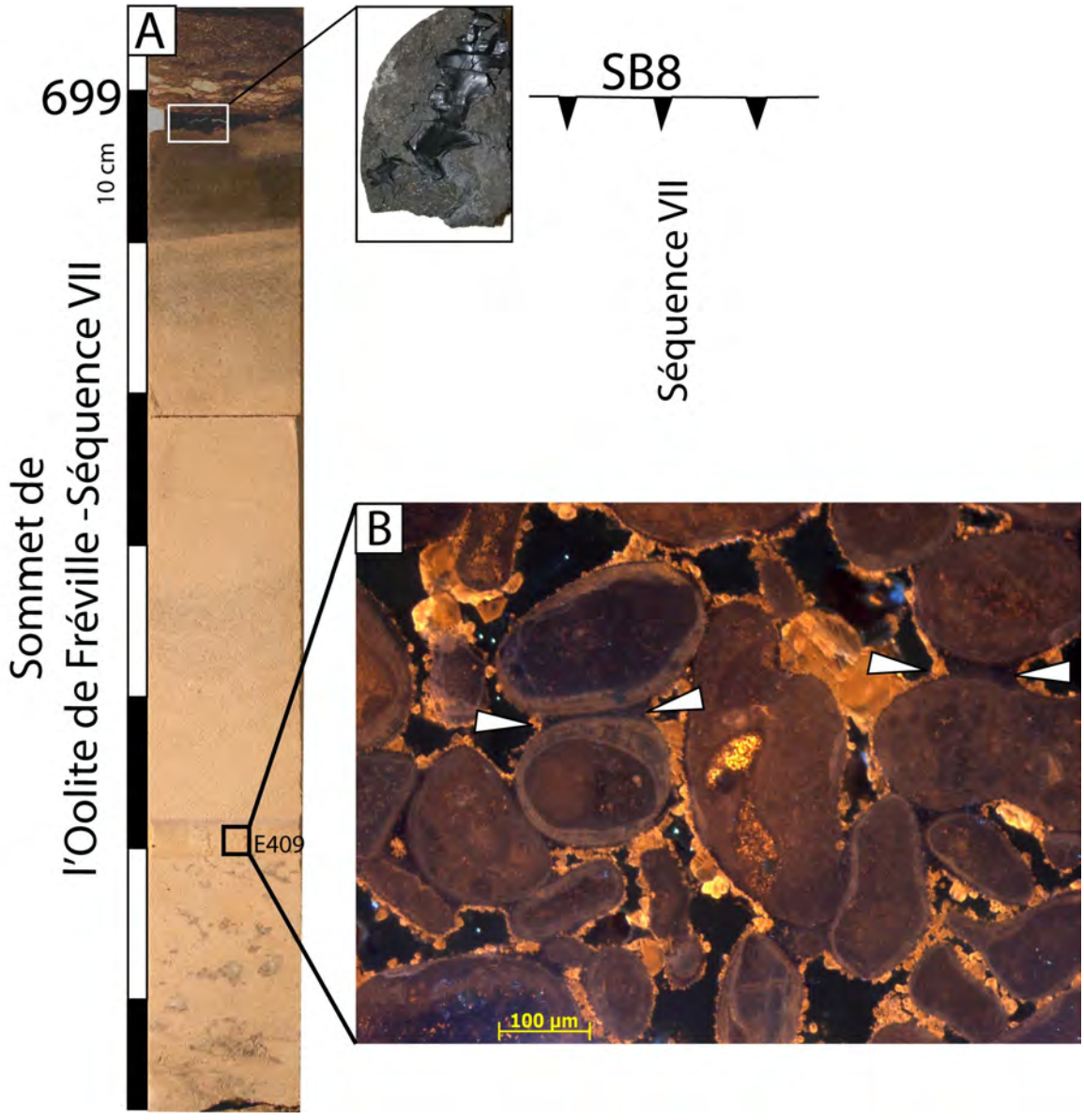


Figure II-8 : Sommet de la Séquence VII dans le forage EST433.
Des ciments précoces en ménisque entre les grains marquent une émersion.

h. Séquence VIII – Pierre de Dijon-Corton

La Séquence VIII débute par un niveau marneux, à crinoïdes et autres bioclastes. Il peut correspondre au cortège transgressif TST. Les faciès évoluent ensuite vers des mudstones à mudcracks, caractéristiques d'environnements intertidaux. Cette évolution vers des environnements émersifs matérialise le HST de cette Séquence épaisse de seulement 3m. SB9 se marque par une discontinuité présentant des ciments marins fibreux, *a priori*, aucune trace d'émersion n'est visible.

i. Séquence IX

Un interbanc marneux, pluri-décimétrique, riche en fragments de brachiopodes et de bioclastes forme le TST de cette Séquence. Au-dessus, un grainstone à oolites, bivalves, brachiopodes, peloïdes et échinodermes (faciès F3e) marque une probable diminution de la profondeur et attribuée au HST de la Séquence IX. Au toit de la séquence SB10 est une surface perforée marquée par la présence d'un ciment marin isopaque d'origine marine mais démunie d'indices d'émersion.

j. Séquence X – Pierre de Ladoix – (ou Pierre de Rimaucourt)

Cette séquence débute par un niveau marneux à brachiopodes (*Goniorhynchia buteo*), fragments d'ammonites (Oppelidés et macrocephalitidés) et fragments d'échinodermes, correspondant à un environnement de rampe médiane (offshore supérieur). Une alternance marno-calcaire incluant des wackestone/packstone à crinoides, échinides et bivalves (faciès F2b) forme le reste de la Séquence qui demeure dans un domaine d'offshore supérieur. Une discontinuité (SB11) entre les marnes à fragments d'échinodermes, bivalves et les argilites, sans indices d'émersion marque la limite entre la séquence X et la formation d'argilite compacte du COX.

2.2 Forage L.LI.CD.001

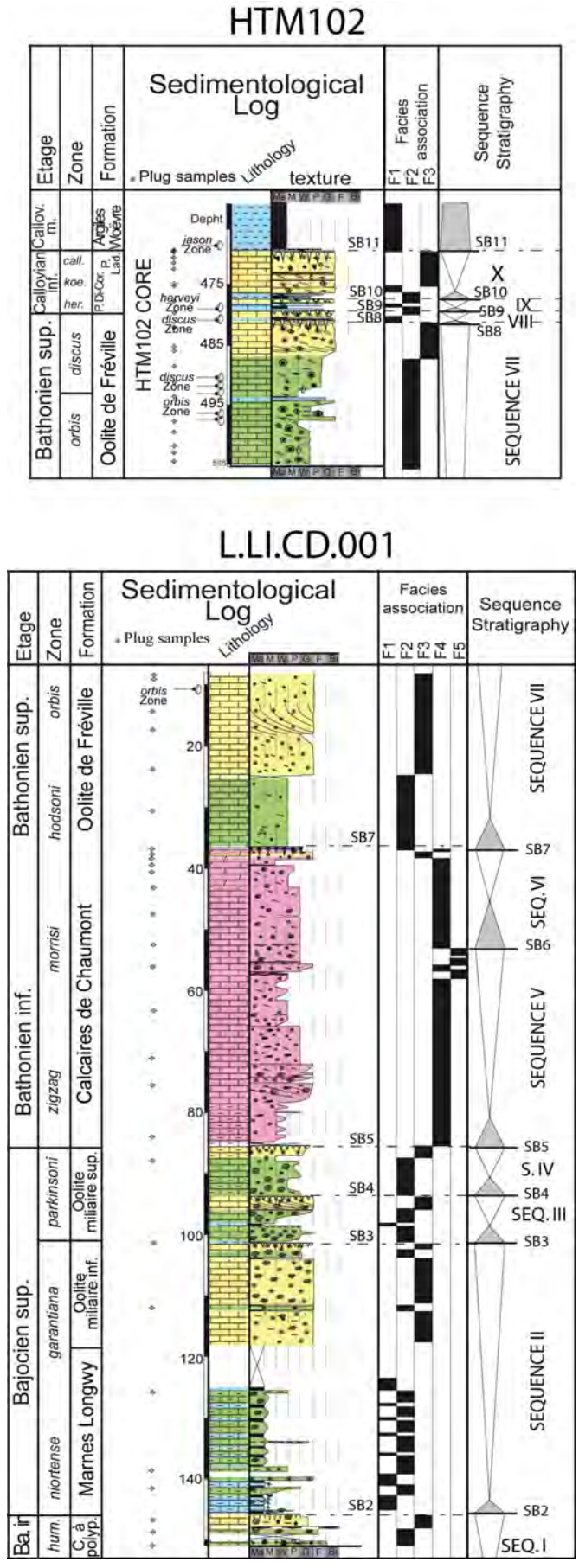


Figure II-9 : Log Sédimentologique des forages HTM102 et L.LI.CD.001 (Liffol-le-Petit).

a. Séquence I – Oncolite cannabine – Calcaires à polypiers supérieurs

Seuls quelques mètres correspondant au sommet de cette Séquence sont visibles dans ce forage. Les faciès varient entre des calcaires packstones à grainstones riches en bioclastes, échinodermes, bivalves, braciopodes et coraux) et des bafflestones/bindstones à coraux lamellaires faciès (F3f-g). Le sommet de la séquence est surmonté par une surface perforée (SB2) qui présente des ciments isopaques précoces probablement d'origine marine.

b. Séquence II – Marnes de Longwy – Oolite miliaire inférieure

Cette Séquence est moins épaisse dans ce forage (45m), par rapport à celle présente dans le forage EST210 (55m). Sa base est formée par une alternance marno-calcaire riche en oncoïdes à *Nubecularia reicheli*, brachiopodes et autres bioclastes. Cette moitié inférieure correspond aux Marnes de Longwy, marquant le TST de la Séquence. Correspondant à l'Oolite miliaire inférieure (HST), la moitié supérieure est composée de grainstones à oolites, oncolites, bivalves, brachiopodes (F3a-e). Le sommet se termine par une surface durcie, perforée et encroûtée par des huîtres (SB3).

c. Séquence III – Oolite à Clypeus ploti

D'une épaisseur de 8m, cette séquence débute par un niveau riche en oncolites à nubéculaires (faciès F2a) et se termine par un grainstone oobioclastique à litages obliques (F3e). Une surface perforée, d'origine marine, marque le sommet de cette Séquence, correspondant au membre de l'Oolite à *Clypeus ploti.*

d. Séquence IV – Oolite miliaire supérieure

Epaisse d'une petite dizaine de mètres, cette Séquence est marquée à sa base par un calcaire wackestone/packstone à oncolites, typiques d'environnements de rampe médiane (offshore supérieur). Un grainstone à oolites et litages obliques se développe au sommet de cette Séquence. Le sommet est surligné par la présence d'une surface perforée (SB5), scellée par par un niveau ligniteux.

e. Séquence V – Calcaire de Chaumont ou Calcaire de Neufchateau

Cette Séquence se développe sur une épaisseur d'environ 45m. Le faciès micritique, à texture mudstone à wackestone, à nombreux foraminifères (milioles), oncolites, peloïdes et débris organiques (F4a) indique un environnement de lagon. Dans les dix derniers mètres, se développent des faciès sub-émersifs, à birdeyes, voiles microbiens, fragments de bois, *cayeuxia* (faciès F5a).

f. Séquence VI – Calcaire de Chaumont ou Calcaire de Neufchateau

La Séquence VI se développe sur une quinzaine de mètres. Elle est essentiellement formée de faciès à texture mudstone/packstone à oncolites, pellets et foraminifères (F4a), reflétant des environnements de lagon. Elle se termine par un intervalle dolomitique, composé parfois de dolomite baroque. Cette dolomitisation oblitère complètement la texture initiale micritique du sommet de la Séquence VI.

g. Séquence VII – Calcaires de Chaumont – Oolite de Fréville

D'une trentaine de mètres d'épaisseur, la Séquence VII est marquée à la base par des faciès micritiques, bioturbés, à brachiopodes et bivalves (F2b). Cet ensemble constitue le TST de cette Séquence. Au-dessus, un intervalle d'environ 5m est caractérisé par des faciès à plus haute énergie, plus grossiers, à litages obliques. Ces faciès grainstones à packstones à peloides et bioclastes sont fortement compactés, les grains sont jointifs et les stylolites très abondants. Des faciès grainstones, majoritairement composés d'oolites accompagnées de quelques bioclastes (foraminifères notamment), marquent le sommet de la Séquence. La surface SB8 n'est pas visible car non carottée.

2.3 Forage HTM102

Ce forage permet de décrire le sommet du Dogger calcaire au sud de la zone de transposition sur environ 35m d'épaisseur.

a. Séquence VII – Oolite de Fréville

Cette Séquence n'est pas entièrement visible dans ce forage. A la base, elle se compose de mudstones affectés par des passées plus grossières (oolites, entroques), dont la base est érosive (faciès F2c). Des petits niveaux argileux livrant de nombreux brachiopodes sont présents (Dromart et Garcia, 1996). Ces faciès reflètent un environnement de rampe médiane soumis à des dépôts de tempêtes. Les 5 derniers mètres de la Séquence sont des grainstones à oolites, bioclastes et à litages obliques (F3a-e). Ce changement de faciès montre une tendance à la diminution de la tranche d'eau, marquant le HST de cette Séquence. Une surface durcie (SB8) affectée par un développement limité de ciments en ménisques, marque le sommet de la Séquence VII (Figure II-10).

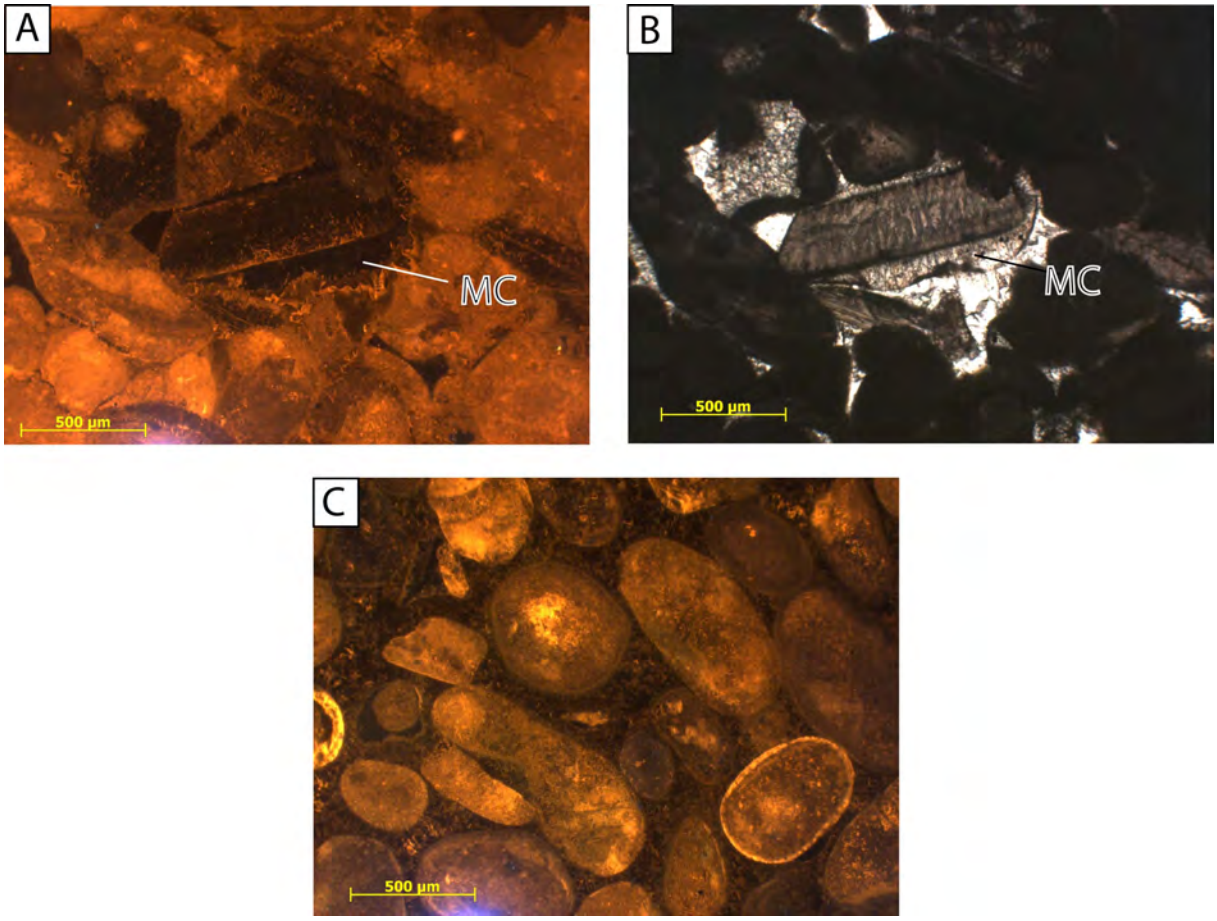


Figure II-10 : Sommet de la Séquence VII dans le forage HTM102.

A- Ciment précoce en ménisque sous un fragment de bivalve (*Trichites*), cimentation en milieu vadose ; (échantillon HTM011, 483,7m, forage HTM102, Oolite de Fréville, 1,7m sous la surface SB8). . B- Même échantillon en lumière naturelle. C. Ciment précoce obturant complètement l'espace intergranulaire (échantillon HTM4, 485m, forage HTM102, Oolite de Fréville, 3m sous SB8).

b. Séquence VIII

Cette Séquence est très peu épaisse (1m). Elle se compose d'un niveau marneux à brachiopodes suivi d'un banc grainstone à oolites, fragments de bivalves, brachiopodes et d'échinodermes. SB9, précocement cimenté et perforé, marque le sommet de cette Séquence.

c. Séquence IX

Cette Séquence démarre par un interbanc marneux pluri-décimétrique fournissant des brachiopodes, pouvant correspondre au TST. Au-dessus, un faciès à texture grainstone à oolites, bivalves, brachiopodes, peloïdes et échinodermes (faciès F3e) se superpose. L'évolution verticale montre que cet ensemble grainstone correspond au HST de la Séquence X. Le sommet est affecté par une surface perforée, accompagné d'une cimentation précoce marine (SB10).

d. Séquence X – Pierre de Ladoix – (ou Pierre de Rimaucourt)

Cette séquence débute par un niveau marneux marquant un environnement de rampe médiane (offshore supérieur) et correspondant au TST. Le reste de la Séquence est composé de grainstones, à oolites, crinoides, et brachiopodes (faciès F3e). Cette évolution verticale de faciès défini le HST de la Séquence. Le sommet de la formation est marqué par une surface précocement durcie par le développement d'un ciment isopaque, probablement d'origine marine (SB11) ; (Figure II-11).

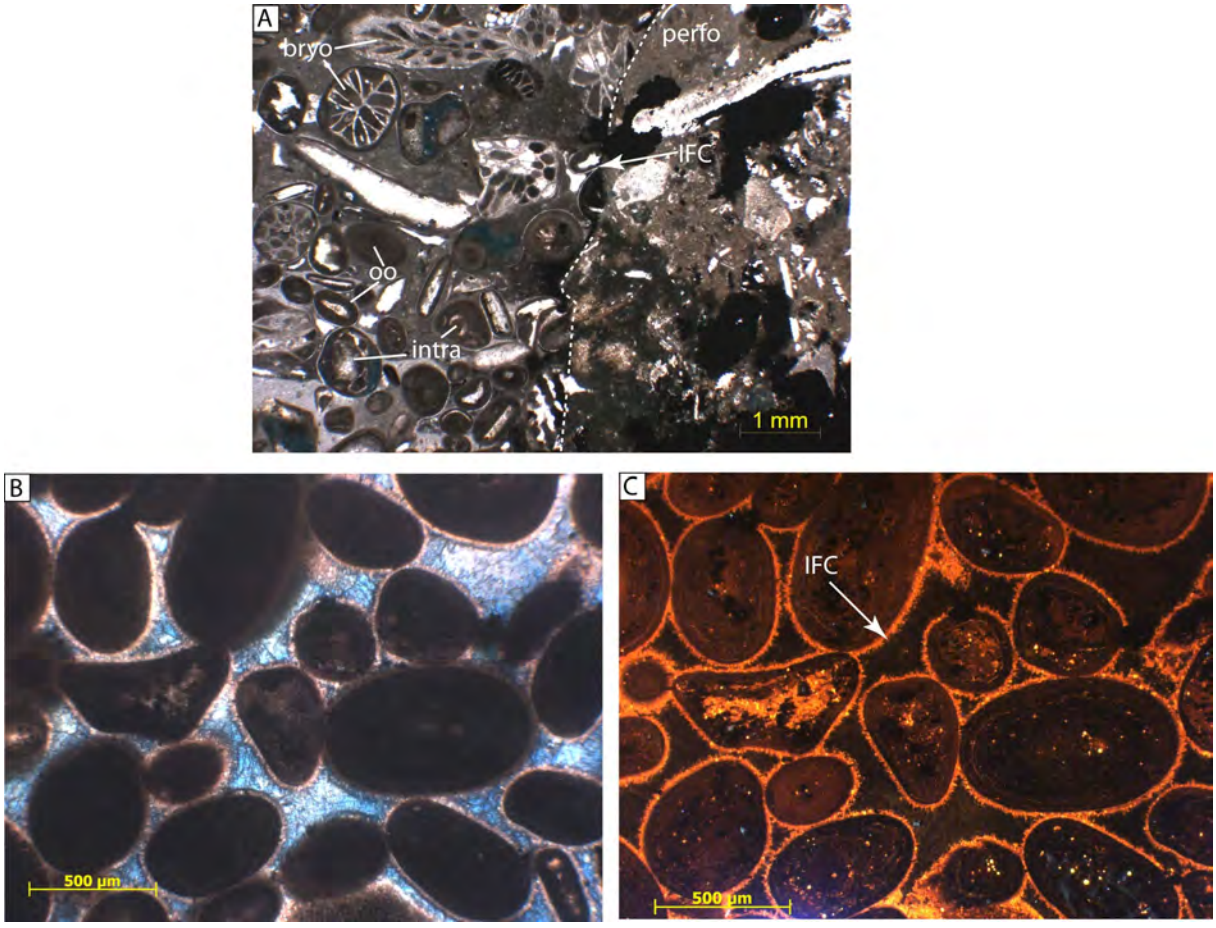


Figure II-11 : Cimentation marine précoce sous SB11 dans le forage HTM102.

A- Sommet de la Séquence X (ou du Dogger calcaire) montrant (1) une perforation (perfo) remplie de marnes et fragments d'échinoderme et (2) une cimentation précoce (IFC) d'un faciès packstone à bryozoaires (bryo), ooides (oo) et intraclastes (intra) ; (échantillon HTM001, forage HTM102, 472 m, sommet Séquence X, SB11, Pierre de Rimaucourt ou Pierre de Ladoix). B- Ciment fibreux isopaque non ferreux (IFC) d'origine marine cimentant précocement un faciès grainstone à oolites (échantillon HTM002, forage HTM102, 472,2 m, Pierre de Rimaucourt ou Pierre de Ladoix). C- Même échantillon en cathodoluminescence.

3. Evolution latérale des Séquences de dépôts

La description ci-dessous a pour but d'illustrer les variations latérales des différentes séquences de dépôt repérées en forage. La description détaillée affleurement par affleurement n'est pas entreprise. Des coupes types ou clefs illustrant certaines parties du Dogger sont néanmoins brièvement décrites. L'intégralité des logs des affleurements étudiés est fournie dans les annexes.

Des cartes de faciès et des transect seront fournies pour illustrer la distribution 2D des cortèges transgressifs (TST) ou des cortèges de haut niveau (HST) des séquences considérées comme les plus représentatives ou les plus documentées.

3.1 Dépôts *ante* Séquence I

La séquence 1, par le biais de la discontinuité SB1, repose sur des calcaires coralliens et bioconstruits, qui ont été observés dans de nombreuses carrières (Rouvres-la-Chétive, Jainvilotte, Sommerécourt, Bourg-St-Marie, Ozière, Marnay/Marne et Dampierre). Ces bioconstructions, qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de largeur et une dizaine de mètres de hauteur comme à Sommerécourt (Figure II-12C), peuvent être comparées à des bioconstructions similaires observées dans la région de Langres et attribuées par Durlet et Thierry (2000) à une séquence de dépôt dénomée BjIII. De manière générale, les nombreuses observations réalisées dans les années 80-90 montrent que les coraux de ces bioconstructions sont des sclératiniaires hermatypiques appartenant à une dizaine de genres, dont les genres dominants sont représentés par *Isastrea* et *Periseris* (Geister et Lathuilière, 1991, Lathuilière, 2000a, Lathuilière, 2000b). De nombreux échinides (*Clypeus*, *Paracidaris*, *Caenocidaris*…), des crinoïdes, des bivalves (*Chamys*, *Lopha*, *Trichites*…) des brachiopodes, des bryozoaires, des serpules, des foraminifères encroûtants, des ostracodes, des algues rouges (*Solenopora jurassica*) et des encroûtements microbialitiques sont également présents dans ces constructions. Les textures varient entre bafflestone, lorsque les coraux sont branchus ; framestones lorsqu'ils sont massifs et bien développés ; et bindstones lorsqu'ils sont majoritairement lamellaires. Sur les flancs des bioconstructions, progradent souvent des dépôts bioclastiques grossiers à texture floatstone.

Entre les récifs, des packstones à grainstones bioclastiques composés d'échinodermes, bivalves, oncoïdes de nubéculaires et peloïdes sont observés (faciès F3f,h). Des mégarides 2D et 3D sont visibles dans ces faciès non bioconstruits (Figure II-12B-C).

Dans chaque carrière, le sommet de ces calcaires est marqué par une surface perforée plane (SB1), parfois recouverte par des bivalves (*Trichites*). Les ciments précoces tronqués par cette discontinuité sont isopaques à aspect fibreux, d'origine marine. Dans le secteur d'étude, aucun indice d'émersion n'a été observé sous cette discontinuité ,

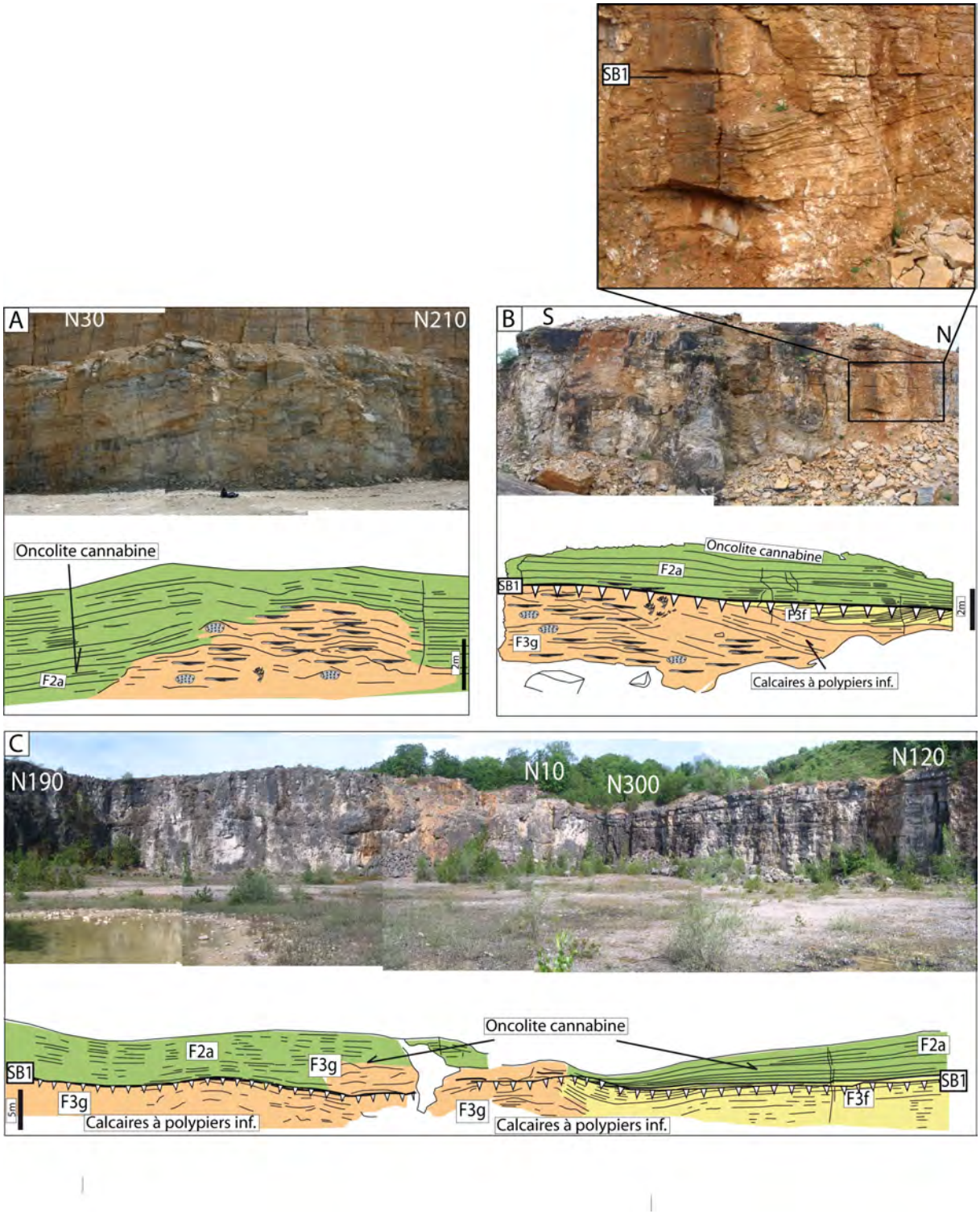


Figure II-12 : Exemple de bioconstructions coralliennes dans le Bajocien inférieur.

A- Petite biosconstruction corallienne (faciès F3g) dans l'Oncolite cannabine (faciès F2a) ; (Calcaire wackestone/packsetone à oncolites et bioclastes), comportant des coraux lamellaires et des phacéloïdes branchus (carrière de Jainvilotte). B-. Bioconstruction composée de coraux lamellaires et branchus dans le membre des Calcaires à Polypiers inférieurs (faciès F3g). Latéralement, des progradations de grainstone/floatstones bioclastiques (faciès F3f) recouvrent les flancs de la bioconstruction (carrière de Dampierre). C- Bioconstruction d'une quinzaine de mètres de hauteur et de plusieurs centaines de mètres de large (faciès F3g), dans les Calcaires à polypiers inférieurs de la carrière de Sommerécourt. La Légende des couleurs en présente en Figure II-1.

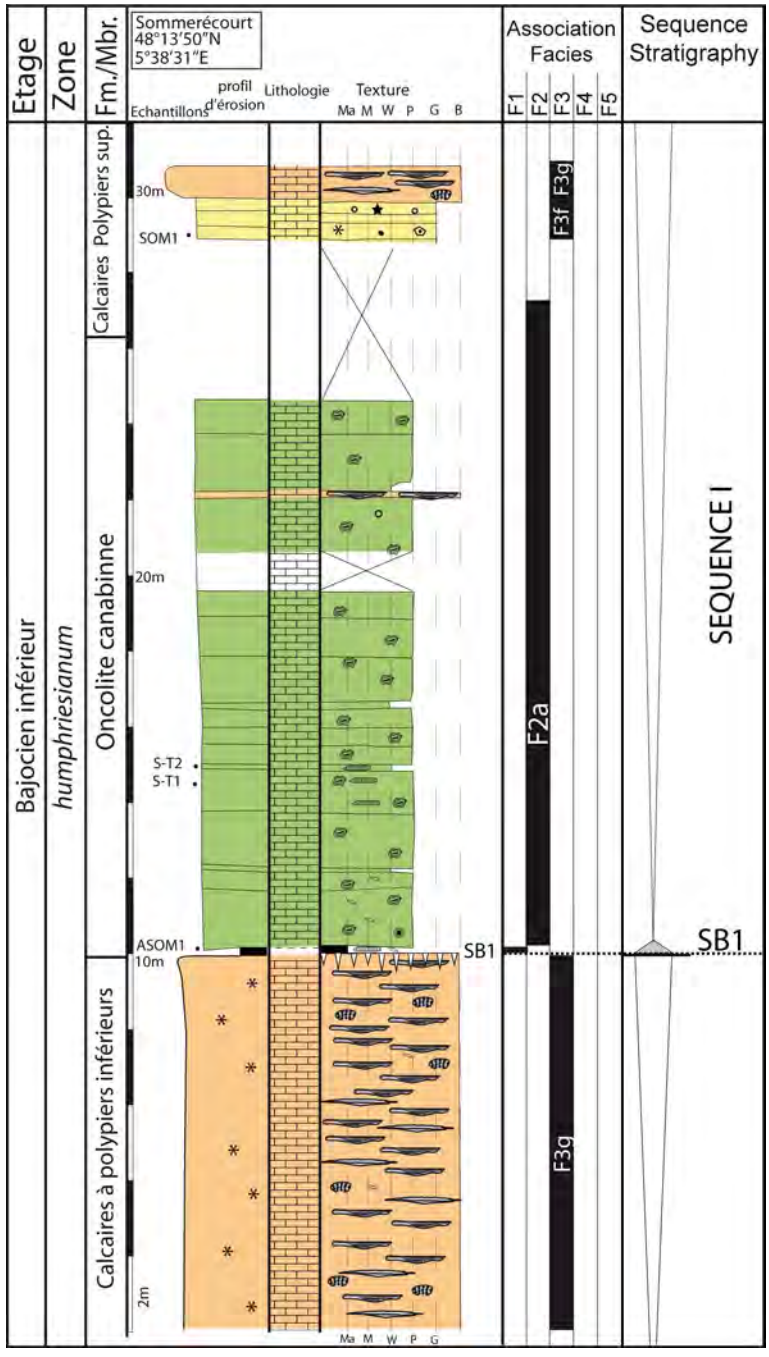


Figure II-13 : Log sédimentologique de la carrière de Sommérecourt. Légende des couleurs en Figure II-1

3.2 Séquence I - Calcaires à polypiers

Cette Séquence a été observée dans les carrières suivantes, du Nord au Sud : Rouvres-la-Chétive, Jainvilotte, Sommerécourt, Bourg-St-Marie, Ozière, Marnay/Marne et Dampierre.

Lorsqu'elle est reconnue en affleurement, cette Séquence est très homogène en termes de faciès. Au dessus de SB1 cette séquence débute par une alternance de petits bancs argileux et d'un calcaire wackestone à packstone à oncoïdes de nubéculaires (faciès F2a, Figure II-13) (Geister et Lathuilière, 1991). Reposent au-dessus des grainstones bioclastiques (F3f, notamment des bivalves du genre *Trichites*) au sein desquels se développent de nombreuses

petites bioconstructions coralliennes (quelques mètres de largeur et d'un ou deux mètres de hauteur) illustrées ici dans la carrière de de Sommerécourt (Figure II-13) et Jainvilotte (Figure II-12A). Les organismes constructeurs sont principalement constitués par des coraux lamellaires du genre *Isastrea* (Geister et Lathuilière, 1991, Lathuilière et al., 2003). Latéralement à ces petites bioconstructions, des méga-rides de 1-2 m de hauteur peuvent se développer remplissant ainsi la dépression créée par le biostrome (Figure II-12A, Figure II-14). Le sommet de la Séquence est souvent caractérisé par la présence de litages obliques plans ou de stratifications entrecroisées (en auges) ; (Figure II-16). Localement, quelques oolites apparaissent au sommet de la Séquence comme à Rouvres-la-Chétive et à Beauchemin. Le sommet est marqué par une surface durcie et perforée (SB2), également dénommée discontinuité vésulienne (Figure II-15). A Marnay-sur-Marne, des perforations de lamellibranches (*Lithophaga)* et d'annélides se développent au toit d'un faciès packstone bioclastique. Aucun signe évident d'émersion n'a été observé dans les afleurements (Marnay-sur-Marne, Neufchateau et Jainvilotte). Il s'agit probablement d'une surface transgressive façonnée en milieu marin. Variant de quelques mètres à une vingtaine de mètres d'épaisseur, cette Séquence correspond à l'Oncolite cannabine et aux Calcaires à polypiers supérieurs (Figure II-13).

Lors du dépôt du HST de cette Séquence, les environnements de dépôts ont fluctué entre la rampe interne et médiane (Figure II-17 et Figure II-18). La carte de faciès montre une relative homogénéité de ceux-ci (association de faciès F3). La partie distale de la rampe (rampe externe) était située entre 100 et 200 km à l'Est de notre secteur d'étude, en Suisse et en Allemagne, où des études sédimentologiques montrent que la sédimentation était marneuse et le milieu ouvert sur le domaine téthysien (Gonzalez, 1996, Gonzalez et Wetzel, 1996).

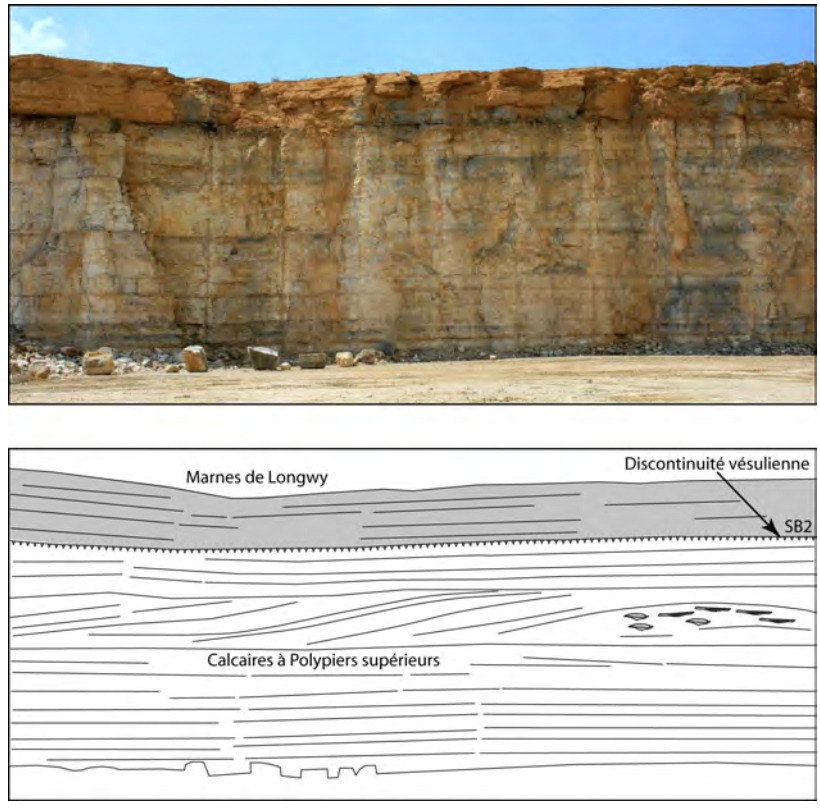


Figure II-14 : Grands litages obliques qui s'étendent latéralement à partir d'un biostrome corallien (carrière de Jainvilotte).

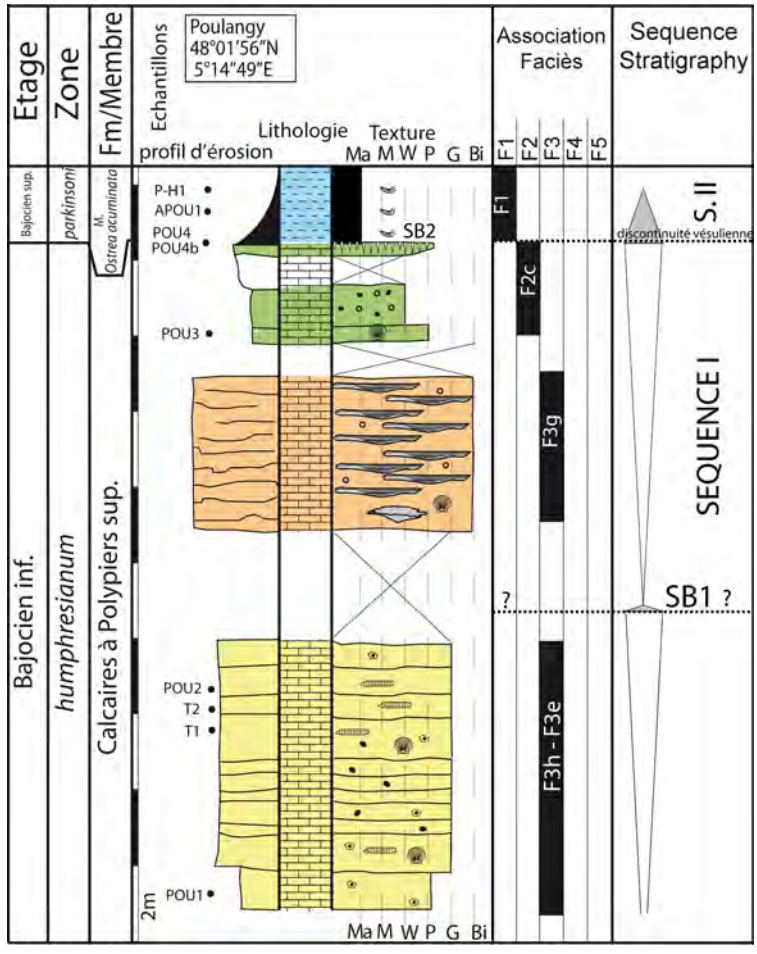


Figure II-15 : Log sédimentologique montrant la discontinuité vésulienne entre les Calcaires à polypiers supérieurs et les Marnes à *Ostrea acuminata* (Poulangy, Vallée de la Marne).

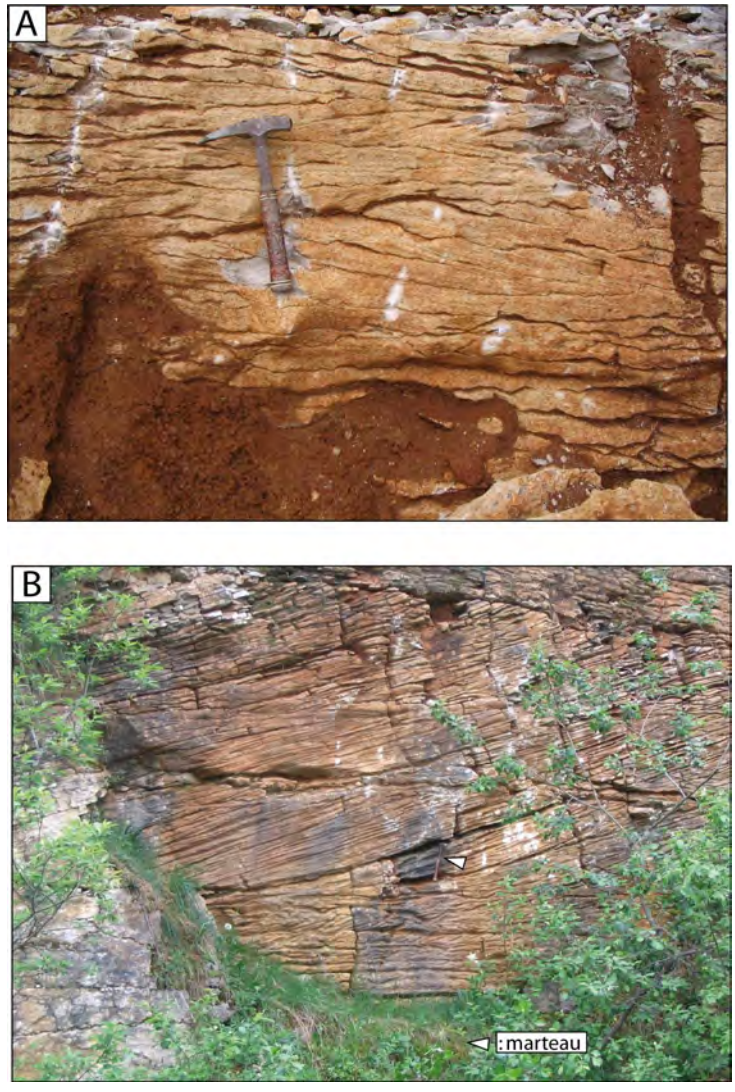


Figure II-16 : Figures sédimentaires dans les Calcaires à polypiers supérieurs (sommet Séquence I).

A- Mégaride 3D et stratifications entrecroisées dans un grainstone bioclastique (carrière de Dampierre, Calcaires à polypiers supérieurs). B- Litages obliques à bases tangentielles caractéristiques de méga-rides 3D.

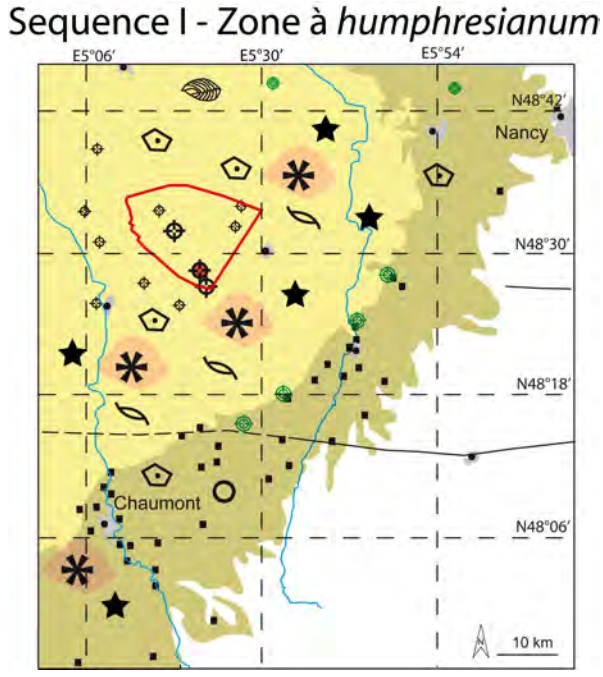


Figure II-17 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence I. Légende des couleurs en Figure II-1.

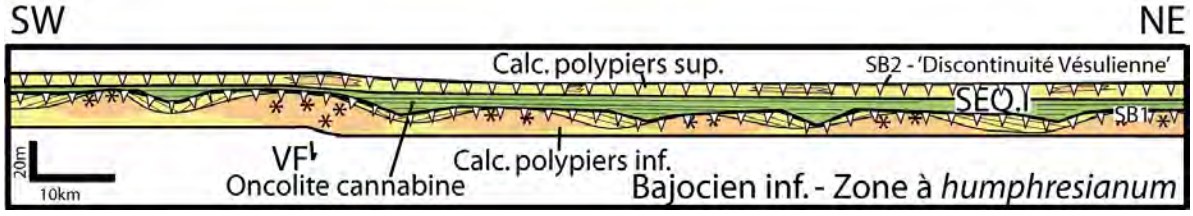


Figure II-18 : Coupe schématique de la Séquence I sur le transect. Possible jeu de la faille de Vittel (VF). Légende des couleurs en Figure II-1

3.3 Séquence II- Marnes de Longwy – Oolite miliaire

La séquence II correspond aux développements de deux formations distinctes se succédant : les Marnes de Longwy et l'Oolite miliaire inférieure. Dans le présent travail, la base de la Séquence II a été uniquement observée vers Neufchâteau. Elle est composée d'une alternance de bancs de calcaires argileux à oncolites et d'inter-bancs marneux (faciès F2a). De nombreux brachiopodes sont présents, nous pouvons signaler *Stroudithyris movelierensis* à Jainvilotte (Détermination P. Courville). Ces marnes sont également riches en quartz, fragments d'échinodermes, et de bivalves, formant ainsi le TST de cette Séquence, daté de la Zone à *noirtense*. En revanche, au Sud du secteur d'étude, les premiers niveaux marneux superposés à la Séquence I fournissent des ammonites de la Zone à *parkinsoni* ou de la fin de la Zone à *garantiana* comme à Beauchemin (Perrin, 1978, Thomassin, 1984). Par conséquent, au Sud du secteur d'étude, cette surface semble correspondre à un long hiatus sédimentaire avec

absence de la zone à *niortense* et de la zone à *garantiana* (Figure II-19). La surface SB2 observée à Marnay-sur-Marne ne présente aucune évidence d'émersions. Elle montre des ciments isopaques fibreux, correspondant plutôt à une surface durcie d'origine sous marine. Thiry-Bastien (2002) montre la possible influence de la faille de Vittel (Figure II-21A), délimitant un haut-fond séparant la Lorraine (Marnes de Longwy) du Maconnais, pendant le Bajocien supérieur (cf. Chapitre I). Une telle configuration a pu empêcher les apports argileux ou l'accumulation de sédiments calcaires dans cette zone de haut-fond (Figure II-19). D'une manière générale, sur un transect Chaumont-Beaune, aucun dépôt de cette zone ne semble avoir été enregistré au sud de la faille de Vittel (Figure II-19).

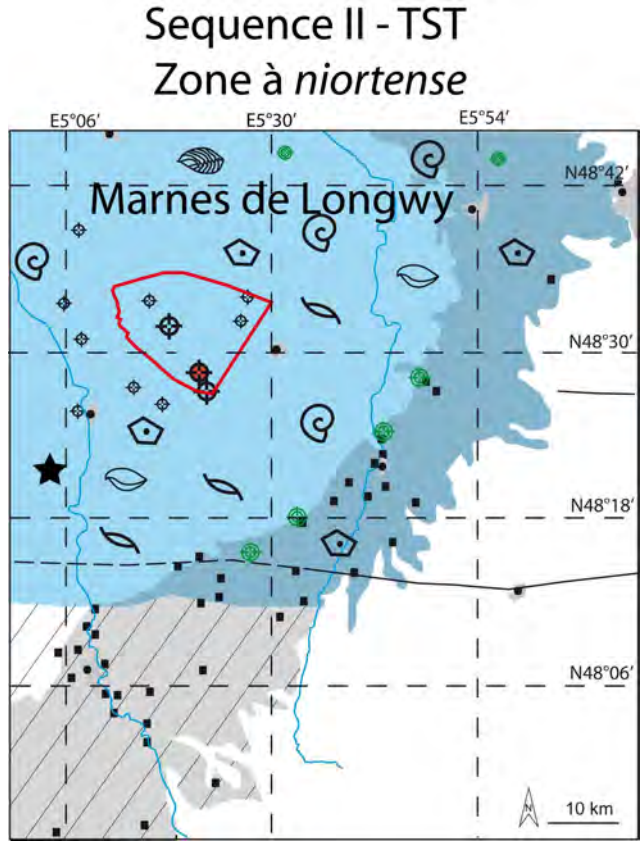


Figure II-19 : Carte des environnements de dépôt du TST de la Séquence II.

Le HST de cette Séquence, décrit vers Neufchâteau par Thiry-Bastien (2002), est représenté par un calcaire à litages obliques, à texture principalement grainstone composé majoritairement d'oolites, de fragments de bivalves, et dans une moindre mesure de crinoïdes, fragments d'échinides, brachiopodes, bryozoaires, pellets et peloïdes (F3c). A Neufchâteau, une surface perforée coiffe le sommet de cette Séquence. Le HST, déposé en environnements de rampe interne, est attribué vers Nancy au sommet de la Zone à *garantiana* (synthèse biostratigraphique voir Chapitre I). Au sud, ces calcaires grainstones pourraient être corrélés à des dépôts marneux riches en brachiopodes et dans lesquels les ammonites indiquent la fin de la Zone à *garantiana* (Thomassin, 1984). Le sud du secteur d'étude correspondrait donc à des environnements distaux (Figure II-20 et Figure II-21B).

Le HST de cette Séquence se marque donc par deux domaines : (1) à sédimentation oolitique de rampe interne au nord de la faille de Vittel et (2) à sédimentation marneuse de rampe externe au sud de la faille de Vittel (Figure II-20 et Figure II-21).

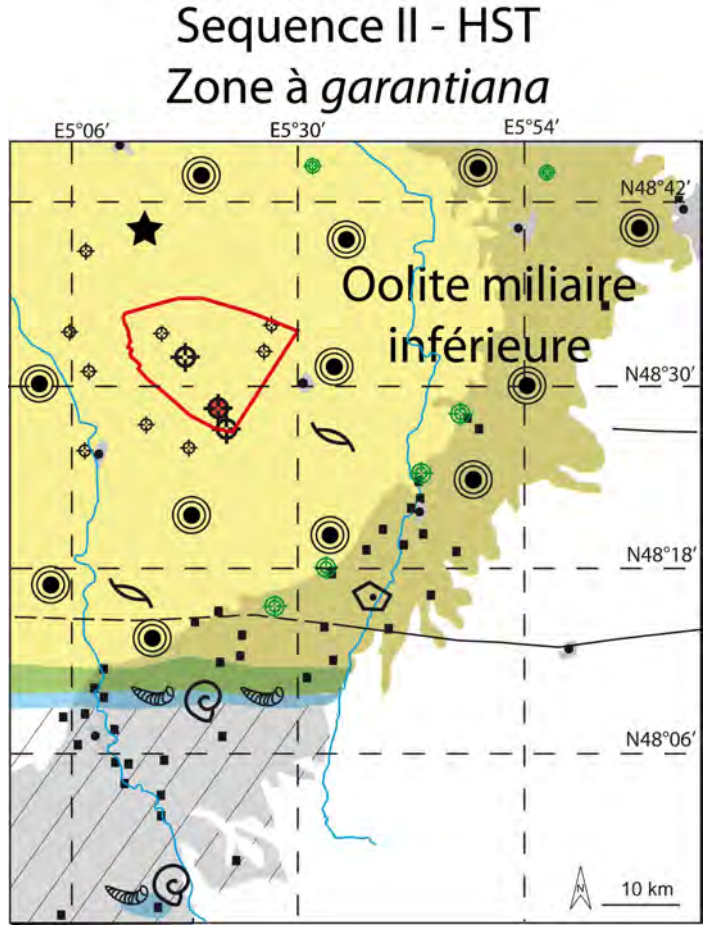


Figure II-20 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence II

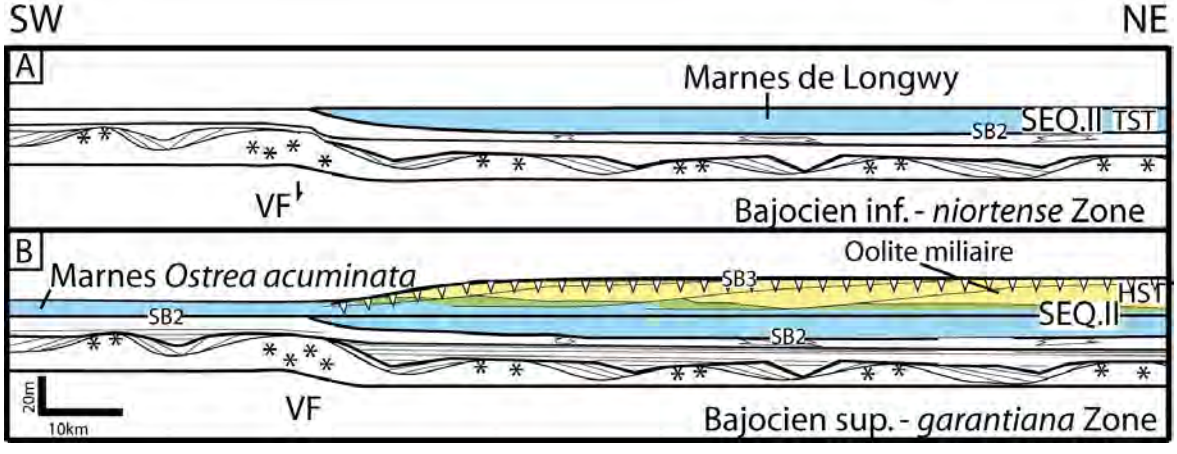


Figure II-21 : Coupe schématique de la Séquence II sur le transect étudié. Possible jeu de la faille de Vittel pendant la sédimentation du TST.

3.4 Séquence III – Marnes à *Ostrea acuminata* - Oolite de Chaumont et Oolite à *Clypeus ploti*

Sur l'intégralité du secteur d'étude, la base de cette Séquence est marquée par des faciès marno-calcaires, à oncoïdes de nubéculaires (faciès F2a) ; (Oolite à *Clypeus ploti*), marquant le TST. Au sud du secteur d'étude, des faciès argileux à nombreuses petites huîtres *Ostrea acuminata* constitue la base de cette Séquence (faciès F1, Figure II-22 et Figure II-23). Le maximum d'inondation peut être corrélé sur l'intégralité du transect et correspond à la Sous-Zone à *acris*. Du sud de la faille de Vittel, jusqu'au sud de Chaumont, une sédimentation oolitique de rampe interne, reconnue en affleurement dans la vallée de la Marne (Figure II-22 et Oolite de Chaumont, Luzy-sur-Marne), surmonte les marnes de la base de la Séquence. La transition entre les marnes et les calcaires grainstones à oolites (faciès F3c) est visible à Luzy-sur-Marne et vers Laville (Figure II-23). Ces calcaires marquent le HST de la Séquence III. A Luzy-sur-Marne et Laville, le sommet de cette Séquence présente une surface durcie, perforée (perforations de *Lithophaga*) et encroûtée par des huîtres (SB4, Figure II-23 et Figure II-24). Des ciments précoces fibreux, initialement en HMC (*high magnesium calcite*) et tronqués par les perforations, caractérisent une lithification de SB4 en milieu sous-marin (Figure II-23 et Figure II-24).

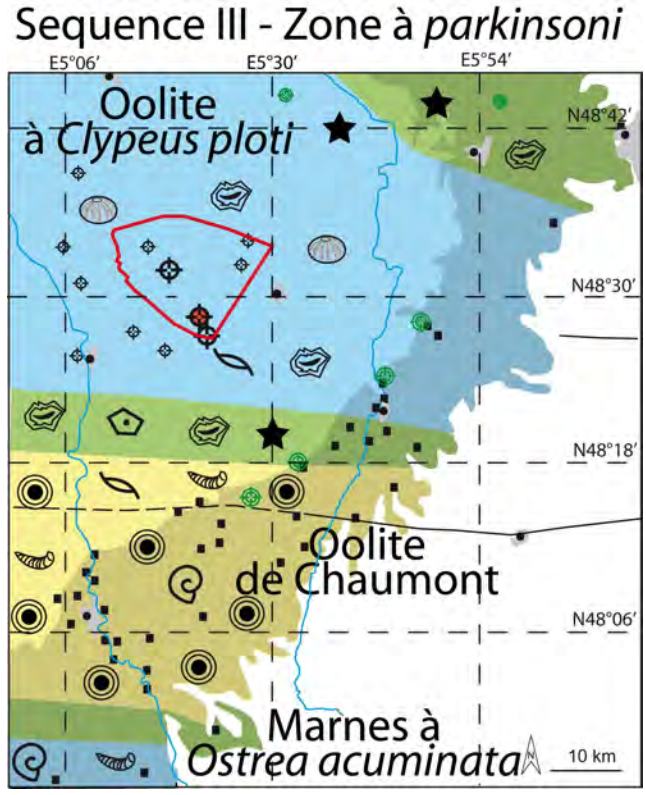


Figure II-22 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence III

Au nord du secteur d'étude, SB4 pourrait correspondre à la discontinuité repérée au toit du Complexe à bancs gréseux (Mangold *et al.*, 1994).

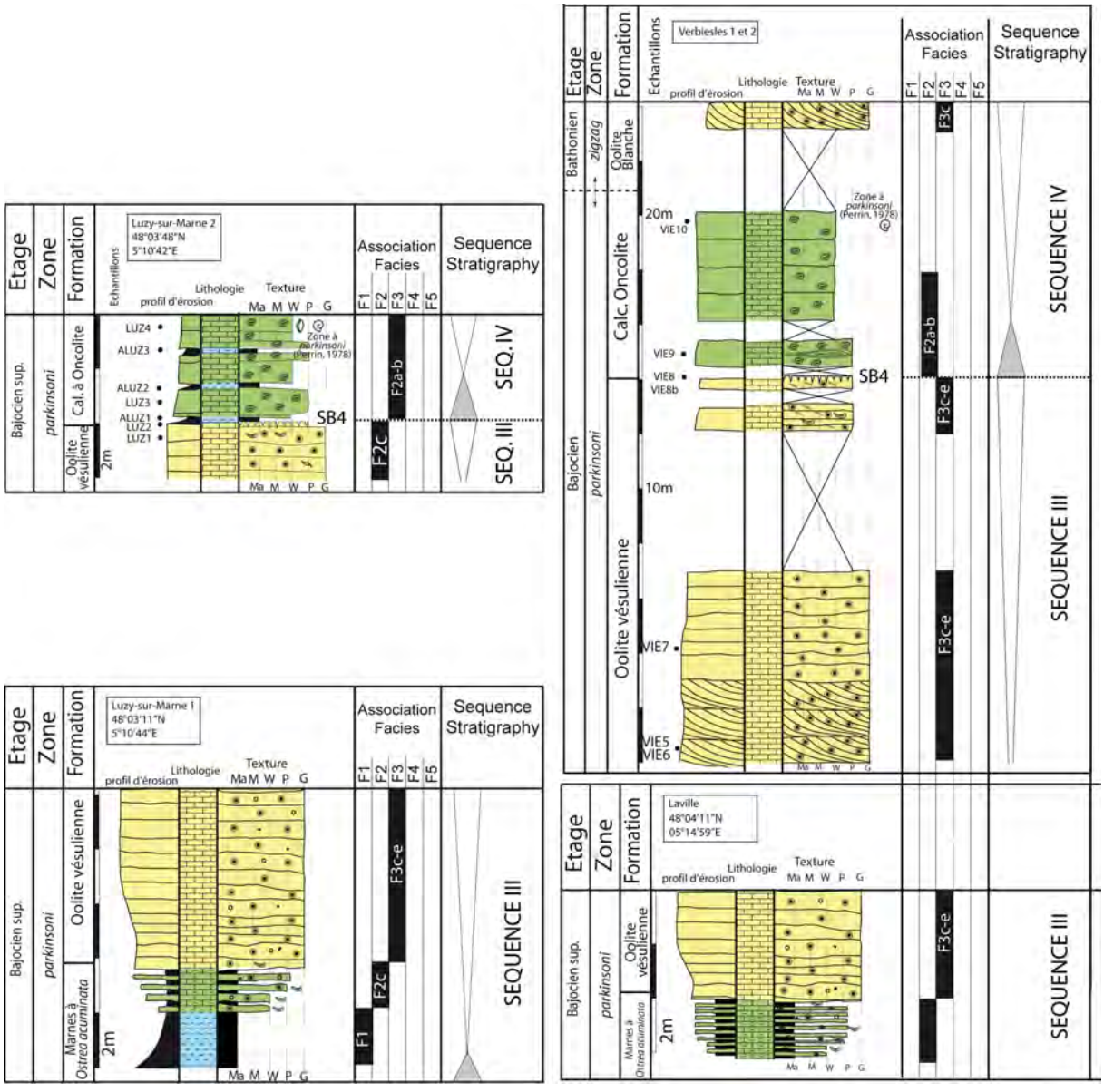


Figure II-23 : Logs des affleurements du Bajocien supérieur dans la vallée de la Marne au Sud de Chaumont.

3.5 Sequence IV – Oolite miliaire supérieure – Oncolite de Chaumont

Reposant sur la surface SB4, la base de cette Séquence est caractérisée par l'alternance de faciès wackestones/packstones à oncoïdes de nubéculaires, et d'interbancs marneux. En affleurement (Luzy-sur-Marne, Verbieles, Figure II-23 et Figure II-24), cette formation apparaît de couleur rousse et se marque par la présence de nombreux bivalves, fragments d'échinodermes, brachiopodes et fragment d'ammonites (faciès F2a). Caractéristiques d'environnements de rampe médiane (offshore supérieur), ces calcaires marquent le TST de cette Séquence. A Bourdon-sur-Rognon, les faciès du sommet de la Séquence évoluent vers un calcaire grainstone à oolites, à litages obliques, et coiffé d'une surface perforée, avec des perforations de *Lithophaga* et d'annélides (SB5). La coupe schématique de cette Séquence

peut illustrer une progradation des faciès oolitiques (F3) du HST vers le Sud-ouest (Figure II-25).

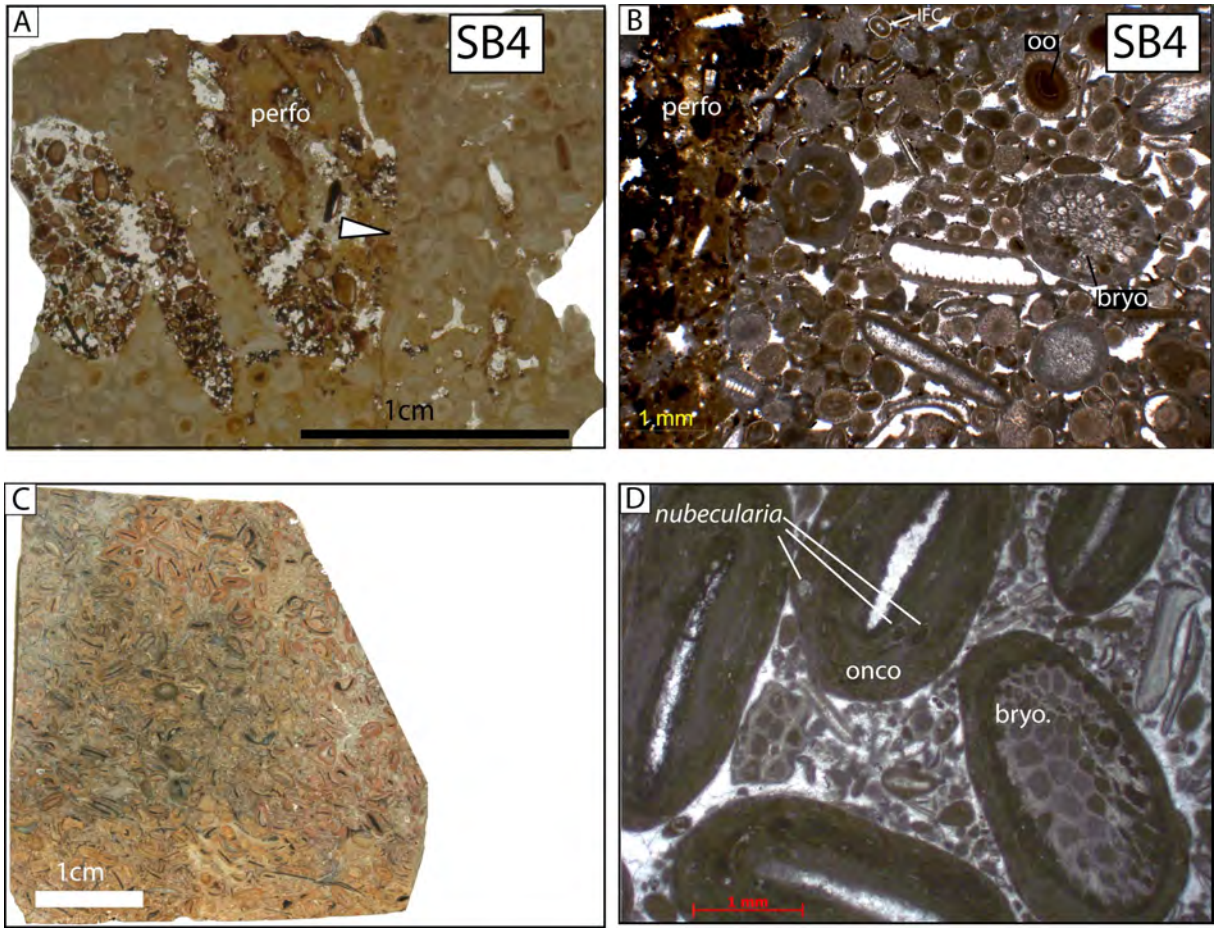


Figure II-24 : Faciès à oncoïdes et oolites du Bajocien supérieur de la vallée de la Marne.

A- Surface perforée SB4 au sommet de l'Oolite de Chaumont (Séquence III, Verbiesles, échantillon VIE8B). Perforations d'annélides et de bivalves (perfo), remplies par des oncoïdes. Ces organismes perforant tronquent les oolites sous une surface précocement durcie et cimentée. B- Même surface SB4 observée à Luzy-sur-Marne (échantillon LUZ2, sommet Oolite de Chaumont, Séquence III). Une perforation (perfo) remplie de marnes est visible dans ce faciès à oolites et bioclastes (bivalves et bryozoaire, bryo). C- Packstone à oncoïdes de nubéculaires (échantillon LUZ3, Luzy-su-Marne, Oncolite de Chaumont, Séquence IV). D- Packstone à oncoïdes de nubéculaires, foraminifères encroûtant des bivalves et/ou des bryozoaires (bryo), formant ainsi des oncoïdes (onco) ; (échantillon LUZ3, Luzy-sur-Marne, Oncolite de Chaumont, Séquence IV).

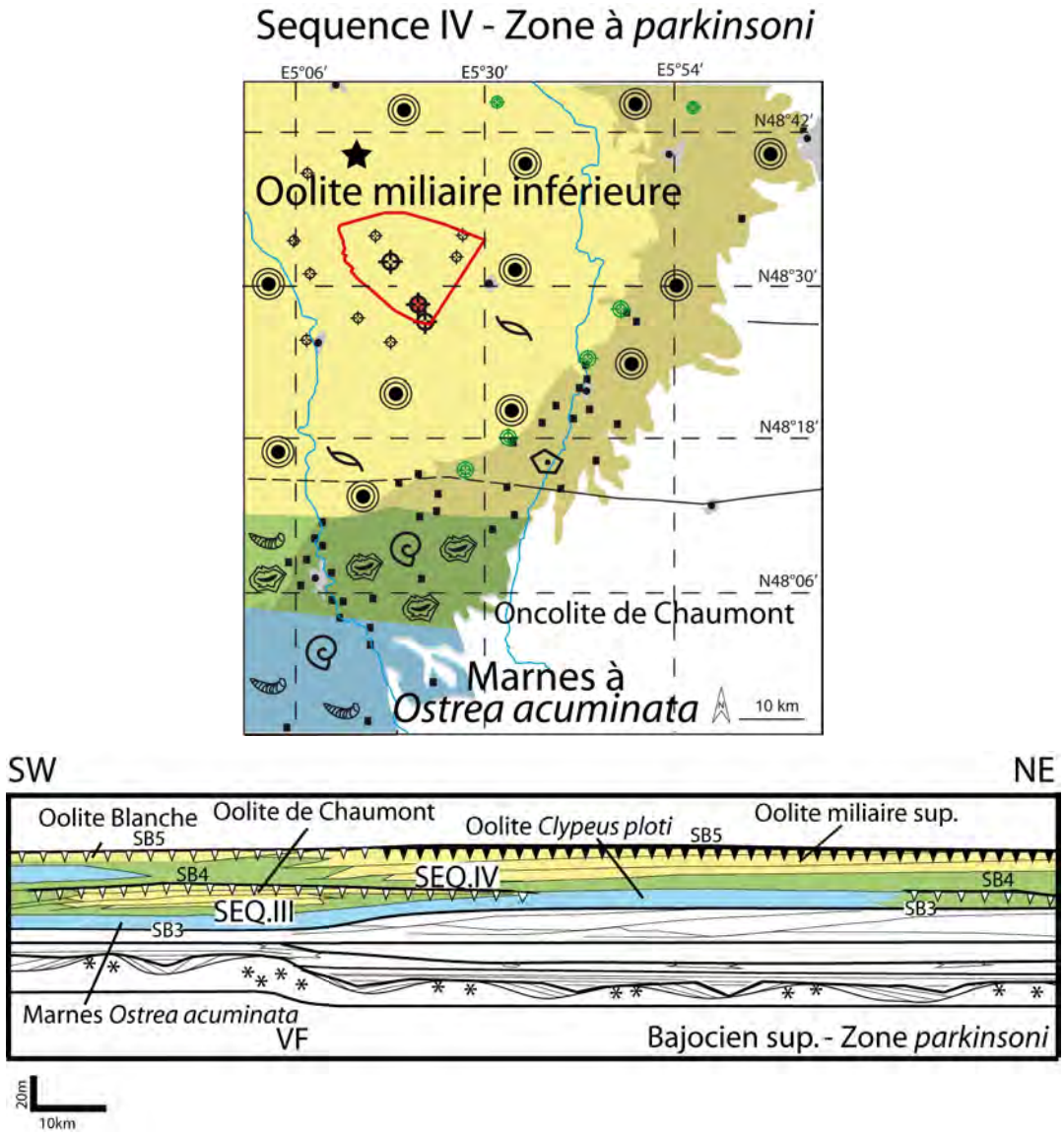


Figure II-25 : Carte de la Séquence IV et coupe schématique des Séquences III et IV sur le transect étudié.

3.6 Séquence V

La Séquence V se caractérise par une diversité faciologique latérale assez marquée: grainstone oolitique (association de faciès F3), marno-calcaires à coraux solitaires *Anabacia* (*Chomatoseris orbulites)* ; (faciès F2a). Un développement de faciès micritiques, fins, à foraminifères et oncoïdes caractéristiques de faciès de lagon se développe au-dessus de SB5 à Neufchâteau (Thiry-Bastien, 2002). Ces faciès de lagon sont localisés dans la partie centrale de la zone d'étude (Figure II-26 et Figure II-27). Au Sud d'Andelot (et/ou faille de Vittel), des faciès oolitiques à grands litages obliques (F3c), correspondant à l'Oolite Blanche, se développent (Figure II-26 et Figure II-27). Un mince niveau marneux caractérise la base de cette Séquence à Bourdon-sur-Rognon et fournit des brachiopodes, indiquant la Zone à *zigzag* (Hocquet, 1993, Garcia *et al.*, 1994). A Luzy-sur-Marne, le sommet oolitique de cette Séquence est marqué par une discontinuité (SB6), caractérisée par une dissolution, et surmontée d'un niveau ligniteux typique d'une pédogenèse (Figure II-28) ; (Purser, 1978, Floquet *et al.*, 1991). Cette surface SB6 peut donc être émersive.

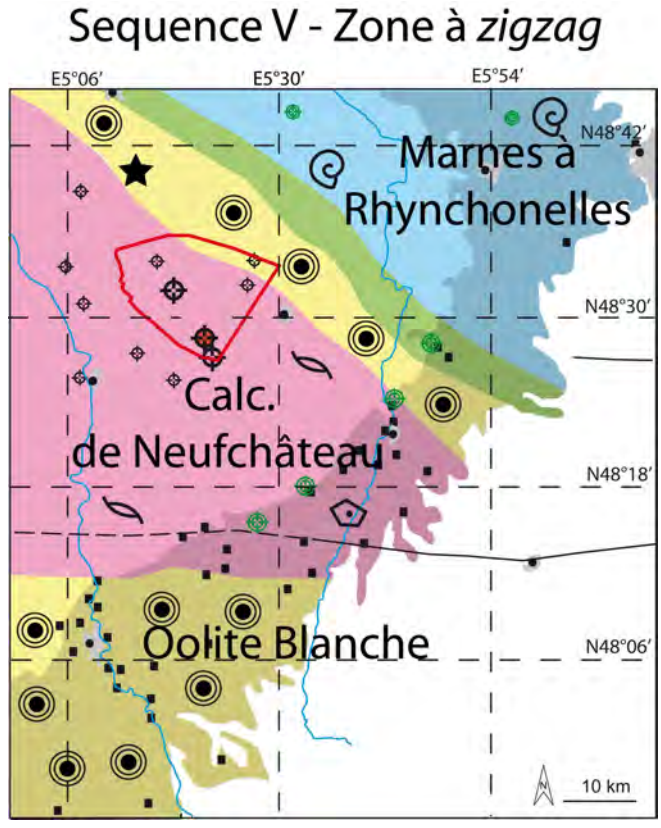


Figure II-26 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence V.

Au Nord du secteur d'étude, la Séquence V est marquée par des faciès argileux, correspondant aux Calcaires à Rhynchonelles inférieurs, d'environnement d'offshore supérieur à inférieur. Les ammonites récoltées dans cette formation indiquent la zone à *discus*. Une discontinuité caractérise le sommet de cette Séquence dans la partie Nord du secteur d'étude (Bicqueley), (Geister et Lathuilière, 1991, Mangold *et al.*, 1994).

La surface SB6 serait donc émersive vers Chaumont, et probablement marine au Nord de Neufchâteau. Le calcaire argileux de la Caillasse à *Anabacia*, correspondrait au LST (*Lowstand System Tract*) déposé au Nord de la Zone d'étude, pendant une période d'émersion consécutive à une chute du niveau marin (Figure II-27).

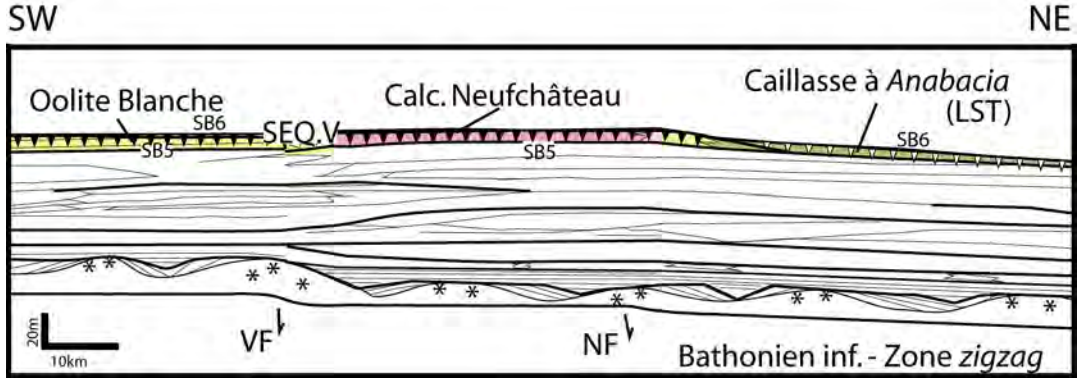


Figure II-27 : Coupe schématique du transect étudié. Un LST peut se former pendant l'émersion enregistrée en domaine interne.

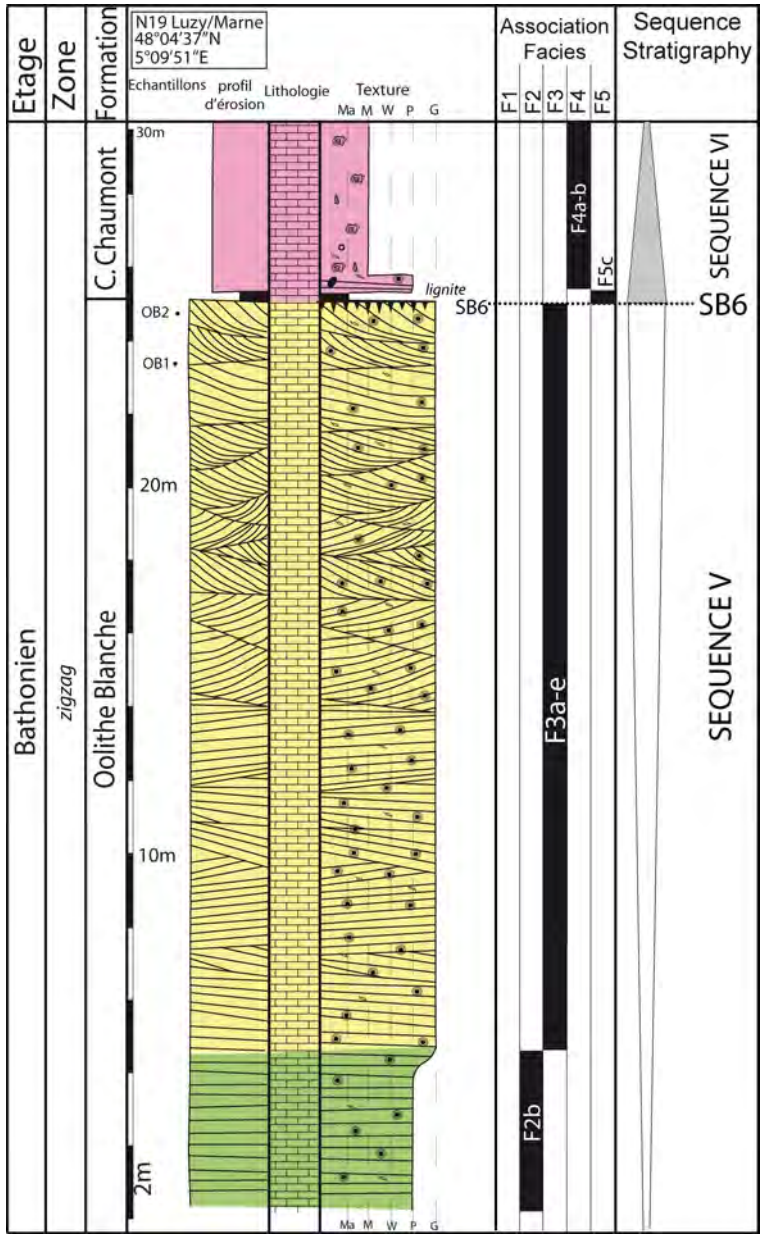


Figure II-28 : Coupe lithologique de l'Oolite Blanche dans la vallée de la Marne, d'après Purser (1978).

3.7 Séquence VI

La Séquence VI est majoritairement composée de faciès micritiques, de texture mudstone/packstone, à foraminifères et oncolites (faciès F4a et F5b), correspondant aux calcaires de Neufchâteau et de Chaumont (Figure II-29 et Figure II-30). Au nord du secteur d'étude, les affleurements et le forage de Ruppe montrent que cette séquence se compose

d'alternances marno-calcaires (faciès F2a), d'environnements d'offshore supérieur (Figure II-29 et Figure II-30).

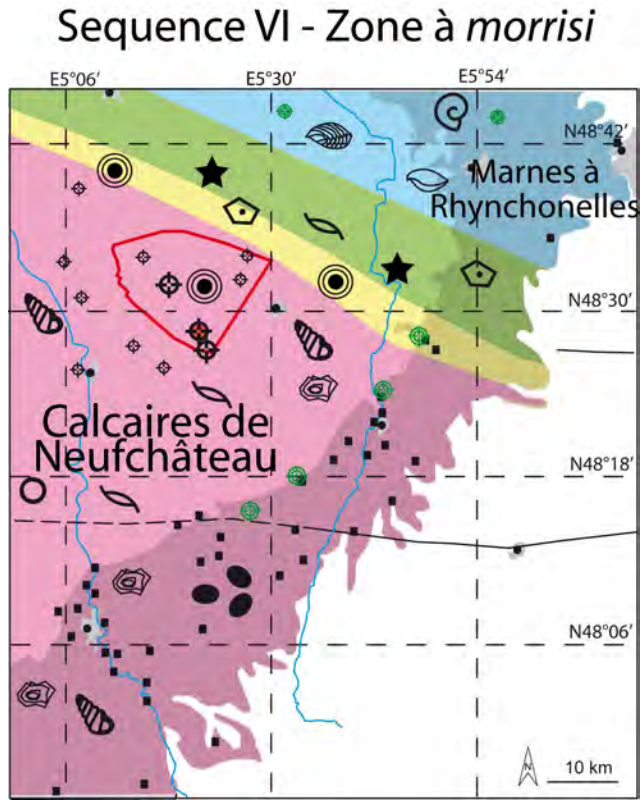


Figure II-29 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence VI

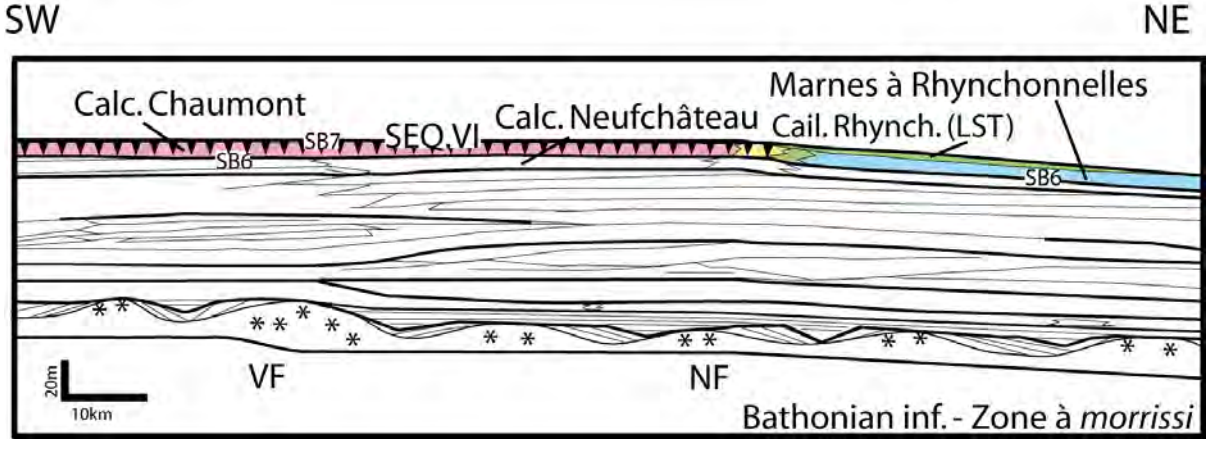


Figure II-30 : Coupe schématique du transect étudié. La sédimentation d'un LST peut se mettre en place au NE du secteur d'étude (Caillasse à Rhynchonelles).

Vers Chaumont, ce calcaire micritique contient des passées granulaires à oolites, peloïdes, bioclastes, oncolites, gastéropodes, et cyanobactéries *cayeuxia* et/ou *ortonella* (faciès F4b, conde, Figure II-31A). Le sommet de cette Séquence est marqué par un banc métrique de calcaires grainstone à ciments vadoses, indiquant une émersion (Figure II-31B).

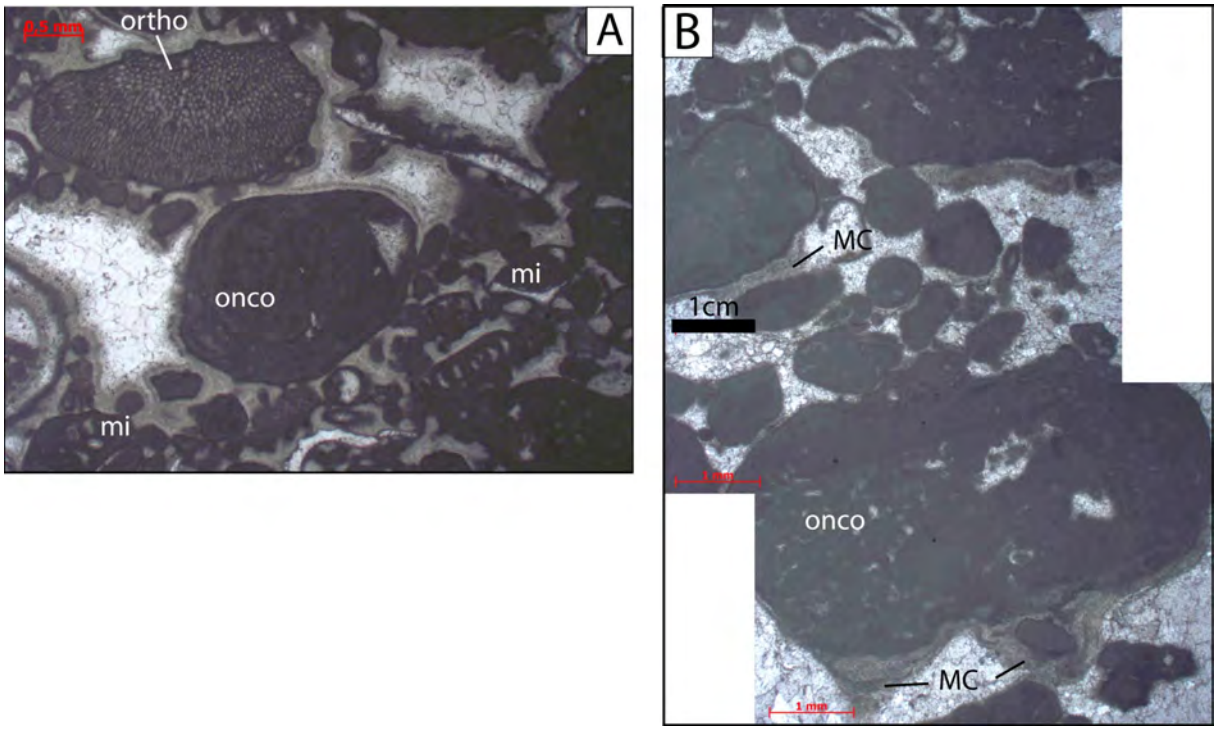


Figure II-31 : Faciès de lagon des Calcaires de Chaumont et des Calcaires de Neufchâteau.

A- Grainstone à foraminifères (milioles : mi), oncoïdes (onco) et *orthonella* (ortho), (faciès F5b, Calcaires de Chaumont, Séquence VI, Conde, échantillon CON2). B- Grainstone à oncoïdes (onco) présentant des ciments précoces microstalactitiques et en ménisques (faciès F5b, Calcaires de Chaumont, sommet de la Séquence VI, Choignes, échantillon CHOI7B).

A Neufchâteau, le sommet de la Séquence se caractérise par des faciès sub-émersifs, mudstones/wackestones à oncolites, peloïdes, pellets, foraminifères (milioles), gastéropodes, à structures fenestrées, *birdeyes*, et voiles microbiens (F5a–b). Le sommet à faciès mudstone de cette Séquence est coiffé d'une surface perforée à Neufchâteau (Figure II-32 et Figure II-33). Pendant cette période émersive, une sédimentation d'un LST est possible (Caillasse à Rhynchonelles, Figure II-30).

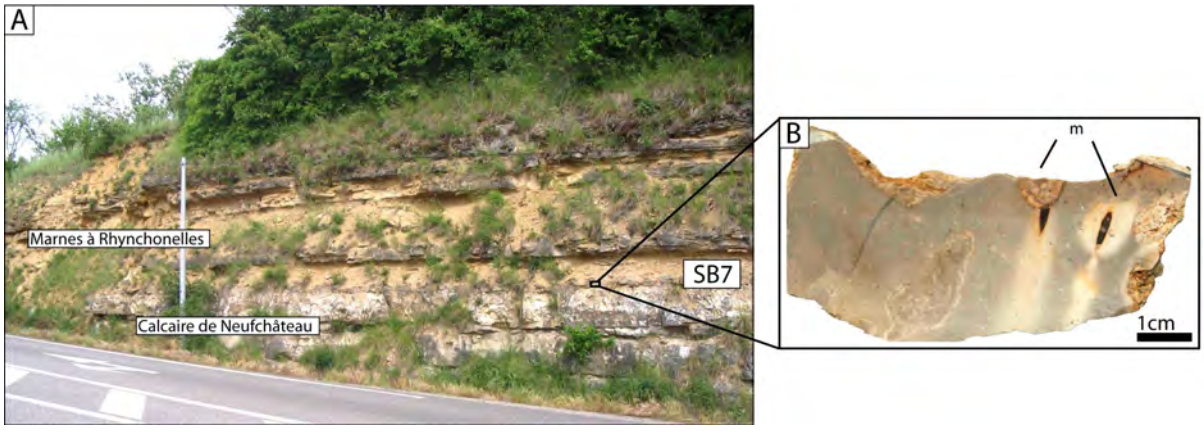


Figure II-32 : Affleurement de Neufchâteau.

A- Limite entre les Calcaires de Neufchâteau et les Marnes à Rhynchonelles (SB7). B- Perforation dans des faciès micritiques (SB7).

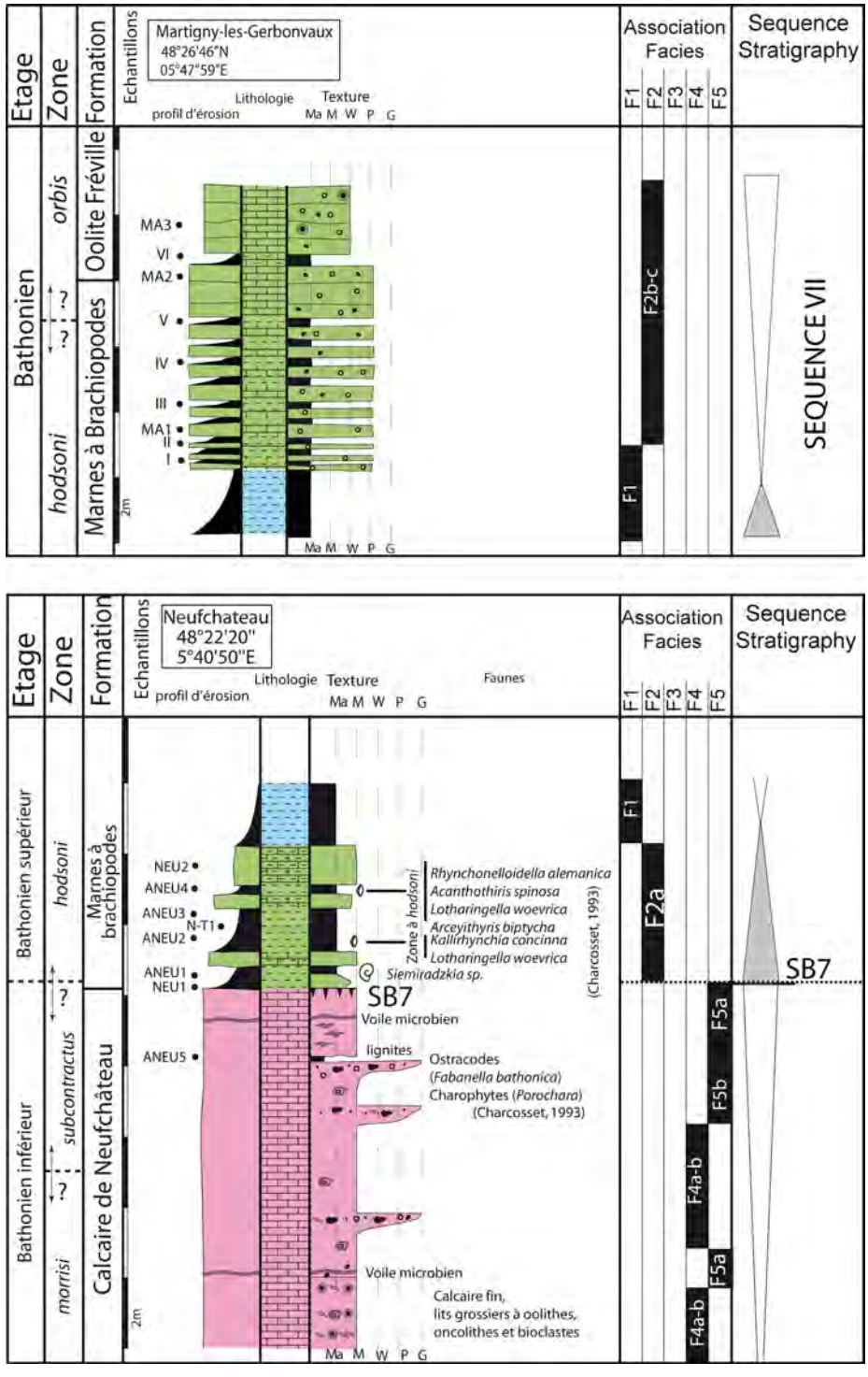


Figure II-33 : Coupe lithologique des calcaires de Neufchâteau et des Marnes à Rhynchonelles supérieures dans la région de Neufchâteau.

3.8 Séquence VII – Calcaires de Neufchâteau, Marnes à Rhynchonelles et Oolite de Fréville

Dans la région de Neufchâteau, la base de cette Séquence reposant sur SB7, se marque par la présence d'une alternance marno-calcaire à nombreux brachiopodes et bivalves (Figure II-32 et Figure II-33). Ceux-ci permettent de dater la base de la Séquence VII de la zone à *hodsoni* du Bathonien supérieur. Ces marnes s'enrichissent progressivement en bancs de textures packstone/grainstone à peloïdes et bioclastes (Martigny-les-Gerbonvaux, Figure II-32). Aux alentours de Neufchâteau, le sommet de cette Séquence se caractérise par un faciès grainstone, à oolites, bioclastes, et litages obliques et en auges (faciès F3c-e) ; (Figure II-34 Figure II-35). Cette Séquence se termine par une surface perforée, à ciments isopaques marins.

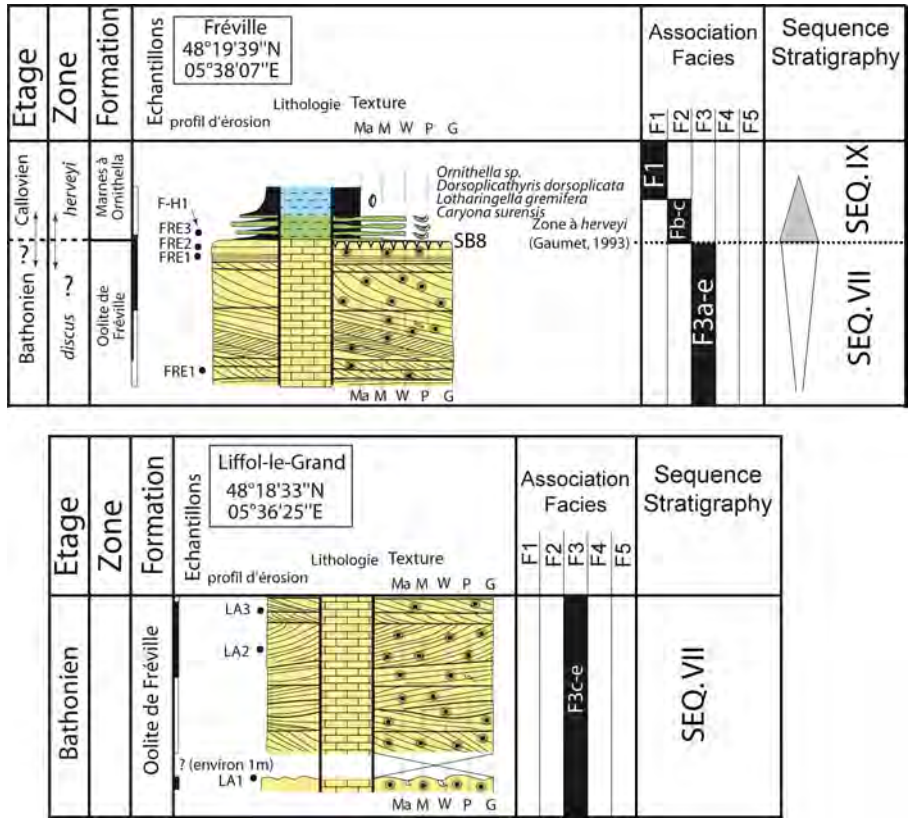


Figure II-34 : Coupes sédimentologiques de l'Oolite de Fréville.



Figure II-35 : Oolite de Fréville – Sommet de la Séquence VII.

A- Surface sommitale du Dogger calcaire (SB8 : limite entre l'Oolite de Fréville et les Argiles de la Woëvre). Des stratifications obliques sont visibles. B- Stratifications obliques à rides subordonnées indiquant une dynamique tidale (Oolite de Fréville, Fréville). C- Mégarides 2D (Oolite de Fréville, Liffol-le-Grand).

En Haute-Marne, vers Chaumont, la Séquence VII est très différente en termes de faciès par rapport à celle décrite vers Neufchâteau. La base de la formation est composée de faciès micritiques, à milioles, oncolites, *cayeuxia* et gastéropodes (faciès F4a), typique d'environnements de lagon. Des faciès intertidaux marqués par des (1) bancs décimétriques à texture rudstone, présentant des ciments vadoses (faciès F5b), (2) faciès micritiques à voiles microbiens et *bird eyes* (faciès F5a) sont également visibles dans cette Séquence. Cette Séquence se termine par un faciès granulaire à texture wackestone/packstone qui est coiffé par une surface irrégulière, crénelée, d'aspect karstifié (SB8, Figure II-36). Les creux de cette surface sont remplis par des marnes contenant parfois des brachiopodes.

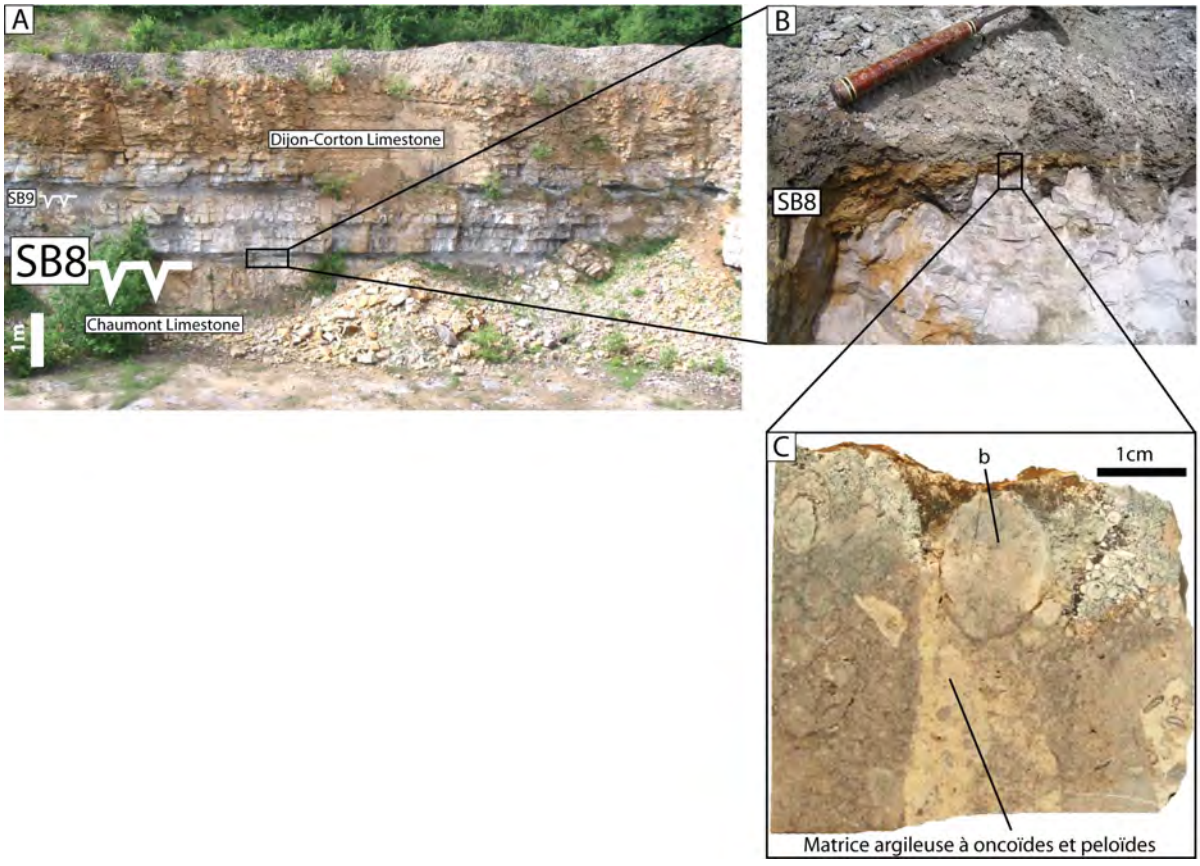


Figure II-36 : Carrière de Jonchery.

A- Calcaires de Chaumont et Pierre de Dijon-Corton dans la carrière de Jonchery. B- Surface sommitale des Calcaires de Chaumont d'aspect karstifiée et crénelée (SB8). C- Remplissage d'une crénelure par une matrice argileuse et un brachiopode.

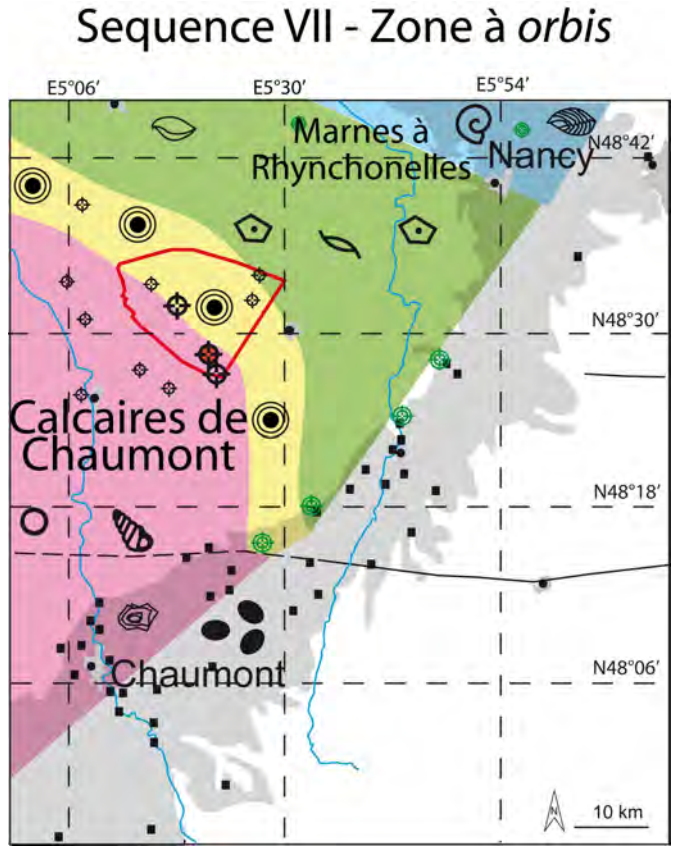


Figure II-37 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence VII

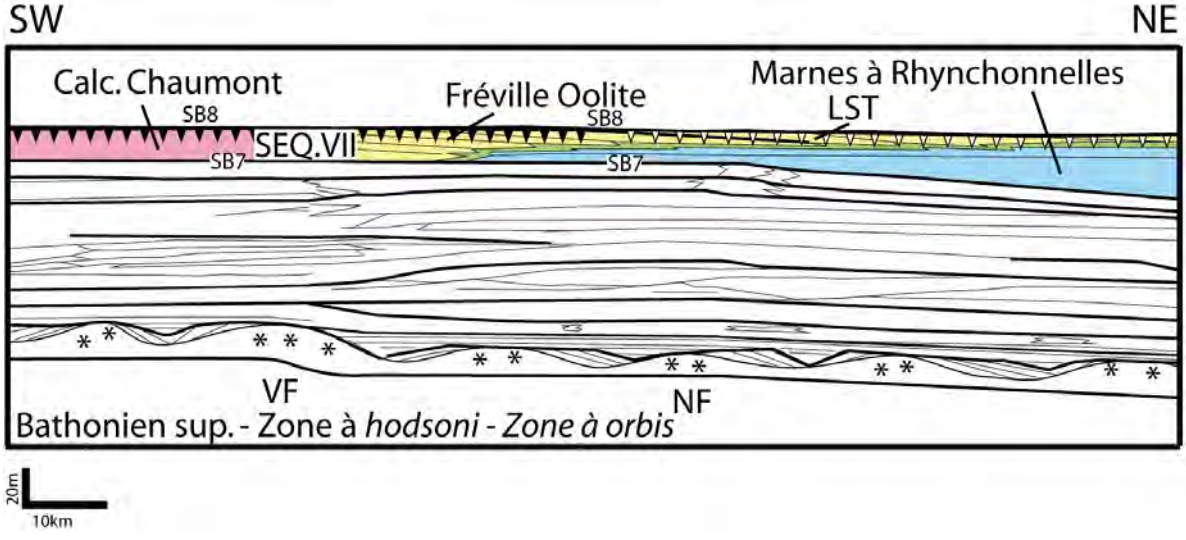


Figure II-38 : Coupe schématique de la Séquence VII. Un possible LST est enregistré dans la partie NE du transect pendant l'émersion en domaine interne (SW).

La carte et le transect de cette Séquence montrent un lagon interne dans la partie SW, protégé par un *shoal* oolitique au centre du transect (Figure II-37 et Figure II-38). L'émersion enregistrée au sommet de cette Séquence VII, consécutif à une chute eustatique, correspond dans la partie distale à une sédimentation d'un LST progradant vers le NE (Figure II-38).

3.9 Séquence VIII

La séquence VIII débute par un niveau marneux atteignant plusieurs décimètres d'épaisseur et contenant des brachiopodes (*Eudesia multicostata*), comme à Andelot ou Jonchery (J. Thierry, comm. perso.). Au-dessus, des mégarides de grainstones à oolites, bivalves, brachiopodes, échinodermes se mettent en place. Cette Séquence se termine par une surface perforée, lithifiée par des ciments isopaques fibreux (SB9).

Cette Séquence semble totalement absente au nord d'Andelot (Figure II-39). En effet, les niveaux marneux reposant sur la Séquence VIII présentent des brachiopodes et ammonites datant de la Zone à *herveyi*. Aucun niveau de la Zone à *discus* n'y semble répertorié (Figure II-34).

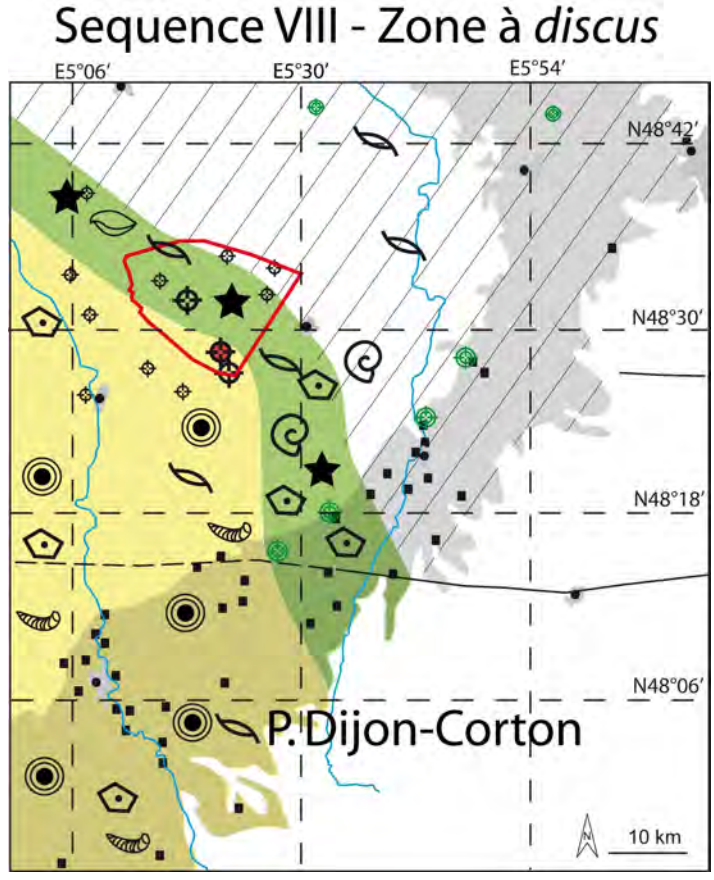


Figure II-39 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence VIII

3.10 Séquence IX

Au sud du secteur d'étude (vers Chaumont), un deuxième niveau marneux, avec de nombreux brachiopodes (Digonelles), repose sur la surface SB9 (Jonchery, Figure II-40). Ces marnes contiennent des bancs calcaires à texture floatstone (intraclastes, brachiopodes, oolites, échinodermes), présentant un granoclassement (faciès F2c). Elles passent verticalement à des calcaires de texture grainstone avec oolites, bivalves, échidodermes et à litages obliques (faciès F3e) au sommet de la Séquence. Les brachiopodes des niveaux marneux indiquent la

Zone à *herveyi*. Le sommet de ces calcaires se termine par une surface perforée et durcie, sans traces d'émersion (SB10). Au Nord d'Andelot, cette Séquence est reconnue, mais elle correspond à des marnes, dénommée 'Argiles de la Woëvre'. Une zone de transition latérale entre les calcaires et les marnes de cette Séquence pourrait se trouver en Haute-Marne au Nord de Chaumont.

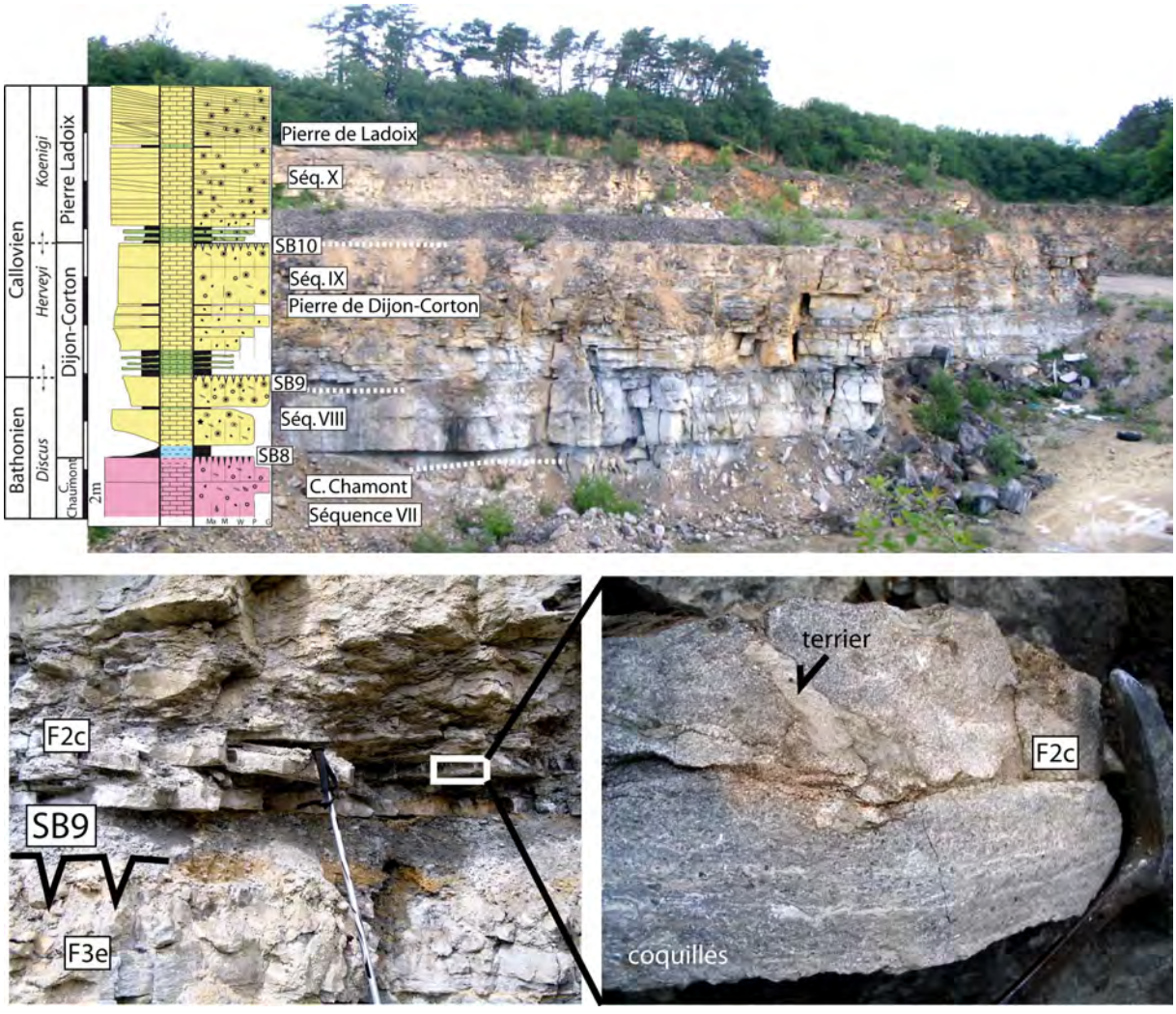


Figure II-40 : Carrière de Jonchery.

A- Succession lithologique dans la carrière de Jonchery. B- Surface perforée (SB9), surmontée de marnes à bancs carbonatés de tempestites (faciès F2c). C- Tempestite dans le niveau marneux de la Pierre de Dijon-Corton, présentant un granoclassement et des terriers sur la surface sommitale (faciès F2c).

3.11 Séquence X – Pierre de Ladoix ou Pierre de Rimaucourt

La base de cette Séquence commence par un niveau marneux décimétrique à métrique recouvrant la surface SB10 (Jonchery, Figure II-40). Ensuite, ce calcaire présente un faciès grainstone à oolites, bivalves, entroques et à litages entrecroisés en auges. Vers Rimaucourt, ce calcaire présente un facies à texture grainstone, à entroques et à grands litages obliques, typiques de mégarides 3D (Figure II-41 et voir Figure 6C *in* Brigaud et al., 2009). Entre ces

mégarides, de petites concentrations de coraux se développent dans des interbancs plus marneux (Figure II-41).

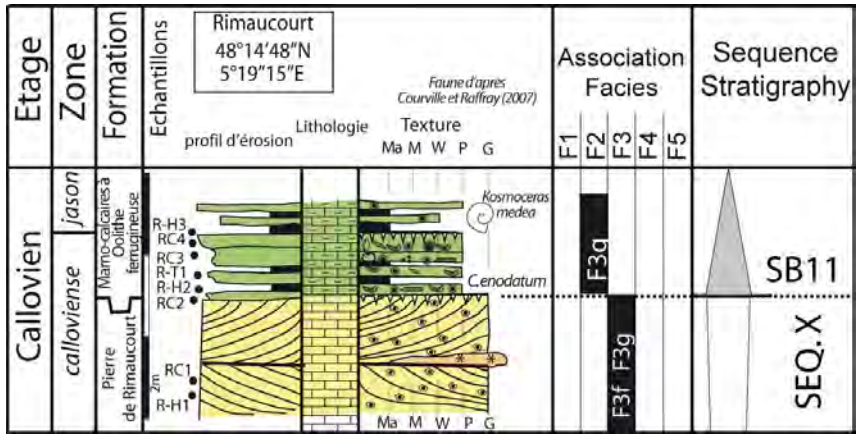


Figure II-41 : Coupe sédimentologique de Rimaucourt, modifié d'après Courville et Raffray, 2007.

Avec les données des forages Andra de la zone de transposition (ZT), la carte de faciès des HST des Séquences IX et X montre que la ZT se trouve à la limite de changements de faciès (Figure II-42). Au sud de la zone de transposition (forage HTM102, EST210), la sédimentation est bioclastique avec des faciès grainstones (faciès F3e), se développant toutefois sur une épaisseur moins importante qu'à Jonchery. Au centre de la ZT (forage EST433), les faciès correspondant à la Séquence X sont marneux, marqués par l'alternance de bancs carbonatés et d'argile (association de faciès F2). Des brachiopodes indiquent la zone à *koenigi*. Le passage entre la rampe interne à sédimentation oo-bioclastique et la rampe médiane-externe à sédimentation marneuse se localise donc sur la ZT (Figure II-43). Au Nord-Est, la sédimentation devient argileuse, avec le dépôts des Argiles de la Woëvre, marquant clairement la rampe externe et le bassin.

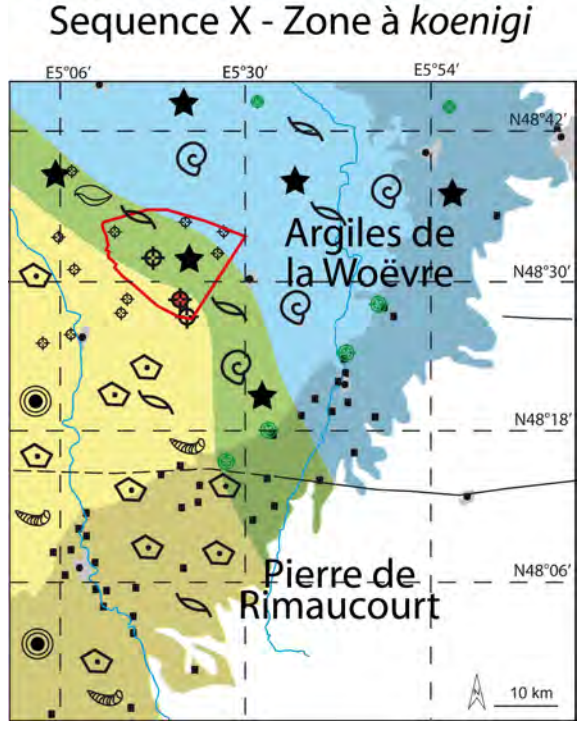


Figure II-42 : Carte des environnements de dépôt du HST de la Séquence X.

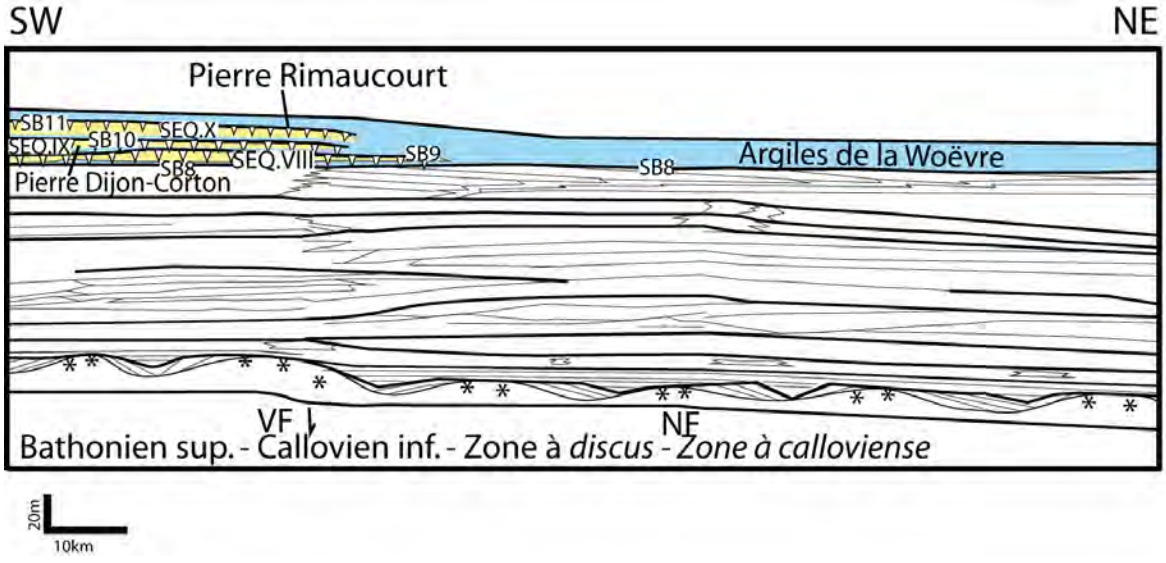


Figure II-43 : Coupe schématique des Séquences VIII, IX et X.

Argiles de la Woëvre

Vers Chaumont (Rimaucourt), la surface sommitale du Dogger calcaire (SB11) d'âge Callovien inférieur (zone à *calloviense*) est surmontée par les Argiles de la Woëvre (Collin *et al.*, 1999, Collin et Courville, 2006). A Rimaucourt, cette formation montre une alternance de marno-calcaires à oolites ferrugineuses, à macrofaune abondante d'âge Callovien moyen (Courville et Collin, 2002, Courville et Raffray, 2007). Vers Neufchâteau, les Argiles de la Woëvre se mettent en place sur la surface sommitale d'âge Bathonien terminal, surmontant l'Oolite de Fréville, et correspondant aux Séquences IX et X (SB8 ; Figure II-35). Une faune riche en ammonites et brachiopodes permet de dater les premiers niveaux de ces marnes de la base du Callovien inférieur, zone à *herveyi* et *koenigi* (Figure II-34) ; (Gaumet, 1993).

4. Une influence structurale sur la distribution des corps sédimentaires du Bajocien inférieur ? *Exemple de la carrière de Rouvre-la-Chétive*

La sismique 3D haute résolution acquise par l'Andra en 1999, et retraitée en 2002-2003 sur le site du laboratoire souterrain (4,2 km2), permet d'avoir des données très précises sur son sous-sol (propriétés acoustiques, épaisseur et variabilité des formations, structures…) ; (Cuilhé et Bruneton, 2003, Dépré et al., 2003, Drouiller et Guillemot, 2005, Elion et al., 2005). Les cartes réalisées à partir de cette sismique 3D illustrent pour les niveaux correspondant au Bajocien inférieur la présence 'de rides d'orientation N120° d'allure anticlinale' d'un espacement d'environ 300 m et d'un rejet vertical de quelques mètres (Drouiller et Guillemot, 2005, Elion et al., 2005, Bergerat et al., 2007b) ; (Figure II-44).

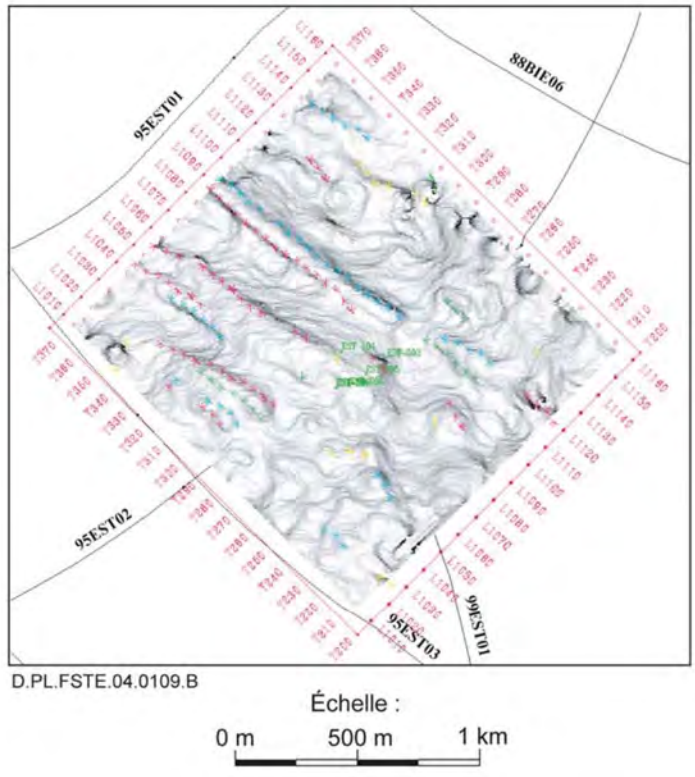


Figure II-44 : Bloc de la sismique 3D sur le site Andra de Meuse/Haute-Marne (Drouiller et Guillemot, 2005, Elion et al., 2005, Bergerat et al., 2007a), illustrant des alignements de direction N120°.
Cette carte est une 'carte des attributs sismiques structuraux'. Elle est calculée sur des projets 3D à partir des horizons obtenus après le pointé du (1) pendage (DIP), qui montre le gradient en temps; (2) de l'azimut (AZIMUTH) donnant la direction du pendage maximum (cette carte est fortement associée à la carte de pendage) ; (3) de la combinaison pendage-azimut (DIPAZIMUT) et (4) de la discontinuité le long d'un horizon (EDGE), qui détecte la différence en pendage le long d'un horizon.

Le forage dévié EST210 a en partie été réalisé pour reconnaître et préciser l'une de ces structures positives d'orientation N120° (Rebours *et al.*, 2004). Dans ce forage, un Profil Sismique Vertical (PSV) a été réalisé permettant d'avoir une image sismique très détaillée et plus précise que celle de la sismique de surface (Drouiller et Guillemot, 2005). L'image de ce PSV a confirmé l'existence de la structure 'd'allure anticlinale'. Les carottes basales du forage EST210 révèlent des faciès récifaux au niveau de la structure positive. Dans les niveaux sous-jacents du récif, l'image PSV indique une déformation des réflecteurs sismiques

dans les argiles du Lias et au sommet des argiles du Rhétien liée à la présence d'une faille ou flexure dans ces niveaux (la résolution de la méthode ne permet pas de préciser), (Drouiller et Guillemot, 2005) ; (Figure II-45).

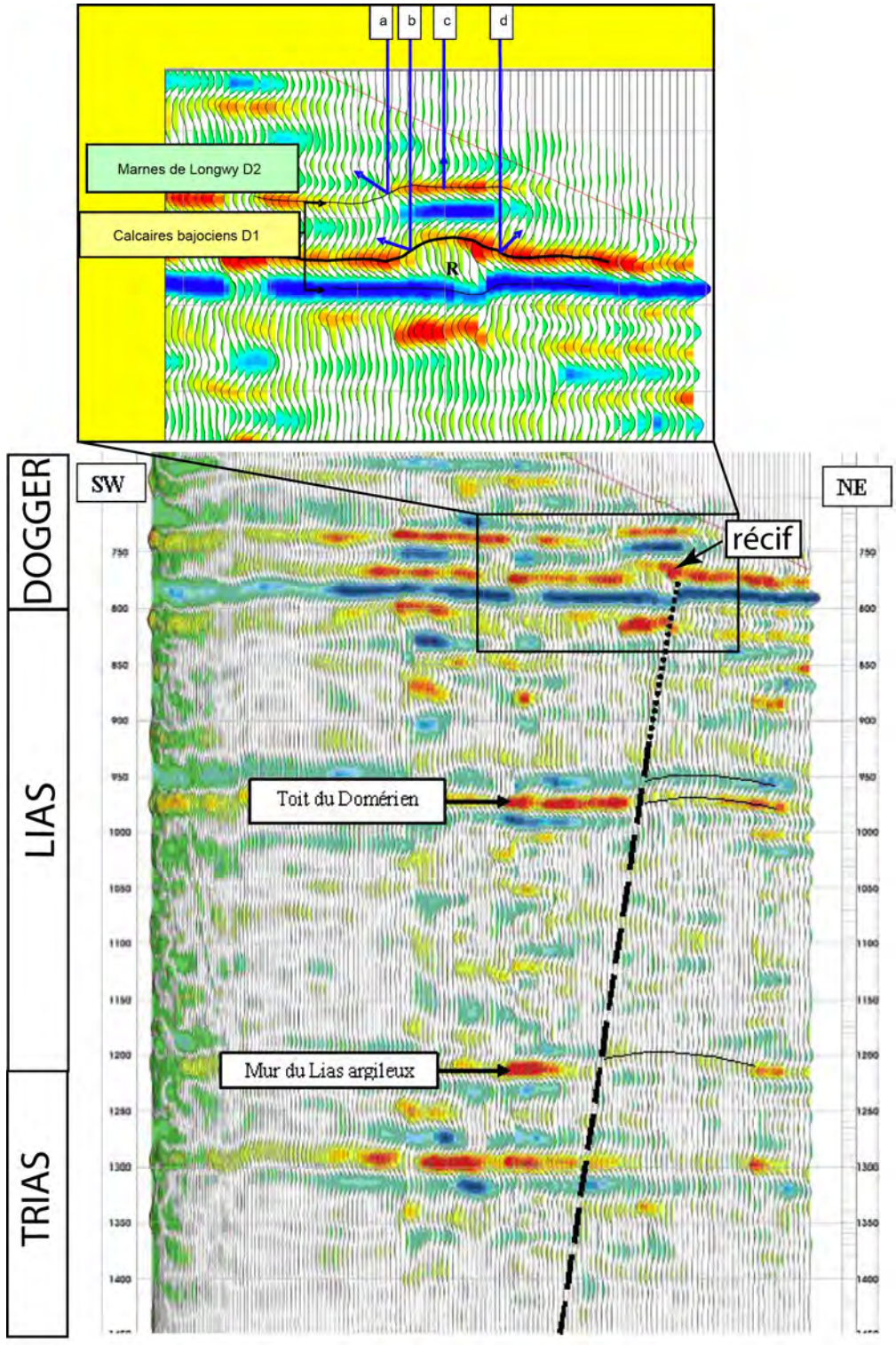


Figure II-45 : Traces PSV dans le forage EST210.
Trajets des réflexions sismiques sur la probable bioconstruction récifale du Bajocien inférieur et visualisation de la ride anticlinale N120° dans les niveaux profonds du Lias et Trias.

L'antiforme détectée au toit des calcaires bajociens a donc été interprétée comme l'expression sismique d'une structuration liée à la compaction différentielle autour d'une structure récifale. Cette structure récifale alignée N120° semble être à l'aplomb d'une structure enracinée jusque dans les grès du Rhétien, suggérant une influence structurale sur l'installation du récif (Drouiller et Guillemot, 2005).

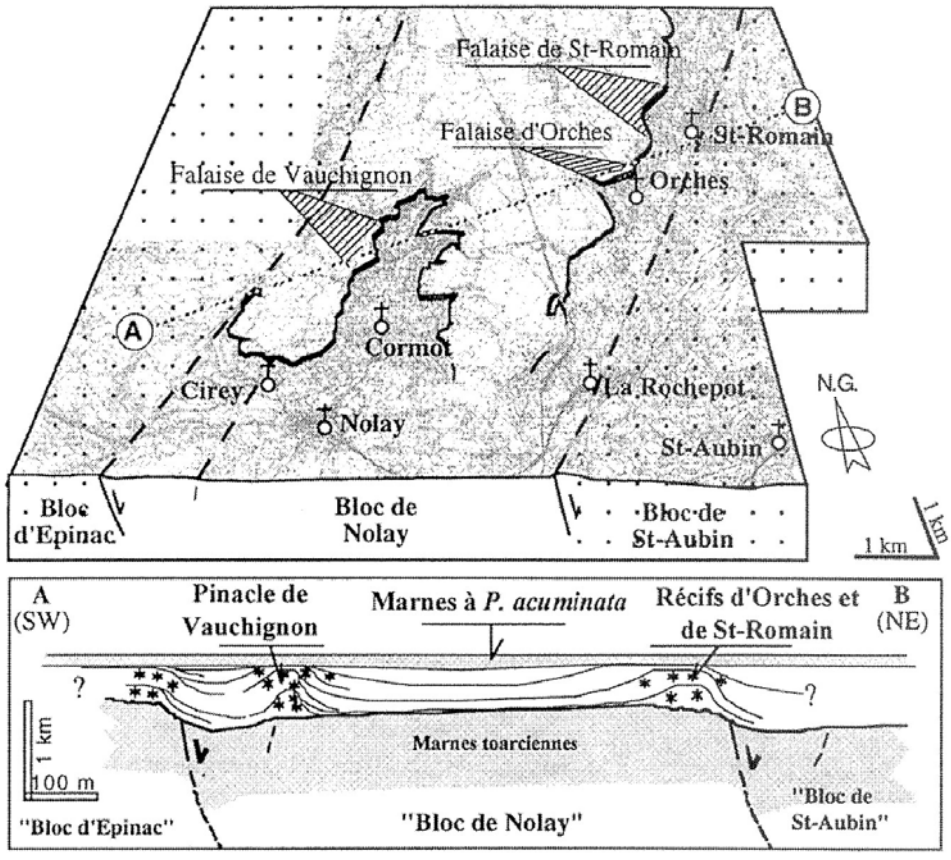


Figure II-46 : Illustration de l'influence de failles syn-sédimentaires sur l'implantation de récifs coralliens du Bajocien inférieur en Côte d'Or (d'après Durlet et al., 2001).

Cette interprétation rejoint les observations faites sur le terrain dans les carrières et affleurements naturels des calcaires du Bajocien inférieur (Durlet *et al.*, 2001). En effet, le rôle de rejets métriques structurant le toit du Lias argileux et influençant la localisation des récifs coralliens a été démontré en Côte d'Or et en Haute-Marne, dans la région de Langres (Durlet *et al.*, 2001), (Figure II-46 et Figure II-47).

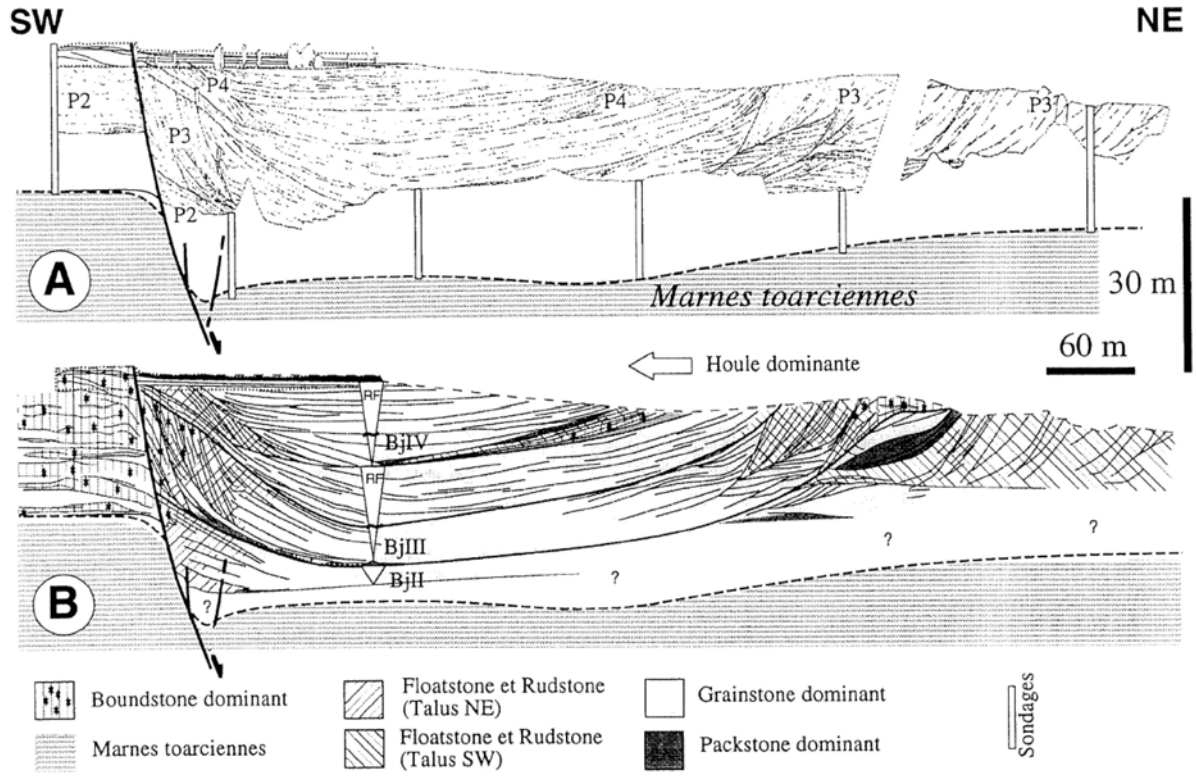


Figure II-47 : Influence de l'activité synsédimentaire d'une faille normale d'orientation N 80 sur l'implantation de récifs coralliens dans la région de Langres (Source de la Marne, d'après Durlet et al., 2001).

La direction N120° de ces alignements n'étant pas, *a priori,* une direction structurale fréquente dans le Jurassique de la zone d'étude (Elion *et al.*, 2005), cette partie du manuscrit discute de son existence et de son origine au sein des calcaires du Bajocien inférieur.

Des affleurements ont été cherchés sur le linéament la faille de Vittel. Une ancienne carrière se trouve implantée sur celui-ci (carrière de Sommerécourt, Geister et Lathuilière, 1991). Elle présente de véritables récifs coralliens, d'une quinzaine de mètres de hauteur, comparables à la hauteur des bioconstructions coralliennes implantées sur la faille synsédimentaire des sources de la Marne (figure II.37). Dans la plupart des autres affleurements du secteur d'étude, les bioconstructions du Bajocien inférieur sont de plus petite taille (5 m de hauteur). Cette spécificité du récif de Sommerécourt est clairement à mettre en relation avec son implantation sur le linéament de la faille de Vittel

4.1 Carrière de Rouvres-la-Chétive

a. Description faciologique

La carrière de Rouvres-la-Chétive est située à proximité de la faille de Vittel et sur le tracé de la faille de Neufchâteau. Elle montre des corps sédimentaires de la fin du bajocien

inférieur dont la géométrie est assez complexe, avec notamment des bioconstructions coralliennes alignées et une discordance angulaire assez marquée. Dans un ordre stratigraphique, s'y observent :

1- des calcaires gris bioclastiques à texture packstone/grainstone inclinés de 5-10° vers le N40° appartenant à la formation des Calcaires à polypiers inférieurs, appartenant au HST de la séquence Bj III (*sensu* Durlet et Thierry, 2000).

2- des calcaires bioclastiques à texture grainstone progradant vers le N30°. Ces dépôts, constituant le sommet de la séquence bjIII (sensu Durlet et Thierry, 2000), sont progradants vers le N30° et montrent un contact en *downlap* avec les faciès packstones sous-jacents (

3- Figure II-48). Ils sont délimités par la surface perforée SB1.

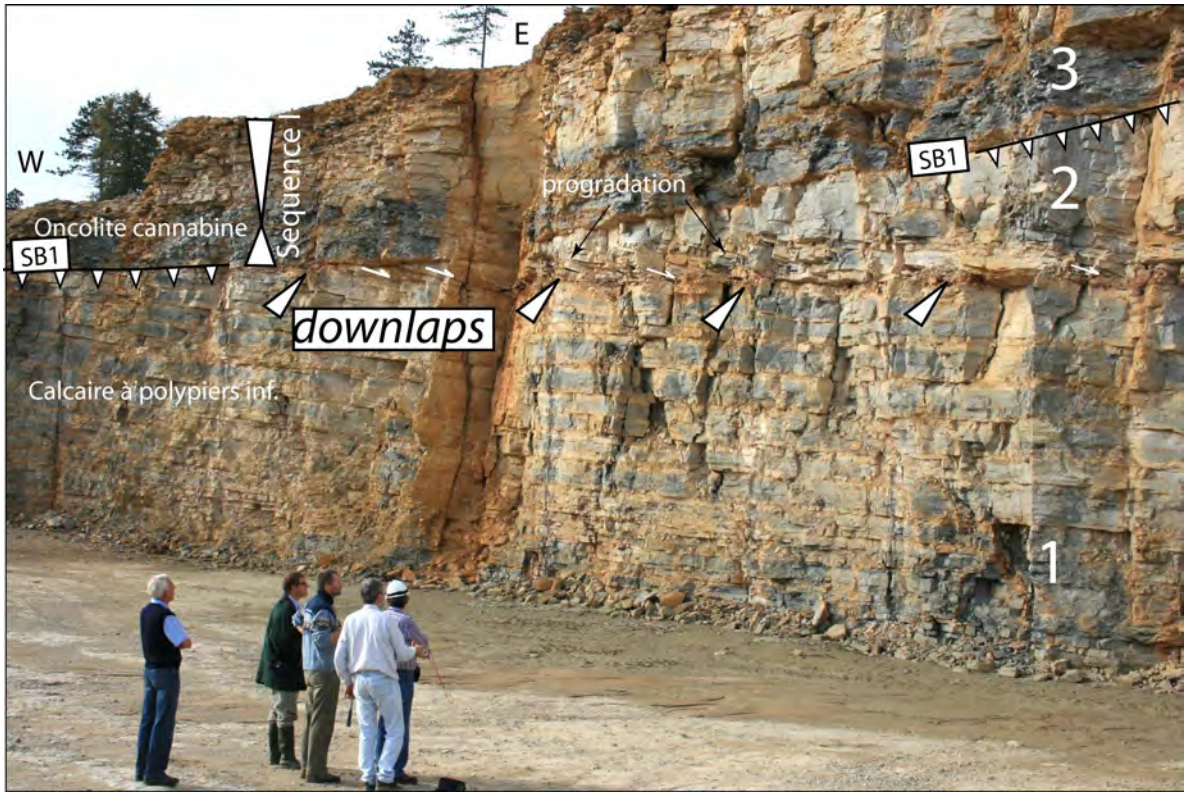


Figure II-48 : Carrière de Rouvres-la-Chétive.
(1) packstones/grainstones bioclastiques inclinés de 5-10° vers le N40° ; (2)- grainstones bioclastiques progradant vers le N30° venant en downlap sur (1); (3)- facies marneux discordants scellant la surface perforée (SB1).

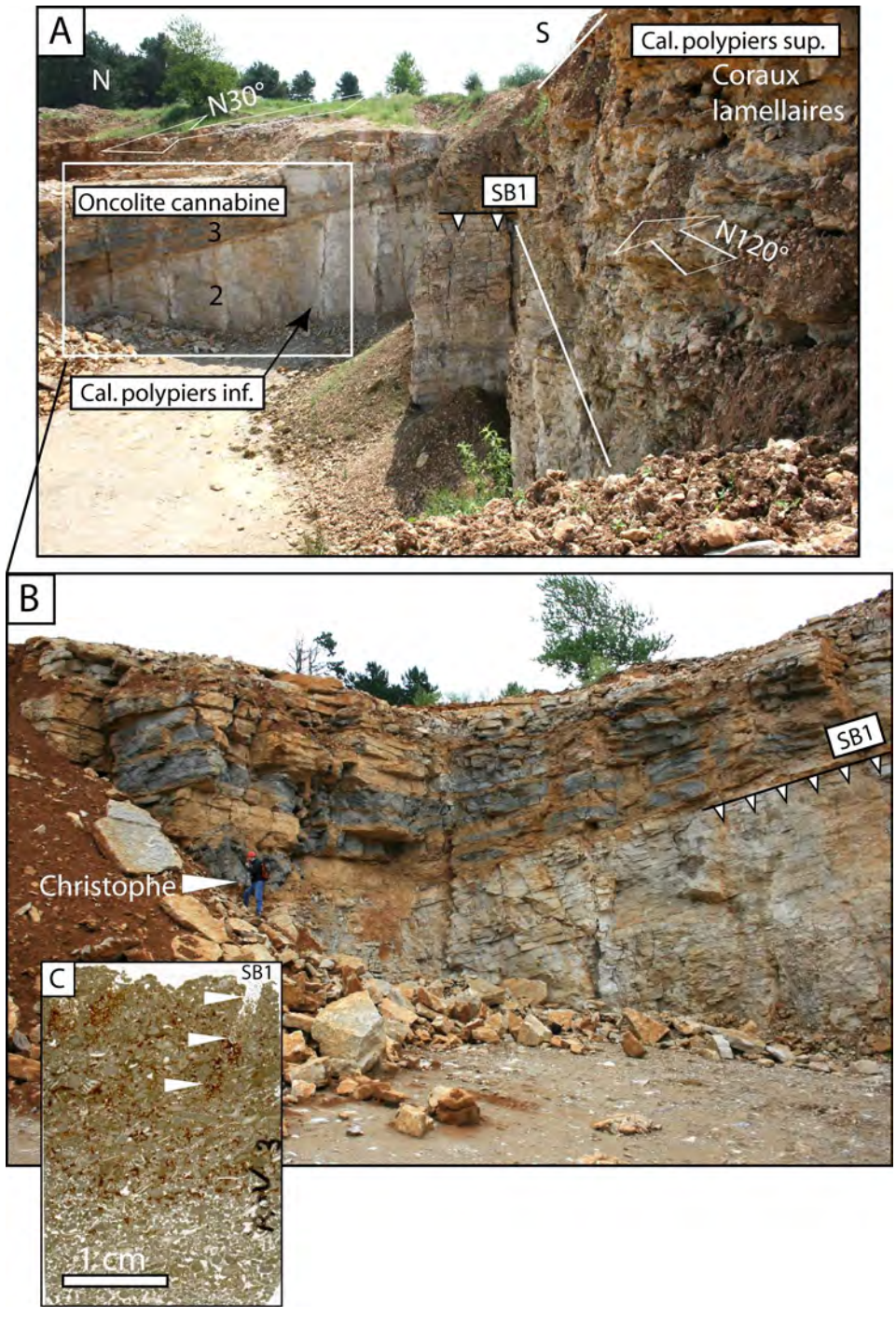


Figure II-49 : Talus de progradation dans la carrière de Rouvres-la-Chétive.
A- (1) talus de progradation. (3) surface perforée SB1 onlappée par des marnes (Oncolite cannabine). Une bioconstruction alignée N120° se met en place au sommet du talus, sur la surface SB1.

4- Marno-calcaire formant des *onlaps* sur la base du talus de progradation (SB1) et caractérisant le TST de la Séquence I. Latéralement à ces dépôts, une bioconstruction corallienne s'installe au sommet du relief aligné suivant une direction N120°.

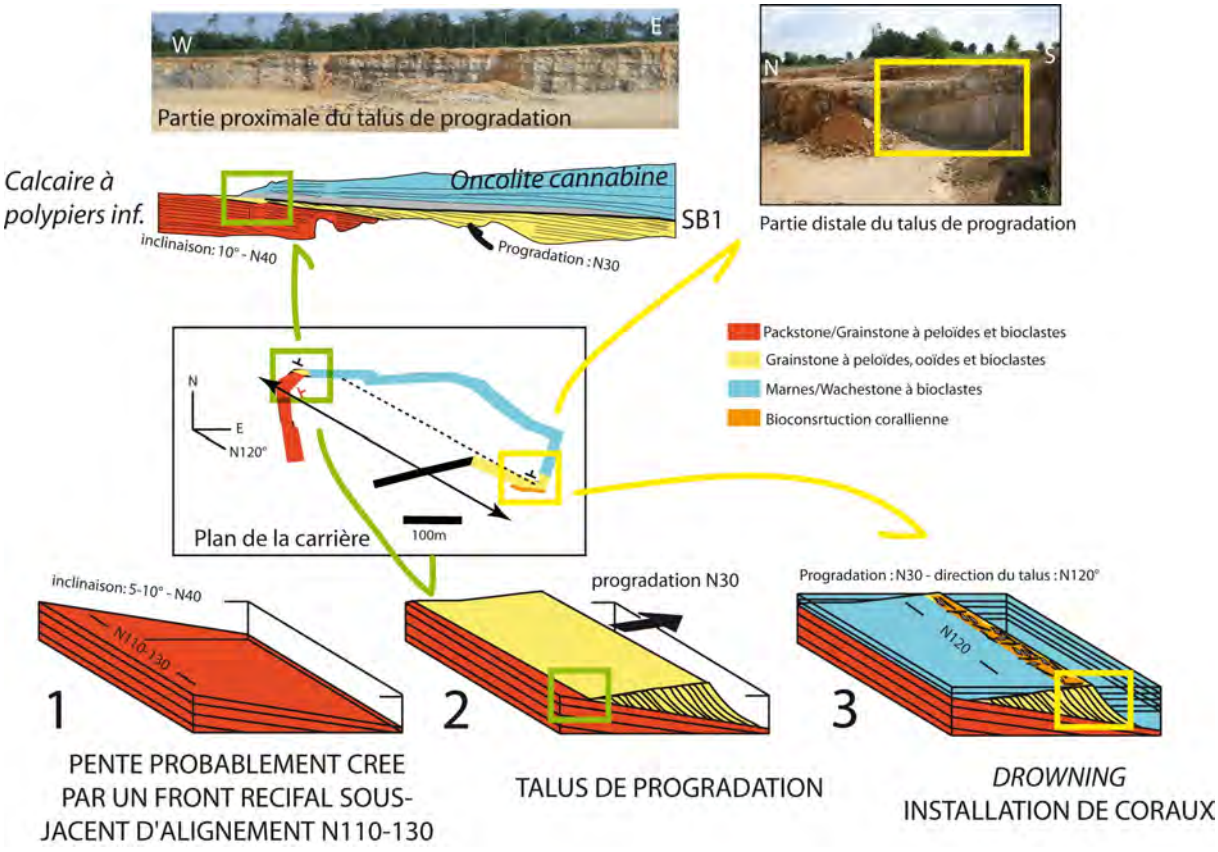


Figure II-50: Scénario de mise en place des dépôts de la fin du Bajocien inférieur dans la carrière de Rouvre-la-Chétive.

b. Scénario de mise en place

Etape 1

Des couches inclinées (packstone/grainstone à peloïdes et bioclastes) drappent probablement les flancs d'un front récifal sous-jacent, d'orientation N120°, non visible dans l'exploitation. De telles inclinaisons sédimentaires sont visibles dans les Calcaires à polypiers inférieurs à Pouillenay, Balesmes (Durlet, 1996) ou encore dans la carrière de Beaufremont (Figure II-51 et II-41)..



Figure II-51 : Faciès grainstone/packstone bioclastique, moulant un récif corallien dans la carrière de Beaufremont.

Ces couches présentent un pendage sédimentaire comparable à celles de la carrière de Rouvres-la-Chétive.

Etape 2

Des dépôts grainstones à peloïdes, ooïdes et bioclastes comblent la paléo-dépression par progradation. Le talus de progradation affleure clairement dans la carrière de Rouvres-la-Chétive (Figure II-50-2).

Etape 3

Lors du TST de la Sequence 1, une *drowning surface* (SB1) se forme et des dépôts marneux s'agencent en *onlaps* le talus de progradation. Des coraux s'installent au sommet de ce talus d'orientation N120° (Figure II-50-3).

4.2 Origine de l'orientation N120°

Les structures N120° associées aux constructions récifales se trouvent à proximité de la faille de Vittel. Le contexte tectonique du rifting téthysien à la fin du Lias et au début du Dogger permet d'envisager dans la région une extension NW-SE (Durlet et al., 1997) et donc d'envisager un décrochement synsédimentaire senestre au niveau de la faille de vittel (Figure II-42). Mécaniquement, un décrochement E-W jouant sous la couverture liasique pourrait engendrer des structures de Riedel de direction N110-130° (Figure II-52). A la transition Lias/Dogger, le jeu syn-sédimentaire de la faille de Vittel pourrait donc avoir engendré des structures, très peu escarpées de direction N120° avec une longueur d'onde comparable à l'épaisseur de la couche fragile déformée (Figure II-52). La longueur d'onde des « rides N120° » observées en sismique 3D sous le site de Bure (300 m d'espacement) est justement comparable à l'épaisseur des marnes liasiques potentiellement affectées par les structures (une discontinuité sismique semblent s'y amortir ; Figure II-45).

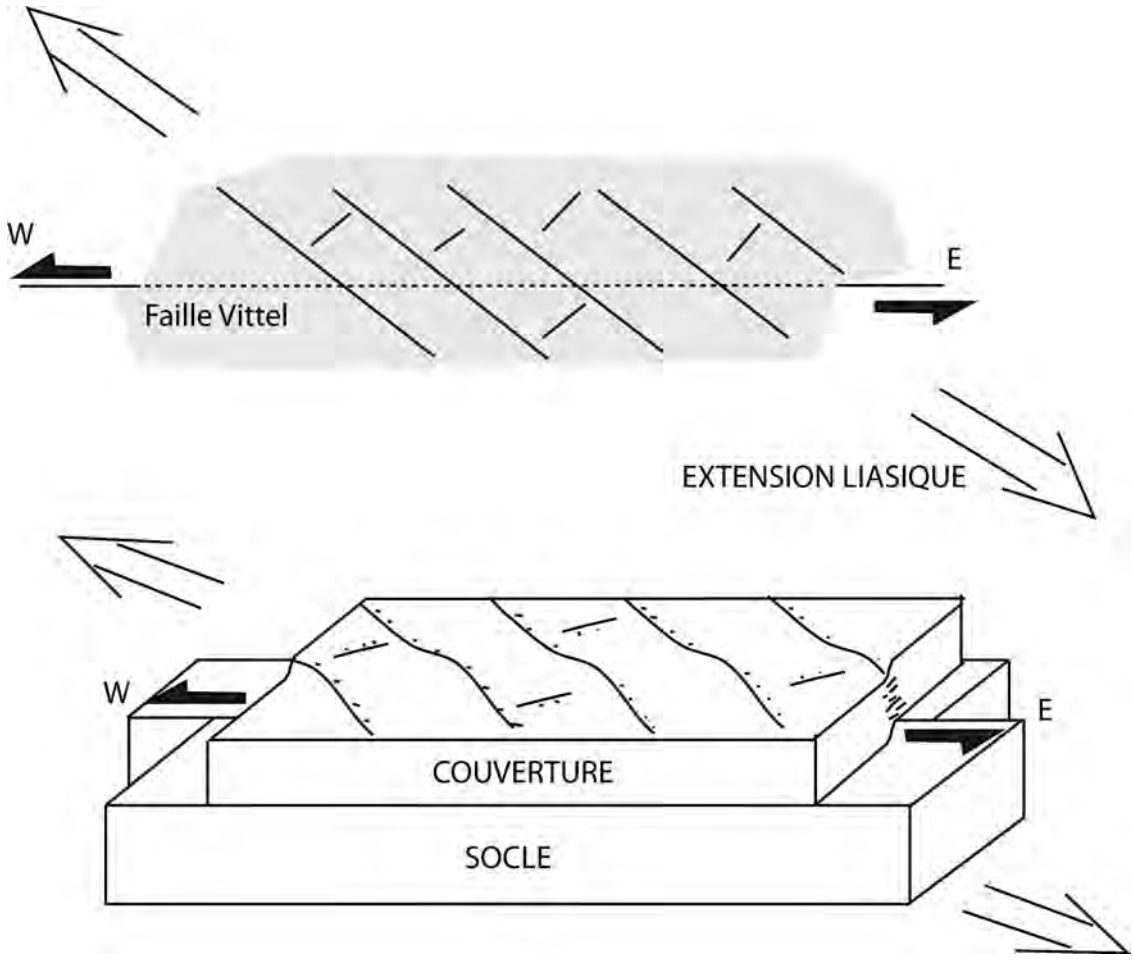


Figure II-52: Entre la fin du Toarcien et le Bajocien inférieur, un décrochement senestre de la Faille de Vittel (E-W) pourrait avoir généré, au toit du Lias marneux, des structures très peu escarpées, de direction N120°, sur lesquels des bioconstructions coralliennes se seraient implantées.

Chapitre III.

Cimentation des calcaires du Dogger de l'Est du Bassin de Paris

Chapitre III. Cimentation des calcaires du Dogger de l'Est du Bassin de Paris

SOMMAIRE DU CHAPITRE

1. Origine et *timing* des cimentations 131
2. Description pétrographique des phases de cimentation 153
3. Analyses isotopiques ($\delta^{18}O$) réalisées à la microsonde ionique (IMS 1270) 167
3.1 Standards et correction de la dérive instrumentale 167
3.2 Résultats 168
3.3 Comparaison avec les résultats obtenus sur poudre 169
3.4 Discussion sur les valeurs absolues mesurées avec la SIMS 1270, causes possibles du décalage 172
4. Les cimentations précoces vadoses et/ou phréatiques : fluides marins, mixtes ou météoriques ? 172
4.1 Composition $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ (‰ - PDB) des ciments précoces des surfaces SB7 et SB8 172
4.2 Origine des fluides parents 175
5. Synthèse des caractéristiques des ciments 177
6. Source des carbonates, cimentations et porosités 180
6.1 CaCO3 provenant des stylolites 180
6.2 Compaction, cimentation et diminution de la porosité 182

TABLE DES FIGURES

Figure III-1. Ciments précoces et mésogénétiques dans le Bajocien. 153
Figure III-2 : Ciments précoces vadoses. 155
Figure III-3 : Ciments précoces dans le Bajocien et le Bathonien 156
Figure III-4 : Ciments précoces vadoses. 157
Figure III-5 : Ciments non luminescents scalénohédraux. 158
Figure III-6 : Cimentation météorique en zone phréatique. 159
Figure III-7 : Dolomite et fluorine. 160
Figure III-8 : Dolomite 163
Figure III-9 : Ciments de blocages. 164
Figure III-10 : Sparites de blocage. 165
Figure III-11 : Stylolites et fractures 166
Figure III-12 : Transect d'analyses $\delta^{18}O$ (‰-PDB) réalisé avec l'IMS 1270 sur l'échantillon E137 (Calcaires à polypiers supérieurs, Bajocien inférieur, forage EST210). 168
Figure III-13 : Transect d'analyses $\delta^{18}O$ (‰-PDB) réalisé avec l'IMS 1270 sur l'échantillon E076 (Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210). 169
Figure III-14 : Comparaison des analyses $\delta^{18}O$ (‰-PDB) réalisées à la microsonde ionique et sur poudre en spectrométrie classique. 171
Figure III-15 : Graphique présentant les données isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des ciments précoces : 174
Figure III-16 : Diagramme de fractionnement de la calcite. 176

Figure III-17 : Cimentation météorique du sommet de l'Oolite de Fréville lors de l'émersion du sommet de la Séquence VII. Une zone vadose (météorique ou mixte) surmonte une zone phréatique où précipite de la sparite LMC faiblement luminescente (CGP- ciments granulaires en *patchs*) ayant une signature isotopique typiquement météorique. Photo de carottes de ces ciments en *patchs* dans le forage EST433 (flèches)..... 177
Figure III-18 : Caractéristiques générales des ciments obturant la porosité des calcaires du Dogger dans l'Est du Bassin de Paris. 179
Figure III-19 : Stylolite montrant la dissolution et le résidu insoluble (pyrite, argiles) et/ou la précipitation associée de dolomite. 181
Figure III-20 : A- Diagramme d'Heydari (2000) qui permet de visualiser la diminution de porosité dans une série carbonatée, en considérant les processus de stylolitisations et de cimentations associées. 182
Figure III-21 : Dissolution des calcaires du Dogger durant le Crétacé inférieur. 183
Figure III-22 : Chronologie possible des différentes phases de cimentations..... 185

***Objectifs** : Ce chapitre a pour objectif d'identifier, de dater et d'interpréter les différentes phases de cimentation ayant contribué au colmatage des pores et donc aux faibles perméabilités des calcaires du Dogger de la zone de transposition de l'Andra. Après l'établissement d'un séquençage diagénétique prenant en compte non seulement les cimentations, mais aussi les autres phases diagénétiques (dissolutions, fracturation, néomorphismes, stylolitisation etc…), les caractéristiques géochimiques des ciments ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) seront déterminées afin de remonter aux eaux parentes de ces ciments. La reconstitution des paléo-circulations hydrologiques (marines, météoriques, mixtes, salines…) prendra en compte l'histoire stratigraphique et géodynamique du Bassin de Paris (enfouissement, phases tectoniques, émersion, érosion, kartifications, paléosols, transgressions marines, exhumation…).*
Dans ce Chapitre, après un article retraçant l'origine et le timing du colmatage des calcaires, des illustrations seront figurées afin de fournir une description pétrographique précise des principales phases de cimentation. Les analyses effectuées à la microsonde ionique seront ensuite discutées et confrontées aux analyses isotopiques classiques. L'origine des ciments présents au sommet des Séquences émersives VI et VII, repérées dans le Chapitre II, sera discutée au regard des données géochimiques. Enfin, le rôle des processus de pression-solution, brièvement abordé dans l'article ci-dessous, sera plus profondément discuté en fin de Chapitre. Celui-ci se terminera par un diagramme simple proposant un timing des différentes cimentations confrontées à l'évolution possible des porosités au cours du temps.

1. Origine et *timing* des cimentations

Cette problématique concernant l'origine et le *timing* du colmatage des calcaires du Dogger a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Sedimentary Geology* :

Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J. et Trouiller, A. 2009. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, **222**: 161-180

Les principaux résultats sont résumés ci-dessous :

Les études préliminaires pétrophysiques réalisées par l'Andra sur le site ont révélées les faibles perméabilités générales du Dogger. Essayer de comprendre l'origine et le *timing* des phases minérales pouvant obturer l'espace intergranulaire et engendrant les faibles perméabilités actuellement mesurées, a constitué l'objectif majeur de cet article. L'étude diagénétique montre qu'après les cimentations précoces, 8 phases minérales (calcite, pyrite, silice, dolomite et fluorine) se succèdent depuis le Jurassique moyen.

Les observations pétrographiques et les quantifications montrent qu'environ 70 % des cimentations sont constituées par deux zones successives de sparites de blocage mésogénétiques (syn-compactionnelles) (Bc1 et Bc2). Leurs signatures isotopiques ($\delta^{18}O_{calcite}$ = -4 à -8‰) indiquent des

fluides parents météoriques ou mixtes ($\delta^{18}O_{water}$ = -2 à -4‰), en considérant une température maximum atteinte pendant l'enfouissement de 50°C. Des circulations d'eaux météoriques associées aux soulèvements et aux grandes émersions des bordures du Bassin de Paris au cours du Crétacé inférieur pourraient être à l'origine de ces cimentations (sparites de blocage Bc1 et Bc2). En effet, au Crétacé inférieur, des palékarsts et des paléosols se développent sur le Dogger émergé affleurant au niveau des bordures Nord et Est du Bassin de Paris. La différence d'altitude entre les zones de recharge émergées et le Dogger enfoui sur la zone de l'Andra induit de possibles paléo-circulations hydrologiques. Les carbonates dissous au niveau des bordures soulevées du Bassin ont alors pu être transportés dans le secteur de la Zone de Transposition Andra, *via* des paléo-circulations aquifères circonscrites entre les marnes du Lias et les argilites du Callovo-Oxfordien. De telles circulations, déjà suspectées pour la même période le long des bordures du *Midland* en Angleterre (Hendry, 2002,) ont aussi été mises en évidence au sein des calcaires du Malm de la ZT (Vincent et al., 2007).

L'intégration de l'histoire géologique du Bassin de Paris aux données pétrographiques et isotopiques permet donc dater une importante phase de cimentation, ayant entraîné une chute importante de la porosité, **au Crétacé inférieur**.

Les caractéristiques pétrographiques et isotopiques $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ des phases minérales les plus tardives (dolomite baroque, sparite de blocage Bc3 et fluorine) suggèrent des précipitations à partir de fluides météoriques hydrothermaux, ayant pu provenir de l'aquifère triasique. Ces circulations sont possibles le long d'accidents actifs au Cénozoïque (particulièrement à l'Oligocène ; Worden et Matray, 1995, André, 2003, Buschaert et al., 2004). Ces phases tardives sont donc attribuées à l'**Oligocène**. Elles sont néanmoins relativement mineures (en moyenne moins de 20 % du volume total de ciment) dans les échantillons du Dogger.

L'influence des stylolites sur les possibles alimentations des ciments en $CaCO_3$ a été estimée par des calculs de *mass balance*. Ils montrent que la réduction de l'épaisseur des calcaires est d'environ 14 - 22% dans les unités grainstones. En termes de *mass balance*, en considérant le système comme clos, le $CaCO_3$ dissous au niveau de ces stylolites a pu alimenter au maximum 45 % du volume total des ciments. Un apport externe de $CaCO_3$ est donc nécessaire au colmatage observé aujourd'hui. Cet apport externe provient probablement des carbonates dissous au niveau des karsts se développant au Crétacé inférieur sur la bordure sud du Massif de Londres-Brabant, et redistribués en direction du centre du Bassin.

Sedimentary Geology 222 (2009) 161–180

Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo

The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France)

Benjamin Brigaud [a,b,*], Christophe Durlet [a], Jean-François Deconinck [a], Benoît Vincent [c], Jacques Thierry [a], Alain Trouiller [b]

[a] Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561 Biogéosciences, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France
[b] Andra, 1-7 rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry Cedex, France
[c] Andra, Laboratoire de Recherche Souterrain de Meuse/Haute-Marne, Route Départementale 90 – BP 9, 55290 Bure, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 March 2009
Received in revised form 6 August 2009
Accepted 2 September 2009

Keywords:
Diagenesis
Carbonate
Strontium and oxygen isotopes
Palaeohydrology
Paris Basin
Jurassic

ABSTRACT

The Middle Jurassic carbonates of the eastern part of the Paris Basin display surprisingly low values of porosity and permeability (Φ<15‰ and K<0.5 mD). The main objective of this study is to determine the causes and timing of the cementation that altered the petrophysical properties of these carbonates thereby destroying their potential as oil reservoirs; a fate that did not befall their equivalents in deeper, central parts of the Paris Basin. Using petrographic and geochemical analyses (stable O and C isotopes, Sr isotopes, major elements), we identify six calcitic spar stages, two dolomite stages, and several episodes of fracturing and stylolitization ordered in paragenetic sequence. Cement quantification shows the predominance of two blocky calcite cement stages (75% of total cementation). O and Sr isotopes from these calcite cements suggest that the parent fluids resulted either from a mixing of trapped Jurassic seawater and meteoric water, or from buffered meteoric waters. In the geological history of the Paris Basin, major meteoric water inputs were possible during the Early Cretaceous, when the Middle Jurassic carbonates cropped out at its northern and eastern borders. Lateral meteoric recharge may have occurred as a result of two separate uplift events (Late Cimmerian Unconformity and Late Aptian Unconformity) and the related exposures of carbonates to the north of the study area. This palaeohydrological circulation brought about a significant reduction of porosity (from 40% to 10%) through calcite cement precipitation. The Early Cretaceous events are of great importance in the diagenetic evolution of the sedimentary basins bordering the London-Brabant Massif across all of northwestern Europe.
A subsequent dolomite and calcite cementation stage accounts for about 5% of the total cement volumes. This late cementation may have been caused by hydrothermal fluids ascending along permeable fractures during the Late Oligocene extension episode.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

A great diversity of petrophysical characteristics (porosity, permeability) is commonly reported in neritic carbonates (e.g. Lucia, 1999; Moore, 2001; Ehrenberg and Nadeau, 2005; Ehrenberg et al., 2006). This diversity reflects the variety of depositional processes in shallow environments and the broad spectrum of subsequent diagenetic changes (cementation, dissolution, replacement). In each case study, the challenge is to find ways of detecting patterns within ancient formations from which to predict the distribution of reservoirs and permeability barriers (Montanez, 1997; Heasley et al., 2000; Hendry, 2002). This requires an understanding of lateral and vertical variations of sedimentary facies, of palaeoenvironments, and of diagenetic history and its effects on initial depositional patterns. One of the key points is knowledge of the palaeohydrological system and its evolution; from this, the timing of diagenesis can be reconstructed and the evolution of reservoir properties determined.

Middle Jurassic carbonate formations of the eastern part of the Paris Basin usually display low porosity and permeability (Φ<15% and K<0.5 mD) because of extensive cementation (Javaux, 1992; Elion et al., 2005). This is of primary importance because these carbonate formations constitute the basement of the natural clay barrier chosen by the French National Agency for Radioactive Waste Management (Andra) as a study subject for an underground research laboratory investigating the feasibility for deep disposal of radioactive waste.

Our objectives are to determine the causes, the timing and the spatial distribution of the diagenetic phenomena that make for such poor reservoir properties while coeval carbonates in the centre of the

* Corresponding author. Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561 Biogéosciences, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France.
E-mail address: benjamin.brigaud@u-bourgogne.fr (B. Brigaud).

0037-0738/$ – see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.002

Paris Basin form oil, gas reservoirs, and geothermal resources (Menjoz et al., 1992; Granier, 1995; Bez and Sambet, 1995; Mougenot, 1999). This is a key point for the Andra engineers, who for safety reasons must endeavour to understand as precisely as possible both the palaeohydrological and the present-day hydrological systems (Landais, 2004; Brigaud et al., 2009a). The pore-filling cements are the subject of an integrated petrographical (stained thin sections, cathodoluminescence, SEM), petrophysical (porosity and permeability), and geochemical ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$) investigation.

2. Location and geological setting

Samples were collected from three Andra cores (HTM102, EST210 and EST433), one oil exploration core at Liffol-le-Grand (LLI.CD.1) and fifteen outcrops in the eastern part of the Paris Basin (Fig. 1A). Biostratigraphy of the Middle Jurassic carbonates in Burgundy and Lorraine is based mainly on ammonite/brachiopod determinations and on sequence stratigraphic correlations (Thierry et al., 1980; Garcia et al., 1996; Gaumet et al., 1996; Brigaud et al., 2009b).

During the Bajocian–Callovian interval, the Paris Basin was an epicontinental sea in subtropical latitudes (28–32° N), open to the Atlantic, Tethys and Northern Oceans (Fig. 1B; Thierry and Barrier, 2000). The Early Bajocian rocks are composed mainly of bioclastic calcarenites and coral buildups—the *Calcaires à polypiers* (Fig. 1C)—deposited on a vast carbonate environment extending over almost the entire Paris Basin (Durlet and Thierry, 2000; Fig. 1B). The main components of this carbonate formation include echinoderms, bivalves, corals, bryozoans and *Nubecularia* oncoids (Purser, 1989).

At the Early/Late Bajocian transition, an abrupt lithological change occurred with the appearance of terrigenous facies above an encrusted bored surface corresponding to the 'Vesulian Unconformity' (Fig. 1C). This feature is known in numerous carbonate platforms of

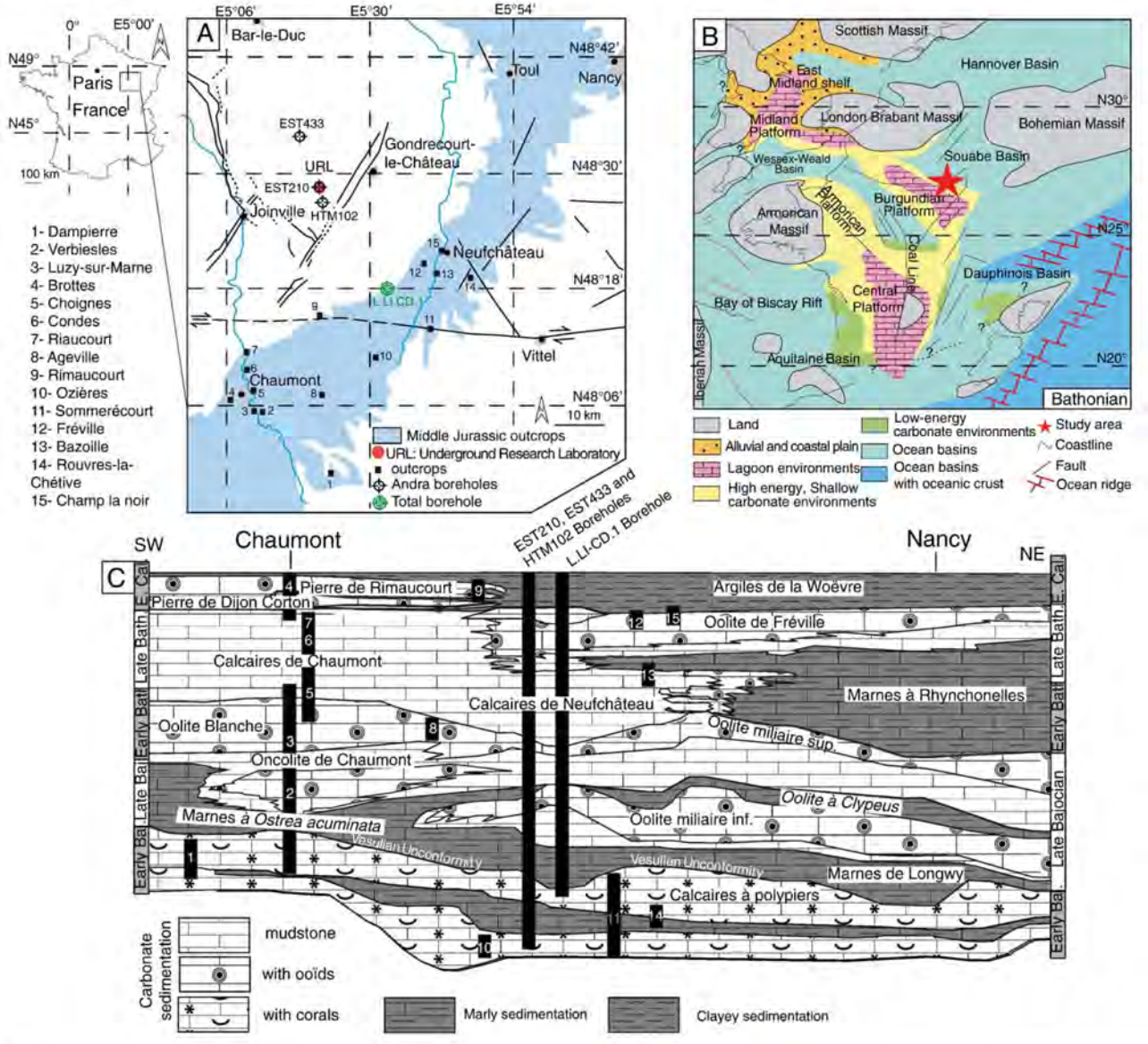


Fig. 1. A — Location of the 15 study sections and the four study boreholes in the eastern part of the Paris Basin (Lorraine and Champagne–Ardennes regions) on a simplified geological map. B — Palaeogeographic map of the Bathonian (modified after Enay and Mangold, 1980 and Thierry and Barrier, 2000). C — Schematic NE–SW transect illustrating the lithostratigraphic architecture during the Bajocian–Early Callovian interval, modified after Enay and Mangold (1980); Thierry et al. (1980) and Brigaud et al., (2009b).

the western Tethyan domain (Jacquin et al., 1998; Durlet and Thierry, 2000). As a consequence, mixed carbonate–siliciclastic sedimentation lasted throughout the Late Bajocian. In the south-western part of the study area, it corresponds to interbedded marls and oyster coquina deposits (*Marnes à Ostrea acuminata*; Fig. 1C). In the northeastern part of the study area, it corresponds to alternating marls (*Marnes de Longwy* and *Oolite à Clypeus ploti*) and oobioclastic deposits (*Oolite miliaire inférieure* and *Oolite miliaire supérieure*). These oobioclastic deposits form aggrading and prograding deposits on a ramp dipping gently southwards from the London–Brabant landmass.

During the Bathonian, a carbonate ramp with diversified facies developed in the northeastern part of the Paris Basin (Purser, 1989; Ferry et al., 2007). Three main depositional environments are recognized (Fig. 1C): 1) a typical shoal environment with abundant ooids, peloids, bivalves, bryozoans and gastropods (*Oolite Blanche* and *Oolite de Fréville*; Fig. 1C); 2) a protected lagoon behind the shoal with low-energy sedimentation characterized by mudstone facies with oncoids and large benthic foraminifera, wackestone/packstone with oncoids, and peloidal grainstone (*Calcaires de Chaumont* and *Calcaires de Neufchâteau*); 3) a more proximal lagoon setting with peritidal-to-supratidal muds (fenestral structures and stromatolites) and intraclastic washover deposits forming flat islands bordered by beachrocks (Purser, 1989).

The Early Callovian carbonate formation restricted to the south-western part of the study area (*Pierre de Dijon-Corton* and *Pierre de Ladoix*; Fig. 1C) displays mainly oolitic, bryozoan- and bivalve-rich calcarenites. Northwards, these Callovian shoreface deposits progressively give way to hemipelagic marls interstratified with localised bioturbated bioclast-rich tempestites (upper offshore to lower offshore).

3. Material and methods

3.1. Porosity and permeability

Porosity and permeability were measured on 251 plug samples from EST210, HTM102, EST433 and L.LI.CD.1 cores at Panterra Laboratory, Leiderdorp (The Netherlands). Helium porosity was measured at ambient temperature and pressure. Permeability measurements were made on an unsteady-state air permeameter (lower limit of 0.001 mD) for 176 samples and on a steady-state permeameter (lower limit of 0.01 mD) for the other 75 samples. The 251 permeability data were obtained at a confining pressure of 400 psi including the Klinkenberg slip factor.

3.2. Petrography/diagenesis

Subsurface and field observations focused on the major cementation stages and on other diagenetic stages (fracturing, stylolitization, dissolution, neomorphism, mechanical compaction) that characteristically affect the permeability and porosity parameters. Some 267 double-polished thin sections (30 µm) were made from 1-inch core plugs (diameter 2.5 cm) drilled from the three Andra and one oil exploration cores (L.LI.CD.1). Additional thin sections were made from 13 outcrops to complete the petrographic investigation. Depositional facies and diagenesis were studied using optical microscopy on alizarin–potassium ferricyanide stained thin sections. Observations were systematically completed by cathodoluminescence petrography with an 8200MKII Technosyn (20 kV and 600 mA) coupled to an Olympus microscope and a digital MRc5 camera in order to refine the cement stratigraphy. Scanning electron microscopy (SEM) and energy dispersive X-ray (EDX) analyses were carried out on thin sections and fresh broken surfaces. These analyses helped in investigating cement and micrite microfabrics and assessing their mineralogy and geochemical attributes qualitatively, in particular for dolomite crystals and clay-rich solution seams.

Cement stratigraphy and diagenetic sequencing were characteristically established on the basis of superposition and cross-cutting relationships from thin section observations. The proportion of blocky calcite cement on 229 thin sections (EST210, HTM102, EST433 and L.LI.CD.1 cores) was quantified using a point counting JmicroVision Image analysis system (Roduit, 2008) with a minimum of 100 counts per section. Visual estimations of the different cement stages were carried out on 236 samples (EST210, HTM102 and EST433 cores).

Fluid inclusions are observed on all the double-polished thin sections (30 µm). Doubly polished wafers (100 µm thick) were made from fifteen samples exhibiting massive calcite cements with fluid inclusions. The single liquid phase and the very small size (<8 µm) of the fluid inclusions observed in the crystalline calcite and dolomite do not permit microthermometric measurements (Goldstein and Reynolds, 1994).

In order to evaluate the importance of stylolites as a potential source of carbonate for blocky calcite during mesogenesis, a mass balance calculation was made by the method described in Finkel and Wilkinson (1990). Five parameters were quantified: grain, cement, and pore volumes, and both stylolite thickness and numbers (Finkel and Wilkinson, 1990). Four characteristic grainstone units of *Pierre de Ladoix*, *Oolite de Fréville*, *Oolite miliaire inférieure* and *Calcaires à polypiers* were chosen along the Middle Jurassic carbonate cores (EST210 and EST433). For each of them, one representative thin section was point counted to determine grain, cement and pore proportions. The thickness of the units was measured and the number of stylolites and their mean thickness were determined. The present-day grain, cement and pore volumes were calculated from a 1 cm^2 area. The original pore volume was estimated by adding the present-day pore and cement volumes. The masses of carbonate cement and dissolved grain were calculated using a density of 2.7 and were used to estimate the cement mass balances. The chemical compaction rate of the stylolites (limestone thickness dissolved from stylolite/stylolite thickness) in the study area (HTM102 borehole), based on Al content in insoluble residues within stylolites and close to stylolites, was estimated at between 15 and 30 depending on texture (15 for mudstone, 27 for grainstone and 29 for boundstone; André, 2003). Assuming this stylolite compaction rate, the amount of carbonate dissolved during stylolitization and its potential as a source of cementation was estimated.

3.3. Carbon, oxygen and strontium isotopes

Stable carbon and oxygen isotopes ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) were used to ascertain the nature of the palaeohydrological circulation. Sparry calcite and dolomite ($n=111$) filling vugs and fractures in both the cores and the outcrops were sampled using a dental micro-drill and were analysed for $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$. Before micro-sampling, the selected calcites and dolomites were all checked under cathodoluminescence to select a large crystal zone only and to avoid mixing of calcite stages. In order to reconstruct initial seawater temperatures and $\delta^{18}O$ values during the Middle Jurassic, additional analyses of oxygen and carbon isotopes ($n=30$) were carried out on micro-drilled non-luminescent areas of 14 well-preserved bivalve calcitic shells (*Trichites* and oysters).

The $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of micro-drilled diagenetic stages and bivalve samples were measured at the Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research, Kiel (Germany). Carbonate powders were reacted with 100% phosphoric acid at 75 °C using a Kiel I prototype dual inlet line connected to a ThermoFinnigan 251 mass spectrometer. All isotopic values are reported in the standard δ-notation in per mil relative to V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) by assigning a $\delta^{13}C$ value of +1.95‰ and a $\delta^{18}O$ value of −2.20‰ to NBS19. Reproducibility was checked by replicate analysis of laboratory standards and was ±0.05‰ (1σ) for oxygen isotopes and ±0.02‰ (1σ) for carbon isotopes.

Ten samples from HTM102 and EST210 boreholes were chosen for strontium isotope ($^{87}Sr/^{86}Sr$) analysis. The Sr isotope analyses were performed at the Geosciences Rennes Laboratory at the University of Rennes. Carbonate powders (10 mg) were dissolved in 2 N HCl for 1 h. After centrifugation, solutions were evaporated to dryness at 80 to

100 °C. Residues were dissolved again in 2 N HCl solution and Sr was separated by standard column chromatography methods (BioRad AG 50 W X8 200–400 mesh H^+ cation exchange resin). Analyses were performed on a Finnigan MAT262 multiple collector mass spectrometer. Isotope ratios were corrected for mass fractionation using $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. Analytical precision was normalized by analysis of the NBS-987 standard. During analysis of the samples the mean measured value obtained for NBS-987 was 0.710165 ± 0.000003 ($n = 3$). All sample data have been adjusted to an assumed NBS-987 value of 0.710250.

4. Results

4.1. Petrographic description of the diagenetic stages

The petrophysical measurements of the 251 samples display low porosity and permeability properties (7% average porosity and 0.04 mD median permeability in grainstone, Fig. 2B and data set in Appendix A) because of particularly well-developed cement (20–30% in grainstone). The paragenetic sequence (Fig. 3) described below is established on the basis of superposition and cross-cutting relationships from thin section observations. Sixteen diagenetic events were identified: (1) eogenetic stages (micritization, isopachous fibrous cement, early spar, dissolution of aragonite), (2) burial or mesogenetic stages (mechanical compaction, three blocky calcite cementations, two major fracturing stages, two generations of chemical compaction features, two dolomitization stages, one pyritization stage, one silicification stage and one fluorite stage). The telogenetic stages observed in the thin sections from outcrops are omitted here. The vertical distribution of the diagenetic stages is localized in a sedimentologic log (Fig. 4) and their proportions are shown in Fig. 2 (see Appendix A for a detailed quantification). These diagenetic stages are listed in Table 1 and include general characteristics, alizarine–potassium ferricyanide staining, cathodoluminescence, relative volume and stratigraphic location.

4.1.1. Eogenetic stages

4.1.1.1. Micritization. Bioclast micritization is common in the Middle Jurassic carbonates and is the earliest stage of the paragenetic sequence (Figs. 2 and 3). Micrite envelopes (5 to 50 μm thick) mostly developed around bivalve shells, peloids and ooids, are attributed to micro-borer organisms living at or near the sediment–water interface (Purser, 1980; Javaux, 1992; Vincent et al., 2007).

4.1.1.2. Turbid Syntaxial Cements (TSC) and Isopachous Fibrous Cements (IFC). These currently low magnesium calcite (LMC) cements are composed of inclusion-rich crystals. On echinoderm grains lacking micrite envelopes, they consist of syntaxial overgrowths (TSC); on other substrates, these cements consist of thin isopachous fibrous fringes (5–20 μm thick; IFC). Both TSC and IFC exhibit a cloudy brown-to-yellow luminescence and are non-ferroan (Fig. 5A–B). TSC and IFC are mainly located a few decimetres below bored surfaces (Fig. 4) where they contributed to the early lithification of thin (5–30 cm thick) grainstone layers. Such early cements are common in shallow carbonate platforms that developed during the calcite sea periods (Sandberg, 1983) and have been well-illustrated from the Middle Jurassic of the Paris Basin by Purser (1969). They are characteristically attributed to recrystallized, high-magnesium calcite (HMC); (Durlet and Loreau, 1996).

4.1.1.3. Microstalactitic and meniscus cements (MC). Asymmetrical crusts several millimetres thick are observed in coarse-grained oncoid and gastropod grainstone of the *Calcaires de Chaumont* (Fig. 4). These cements are similar to the microstalactitic cements described by Purser (1969) from the Bathonian of the Burgundy platform. They may be of vadose origin, having formed on beach environments in the vicinity of a few ephemeral islands that existed during the Bathonian (Purser, 1969; 1975). LMC cements may form non-luminescent and non-ferroan meniscus cements in oolid facies which may indicate a sea level drop at the top of a stratigraphic sequence during the Late Bathonian (Brigaud et al., 2009b this volume).

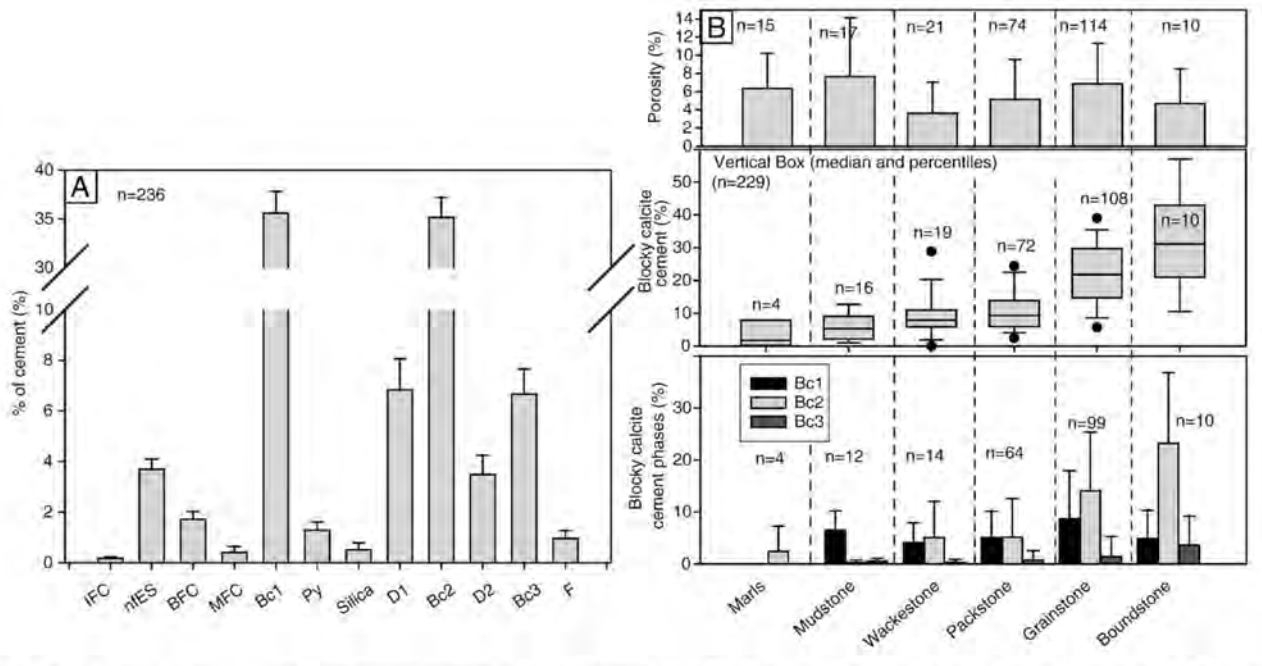


Fig. 2. A – Semiquantitative estimation of cementation stage observed on 236 thin sections of the EST210, EST433 and HTM102 boreholes (mean and standard error). B – Porosity mean values and standard deviation on 251 samples. Quantification of blocky calcite cement in 229 Middle Jurassic samples (marls, mudstone, wackestone, packstone, grainstone, boundstone; EST210, EST433, HTM102 and L.LLCD.1 boreholes), and detailed proportion of blocky calcite cement (Bc1, Bc2 and Bc3) on 203 samples of EST210, EST433 and HTM102 boreholes.

4.1.1.4. Non-ferroan early spar (nfES). This LMC precipitate exhibits two contemporaneous morphologies:

(1) Bladed to scalenohedral fringes with elongate inclusion-poor calcite crystals (30–200 μm long).
(2) Syntaxial calcite overgrowth cements developed laterally and contemporaneously with the scalenohedral fringes. They precipitated exclusively around echinoderm grains lacking micrite envelopes.

Together with the few microstalactitic and meniscus early spars of the *Calcaires de Chaumont*, the scalenohedral and syntaxial non-ferroan spars are the first occurrence of inclusion-free sparry calcites in the paragenesis. Most of them developed below major unconformities where they form m-20 m thick diagenetic horizons (Fig. 4). These cements are cross-cut by borings or hardground abrasion surfaces, thus indicating that they precipitated during sedimentary gaps associated with hardgrounds, as documented in the Bajocian and Bathonian Limestones of Burgundy (Purser, 1969; Durlet et al., 1992; Durlet and Loreau, 1996). The isotopic analyses carried out on these early cements in the Early Bajocian of the Burgundy platform are indicative of a marine origin (Ferry et al., 2007).

4.1.1.5. Bladed ferroan calcite (BFC). These cements exhibit a bladed texture and isopachous fabric with 30–200 μm-long, prismatic LMC crystals. These cements are non-luminescent and strongly ferroan (Fig. 5A–C, F). BFCs are found exclusively in the *Oolite miliaire inférieure* (Fig. 4). Like the nfES, they are also cross-cut by boring below major unconformities.

IFC, MFC, nfES and BFC constitute less than 6% of the total cement volume (Fig. 2) and did not significantly affect the petrophysical properties of the limestone.

4.1.1.6. Dissolution of aragonitic shells. Moldic dissolution of the aragonitic skeletal debris (mostly gastropods and corals) was pervasive in the study sections. The moldic voids are progressively filled with BFC or nfES and blocky cements (Fig. 5F), suggesting a very early process. During the Middle Jurassic, in a calcite-sea context (Sandberg, 1983), such early dissolution of aragonite might have occurred either in seawater or under very shallow burial conditions (Palmer et al., 1988; Ferry et al., 2007).

4.1.2. Mesogenetic stages

4.1.2.1. Mechanical compaction. Mechanical compaction features are common other than in a few layers with thick eogenetic cements (Purser, 1969; Javaux, 1992). Three mechanical compaction fabrics are observed: (1) compressed grains with tangential and concave–convex contacts, (2) spalling of oolite cortex and thin isopachous cements; and (3) microfractures (< 10 μm) affecting bioclasts, lithified micrites and some early spars.

4.1.2.2. First stage of blocky calcite (Bc1). The first blocky calcite cements are observed in the inter-granular and intra-granular pores and in overgrowths on early syntaxial calcite cements. These cements are present throughout the study sections, except in clay-rich intervals. This stage includes coarse scalenohedral LMC crystals (100 μm–3 mm) and LMC syntaxial overgrowths. Crystals are limpid, non-ferroan, and display a bright orange luminescence with a faint concentric zoning (Fig. 5A–F, H). In this stage, fluid inclusions are very small (< 10 μm) and all-liquid. Bc1 cement is cut by all stylolites. This blocky calcite represents about 35% of the total cement volume in the Middle Jurassic calcarenites (Fig. 2), and may represent more than 80% of the cement volume in the *Oolite miliaire inférieure* and in the *Calcaires de Chaumont* (Fig. 4).

4.1.2.3. Pyrite. Cubic pyrite crystals are common but located mainly below and above the drowning surfaces. Cathodoluminescence observations clearly reveal that pyrite crystals precipitated after Bc1 but before Bc2 (Fig. 5B).

4.1.2.4. Silica cementation and replacement. Silicification is located mainly in the limestone layers interbedded in the *Marnes de Longwy*, which contained abundant siliceous sponge spicules. Silica replacements (chalcedony or micro-quartz) occur within bivalve, bryozoan and brachiopod shells. In a few beds, LMC bioclasts are cemented by thin rims (100 μm–1 mm) of chalcedony and megaquartz. Superposition and cross-cutting relationships indicate that silica replacement and cementation episodes occurred between Bc1 and Bc2 cement stages and were associated with chemical compaction processes.

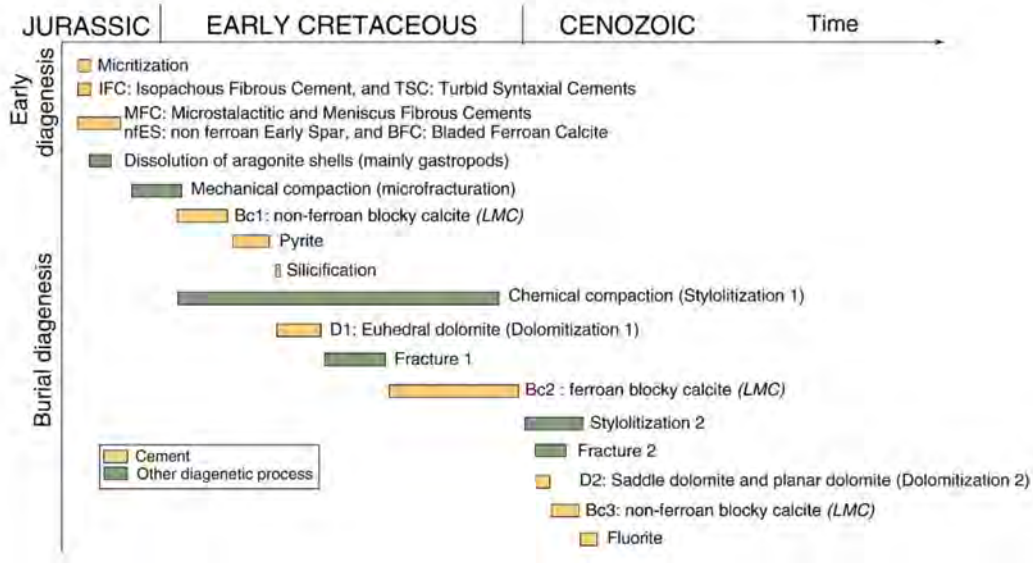
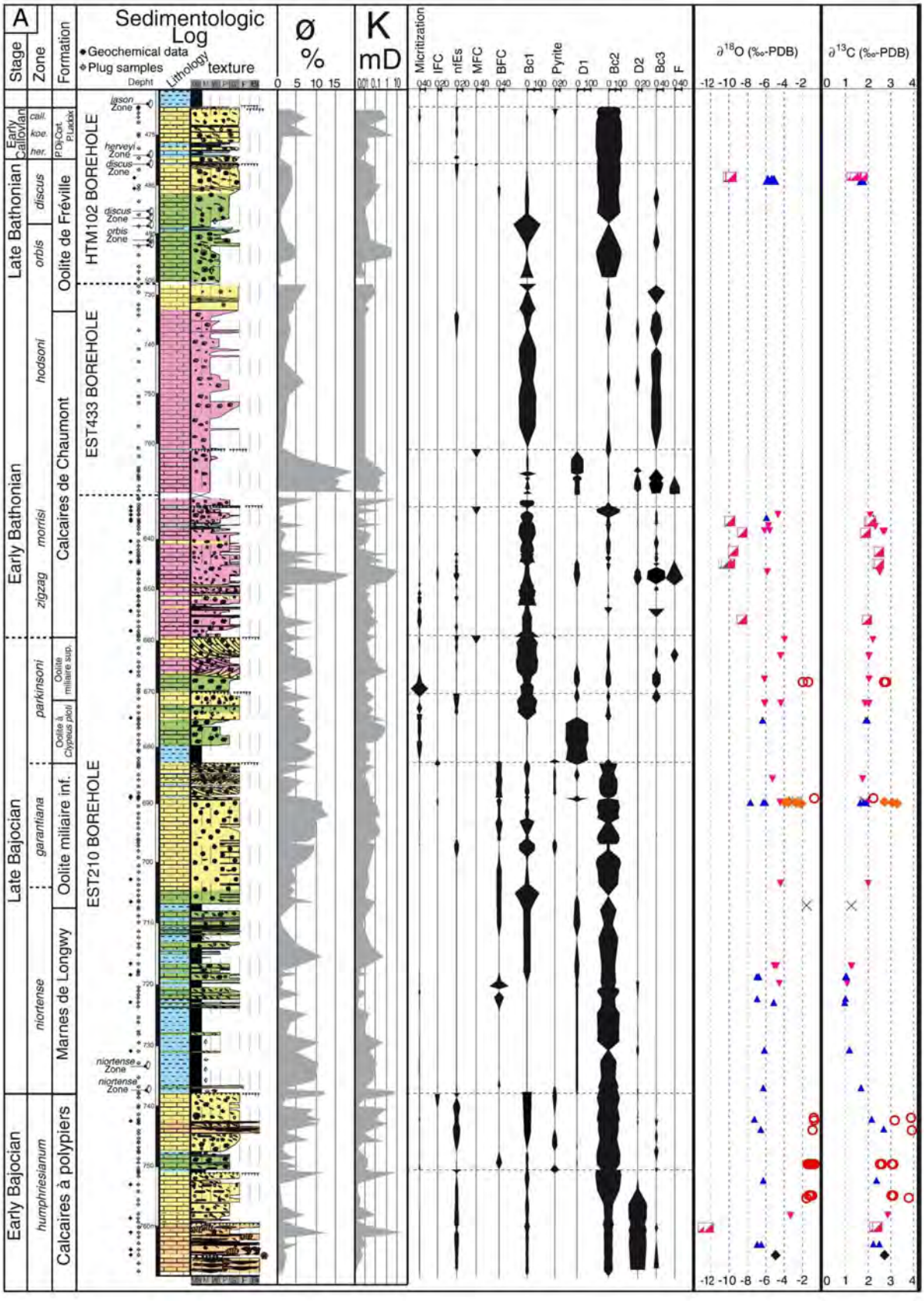


Fig. 3. Paragenetic sequence of the Bajocian–Callovian carbonate formations. The diagenetic stages are composed of: one micritization stage; seven calcitic cementation stages (IFC: Isopachous Fibrous Cement; nfES: non ferroan Early Spar; MFC: Microstalactitic and Meniscus fibrous cements; BFC: Bladed Ferroan Calcite; Bc1: first stage of Blocky calcite; Bc2: second stage of Blocky calcite; Bc3: third stage of Blocky calcite); two dolomitization stages (D1 and D2); one pyritisation stage; one silicification stage; early dissolution of aragonite shells; mechanical compaction (microfracturing); two fracture episodes (fractures 1 and 2); and two stylolite stages.


A
Stage
Zone
Formation
Sedimentologic Log
Geochemical data
Plug samples
Lithology
texture
Depht
Ø %
K mD
Micritization
IFC
nIEs
MFC
BFC
Bc1
Pyrite
D1
Bc2
D2
Bc3
F
∂18O (‰-PDB)
∂13C (‰-PDB)
Early Bajocian
Late Bajocian
Early Bathonian
Late Bathonian
Early Callovian
humphriesianum
niortense
garantiana
parkinsoni
zigzag
morrisi
hodsoni
orbis
discus
call.
koe.
her.
Calcaires à polypiers
Marnes de Longwy
Oolite miliaire inf.
Oolite à Clypeus ploti
Oolite miliaire sup.
Calcaires de Chaumont
Oolite de Fréville
P.Dk/Cat. P.Ladok
EST210 BOREHOLE
EST433 BOREHOLE
HTM102 BOREHOLE
liasion Zone
herveyi Zone
discus Zone
discus Zone
orbis Zone
niortense Zone
niortense Zone

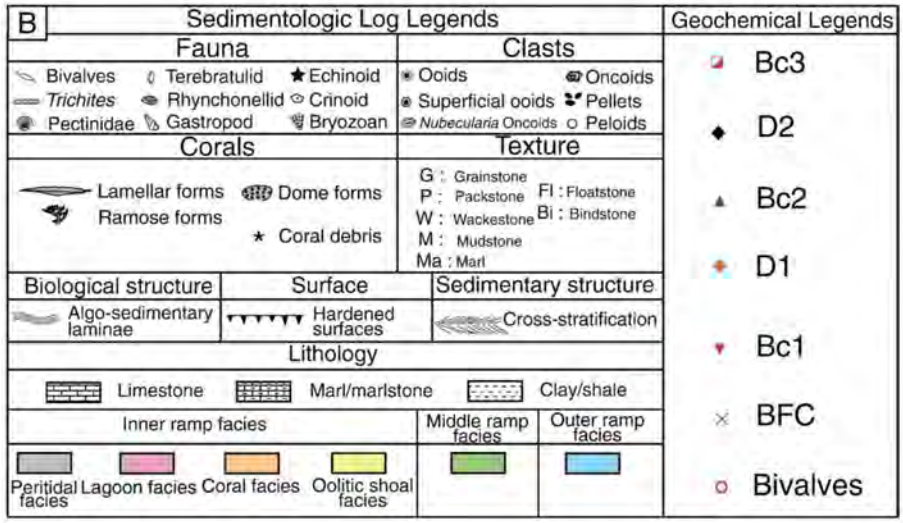


Fig. 4. A – Sedimentological log, porosity, permeability, semiquantitative distribution of cement stages, stable isotope ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) values measured on micro-drilled products (bivalves, BFC, Bc1, Bc2 and Bc3). This sedimentological log is a composite section of EST210, EST433 and HTM102 boreholes. B – Key to the sedimentological log and geochemical values.

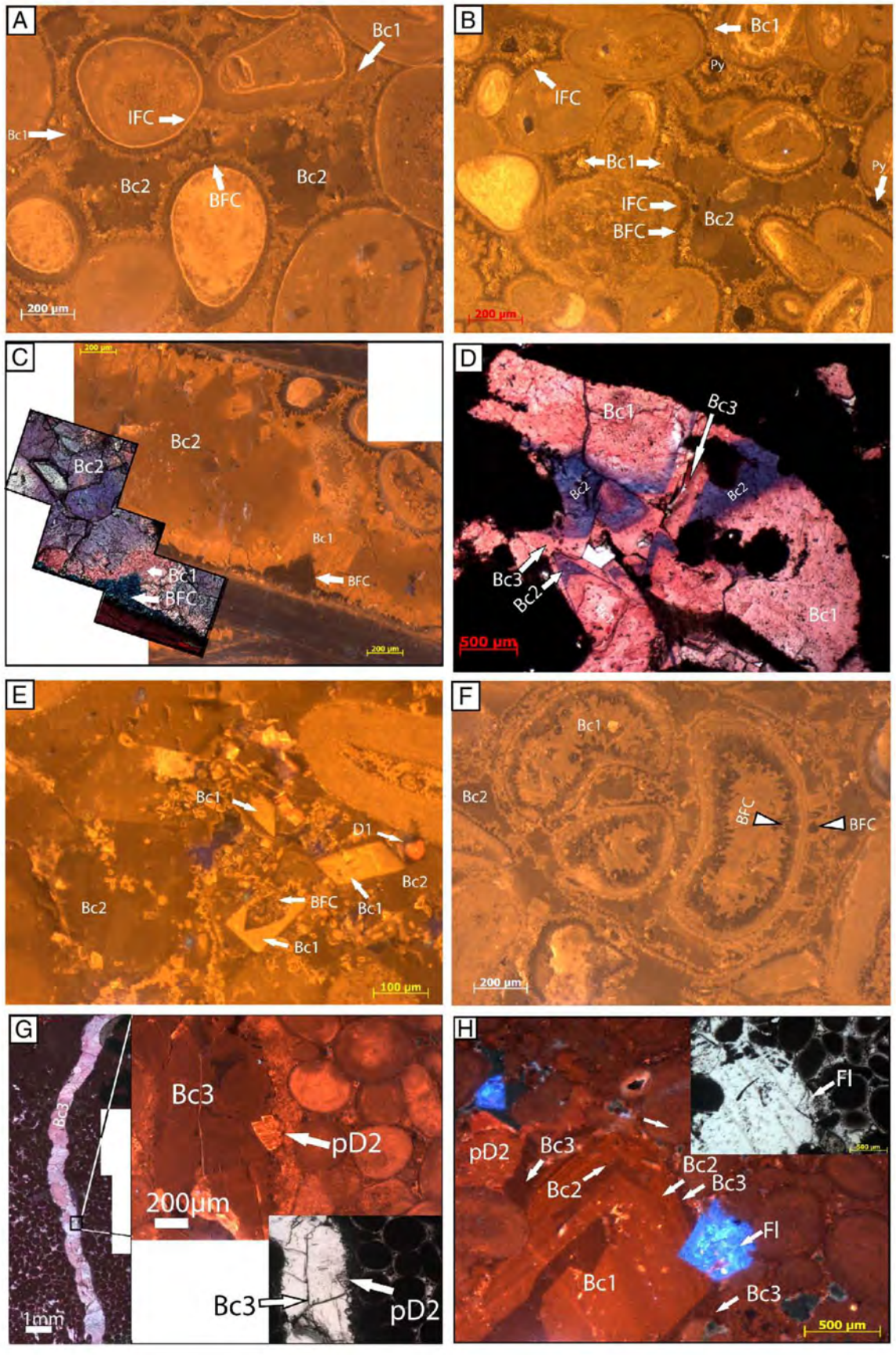
4.1.2.5. Fracture 1 (F1). Cored and outcropping limestones display two episodes of poorly-developed fracturing. The first stage displays 0.5–3 mm wide fractures cross-cutting the early cements and Bc1 spars, and filled with the late Bc2 cement.

4.1.2.6. Dolomite (D1). This consists of 50–100 µm planar-e crystals with turbid, brightly luminescent rhombohedral cores, and limpid non-luminescent rims with a single bright subzone (Fig. 6A, C, D, F, I). EDX element analyses show non-stoichiometric dolomite (on average 56 mol% $CaCO_3$ and 43 mol% $MgCO_3$; Fig. 6E, H, I). EDX analyses also reveal that the non-luminescent substages contain iron (on average 5.5 mol% $FeCO_3$). D1 crystals precipitated after Bc1 cement and typically located within and immediately around stylolites, mainly in the *Oolite à Clypeus ploti* and in the other clay-rich levels disseminated in the *Calcaires de Chaumont* , *Calcaires de Neufchâteau* and *Oolite miliaire* (Figs. 5E, 6A).

4.1.2.7. Second stage of blocky calcite (Bc2). This ferroan calcite cement is coarse crystalline (100 µm–3 mm) and displays a dull brown luminescence (Figs. 5A–F, H and 6A). This cement fills the F1 fractures and part of the remaining intergranular pore-space. Bc2 affects all of the Middle Jurassic carbonate (Fig. 2). It corresponds to the most important cement in volume in the *Calcaires à polypiers*, *Oolite miliaire inférieure* and *Oolite de Fréville* (about 35% on average within the Middle Jurassic limestones), (Fig. 4). Fluid inclusions are all-liquid and small (<10 µm) in these sparry calcite cements.

Table 1
Summarized petrographic characteristics of diagenetic carbonate cements in the Middle Jurassic limestones.

Diagenetic phases	General characteristics	Cathodoluminescence	Proportion of cements
Isopachous Fibrous Cement (IFC)	Fibrous crystals – (10–50 µm) Initially in HMC, recrystallized during burial in LMC; Pink stained non ferroan calcite	Turbid luminescence	<2% – below discontinuities
Microstalactitic and Meniscus cements (MC)	–Asymmetrical crusts of laminated layers (fibrous and/or drusy mosaic crystals to bladed)– several mm-thick; Pink stained –LMC meniscus, Pink stained	–Non-luminescent –Non-luminescent (with few brightly luminescent growth bands)	<2% – in the *Calcaires de Chaumont* and below the *Calcaires de Chaumont/ Oolite miliaire supérieure* unconformity
Non-ferroan Early Spar (nfES)	Bladed to scalenohedral fringes (length: 30–200 µm); Syntaxial calcite overgrowth cement; inclusion-poor; pink stained	Non-luminescent with occasional thin yellow luminescent bands	<5% – present in the major part of the studied section except in the *Oolite miliaire inférieure.*
Bladed Ferroan Calcite (BFC)	Bladed isopachous crystals (30–200 µm); Blue stained	Non-luminescent	<5% – cement present in the *Oolite miliaire inférieure*
First Blocky calcite (Bc1)	Medium–coarse crystalline (100 µm–3 mm) Pink stained	Bright to moderate luminescence, unzoned to concentric zoned	35% – affected all the Middle Jurassic limestone
Pyrite	Crystals cubic or octahedra	Non-luminescent	Common below hardground
Dolomite (D1)	Euhedral core, zoned crystal (50–100 µm)	Bright luminescence euhedral core/surrounded by a non-luminescent subzone containing a very fine bright subzone	7% – Dominant in Oncoids facies of the *Oolite à Clypeus ploti* and the Upper part of the *Oolite miliaire inférieure.*
Second Blocky calcite (Bc2)	Coarse crystalline–Length (100 µm–3 mm) –Intense mauve-blue stained	Dull brown luminescence	35% – Dominant in the *Oolite de Fréville Oolite miliaire inférieure, Calcaires à polypiers*
Saddle Dolomite (D2)	npD2: non-planar dolomite or saddle dolomite (coarse crystal 1–2 mm), turquoise-stained pD2: planar dolomite (coarse crystal 1–2 mm)	Non-luminescent (npD2) Orange luminescence (pD2)	<5% – filling residual porosity and fractures npD2 in lower part of the studied section (*Oolite miliaire inférieure and Calcaires à polypiers*) pD2 dominant in the *Calcaires de Chaumont*
Third Blocky calcite (Bc3)	Coarse crystalline (100 µm–3 mm); Pink stained	Dark brown luminescence, Concentric zoned	6% – filling major fracture and residual porosity
Fluorine (F)	200–500 µm cubic crystal	Fluorescent blue	up to 20% in the *Calcaires de Chaumont*


A
Bc1
IFC
Bc1
Bc2
BFC
Bc2
200 µm
B
Bc1
Py
IFC
Bc1
Py
IFC
BFC
Bc2
200 µm
C
200 µm
Bc2
Bc2
Bc1
Bc1
BFC
BFC
200 µm
D
Bc1
Bc3
Bc2
Bc2
Bc3
Bc2
Bc1
500 µm
E
Bc1
D1
Bc2
Bc2
BFC
Bc1
Bc1
100 µm
F
Bc1
Bc2
BFC
BFC
200 µm
G
Bc3
Bc3
pD2
200µm
Bc3
pD2
1mm
H
Fl
pD2
Bc3
Bc2
Bc2
Bc3
Fl
Bc1
Bc3
500 µm

4.1.2.8. Fracture 2 (F2). The second episode of fracturating displays 0.5 mm–1 cm wide fractures cross-cutting the Bc1 and Bc2 cements, and the D1 stages (Fig. 6F). These fractures are filled with a few dolomite (pD2) crystals and by the non-ferroan Bc3 cement (Figs. 5G and 6F).

4.1.2.9. Dolomite (D2). This takes on two distinct forms. The first occurs in the Bajocian limestones and exhibits non-planar crystals (1–2 mm; npD2; Fig. 6B, E). Cathodoluminescence reveals non-luminescent and turquoise-stained crystals indicating an iron-rich dolomite (Fig. 6B). EDX analyses indicate a non-stoichiometric (on average 55.5 mol% $CaCO_3$ and 38 mol% $MgCO_3$) and iron-rich dolomite (on average 6.5 mol% $FeCaCO_3$; Fig. 6H).

The second form occurs in the upper reaches of the study limestones (above the *Oolite à Clypeus ploti*) and is characterized by planar crystal dolomite (pD2) with a red luminescence (Figs. 5G and 6C, D, F). pD2 is observed in overgrowth on D1 (Fig. 6C, D, F) and alone in fracture 2 (F2; Fig. 5G). EDX analysis indicates a non-stoichiometric dolomite (on average 60 M% $CaCO_3$ and 40 M% $MgCO_3$ (Plate 3H).

D2 is scarce and not very abundant, except in porous layers in the *Calcaires de Chaumont* (pD2) and in the *Calcaires à polypiers* (npD2), where it may fill up to 50% of the vugs and intergranular porosity (Fig. 4). D2 is a saddle ferroan dolomite at the base of the Middle Jurassic series and evolves into a planar dolomite at the top of the Middle Jurassic carbonate.

4.1.2.10. Third stage of blocky calcite (Bc3). These non-ferroan calcite coarse, limpid LMC crystals (100 μm–3 mm) exhibit a dark brown luminescence (Fig. 5D). They fill part of the residual pores and the second generation of fractures F2, and post date D2 (F2; Fig. 5G). Primary fluid inclusions are small (<10 μm) and all-liquid . Bc3 occurs from the base to the top of the study interval, but it makes up a small proportion (mean<5%) of the total cement volume (Fig. 2).

4.1.2.11. Fluorite (F). CL observations display blue luminescent cubic crystals within porous levels of the *Calcaires de Chaumont* (Figs. 5H and 6F). EDX analyses show 71 mol% Fluorine and 29 mol% Calcium. Fluorite crystals precipitated in pores and replaced micritic matrix, allochems and all other cement stages (Bc1, D1, Bc2, D2 and Bc3; Fig. 5H).

4.1.2.12. Chemical compaction. Pressure-solution features are (1) sutured grain contacts (microstylolites) or multi-grain seams in clayey matrix-dominated facies and (2) stylolites. Two distinct types of stylolites are distinguished (André, 2003): (1) high-frequency stylolite with peaks of relatively low vertical amplitude (0.1–0.5 mm), and (2) columnar stylolite with high vertical amplitude peaks (0.5 mm–1 cm). The first type represents about 95% of all stylolites and occurs throughout the study section with an estimated average frequency of 5 per metre in grainstone facies. Bc2 cement stage occurs in gash fractures associated with this first generation of stylolites (Fig. 6G), indicating that stylolitization occurred meanwhile and after Bc2 precipitation. F2 fractures filled by pD2 dolomite crystals cross-cut these first-generation stylolites (Fig. 6F). The second stage of stylolitization is uncommon and is confined to the *Calcaires de Chaumont*. It cross-cuts the first stylolites, indicating the order of events. These characteristics suggest that pressure-solution operates during and after Bc2 precipitation. Gash fractures associated with the second-generation stylolites may be partially filled with Bc3 spar and pD2 dolomite crystals.

4.2. Geochemical analysis

Geochemical data are listed in Appendix B, including the sample name, location, cement type, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ values.

4.2.1. Oxygen and carbon isotopes

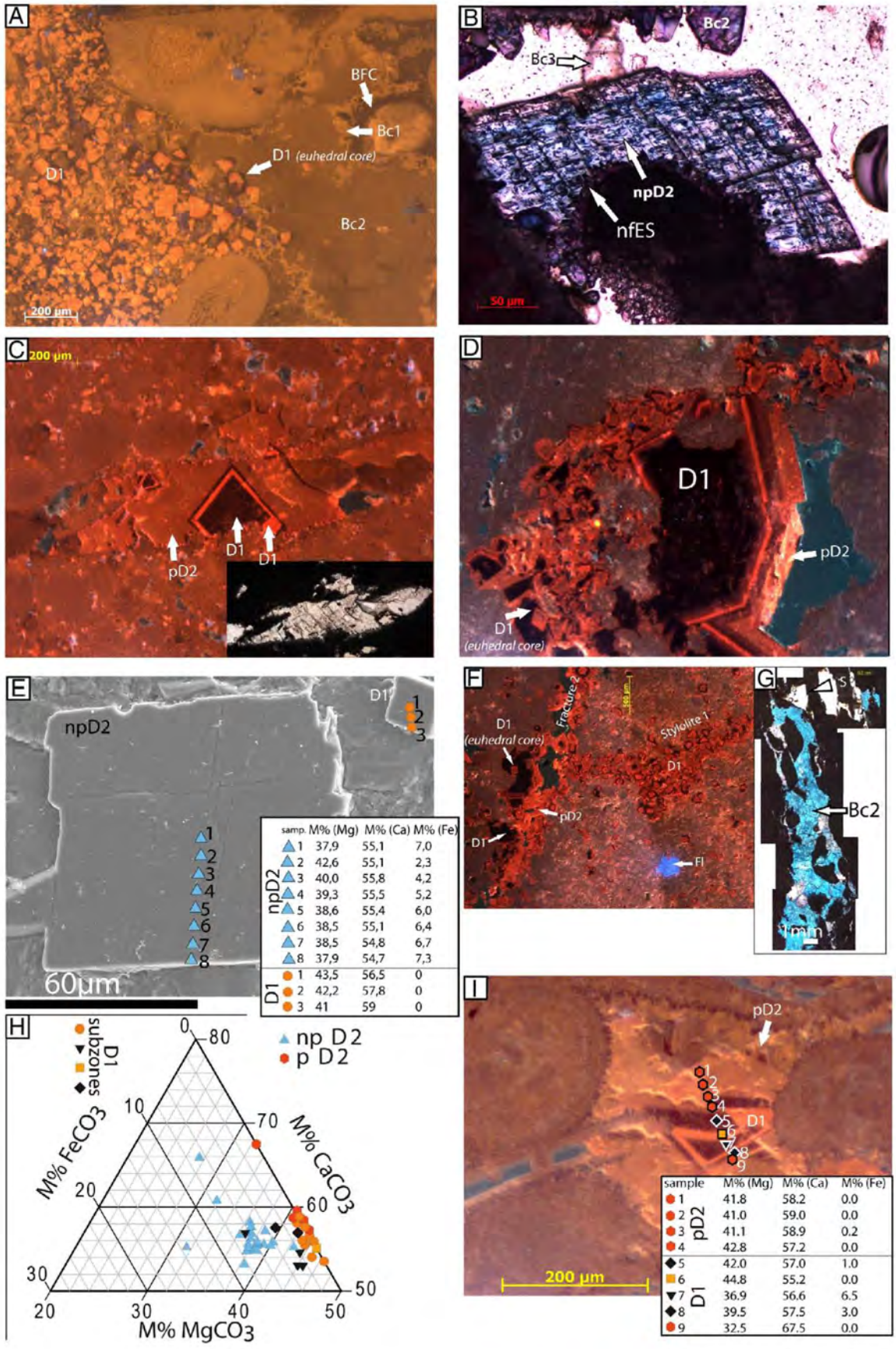
Oxygen and carbon isotopic values of the micro-sampled LMC bivalve shells ($n=30$), micritic ooids ($n=6$) and cements (early spars, blocky calcite cements and dolomite, $n=105$) range from −12.9 to +0.5‰ V-PDB for $\delta^{18}O$ and from −0.5 to +4.2‰ V-PDB for $\delta^{13}C$ (Figs. 3 and 5). The range of $\delta^{13}C$ values fits with the bulk rock data from Bathonian–Kimmeridgian carbonates already available in the study area (Buschaert et al., 2004; Fig. 7). The $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of bivalve shells range respectively from −2.2 to −0.5‰ and +2.3 to +4‰ V-PDB. These oyster shell values are similar to previously published Mid-Jurassic oyster data (Anderson et al., 1994; Wierzbowski and Joachimski, 2007; Brigaud et al., 2008). Early bladed ferroan calcite cements show slightly lower $\delta^{18}O$ values (from −3‰ to −1.6‰ V-PDB) and significantly lower $\delta^{13}C$ values (from +1.3 to +1.9‰ V-PDB). The six micritic ooids range from −5.4‰ to −3.5‰ V-PDB in $\delta^{18}O$ and display a significant scatter of $\delta^{13}C$ from −1 to +2‰ V-PDB (Fig. 7). The $\delta^{18}O$ of dolomite (D1) ranges between −4 and −2‰ V-PDB and the $\delta^{13}C$ between +2.5 and +3‰ V-PDB (Fig. 7).

The three stages of blocky calcite cements are distinguished by their $\delta^{18}O$ values alone, while their $\delta^{13}C$ values are similar (+1 to +3‰; Fig. 7). $\delta^{18}O$ values change from −3.3‰ for the heaviest Bc1 blocky calcite stage to −12.9‰ PDB for the lightest Bc3 blocky calcite stage (Fig. 7). The Bc1 stage $\delta^{18}O$ values ($n=22$) range from −6.2‰ to −3.3‰ V-PDB with a mean value of −4.9‰ and a standard deviation of 0.9‰. This set of values seems to be homogeneous throughout the stratigraphic column of EST210 (Fig. 4). The Bc2 blocky calcite stage $\delta^{18}O$ values ($n=34$) fluctuate between −8.2‰ and −5.1‰ V-PDB with a mean value of −6.7‰ and a standard deviation of 0.7‰. Bc1 and Bc2 $\delta^{18}O$ values are significantly different (*T*-test; $p<0.01$). The Bc3 blocky cement stage $\delta^{18}O$ values ($n=37$) range from −12.9‰ to −8.6‰ V-PDB with a mean value of −9.9‰ and a standard deviation of 0.9‰. Bc3 cement also appears relatively homogenous along the studied EST210 and HTM102 core (Fig. 4). Contrary to Bc1, the $\delta^{18}O$ of Bc3 are lowest at the base of EST210 core, with a difference of about 1–2‰ from the base to the top of the 200 m-thick study interval. The $\delta^{18}O$ of Bc3 are similar to the $\delta^{18}O$ of calcite cements filling Oligocene-age fractures in Jurassic stata from the study area (Buschaert et al., 2004).

4.2.2. Strontium isotopes

The $^{87}Sr/^{86}Sr$ value of a well-preserved calcitic shell of *Trichites* bivalve from the Sommerécourt outcrop (*Oncolite cannabine*; *humphresianum* Zone) is 0.70714. The strontium isotope value of BFC from the EST210 core (*Oolite miliaire inférieure*, *garantiana* Zone) is also similar to the Bajocian seawater value (0.70714). These two values fit well with the seawater curve of Jones et al. (1994), which is consistent for an Early to Late Bajocian age (Fig. 8A–B). The Bc1 cement has a slightly higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio (0.70729) and Bc2 ranges from 0.70722 to 0.70723. One D1 value is available from a *Calcaires de Chaumont* sample, and is close to the Bc1 and Bc2 values (0.70721). A second value for D1 located just below the *Oolite à Clypeus ploti* deposits is more radiogenetic (0.70780). D2 and Bc3 values ranging from 0.70743 to 0.70773 are higher than the values of the previous constituents. Bc3 values from F2 fractures are consistent with the values measured on

Fig. 5. A – Cementation in ooid grainstone. IFC (Isopachous Fibrous Cement), BFC (Bladed Ferroan Calcite), Bc1 and Bc2; (*Oolite miliaire inférieure*., EST210 core, thin section E078, 689.5 m). B – Cementation in ooid grainstone, IFC, BFC, Bc1 and Bc2; (*Oolite miliaire inférieure*, EST210 core, thin section E068, 683 m). C – BFC, Bc1 and Bc2 cements in ooid/oyster limestone (EST210 core, thin section E076, 687 m). D – Vug filled by the first (Bc1), second (Bc2) and third (Bc3) stages of blocky calcite; (*Calcaires de Chaumont*, EST210 core, thin section E028, 649 m). E – Cementation in ooid grainstone with BFC, Bc1, D1 and Bc2 cements (*Oolite miliaire inférieure*, EST210 core, thin section E071, 685 m). F – Moldic dissolution of the initially aragonitic shell, the open voids are filled by BFC (arrows), Bc1 and Bc2; (*Oolite miliaire inférieure*, EST210 core, thin section E088, 699 m). G – Fracture 2 cross-cutting a cemented ooid grainstone. F2 is filled by pD2 and Bc3 (*Calcaires de Chaumont*, EST210 core, thin section E020A, 644 m). H – Cubic fluorite in ooid grainstone replacing Bc2 and Bc3 (*Calcaires de Chaumont*, EST210 core, thin section E027, 648 m).


A
BFC
Bc1
D1 (euhedral core)
D1
Bc2
200 µm
B
Bc2
Bc3
npD2
nfES
50 µm
C
200 µm
pD2
D1
D1
D
D1
pD2
D1
(euhedral core)
E
npD2
D1
1
2
3
1
2
3
4
5
6
7
8
60µm
samp. M% (Mg) M% (Ca) M% (Fe)
npD2
1 37,9 55,1 7,0
2 42,6 55,1 2,3
3 40,0 55,8 4,2
4 39,3 55,5 5,2
5 38,6 55,4 6,0
6 38,5 55,1 6,4
7 38,5 54,8 6,7
8 37,9 54,7 7,3
D1
1 43,5 56,5 0
2 42,2 57,8 0
3 41 59 0
F
D1
(euhedral core)
Fracture 2
Stylolite 1
D1
pD2
D1
Fl
G
S
Bc2
1 mm
H
D1 subzones
np D2
p D2
M% FeCO3
M% CaCO3
M% MgCO3
0
10
20
30
80
70
60
50
20
30
40
50
I
pD2
D1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
200 µm
sample M% (Mg) M% (Ca) M% (Fe)
pD2
1 41.8 58.2 0.0
2 41.0 59.0 0.0
3 41.1 58.9 0.2
4 42.8 57.2 0.0
D1
5 42.0 57.0 1.0
6 44.8 55.2 0.0
7 36.9 56.6 6.5
8 39.5 57.5 3.0
9 32.5 67.5 0.0

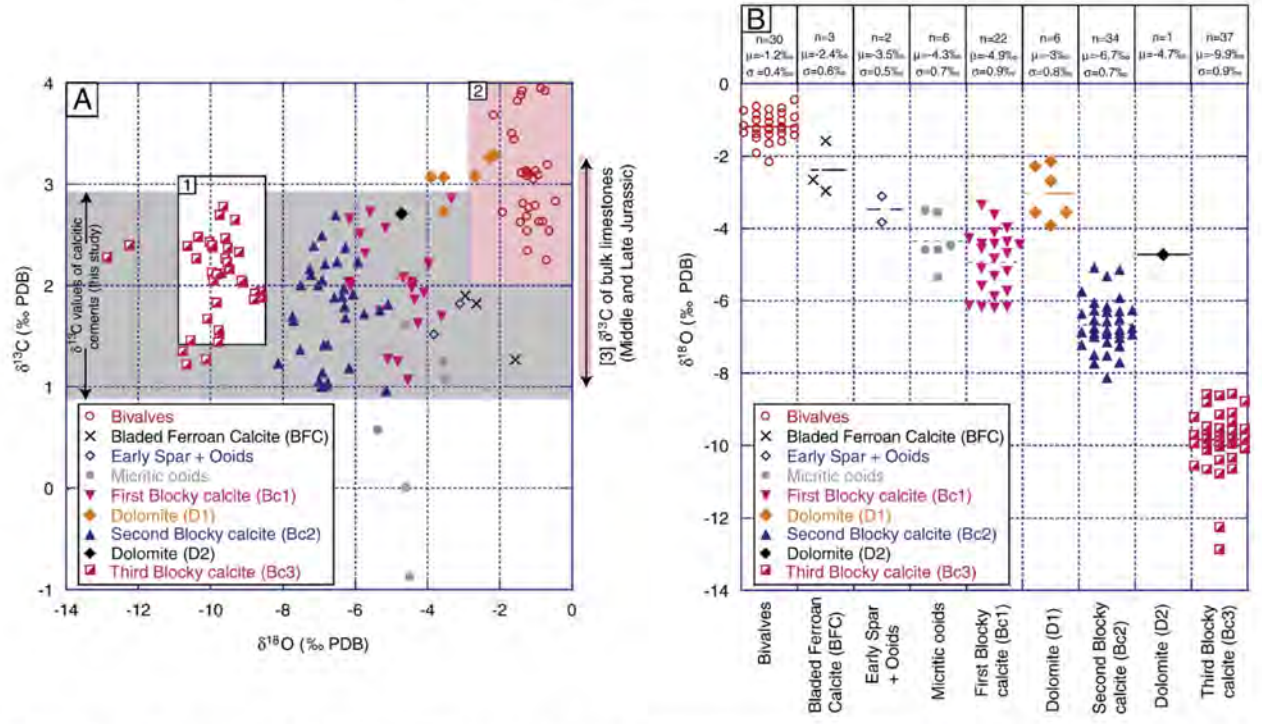


Fig. 7. A — $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ compositions of 30 LMC shell samples, 6 micritic ooids and 105 diagenetic stages (4 early spar cements, 2 mixed early spar/ooid samples, 22 Bc1, 34 Bc2, 37 Bc3 and 6 dolomite samples). [1] domain of the blocky cement studied in the Middle and Late Jurassic Limestone (Buschaert et al., 2004). [2] domain of Middle Jurassic bivalve values (Anderson et al., 1994; Wierzbowski and Joachimski, 2007). [3] bulk limestone $\delta^{13}C$ compositions of the eastern Paris Basin Middle and Late Jurassic limestones (Buschaert et al., 2004; Vincent et al., 2007). B — $\delta^{18}O$ compositions of the 30 LMC shell samples, the 3 BFCs, the 2 mixed early spar/ooid samples, the 6 micritic ooids, the 22 Bc1 cements, the 34 Bc2 cements, 37 Bc3 cements and 6 dolomite cements. *n*: number of analyses, μ: mean values, σ: standard deviation.

similar blocky calcite spars filling fractures of the Gondrecourt faulted area (0.70767 to 0.70805), and fractures in the *Calcaires de Chaumont* in the HTM102 borehole (0.70742 to 0.70769; Maes, 2002 and Fig. 8A). The measured value in this study from the *Calcaires de Chaumont* fracture (0.70743; 484.5 m; HTM102 borehole) is similar to previous measurements; (0.70742; 484.82 m; HTM102 core; Maes, 2002). The $\delta^{18}O$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ cross-plot displays a coeval increase of $^{87}Sr/^{86}Sr$ values and decrease of $\delta^{18}O$ values from bivalve to Bc3 (Fig. 8C).

5. Discussion

5.1. Thermal evolution of the carbonate rock

In order to estimate the possible parent fluid composition from the $\delta^{18}O$ values, we need to assess the thermal evolution of the carbonate under study. The lower temperature corresponds to the seawater temperature recorded in well-preserved oyster shells. The maximum temperature, reached during burial at the end of Cretaceous sedimentation (Vincent et al., 2007), is estimated from maturation of organic matter, fluid-inclusion microthermometry analyses and detailed studies of clay mineral assemblages (Pellenard et al., 1999; Buschaert et al., 2004; Elion et al., 2005; Clauer et al., 2007). Two burial curves, constrained by the palaeotemperature proxies, are constructed for the Early Bajocian and Early Callovian (the lower and upper stratigraphic boundaries of the studied interval, respectively; Fig. 9) following the burial evolution proposed by Vincent et al. (2007).

5.1.1. Depositional seawater temperature

Previous studies have shown that marine bivalves precipitate their shells in isotopic equilibrium with seawater (Lécuyer et al., 2004), and their $\delta^{18}O$ values have been successfully used to reconstruct palaeotemperatures of past oceans (Steuber, 1996; Brigaud et al., 2008). Temperatures were calculated using the equation given by Anderson and Arthur (1983):

$$T = 16 - 4.14(\delta^{18}O_{calcite} - \delta^{18}O_{seawater}) + 0.13(\delta^{18}O_{calcite} - \delta^{18}O_{seawater})^2$$

in which T is the temperature in degrees Celsius, $\delta^{18}O_{calcite}$ the oxygen isotope composition of calcite (relative to V-PDB) and $\delta^{18}O_{seawater}$ the oxygen isotope composition of seawater (relative to V-SMOW).

Palaeotemperature calculation requires an assumption for the $\delta^{18}O$ of Jurassic seawater. The oxygen isotope composition of surface seawater depends on (i) the evolution of continental ice sheets that modifies the $\delta^{18}O$ of the global ocean by preferentially storing ^{16}O in high latitude ice caps, (ii) the local evaporation/precipitation ratio, and, (iii) continental runoff. The Jurassic has often been considered as

Fig. 6. A — Dolomite cementation (D1) in ooid grainstone, BFC, Bc1, Dolomitization 1 (luminescent euhedral core) and Bc2; (*Oolite miliaire inférieure*, EST210 core, thin section E075, 689 m). B — Saddle Dolomite (npD2) in skeletal limestone nfES, Bc1, D2 and Bc3, note the Bc3 developed on D2; (*Calcaires à polypiers*, EST210 core, thin section E127, 738.5 m). C — Dolomitization in ooid packestone, D1b, D1c, D1d and pD2 (*Calcaires de Chaumont*, EST210 core, thin section E028, 649 m). D — Dolomitization in micritic mudstone with D1a, D1b, D1c, D1d and pD2 (*Calcaires de Chaumont*, EST433 core, thin section E438, 765 m). E — EDX analyses along transects in two dolomitic crystals D1 and npD2 (*Oolite miliaire inférieure*, EST210 core, thin section E071, 685 m). F — Relationship between stylolite 1 and fracture 2 (F2), F2 cross-cut stylolite 1 which is dolomitized (D1) and F2 is filled by pD2 (*Calcaires de Chaumont*, EST433 core, thin section E439, 765 m). G — Ferroan blocky calcite (Bc2) in stylolite 1 and gash fracture associated with the stylolite (*Calcaires de Chaumont*, EST210 core, thin section E007, 634 m). H — Ternary diagram defining dolomite chemistry based on molar percentage of $CaCO_3$, $MgCO_3$ and $FeCO_3$ of D1a, D1b, D1c, D1d, npD2 and pD2. I — EDX analyses along transects in dolomitic crystals D1 and pD2 (*Oolite miliaire inférieure*, EST210 core, thin section E027b, 647.5 m).

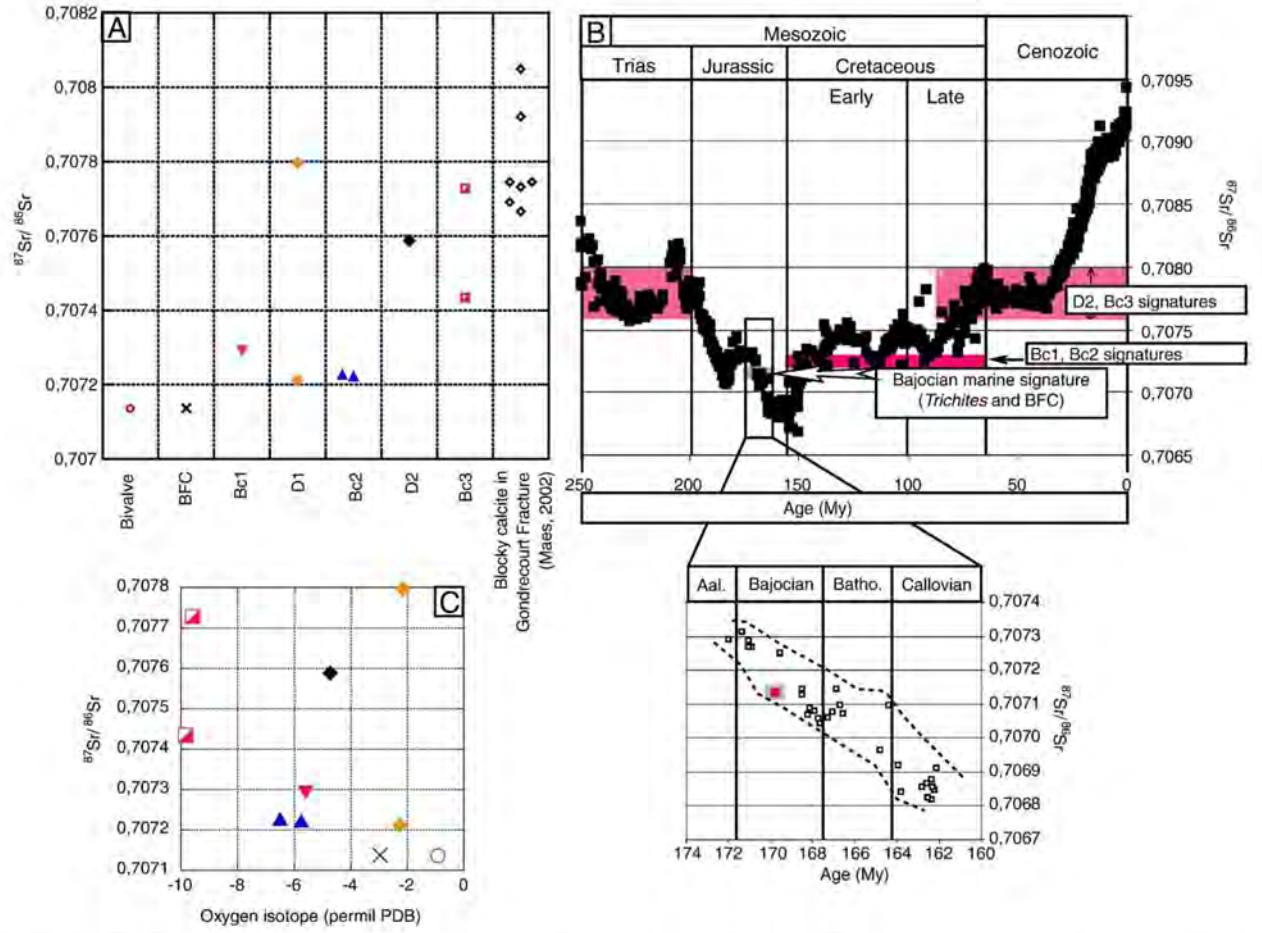


Fig. 8. A – $^{87}Sr/^{86}Sr$ compositions of sedimentary and diagenetic products. B – Evolution of Mesozoic–Cenozoic $^{87}Sr/^{86}Sr$ marine water compositions (Prokoph et al., 2008) with a focus on the Bajocian evolution (data from Jones et al., 1994). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio measured on a calcitic bivalve shell from Sommerécourt quarry (Oncolite cannabine, *humphresianum* Zone) is replaced. C – $\delta^{18}O$ to $^{87}Sr/^{86}Sr$ crossplot for the sample set.

an "ice-free" time period because of the absence of glacial deposits for most of it (Sellwood et al., 2000). For an ice-free period, a sea water $\delta^{18}O$ value of −1‰ SMOW is generally assumed (Shackleton and Kennett, 1975). However, the Paris Basin was located at subtropical latitudes that may have been characterized by intensified evaporation, resulting in increased salinity and a higher $\delta^{18}O$ value of surface waters (Pucéat et al., 2003; Lécuyer et al., 2003; Roche et al., 2006; Brigaud et al., 2008). Both the dominance of evaporation over precipitation in shallow marine reservoirs and the potential occurrence of limited ice-sheets during the Jurassic led some authors to use a $\delta^{18}O$ value of 0‰ SMOW for calculating palaeotemperatures (Hendry, 1993; Pucéat et al., 2003; Lécuyer et al., 2003). Consequently, a $\delta^{18}O$ of 0‰ V-SMOW is considered valid for Jurassic surface waters in the Paris Basin. With this assumption, the seawater palaeotemperatures during precipitation of the bivalve shells range 20 °C to 24 °C (mean value = 22 °C ± 2 °C). This is consistent with palaeotemperature ranges inferred from bivalve shells in Middle Jurassic carbonate deposits at similar latitudes (Anderson et al., 1994).

5.1.2. Burial temperatures

The maximum burial temperatures inferred from the maturation of organic matter located in the lower part of the Callovian–Oxfordian clays (20 m above the top of the Middle Jurassic carbonate formation) range from 35 °C to 40 °C (Elion et al., 2005; Clauer et al., 2007).

Burial diagenesis is responsible for the progressive illitization of original smectite, followed by the progressive decrease of kaolinite replaced by illite and chlorite (Lanson and Meunier, 1995). On the borders of the Paris Basin, Toarcian to Kimmeridgian sections do not exhibit a progressive decrease in smectite and kaolinite with depth (Uriarte, 1997; Pellenard et al., 1999; Pellenard and Deconinck, 2006; Dera et al., 2009), which suggests only slight burial-related modification. The smectite-rich composition of a bentonite layer, detected in the Callovian–Oxfordian clays 100 m above the top of the Middle Jurassic neretic carbonates in the HTM102 borehole, also confirms the negligible influence of burial diagenesis (Pellenard et al., 1999; Pellenard et al., 2003; Pellenard and Deconinck, 2006).

The fluid inclusions observed in different generations of cements (Bc1, Bc2, Bc3 and D2) are all one-phase liquid, indicating trapping temperatures of below 40–50 °C (Goldstein and Reynolds, 1994). Studies of the maturation of organic matter, clay mineral evolution, and fluid inclusions all argue for a maximum burial temperature in the eastern part of the Paris Basin of less than 50 °C.

According to the geological history of the Paris Basin, the maximum burial was reached at the end of the Late Cretaceous after chalk deposition (Guillocheau et al., 2000; Vincent et al., 2007; Gonçalvès et al., in press; Fig. 9). Due to the subsequent erosion of Cretaceous chalk in the eastern part of the Paris Basin, its original thickness is inferred from regional knowledge of the Late Cretaceous palaeogeography. Assuming a thermal gradient of 30 °C/km and a surface temperature of 10 to 15 °C

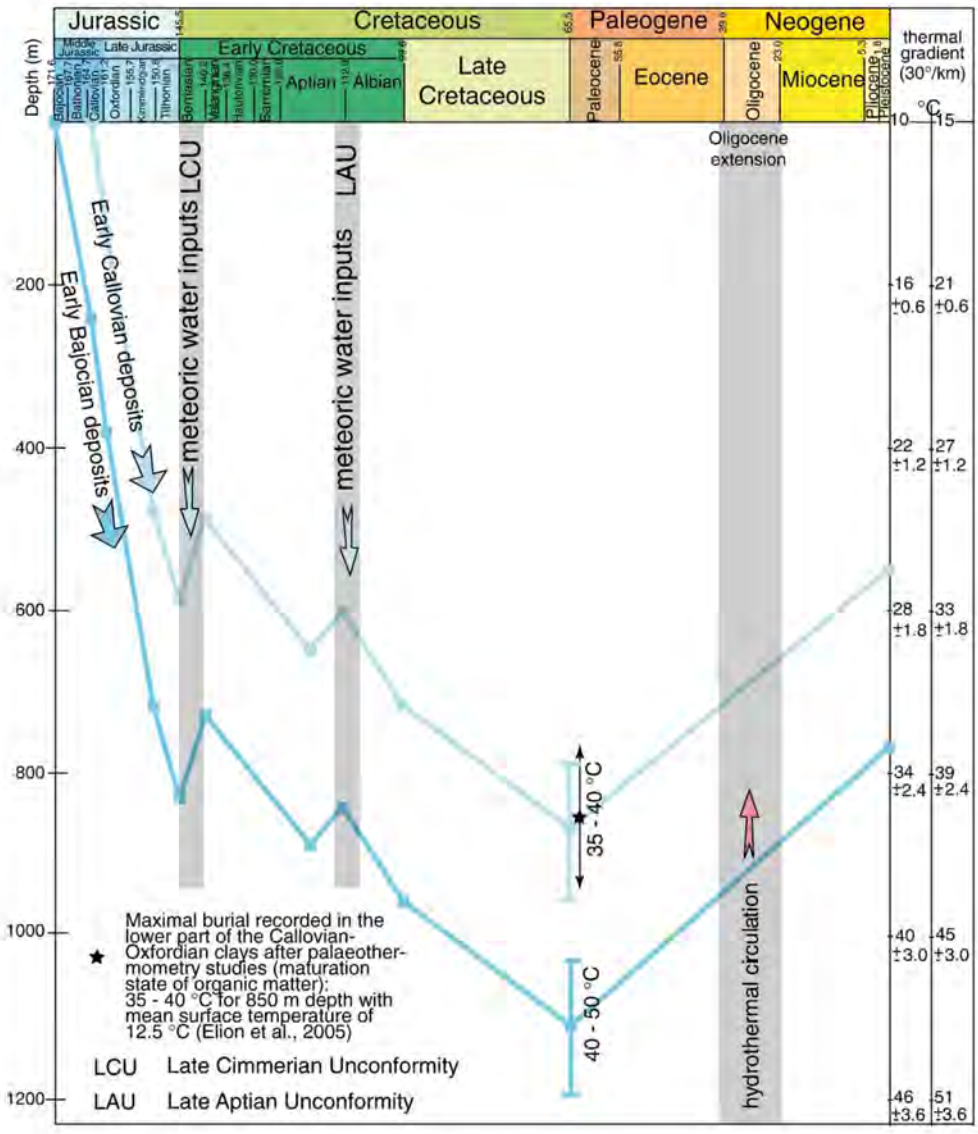


Fig. 9. Burial curves of the Bajocian–Callovian sediments in the study area for the EST210 borehole until the Kimmeridgian, (after the data of Vincent et al., 2007, Thierry et al., 1980 and Magniez et al., 1980).

(Fig. 9), the estimated thickness of overburden (400 m) is in accordance with the various maximum burial temperatures detailed above.

5.2. Oxygen and strontium isotope composition of parent fluids

As oxygen isotopes fractionated during calcite precipitation, an equilibrium fractionation diagram relating calcite $\delta^{18}O$ V-PDB to precipitation temperatures is constructed using the Anderson and Arthur (1983) equation (Fig. 10) to estimate parent fluid composition(s). No fractionation of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios takes place during calcite precipitation.

5.2.1. Marine water

A local $\delta^{18}O$ seawater value of 0‰ V-SMOW is assumed in palaeotemperature reconstruction (cf. Section 5.1.1). It is reasonable to assume that pore fluid temperature during the formation of these early cements equalled seawater temperature. With a temperature of 20–24 °C, these early cements precipitated from pore fluids of about 0‰ V-SMOW (Fig. 10). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of BFC cement is similar to the seawater values for the Bajocian interval suggesting a marine cementation.

5.2.2. Mixed marine-meteoric waters or buffered meteoric waters

The temperature range during burial being constrained (20–50 °C), the pore fluid compositions of the Bc1 cements, whose $\delta^{18}O$ is -4.9 ± 0.9‰ V-PDB, range from +2‰ V-SMOW to −4.5‰ V-SMOW (Fig. 10). A Middle Jurassic seawater heated with increasing burial implies temperatures in excess of 40 °C to originate Bc1, with oxygen isotope composition restricted to between −4‰ and −5.8‰ V-PDB. Optical observations show that Bc1 cements predate the beginning of chemical compaction, and so they crystallized before the maximum burial (cf. Section 4.1.1.2. Figs. 2 and 7). As the 40–50 °C maximum temperature is reached at the end of the Cretaceous during the maximum burial (Fig. 9; Vincent et al., 2007), it appears unrealistic that Middle Jurassic marine seawater fluids originated the Bc1 cements.

The parent fluid compositions for Bc1 (up to −4.5‰ V-SMOW) are slightly depleted compared with the Jurassic seawater composition.

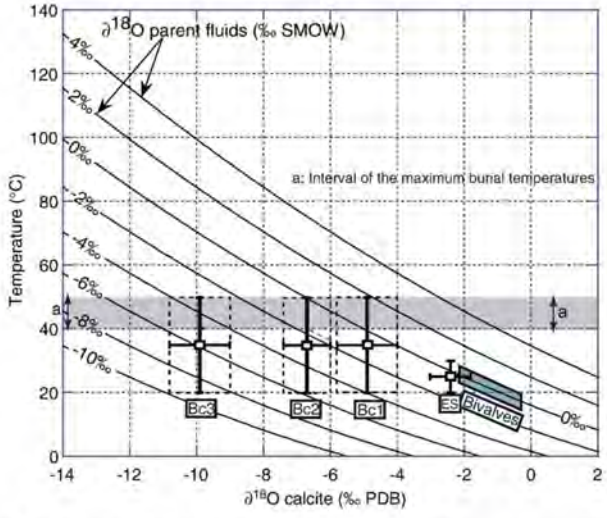


Fig. 10. Distributions of the $\delta^{18}O$ PDB values (mean and standard deviation) of bivalves, BFC, Bc1, Bc2 and Bc3 cements on a fractionation diagram. The curves are reconstructed with the fractionation equation of calcite (Anderson and Arthur, 1983).

Two hypotheses can be proposed: (1) the parent fluids result from mixing between trapped Middle Jurassic seawater and later introduced isotopically depleted meteoric water, or (2) meteoric water buffered during percolation through the Jurassic carbonate.

The $\delta^{18}O$ and Sr isotope values of the Bc2 cements also illustrate a likely meteoric or mixed-water origin. The parent fluid composition of the Bc2 cement, with $\delta^{18}O$ values of $-6.7‰ \pm 0.7‰$ V-PDB, ranges from 0‰ to −6‰ SMOW (Fig. 10). A seawater origin would imply burial temperatures of more than 50 °C to originate blocky calcite ranging between −6‰ and −7.4‰ V-PDB. This appears unrealistic given the maximum temperature inferred from the burial curve of the study area (Fig. 9; Vincent et al., 2007) and the palaeothermicity indicators (cf. Section 5.1.2). Here, there is a clear influence of meteoric water influx into the Middle Jurassic carbonates. The parent fluids are either (1) a mixing between trapped marine waters, or pressure-solution related fluids, and meteoric waters flushing into the aquifers, or (2) meteoric waters buffered during their flow through the Jurassic marine carbonates. Sr isotope ratios of Bc1 and Bc2 are close to the ratio of the initial sediment, indicating that limestone may have buffered the meteoric fluid (Maes, 2002).

5.2.3. Meteoric water

The third stage of blocky calcite (Bc3) displays the lowest $\delta^{18}O$ values ($-9.9‰ \pm 0.9‰$ V-PDB) of the cement set. The estimated burial temperatures of 20 °C to 50 °C suggest that these cements precipitated from isotopically depleted fluids with values ranging between −3‰ V-SMOW and −9‰ V-SMOW (Fig. 10). A seawater origin would imply temperatures of about 80 °C which is unlikely judging from palaeothermicity indicators and the burial history (cf. Section 5.1.2 and Fig. 9).

5.3. Timing and origin of main cements

5.3.1. Bc1 age and origin

As demonstrated above, Bc1 blocky calcite precipitated from mixed waters or buffered meteoric waters. Given the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio (0.70729), a Late Bathonian to Early Callovian age for an extensive meteoric recharge is unlikely from low-relief emergent island. Similarly, there is no evidence for significant synsedimentary freshwater influx in the Late Jurassic limestones (Brigaud et al., 2008). Localized and non-permanent islands may have existed during this period (Vincent et al., 2006) but the underlying fresh water lenses were probably limited in extent and could not account for cements laterally distant from the recharge zone (Hendry, 1993).

The first evidence of widespread sub-aerial exposure, soil development and karstification of the Jurassic limestones appears during the lowermost Cretaceous (Corroy, 1925; Magniez et al., 1980; Guillocheau et al., 2000; Quesnel, 2003; Thiry et al., 2006; Vincent et al., 2007; Theveniaut et al., 2007). This emergence corresponds to the amalgamation of two unconformities (the Jurassic/Cretaceous and Lower/Upper Berriasian boundaries) known as the Late Cimmerian Unconformity (LCU; Guillocheau et al., 2000). This unconformity is the expression of the uplift of the Paris Basin margins during the Bay of Biscay rifting, the North Sea oceanic accretion and the Ligurian oceanic accretion (Guillocheau et al., 2000). During the LCU, this uplift also occurred in the Wessex–Weald Basin (Lake and Karner, 1987). The Middle Jurassic limestone aquifer may have recharged at this time but vertical flows were unlikely because the thick Callovian–Oxfordian clays (150 m) and Upper Kimmeridgian marls probably acted as permeability barriers (Vincent et al., 2007; Fig. 12B). Middle Jurassic limestones were directly exposed in the vicinity of the London–Brabant Massif (in the 'Pays Haut' < 100 km from the study area; Fig. 13). Ferricrete soils overlying karstified Bajocian limestones have formed during the Early Cretaceous (Thiry et al., 2006; Theveniaut et al., 2007). Lateral recharge of meteoric waters in the Middle Jurassic limestones may have occurred since a dip of the Jurassic carbonate formation has been demonstrated between the study area and the potentially exposed Paris Basin edge during the Early Cretaceous (Vincent et al., 2007; Fig. 12B). A lateral meteoric recharge responsible for cementation of Middle Jurassic limestone during the LCU has already been demonstrated in the Wessex–Weald Basins (Sellwood et al., 1989; Hendry, 1993; Hendry, 2002). The same process has been suggested for the Late Jurassic limestone cementation of the study area (Vincent et al., 2007). In the Wessex and Weald Basins, cementations are also attributed to a mixed water with a marine component (Hendry, 1993; Hendry, 2002). In the study area, the Early Cretaceous cementation of the Late Oxfordian limestones is attributed to buffered meteoric water where blocky calcite has lower $\delta^{18}O$ (−7‰ to −10‰) than the Bc1 observed in the Middle Jurassic formations (Vincent et al., 2004; Vincent et al., 2007). This difference may arise from distinct lateral sedimentological drainage properties. Firstly, the exposed Late Jurassic limestones were closer to the study area during the LCU than the exposed Middle Jurassic limestones (Figs. 12B and 13). Then, there are no marly deposits towards the recharge area in the Late Jurassic limestones (Lorraine and Meuse; Magniez et al., 1980; Vincent et al., 2007) compared with the marly deposits (*Marnes à Rhynchonelle*; Bathonian) in the western part of the Souabe Basin during the Bathonian (Figs. 1B and 12B). This marly formation located between the study area and the potential meteoric water recharge area may have limited meteoric inputs compared with what occurred in the overlying Late Jurassic limestones (Fig. 12B). With this Early Cretaceous timing for the first well-developed cementation, the burial curve (Fig. 9) indicates an estimated burial temperature of 25–35 °C during precipitation allowing the parent fluid composition to be better constrained around −2‰ V-SMOW (Fig. 10).

5.3.2. D1 age and origin

With the return of marine environments in the Paris Basin and on its borders during Hauterivian, Barremian and Early Aptian times, meteoric recharge was interrupted for approximately 20 My. Stagnant waters in the Mid-Jurassic aquifer might have led to water anoxia favouring pyritization and silicification. Petrographic observations clearly show that euhedral dolomite (D1) precipitated after Bc1 blocky calcite, in relation with the first generation of stylolites and in spatial relation with marl levels. Magnesium is abundant in the smectite minerals contained in the *Oolite à Clypeus ploti* and *Marnes de Longwy* (Appendix C). Dewatering during compaction of clay-rich formations

and expulsion of Mg^{2+} may have originated dolomite crystal precipitation with radiogenic strontium, similar to the radiogenic ratio of clays (Fig. 11). The strontium isotope values of D1 from the *Calcaires de Chaumont* is similar to the whole rock value (0.70712; Maes, 2002) suggesting intense water–rock interaction during compaction.

5.3.3. Bc2 age and origin

Bc2 cement reveals a relatively ^{18}O-depleted parent fluid (−3‰ SMOW) indicative of a meteoric water influx. A second major unconformity occurring at the Aptian/Albian transition (Late Aptian unconformity LAU; Guillocheau et al., 2000) is associated with erosion, ferricrete soils development and karstification of the Paris Basin borders (Figs. 12D and 13). As for the LCU, meteoric recharges occurred in exposed carbonates on the northern edge of the Paris Basin (Fig. 12D). The ferroan Bc2 can reveal weathering of these ferricrete soils, which could have contributed to enrich the meteoric fluid in iron. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope ratios of Bc2 (0.70722 and 0.70723) reveal a possible rock–water interaction influence, the Middle Jurassic limestones buffered the fluid.

Since Bc1 and Bc2 represent more than 75% of the total cement volume, the Middle Jurassic carbonates were largely plugged after the Early Cretaceous events and before the Late Cretaceous maximum burial.

5.3.4. D2, Bc3 and fluorite origins

The Early Cretaceous marl deposits (the Early Barremian oyster clays, the Aptian clays and the thick Brienne Marls and 'Gault' formation of the Albian) and the development of the chalk sea over Western Europe during the Late Cretaceous prevented lateral meteoric water recharges. The non-renewal of fluid by lateral recharges may be the cause of the absence of extensive calcite cementation during this period of about 45 My. In the Paris Basin, the Palaeocene and Eocene period is mainly characterized by low accumulation rates (Guillocheau et al., 2000). A change to sediment by-pass occurred in the Late Oligocene and lasted until the Pleistocene (Guillocheau et al., 2000). During the Early Cenozoic, the main terrestrial erosion was emplaced in the northeast Paris Basin (Le Roux and Harmand, 2003). The Pyrenean episode (Bergerat, 1987; Guillocheau et al., 2000; Bergerat et al., 2007) peaked at the end of the Eocene and the Cretaceous chalk on the London–Brabant Massif may have been eroded. During the Oligocene, a major extension episode occurred in the Paris Basin in particular in the study area, where major faults were created (Guillocheau et al., 2000; Bergerat et al., 2007). The Alpine uplift episode with its NW–SE compression started at the Early/Middle Pliocene transition (Bergerat, 1987; Guillocheau et al., 2000; Bergerat et al., 2007) and the eastern part of the Paris Basin was subjected to intense erosion (30 m/100 000 y; Guillocheau et al., 2000). However, it is difficult to estimate when the Early Cretaceous marls were removed from the study area. Thick Early Cretaceous marls still exist in the proximity of the study area (in the Marne and Aube departments; Magniez et al., 1980), and it is likely that this marl seal and the Cretaceous chalk prevented vertical and lateral meteoric recharge. Nevertheless, vertical circulation could have occurred during the Oligocene fracturating, triggering a cementation stage (Matray et al., 1989; Matray and Fontes, 1990; Matray et al., 1994; Worden and Matray, 1995; Buschaert et al., 2004). In the study area several normal faults were created or re-activated during this extension episode, for example the 'Gondrecourt faults' and 'Marne faults' (Fig. 12E; Bergerat et al., 2007). Downward percolating meteoric waters and/or upward migrating hydrothermal fluids could have circulated along these faults favouring exchanges with the Middle Jurassic aquifer (Fig. 12E), as has been demonstrated for the centre of the Paris Basin (Matray et al., 1989; Matray and Fontes, 1990; Matray et al., 1994; Worden and Matray, 1995).

The occurrence of saddle dolomite (npD2) in the lowermost limestone under study (Bajocian), also observed in Mid-Jurassic limestones of England (Sellwood et al., 1985; Sellwood et al., 1987), suggests a precipitation temperature in excess of 50 °C (Davies and Smith, 2006). Hydrothermal dolomitizations are common in carbonate rocks, and are often related to major faults (Nader et al., 2007). Hydrothermal dolomitization is defined as dolomitization by fluids at temperatures above the ambient temperature of the host formation (Davies and Smith, 2006). A precipitation temperature of more than 50 °C could not be fully explained by the Oligocene burial thermal gradient (30–42 °C Fig. 9; Matray et al., 1989). The rising fluid was in thermal disequilibrium with the Middle Jurassic host carbonates. The

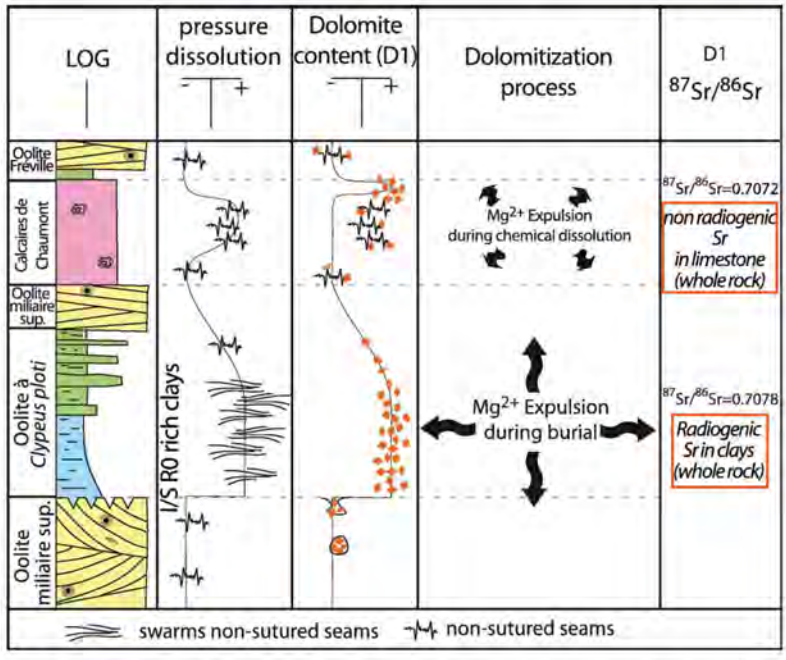
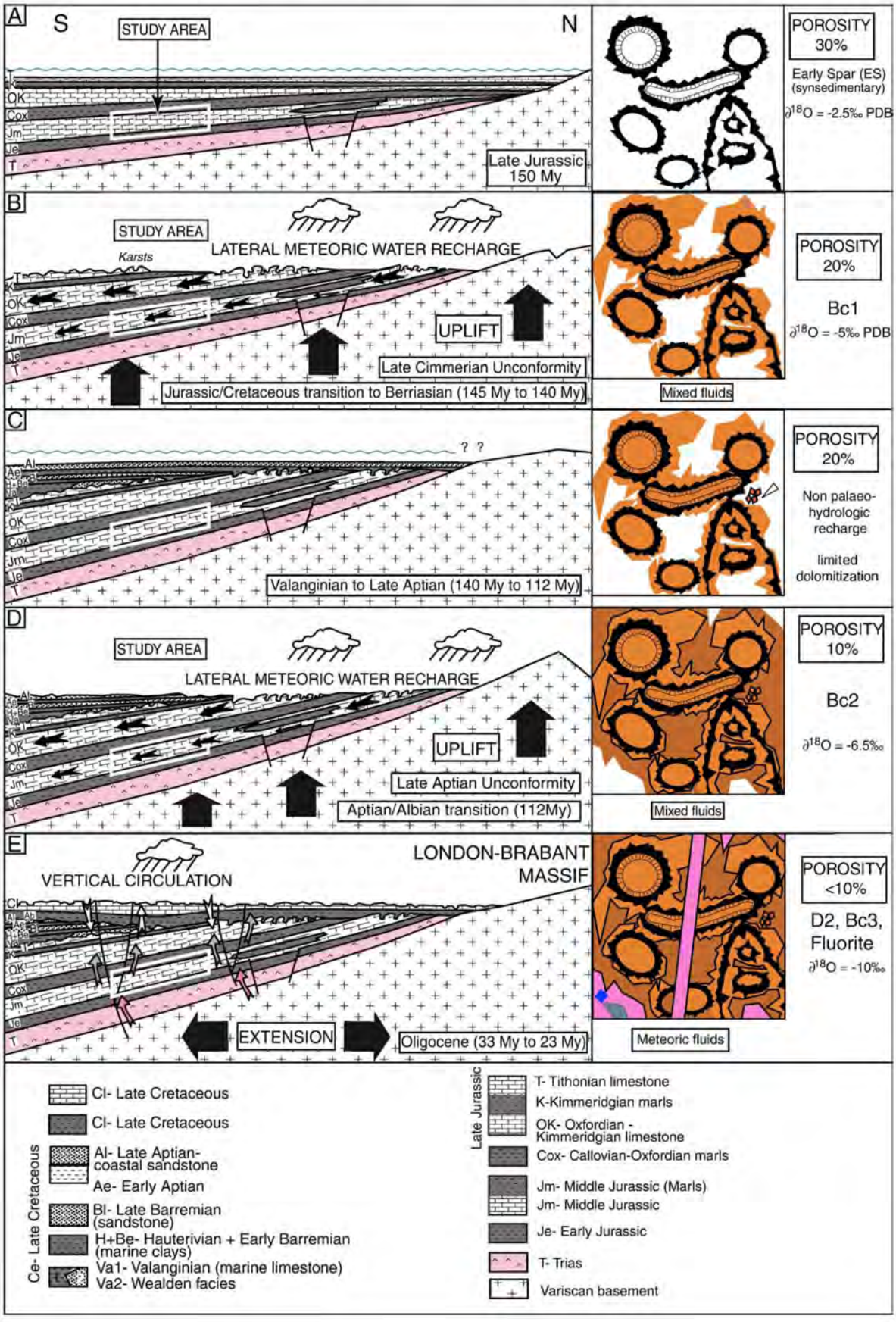


Fig. 11. Dolomitization model affecting the Middle Jurassic limestone of the eastern part of the Paris Basin.


A
S
N
STUDY AREA
Late Jurassic
150 My
POROSITY
30%
Early Spar (ES)
(synsedimentary)
∂18O = -2.5‰ PDB
B
STUDY AREA
Karsts
LATERAL METEORIC WATER RECHARGE
UPLIFT
Late Cimmerian Unconformity
Jurassic/Cretaceous transition to Berriasian (145 My to 140 My)
Mixed fluids
POROSITY
20%
Bc1
∂18O = -5‰ PDB
C
? ?
Valanginian to Late Aptian (140 My to 112 My)
POROSITY
20%
Non palaeo-
hydrologic
recharge
limited
dolomitization
D
STUDY AREA
LATERAL METEORIC WATER RECHARGE
UPLIFT
Late Aptian Unconformity
Aptian/Albian transition (112My)
Mixed fluids
POROSITY
10%
Bc2
∂18O = -6.5‰
E
VERTICAL CIRCULATION
LONDON-BRABANT
MASSIF
EXTENSION
Oligocene (33 My to 23 My)
Meteoric fluids
POROSITY
<10%
D2, Bc3,
Fluorite
∂18O = -10‰
Ce- Late Cretaceous
Cl- Late Cretaceous
Cl- Late Cretaceous
Al- Late Aptian-
coastal sandstone
Ae- Early Aptian
Bl- Late Barremian
(sandstone)
H+Be- Hauterivian + Early Barremian
(marine clays)
Va1- Valanginian (marine limestone)
Va2- Wealden facies
Late Jurassic
T- Tithonian limestone
K-Kimmeridgian marls
OK- Oxfordian -
Kimmeridgian limestone
Cox- Callovian-Oxfordian marls
Jm- Middle Jurassic (Marls)
Jm- Middle Jurassic
Je- Early Jurassic
T- Trias
Variscan basement

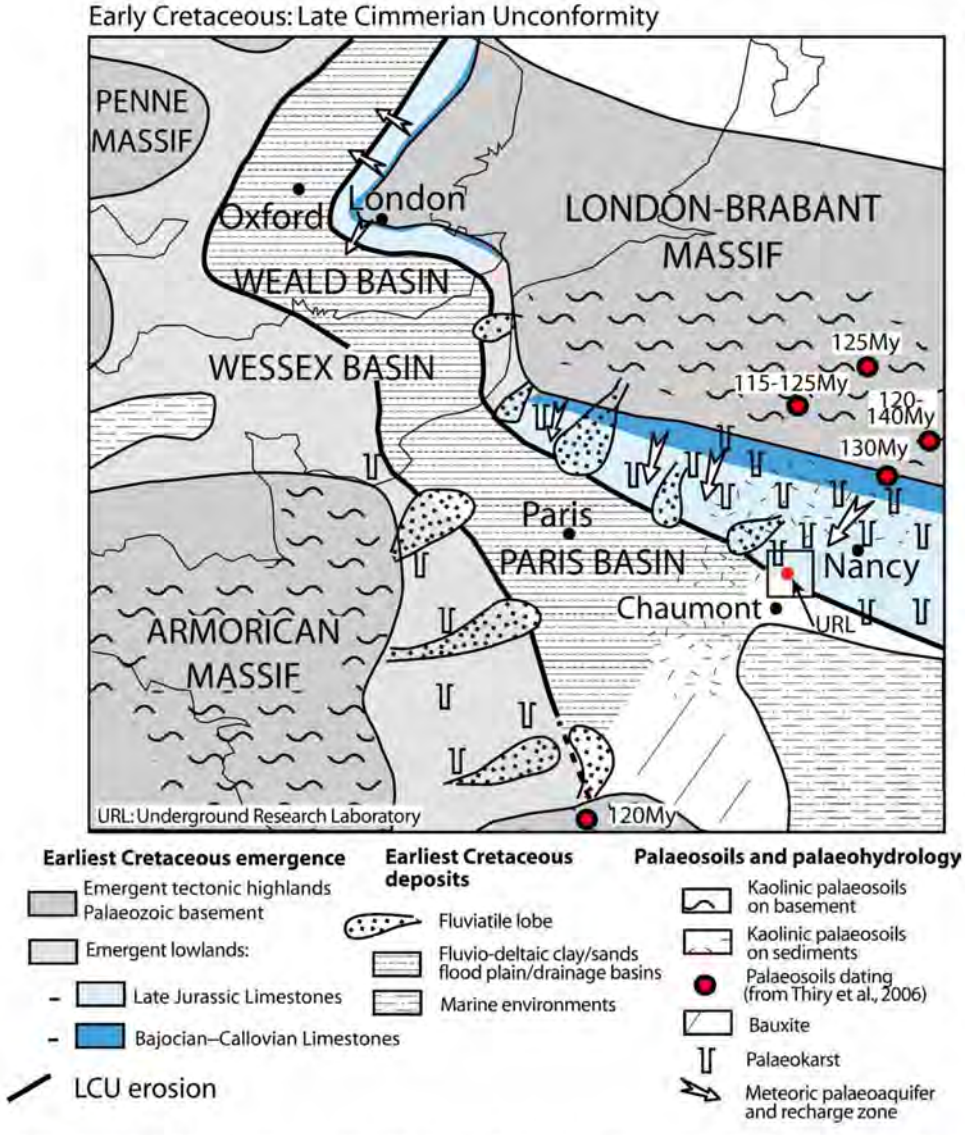


Fig. 13. Palaeogeographic reconstructions of the Late Cimmerian Unconformity (LCU) in the Paris Basin and the Wessex–Weald Basins (Hendry, 1993; Guillocheau et al., 2000; Hendry, 2002, Thiry et al., 2006 and Vincent et al., 2007). A subcrop map beneath the LCU illustrates the location of the potential exposure and erosion areas of the Jurassic limestones. The truncation of the Bathonian limestone onlaps the Palaeozoic basement of the London–Brabant Massif in central England and in the northern part of the Paris Basin. The Middle Jurassic Limestone exposure (karstifications, paloesoils) during the Early Cretaceous on the northern edge of the Paris Basin (Pays Haut and Ardennes) allowed the aquifers to be recharged with meteoric water, leading to blocky calcite cementation. The same sketch is applicable for the Late Aptian Unconformity (LAU).

radiogenic strontium values on npD2 crystals (Fig. 8B) are compatible with fluids ascending along faults from Triassic formations, which contain numerous evaporite (anhydrite and salt) levels, and water formation enriched in radiogenic strontium (Fontes and Matray, 1993a; Fontes and Matray, 1993b; Worden and Matray, 1995).

The petrographic characteristics, isotope signature ($\delta^{18}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$) and occurrence of Bc3 in fractures (F2) argue for meteoric fluid circulating along fault systems during the Oligocene active fracturing episode. In the present study, the meteoric parentage of parent fluids is inferred from Bc3 $\delta^{18}O$ (about −10‰ V-PDB) in fractures and vugs (Fig. 10). The similar −10‰ V-PDB isotopic composition of fracture cement of the Late Jurassic limestones (Buschaert et al., 2004) argues for an Oligocene cementation stage in Late and Middle Jurassic limestone. However, the cement quantification reveals a minor influence of this blocky calcite cement stage (5–10% of cement volume; Fig. 2A) compared to the Early Cretaceous blocky calcite cements Bc1 and Bc2 (75% of cement volume; Fig. 2A). Sr-isotope values of Bc3 (on average 0.7076; Fig. 8C) support the model of fluid migration through vertical

Fig. 12. Theoretical NE–SW transects along the southern edge of the London–Brabant Massif and cementation evolution in the Middle Jurassic limestones during (A) the Late Jurassic (presence of synsedimentary early spar cement), (B) the Barremian uplift and exposure event, associated with lateral meteoric water recharge and possible Bc1 precipitation, (C) the Valanginian–Aptian interval without meteoric water recharge and non-calcitic cementation, possible burial dolomitization, (D) the Aptian/Albian transition (uplift associated with lateral meteoric water recharge and possible Bc2 precipitation), (E) Oligocene fracturation stage, vertical recharge and Bc3 cementation. The Late Cretaceous sea located in NW Europe and the thick Late Cretaceous Chalk formation prevented any lateral recharge of the Middle Jurassic palaeoaquifer during the Late Cretaceous–Pliocene interval. Vertical circulation was possible during the Oligocene fracturation stage.

fractures (Matray et al., 1989; Matray and Fontes, 1990; Matray et al., 1994; Worden and Matray, 1995; Maes, 2002) as the origin of radiogenic strontium-enriched water in the Middle Jurassic limestones. The decrease in Mg^{2+} content of the fluids due to dolomitization and their fall in temperature during their ascending flow could have favoured Bc3 calcite precipitation after D2 precipitation.

The fluorite cross-cut all the blocky calcite and dolomite cements, including Bc3 and D2. It is found only in present-day porous horizons. Fluids containing fluorine may have percolated within crystalline formations of the Hercynian basement or from fluorite mineralization in the lower part of the Mesozoic deposits (Soulé de Lafont and Lhégu, 1980). Fluids from this basement could have circulated along faults through the Triassic and Early Jurassic marls.

These dolomite, Bc3 cements and fluorite deposits suggest a Fe-, Mg- and F-rich fluid circulating along vertical faults, as has been demonstrated for the centre (Worden and Matray, 1995) and the eastern part (Buschaert et al., 2004) of the Paris Basin.

5.3.5. Source of carbonate, cementation and its impact on porosity

A mass balance calculation has been made to evaluate the importance of pressure-solution as a source for cement (Finkel and Wilkinson, 1990). For the four grainstone sedimentary units detailed, the estimation shows that 13–22% of the initial carbonate is dissolved, which is in the range of estimation found in Late Jurassic limestones of the study area (5–20%, André, 2003). Thus, depending on the grain and cement content, chemical compaction can be a source of carbonates for cementation (21–45%) in the immediate vicinity of the stylolites in ooidal and skeletal grainstone (Table 2). According to the models of porosity reduction by pressure solution in limestone (Heydari, 2000), the maximum vertical shortening (20%) of the Middle and Late Jurassic limestones have reduced the porosity of ooid grainstones from 40% initially to about 30% (Heydari, 2000; Moore, 2001). The cement possibly generated by dissolution of calcium carbonate may have reduced the porosity by an additional 5%, from 30% to 25% (Heydari, 2000). These results suggest that pressure solution released insufficient calcium carbonate to precipitate the cement observed in the Middle Jurassic limestone (23% on average). An outside source of carbonate is necessary to generate at least 10% of cement in grainstone samples (45% of about 23% of blocky calcite). In the case of meteoric fluid recharges from sub-aerial terrains on the Paris Basin borders during the LCU and LAU (Figs. 11 and 12), karst-related dissolution enriched the fluids in calcium carbonate. The pressure solution-derived fluids and the karst-related dissolution of marine carbonates may have buffered the initial meteoric fluid with regard to its strontium and oxygen isotope signature. Besides porosity loss by intergranular pressure dissolution (from 40% to 30%), the Bc1 and Bc2 cements (representing about 20% of the total volume in grainstone; Fig. 2B) reduced porosity from 30% to 10% during the Early Cretaceous (Fig. 11). The late Bc3 cement (3% of the total volume in grainstone; Fig. 2B) caused the final porosity loss in grainstone (from 10% to 7%) and is responsible for the present-day porosity value (7% on average in grainstone; Figs. 2B and 11).

6. Conclusion

In the Middle Jurassic limestone of the Eastern Paris Basin, extensive developments of blocky calcite cements are responsible for poor reservoir properties (Φ<15% and K<0.1 mD). Optical observations of 267 thin sections from cores reveal three major stages of blocky calcite cements formed during burial, after eogenetic cementation that appears to have been negligible (less than 10%) compared with the mesogenetic cement volumes (about 90%). Strontium isotope and $\delta^{18}O$ measurements of all the calcite cements allow us to reconstruct the isotopic compositions of the parent fluids. The early spar $\delta^{18}O$ and strontium isotope values attest to the marine origin of the poorly-developed eogenetic cements. The strontium isotope and the recalculated $\delta^{18}O$ values for the parent fluids of the three major stages of blocky calcite cements reveal precipitation from mixed marine/meteoric water or buffered meteoric water. Judging from the geodynamic record of the eastern part of the Paris Basin, a multiphase palaeohydrological system with lateral meteoric water recharge is in evidence. The Middle Jurassic limestones were exposed on the southern border of the London–Brabant Massif during two Early Cretaceous uplift episodes (Late Cimmerian Unconformity — LCU and Late Aptian Unconformity — LAU). These two separate palaeohydrological circulation systems caused a significant reduction in porosity (from 40% to 10%) through two extensive calcite cementation stages. A third calcite cementation stage occurred following the Oligocene fracturating connecting the aquifers of the Triassic formations and the Middle Jurassic formations, and engendered upward-migrating basinal fluid flows. This process was less developed, though, than in the centre of the Paris Basin. A mass balance between dissolved carbonate during stylolite formation and

Table 2
Mass balances on 1 cm^2 Middle Jurassic grainstone columns.

			EST433 core (692–695 m) *Pierre de Ladoix* Ooid/bioclastic grainstone	EST433 core (721–723 m) *Oolite de Frêville* Micritic ooids grainstone	EST210 core (660–661 m) *Oolite miliaire sup.* Ooid grainstone	EST210 core (753–758 m) *Calcaires à polypiers* Bioclastic grainstone
Thickness (cm)	A	measured	300	200	100	500
Present grain content (%)	B	point counting	73	61	64	52
Present cement content (%)	C	point counting	22	24	33	46
Present pore content (%)	D	point counting	5	15	3	2
Present grain volume (cm^3)	E	A*B/100	219	122	64	260
Present cement volume (cm^3)	F	A*C/100	66	48	33	230
Present pore volume (cm^3)	G	A*D/100	15	30	3	10
Original grain content (%)	H	B	73	61	64	52
Original pore content (%)	I	C+D	27	39	36	48
Average stylolite amplitude (cm)	J	measured	0,1	0,1	0,1	0,1
Number of stylolites	K	measured	15	12	8	35
Compaction rate in grainstone	L	André (2003)	27	27	27	27
Dissolved carbonate (cm)	M	((Kx)xL	41	32	22	95
Dissolved carbonate (%)	N	M/Ax100	14	16	22	19
Dissolved grains (cm^3)	O	M*H/100	30	20	14	49
Cement mass balances						
Cement carbonate mass (g)	P	F*2.7	178	130	89	621
Dissolved grain mass (g)	Q	M*2.7	80	53	37	133
Cement from stylolites (%)	R	Q/P*100	45	41	42	21

Proportion of stylolite dissolution as a source of carbonate for cementation.

precipitated cements indicates there must have been another source of carbonate. The main source of carbonate for cementation was the chemical weathering of sub-aerially exposed limestones to the north of the study area during the Early Cretaceous. More broadly, at the scale of northwestern Europe, the Early Cretaceous unconformities appear to govern the petrophysical properties of the Jurassic carbonates in the sedimentary basins bordering the London–Brabant Massif. Their role, previously demonstrated in the Jurassic carbonates of both the Weald and Wessex basins, is now well-constrained in both the Upper and Middle Jurassic carbonates of the eastern part of the Paris Basin. The Oligocene cementation seems, on the contrary, more restricted in the Paris Basin geodynamics and localized in the vicinity of vertical fracture areas (e.g. Marne and Gondrecourt fracture network, Bray Fault, St Martin-de-Bosenay Fault).

Acknowledgements

This study was supported by an Andra (French Agency for radioactive waste management) PhD grant. We would like to thank Pascal Taubaty for the quality of the thin sections, Nathalie Guichard and Claudie Josse for their assistance with the XRD analyses and MEB observations respectively, Jean-Jacques Peucat (Géosciences Rennes) for the strontium isotope analyses and Fadi Nader (IFP) for his guidance during fluid inclusion observations. TOTAL kindly authorized access to the LLI.CD.1 core (we are especially grateful to Catherine Javaux, Guy Nesen, and Daniel Monge; Boussens site). James Hendry and Rudy Swennen provided useful and constructive comments that improved an earlier version of the manuscript.

Appendices A, B and C. Supplementary data

Supplementary data for this article can be found in the online version at doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.002.

References

Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleonvironmental problems. In: Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course, vol. 10, pp. 1–151.

Anderson, T.F., Popp, B.N., Williams, A.C., Ho, L.Z., Hudson, J.D., 1994. The stable isotopic records of fossils from the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK; paleoenvironmental implications. Journal of the Geological Society (London, United Kingdom) 151, 125–138.

André, G., 2003. Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris. PhD Thesis, Université Henri Poincaré, Nancy, 310 pp.

Bergerat, F., 1987. Stress-fields in the European platform at the time of Africa–Eurasia collision. Tectonics 6, 99–132.

Bergerat, F., Elion, P., Frizon de Lamotte, D., Proudhon, B., Combes, P., André, G., Willeveau, Y., Laurent-Charvet, S., Kourdian, R., Lerouge, G., Ott d'estevou, P., 2007. 3D multiscale structural analysis of the eastern Paris basin: the Andra contribution. Mémoire de la Société géologique de France 178, 15–35.

Bez, M., Sambet, G., 1995. The Itteville oil field: an example of a stratigraphic trap in Mid-Jurassic carbonates of the Paris Basin. *In* "AAPG International conference and exhibition". AAPG Bulletin 79, 1198.

Brigaud, B., Pucéat, E., Pellenard, P., Vincent, B., Joachimski, M.M., 2008. Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian–Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells. Earth and Planetary Science Letters 273, 58–67.

Brigaud, B., Deconinck, J.-F., Durlet, C., Pellenard, P., Thierry, J., Trouiller, A., Vincent, B., 2009a. Le stockage de déchets radioactifs en couches géologiques profondes. uB, Sciences 4, 111–121.

Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Pucéat, E., Thierry, J., Trouiller, A., 2009b. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: a sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 181–206 (this volume).

Buschaert, S., Fourcade, S., Cathelineau, M., Deloule, E., Martineau, F., Ayt Ougougdal, M., Trouiller, A., 2004. Widespread cementation induced by inflow of continental water in the eastern part of the Paris basin: O and C isotopic study of carbonate cements. Applied Geochemistry 19, 1201–1215.

Clauer, N., Fourcade, S., Cathelineau, M., Girard, J.-P., Vincent, B., Elie, M., Buschaert, S., Rousset, D., 2007. A review of studies on the diagenetic evolution of the Dogger to Tithonian sedimentary sequence in the eastern Paris Basin — impact on the physical and chemical rock properties. Mémoire de la Société géologique de France 178, 59–71.

Corroy, G., 1925. Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris. Thèse de doctorat, Nancy, 335 pp.

Davies, G.R., Smith Jr., L.B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. AAPG Bulletin 90, 1641–1690.

Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.-F., Pucéat, E., Dommergues, J.-L., 2009. Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 271, 39–51.

Durlet, C., Loreau, J.P., 1996. Inherent diagenetic sequence of hardgrounds resulting from marine ablation of exposure surfaces. Example of the Burgundy platform, Bajocian (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 323, 389–396.

Durlet, C., Thierry, J., 2000. Modalités séquentielles de la transgression aalénobajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. Bulletin de la Société géologique de France 171, 327–339.

Durlet, C., Loreau, J.P., Pascal, A., 1992. Diagenetic signature of unconformities and new graphic visualization of diagenesis. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série IIa:Sciences de la Terre et des Planètes 314, 1507–1514.

Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: a global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. AAPG Bulletin 89, 435–445.

Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Keramati, M., Moallemi, S.A., 2006. Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs. Aapg Bulletin 90, 91–114.

Elion, P., Trouiller, A., Guillemot, D., Buschaert, S., Yven, B. and Vigneron, G., 2005. Modèle géologique du secteur d'étude. Dossier 2005 Référentiel du site Meuse/Haute-Marne Tome 1. Volume 1. C.RP.ADS.04.0022, Andra.

Enay, R. and Mangold, C., 1980. Synthèse paléogéographique du Jurassique français, Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, Volume 5. Groupe Français d'Etude du Jurassique, 220 pp.

Ferry, S., Pellenard, P., Collin, P.Y., Thierry, J., Marchand, D., Deconinck, J.F., Robin, C., Carpentier, C., Durlet, C., Curial, A., 2007. Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris Basin. Mémoire de la Société Géologique de France 178, 37–57.

Finkel, E., Wilkinson, B.H., 1990. Stylolitisation as source of cement in Mississipian Salem Limestone, West-Central Indiana. AAPG Bulletin 74, 174–186.

Fontes, J.C., Matray, J.M., 1993a. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris basin, France. 1. Brines associated with triassic salts. Chemical Geology 109, 149–175.

Fontes, J.C., Matray, J.M., 1993b. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris basin, France. 2. Saline solutions associated with oil-fields. Chemical Geology 109, 177–200.

Garcia, J.-P., Dromart, G., Guillocheau, F., Allemand, P., Gaumet, F., Robin, C., Sambet, G., 1996. Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 323, 697–703.

Gaumet, F., Garcia, J.P., Dromart, G., Sambet, G., 1996. Stratigraphic control upon depositional facies, geometries and profiles across the Bathonian–Callovian carbonate platform in Burgundy. Bulletin de la Société géologique de France 167, 409–421.

Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31 SEPM, 199 pp.

Gonçalvès, J., Pagel, M., Violette, S., Guillocheau, F., Robin, C., in press. Fluid inclusions as constraints in a three-dimensional hydro-thermo-mechanical model of the Paris basin, France. Basin Research. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00428.x.

Granier, B., 1995. A sedimentological model of the Callovian oolite reservoir of the Villeperdue oil field, Paris Basin (France). Petroleum Geoscience 1, 145–150.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–245.

Heasley, E.C., Worden, R.H., Hendry, J.P., 2000. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil–water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. Marine and Petroleum Geology 17, 639–654.

Hendry, J.P., 1993. Geological control on regional subsurface carbonate cementation: an isotopic paleohydrologic investigation of middle Jurassic limestones in Central England. In: Horbury, A.D., Robinson, A.G. (Eds.), Diagenesis and Basin Development. AAPG Studies in Geology. AAPG, 36, pp. 231–260.

Hendry, J.P., 2002. Geochemical trends and palaeohydrological significance of shallow burial calcite and ankerite cements in Middle Jurassic strata on the East Midlands Shelf (onshore UK). Sedimentary Geology 151, 149–176.

Heydari, E., 2000. Porosity loss, fluid flow, and mass transfer in limestone reservoirs: application to the Upper Jurassic Smackover Formation, Mississippi. AAPG Bulletin 84, 100–118.

Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., de Graciansky, C., Hantzpergue, P., 1998. The north sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special publication, 60, pp. 445–466.

Javaux, C., 1992. La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien – Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique, Place et création des réservoirs potentiels. 16. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, Dijon. 342 pp.

Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and cretaceous seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 3061–3074.
Lake, S.D., Karner, G.D., 1987. The structure and evolution of the Wessex basin, southern England — an example of inversion tectonics. Tectonophysics 137, 347–378.
Landais, P., 2004. Water geochemistry and hydrogeology — preface. Physics and Chemistry of the Earth 29, 1-1.
Lanson, B., Meunier, A., 1995. The transformation of ordered (S≥1) mixed layers illite-smectite to illite in a diagenetic series, state-of-the-art and prospects. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 19, 149–165.
Le Roux, J. and Harmand, D., 2003. Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, structural, porphologic and hydrographic consequences. Géologie de la France: 105–110.
Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J.-P., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Dromart, G., 2003. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle–Late Jurassic: evidence from $\delta^{18}O$ values of marine fish teeth. Paleoceanography 18, 1076.
Lécuyer, C., Reynard, B., Martineau, F., 2004. Stable isotope fractionation between mollusc shells and marine waters from Martinique Island. Chemical Geology 213, 293–305.
Lucia, J.L., 1999. Carbonate Reservoir Characterization. Springer-Verlag. 226 pp.
Maes, P., 2002. Circulations de fluides et interactions eau/roche passées et actuelles dans la pile sédimentaire du site de Meuse/Haute-Marne: apport des isotopes du Sr et conséquences. PhD Thesis, Université Montpellier, Montpellier, 308 pp.
Magniez, F., Médioni, R., Mégnien, C., Mégnien, F., Amedro, F., Destombes, P., Fauvel, P.J., Manivit, J., Robaszynski, F., Sornay, J., 1980. Crétacé inférieur. In: Mégnien, C., Mégnien, F. (Eds.), Synthèse géologique du Bassin de Paris. BRGM, vol. 101, p. 446.
Matray, J.M., Fontes, J.C., 1990. Origin of the oil-field brines in the Paris basin. Geology 18, 501–504.
Matray, J.M., Meunier, A., Thomas, M., Fontes, J.C., 1989. Les eaux de formation du Trias et du Dogger du bassin parisien: histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 13, 483–504.
Matray, J.M., Lambert, M., Fontes, J.C., 1994. Stable-isotope conservation and origin of saline waters from the middle Jurassic aquifer of the Paris basin, France. Applied Geochemistry 9, 297–309.
Menjoz, A., Brach, M., Criaud, A., Fouillac, C., Lambert, M., Rojas, J., 1992. Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger (Bassin Parisien). Géochronique 43, 20–21.
Montanez, I.P., 1997. Secondary porosity and late diagenetic cements of the Upper Knox Group, central Tennesse region: a temporal and spatial history of fluid flow conduit development within the Knox regional aquifer. In: Montanez, I.P., Gregg, J.M., Shelton, K.L. (Eds.), Basin-wide diagenetic patterns: integrated petrologic, geochemical and hydrologic considerations. SEPM Spec. Pub., 57, pp. 101–117.
Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Developments in Sedimentology, vol. 55. Elsevier. 444 pp.
Mougenot, D., 1999. Seismic imaging of a carbonate reservoir: the Dogger of the Villeperdue oil field, Paris Basin, France. Petroleum Geoscience 5, 75–82.
Nader, F.H., Swennen, R., Ellam, R.M., 2007. Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon). Sedimentology 54, 1093–1119.
Palmer, T.J., Hudson, J.D., Wilson, M.A., 1988. Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient seas. Nature 335, 809–810.
Pellenard, P., Deconinck, J.F., 2006. Mineralogical variability of Callovo–Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. Comptes Rendus Geoscience 338, 854–866.
Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Marchand, D., Thierry, J., Fortwengler, D., Vigneron, G., 1999. Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien–Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes 328, 807–813.
Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Huff, W.D., Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D., Trouiller, A., 2003. Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France. Sedimentology 50, 1035–1060.
Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate delta O-18, delta C-13, Sr-87/Sr-86 and delta S-34 database through Earth history. Earth-Science Reviews 87, 113–133.
Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. Paleoceanography 18, 1029–1040.
Purser, B.H., 1969. Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic in the Paris Basin. Sedimentology 12, 205–230.
Purser, B.H., 1975. Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse d'état, Orsay. 450 pp.
Purser, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, Tome 1. Technip, 366 pp.
Purser, B.H., 1989. Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Technip, pp. 145–164.
Quesnel, F., 2003. Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: geometry, dating and geodynamic implications. Géologie de la France 95–104.
Roche, D.M., Donnadieu, Y., Pucéat, E., Paillard, D., 2006. Effect of changes in delta O-18 content of the surface ocean on estimated sea surface temperatures in past warm climate. Paleoceanography 21.
Roduit, N., 2008. JMicroVision: image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images.
Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. Nature 305, 19–22.
Sellwood, B.W., Scott, J., Mikkelsen, P., Akroyd, P., 1985. Stratigraphy and sedimentology of the Great Oolite Group in the Humbly Grove Oilfield, Hampshire. Marine and Petroleum Geology 2, 44–55.
Sellwood, S.B.W., Scott, J., James, B., Evans, R., Marshall, J., 1987. Regional significance of dedolomitization in Great Oolithe reservoir facies of Southern England. In: Brooks, J., Glennie, K. (Eds.), Petroleum Geology of North West Europe, pp. 129–137.
Sellwood, B.W., Shepherd, T.J., Evans, M.R., James, B., 1989. Origin of late cements in oolitic reservoir facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, southern England). Sedimentary Geology 61, 223–237.
Sellwood, B., Valdes, P., Price, G., 2000. Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of Late Jurassic palaeoclimate. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 156, 147–160.
Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 289. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 29, 743–755.
Soulé de Lafont, D. and Lhégu, J., 1980. Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan (sud-est du bassin de Paris, France). Délégation générale à la recherche scientifique et technique, 39 pp.
Steuber, T., 1996. Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: growth rates and Late Cretaceous seasonality. Geology 24, 315–318.
Theveniaut, H., Quesnel, F., Wyns, R., Hugues, G., 2007. Palaeomagnetic dating of the "Bome de Fer" ferricrete (NE France): lower Cretaceous continental weathering. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 253, 271–279.
Thierry, J., Barrier, E., 2000. Middle Callovian, map 9. In: J. Dercourt et al. (Eds.), Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps – Explanatory notes. CCGM/CGMW, Paris, Paris, pp. 49–110.
Thierry, J., Cariou, E., Dubois, P., Fily, G., Gabilly, J., Laurin, B., Le Roux, J., Lorenz, J., Rioult, M., Yapaudjian, L., 1980. Jurassique moyen. In: Mégnien, C., Mégnien, F. (Eds.), Synthèse géologique du Bassin de Paris. Volume I- Stratigraphie et paléogéographie. BRGM., vol. 101, pp. 125–193.
Thiry, M., Quesnel, F., Yans, J., Wyns, R., Anne, V., Theveniaut, H., Simon-Coincon, R., Ricordel, C., Moreau, M.G., Giot, D., Dupuis, C., Bruxelles, L., Barbarand, J., Baele, J.M., 2006. Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. Bulletin de la société géologique de France 177, 155–175.
Uriarte, J., 1997. Maturité thermique des sédiments de la bordure sud-est du Bassin de Paris. PhD thesis, Université de Genève, Genève, 146 pp.
Vincent, B., Emmanuel, L., Loreau, J.-P., 2004. Signification du signal isotopique ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) des carbonates néritiques: composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris, France). Comptes Rendus Geosciences 336, 29–39.
Vincent, B., Rambeau, C., Emmanuel, L., Loreau, J.-P., 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France). Facies 52, 69–84.
Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P., Loreau, J.-P., 2007. Geodynamic control on carbonate diagenesis: petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). Sedimentary Geology 197, 267–289.
Wierzbowski, H., Joachimski, M., 2007. Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 254, 523–540.
Worden, R.H., Matray, J.M., 1995. Cross formational flow in the Paris basin. Basin Research 7, 53–66.

2. Description pétrographique des phases de cimentation

Basée sur une série de planches photographiques légendées, cette partie du manuscrit complète les descriptions fournies dans l'article précédant (Brigaud et al., 2009c). A partir de clichés de lames minces colorées et de lames sous cathodoluminescence, l'objectif est de fournir une description pétrographique précise des principales phases de cimentation qui ont été décelées dans les forages de la zone de transposition de l'Andra.

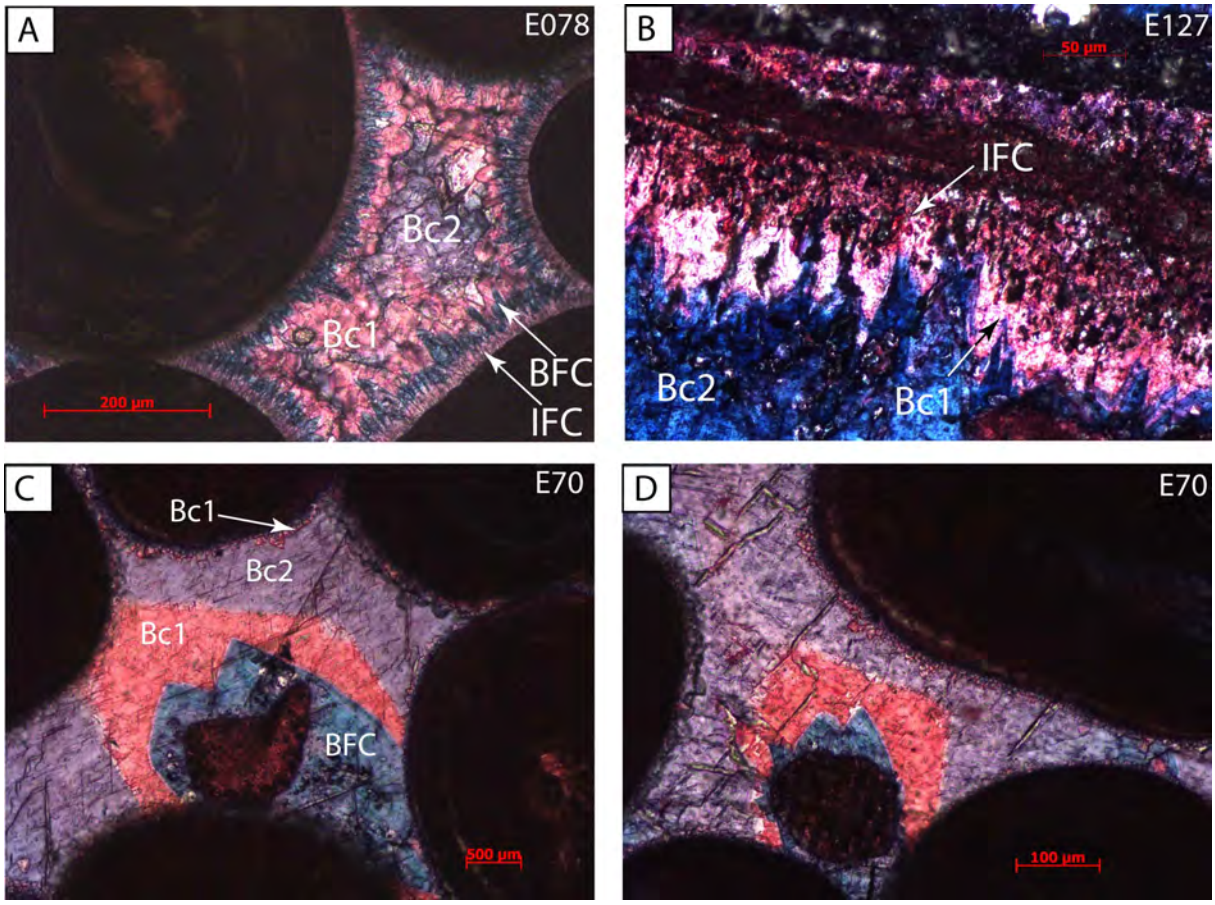


Figure III-1. Ciments précoces et mésogénétiques dans le Bajocien.

A- Grainstone oolitique présentant deux phases de cimentations précoces (1- ciment fibreux non ferreux dénommé IFC pour *Isopachous Fibrous Calcaite*, et 2- frange isopaque de ciment ferreux dénommé BFC pour *Bladed Ferroan Calcite*). Le reste de l'espace intergranulaire est comblé par deux phases de calcite sparitique: 1- une sparite de blocage non ferreuse appelée Bc1 pour *Blocky calcite 1*) et 2- une sparite de blocage ferreuse appelée Bc2 pour *Blocky calcaite 2*). A remarquer la quasi absence de phénomènes de compaction entre les oolites micritiques. Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210, échantillon E078.

B- Grainstone bioclastique précocément cimenté par des IFC de milieu phréatique marin se développant sous une surface durcie et perforée. La richesse en inclusions solides est indicatrice d'une recristallisation en LMC de cristaux fibreux initialement en HMC. Cette recristallisation est peut-être contemporaine de la précipitation de Bc1 qui se développe en épitaxie sur les IFC. La calcite de blocage Bc1 non ferreuse est ici peu développée et adopte une morphologie scalénohèdrale. A l'inverse, la calcite de blocage ferreuse Bc 2 est très développée et fini de colmater l'espace interparticulaire. Sommet des Calcaires à Polypiers supérieurs, Bajocien inférieur, forage EST210, échantillon E127.

C et D- Dans ces deux échantillons, 3 phases de cimentation sparitiques se développent en syntaxie sur des fragments d'échinodermes. La première phase, BFC (Blocky Ferroan Calcite) est ferreuse et présente une base riche en inclusions solides. Bc1 et surtout Bc2 colmatent la porosité. Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210, échantillon E070.

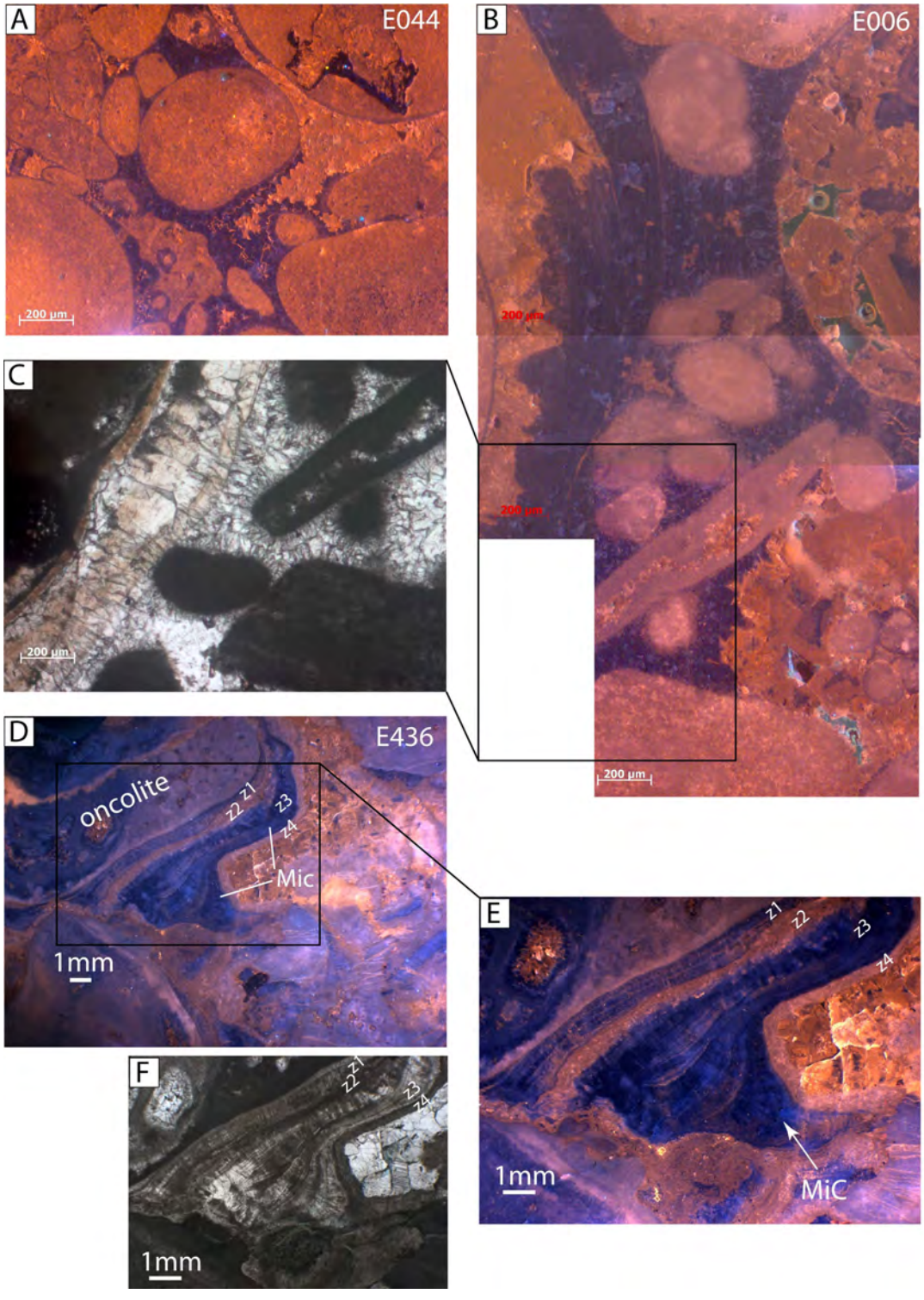

A
E044
200 µm
B
E006
200 µm
C
200 µm
200 µm
D
E436
oncolite
z2 z1
z3
z4
Mic
1mm
E
z1
z2
z3
z4
1mm
MiC
F
z2 z1
z3
z4
1mm

Figure III-2 : Ciments précoces vadoses.

A- Grainstone oolitique du sommet de la Séquence IV (Somment Oolite miliaire supérieure, Bajocien supérieur, sous SB5, forage EST210, échantillon E044). Un ciment sparitique limpide et très faiblement luminescent forme des amas et des ménisques à faces courbes. Ces caractéristiques pétrographiques sont typiques d'une précipitation précoce en milieu vadose oxydant, à partir de fluides météoriques ou mixtes.

B et C- Sous la limite de séquence SB6, des ciments calcitiques limpides scalénohédraux à *bladed* et très faiblement luminescents forment des amas et plus occasionnellement des ménisques et des microstalactites (sous les grains les plus larges). Ils indiquent une cimentation en milieu vadose oxydant, à partir de fluides météoriques ou mixtes. Calcaire de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, Sommet de la Séquence V, échantillon E044.

D, E et F- Cet échantillon illustre la présence de ciment microstalactitique (MiC) dans un rudstone à bioclastes et oncolites. En lumière transmise, le ciment apparaît fibreux, avec des différences dans la densité des inclusions solides. Sous cathodoluminescence, 4 zones principales (z1, z2, z3 et z4) sont décelables. z1 et z3 sont faiblement à très faiblement luminescentes. A l'inverse, z2 et z3 sont relativement luminescentes et d'aspect plus sombre en lumière transmise. Ces caractéristiques pétrographiques suggèrent que les zones 2 et 4 étaient initialement plus riches en magnésium que z1 et z2 et quelles ont donc été plus sensibles aux recristallisations lors de la mésogenèse. Dans ce milieu vadose, des variations dans le teneur en magnésium des eaux parentes, ou des variations de la température de précipitation, peuvent donc être évoquées (cf. § 4.2 p.175). Calcaires de Chaumont, Bathonien supérieur, sommet Séquence VI, sous SB7.

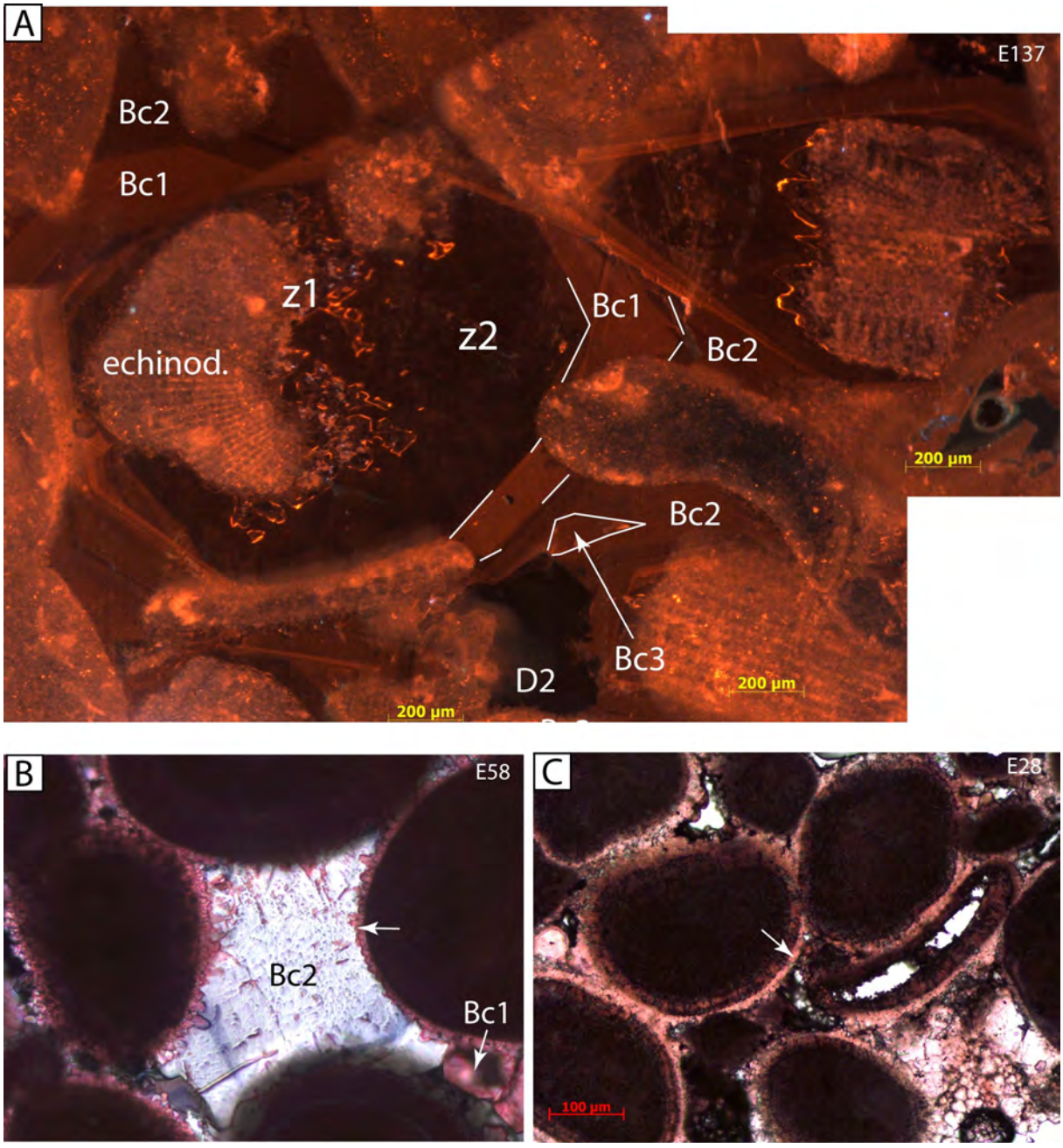


Figure III-3 : Ciments précoces dans le Bajocien et le Bathonien

A- Ce grainstone riche en entroques (Calcaires à polypiers supérieurs, Bajocien inférieur, forage EST210, échantillon E137) est essentiellement cimenté par des ciments syntaxiaux précoces et mésogénétiques. La première zone (z1), développée surtout le long de l'axe c des fragments échinodermiques, a une luminescence nuageuse et est riche en inclusions solides. Elle correspond a un ciment marin très précoce initialement formé par de la HMC. La deuxième zone (z2) est limpide, non ferreuse, et très faiblement luminescente (nfES pour *non-ferroan Early Spar*). Elle est recoupée par les perforations de la discontinuité SB1 et est donc contemporaine de la lacune sédimentaire liée à cette discontinuité. Le reste de l'espace intergranulaire est comblé par Bc1 (zone luminescente orange), Bc2 (zone à luminescence sombre, avec un léger *concentric zoning*), Bc3 (Blocky calcite 3, zone à luminescence plus claire), et D2 (Dolomie ferreuse).

B- Dans cet échantillon de grainstone oolitique, Bc1 est peu développé et se superpose probablement à un très fin ciment isopaque précoce d'origine marine (flèche). La calcite de blocage BC2, ferreuse, colmate la quasi totalité de la porosité interparticulaire. Oolite miliaire supérieure, Bajocien supérieur. (échantillon E058).

C- Grainstone à ooides montrant le développement d'un ciment isopaque marin (flèche) sous une surface perforée. Un sédiment interne micritique percolant depuis cette surface perforée recouvre localement le ciment isopaque.**Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur. (échantillon E028).**

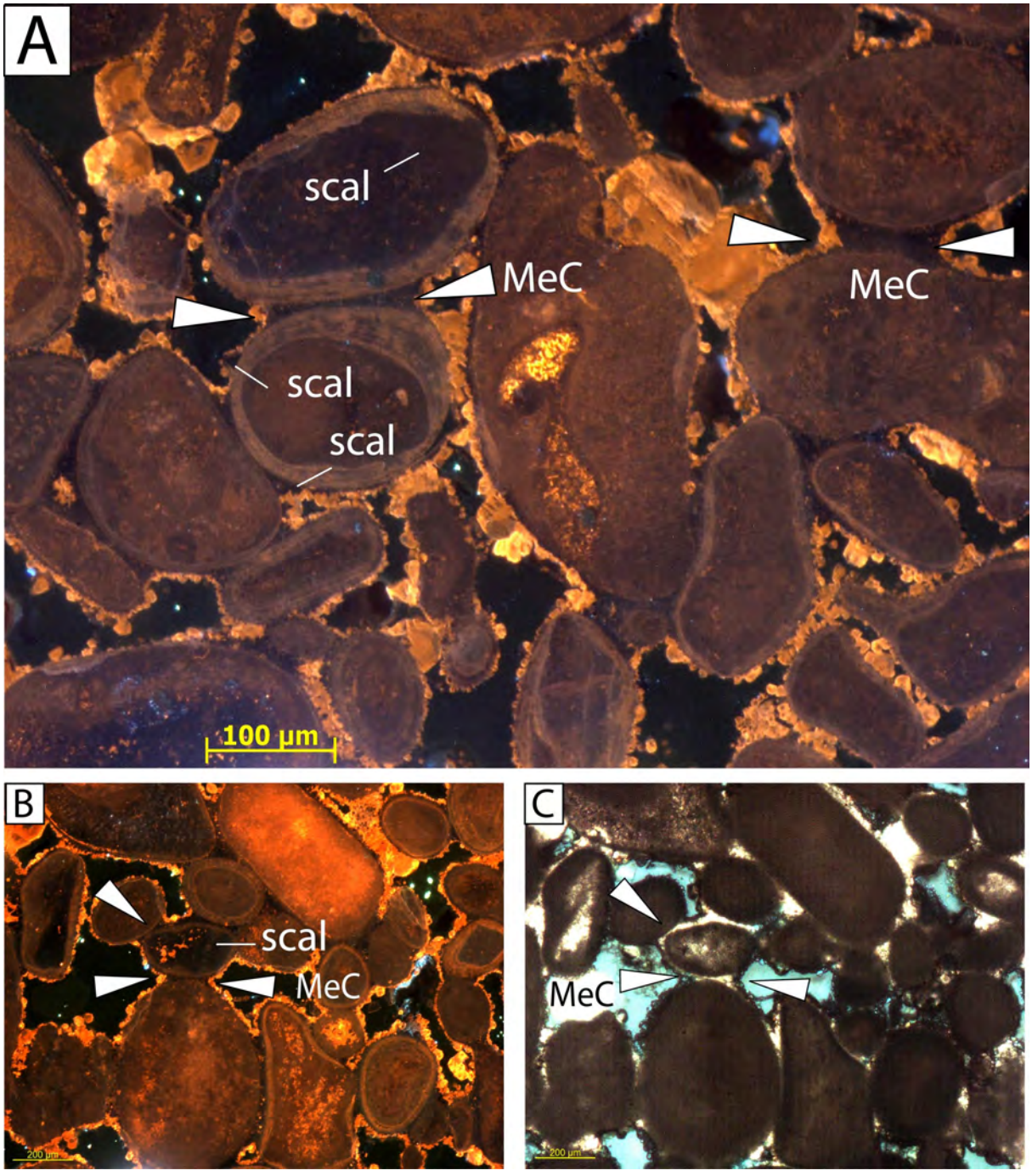


Figure III-4 : Ciments précoces vadoses.

A- Grainstone oolitique induré précocement par des ménisques en calcite limpide très faiblement luminescente. Ces ciments en ménisques (MeC pour *Meniscus Cement*) sont typiques d'une cimentation météorique en milieu vadose (Sommet de la Séquence VII, SB8, sommet de l'Oolite de Fréville, Bathonien supérieur, forage EST433, échantillon E409, 40 cm sous SB8). Les ciments de blocage, de morphologie granulaire, sont très peu développés dans cet échantillon.

B et C- même échantillon que le cliché précédent (A) : B- en cathodoluminescence et C- en lumière naturelle. Cet échantillon montre les MeC (*Meniscus Cement)*. Le *nucleus* de certains grains oolitiques est en partie dissous et remplacé par un ciment non luminescent en scalénohèdres.

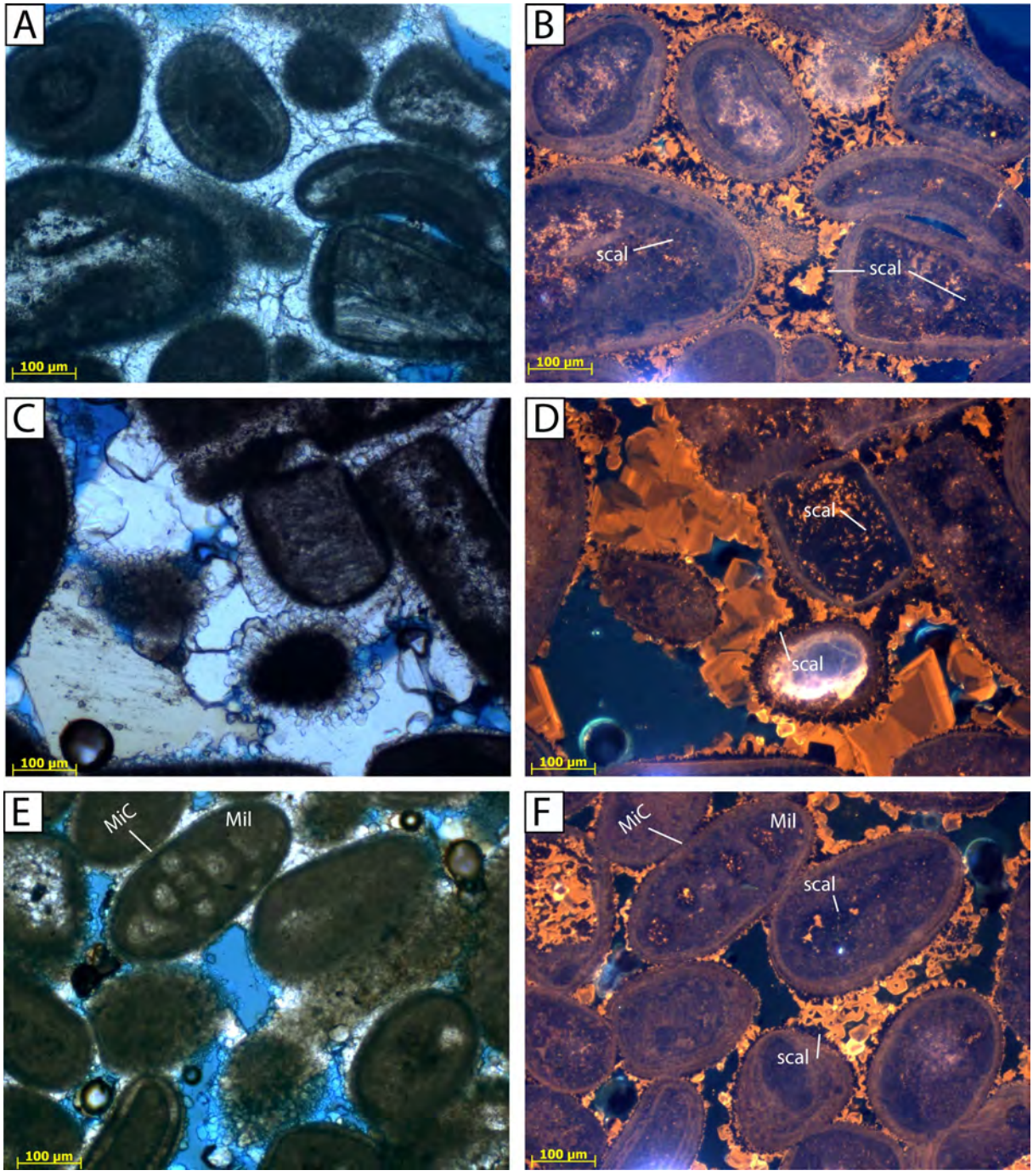


Figure III-5 : Ciments non luminescents scalénohédraux.

A et B- Grainstone oolitique de l'Oolite de Fréville (forage EST433, échantillon E410) observé en A- lumière transmise et B- en cathodoluminescence. Cet échantillon, situé à 1,5 m sous SB8, montre des ciments non luminescents en dents de chien (ou scalénohèdres), contemporains des MeC (*Meniscus Cement)*.

C, D, E et F. Grainstones oolitiques de l'Oolite de Fréville (forage EST433, échantillons E411 et E410, respectivement à 2,8 m et 1.5 m sous SB8) observés en A- lumière naturelle et B- en cathodoluminescence. La première phase de cimentation correspond à une calcite limpide et très faiblement luminescente formant ponctuellement des ménisques.

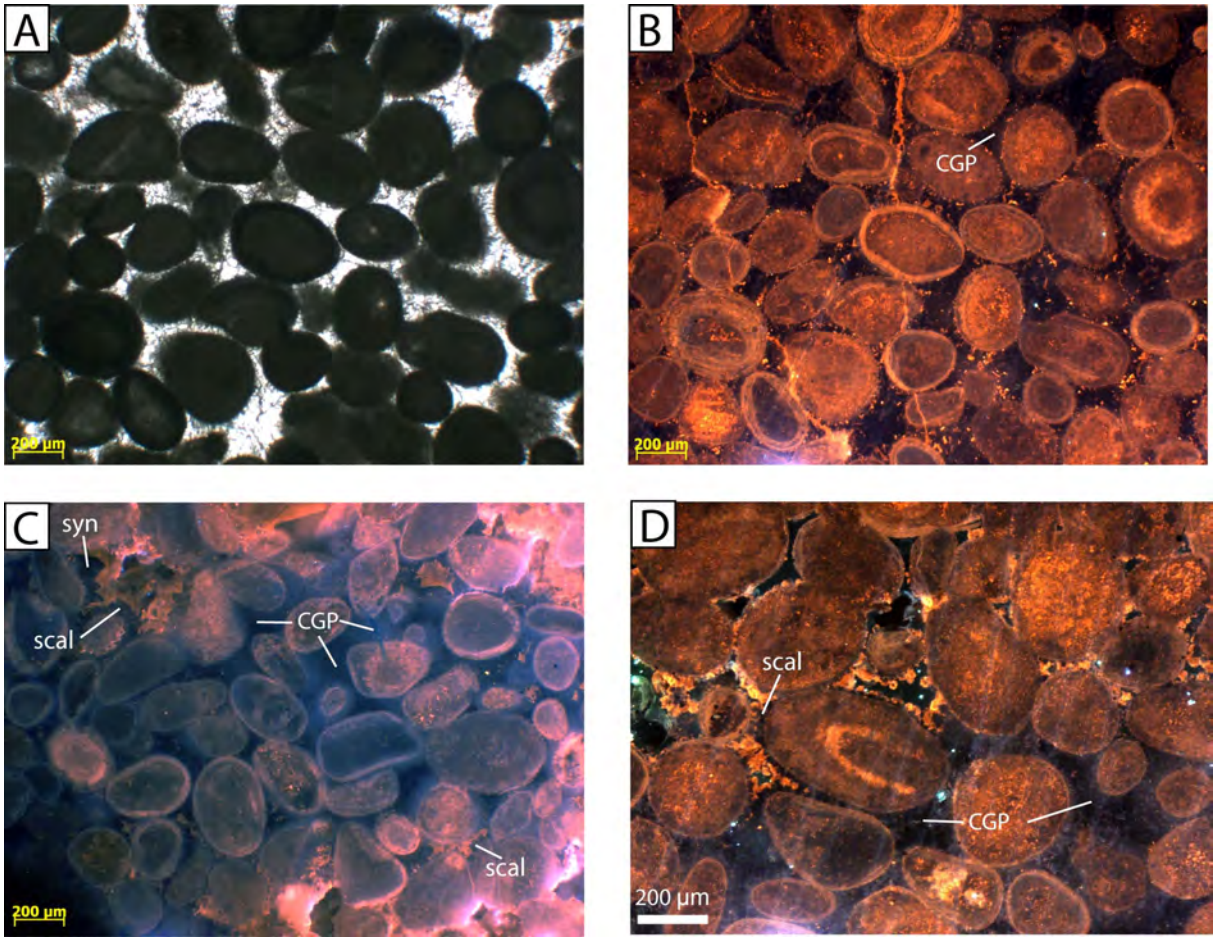


Figure III-6 : Cimentation météorique en zone phréatique.

A et B- Grainstone oolitique de l'Oolite de Fréville (Forage EST433, échantillon E413, 4,80 m sous SB8) observé en luminère naturelle (A) et sous cathodoluminescence (B). La totalité de la porosité intergranulaire est cimentée par une sparite précoce, limpide et non luminescente, à morphologie granulaire, formant des *pachs* centimétriques au sein d'un grainstone faiblement cimenté (CGP, ciment granulaire en *patchs*).

C- Grainstone oolitique de l'Oolite de Fréville (Forage EST433, échantillon E412, 3,8 m sous SB8) observé sous cathodoluminescence. Un *patch* est entièrement cimenté par de la sparite limpide et très faiblement luminescente (CGP). Il est enchâssé dans un grainstone faiblement cimenté, où les oolites sont plus luminescentes (du fait d'une recristallisation partielle lors de l'éogenèse).

D- Grainstone oolitique de l'Oolite de Fréville (Forage EST433, échantillon E413, 4,8 m sous SB8) montrant la périphérie d'un patch cimenté par une sparite météorique précoce (CGP). Ce ciment est constitué par des cristaux d'une dizaine de micromètres présentant une morphologie granulaire.

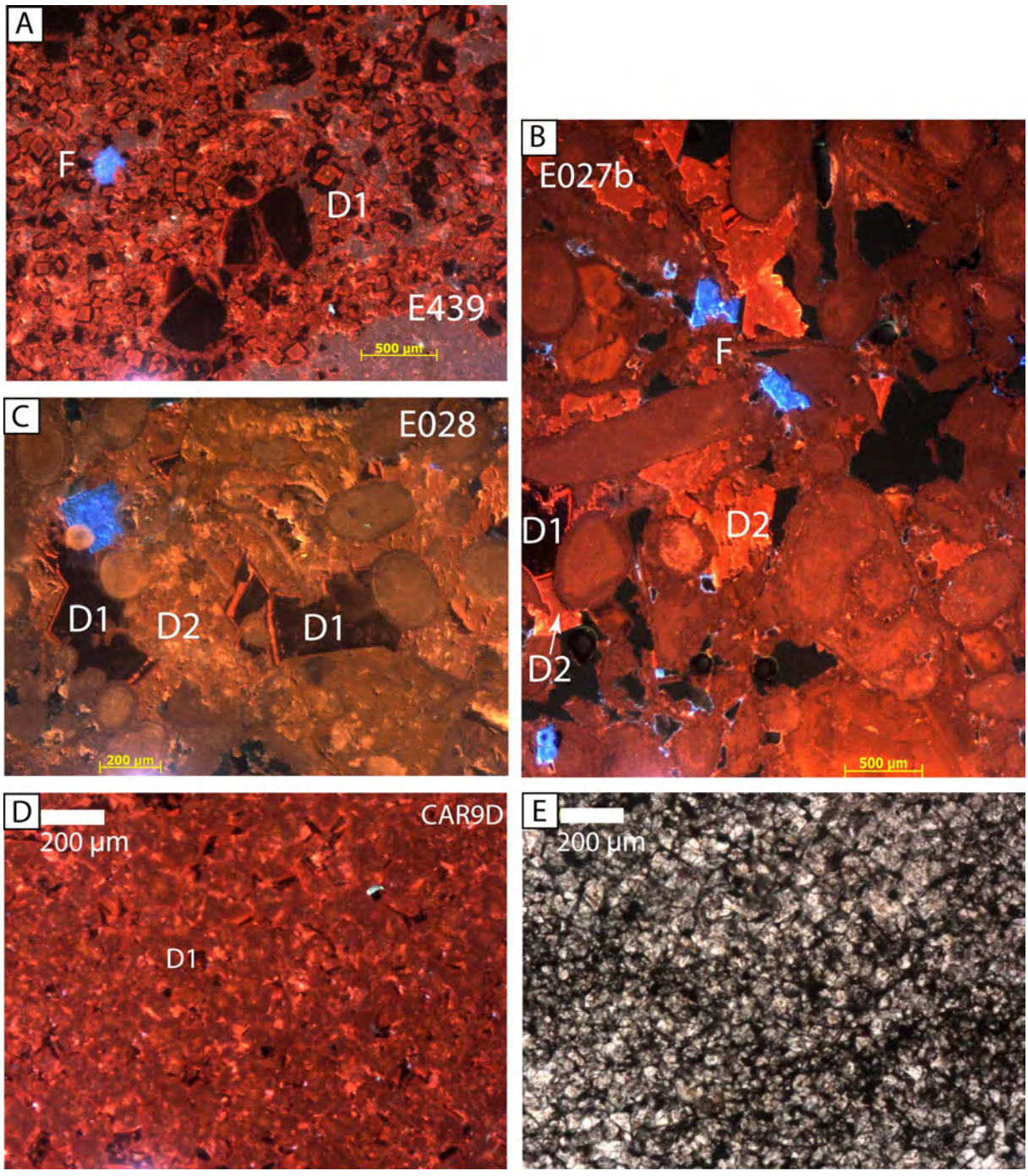


Figure III-7 : Dolomite et fluorine.

A- Mudstone montrant le premier stade de dolomitisation (D1) et un cristal de fluorine (F). D1 présente plusieurs sous zones : un cœur euhédral luminescent entouré d'une sous-zone faiblement luminescente dont le bord externe peut présenter une bande luminescente. La fluorine présente une luminescence bleue. Calcaire de Chaumont, Bathonien supérieur, forage EST433, E439.

B- Grainstone à ooides, pellets et bioclastes montrant D1, le deuxième stade de dolomitisation D2 et la fluorine F. D1 est reconnaissable à sa bande luminescente orange comprise entre deux sous-zones très faiblement luminescentes. D2, parfois en syntaxie sur D1, présente une assez grande plage de dolomite à luminescence vive orangée. Calcaire de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E028.

C- Grainstone à ooides, bioclastes et pellets. D1 (non luminescent et bande orange). D2 (grandes plages orangées) et F (cristal de fluorine cubique). Calcaire de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E028.

D et E- Sommet dolomitisé des Calcaires de Neufchâteau, Bathonien supérieur (Sommet Séquence 6, sous la surface SB7) dans le forage L.LI.CD.001 (échantillon CAR9D). Les cristaux sont euhédraux et altèrent la texture initiale mudstone à wackestone.

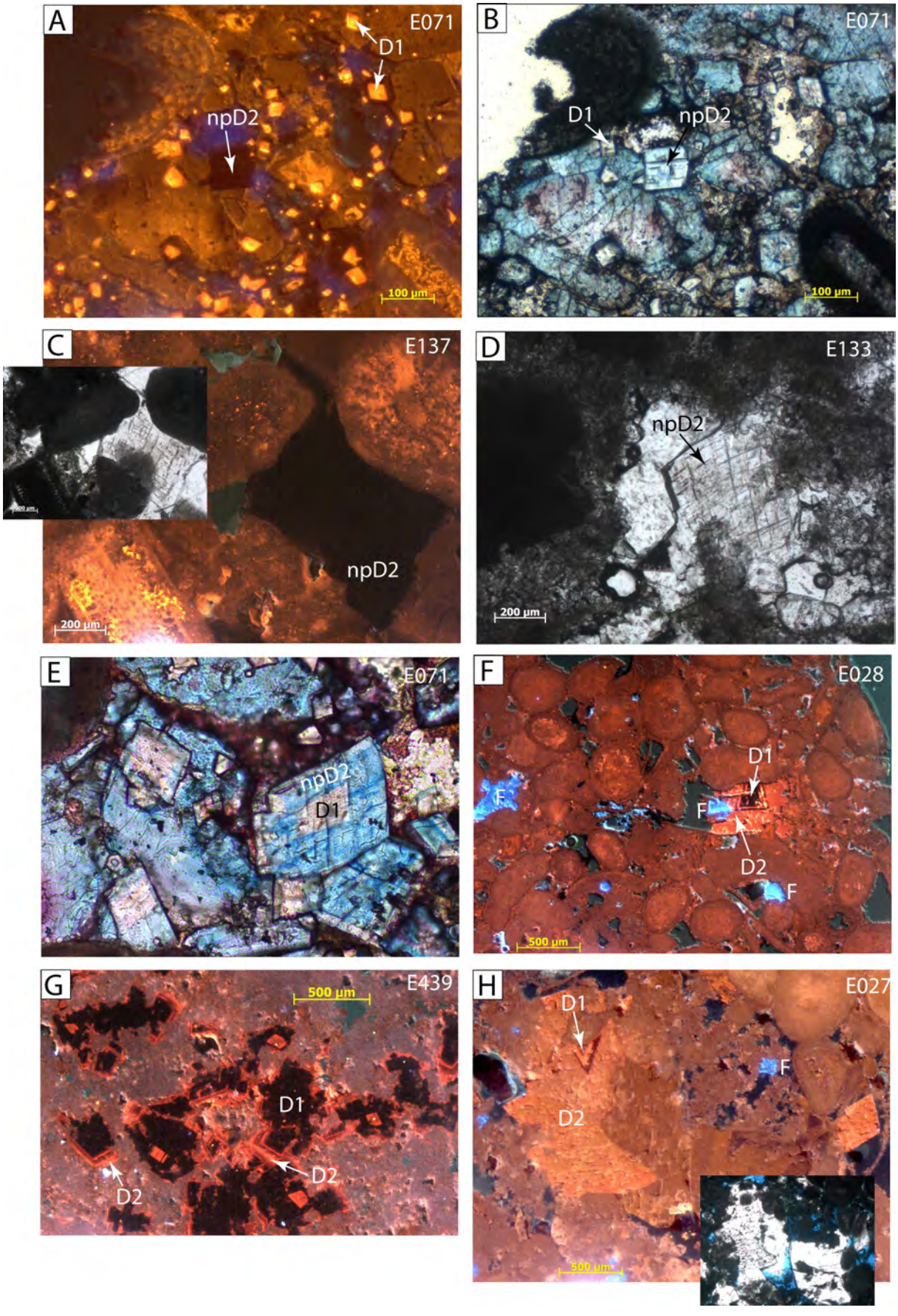

A
E071
D1
npD2
100 µm
B
E071
D1
npD2
100 µm
C
E137
npD2
200 µm
D
E133
npD2
200 µm
E
E071
npD2
D1
F
E028
D1
F
F
D2
F
500 µm
G
E439
500 µm
D1
D2
D2
H
E027
D1
F
D2
500 µm

Figure III-8 : Dolomite.

A et B- Grainstone oolitique montrant D1 (cœur euhédral luminescent) et une deuxième génération de dolomite, ferreuse. Les faces cristallines courbes montrent qu'il s'agit d'une dolomite baroque ou *saddle dolomite*, dénommé npD2 (*non-planar* D2). Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210, échantillon E071.

C et D- Cristal euhédral de dolomite baroque ferreuse npD2 de taille millimétrique. Calcaires à polypiers supérieurs, Bajocien inférieur, forage EST210, échantillon E137 et E133.

E- Illustration de la surcroissance de npD2 sur D1. D1 : non ferreuse et euhédrale. npD2 : faces cristallines courbes typiques des dolomites baroques. Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210, échantillon E071.

F- Grainstone oolitique et bioclastique présentant des ciments dolomitiques (D1 et D2), et de fluorine (F). Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E028.

G- Mudstone dolomitisé des Calcaires de Chaumont, Bathonien supérieur (forage EST433, échantillon E439). D1 présente des cœurs euhédraux luminescents. La zone non luminescente contenant une bande luminescente est également visible. D2, avec sa luminescence claire caractéristique, est présente mais en faible proportion.

H- Grainstone ooilitique à ciments dolomitiques D1 et D2. La fluorine est présente également dans ce niveau. Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E027.

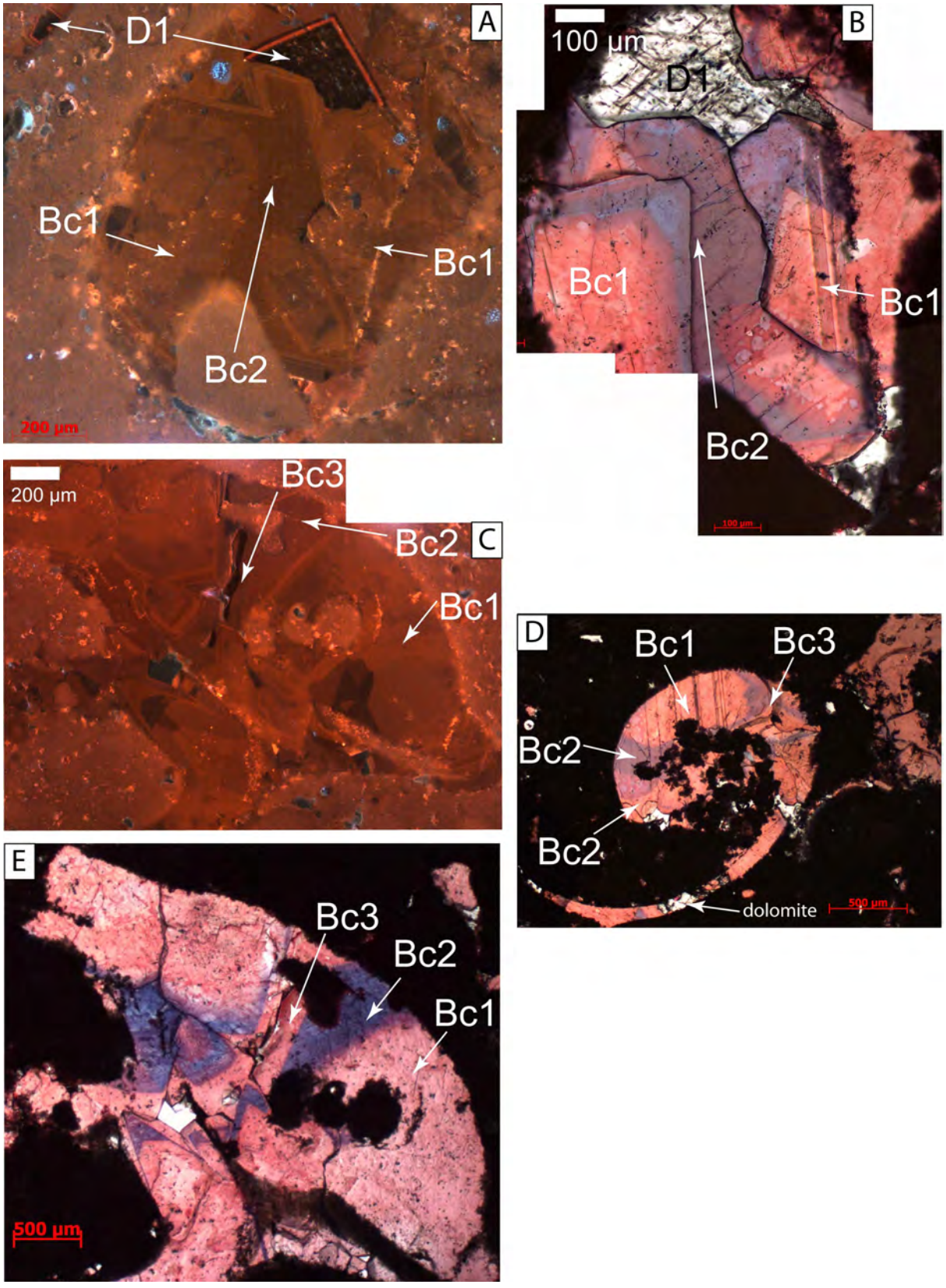


Figure III-9 : Ciments de blocages.

A et B- Cimentation calcitique puis dolomitique dans un faciès grainstone/packstone oolitique des Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur (forage EST210, échantillon E027). Bc1 est non ferreuse et présente une luminescence orangée, typique de l'apparition des conditions réductrices pendant l'enfouissement. Les cristaux de Bc1, à faces cristallines bien marquées, présentent un *sector zoning,* typique des conditions réductrices régnant dans des nappes d'eau stagnantes. Bc2 est ferreux, présente

une luminescence plus sombre et montre un léger *concentric zoning* (bande plus luminescente à l'extrémité du cristal). Bc2 est en surcroissance sur Bc1. Sa luminescence indique des possibles conditions réductrices pendant l'enfouissement avec intégration de Fer dans le réseau cristallin de la calcite. La dolomite D1 s'appuie sur Bc2 et est par conséquent postérieure. Elle est non luminescente et présente une étroite bande luminescente orange.

C et D- Grainstone oolitique et bioclastique montrant les 3 principales zones de calcites de blocages. Bc1 : cristaux à faces cristallines planes précipitant en direction du centre du pore. Ce ciment non ferreux présente un *sector zoning*. Bc2 se développe en continuité de Bc1. Ferreuse, Bc2 présente une bande plus claire (*zoning concentrique*), indiquant le passage possible à des conditions moins réductrices. L'espace intergranulaire résiduel est comblé par la sparite Bc3, non ferreuse, avec une luminescence semblable de celle de Bc1. Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur (forage EST210, échantillon E027).

E- Porosité moldique obturée par les zones succesives de sparites Bc1, Bc2, Bc3 et de dolomite. Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur (forage EST210, échantillon E027)

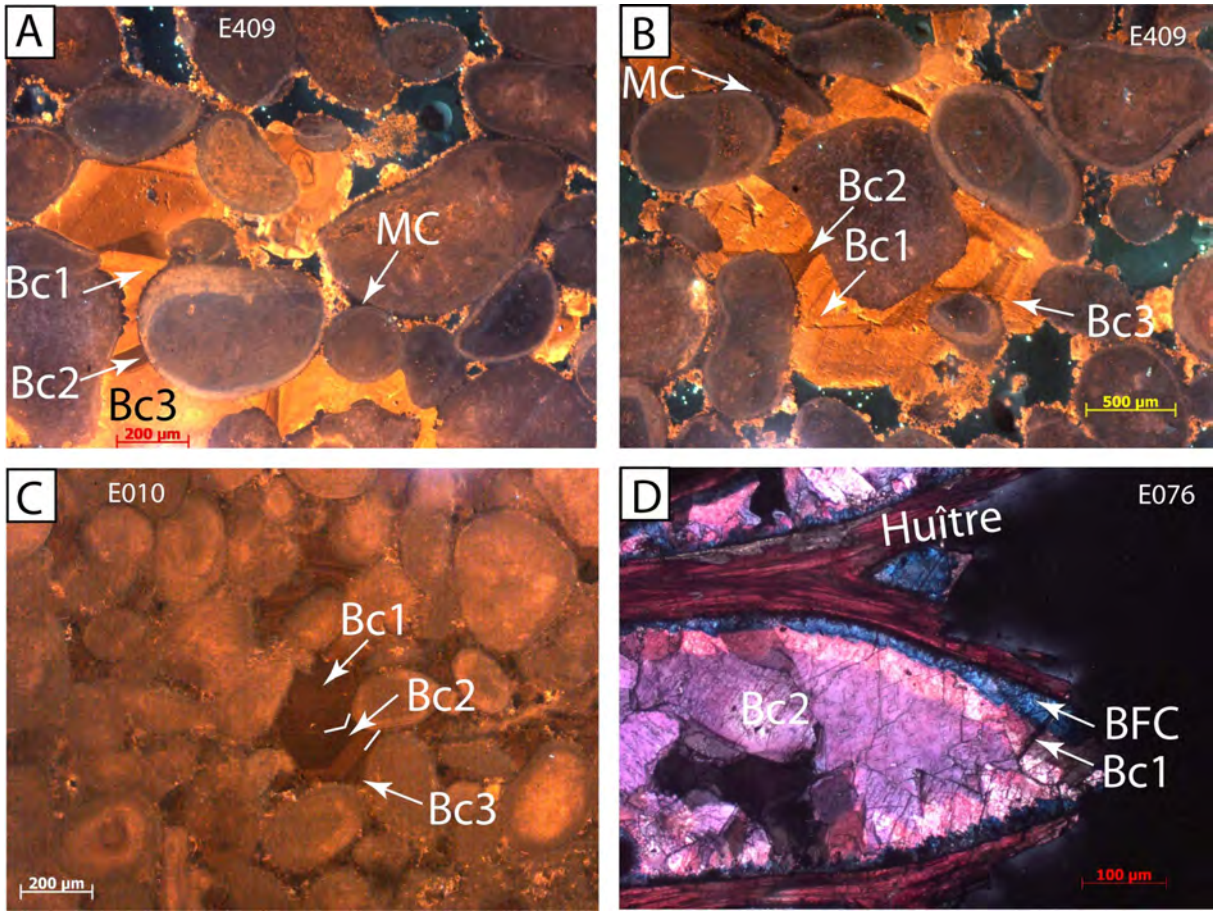


Figure III-10 : Sparites de blocage.

A- Grainstone oolitique à cimentation précoce vadose (MC). Les sparites de blocage Bc1, Bc2 et Bc3 sont visibles dans cet échantillon (E409) du forage EST433 correspondant au sommet de l'Oolite de Fréville (Bathonien supérieur). Bc1 : luminescence vive orangée. Bc2 : luminescence sombre. Bc3 luminescence claire (proche de Bc1). Bc1 et Bc2 ont une luminescence assez proche.

B- Même échantillon oolitique (E409). Bc1, Bc2 et Bc3 se développent en syntaxie sur un fragment d'échinoderme.

C- Grainstone oolitique où la porosité est complètement obturée par les stades successifs de précipitation des sparites de blocage Bc1, Bc2 et Bc3. Calcaire de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E010.

D- Cimentation sparitique entre des coquilles d'huître. Les ciments suivants sont présents : BFC (ferreuse), Bc1 (zone non ferreuse) et Bc2 (moyennement ferreuse). Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210, échantillon E076.

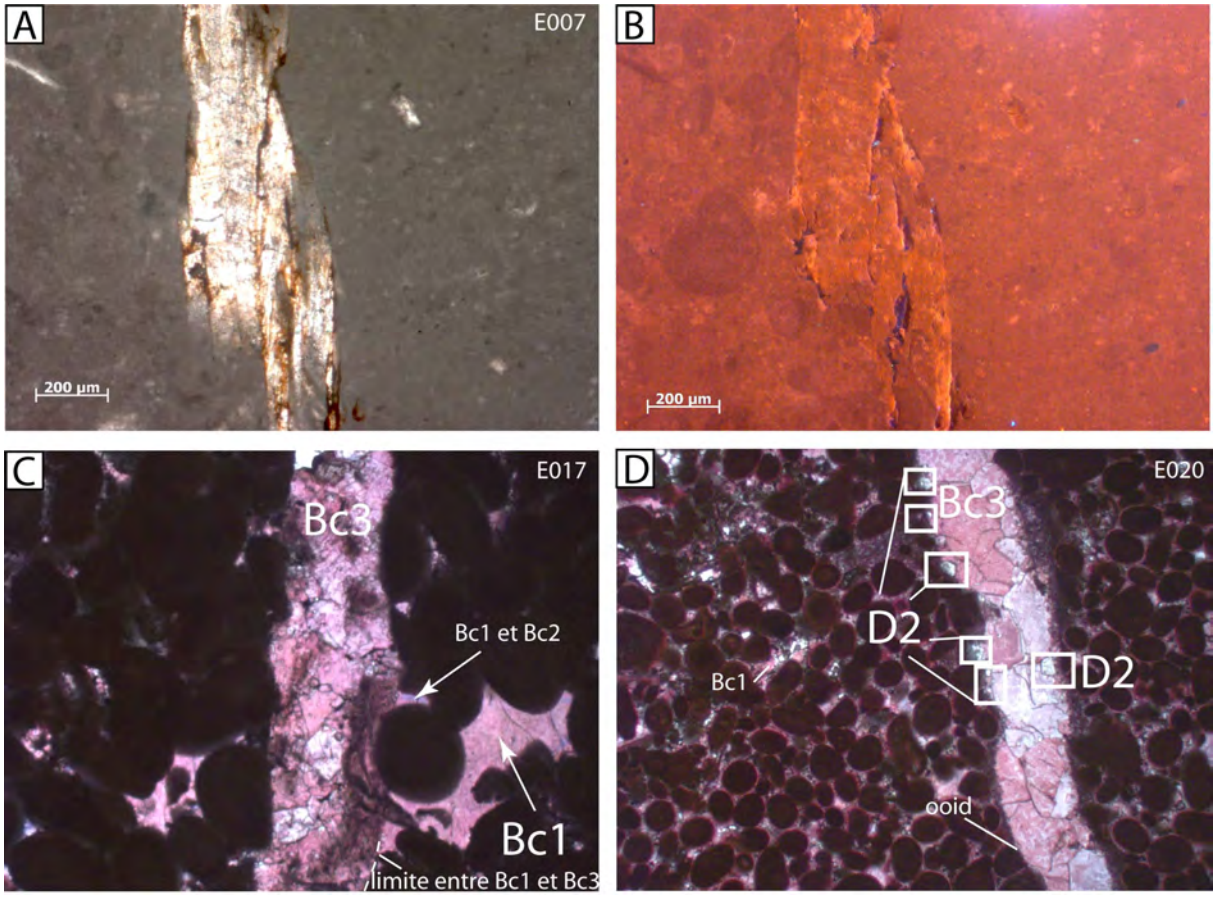


Figure III-11 : Stylolites et fractures.

A et B- Sparite ferreuse Bc2 précipitant dans une fente de tension verticale reliant deux pics opposés d'un stylolite horizontal. Les nombeuses fractures subverticales qui affectent cette sparite suggèrent que Bc2 s'est développée lors de le croissance de la fente de tension, donc en même temps que la stylolitisation.. Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E007.

C- Grainstone oolitique présentant une fracture cimentée. Cette fracture est colmatée par Bc3 mais recoupe Bc1 et Bc2 qui colmatent l'essentiel de l'espace intergranulaire. Le $\delta^{18}O$ de Bc3 dans cette fracture est de -9,6 ‰ PDB, comparable aux valeurs publiées par Buschaert et al. (2004) pour d'autres colmatages sparitiques de fractures oligocènes du secteur d'étude. Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E017.

D- Grainstone oolitique présentant une fracture. L'espace inter-oolites est cimenté par Bc1, et l'ensemble (oolite-Bc1) est recoupé par la fracture. Cette fracture est obturée par D2, puis par Bc3, dont les analyses isotopiques $\delta^{18}O$ (-9,9 ‰, -10 ‰, -11 ‰) sont cohérentes avec une cimentation durant l'extension Oligocène. Calcaires de Chaumont, Bathonien inférieur, forage EST210, échantillon E020.

3. Analyses isotopiques ($\delta^{18}O$) réalisées à la microsonde ionique (IMS 1270)

Afin de pouvoir mesurer le $\delta^{18}O$ sur des ciments de petite taille une journée d'analyse a été réalisée sur la microsonde ionique Cameca® 1270 du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), Nancy. Nous souhaitions analyser des fenêtres très petites (spot d'environ 30 μm de diamètre) en comparaison des surfaces minimales de l'ordre de $1mm^2$ prélevées à la fraise de dentiste. Le principe de la microsonde ionique est fondé sur le bombardement d'un échantillon par un faisceau d'ions primaires. Les atomes de la surface de l'échantillon bombardé sont éjectés sous forme d'ions secondaires. Ces ions secondaires sont collectés par un spectromètre de masse permettant d'obtenir les rapports isotopiques en $\delta^{13}C$ et/ou $\delta^{18}O$. Dans ce travail, pour des raisons de temps (et donc budgétaires), seul le rapport isotopique en $\delta^{18}O$ a été mesuré.
Trois lames minces représentatives (E028, E076 et E137, dans lesquelles les phases minérales sont reconnues en coloration, en cathodoluminescence et en lumière réfléchie) ont été sélectionnées. Ces lames minces ont été polies à la pâte diamantée puis découpées à la taille du porte échantillon de la microsonde ionique. Elles ont été ensuite recouvertes d'une fine couche d'or afin d'éviter les charges dans la chambre de la SIMS.

3.1 Standards et correction de la dérive instrumentale

Les valeurs isotopiques mesurées par la SIMS sont directement données par rapport au SMOW, et ont été recalculées par rapport au PDB d'après la relation suivante : $\delta^{18}O_{SMOW} = 1{,}03086 \cdot \delta^{18}O_{PDB} + 30{,}86$. Le standard utilisé est un cristal de calcite interne au CRPG nommé MEX, dont le $\delta^{18}O$ est de 23.64 ‰ SMOW. La différence entre les valeurs mesurées du standard et la valeur du MEX est appelée fractionnement instrumental. Ce fractionnement instrumental varie dans le temps, en particulier entre deux sessions voir entre deux changements d'échantillons, Le MEX est donc analysé au début et en fin de chaque séance (5 à 6 valeurs sont nécessaires) afin de déterminer la dérive du fractionnement instrumental.

Dans le détail, lors de l'analyse de l'échantillon E137, le fractionnement instrumental avant l'analyse était de -0,7 ‰ ± 0,3 ‰. A la fin de la série d'analyse, le fractionnement instrumental avait diminué jusqu'à -1,8 ‰ ± 0,6 ‰. Pendant l'analyse de cet échantillon, la valeur moyenne du fractionnement instrumental a donc été de -1,2 ‰, et la reproductibilité des mesures $\delta^{18}O$ de ± 0,7 ‰. Une régression linéaire est appliquée afin de tenir compte de la déviation du fractionnement instrumental entre le début et la fin de la session.

Avant les mesures effectuées sur les échantillons E028 et E076, le fractionnement instrumental était de 3 ‰ ± 0,3 ‰ au début de l'analyse. A la fin de la série d'analyse sur ces deux échantillons, le fractionnement instrumental a diminué jusqu'à 1,7 ‰ ± 1 ‰. Pendant l'analyse de cet échantillon, la valeur moyenne du fractionnement instrumental a donc été de 2,3 ‰, et la reproductibilité des mesures $\delta^{18}O$ des échantillons E028 et E076 de ± 1 ‰. Une régression linéaire est également appliquée afin de tenir compte de la déviation du fractionnement instrumental entre le début et la fin de la session.

Quelques points d'analyses ont été réalisés sur de la dolomite dans les trois échantillons, le standard utilisé est le DPA, de valeur 23,66 ‰ SMOW, et la reproductibilité des mesures $\delta^{18}O$, d'environ ± 0,5 ‰.

3.2 Résultats

Le transect d'analyse réalisé sur l'échantillon E137 montre l'évolution des valeurs depuis le ciment précoce nfES jusqu'à la calcite de blocage Bc3, en passant par la phase de dolomite D2 (Figure III-12). Les 5 mesures réalisées sur nfES présentent des valeurs $\delta^{18}O$ assez homogènes, variant entre -4 et -6 ‰ PDB. Les 2 points de la zone Bc1 montrent une diminution des valeurs $\delta^{18}O$ de -7 à -10 ‰ PDB. Une mesure réalisée dans la zone Bc2, proche de la transition avec Bc1, présente une valeur de -10 ‰ PDB. Deux mesures disponibles sur Bc3 montrent les valeurs $\delta^{18}O$ les plus faibles de cet échantillon (-14 et -15 ‰ PDB). Une analyse $\delta^{18}O$ supplémentaire a été réalisée sur Bc2, elle est cohérente avec la mesure précédente (-10 ‰ PDB). Les 2 mesures disponibles sur la dolomite D2, indiquent une même valeur de -9 ‰ PDB.

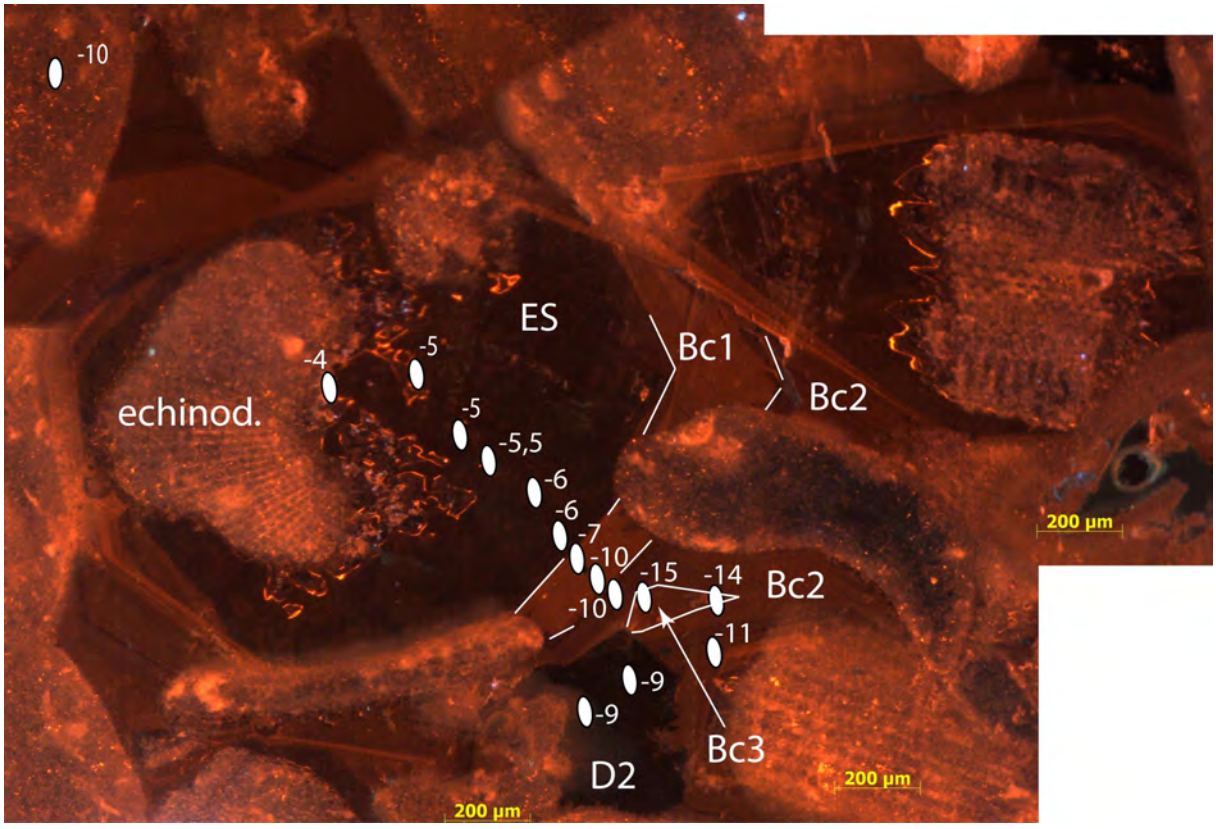


Figure III-12 : Transect d'analyses $\delta^{18}O$ (‰-PDB) réalisé avec l'IMS 1270 sur l'échantillon E137 (Calcaires à polypiers supérieurs, Bajocien inférieur, forage EST210).

Ce transect montre la diminution progressive du rapport entre la cimentation précoce nfES, et la cimentation tardive Bc3.

Le transect réalisé sur l'échantillon E076 illustre l'évolution du $\delta^{18}O$ depuis une coquille d'huître non luminescente jusqu'au ciment de blocage Bc2 (Figure III-13). Comme précédemment, le transect met en évidence la diminution progressive du rapport isotopique $\delta^{18}O$ (‰ PDB), entre le signal supposé primaire sur l'huître et la cimentation tardive Bc2. Les valeurs $\delta^{18}O$ sur l'huître varient entre -5 et -7,5 ‰ PDB. Les deux mesures réalisées sur le ciment précoce BFC (*Bladed Ferroan Calcite*) montrent des valeurs $\delta^{18}O$ relativement homogènes entre -5,5 et -6 ‰ PDB. Les trois mesures $\delta^{18}O$ réalisées sur Bc1 varient entre -5

et -9 ‰ PDB. Le point mesuré sur Bc2, localisé à proximité de la transition Bc1/Bc2, présente une valeur $\delta^{18}O$ de -10 ‰ PDB. Le second point analysé sur Bc2 montre une valeur $\delta^{18}O$ plus faible, de -11,5 ‰ PDB.

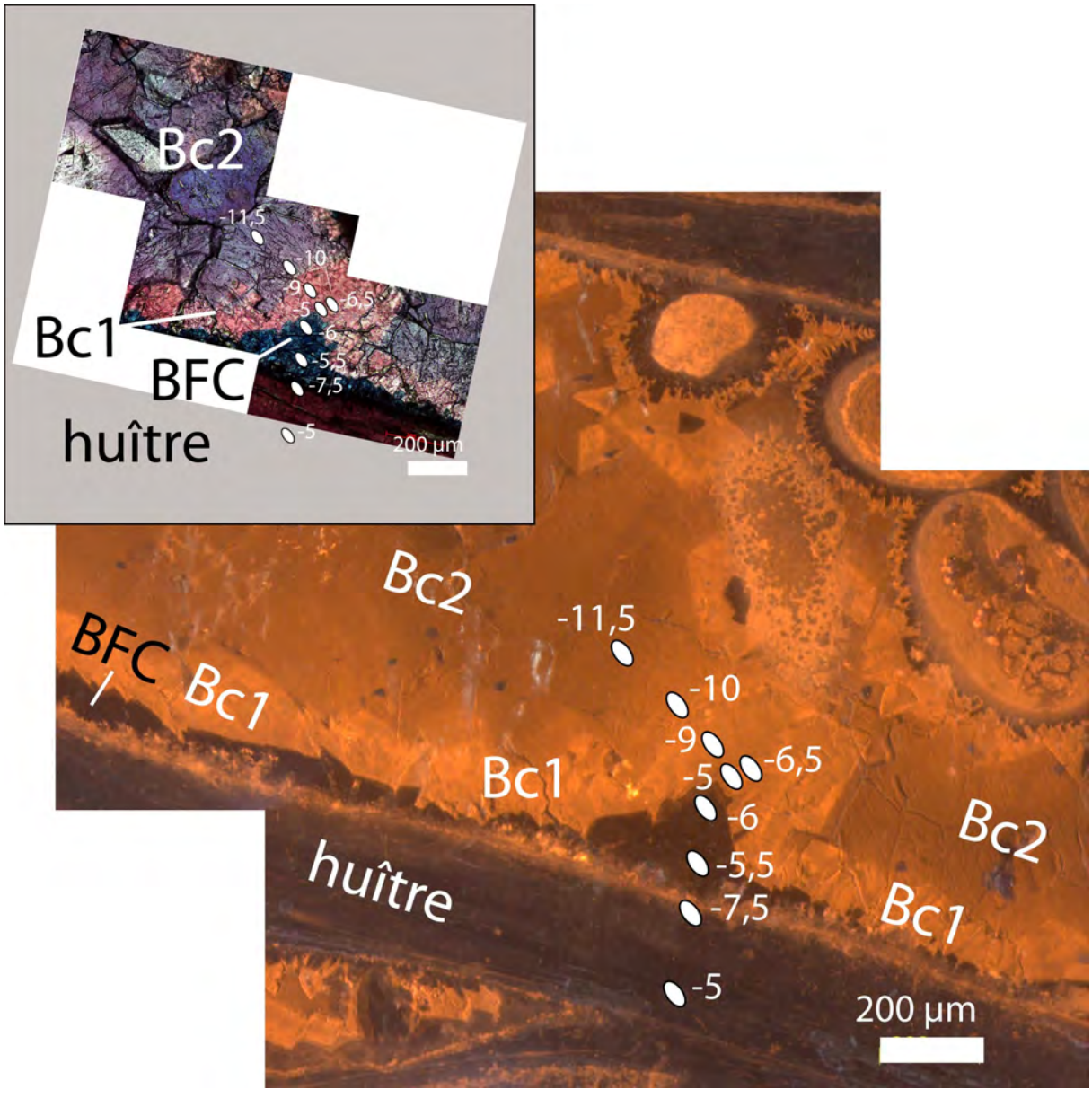


Figure III-13 : Transect d'analyses $\delta^{18}O$ (‰-PDB) réalisé avec l'IMS 1270 sur l'échantillon E076 (Oolite miliaire inférieure, Bajocien supérieur, forage EST210).

Ce transect d'analyses isotopiques illustre la diminution progressive du rapport entre le signal supposé primaire sur l'huître et la cimentation tardive Bc2.

3.3 Comparaison avec les résultats obtenus sur poudre

Les données obtenues à la microsonde ionique illustrent une décroissance du $\delta^{18}O$ (‰ – PDB) au cours du temps. Une décroissance similaire (10 ‰) du signal $\delta^{18}O$ (‰ – PDB) est

également observée à partir des analyses de poudres extraites à la microfraise (Figure III-14). La variabilité sur une zone donnée de ciment est légèrement plus élevée pour les analyses mesurées à la SIMS que pour les analyses mesurées sur poudre en spectrométrie classique. En effet, la variabilité est d'environ 2 ‰ PDB sur les valeurs isotopiques des produits diagénétiques mesurés sur poudre. Cette variabilité peut atteindre 5 ‰ PDB sur les mesures SIMS, comme illustré en Figure III-14 pour Bc2. Comparées aux analyses classiques sur poudre, les analyses obtenues avec la SIMS montrent donc les mêmes tendances en terme de variation relative, et quasiment la même en terme de variabilité intra-produit diagénétique (Figure III-14).

En revanche, les valeurs absolues sont significativement différentes entre les deux méthodes (Figure III-14). En effet, les valeurs obtenues à la SIMS sont décalées en moyenne de 4 ‰ vers des valeurs plus faibles :

- Les 30 mesures sur poudres provenant d'huîtres non luminescentes montrent des valeurs variant entre 0 et 2 ‰ PDB. Les deux valeurs obtenues sur l'huître non luminescente de l'échantillon E076 montrent des valeurs de -5 et - 7,5 ‰ PDB.
- Les mesures effectuées en spectrométrie classique sur les ciments précoces BFC (Figure III-14) montrent un $\delta^{18}O$ d'environ -2,7 ‰ PDB. Il est important de noter que trois d'entre elles (-2,6 ; -3 et -3 ‰ PDB) ont été obtenues sur l'échantillon E075, situé à 20 cm de l'échantillon E076 dans le forage EST210. Les valeurs obtenues avec la SIMS sur cet échantillon E076, présentent un $\delta^{18}O$ variant entre -5 et -6 ‰ PDB (Figure III-13), soit un décalage d'environ 3 ‰ PDB vers des valeurs plus faibles.
- Les 22 valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ mesurées sur les poudres provenant de Bc1 et les 5 valeurs $\delta^{18}O$ obtenues avec la SIMS sur Bc1 présentent une différence moyenne d'environ 3 ‰ (Figure III-14). De manière plus précise, la valeur moyenne du $\delta^{18}O$ de Bc1 de l'échantillon E076 obtenue avec la SIMS est de -7 ‰ PDB (Figure III-13). Le rapport $\delta^{18}O$ de Bc1 analysé sur poudre en spectrométrie classique, sur ce même échantillon, montre un $\delta^{18}O$ de -4 ‰ PDB. Le même décalage (3 ‰ PDB) est donc observé sur un ciment provenant du même échantillon.
- Un décalage moyen d'environ 4 ‰ PDB est observé entre les 34 valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ de Bc2 obtenues sur poudres et les 7 obtenues à la SIMS (Figure III-14). L'échantillon E076 a été analysé avec les deux méthodes, ce qui permet des comparaisons directes. Les deux analyses réalisées à la SIMS sur Bc2 (échantillon E076) montrent des valeurs $\delta^{18}O$ de -10 et -11,5 ‰ PDB (Figure III-13). Les 3 analyses réalisées sur les poudres de Bc2 du même échantillon (E076) montrent des valeurs plus fortes d'environ 4 ‰ PDB (-6,1 ; -6,3 et -7,7). Une valeur effectuée en spectrométrie classique est disponible sur l'échantillon E136, situé à moins de 2 m de l'échantillon E137. Dans cet échantillon Bc2 présente une valeur isotopique $\delta^{18}O$ de -6,5 ‰ PDB, soit 4 ‰ PDB plus faible que celle obtenue sur Bc2 avec la SIMS (-10 ‰ PDB, échantillon E136, Figure III-12).
- Sur Bc3, le même décalage est observé entre les deux méthodes (Figure III-14C). La moyenne des 37 analyses isotopiques mesurées sur les poudres est -10 ‰ PDB tandis qu'elle est de -13 ‰ PDB sur les mêmes ciments Bc3 mesurés à la SIMS.

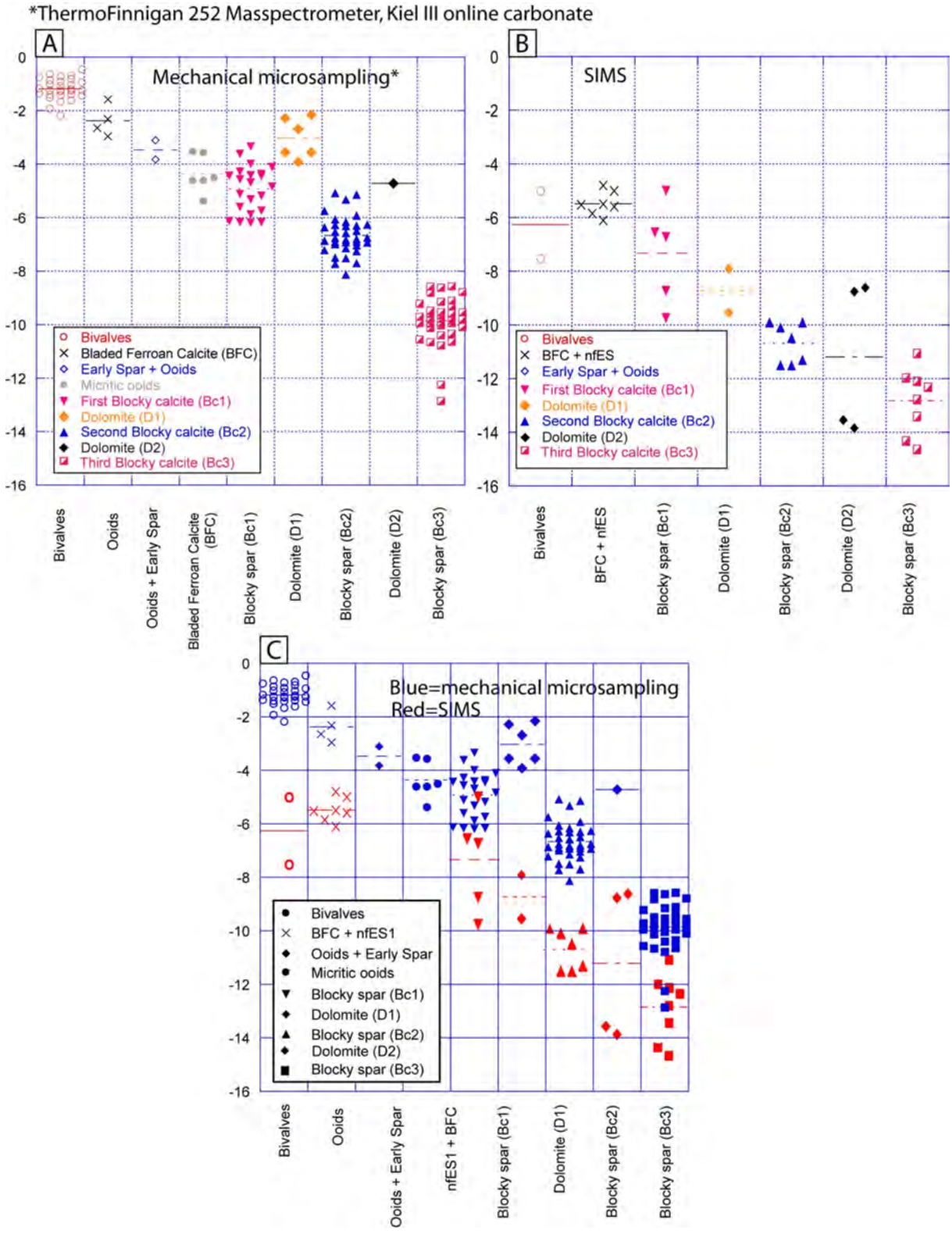


Figure III-14 : Comparaison des analyses $\delta^{18}O$ (‰-PDB) réalisées à la microsonde ionique et sur poudre en spectrométrie classique.

A- Mesures effectuées sur phases séparées en spectrométrie classique (spectromètre de masse ThermoFinnigan 252). B- Analyses effectuées sur les mêmes phases séparées avec la microsonde ionique Cameca 1270. C- Graphique montrant la différence de valeurs absolues entre les deux méthodes. Les tendances et variabilités inter et intra-phases sont similaires entre les deux méthodes.

3.4 Discussion sur les valeurs absolues mesurées avec la SIMS 1270, causes possibles du décalage

En termes de valeurs absolues, les données obtenues à partir de l'analyse de poudre sur les bivalves sont cohérentes avec des données provenant de bivalves prélevés dans des faciès similaires (Anderson *et al.*, 1994, Jenkyns *et al.*, 2002, Wierzbowski et Joachimski, 2007, Price et Page, 2008). En revanche, les valeurs obtenues avec la microsonde sont exceptionnellement basses et incohérentes pour des huîtres dont la calcite originelle a été préservée, et provenant de faciès marins.
Les ciments Bc3 obturant les fractures oligocènes (Brigaud *et al.* 2009c, Worden et Matray, 1995, André, 2003, Buschaert *et al.*, 2004), présentent des valeurs oscillant entre -8 et -10 ‰ PDB en spectrométrie classique. Elles sont similaires aux mesures effectuées sur d'autres fractures oligocènes par Buschaert (2004) en spectrométrie classique (également entre -8 et -10 ‰ PDB). Des analyses effectuées à la microsonde ionique (CRPG, Nancy) sur ces mêmes ciments oligocènes ont montré des valeurs similaires entre -8 et -10 ‰ PDB (Buschaert *et al.*, 2004). En revanche, les mesures effectuées dans notre travail sur Bc3 montrent des différences significatives d'environ 4 ‰ PDB, avec des valeurs s'échelonnant entre -12 et -14 ‰ PDB.
La cause du décalage constaté demeure discutée. Des hétérogénéités spatiales dans les standarts MEX et DPA pourraient expliquer une partie du décalage. Par ailleurs, à chaque changement d'échantillon, des manipulations telles que l'ouverture de la chambre ou des connexions électriques différentes entre la lame mince métallisée et le porte échantillon perturbent peut-être la trajectoire des ions, occasionnant un changement du fractionnement instrumental.

4. Les cimentations précoces vadoses et/ou phréatiques : fluides marins, mixtes ou météoriques ?

4.1 Composition $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ (‰ - PDB) des ciments précoces des surfaces SB7 et SB8

Deux types de ciments précoces d'origine vadose et/ou phréatique provenant du forage EST433 ont été analysés:

(1) 32 analyses ont été réalisées sur les ciments microstalactitiques (MiC) de l'échantillon E436 du forage EST433, correspondant au sommet de la Séquence VI (surface SB7) ; (Figure III-2). Ces ciments révèlent le signal isotopique ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) dans la zone vadose.

(2) 3 analyses ont été effectuées sur les ciments d'aspect granulaire en patch (CGP), échantillons situés aux cotes 705,2 et 705,35m du forage EST433. Ces ciments se localisent 4 à 16 m sous la surface SB8 du sommet de la Séquence VII (Figure III-6) et sont vraisemblablement contemporains des ciments en ménisque présents juste sous SB8. Les CGP ont probablement précipité dans la zone phréatique présente entre 4 et 16 m sous SB8.

Seize analyses complémentaires ont été effectuées sur les ciments microstalactitiques (Mic) des Calcaires de Comblanchien de la carrière de Ladoix Serrigny (Carrière des Buis) en Bourgogne. Ces mesures ont été effectuées en 2009 par Audrey Guillemenet, dans le cadre de son Master 2 Géobiosphère.

Les résultats sont représentés sur un graphique $\delta^{18}O$ – $\delta^{13}C$ (‰ PDB) ; (Figure III-15), et comparés aux données $\delta^{18}O$ – $\delta^{13}C$ obtenues sur les bivalves du secteur d'étude provenant des niveaux stratigraphiques proches (Calcaires de Chaumont et Pierre de Dijon-Corton, *Appendix* B *in* Brigaud *et al*., 2009c). Les valeurs isotopiques (‰ - PDB) sur ces bivalves varient entre -1 et -2 ‰ PDB en $\delta^{18}O$, et entre +2 et +4 ‰ PDB en $\delta^{13}C$. Elles définissent le signal originel des carbonates (zone violette sur la Figure III-15). La zone grise marque la *Meteoric Calcite Line*, définie par les valeurs de ciments précoces météoriques des environnements carbonatés littoraux actuels et anciens (Lohmann, 1988). Les flèches indiquent les possibles déviations des valeurs météoriques dues aux interactions eaux-roches.

Les 32 valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ mesurées sur les MiC du sommet de la Séquence VI des Calcaires de Chaumont varient entre -2 et -6 ‰ PDB (Figure III-15). Le $\delta^{13}C$ sur ces ciments oscillent entre +2 et +6 ‰ PDB. Les mesures ayant un $\delta^{18}O$ inférieur à -4 ‰ PDB sont comparables aux $\delta^{18}O$ habituellement mesurés sur les ciments météoriques (Lohmann, 1988, Moore, 2001). Les valeurs supérieures à -4 ‰ PDB révèlent (1) une interaction assez marquée avec l'encaissant (ayant un signal $\delta^{18}O$ compris entre -1 et -2 ‰ PDB et $\delta^{13}C$ entre +2 et +4 ‰ PDB) et (2) l'influence d'une fermentation ou d'une oxydation de résidus organiques lors de la précipitation de la calcite (Moore, 2001). Il est important de noter qu'une forte interaction eau/roche est un processus typique de la zone vadose (Moore, 2001).

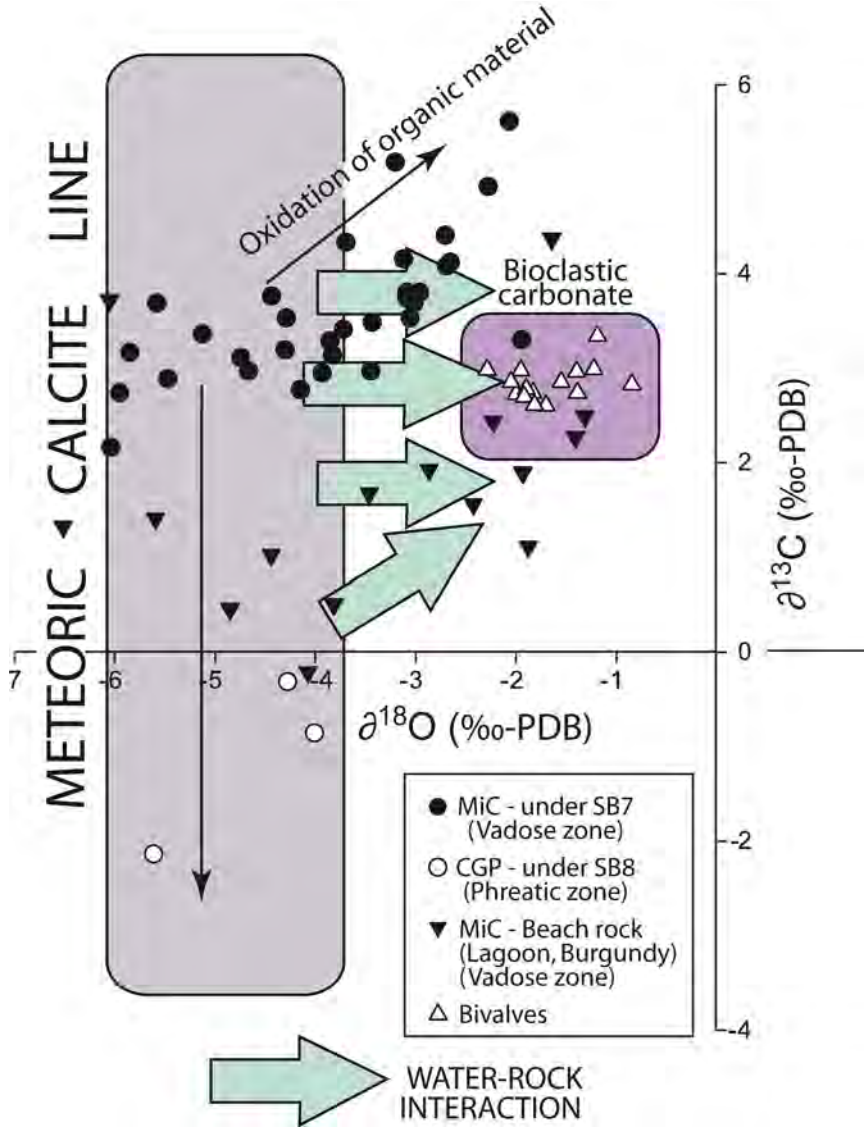


Figure III-15 : Graphique présentant les données isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des ciments précoces :

(1) ciments microstalactitiques (MiC – Zone vadose) des Calcaires de Chaumont (forage EST433, SB7) ; (2) des ciments non luminescents granulaires en *patchs* (CGP – Zone phréatique) de l'Oolite de Fréville (forage EST433, 5 m sous SB8) ; et (3) ciments microstalactitiques (MiC – Zone vadose) des Calcaires de Comblanchien (Ladoix-Serrigny).

Les trois mesures effectuées sur les ciments CGP (ciments précoces phréatiques) montrent des valeurs assez homogènes en $\delta^{18}O$ (entre -4 et -6 ‰ PDB). Le $\delta^{13}C$ varie entre 0 et -2 ‰ PDB. De telles valeurs sont caractéristiques de ciments ayant précipités dans une zone phréatique météorique, sans interaction avec l'encaissant (Moore, 2001).

Les analyses réalisées sur les MiC de Bourgogne (Ladoix Serrigny) présentent des valeurs isotopiques en $\delta^{18}O$ entre -1 et -6 ‰ PDB. Les valeurs isotopiques en $\delta^{13}C$ évoluent entre 0 et +2 ‰ PDB.

4.2 Origine des fluides parents

Un diagramme de fractionnement de la calcite dépendant de la température et du $\delta^{18}O$ ‰ SMOW du fluide à l'origine de la cimentation est utilisé afin de reconstituer les possibles compositions isotopiques $\delta^{18}O$ SMOW du paléo-fluide à l'origine de la cimentation (Figure III-16). Quelques valeurs $\delta^{18}O$ SMOW des eaux de pluies actuelles sont données à titre comparatif pour des localités de diverses latitudes entre 15 et 45 ° (Tableau III-1, Figure III-16). Le $\delta^{18}O$ SMOW des eaux météoriques varie en fonction de la latitude ; le rapport est de plus en plus faible en se rapprochant des hautes latitudes. Les latitudes proches de 30°, correspondant aux paléolatitudes du Bassin de Paris au Jurassique moyen, montrent des valeurs autour de -3,5 ‰ SMOW.
Une fourchette de température variant entre 20 et 35 °C peut être proposée pour les fluides parents de ces ciments syn-sédimentaires vadoses. D'après cette fourchette de température et les $\delta^{18}O$ PDB des ciments, les possibles $\delta^{18}O$ SMOW fluctuent entre 0 ‰ SMOW et -4 ‰ SMOW. Ces valeurs indiquent donc que le fluide originel peut varier entre un pôle marin et un pôle météorique bien marqué.
Les trois valeurs sur les ciments CGP (Calcite granulaire en *patchs*) montrent un signal météorique marqué (faible $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$). Dans le forage EST433, ces ciments précoces sont présents 5 à 16 m sous la surface SB8 (Figure III-17). La surface SB8 est précocement indurée par des ciments en ménisques (MeC, Figure III-4), présents jusqu'à 4 m sous cette surface. Ces ciments en ménisques définissent ainsi une zone vadose météorique créée lors d'une chute du niveau marin à la fin du Bathonien (Chap. II) ; (Figure III-17). Les ciments granulaires en *patchs* (CGP), présentant un signal météorique, peuvent refléter une zone phréatique temporaire, mettant en évidence une fluctuation de la zone phréatique peut-être due à la saisonnalité (Figure III-17). Les valeurs isotopiques de ces ciments de la zone phréatique montrent une interaction eau/roche mineure à absente, contrastant avec le signal des ciments microstalactitiques de la zone vadose. Les CGP se trouvent donc être un excellent marqueur du signal de l'eau météorique du Bathonien du Bassin de Paris ($\delta^{18}O$ SMOW d'environ -3 ‰). Les ciments microstalactitiques ont probablement précipité en milieu vadose, où des « gouttes » d'eau météorique ont été tamponnées par l'encaissant carbonaté. Ces données géochimiques permettent de préciser le paléoenvironnement sédimentaire et les paleo-nappes aquifères lors du LST (*Lowstand System Tract*) de la Séquence VII (Figure III-17). La chute du niveau marin enregistrée à la fin du Bathonien permet la formation (ou l'extension) d'îles comportant une zone météorique vadose au-dessus d'une zone phréatique météorique (lentille de Ghyben-Herzberg); (Figure III-17).

Situation géographique (latitude, longitude et altitude)	$\delta^{18}O$ SMOW moyen	Ecart type
Santana - République dominicaine (18° 28' 12'' / -70° 1' 12'' / 60m)	-2,64	0,65
Veracruz – Mexique (19° 11' 60'' / -96° 7' 48'' / 16m)	-2,68	1,36
Jeddah - Arabie Saoudite (21° 30' 00'' / 39° 12' 00'' / 11m)	-1,38	0,4
La Havane - Cuba (23° 10' 00'' / -82° 19' 60'' / 40m)	-2,58	
Fuzhou – Chine (26° 4' 60'' / 119° 16' 59'' / 16m)	-5,2	1,25
El-Arish – Egypte	-3,23	1,22

(31° 4’ 48’’ / 33° 49’ 48’’ / 31m)		
Beer Sheva – Israel (31° 13’ 48’’ / 34° 46’ 48’’ / 270m)	-3,37	3,16
Sidi Barrani – Egypte (31° 37’ 12’’ / 25° 56’ 60’’ / 24m)	-3,48	1,01
Ile des Bermudes (32° 22’ 12’’ / -64° 40’ 48’’ / 6m)	-3,45	0,42
Prodhromos – Chypre (34° 57’ 00’’ / 32° 49’ 48’’ / 1378m)	-6,69	0,79
Tartous - République arabe syrienne (4° 52’ 48’’ / 35° 52’ 48’’ / 5m)	-4,94	0,46
Montpellier – France (43° 34’ 12’’ / 3° 57’ 00’’ / 45m)	-4,17	0,14

Tableau III-1 : Valeurs isotopiques moyennes du $\delta^{18}O$ SMOW d’eaux de pluies actuelles de différentes localités.

Synthèse réalisée par A. Guillemenet, d’après les données du GNIP Programme (Global Network of Isotopes in Precipitation) mené par l’IAEA (International Atomic Energy Agency), données disponibles en ligne à l’adresse suivante : http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/GNIP/IHS_GNIP_natnetworks.html#.

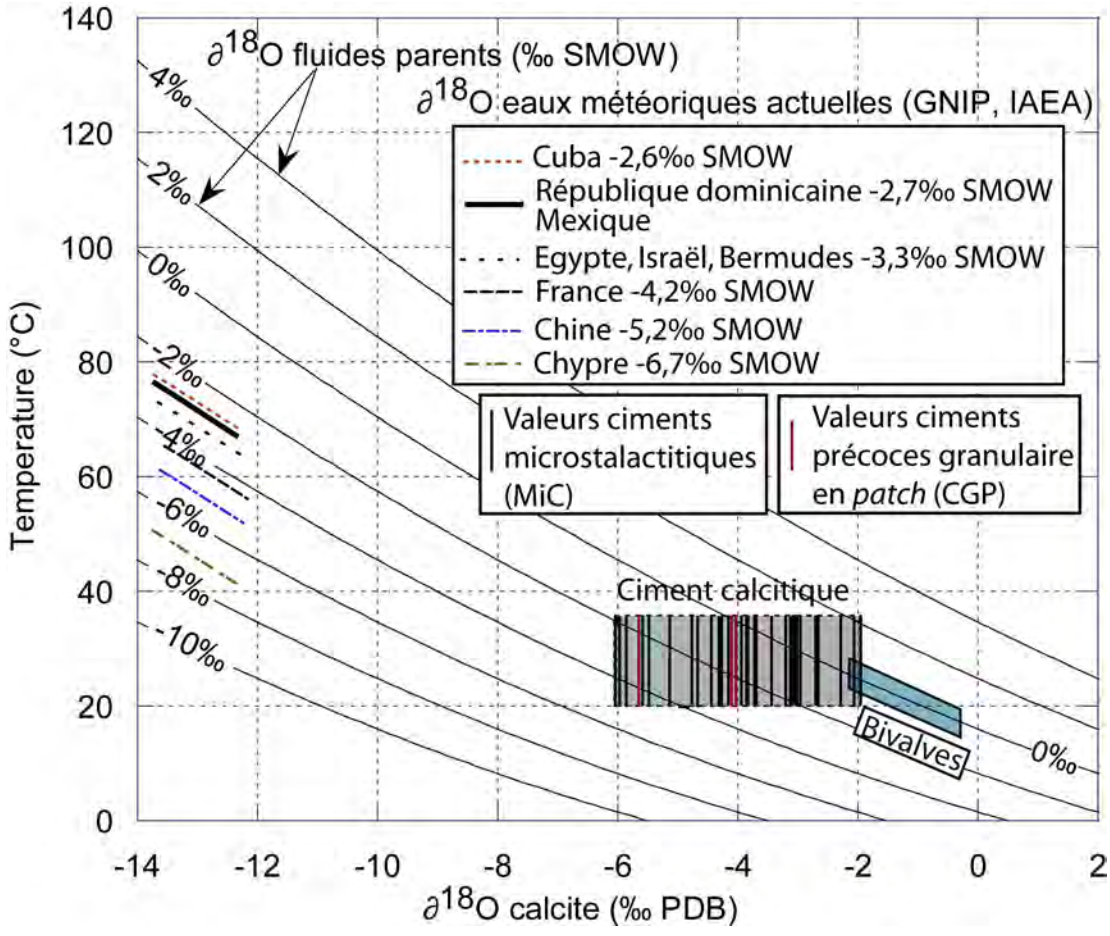


Figure III-16 : Diagramme de fractionnement de la calcite.

Ce diagramme permet de remonter à la composition en $\delta^{18}O$ ‰ SMOW à l’origine des ciments précoces. MiC : *microstalactitic cements* (échantillon E436, forage EST433). CGP : ciments granulaires en *patchs* (échantillons cote 705.2 et 705,35m, forage EST433).

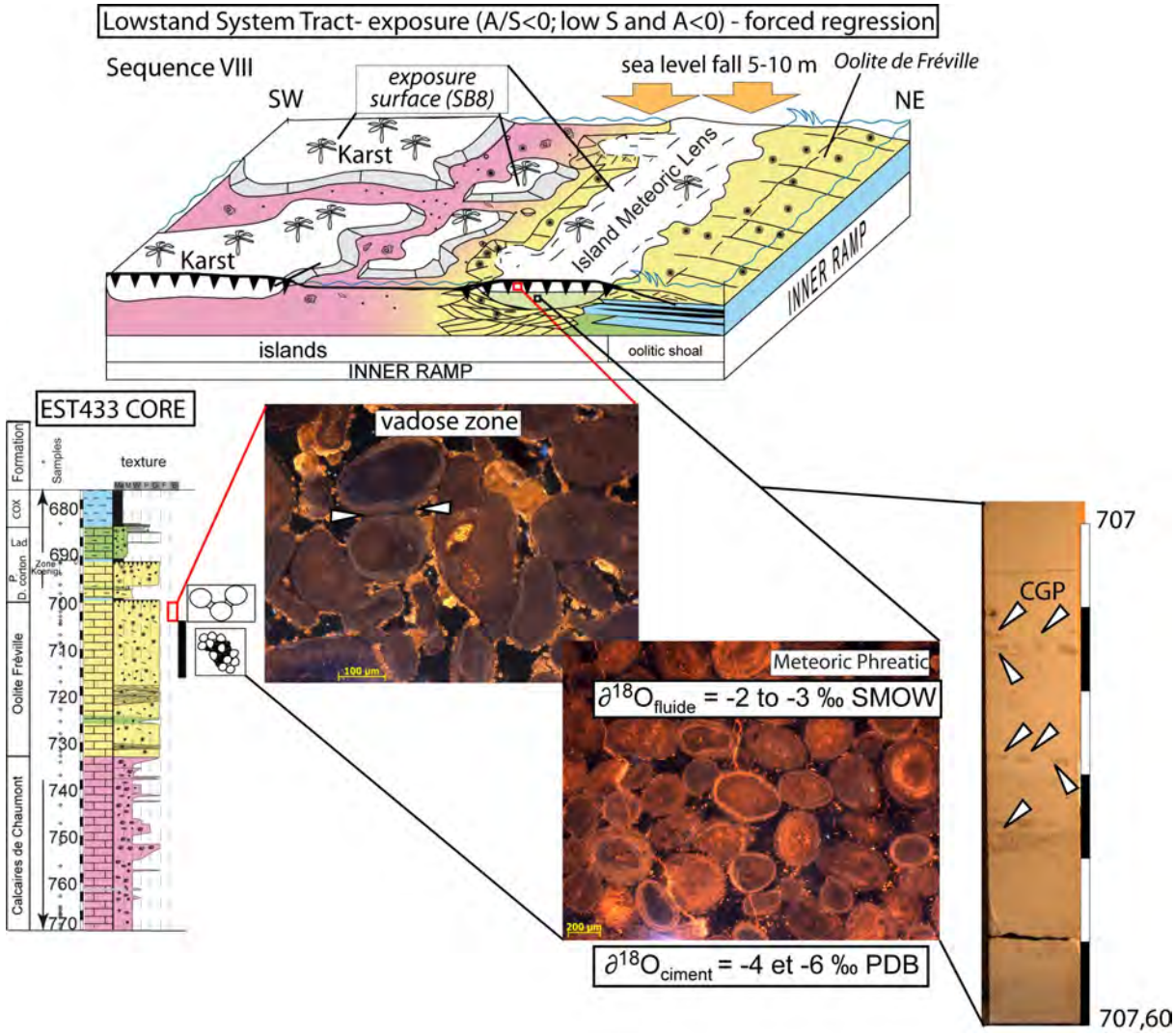


Figure III-17 : Cimentation météorique du sommet de l'Oolite de Fréville lors de l'émersion du sommet de la Séquence VII. Une zone vadose (météorique ou mixte) surmonte une zone phréatique où précipite de la sparite LMC faiblement luminescente (CGP- ciments granulaires en *patchs*) ayant une signature isotopique typiquement météorique. Photo de carottes de ces ciments en *patchs* dans le forage EST433 (flèches).

5. Synthèse des caractéristiques des ciments

La Figure III-18 récapitule les principales caractéristiques des phases de cimentations qui obturent les calcaires du Dogger de l'Est du Bassin de Paris. Ce schéma présente le comblement théorique d'un pore par la succession observée sur les échantillons de phases diagénétiques calcitiques, dolomitiques et de fluorine.

Pour chaque phase, les caractéristiques optiques visibles en cathodoluminescence et en coloration sont données. La luminescence des carbonates est principalement une fonction du contenu en Mn^{2+} et en Fe^{2+}. La luminescence est activée par le Mn^{2+} présent dans la calcite et/ou inhibé par le Fer^{2+}. D'autres activateurs existent comme le Mg^{2+} ou Ca^{2+}, mais leur rôle n'a pas été clairement établi. Grover et Read (1983) et Tucker et Wright (1990) mettent en relation la concentration en Fe^{2+} et Mn^{2+} des ciments avec les conditions d'oxydo-reductions

des eaux porales. Les teintes observées en cathodoluminecence peuvent donc refléter les conditions d'oxydo-réduction régnant dans le fluide. Dans beaucoup de calcaires, le même *pattern* de luminescence des ciments diagénétiques (non-luminescent-très luminescent-luminescence terne) peut être mis évidence, caractérisant des conditions devenant de plus en plus réductrices au fur et à mesure de l'enfouissement (Tucker et Wright, 1990).
Cette tendance est en partie observée dans les ciments du Dogger du Bassin de Paris. Les ciments précoces (nfES, BFC, MiC, CGP) non recristallisés ou syn-sédimentaires sont non luminescents, caractérisant des conditions oxydantes, non favorables à l'incorporation de Mn^{2+} ou Fe^{2+} dans le réseau cristallin de la calcite (Figure III-18). Parfois, quelques bandes très luminescentes peuvent être observées dans ces ciments précoces. Elles peuvent marquer de brèves périodes pendant lesquelles les fluides stagnent, favorisant l'incorporation de Mn^{2+}.
L'origine de la calcite précoce isopaque très ferreuse (BFC), localisée dans l'Oolite miliaire inférieure sous l'intervalle marneux de l'Oolite à *Clypeus ploti*, reste énigmatique. Cette calcite BFC a pu précipiter lors du dépôt des marnes sus-jacentes, à partir d'un fluide marin oxydé (les valeurs isotopiques mesurées sur ce ciment suggèrent un fluide parent marin, Brigaud *et al*., 2009c).
La zone très luminescente Bc1 peut indiquer des conditions réductrices favorisant l'incorporation de Mn^{2+}. Le fer potentiellement disponible peut être utilisé pour la réduction du SO_4^{2-}, et n'incorpore pas le réseau cristallin de la calcite. Après la précipitation de Bc1, les conditions semblent devenir très réductrices avec précipitation de dolomite à cœur euhédral très luminescent et de pyrite. La zone Bc2, marquée par une luminescence terne peut révéler des conditions réductrices, favorables à l'incorporation de fer. La présence de Fer dans Bc2 indique sa possible précipitation en dessous du champ de la stabilité de la pyrite. La dolomite D2, soit baroque et ferreuse, soit très luminescente peut indiquer des conditions moins réductrices. La calcite Bc3, précipitée juste après D2, présente une teinte plus luminescente que Bc2, indicatrice de conditions moyennement réductrices (Figure III-18).

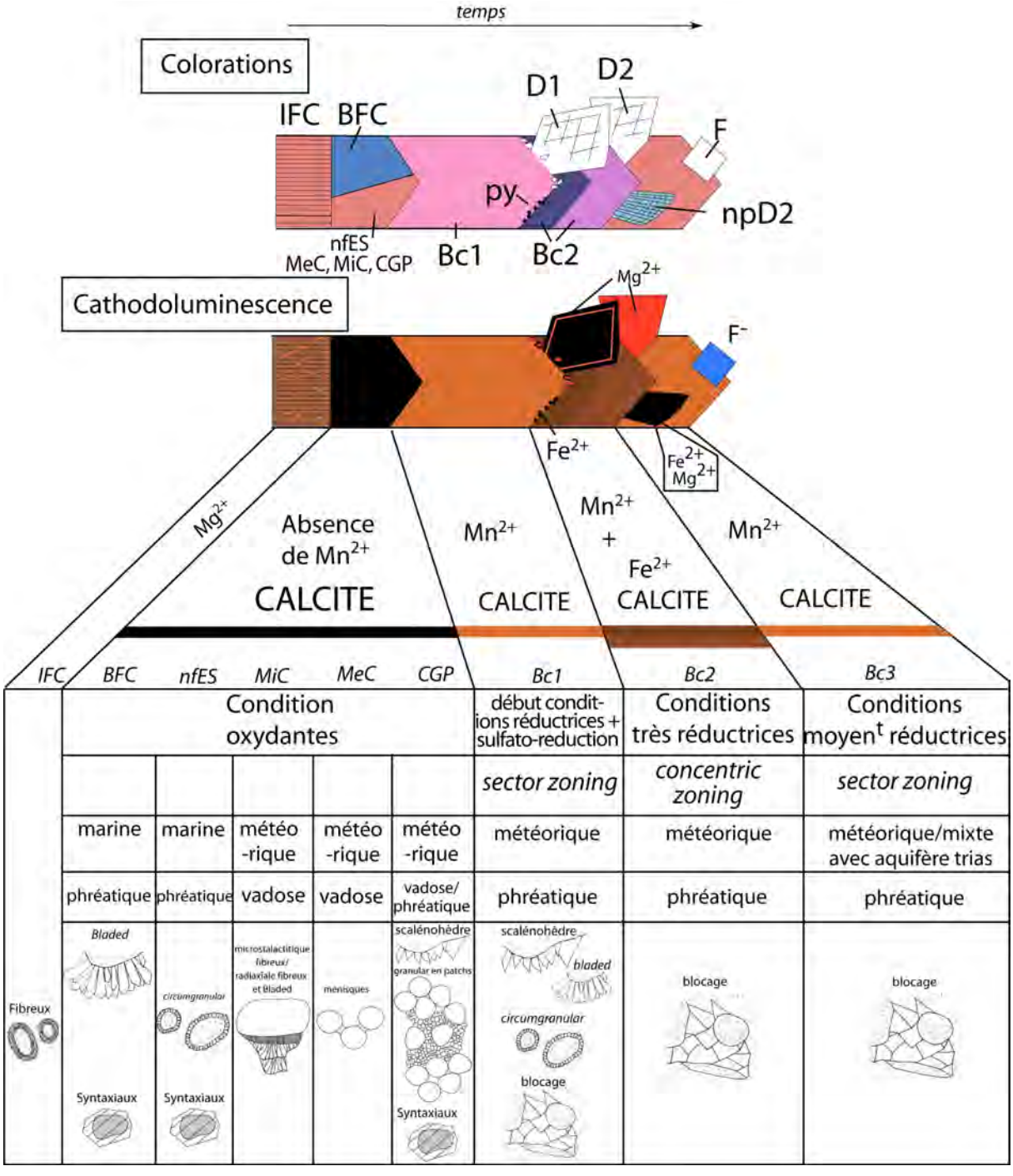


Figure III-18 : Caractéristiques générales des ciments obturant la porosité des calcaires du Dogger dans l'Est du Bassin de Paris.

6. Source des carbonates, cimentations et porosités

6.1 CaCO3 provenant des stylolites

Dans les carbonates, de nombreux exemples montrent que la quantité de carbonates dissous au niveau des stylolites forme une source importante de $CaCO_3$ intervenant dans les processus de cimentation *in situ* lors de l'enfouissement (Moore, 2001). Par exemple, les nombreuses études menées sur la Smakover Formation (Jurassique supérieur, USA) suggèrent qu'une grande partie des ciments trouvent leur source en CaCO3 dans les phénomènes de pression/solution (Heydari, 2000, Moore, 2001). Afin de définir le possible rôle de la pression-solution sur les cimentations affectant la série du Dogger, un calcul de *mass balance* a été réalisé selon la méthode détaillée dans Finkel et Wilkinson (1990) et utilisée dans la partie III. 1 (Brigaud et al., 2009c). Ce calcul est basé sur le rapport entre la quantité de carbonates dissous au niveau des stylolites et la quantité de ciment actuellement présent dans les carbonates (point de comptage). La quantité de carbonates dissous par la stylolitisation est obtenue par un comptage des stylolites dans des unités représentatives et l'estimation de l'épaisseur de carbonate disparue au niveau du stylolite. Le taux de dissolution au niveau d'un stylolite est donc l'épaisseur dissoute au niveau du stylolite sur l'épaisseur finale du stylolite. Ce taux a été approché dans les calcaires du Malm du secteur Andra, par André (2003) reposant sur le principe que le rapport entre le contenu en Al dans le stylolite et dans l'encaissant reflète l'épaisseur de carbonate dissous au niveau du stylolite. André (2003) a montré que les stylolites contiennent 15 à 30 fois plus d'aluminium que le calcaire encaissant (27 dans les les grainstones). Une quantification à la sonde EDX de l'Al présent dans un stylolite des calcaires du Dogger indique que l'Al contenu dans un stylolite peut être jusqu'à 25 fois plus élevé que dans l'encaissant calcaire (Figure III-19). L'épaisseur de carbonate disparue lors de la stylolitisation est donc 15 à 30 fois plus importante que l'épaisseur du joint stylolitique mesurée actuellement. En supposant ce taux de raccourcissement au niveau des stylolites (27), l'épaisseur moyenne des stylolites et le nombre de stylolites, la réduction de l'épaisseur de calcaire lors de la stylolitisation varie entre 14 et 22 % dans les unités grainstones du Dogger du Bassin de Paris. Ce raccourcissement est cohérent avec la fourchette des valeurs proposées par André (2003) pour les calcaires du Malm de la zone du Laboratoire Andra (10-20 %), et d'une manière générale pour les calcaires enfouis à cette profondeur limitée (1500 m au maximum ; Moore, 2001). Un raccourcissement maximum d'environ 20 % peut être proposé pour les calcaires (hors marnes et calcaires argileux) encadrant les argilites callovo-oxfordiennes (Dogger et Malm).
En terme de *mass balance*, en prenant en compte la quantité actuelle de ciment (23 % en moyenne dans les grainstones), seulement 21 à 45 % du CaCO3 des ciments a pu être fourni par les processus de pression-solution (voir Table 2, p. 110). Un apport externe de carbonate a donc été nécessaire pour produire l'important volume de ciments sparitiques colmatant la porosité des calcaires du Dogger de l'Est du Bassin de Paris.

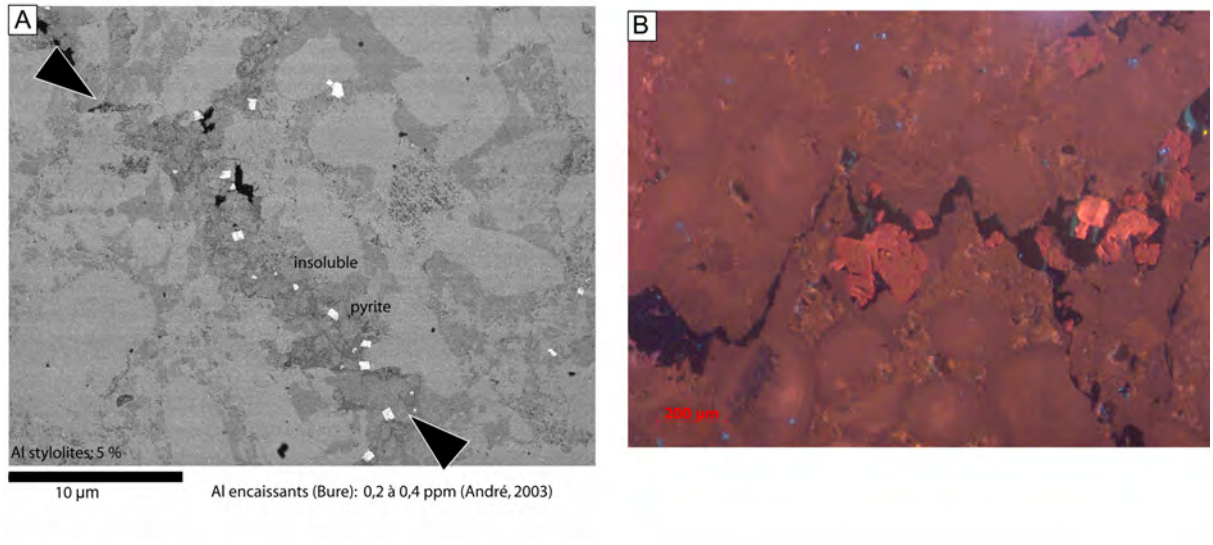


Figure III-19 : Stylolite montrant la dissolution et le résidu insoluble (pyrite, argiles) et/ou la précipitation associée de dolomite.

Les quantités d'aluminium peuvent atteindre 5 % dans les stylolites, tandis qu'elles sont généralement comprises entre 0,2 ppm et 0,4 ppm dans l'encaissant non stylolitisé (André, 2003).

6.2 Compaction, cimentation et diminution de la porosité

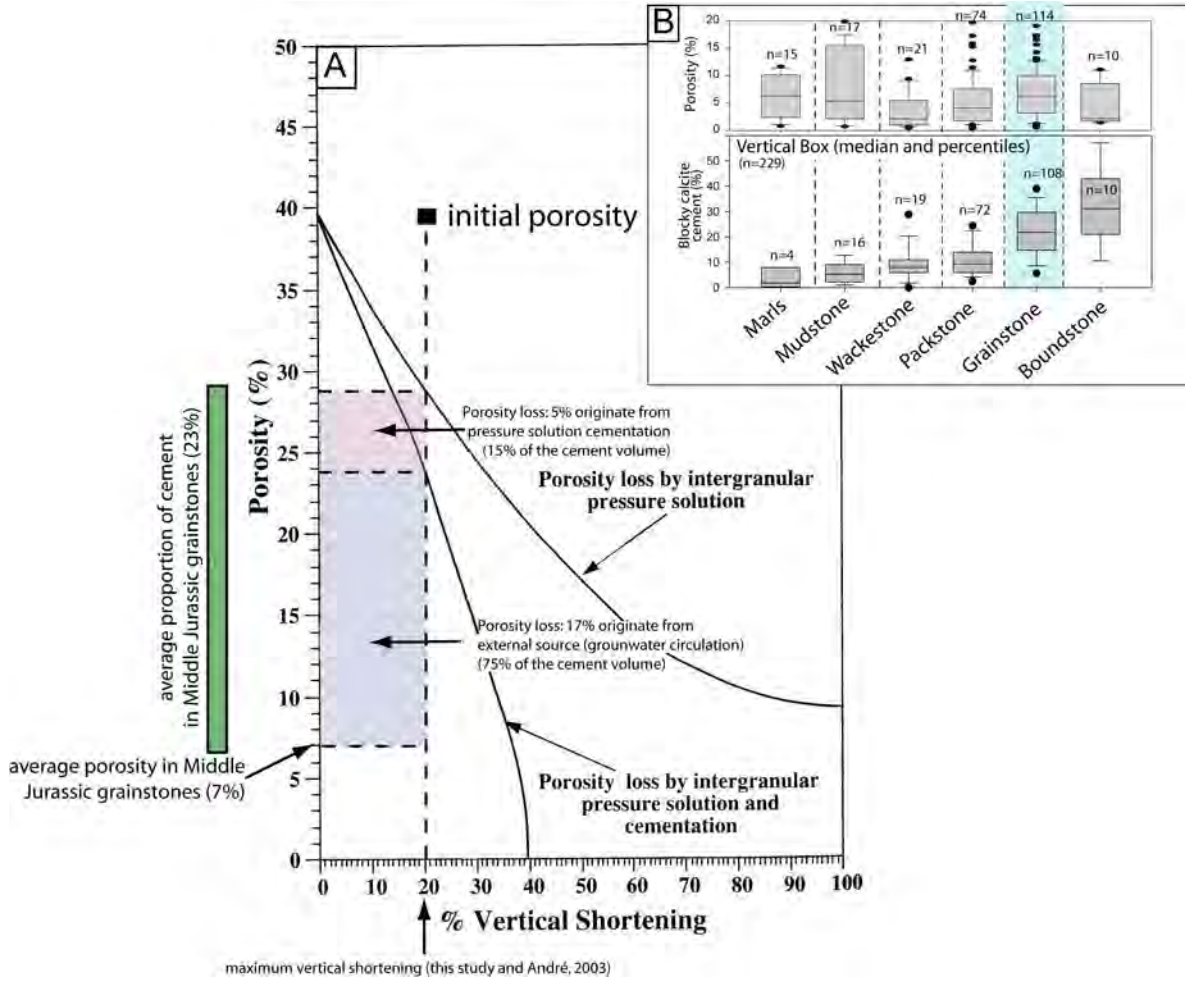


Figure III-20 : A- Diagramme d'Heydari (2000) qui permet de visualiser la diminution de porosité dans une série carbonatée, en considérant les processus de stylolitisations et de cimentations associées.

Le raccourcissement potentiel de la série doit être renseigné afin d'estimer le volume de ciment pouvant être généré par les phénomènes de pression/solution.

B- Proportions de porosité et de ciments calcitiques présents dans les échantillons du Dogger, (Grainstsone : 23 % de ciment calcitique de blocage, 7 % de porosité).

Le diagramme d'Heydari (2000) permet de définir la diminution théorique de la porosité par stylolitisation et cimentation en système fermé (pas d'apports ou d'exports de carbonates), à partir du raccourcissement vertical de la série étudiée. En prenant une porosité initiale de 40 % pour un grainstone oolitique, et un raccourcissement maximum de 20 % (d'après André, 2003 et cette étude), la porosité peut être abaissée à 29 % par les processus de stylolitisation et compaction mécanique. En prenant en compte la quantité de ciment pouvant être générée par le $CaCO_3$ libéré lors de la stylolitisation (dissolution), la porosité est abaissée de 5 %, atteignant ainsi 24 %. D'après cette méthode, la proportion de ciment pouvant être engendrée par les phénomènes de pression/dissolution dans un échantillon grainstone du site étudié peut être d'environ 5 %. Comme la proportion moyenne de ciment calcitique dans un échantillon grainstone (comptage de point sur 108 échantillons) est voisine de 23 %, la source du $CaCO_3$ qui alimente les 17 % restant de ciment présent est donc externe. Cette deuxième méthode est

cohérente avec le calcul de *mass balance* précédemment détaillé : les stylolites seuls ne peuvent pas fournir la quantité nécessaire de $CaCO_3$ à la précipitation des ciments colmatant les pores du Dogger calcaire de la zone de transposition de l'Andra.
L'émersion des bordures du Bassin de Paris au cours du Crétacé inférieur est attestée par le développement de paléokarsts et/ou de paléosols à ferricrète datés du Crétacé inférieur. Ces paléokarsts, et ou paléosol indiquent qu'une partie des carbonates du Jurassique de la bordure NE du Bassin de Paris a été dissoute, mettant ainsi en solution d'importantes quantités de $CaCO_3$. Les recharges en eaux météoriques probables depuis la bordure émergée du Bassin de Paris ont pu transporter ce $CaCO_3$ en direction du centre du Bassin. Les rapports isotopiques ($\delta^{18}O$ ‰ – SMOW) des fluides à l'origine des précipitations de Bc1 et Bc2 montrent un signal mixte entre un pôle météorique et marin (-4 à -2 ‰ SMOW). Ce signal peut refléter le possible tamponnage des fluides météoriques (~ -6, -5 ‰ SMOW) par les produits de dissolution (signal SMOW plus élevé) des calcaires du Dogger et/ou du Malm de la bordure NE du Bassin de Paris.

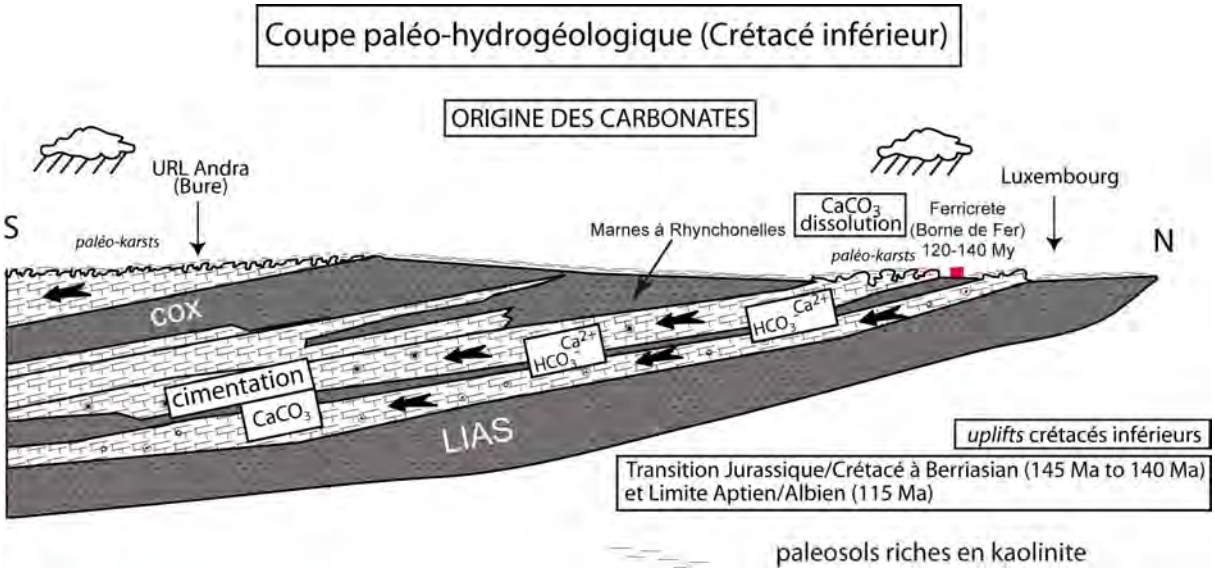


Figure III-21 : Dissolution des calcaires du Dogger durant le Crétacé inférieur.

Cette dissolution a pu être une source de carbonate non négligeable pour la précipitation des ciments carbonatés dans l'Est du Bassin de Paris. COX : Argilite callovo-oxfordienne. URL : Underground Research Laboratory.

Conclusions

Les sparites de blocage Bc1, Bc2 et Bc3 forment la grande majorité des ciments obturant la porosité des calcaires du Dogger de la zone de transposition étudiée par l'Andra. Les comptages montrent qu'environ 70 % des cimentations sont dues aux seules générations de calcites Bc1 et Bc2.

Les analyses isotopiques sur ces deux stades de cimentations (n = 56) indiquent que les fluides à l'origine de ces cimentations présentent des signatures météoriques. Les premières grandes émersions pouvant provoquer des circulations d'eaux météoriques de grandes ampleurs, sont intervenues lors des phases *d'uplifts* du Crétacé inférieur, en relation probable avec les ouvertures océaniques de la Mer du Nord, Golfe de Gascogne et océan liguro-piedmontais (Guillocheau *et al.*, 2000). Des paléosols et/ou palékarsts datés du Crétacé inférieur et se développant sur une large partie du Nord et de l'Est du Bassin de Paris témoignent de la réalité de ces émersions. Les carbonates dissous au niveau des bordures soumises à la karstifiacation ont put être transportés vers le centre du bassin, via des paléo-circulations aquifères circonscrites entre les marnes du Lias et les argilites du COX (Callovo-Oxfordien) De telles circulations, déjà suspectées au sein des calcaires du Malm (Vincent *et al.*, 2007) ont été mises en évidence pendant la même période le long des bordures du Midland en Angleterre (Hendry, 2002, Vincent *et al.*, 2007). Ces paléo-circulations ont vraisemblablement acheminé une part importante des carbonates nécessaires au colmatage sparitique des calcaires du Dogger de la zone de transposition.

En revanche, les diverses observations pétrographiques et géochimiques concernant la sparite Bc3, la dolomite D2 et la fluorine suggèrent des circulations de fluides plus tardifs ayant emprunté les réseaux de fractures engendrées par l'extension oligocène. Via ces fractures, des fluides hydrothermaux, météoriques, et mélangés avec l'aquifère du Trias ont pu remonter (Matray *et al.*, 1989, Worden et Matray, 1995, André, 2003, Buschaert *et al.*, 2004). Cette phase de cimentation est néanmoins mineure (moins de 10 % du volume total de ciment) dans la plupart des échantillons du Dogger.

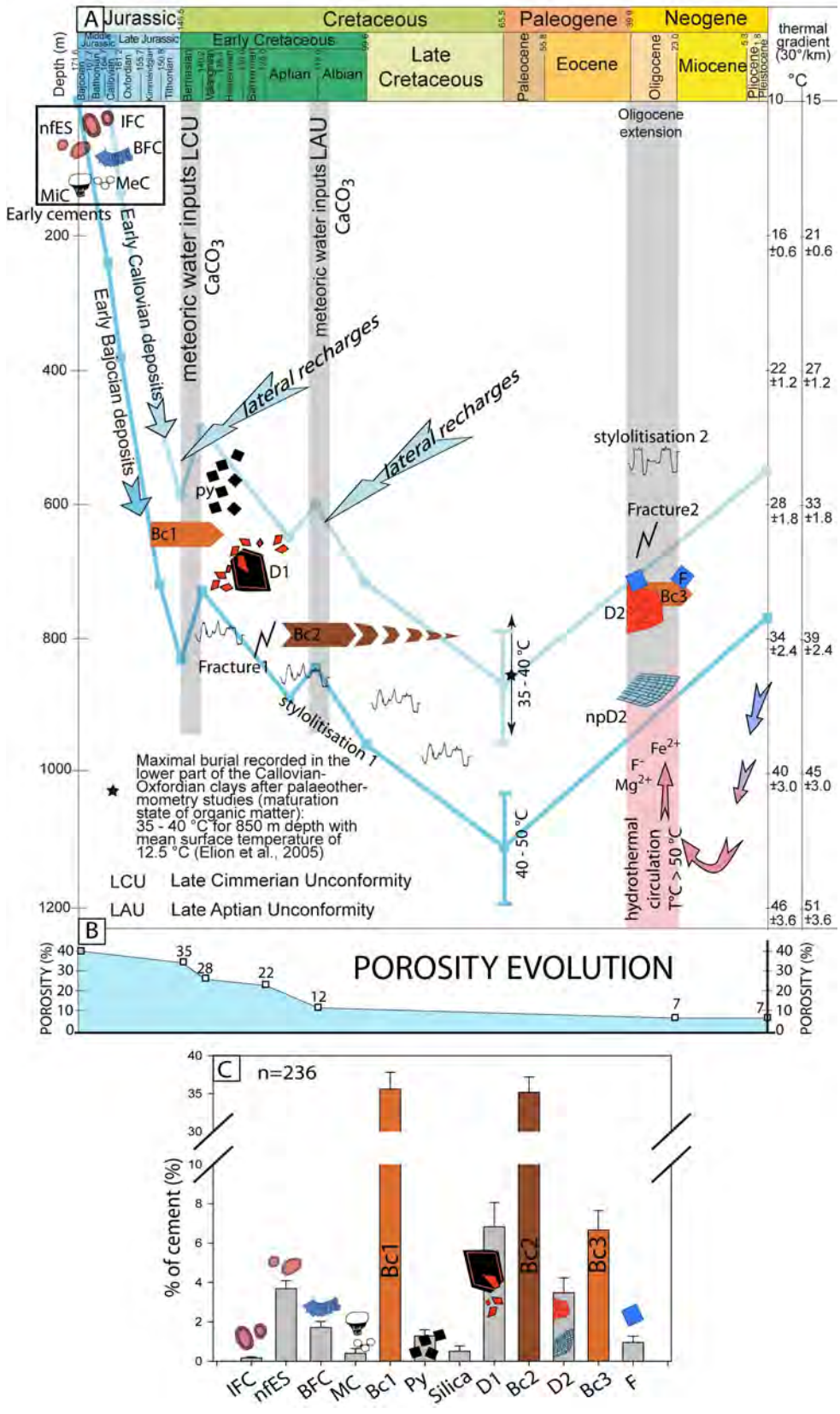


Figure III-22 : Chronologie possible des différentes phases de cimentations.

A- Chronologie relative des phases diagénétiques en relation avec un diagramme d'enfouissement. B- Possible évolution de la porosité d'un grainstone du Dogger, en tenant compte des proportions de Bc1 (35% de la cimentation), Bc2 (35% de la cimentation) et de D2 + Bc3 (15% de la cimentation), du volume

moyen actuel de ciment (23% de l'échantillon) et la porosité moyenne actuelle (7%). C- Proportion relative des différentes phases de cimentation. Bc1 et Bc2 représentent 70% du volume total de ciment dans les échantillons du Dogger du Bassin de Paris. Le Dogger de l'Est du Bassin de Paris est donc probablement largement cimenté pendant le Crétacé.

Chapitre IV.

Propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris

Chapitre IV. Propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris

SOMMAIRE DU CHAPITRE

1. Porosités – perméabilités du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris 193
1.1 Caractéristiques générales 193
1.2 Relations texture porosité – perméabilité 204
a. Texture et niveaux poreux 205
1.3 Relations environnements de dépôt porosité – perméabilité 207
2. Types de porosité (taille), rayons seuils de pores et terminologie des types de pore 208
2.1 Définitions 209
a. Microporosité, Mésoporosité, Microporosité étendue et Macroporosité. 209
b. Estimation de la microporosité étendue et de la macroporosité 209
c. Terminologie et classification des types de pores 209
2.2 Répartition de la microporosité – macroporosité plug 212
2.3 Type de pores 215
2.4 Rayons des seuils de pores (PTR – *Pore Throat Radius*) 218
2.5 Résonance Magnétique Nucléaire appliquée à la pétrophysique 220
a. Comparaison entre les données plugs (porosité hélium et perméabilité air) et CMR® (porosité et perméabilité CMR®) 220
b. Comparaison entre RMN de laboratoire et diagraphique et importance de l'utilisation de T2 222
c. Signal RMN et type de pores 224
d. RMN et rayon des pores 227
2.6 Caractéristiques générales des deux niveaux poreux 229
a. Caractéristiques hydrologiques 231
3. Propriétés acoustiques du Dogger de l'Est du Bassin de Paris 234
4. Acoustique et reconnaissance des niveaux poreux en sismique 255
4.1 Qualité des données diagraphiques 255
4.2 Sismogramme synthétique et trace sismique 259
a. Traces sismiques induites par les changements lithologiques 260
b. Trace sismique induite par les changements de porosité 261
4.3 Reconnaissance des niveaux poreux la ligne sismique passant par le forage EST433 261
5. Synthèse générale sur les propriétés pétrophysiques du Dogger de l'Est du Bassin de Paris 263

TABLE DES FIGURES

Figure IV-1 : Données de porosités et de perméabilités disponibles avant 2006. 193
Figure IV-2: Graphique de fréquence des porosités et perméabilités. 194
Figure IV-3 : Coupe synthétique du Dogger calcaire du secteur du laboratoire de Meuse/Haute-Marne (puits EST 433 et EST 210). 196
Figure IV-4 : Coupe des forages HTM102 et L.LI.CD.001 présentant les données de porosités et de perméabilités mesurées. 198
Figure IV-5 : Porosités – perméabilités mesurées à partir des plugs des forages HTM102, EST210, EST433 et L.LI.CD.001 (n=251). 199
Figure IV-6 : Relation porosité – perméabilité plug par forage. 200
Figure IV-7 : Synthèse des données de porosités et de perméabilités existant dans l'Est du Bassin de Paris. 201
Figure IV-8 : Comparaison avec les propriétés de porosité-perméabilité des réservoirs du Bassin de Paris. 202
Figure IV-9 : Comparaison des mesures de porosité – perméabilité des forages Andra (en rouge) avec les valeurs moyennes d'environ 8000 réservoirs pétroliers carbonatés dans le monde (Ehrenberg et Nadeau, 2005). 203
Figure IV-10 : Porosités et perméabilités réparties dans un *box diagram* et triées par texture. 204
Figure IV-11 : Porosité – perméabilité par texture, et avec les niveaux poreux np1 et np2. 206
Figure IV-12 : Abaque de Nurmi, définissant des relations pour des calcaires de textures différentes. Les Φ-K mesurés sur les 251 plugs des forages Andra sont reportées sur cet abaque. 207
Figure IV-13 : Distribution de la porosité et de la perméabilité selon les environnements de dépôts. 208
Figure IV-14 : Comparaison des classifications de l'espace poral selon Archie (1952), Choquette et Pray (1970) et Lucia (1983). 209
Figure IV-15 : Classification de la porosité dans les carbonates définie par Choquette et Pray (1970). 210
Figure IV-16 : Classification pétrographique et pétrophysique de l'espace poreux interparticulaire dans les carbonates. 211
Figure IV-17 : Classification pétrographique et pétrophysique de l'espace poreux vuggy dans les carbonates selon Lucia (1983). 211
Figure IV-18 : Données pétrophysiques et pétrographiques des forages EST433 et EST210. 213
Figure IV-19 : Données pétrophysiques et pétrographiques des forages HTM102 et L.LI.CD.001. 214
Figure IV-20 : Classification des types de micrites proposée par Lambert et *al.,* (2006) pour les réservoirs carbonatés du Golfe Persique. 215
Figure IV-21 : Illustration des types de porosité des calcaires du Dogger en Forages. 216
Figure IV-22 : Microporosité dans le cortex des oolites. 217
Figure IV-23 : Desquamation du cortex externe d'une oolite, générant un type de macropore intragranulaire (échantillon E409, Oolite de Fréville). 218
Figure IV-24 : Mesure des rayons des seuils de pores (PTR) par injection de mercure dans cinq *plugs* du forage EST433. 219
Figure IV-25 : Comparaison entre les mesures de laboratoires et mesures déduites de la diagraphie CMR (porosité et perméabilité) ; modifié d'après Jobard (2009). 221

Figure IV-26 : Diagramme porosité-perméabilité mettant en évidence la différence des mesures de laboratoire et celles issues de l'outil diagraphique CMR (Jobard, 2009).... 222
Figure IV-27 : Comparaison entre les mesures RMN de laboratoire et les mesures diagraphiques CMR (Jobard, 2009)..... 223
Figure IV-28 : Outils diagraphiques utilisés dans le forage EST433..... 224
Figure IV-29 : Signal RMN dans les faciès micritiques, dépendant de la microporosité, elle-même tributaire de la microstructure des micrites. 225
Figure IV-30 : Signal RMN. 225
Figure IV-31 : Signal RMN dans un grainstone oolitique faiblement cimenté de np1..... 226
Figure IV-32 : Rayon des pores et T2. 228
Figure IV-33 : Caractéristiques pétrophysiques et pétrographiques des niveaux poreux np1 et np2. 230
Figure IV-34 : Transmissivité dans les niveaux poreux du Dogger. D'après Scholz et Garry (2009)..... 232
Figure IV-35 : Transmissivité dans les niveaux poreux du Dogger. D'après Scholz et Garry (2009)..... 232
Figure IV-36 : Comparaison des mesures *plugs* et sonic selon le faciès environnemental.... 255
Figure IV-37 : Comparaison log des mesures de laboratoire et diagraphique (sonic) sur les forages EST433 et EST210. 257
Figure IV-38 : Relation porosité-Vp. 258
Figure IV-39 : Comparaison entre les Vp de laboratoire et diagraphie sonique. 259
Figure IV-40 : Séismogramme synthétique. 260
Figure IV-41 : Portion de la ligne sismique 07EST03 passant par le forage EST433. 262

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Mode T2 et rayon des pores. Le rayon des pores est calculé avec la relation $r = 3 . T2 . \rho_2$ 228
Tableau IV-2 : Caractéristiques générales des deux niveaux poreux des calcaires bathoniens du forage EST433. 229
Tableau IV-3 : Transmissivités mesurées dans les deux niveaux poreux sur les forages de la zone de transposition (l'unité est en m^2/s). D'après Scholz et Garry (2009). 231

Objectifs et problématique :

Cette partie a pour objectif de documenter et de caractériser les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de la zone de transposition Andra. Celles-ci sont beaucoup moins connues et comprises que celles du Malm calcaire, davantage étudié par les travaux de l'Andra (Buschaert, 2001, Vincent, 2001, Ferry et al., 2007, Carpentier, 2008).

Dans le Dogger, les mesures diagraphiques faites sur les forages MSE101 et HTM102 montrent que la grande majorité des strates calcaires et marneuses sont très peu poreuses et très peu perméables (Lebon et al., 2005). Des niveaux poreux et perméables, avec de faibles venues d'eau existent (forages MSE101, ES312, EST322), mais ces niveaux sont beaucoup plus ténus et localisés par rapport à ceux reconnus dans le Malm (Lebon et al., 2005). Comme les forages traversant le Dogger (EST210, HTM102, MSE101, EST322 et EST312) sont moins nombreux que les forages traversant le Malm, ceci a pu entraîner une connaissance plus limitée des propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire. Lors de la campagne FRF menée par l'Andra en 2003, le Dogger a été partiellement carotté (forage EST210, calcaires et marnes bajociennes) et des tests hydrogéologiques ont été effectués dans les niveaux bathoniens (non carottés), potentiellement plus perméables. Ces tests ont mis en évidence des perméabilités assez faibles dans les niveaux bathoniens de ce forage (Rebours et al., 2004). Cette campagne a également permis d'avoir quelques mesures de porosité et de perméabilité sur cuttings (Lenormand, 2003, Le Gallo et al., 2004) ; (Figure IV-1). Comparées aux niveaux équivalents du centre du Bassin de Paris, (1) producteur d'huile ou de gaz (Javaux, 1992, Bez et Sambet, 1995, Granier, 1995, Mougenot, 1999), (2) présentant des aquifères utilisés pour la géothermie (Menjoz et al., 1993) et (3) qui sont actuellement étudiés pour un futur stockage de CO_2 (Rigollet et al., 2007), ces valeurs préliminaires montrent de faibles porosités et perméabilités dans cette partie Est du Bassin de Paris (Figure IV-1).

Plus récemment, au premier semestre 2008, une nouvelle campagne de forage et de carottage a permis d'investiguer et de compléter la connaissance du Dogger de la zone de transposition. Cinq plate-formes de forage réparties sur la zone de transposition ont atteint le Dogger calcaire et permettront d'avoir une meilleure connaissance du système hydrogéologique du site. Parmi ceux-ci, le forage carotté EST433 s'est avéré capital car il a permis de combler le gap de carottes d'une partie du Bathonien de la zone de transposition (Calcaires de Chaumont, Oolite de Fréville). Dans le centre du Bassin de Paris, les niveaux poreux contenant des hydrocarbures se localisent dans la partie supérieure du Dogger (niveaux calloviens et bathoniens ; Javaux, 1992, Bez et Sambet, 1995, Granier, 1995, Mougenot, 1999). Ce nouveau forage carotté EST433 du sommet du Dogger est donc une clef dans la compréhension du modèle pétrophysique du Dogger du Bassin de Paris, car situé entre le centre et la bordure nord-est de ce bassin.

Ce chapitre dresse donc un inventaire exhaustif des caractéristiques pétrophysiques de porosité et de perméabilité (des types de porosités, tailles des pores, tailles des seuils de pores, signal RMN) obtenues sur les plugs du Dogger carotté provenant des forages Andra EST210, EST433, HTM102 et le forage pétrolier L.LI.CD.001). Ces données devront permettre de compléter l'étendue stratigraphique des faibles porosités et perméabilités générales du Dogger, et d'essayer de caractériser les niveaux plus localisés potentiellement poreux. Une attention particulière a été portée sur le forage EST433, comportant les carottes du sommet du Bathonien, niveau stratigraphique potentiellement plus poreux et perméable. La nature des types de pores ou des tailles des seuils de pores sera par exemple caractérisée.

Un autre objectif important est d'explorer le potentiel des lignes sismiques et leur utilisation en termes pétrophysiques. L'hétérogénéité faciologique et diagénétique étant assez importante dans le Dogger calcaire, une meilleure compréhension des propriétés acoustiques et leurs variabilités est nécessaire. Dans les séries carbonatées où la densité serait relativement homogène, la vitesse des ondes P (Vp) contrôle l'impédance acoustique des calcaires et donc les réflecteurs détectés en sismique. Comme les Vp sont fortement contrôlées par la porosité (Wyllie et al., 1956, Wyllie et al., 1958, Gardner et al., 1974), les réflecteurs sismiques peuvent révéler des niveaux poreux. Une meilleure compréhension de ces propriétés acoustiques sur les carottes est donc essentielle afin de mieux comprendre la signification de certains réflecteurs sismiques (changement de faciès ou changement de porosité), et de voir s'il est possible d'habiller certains profils en porosité.

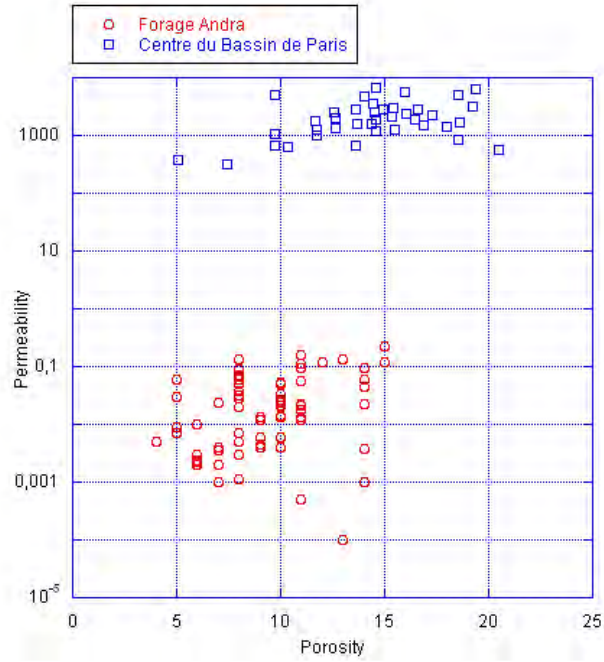


Figure IV-1 : Données de porosités et de perméabilités disponibles avant 2006.
Comparaison des propriétés pétrophysiques provenant de la zone prospectée par l'Andra (mesures effectuées par l'IFP en 2003 lors du programme FRF ; Lenormand, 2003, Le Gallo *et al.*, 2004) avec celles des niveaux poreux du centre du Bassin de Paris (Goncalves *et al.*, 2004).

1. Porosités – perméabilités du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris

1.1 Caractéristiques générales

Les données pétrophysiques sur *plugs* traitées dans cette thèse ont été en grande partie mesurées sur des *plugs* confectionnés entre 2006 et 2008, soit à la carothèque de Bure (*plugs* de diamètre 25mm pour 60mm de hauteur), soit à celle de Boussens grâce à la collaboration de TOTAL. Ces mesures complètent très largement celles disponibles auparavant (Figure IV.1).

Dans l'optique de confronter les données pétrophysiques aux données pétrographiques et diagénétiques, il est important de noter qu'une lame mince imprégnée de résine bleue et polie sur ses deux faces a été confectionnée à partir des talons des mêmes *plugs* que ceux utilisés pour les mesures pétrophysiques.

La porosité *plug* a été déterminée par des injections d'hélium à température et pression ambiante au laboratoire Panterra (Leiderdorp - The Netherlands) sur 251 *plugs* provenant des forages HTM102, EST210, EST433 et L.Li.CD.001). La perméabilité a également été mesurée par le Laboratoire Panterra sur les même *plugs* que la porosité, grâce à un perméamètre à air, à 400 psi de pression. La porosité (Phi ou Φ) est exprimée en % et la perméabilité, appelée K, en milli Darcy (mD).

Remarque : Pour estimer la perméabilité, les géologues pétroliers utilisent la loi de Darcy qui permet de mesurer un débit d'eau pouvant s'écouler à travers un échantillon poreux. Cette perméabilité s'exprime en Darcy, correspondant à la perméabilité d'un milieu poreux qui permet un écoulement d'1cm^3/s sur une surface d'un cm^2, d'un fluide de viscosité 1cP (eau à température ambiante) sous un gradient de pression d'1 atmosphère par cm. La perméabilité, concept physique avec une dimension de surface, peut ainsi être convertie en unité scientifique internationale (m^2) par la relation 1 D = 0.97^{-12} m^2.

Les hydrogéologues utilisent plutôt le concept de conductivité, quantité physique différente avec une dimension temps, et non de surface comme pour la perméabilité. L'utilisation de ces deux concepts par deux communautés scientifiques différentes peut prêter à confusion. Néanmoins, les données de cette thèse devant servir aux hydrogéologues, il est impératif de donner une conversion. La perméabilité (Darcy ou m^2) peut être convertie en conductivité hydraulique, exprimée en m/s, par la relation :

1 D = 10^{-5} m/s.

En pratique, et au vu des nombreux rapports réalisés par les hydrogéologues de l'Andra, la conductivité hydraulique n'est pas si fréquemment utilisée. Les hydrogéologues préfèrent utiliser le concept de transmissivité, qui correspond au produit de la conductivité hydraulique par l'épaisseur des niveaux considérés. La transmissivité, exprimée en m^2/s, est un des paramètres mesurés en routine dans les forages Andra lors des tests de pompage. C'est pour cette raison que les hydrogéologues ne mesurent pas ou peu la perméabilité sur carotte en laboratoire (Zinszner et Pellerin, 2007).

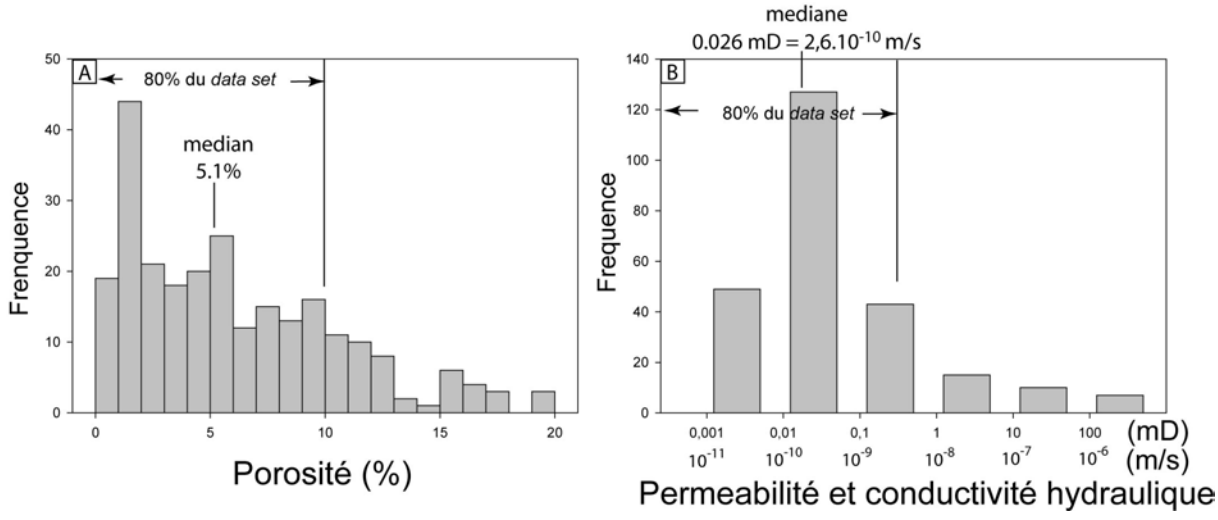


Figure IV-2: Graphique de fréquence des porosités et perméabilités.
Il représente les valeurs des 251 mesures de porosité et perméabilité dans les calcaires du Dogger de l'Est du Bassin de Paris (forages HTM102, EST210, EST433 et L.LI.CD.001). Ces deux graphiques soulignent la prédominance des faibles porosités et perméabilités.

Les 251 mesures de perméabilités (k) oscillent entre 0,001 mD et 690 mD, avec une valeur médiane de 0,026 mD. La dissymétrie de la répartition des perméabilités vers les faibles valeurs confirme que la majeure partie des calcaires est peu perméable (Figure IV-2). La médiane à 0,026 mD correspond à une conductivité hydraulique de $2{,}6.10^{-10}$ m/s, soit une valeur cohérente avec la valeur moyenne du Dogger déduite par les tests entre obturateurs réalisés par l'Andra (3 à 4 $.10^{-9}$ m/s, Lebon *et al.,* 2005). En conductivité hydraulique, ces perméabilités correspondent à une fluctuation entre 10^{-11} m/s et 7.10^{-6} m/s.

80% des mesures de k sont inférieures à 0,3 mD (inférieures à 3.10^{-9} m/s). Cependant, 7 échantillons présentent des conductivités hydrauliques supérieures à 10^{-6} m/s ou de perméabilité supérieure à 100 mD.

La répartition des porosités est également dissymétrique, et la valeur médiane des 251 mesures indique que la moitié des échantillons présente des porosités très faibles (<5,1%) ; (Figure IV-2). 80% des échantillons ont des porosités inférieures à 10%. Les échantillons de porosités supérieures à 10% sont donc rares dans les calcaires du Dogger. Néanmoins, dans certains échantillons, les porosités peuvent dépasser 15%.

La Figure IV-3 présente les valeurs de porosité et de perméabilité plug obtenues sur le log synthétique du Dogger calcaire à partir des forages EST210-EST433. Ce log révèle la présence de deux niveaux poreux dans la partie supérieure du Dogger. Le niveau sommital est dénommé niveau poreux 1 ou 'np1'. D'une épaisseur d'une quinzaine de mètres, il se trouve au toit de l'Oolite de Fréville. La porosité dans np1 dépasse les 15% et sa perméabilité atteint 700mD.

Le niveau poreux inférieur, dénommé 'np2', est localisé au cœur des Calcaires de Chaumont. D'une épaisseur de six mètres, np2 présente une porosité comprise entre 15-20%, mais une perméabilité assez faible (<1mD). En dehors de np1 et de np2, les porosités demeurent faibles (<10%) et les perméabilités très faibles (souvent inférieures à 1mD).

Un descriptif des porosités et perméabilités par formations est donné ci-dessous :

- L'ensemble Pierre de Dijon-Corton et Pierre de Ladoix (unité C1 Andra) présente des porosités inférieures à 10% et des perméabilités oscillant entre 0,01 et 1mD.
- L'Oolite de Fréville est marquée par le niveau poreux np1 (unité D4 Andra). La partie inférieure de la formation présente des porosités proches de 5% et des perméabilités de l'ordre de 0,01mD.
- Dans les Calcaires de Chaumont (unité D4 Andra), les porosités et perméabilités sont assez faibles (Φ<5% et K<0,1mD), en dehors bien sûr du niveau poreux np2.
- L'ensemble Oolite miliaire supérieure, Oolite à *clypeus ploti* et Oolite miliaire inférieure (unité D3 Andra) présente des perméabilités très faibles, ne dépassant jamais 1mD. Les porosités sont également faibles (<10%).
- Les marnes de Longwy (unité D2 Andra) forment un écran imperméable.
- Les perméabilités et porosités dans les Calcaires à polypiers (unité D1 Andra) sont également faibles où seulement quelques échantillons dépassent 10% et une dizaine de milliDarcy.

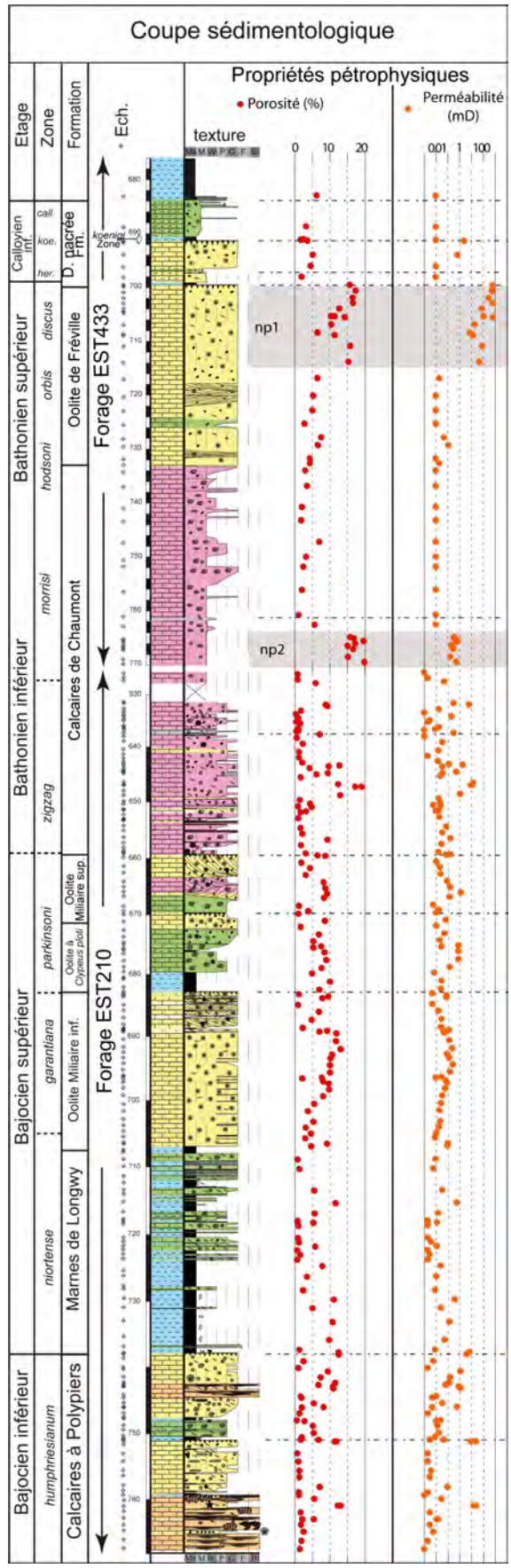


Figure IV-3 : Coupe synthétique du Dogger calcaire du secteur du laboratoire de Meuse/Haute-Marne (puits EST 433 et EST 210).
Elle présente les données de porosités et de perméabilités mesurées sur plugs.

La Figure IV-4 présente les porosités et perméabilités des forages HTM102 et L.LI.CD.001. Dans ces deux forages, les porosités sont faibles, homogènes et aucun niveau poreux n'est mis en évidence. Les perméabilités sont également faibles, presque toujours inférieures à 0,01 mD. A noter toutefois l'existence de quelques échantillons isolés qui présentent des perméabilités atteignant 1 mD.

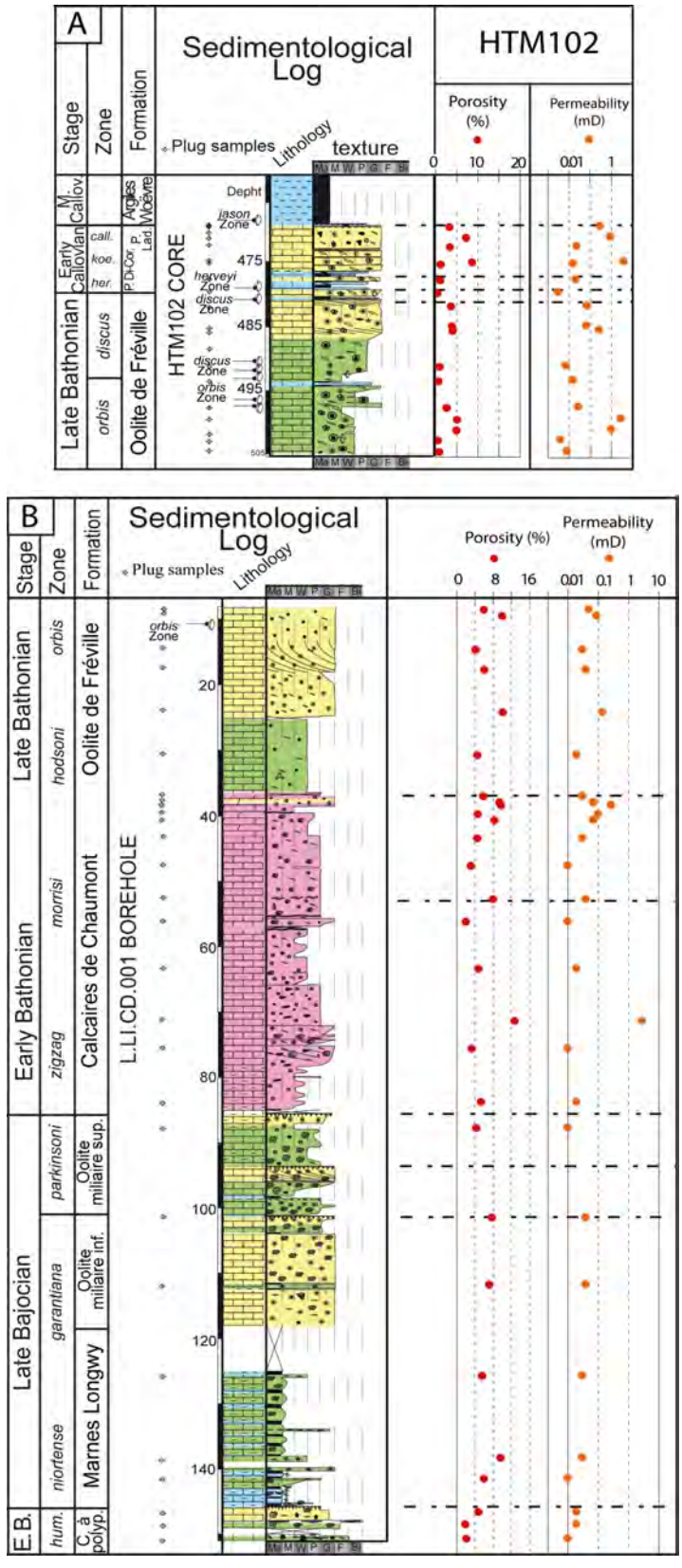


Figure IV-4 : Coupe des forages HTM102 et L.LI.CD.001 présentant les données de porosités et de perméabilités mesurées.

La Figure IV-5 croise les données de porosité et de perméabilité mesurées sur les 251 plugs de forages carottés. Elle met notamment en exergue la forte dispersion des perméabilités pour des porosités supérieures à 10%. Par exemple, les échantillons poreux (>15%) présentent une grande variabilité de perméabilité fluctuant entre 0,1 mD et 1000 mD. Les niveaux poreux doivent donc potentiellement être différentiables. Dans ce jeu de données, aucune relation simple ne peut être mise en évidence entre porosité et perméabilité, comme souvent dans les calcaires (Lucia, 2007, Zinszner et Pellerin, 2007).

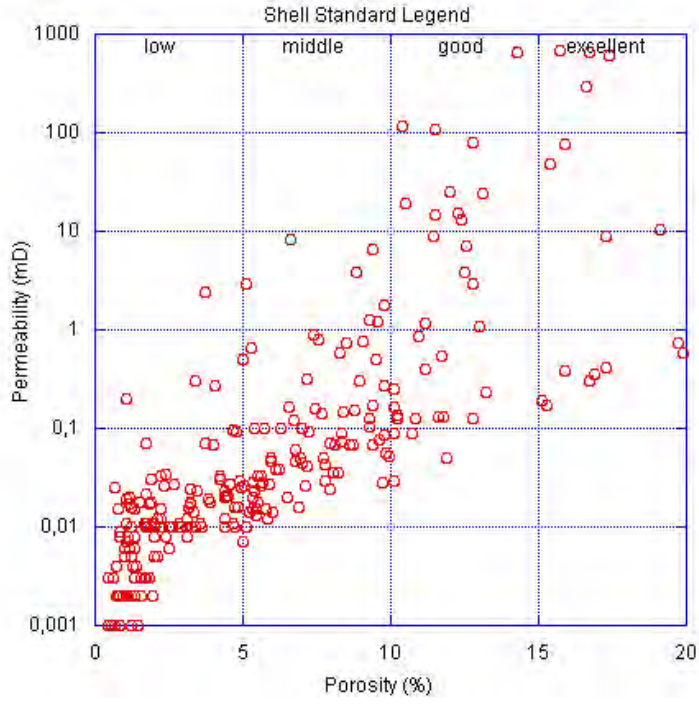


Figure IV-5 : Porosités – perméabilités mesurées à partir des plugs des forages HTM102, EST210, EST433 et L.LI.CD.001 (n=251).

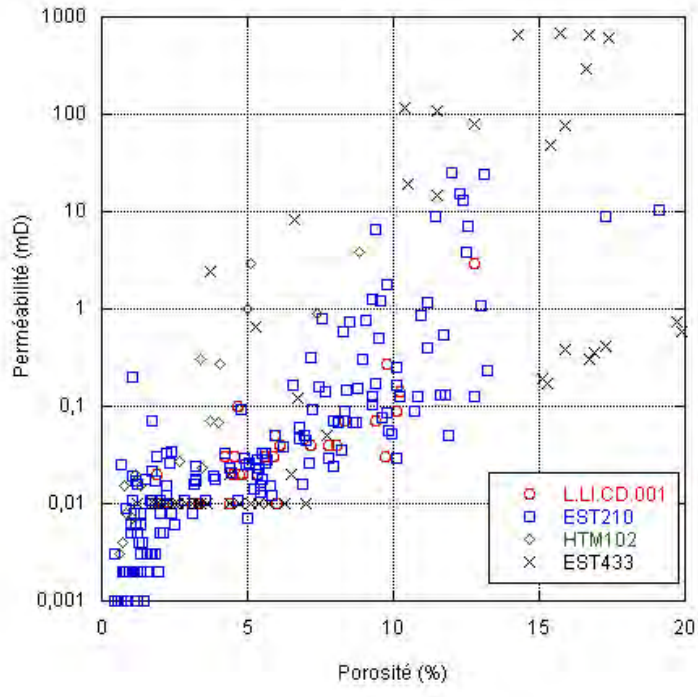


Figure IV-6 : Relation porosité – perméabilité plug par forage.

La Figure IV-6, où les données sont triées par forage, montre que les niveaux les plus perméables sont ceux du forage EST433. Une majorité des échantillons poreux (>15%) provient du forage EST433. Ce forage qui a carotté les niveaux bathoniens confirme le possible développement d'horizons plus poreux dans ce niveau stratigraphique.

Ajoutées aux données provenant des forages DER101, JVL101 et des mesures effectuées sur les forages Andra par l'IFP (Lenormand, 2003, Le Gallo *et al.*, 2004). Les mesures effectuées sur les forages HTM102, EST210, EST433 et L.LI.CD.001 confirment que le Dogger de l'Est du Bassin de Paris présente en général des perméabilités inférieures à 10 mD et des porosités inférieures à 15%. Par rapport aux données initiales effectuées sur la zone de transposition Andra, les données issues de cette thèse permettent d'affiner la connaissance pétrophysique de la zone de transposition, en illustrant notamment les niveaux poreux. Le forage DER101 présente également un niveau poreux dans les niveaux bathoniens (Figure IV-5).

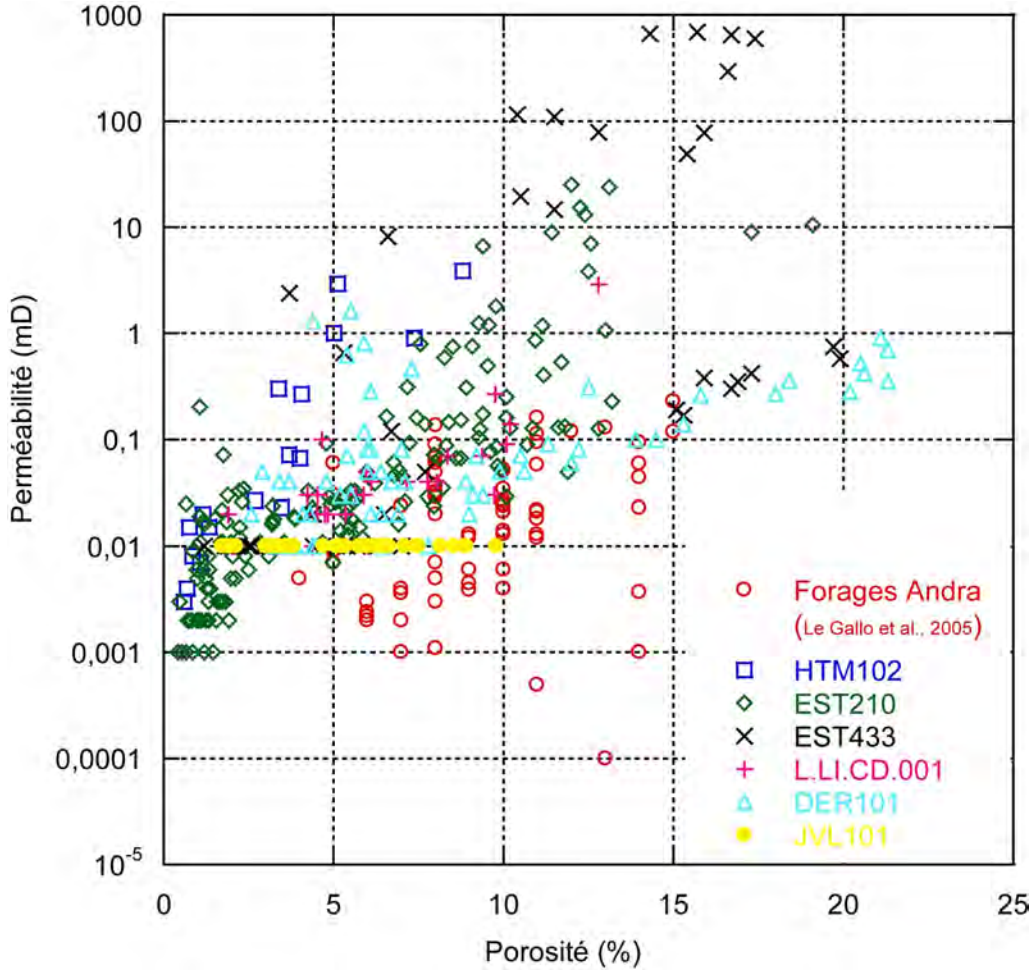


Figure IV-7 : Synthèse des données de porosités et de perméabilités existant dans l'Est du Bassin de Paris.

Mise en relation avec les données issues des réservoirs poreux du centre du Bassin de Paris (Figure IV-8). Les mesures issues des *plugs* du forage EST433 peuvent être comparables à ces réservoirs. Les perméabilités peuvent atteindre plusieurs centaines de milliDarcy. Cependant, la plupart des valeurs de l'Est du Bassin de Paris se trouvent très en dessous des valeurs des 'réservoirs' du centre du Bassin de Paris. Etudié pour son potentiel pétrolier et géothermique, beaucoup de valeurs proviennent uniquement des niveaux réservoirs par soucis d'économie, et ne sont donc pas représentatifs de la totalité de la pile sédimentaire du Dogger (200 m). Dans le Dogger, seule une petite proportion (5% environ) constitue un réservoir (niveaux très ponctuels d'une dizaine de mètres dans le Callovien ou le Bathonien) ; (Curial, 2005). Dans l'Est du Bassin de Paris, les propriétés de porosité et de perméabilité semblent donc être peu différentes de celles du centre du Bassin, où les niveaux réservoirs forment l'exception pétrophysique (Figure IV-8).

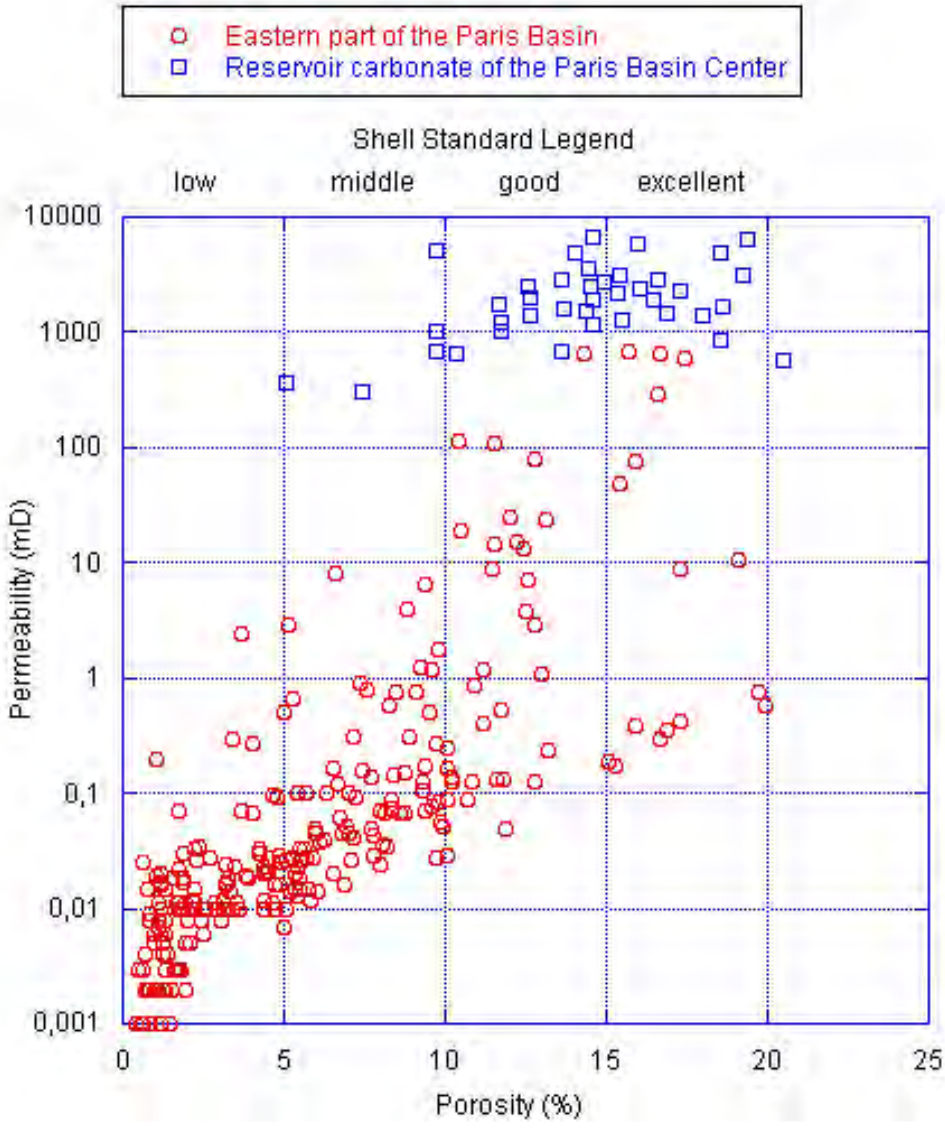


Figure IV-8 : Comparaison avec les propriétés de porosité-perméabilité des réservoirs du Bassin de Paris. Les données provenant de la zone prospectée par l'Andra (251 mesures) sont comparées avec celles des niveaux poreux du centre du Bassin de Paris (Goncalves et al., 2004).

Comparée à une importante base de données provenant d'environ 8000 réservoirs pétroliers carbonatés du monde entier (Figure IV-11), la plupart des échantillons de l'Est du Bassin de Paris sortent complètement du domaine 'réservoir' et présentent donc de mauvaises caractéristiques réservoirs (Ehrenberg et Nadeau, 2005). Seules une quinzaine de valeurs issues des forages Andra se situent dans le *range* moyen des réservoirs carbonatés.

Les données issues de l'Est du Bassin de Paris sont par conséquent quelque peu atypiques car elles documentent les propriétés pétrophysiques de calcaires très peu poreux et très peu perméables (non réservoirs). Les bases de données Phi/K disponibles dans la littérature sont souvent issues de travaux pétroliers où les niveaux non réservoirs sont peu documentés d'un point de vue pétrophysique. Dans les carbonates anciens, ces niveaux non poreux et non perméables sont pourtant beaucoup plus abondants que les niveaux réservoirs (e.g., Moore, 2001; Lucia, 2007).

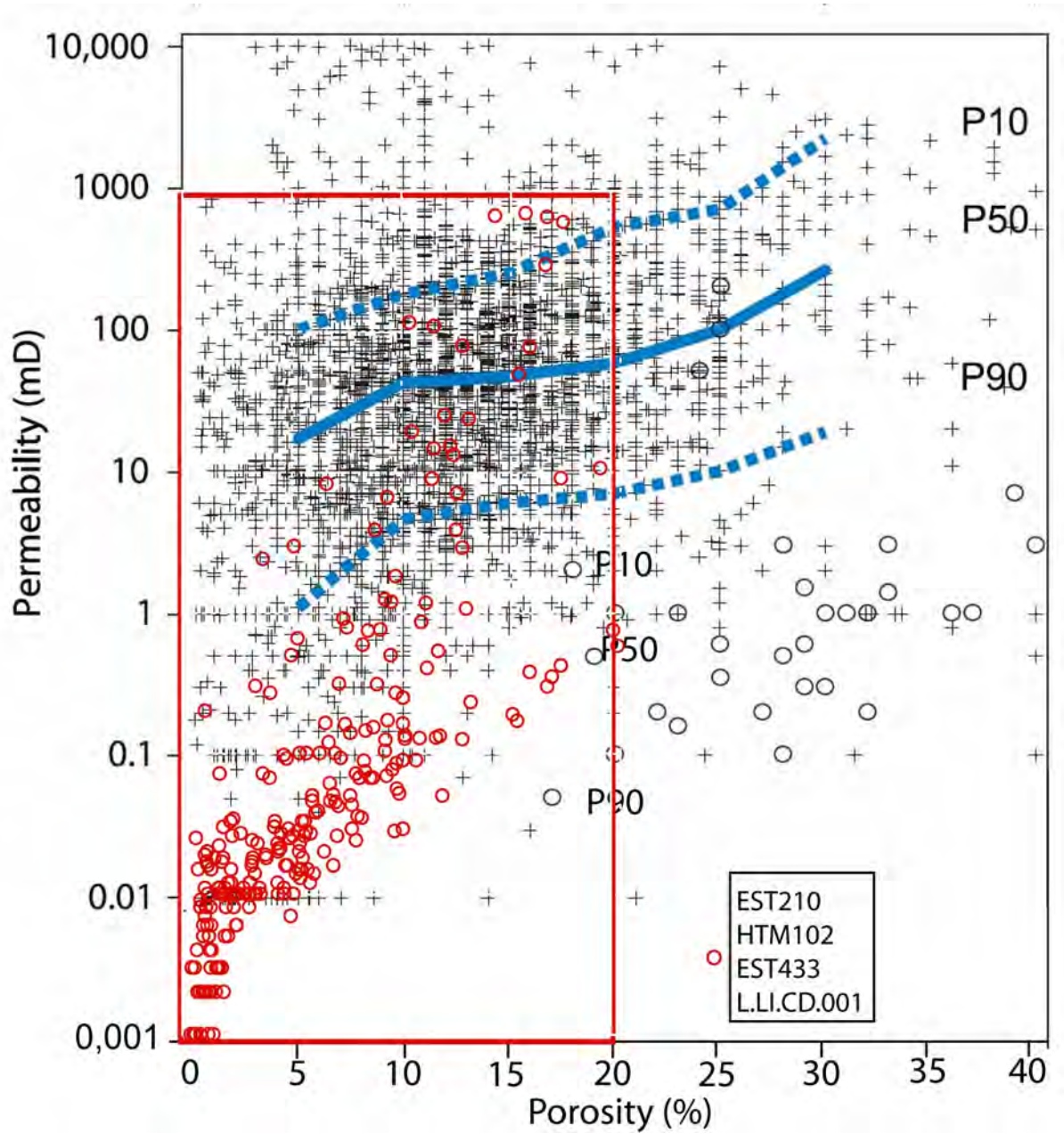


Figure IV-9 : Comparaison des mesures de porosité – perméabilité des forages Andra (en rouge) avec les valeurs moyennes d'environ 8000 réservoirs pétroliers carbonatés dans le monde (Ehrenberg et Nadeau, 2005).
La courbe P90 signifie que 90% des valeurs sont au-dessus de cette ligne, P50, 50% des valeurs au-dessus de cette ligne et P10, 10% des valeurs au-dessus de cette ligne.

Les carbonates du Dogger de l'Est du Bassin de Paris montrent donc des propriétés pétrophysiques « normales ». Une majorité des échantillons présente des porosités et perméabilités très faibles, tandis que quelques échantillons montrent des porosités et perméabilités plus fortes (>15% et >100mD) formant des niveaux réservoirs (aquifère dans notre cas).

1.2 Relations texture porosité – perméabilité

Dans les carbonates, il n'existe que rarement des relations directes et systématiques entre la texture initiale et les valeurs de porosité (Lambert, 2004, Lucia, 2007). Par exemple, un mudstone microporeux peut avoir la même porosité totale qu'un grainstone faiblement cimenté. La Figure IV-10A illustre cette absence de relation directe dans le Dogger calcaire des forages Andra. Les valeurs médianes des 251 mesures de porosités selon toutes les textures sont relativement stables, inférieures à 6,5%. Cependant quelques remarques peuvent être formulées. La valeur médiane des porosités des wackestones est très faible (2%) tandis que celle des grainstones est de 6.2%. Les porosités maximales atteignent 20% dans les mudstones, packstones et grainstones. On remarque également que la barre représentant la valeur médiane est plus près de la borne inférieure que supérieure, indiquant que les fortes porosités sont plutôt anomaliques dans notre base de donnée.

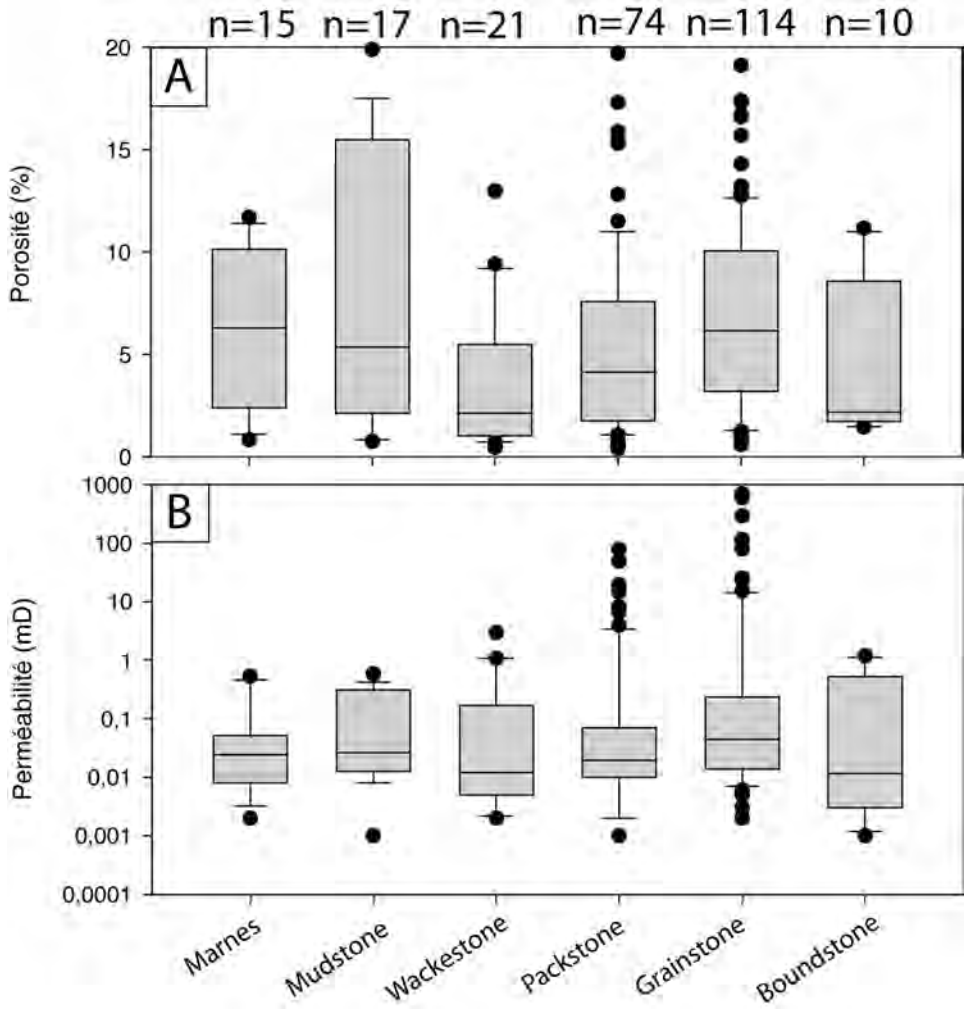


Figure IV-10 : Porosités et perméabilités réparties dans un *box diagram* et triées par texture.
Le trait dans le box représente la valeur médiane, la limite inférieure représente le 1er quartile, la limite supérieure le 2ème quartile. Les bornes inférieures et supérieures représentent l'intervalle de 5% à 95% du data set. Les points représentent les valeurs qui sortent de cet intervalle.

Les perméabilités sont également très stables selon les différentes textures. On remarque que la dispersion est plus forte dans les packstones et les grainstones (échantillons les plus nombreux). Comme pour la porosité, la valeur médiane est plus proche de la borne inférieure, indiquant que les fortes perméabilités sont peu significatives. Cette figure montre que les niveaux les plus perméables (>100 mD) se localisent uniquement dans les échantillons à texture grainstone.

a. Texture et niveaux poreux

Les relations porosité – perméabilité dans les calcaires présentent une grande diversité. Sur un diagramme porosité – perméabilité, une relation simple et directe reliant texture-perméabilité et porosité est souvent impossible à mettre en évidence sur un jeu de données important (Zinszner et Pellerin, 2007). La principale cause de cette diversité est la variabilité des types de pores dans une même texture (grainstone à porosité cimentée ou grainstone à macroporosité connectée). Les échantillons à porosités et perméabilités les plus faibles (Φ<10% et K<1mD) peuvent être de textures variées (mudstone / wackestone / packstone / grainstone / bounstone, Figure IV-11). Ces observations illustrent la difficulté à prévoir les propriétés Φ-K d'un calcaire enfoui avec sa simple donnée texturale.

Toutefois, la Figure IV-11 montre que deux tendances peuvent se dessiner pour les porosités supérieures à 10%, en fonction des textures. Les perméabilités les plus fortes (K>100mD) sont uniquement détectées dans les faciès à texture grainstone. Ces niveaux grainstones de l'Oolite de Fréville correspondent au niveau poreux 1 (np1, voir Figure IV-3). En revanche, les échantillons poreux (Φ>15%) et moins perméables (K<1mD) correspondent à des faciès mudstones à packstones. Ces échantillons forment le niveau poreux 2 présent dans les Calcaires de Chaumont.

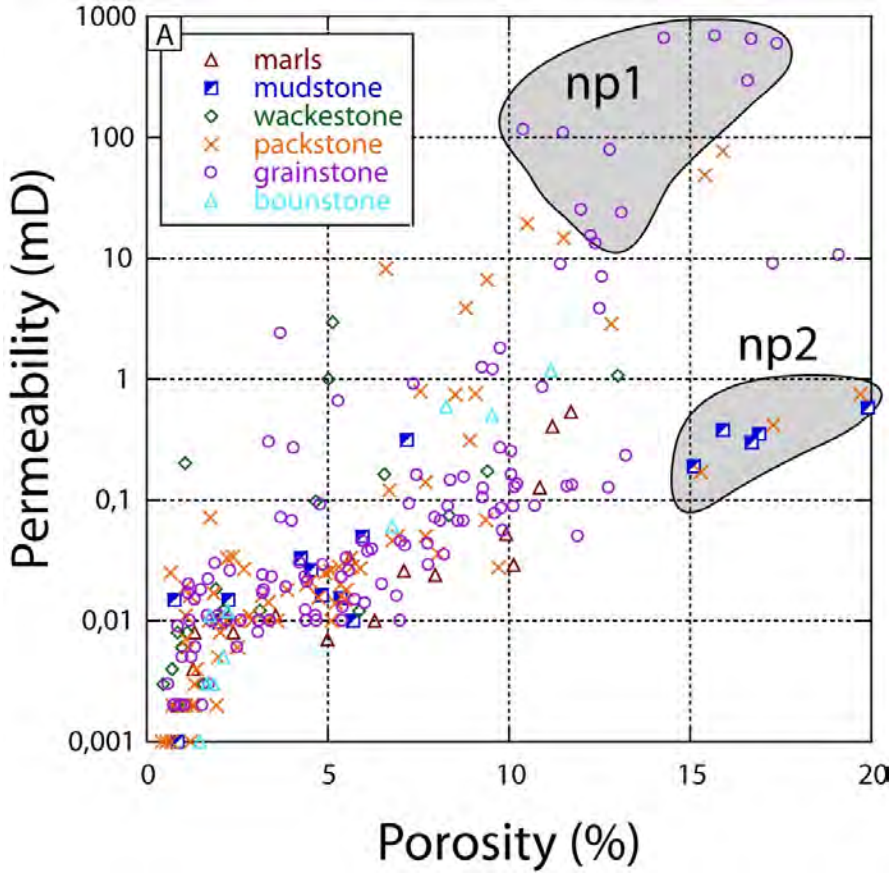


Figure IV-11 : Porosité – perméabilité par texture, et avec les niveaux poreux np1 et np2.

Nurmi (1986) propose un abaque synthétique caractérisant plusieurs domaines de porosité et de perméabilité de différents types de roches carbonatées Figure IV-12:

(1) mudstone/wackestones

(2) packstones

(3) craie avec diamètre de pores inférieurs à 1 μm

(4) grainstone à porosité moldique

(5) grainstone à allochems de tailles diverses (100 μm à 500 μm)

Lorsque les mesures de Φ-K des forages Andra sont reportées dans cet abaque, la plupart d'entre-elles se placent dans la zone 1 (wackestone-mudstone) définie par Nurmi (1986), alors que les textures réelles varient du mudstone au grainstone.

Les mudstones et packstones du niveau poreux 1 se placent dans la zone caractéristique de la craie ayant des tailles de pores inférieures à 1 μm. La vingtaine d'échantillons poreux à faciès granulaires (grainstones et packstones) se positionnent dans les relations définies pour des tailles de particule oscillant entre 100 μm et 500 μm, ce qui est globalement cohérent avec les tailles de grains mesurées sur les *plugs* des forages Andra. L'abaque de Nurmi est donc relativement cohérent avec les données texturales des échantillons de l'Andra. Les deux niveaux poreux np1 et np2 se différencient par leur texture granulaires et/ou « crayeuse », (grainstone versus mudstone).

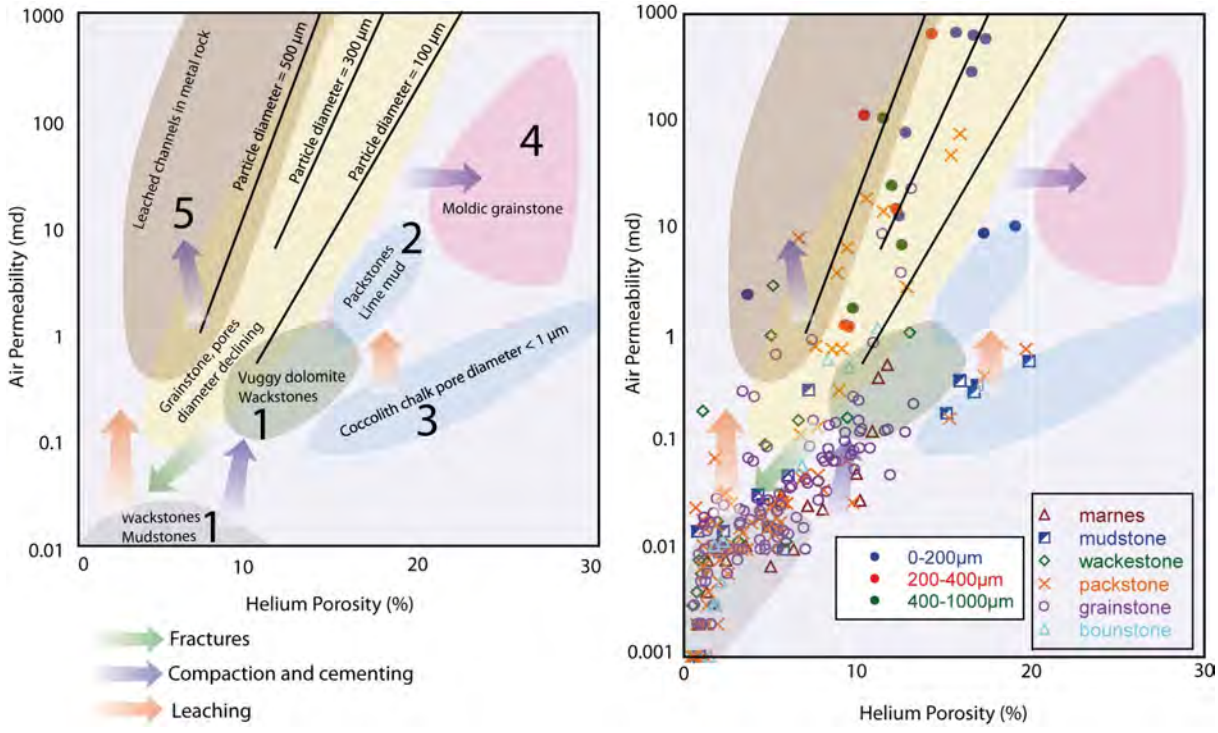


Figure IV-12 : Abaque de Nurmi, définissant des relations pour des calcaires de textures différentes. Les Φ-K mesurés sur les 251 plugs des forages Andra sont reportées sur cet abaque.

1.3 Relations environnements de dépôt porosité – perméabilité

De la même manière qu'une relation simple et directe entre perméabilité-porosité et texture est impossible à mettre en évidence, la relation en fonction de l'environnement initial de dépôt semble également impossible. Cette complexité rend impossible la compréhension et la prédiction de la distribution et de la variabilité des caractéristiques pétrophysiques à partir de la seule donnée environnementale. Cette complexité peut être résumée par la Figure IV-13 qui montre la répartition des porosités et perméabilités sur un profil environnemental. En effet, un faciès de *shoal* oolitique d'un même intervalle stratigraphique peut présenter une perméabilité fluctuant entre 0,001mD et presque 1000 mD. De même, les porosités et perméabilités sont très similaires pour les différents environnements. La large variabilité des porosités et perméabilités pour un environnement donné marque la difficulté à relier environnement de dépôts et propriétés pétrophysiques.

Néanmoins, la figure permet de montrer que les niveaux les plus perméables (>10mD) se trouvent uniquement dans les faciès granulaires de *shoal* oolitique. L'environnement initial semble conditionner épisodiquement la caractéristique de perméabilité d'un échantillon. Les relations de porosité-perméabilité montrent que np1 et np2 ont des porosités identiques mais des perméabilités très différentes. Cette différence de perméabilité semble principalement contrôlée par l'environnement initial de dépôts (lagon micritique *versus* shoal oolitique).

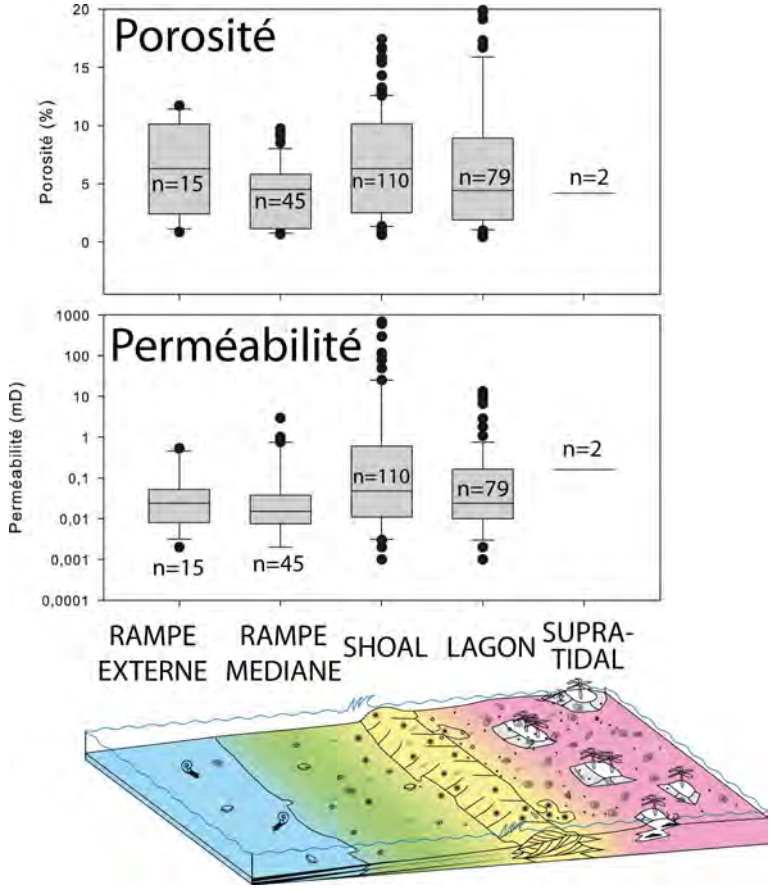


Figure IV-13 : Distribution de la porosité et de la perméabilité selon les environnements de dépôts.

2. Types de porosité (taille), rayons seuils de pores et terminologie des types de pore

La précédente partie a montré deux niveaux poreux ayant des propriétés pétrophysiques (de perméabilité) différentes. La comparaison avec des données pétrophysiques provenant d'autres localités (Moyen orient notamment) a montré que (1) np1 présente des similitudes avec les réservoirs poreux granulaires et que (2) np2 s'approche des niveaux crayeux microporeux (Nurmi, 1986). L'observation sous microscope et MEB des lames minces et des clasts confectionnés à partir des mêmes *plugs* que ceux ayant servi aux mesures de porosité et perméabilité, est ici entreprise pour déterminer les types de pores présents. Ces relations sont confrontées à quelques mesures de rayons de seuil de pores (PTR pour *Pore Throat Radius*) obtenues par injection de mercure, toujours sur les mêmes *plugs* que ceux utilisés pour les déterminations de porosité hélium et perméabilité gaz (Jobard, 2009).

2.1 Définitions

a. Microporosité, Mésoporosité, Microporosité étendue et Macroporosité.

Dans cette étude, les tailles de pores inférieures à 10 μm caractériseront la microporosité. Ces micropores ne sont pas directement visibles en lame mince. Ils seront surtout observables et caractérisables au MEB. Les tailles de pores entre 10 μm et 62 μm caractériseront des échantillons présentant une mésoporosité. La macroporosité caractérisera les échantillons avec des pores de taille supérieure à 62 μm.

La mésoporosité est visible mais difficile à caractériser géométriquement sur des lames minces de 30 μm d'épaisseur, nous parlerons donc souvent de microporosité étendue pour désigner en microscopie optique classique (microscope polarisant) les échantillons (ou portions d'échantillons) ayant des pores de moins de 62 μm de diamètre.

b. Estimation de la microporosité étendue et de la macroporosité

Le comptage de points sur Jmicrovision (Roduit, 2008) à partir des lames minces est utilisé afin d'estimer le pourcentage de macroporosité, c'est-à-dire de pores de plus de 62 μm. La microporosité étendue est déduite par soustraction de la macroporosité (observée sur lame mince) à la porosité totale obtenue par injection d'hélium (sur le plug ayant également servi à la réalisation de la lame mince). Par cette approche , les pores compris entre 10 et 62 μm correspondant à la mésoporosité sont donc inclus dans la microporosité étendue.

c. Terminologie et classification des types de pores

De nombreux travaux de recherche sur l'espace poral dans les roches carbonatées ont montré que l'espace poral (*pore space*) peut être défini et classifié en terme de *rock fabrics* et de propriétés pétrophysiques (Lucia, 2007, Zinszner et Pellerin, 2007). Les types de pores ainsi définis peuvent être intergranulaires, intercristaux, moldiques, intrafossiles, *shelters* (à l'abri), caverneux, dans les fractures (Archie, 1952, Choquette et Pray, 1970, Lucia, 1983) ; (Figure IV-14).

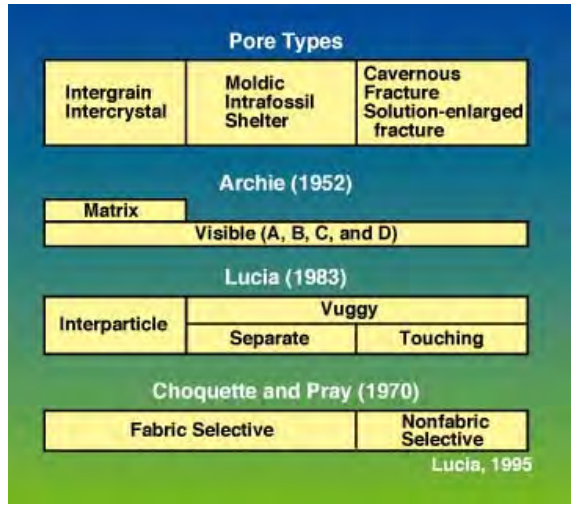


Figure IV-14 : Comparaison des classifications de l'espace poral selon Archie (1952), Choquette et Pray (1970) et Lucia (1983).

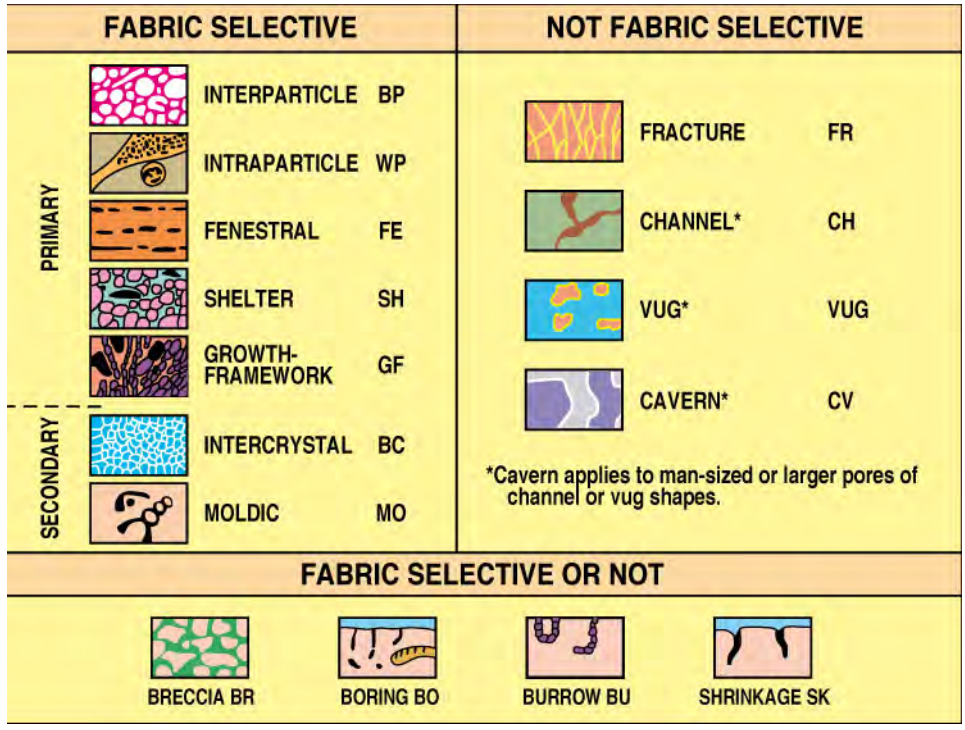


Figure IV-15 : Classification de la porosité dans les carbonates définie par Choquette et Pray (1970).

Une des classifications largement utilisée est celle de Choquette et Pray (1970), basée sur l'importance de la fabrique originelle sur la géométrie de l'espace poreux (Figure IV-15). Cette classification divise les espaces poreux en 2 classes majeures: (1) *fabric-selective* et (2) *nonfabric-selective*. L'inconvénient de cette hierarchisation est qu'elle regroupe la porosité moldique et la porosité intracristalline avec la porosité intergranulaire ou intercristalline dans la *fabric-selective*, types de pores largement répandus et ayant des propriétés pétrophysiques complètement différentes. Ainsi, Lucia (1983) a différencié l'espace poreux en se basant sur l'aspect pétrophysique, séparant ainsi les pores interparticulaires (intergranulaires ou intercristaux) où la porosité est dénommée porosité intergranulaire (Figure IV-16), des pores intraparticulaires (*vuggy pore spaces*) ; (Figure IV-17).

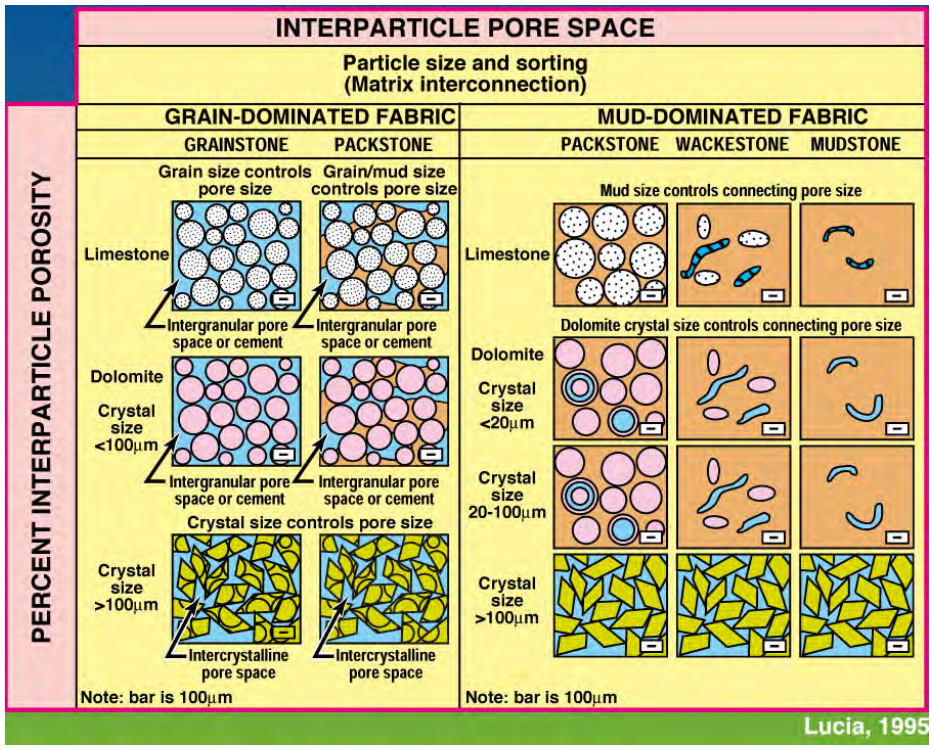


Figure IV-16 : Classification pétrographique et pétrophysique de l'espace poreux interparticulaire dans les carbonates.
Cette classification est basée sur la taille, le tri des grains et cristaux (Lucia, 1983).

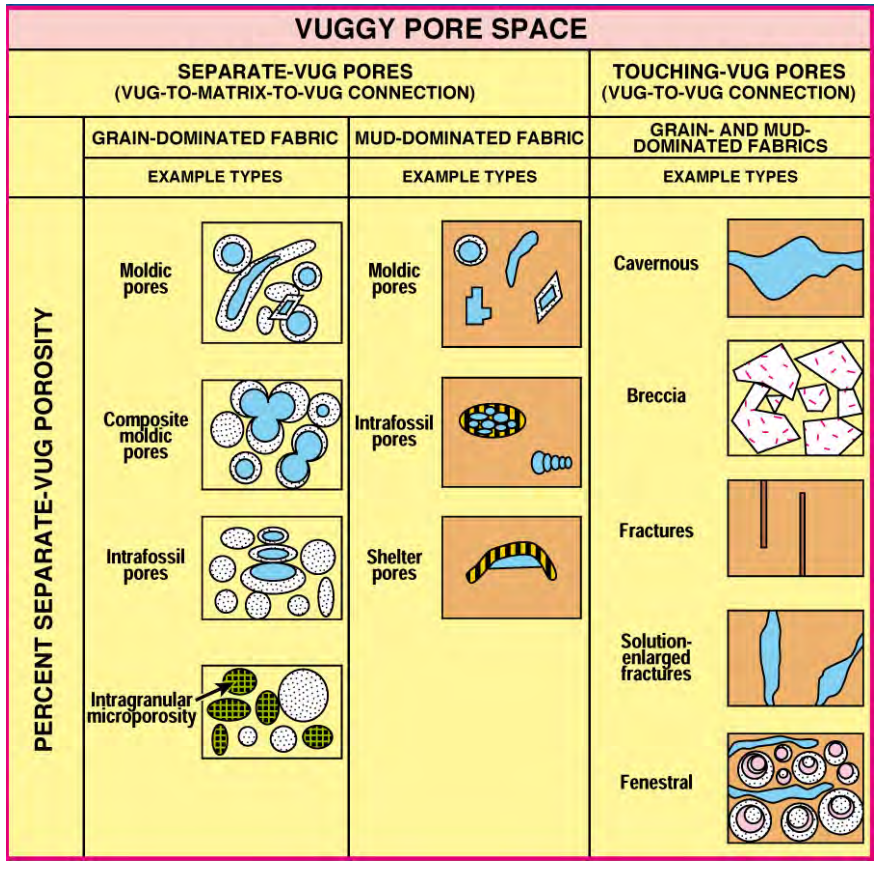


Figure IV-17 : Classification pétrographique et pétrophysique de l'espace poreux vuggy dans les carbonates selon Lucia (1983).
Cette classification est basée sur les interconnections des *vugs* .

2.2 Répartition de la microporosité – macroporosité plug

Les Figure IV-18 et Figure IV-19 illustrent la macroporosité et la microporosité étendue dans les carottes des puits EST 433, EST 210, . HTM102 et L.LI.CD.001.

La microporosité étendue est présente sur toute la hauteur de l'intervalle étudié. Les plus forts taux de microporosité étendue sont décelés dans np2 (jusqu'à 20%) et, dans une moindre mesure, dans l'Oolite miliaire inférieure (jusqu'à 15%). Elle est au contraire peu développée (moins de 2 %) dans quelques échantillons du Bajocien inférieur et de np1.

Au contraire, des taux de macroporosité supérieurs à 5% ne sont décelés que dans quelques niveaux très localisés :

- dans np1 (sommet de l'Oolite de Fréville) où la porosité est dominée par une forte proportion de macroporosité (jusqu'à 15% de macroporosité).
- très localement dans les Calcaires de Chaumont et dans le Bajocien.
- très localement dans l'Oolite miliaire.
- les Calcaires à Polypiers sont peu poreux mais caractérisés par une proportion importante de macroporosité.

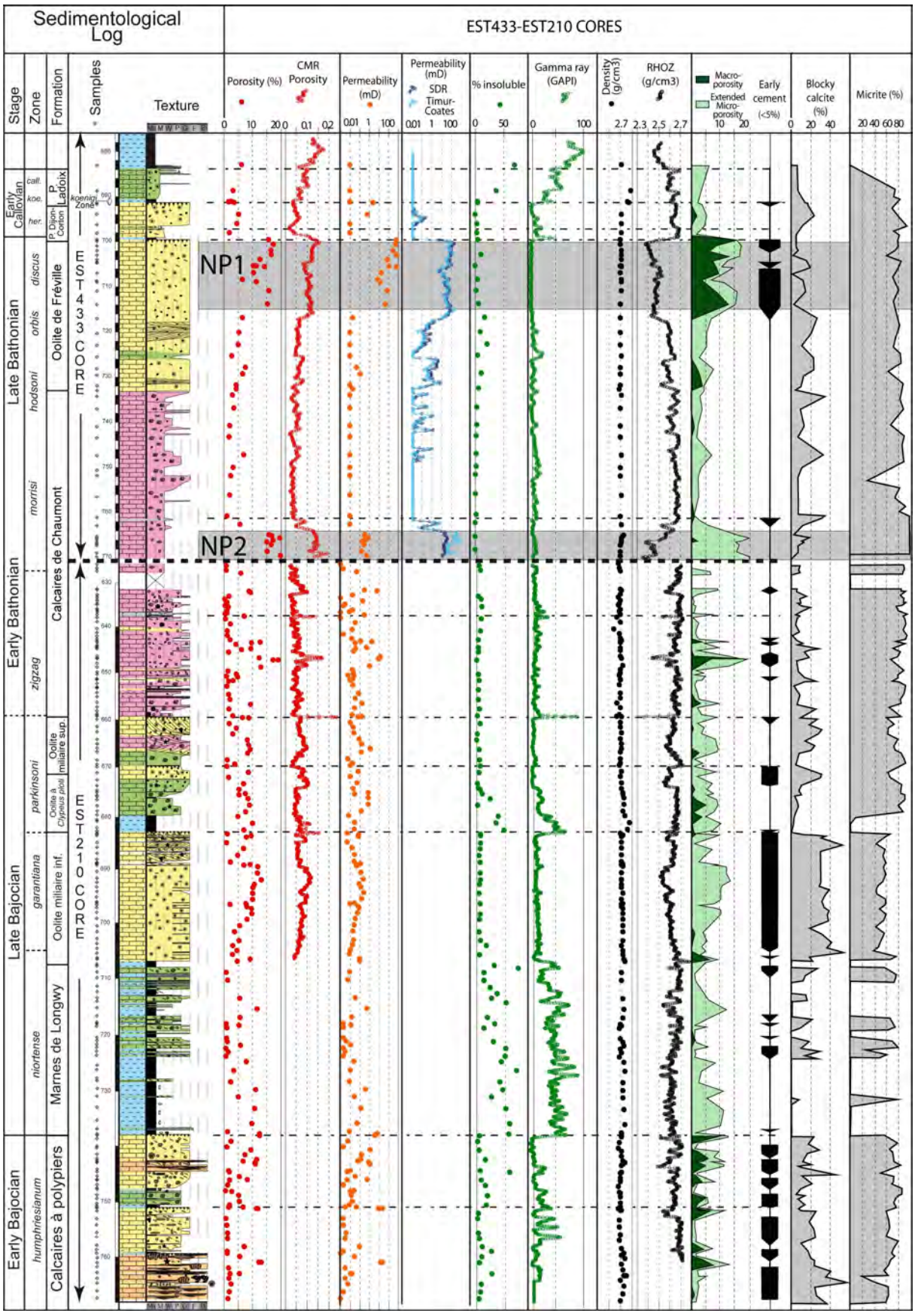


Figure IV-18 : Données pétrophysiques et pétrographiques des forages EST433 et EST210. Données pétrophysiques (porosité, perméabilité, densité), d'argilosité (gamma-ray), du type de porosité (microporosité et macroporosité), de cimentation précoce, ciment de blocage et de micrite.

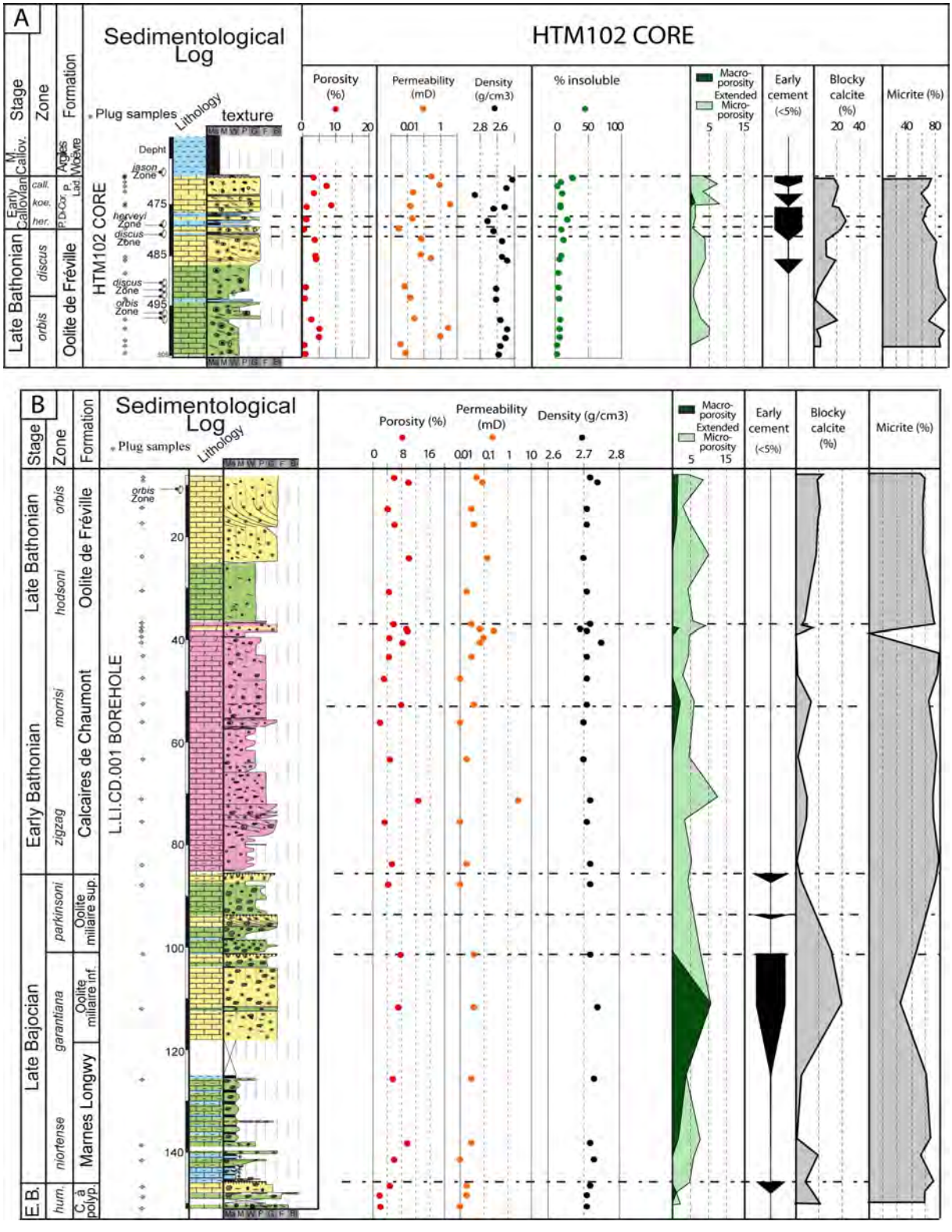


Figure IV-19 : Données pétrophysiques et pétrographiques des forages HTM102 et L.LI.CD.001.

2.3 Type de pores

Les types de pores caractérisant la microporosité étendue et la macroporosité des calcaires doggers de l'Est du Bassin de Paris sont différenciés à l'aide du microscope optique classique et du MEB.

Les faciès granulaires de texture packstone à grainstone (oolitiques et/ou bioclastiques) peuvent présenter des pores de plusieurs centaines de micromètres de large interconnectés, comme dans np1. Ce type de porosité est dénommé **macroporosité intergranulaire** et caractérise les échantillons les plus perméables du Dogger (jusqu'à 700 mD Figure IV-21A-B).

La microporosité étendue, visible sur toute la pile sédimentaire du Dogger, est observée en détail au MEB. Elle est particulièrement bien développée dans les mudstones de np2, où elle peut atteindre 20%. La classification définie par Loreau (1972), et réactualisée par Lambert *et al.,* (2006) est utilisée afin de caractériser les types et formes de micrites présentes, soit dans la matrice micritique, soit dans les cortex des ooides micritiques (Figure IV-20). Dans les échantillons micritiques du Dogger, l'espace poreux se trouve entre les cristaux de micrites ayant des morphologies sub-arrondies à sub-microrhombique (Figure IV-20A et Figure IV-21E,G). Il s'agit d'une **microporosité inter-microcristalline**.

Les niveaux micritiques non poreux (< 5% de porosité) se caractérisent par des micrites anhédrales compactes associées à des phénomènes de compaction et de cimentation intenses (Figure IV-20C et Figure IV-21F,H). Dans ce cas, la microporosité inter-microcristalline est très limitée. Un deuxième type de microporosité se développe dans les oolites micritiques (Figure IV-21C et Figure IV-22). Les grains micritiques sont arrondis, micro-rhombiques ou anhédraux compacts (Figure IV-22). Cette microporosité est à la fois une **microporosité intragranulaire et inter-microcristalline**,

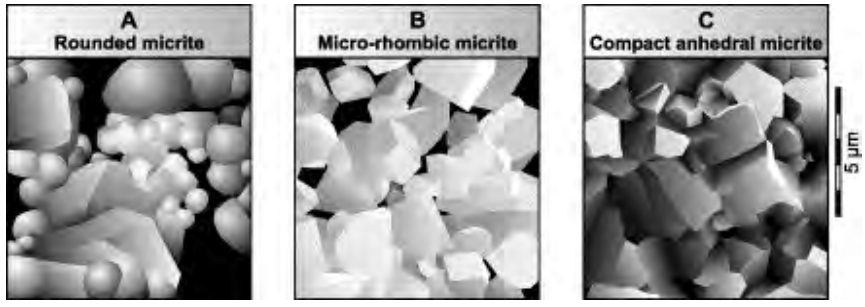


Figure IV-20 : Classification des types de micrites proposée par Lambert et *al.,* (2006) pour les réservoirs carbonatés du Golfe Persique.
A- micrites arrondies dans un échantillon microporeux.
B- micrites micro-rhombiques dans un échantillon microporeux.
C- micrites anhédrales compactes dans un échantillon non microporeux.

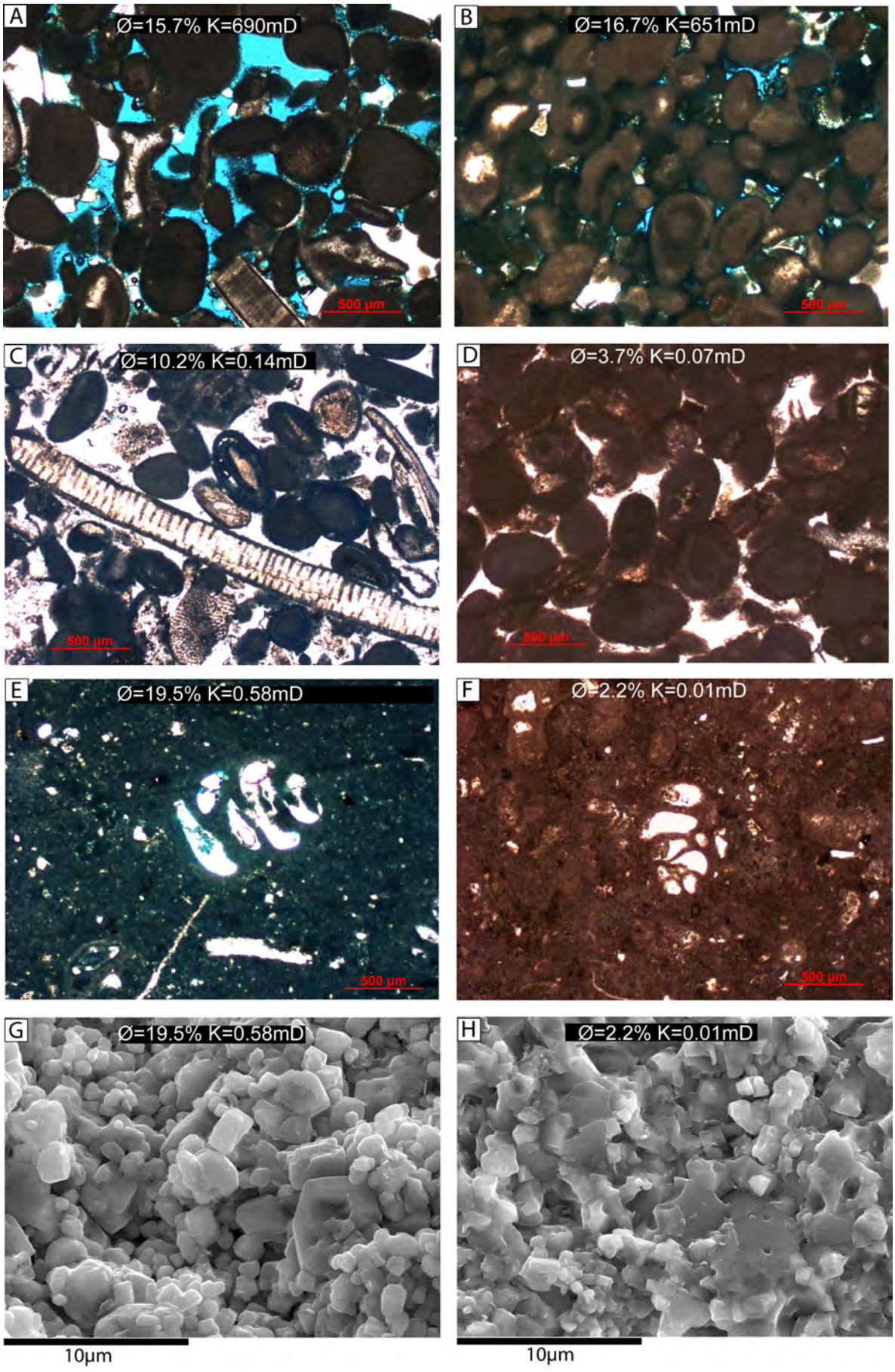


Figure IV-21 : Illustration des types de porosité des calcaires du Dogger en Forages.

A- Grainstone oolitique et bioclastique - Oolite de Fréville, E409 sample, EST433, 699.6m. Cet échantillon caractérise le niveau poreux 1 (ϕ=16%, K=700mD).
B- Packstone/grainstone faiblement cimenté - Oolite de Fréville, échantillon E412, forage EST433, 703m.
C- Grainstone bioclastique et oolitique avec calcite sparitique de blocage. La couleur bleue révèle la microporosité dans les oolites – Oolite de Fréville, échantillon CAR5, forage L.Li.CD.001, 23.9m.
D- Grainstone oolitique compacté - Oolite de Fréville, échantillon HTM011, forage HTM102, 483,3m.
E- Mudstone/Wackestone microporeux à grands foraminifères benthiques (*Miliolina*). Cet échantillon caractérise le niveau poreux 2 - Calcaires de Chaumont, échantillon E445, forage EST433, 769.9m.
F- Wackestone très faiblement poreux dans les Calcaires de Chaumont, échantillon E435, forage EST433, 756.5m.
G- Microtexture MEB de l'échantillon E445 décrit en E. Ce faciès fin et microporeux montre des micrites sub-arrondies.
H- Microtexture MEB de l'échantillon E435 décrit en H. Micrite anhédrale compacte. Les cristaux sont anhédraux à subhédraux, isométriques ou « amiboïde », quelques micropores mal connectés sont épargnés par la compaction physico-chimique couplée au développement de la microsparite.

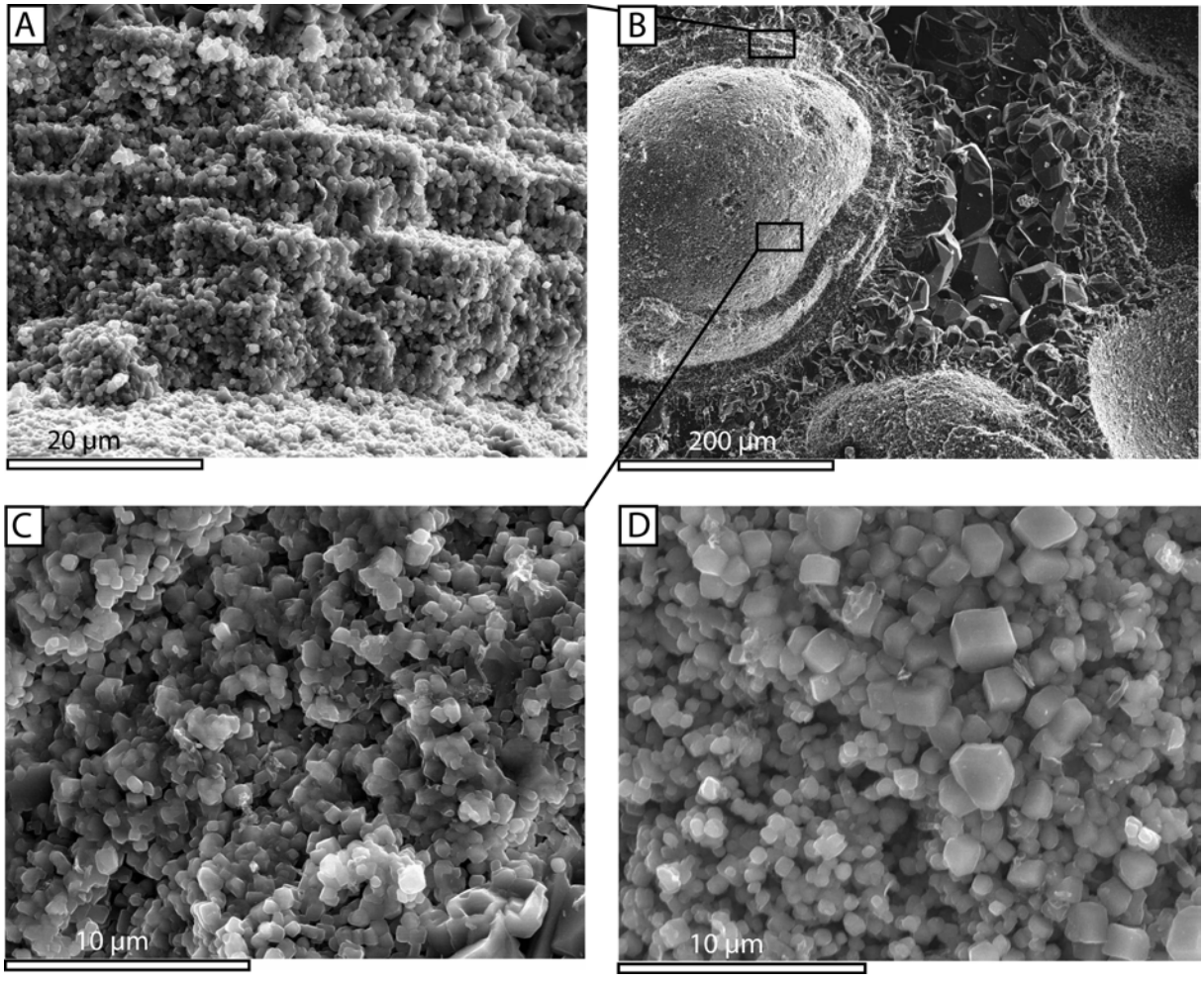


Figure IV-22 : Microporosité dans le cortex des oolites.
A, B et C- Zooms successifs sur le cortex micritique et zoné d'une oolite dans la formation de l'Oolite de Fréville du forage EST433. La microtexture sub-arrondie domine, avec des micropores de petite taille (moins de 1 microns) et modérément connectés (échantillon EST413). D-Microtexture micro-rhombique dans le cortex d'une oolite de la formation de l'Oolite de Fréville du forage EST433 (échantillon EST424,).

D'autres types de pores, comme des pores moldiques, *fenestral*, intragranulaires, de fractures et caverneux peuvent être décrits dans le Dogger, mais leur rareté montre qu'ils peuvent être considérées comme négligeables par rapport à ceux décrits ci-dessus. La Figure IV-23 illustre

un de ces types de pores, correspondant ici à un **macropore intragranulaire** (*vuggy pore space*), formé lors de la compaction induisant une desquamation d'oolites.

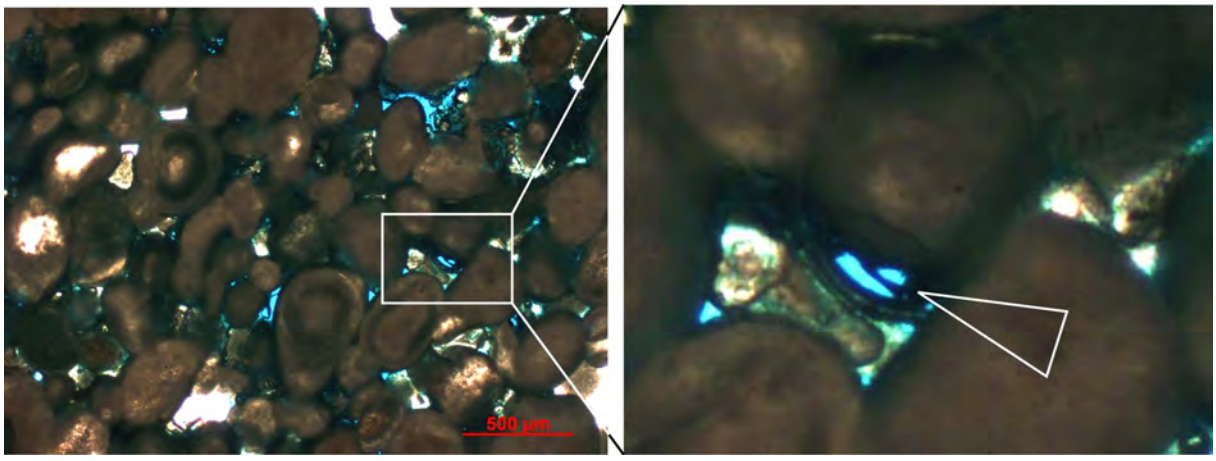


Figure IV-23 : Desquamation du cortex externe d'une oolite, générant un type de macropore intragranulaire (échantillon E409, Oolite de Fréville).

2.4 Rayons des seuils de pores (PTR – *Pore Throat Radius*)

Les injections de mercure sous pressions croissantes permettent de calculer la distribution des rayons des seuils d'accès aux pores (PTR). Cinq échantillons provenant du forage EST433 ont été analysés (Figure III-24).

L'échantillon E406 (ϕ=5%, K=0,7mD) est un grainstone de la Dalle Nacrée fortement colmaté par de la sparite calcitique. Il est peu poreux et peu perméable. Il montre une courbe PTR unimodale, avec un mode à 0,06 µm et un épaulement marqué vers les faibles rayons. Cette courbe est à mettre en relation avec la microporosité observée au MEB dans le cortex micritique des oolites et des pelloides où des micropores modérément connectés sont observés.

L'échantillon E409 (ϕ=17%, K=700mD) est un grainstone faiblement cimenté du niveau np1 (Oolite de Fréville). La courbe PTR est bimodale. Le pic le plus marqué présente un mode à 32 µm qui correspond clairement à la bonne interconnectivité des macropores interparticulaires observée en microscopie optique et au MEB. Un second pic, beaucoup moins marqué et très étalé, a un mode proche de 0,15 µm, probablement à mettre en relation avec le cortex micritique microporeux des oolites.

L'échantillon E435 est un mudstone, très peu poreux (ϕ=2,2 %) et peu perméable (0,01mD), des Calcaires de Chaumont. Sa courbe de PTR unimodale est relativement symétrique, avec un pic étroit ayant un mode de 0,015 µm. Ce mode très faible est clairement associé à la microtexture anhédrale compacte de la matrice micritique de ce mudstone.

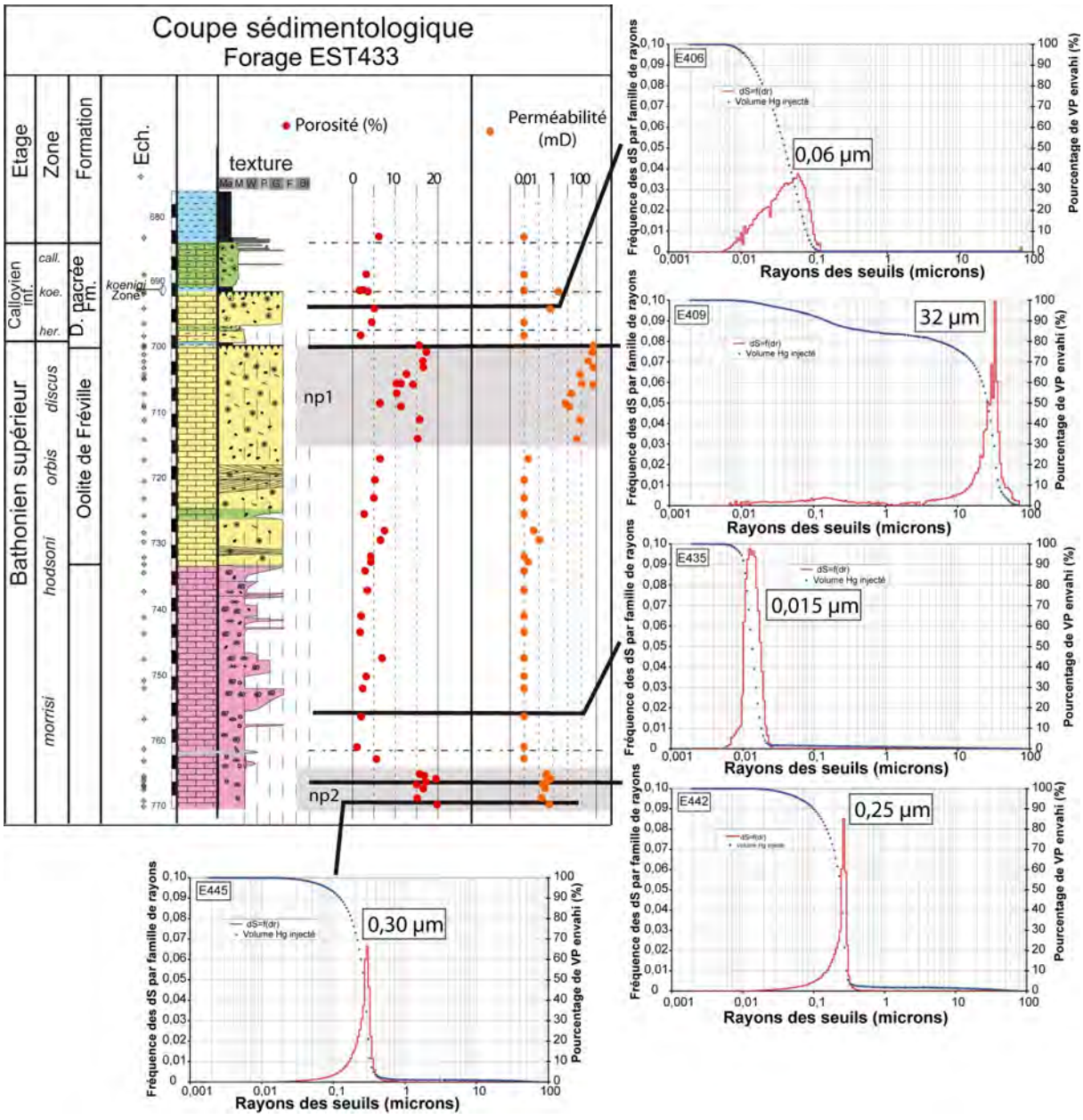


Figure IV-24 : Mesure des rayons des seuils de pores (PTR) par injection de mercure dans cinq *plugs* du forage EST433.

Les échantillons E442 et E445, tous deux issus du niveau np2 dans les calcaires de Chaumont, présentent le même faciès mudstone micritique à foraminifères et des valeurs de ϕ-K similaires (respectivement ϕ=15,1% et K=0,19 mD ; ϕ=19,9% et K=0,58 mD). Leurs courbes PTR sont également similaires, unimodales, étroites, avec un léger épaulement vers les faibles valeurs, avec un mode compris entre 0,25 et 0,3 µm. Une telle courbe PTR est en accord avec les textures sub-microrhombiques à sub-arrondies des micrites formant la majeure partie de ces faciès boueux. L'origine de cette importante microporosité dans np2 sera ultérieurement discutée.

2.5 Résonance Magnétique Nucléaire appliquée à la pétrophysique

De nombreux forages Andra sont diagraphés en routine avec l'outil Schlumberger CMR® (Combinable Magnetic Resonance), fondé sur les principes de la Résonance Magnétique Nucléaire (RMN). Cette diagraphie présente l'avantage de fournir une estimation continue de divers paramètres dont la porosité et la perméabilité. Il est utile de préciser ici que l'outil CMR est actuellement le seul outil diagraphique, utilisé en prospection « géoressources », donnant accès à la perméabilité (Minh *et al.*, 1997, Nurmi et Standen, 1997). Toutefois, dans les carbonates, les méthodes classiques de calcul de la perméabilité à l'aide de l'outil CMR demeurent complexes et parfois approximatives (Akbar *et al.*, 1995, Tangyan *et al.*, 2005, Westphal *et al.*, 2005, Schoenfelder *et al.*, 2008). C'est pourquoi, dans cette partie, les données RMN fournies par Schlumberger interprétées en termes de porosité et perméabilité dans le forage EST433 seront comparées aux données de laboratoire provenant des *plugs* du même forage (porosité hélium, perméabilité air et signal RMN), et croisées avec les observations pétrographiques des *plugs*. Les porosités hélium et CMR, ainsi que les perméabilités air et CMR seront distinguées dans cette partie et comparées afin de mettre en évidence les similitudes et/ou différences.

L'utilisation de la RMN dans le Dogger du forage EST433 a fait l'objet d'un travail de Master2 Recherche Géobiosphère à l'Université de Bourgogne et supervisé par l'Andra (Jobard, 2009). De nombreuses informations concernant le fonctionnement de l'outil CMR et les méthodes de calcul de la perméabilité peuvent y être trouvées. Nous rappellerons seulement que la porosité et la perméabilité CMR sont déduites par le temps de relaxation transverse T2 des protons d'hydrogène contenus dans l'eau ou l'huile de l'espace poral après avoir été soumis à un champ magnétique. Cette partie s'appuiera donc sur les principaux résultats issus de ce travail de Master.

a. Comparaison entre les données plugs (porosité hélium et perméabilité air) et CMR® (porosité et perméabilité CMR®)

La Figure IV-18, basée sur les méthodes de calcul classiquement utilisées par Schlumberger, montre que les tendances sont globalement similaires entre les données CMR et plugs pour les porosités et perméabilités. Toutefois, les porosités/perméabilités CMR sont localement surestimées ou sous-estimées par rapport aux données plug (Figures III-25 et III-26)

Dans le détail, pour des porosités plug inférieures à 10%, les porosités CMR sont très proches des porosités de laboratoires (Figure IV-25)**.**

Pour des porosités plug supérieures à 10%, l'outil CMR a tendance à sous-estimer la porosité d'environ 2% à 5% (Figure IV-25).

Pour des perméabilités faibles, la diagraphie CMR donne une approximation très proche des mesures de laboratoire (Figure IV-25). En revanche, pour les deux niveaux poreux np1 et np2 dans lesquels nous venons de montrer que les perméabilités et la pétrographie sont différentes, les estimations de k à partir des diagraphies CMR effacent complètement cette différence en fournissant des perméabilités semblables pour ces deux niveaux (Figure IV-25 et Figure IV-26). Les perméabilités de np1 sont ainsi sous-estimées par la CMR tandis que celles de np2 sont surestimées. Les seules données diagraphiques CMR (porosité et perméabilité) ne permettent donc pas de différencier les deux niveaux poreux dont la pétrographie et la pétrophysique sont pourtant complètement différentes (Figure IV-26).

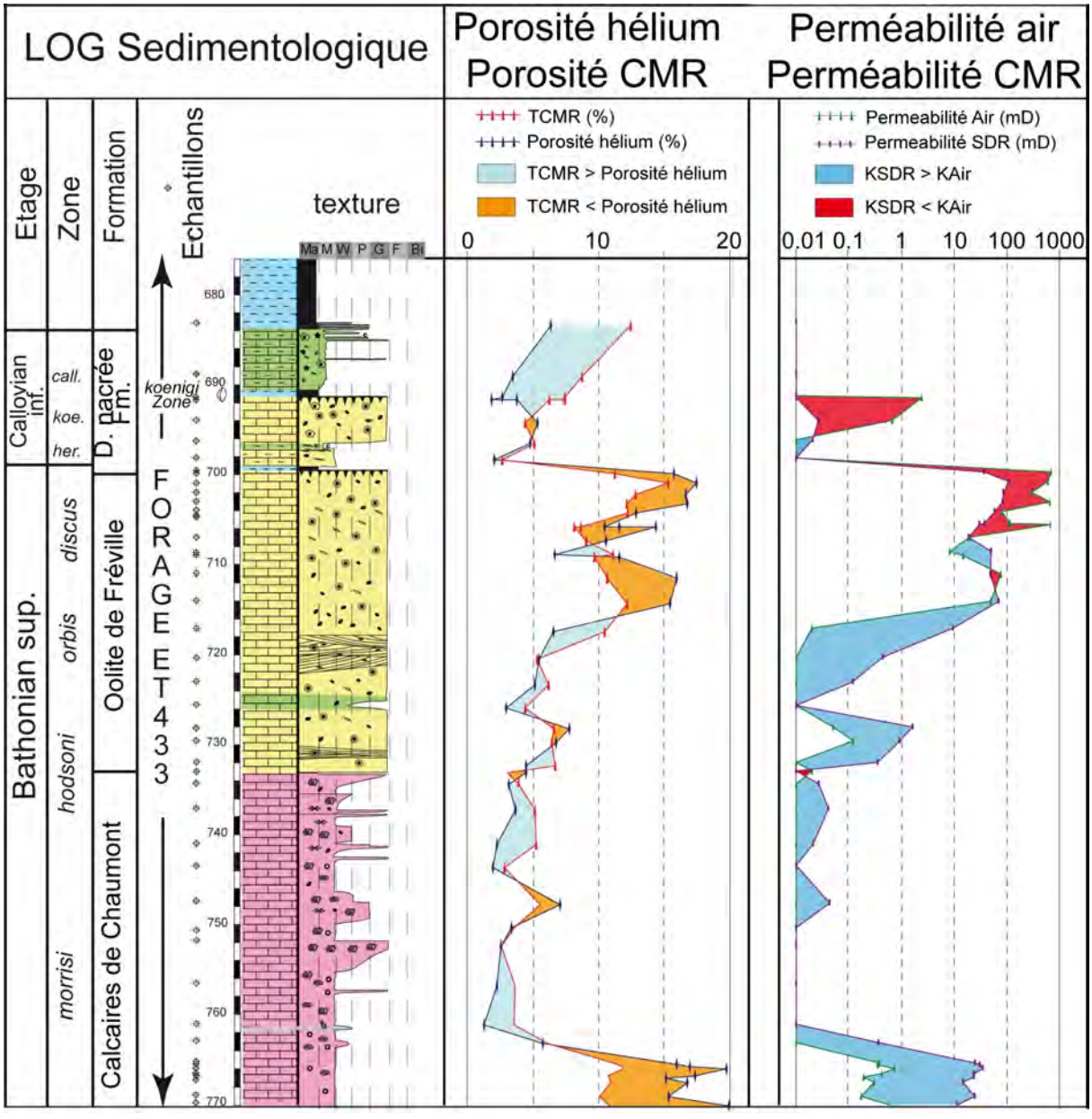


Figure IV-25 : Comparaison entre les mesures de laboratoires et mesures déduites de la diagraphie CMR (porosité et perméabilité) ; modifié d'après Jobard (2009).

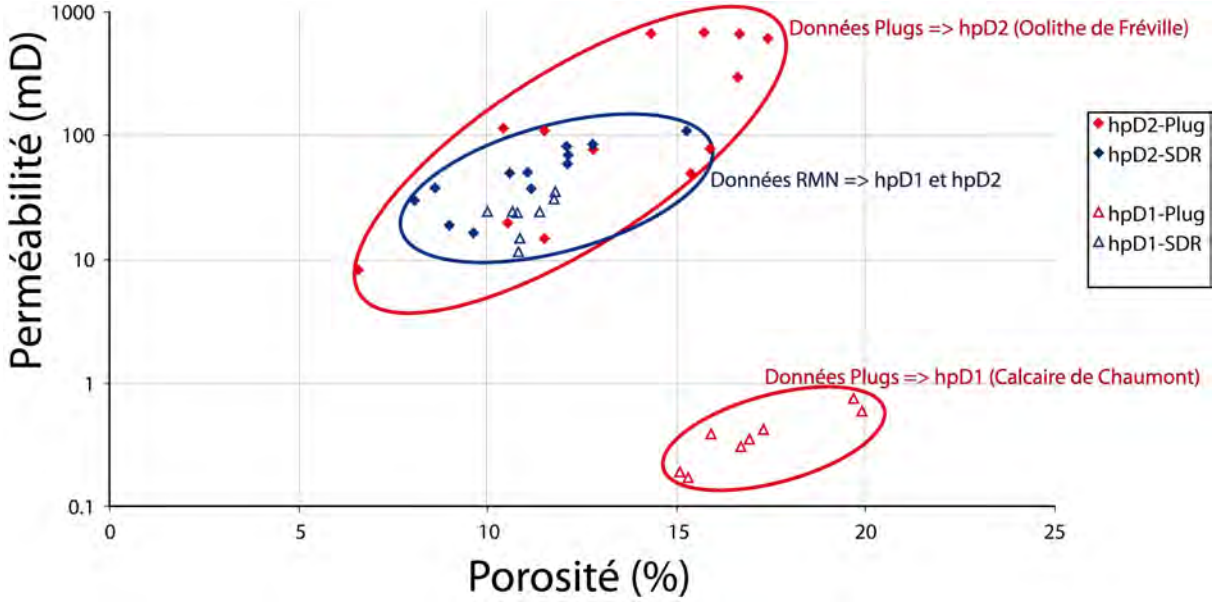


Figure IV-26 : Diagramme porosité-perméabilité mettant en évidence la différence des mesures de laboratoire et celles issues de l'outil diagraphique CMR (Jobard, 2009).

Les autres outils diagraphiques utilisés (sonique, densité RHOZ, résistivité) ont le même inconvénient : ils fournissent une signature similaire pour np1 et np2 (Figure IV-28).

b. Comparaison entre RMN de laboratoire et diagraphique et importance de l'utilisation de T2

La mesure de T2 permet de différencier les types de pores, la limite entre microporosité et méso/macroporosité se situe à 200 ms (Nurmi et Standen, 1997, Kewen et Ning, 2008).

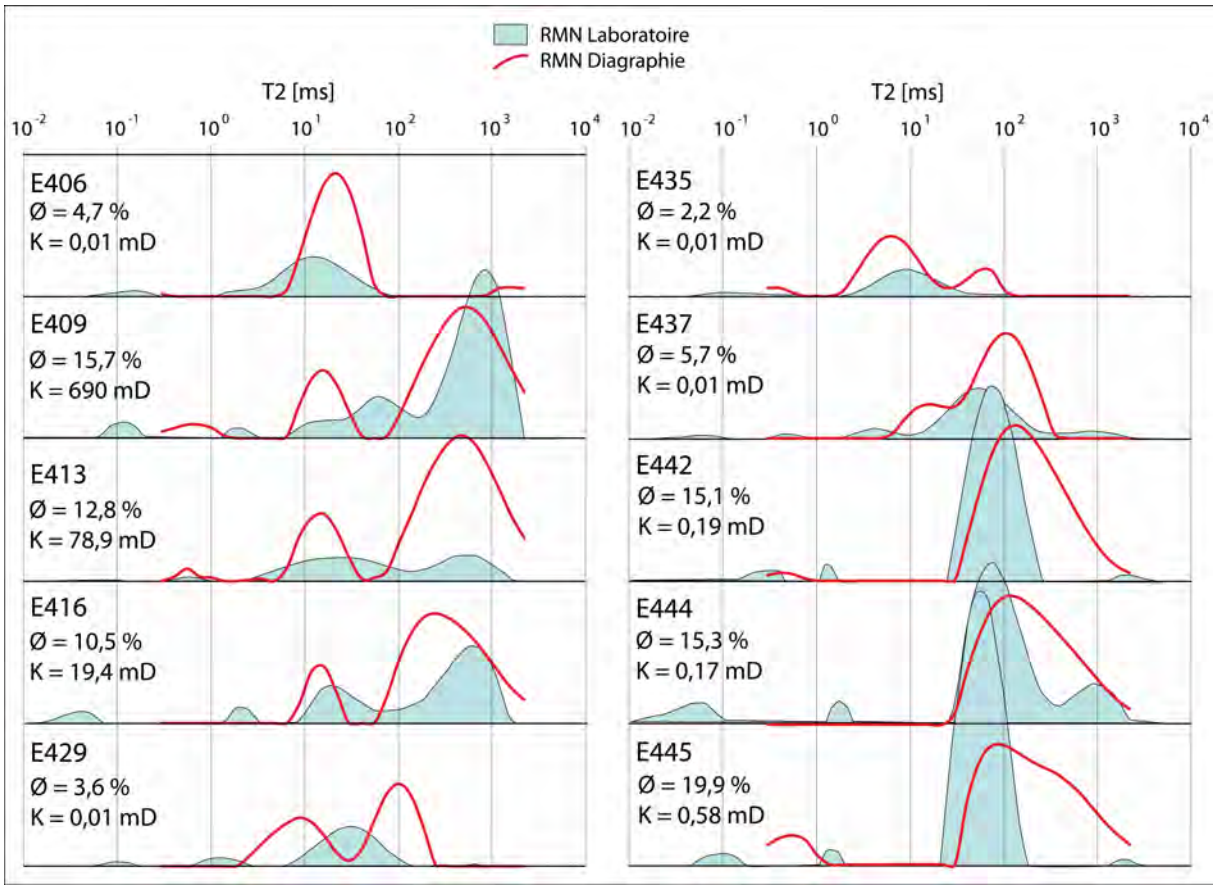


Figure IV-27 : Comparaison entre les mesures RMN de laboratoire et les mesures diagraphiques CMR (Jobard, 2009).

La Figure IV-27 révèle que les mesures de laboratoire et diagraphiques sont globalement similaires. Dans le détail, pour un temps de T2 inférieur à 200 ms (microporosité), un décalage des pics diagraphiques vers des valeurs plus fortes est observable (E406, E429, E437, E442, E444 et E445). Pour des T2 supérieurs à 200 ms (macropores), le décalage des pics diagraphiques s'opère vers des valeurs plus faibles. Ces décalages positifs ou négatifs seraient dus à la possible présence d'huile dans le trou de forage, injectée pendant le carottage (Jobard, 2009). Le temps de relaxation T2 des protons étant différent dans l'huile et dans l'eau, un décalage dans la mesure de T2 lors de la diagraphie s'opère selon le type de porosité. La présence d'huile dans la microporosité augmente le temps de relaxation T2 tandis qu'elle le diminue dans les macropores). Ainsi, lorsque que la microporosité est forte, les perméabilités CMR surestiment la perméabilité réelle. En revanche, la perméabilité CMR sous-estime la perméabilité réelle dans les échantillons macroporeux. La sous-estimation de la porosité par l'outil CMR reste délicate à expliquer.

Malgré ce décalage, les pics de T2 des deux niveaux poreux np1 et np2 sont largement discernables: les pics de T2 de np1 sont supérieurs à 200 ms indiquant une macroporosité (Figure IV-28). Les pics de T2 de np2 sont inférieurs à 200 ms, d'une bonne amplitude et correspondent à la forte microporosité de ce niveau. Les pics de T2 issus de la diagraphie donnent donc une information importante sur la taille des pores, qu'il serait judicieux d'utiliser sur les logs de forage afin de mieux caractériser les niveaux poreux.

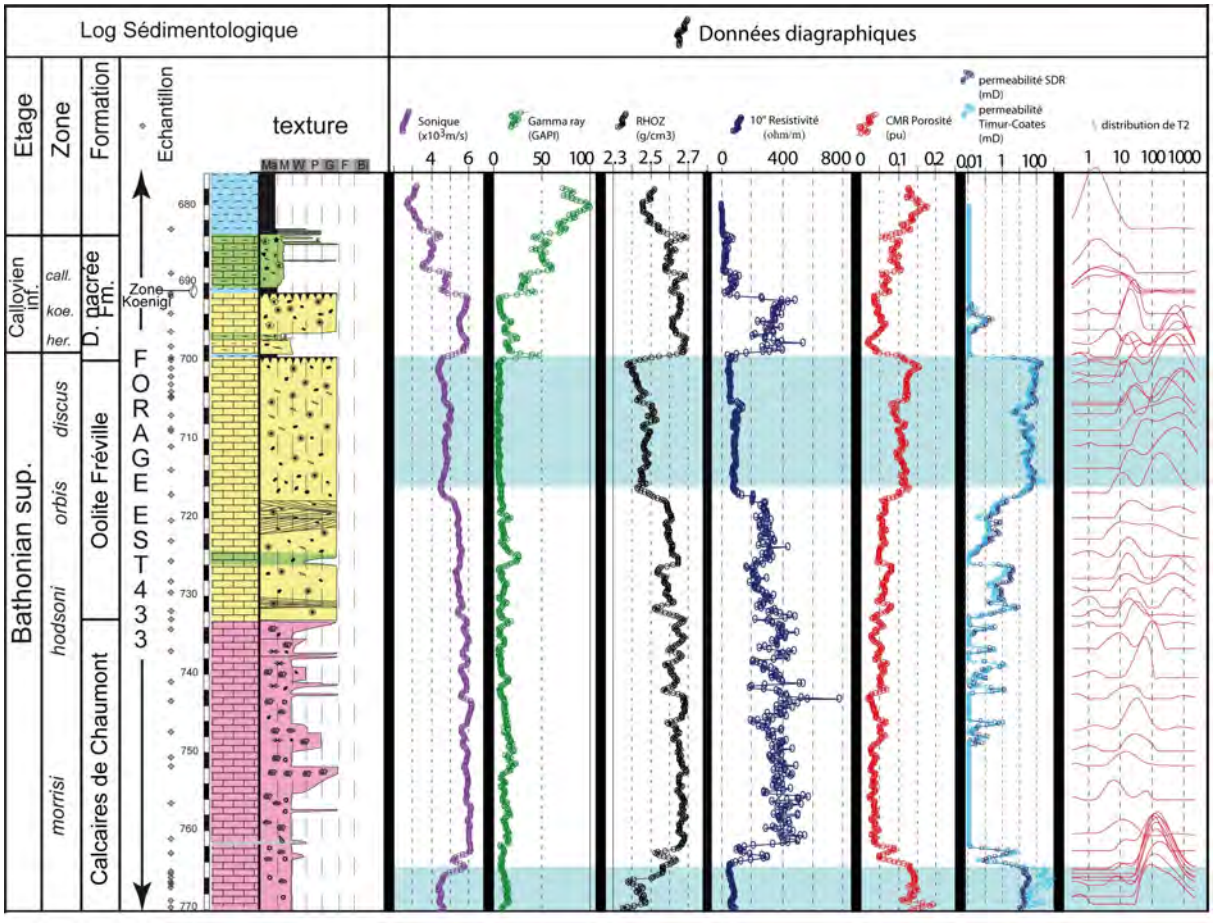


Figure IV-28 : Outils diagraphiques utilisés dans le forage EST433.
Les valeurs CMR bruts (T2) permettent de discerner les deux niveaux poreux.

c. Signal RMN et type de pores

Comme discuté précédemment, les pics T2 fournissent une bonne estimation du type de porosité. Comme attendue, la microporosité est détectée dans tous les échantillons, montrant des pics bien exprimés dans les échantillons E442, E444 et E445 qui correspondent à np2 (Figure IV-27). Des pics correspondant à la macroporosité sont détectés dans les échantillons E409, E413 et E416, échantillons qui proviennent de np1 (Figure IV-27). Les pics sont donc cohérents avec la pétrographie (microposité et macroporosité) des échantillons.

Dans les faciès mudstones, le signal est très différent en fonction de la microporosité présente entre les grains de micrites. La très faible proportion de micropores de l'échantillon E435 engendrée par la compacité des grains anhédraux, est marquée par un signal RMN de faible amplitude à 10 ms (Figure IV-29). Dans le niveau poreux 2, les micrites sub-arrondies à contacts sub-ponctiques sont logiquement associées à une plus forte microporosité micropores. En CMR, cette microporosité se marque par le pic à 55 ms de forte amplitude (Figure IV-29).

Le signal RMN, une fois calibré permet donc de différencier les propriétés pétrophysiques et

les microtextures des faciès boueux. Les micrites anhédrales compactes ont un signal RMN vers 10 ms tandis que les micrites sub-arrondies à contacts sub-ponctiques ont un signal RMN vers 55 ms (Figure IV-29).

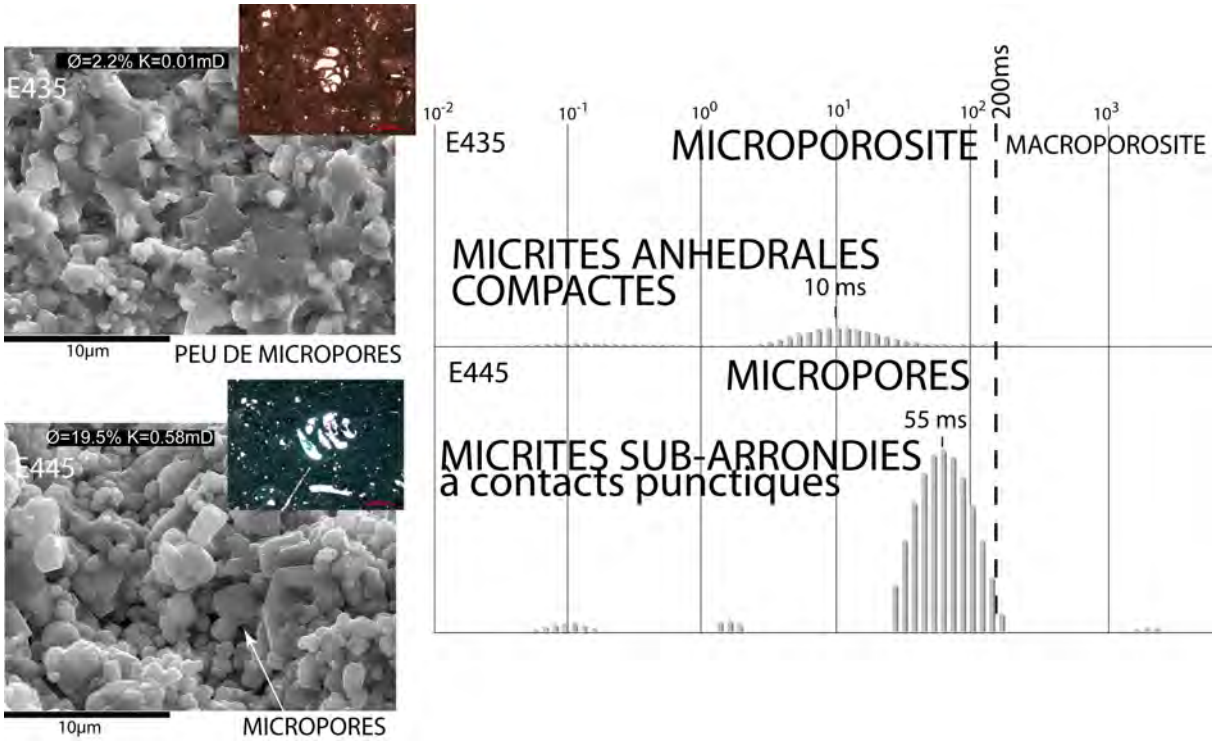


Figure IV-29 : Signal RMN dans les faciès micritiques, dépendant de la microporosité, elle-même tributaire de la microstructure des micrites.

Dans le Dogger de l'Est du Bassin de Paris, beaucoup d'échantillons sont des grainstones cimentés très peu poreux et très peu perméables. L'échantillon E406 donne un aperçu de son signal RMN avec un pic à 12 ms, correspondant vraisemblablement à la microporosité du cortex des oolites. Le signal RMN avec un pic de T2 à 12 ms est cohérent avec la structure plutôt compacte des micrites de ces cortex (Figure IV-30).

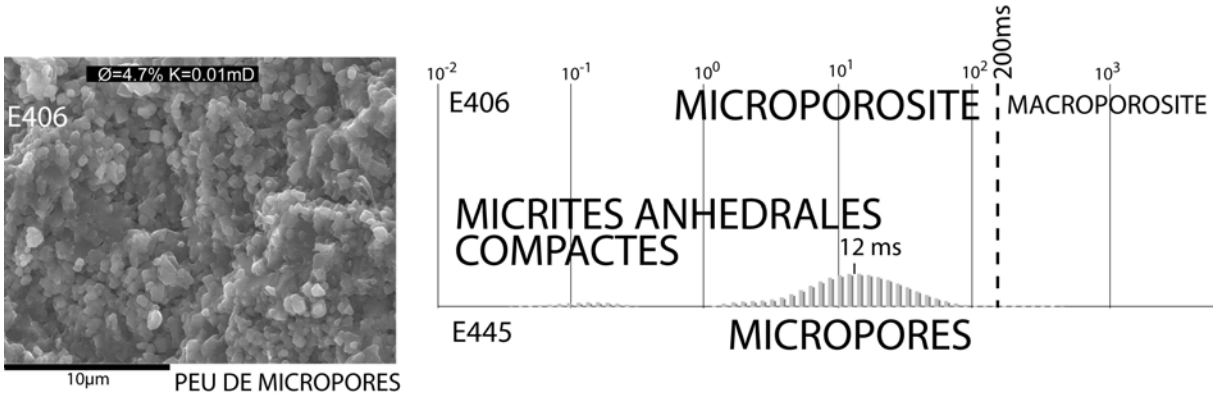


Figure IV-30 : Signal RMN.
RMN d'un grainstone oolitique où la macroporosité interparticulaire est totalement obturée par les ciments sparitiques (échantillon E406, Dalle nacrée, forage EST433)

Dans les grainstones oolitiques faiblement cimentés de np1, la RMN détecte deux types de porosité : microporosité et macroporosité (Figure IV-31). La microporosité intragranulaire des grains oolitiques est détectée par les pics à 70 ms (échantillon E409) et à 20 ms (échantillon E413). Cette microporosité peut correspondre à des micropores se développant entre des micrites arrondies (échantillons E409, pic à 70 ms) ou des micrites compactes (échantillon E413, Figure IV-22). La macroporosité intergranulaire correspond aux pics à 800 ms et 500 ms.

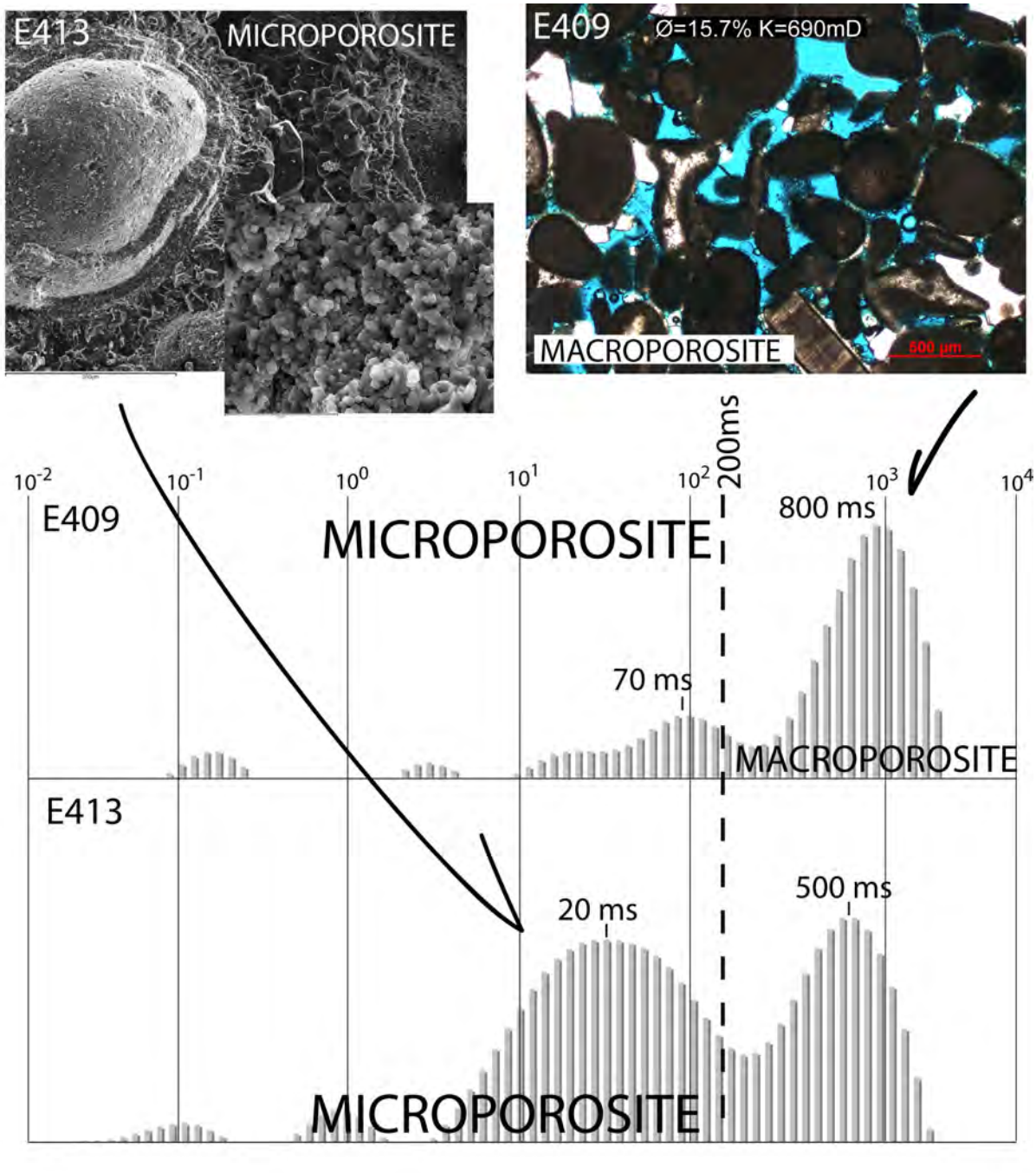


Figure IV-31 : Signal RMN dans un grainstone oolitique faiblement cimenté de np1. Distinction entre la microporosité intragranulaire et macroporosité

d. RMN et rayon des pores

Le temps de relaxation T2 dépendant de la taille des pores, la relation suivante permet de relier T2 avec la taille des pores :

$$1/T2 = \rho_2 . S/V$$

T2 = Temps de relaxation transverse en ms

ρ_2 = relaxivité de surface en m/ms

S = surface occupée par les pores en m^2

V= volume des pores en m^3

En faisant l'hypothèse sur une géométrie sphérique des pores, nous obtenons :

$$S/V = 3/r$$

r = rayon des pores

$$\text{Soit : } r = 3 . T2 . \rho_2$$

Avec cette relation, la RMN peut donner une approximation sur les différentes tailles de pores (rayon des pores). Les échantillons grainstones à packstones oolitiques et très cimentés (E406 ou E429) montrent des rayons de pores de l'ordre de 1 à 3 μm, correspondant à la microporosité dans les oolites. Ces tailles sont cohérentes avec les observations au MEB qui montrent par exemple des tailles de pores de l'ordre du micromètre dans une oolite micritique (Figure IV-30). Pour l'échantillon E435, mudstone micritique faiblement poreux, le calcul fournit des rayons de pores de 0,8 μm, ce qui est relativement conforme aux observations MEB (Figure IV-21). Deux populations de pores de rayon 2 à 6 μm (micropores dans les oolites) et de rayon 45 à 72 μm (macropores) se distinguent dans les échantillons du niveau poreux 1 (E409, E413 et E416). Malgré l'hypothèse irréaliste mais nécessaire de pores circulaires, les rayons de pore calculés sont relativement cohérents avec les observations pétrographiques (Figure IV-21).

Les échantillons du niveau poreux 2 montrent des pores de rayons 5 à 7 μm, soit presque plus grands d'un facteur 10 que ceux du même faciès micritique mais non poreux.

échantillons	*T2 RMN LABO (ms), mode 1*	*T2 RMN LABO (ms), mode 2*	*Rayon pore* (µm)	*Rayon pore* (µm)
E406	11,7		1	
E409	805	66	72	5,9
E413	500	21	45	1,8
E416	680	21	61	1.9
E429	29		3	
E435	9		0,8	
E437	56		5	
E442	78		7	
E444	66		5,9	
E445	56		5	

Tableau 1 : Mode T2 et rayon des pores. Le rayon des pores est calculé avec la relation r = 3 . $T2 . \rho_2$

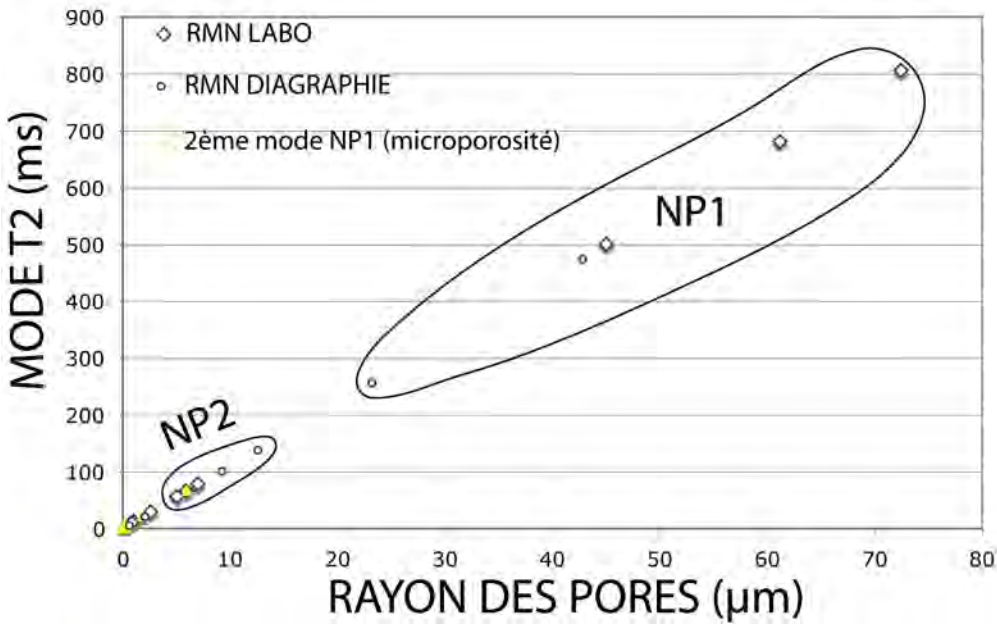


Figure IV-32 : Rayon des pores et T2.

2.6 Caractéristiques générales des deux niveaux poreux

La précédente description met en évidence l'existence de deux niveaux poreux, de propriétés pétrophysiques et faciologiques différentes. Les principales caractéristiques sont résumées et récapitulées dans le Tableau IV-2 et la Figure IV-33.

Niveau poreux	*Epais-seur (m)*	*Porosité (%)*	*Perméabilité (mD)*	*RMN T2 (ms)*	*Faciès*	*Type de porosité*	*Taille des pores*	*Rayon seuils de pores (µm)*	*Rayon des pores RMN (µm)*
Np1	15	15-20	100-700	LABO : 680-805 DIAGRAPHIE : 260-475	Packstone/ Grainstone	Intergranulaire	Macropores (>62 µm)	32	45-72
						intragranulaire	micropres	0,1	2-6
Np2	5	15-20	0,1	LABO : 55-80 DIAGRAPHIE : 100-140	Mudstone/ Wackestone	Inter-microcristaux	Micropores (<10 µm)	0,3	5-7

Tableau IV-2 : Caractéristiques générales des deux niveaux poreux des calcaires bathoniens du forage EST433.

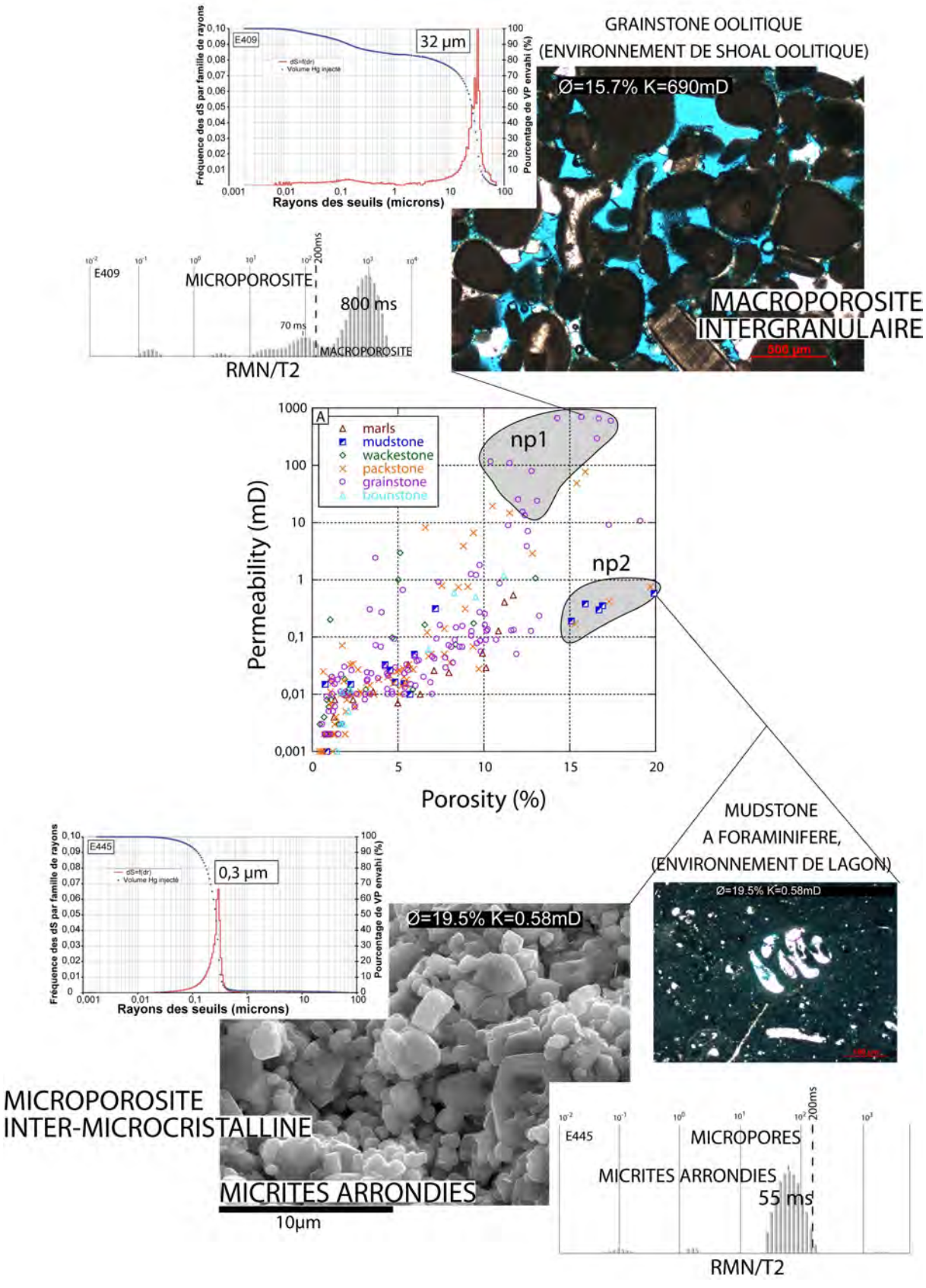


Figure IV-33 : Caractéristiques pétrophysiques et pétrographiques des niveaux poreux np1 et np2.

a. Caractéristiques hydrologiques

- ***Np1***

Ce niveau est particulièrement bien exprimé au sommet de l'Oolite de Fréville du forage EST433 où il mesure 15 m d'épaisseur. Le forage EST432, situé à quelques mètres du précédent et utilisé par les hydrogéologues pour les tests de pompage, indique une venue d'eau importante dans np1 (3L/min). Ce niveau présente de fortes transmissivités comprises entre 10^{-5} m^2/s et 10^{-4} m^2/s (Tableau IV-3, Scholz et Garry, 2009). Une venue d'eau apparaît également au sommet de l'Oolite de Fréville dans les forages EST452 (2L/min) et EST462 (5L/min), et pourrait correspondre à Np1. Les transmissivités atteignent 10^{-5} m^2/s dans le forage EST452, $5x10^{-5}$ m^2/s dans le forage EST462, 10^{-6} m^2/s dans MSE101 (20m d'épaisseur, porosité de l'ordre de 15%), 10^{-6} m^2/s dans EST210 (10-15% de porosité) et 10^{-7} m^2/s dans le forage EST412. Une petite venue d'eau est également possible dans le forage EST412 (Scholz et Garry, 2009). Aucune mesure de transmissivité n'est disponible dans les forages EST312 et EST332, mais les mesures diagraphiques montrent que le sommet de l'Oolite de Fréville peut être très poreux (ϕ=20%).

- ***Np2***

Ce niveau repéré dans de nombreux forages présente des transmissivités faibles ($<10^{-5}$ m^2/s) et des venues d'eaux limitées, comme dans les forages EST312, EST322, EST342, EST422 et EST412 (Scholz et Garry, 2009). Dans EST322, la transmissivité est de 10^{-5} m^2/s avec une venue d'eau de 0,5 l/min (Lebon *et al.*, 2005). Dans le forage EST422, elle est de 10^{-6} m^2/s (Scholz et Garry, 2009). Elles sont comprises entre 10^{-7} m^2/s et 10^{-8} m^2/s dans les forages EST312 (10^{-7} m^2/s), EST342 (10^{-7} m^2/s), EST432 (10^{-7} m^2/s), EST462 (10^{-7} m^2/s), EST452 (10^{-8} m^2/s) et EST412 (10^{-8} m^2/s). Dans le forage MSE101, un niveau très poreux (20%) est présent dans la partie inférieure des Calcaires de Chaumont.

	EST312	***EST322***	***MSE101***	***EST210***	***EST412***	***EST422***	***EST432-EST433***	***EST452***	***EST462***
Np1 transmissivité	ϕ=20%	ϕ=20%	10^{-6}	10^{-6}	10^{-7}	-	10^{-4}	10^{-5}	5.10^{-5}
Np2 transmissivité	10^{-7}	10^{-5}	ϕ=20%	ϕ=15%	10^{-8}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-7}

Tableau IV-3 : Transmissivités mesurées dans les deux niveaux poreux sur les forages de la zone de transposition (l'unité est en m^2/s). D'après Scholz et Garry (2009).

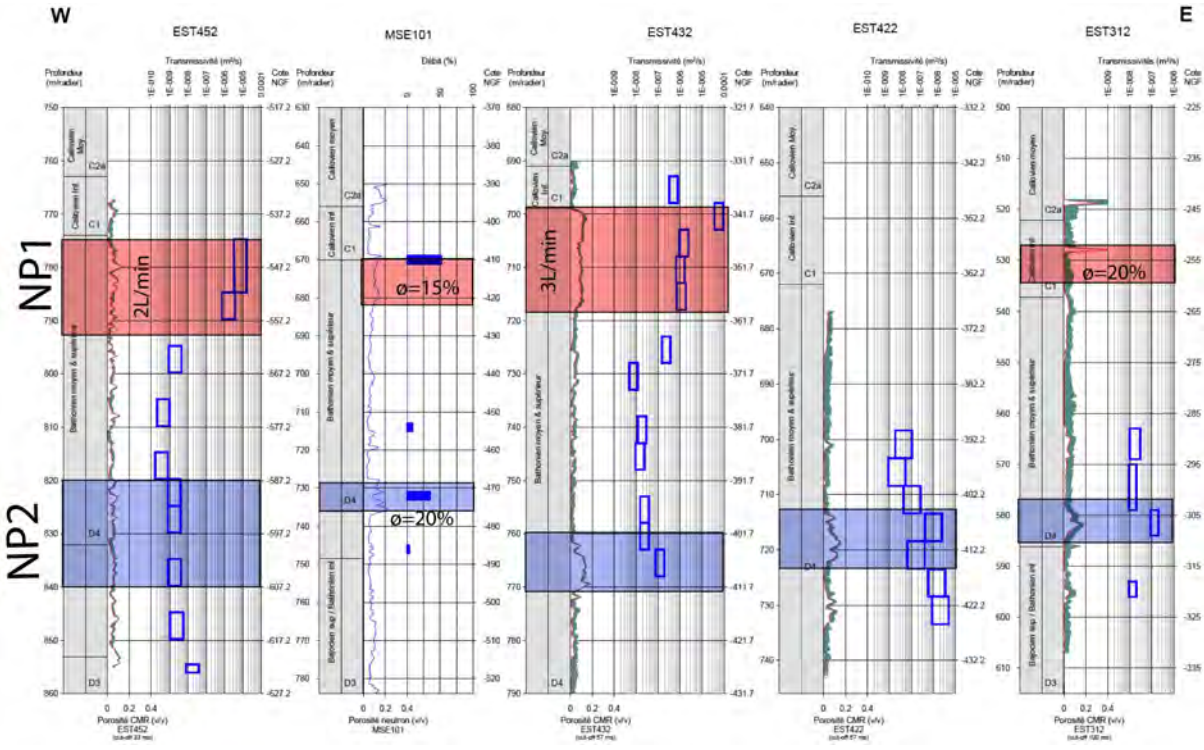


Figure IV-34 : Transmissivité dans les niveaux poreux du Dogger. D'après Scholz et Garry (2009).

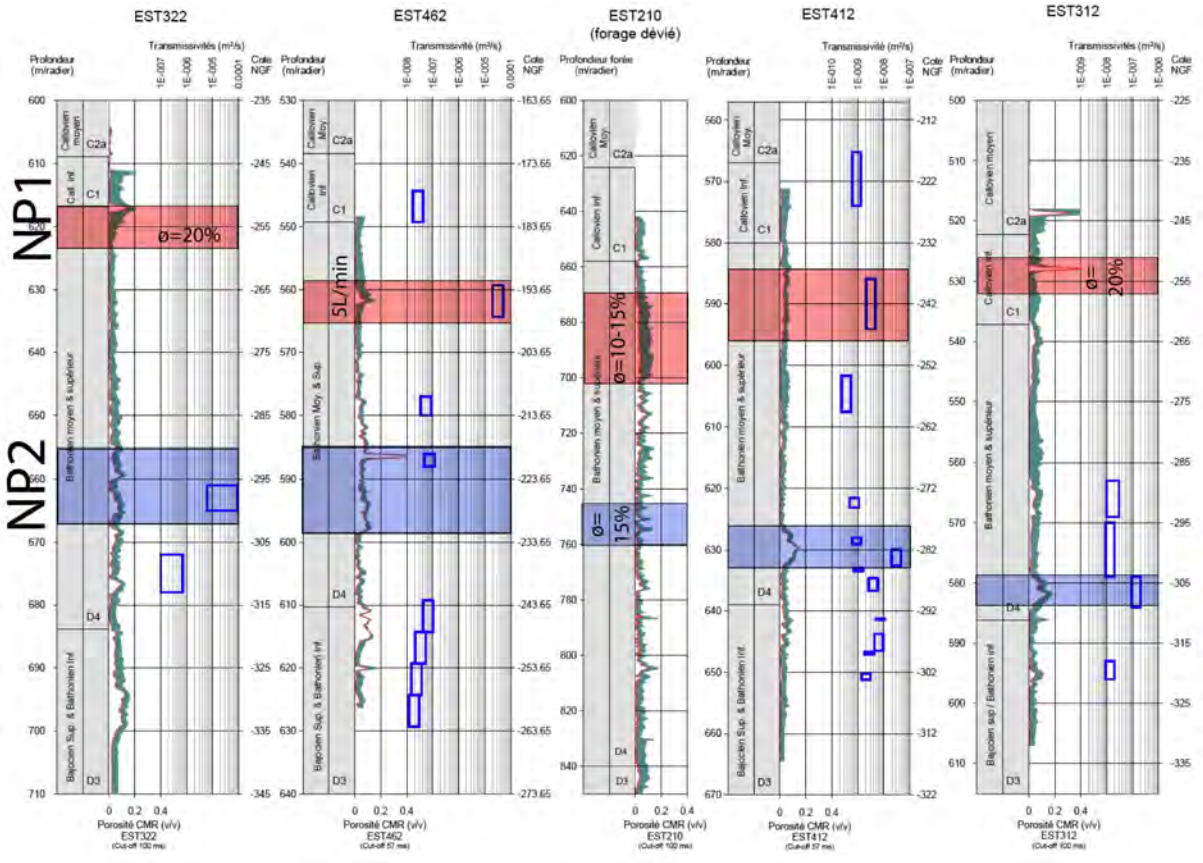


Figure IV-35 : Transmissivité dans les niveaux poreux du Dogger. D'après Scholz et Garry (2009).

L'analyse pétrophysique détaillée (porosité, perméabilité, taille des pores, seuil de pores) des forages du Dogger de l'Est du Bassin de Paris, révèle l'existence de 2 niveaux poreux au sein de la zone de transposition. Un des enjeux pour l'Andra est de contraindre le plus précisément possible l'extension de ces niveaux poreux. La campagne de sismique réalisée en 2007 peut nous donner beaucoup d'informations sur les calcaires du Dogger de cette partie du Bassin de Paris (porosité, extension). Dans les carbonates, de nombreux travaux illustrent l'utilisation des données sismiques traitées en impédance afin de prévoir, détecter et modéliser des horizons poreux. Mais avant de se lancer dans des potentielles inversions de lignes sismiques en porosité, il semble essentiel de mieux comprendre les signaux acoustiques des calcaires du Dogger. Les analyses sur les échantillons carottés (porosité, propriétés acoustiques) peuvent nous aider à mieux utiliser les données sismiques, en liant les caractéristiques géologiques (faciès, diagenèse, propriétés acoustiques) avec les caractéristiques sismiques. La suite de ce chapitre sera orientée sur la compréhension des propriétés acoustiques afin de tester si certains profils sismiques pourraient être habillés en porosité. La problématique est simple : un réflecteur sismique signe t-il un changement de lithologie, de faciès, et/ou certains peuvent-ils correspondre à un changement en terme de porosité.

3. Propriétés acoustiques du Dogger de l'Est du Bassin de Paris

Les propriétés acoustiques dans les carbonates du Dogger du Bassin de Paris et leurs possibles relations avec les propriétés sédimentologiques et diagénétiques sont discutées dans un article accepté pour publication dans la revue *Journal of Sedimentary Research*.

Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P. et Trouiller, A. Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: effects of depositional environments and diagenetic processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Journal of Sedimentary Research.* Accepté

Résumé :

L'analyse des propriétés acoustiques et pétrographiques (texture, faciès, et diagenèse) d'environ 250 échantillons du Dogger du Bassin de Paris a permis d'identifier les paramètres contrôlant les vitesses acoustiques dans les carbonates. Les observations des types de pores montrent que les échantillons présentant une macroporosité intergranulaire importante (*shoal* oolitique) et ceux présentant une microporosité inter-microcristalline importante (lagon), ont des Vp qui permettent de les discriminer. Ainsi, les niveaux poreux 1 et 2 identifiés dans le Dogger présentent une signature acoustique différente. Les Vp dans les mudstones/wackestones microporeux de lagon sont plus rapides que celles des grainstones macroporeux. Les équations standard utilisées pour prédire les porosités à partir des Vp (équations de Wyllie et de Raymer) se superposent avec les régressions linéaires entre porosité (ϕ) et Vp des échantillons mudstones ou provenant d'environnements de lagon. Les marnes et les faciès fins micritiques définissent des relations ϕ-Vp claires, significatives et cohérentes avec les équations standard. Toutefois, une variabilité importante des Vp pour une porosité donnée dans les grainstones est détectée. Elle ne semble être due ni au tri granulométrique, ni à la taille des grains, ni au type de pore. En revanche, la présence de ciment précoce dans les échantillons semble contrôler une grande partie de cette variabilité. Plus précisément, à une porosité donnée, les vitesses acoustiques dans les grainstones compactés, exempts de cimentation précoce, sont plus rapides que dans les grainstones avec présence d'un ciment isopaque précoce.

Les observations pétrographiques suggèrent que les cimentations précoces limitent la compaction mécanique, entraînant une hétérogénéité du milieu physique (grains non connectés et délimités par un ciment précoce). Les nombreuses interfaces entre grains micritisés, ciments isopaques précoces et calcite de blocage semblent induire des phénomènes de diffraction, produisant de possibles atténuations des ondes et expliquant ainsi les faibles Vp mesurées. Les équations standard ne prennent donc pas en compte les effets de cette diagenèse précoce.

A l'inverse, dans les grainstones à allochems micritiques ayant subit une forte compaction physico-chimique due à l'absence de cimentation précoce, la compacité assure une bonne connectivité des parties micritiques formant un milieu physique homogène, et favorise ainsi une bonne propagation des ondes P.

Le rôle prépondérant des processus de cimentation précoce explique en partie la variabilité des propriétés acoustiques, illustrant une part des difficultés à utiliser les équations standard dans les carbonates (Wyllie et Raymer), moyen classique pour prédire les propriétés réservoirs. Cette interprétation des Vp et l'affinage des équations standard dans les grainstones pourraient être directement applicables dans l'amélioration des explorations sismiques dans les carbonates.

Journal of Sedimentary Research

Journal of Sedimentary Research, 2010
Research Article

ACOUSTIC PROPERTIES OF ANCIENT SHALLOW-MARINE CARBONATES: EFFECTS OF DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND DIAGENETIC PROCESSES (MIDDLE JURASSIC, PARIS BASIN, FRANCE)

BENJAMIN BRIGAUD[1,2], BENOIT VINCENT[3], CHRISTOPHE DURLET[1], JEAN-FRANÇOIS DECONINCK[1], PHILIPPE BLANC[4] AND ALAIN TROUILLER[2]

[1]*Université de Bourgogne, UMR-CNRS 5561 Biogéosciences, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France*
[2]*Andra, 1-7 rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry Cedex France*
[3]*Cambridge Carbonates Ltd, 14 rue du mont 52320 Marbéville, France*
[4]*Lithologie Bourgogne, 21 rue de l'ingénieur Bertin, 21600 Longvic, France*
e-mail: benjamin.brigaud@u-bourgogne.fr

ABSTRACT: Examination of petrophysical properties (acoustic velocity, porosity, permeability and density) and petrographical characteristics (texture, facies composition and diagenesis) of more than 250 core plugs from the Middle Jurassic carbonates of the eastern Paris Basin provides insights into the parameters controlling acoustic velocities in relatively low-porosity carbonate rocks (Φ <20%). The pore-type observations reveal distinct acoustic velocities in samples with inter-granular macropores and samples with micropores in subhedral micrite, such that velocities in microporous mudstone/wackestone (lagoonal) deposits are greater than in macroporous grainstone (shoal) samples, at a given porosity range (15–20%). The standard Wyllie and Raymer transforms fit very well with the linear regression between acoustic velocity and porosity from mudstone or lagoonal facies. Marls and fine-grained deposits interpreted as lagoonal facies include statistically significant correlation (r=0.9) between velocity and porosity. However, the data suggest that the wide scatter in velocity-porosity data from grainstones are not the result of different sorting, grain size, pore type, dolomite content or clay content. Instead, early cementation greatly influences acoustic properties during diagenesis, and are interpreted to account for the high variability of velocities over a given porosity range. Specifically, at a given porosity, acoustic velocities in compacted grainstone that did not undergo early cementation are higher than in early-cemented grainstone.

Petrographic observations suggest that early cementation limits mechanical compaction, creating a heterogeneous medium from the earliest stages of diagenesis (non-touching grains, preservation of intergranular macropores that are partially to totally filled by later blocky calcite cement). The abundant interfaces between micritized ooids, early cement fringes and blocky calcites in grainstones may induce significant wave attenuation. As a result, the standard time-average equations fail to predict the effect of diagenetic features such as early cementation on sonic velocity. Conversely, an absence of early cementation favors mechanical compaction, grain-to-grain contact and suturing. The result is a homogenous micritized grain-supported network that may facilitate wave propagation.

Through demonstration of the key role of early cementation in the explanation of variability in acoustic properties, the results of this study illustrate the complicated factors influencing velocity transforms in carbonates (Wyllie and Raymer), i.e. classical tools for predicting reservoir properties. These insights on the interpretation of Vp and the refinement of velocity-porosity transforms in grainstone units may be broadly applicable to enhancing seismic-based exploration in carbonate successions.

INTRODUCTION

Seismic reflectors result from variations in acoustic impedance, which is the product of sonic velocity and bulk density. In relatively pure carbonate successions, because density variations are relatively small, rock velocity is a key parameter for better constraining the origin of reflection patterns on seismic sections. Wyllie (1956; 1958), Gardner et al. (1974) and Raymer et al. (1980) have investigated the primary factors controlling acoustic velocity in siliciclastic and carbonate rocks, and demonstrated that porosity is a crucial factor. These studies have derived empirical equations such as the 'time-

average-equation' (velocity-porosity transform). With these transforms, impedance data from seismic data can be used to predict porosity distribution, used for modelling hydrocarbon reservoirs (Bashore et al. 1994; Robinson et al. 2008). These relationships are extracted mostly from siliciclastic data sets, but over the last decade or so, several studies have identified parameters controlling velocity-porosity transforms in carbonate strata (Anselmetti and Eberli 1993; Kenter et al. 1997a; Kenter et al. 2002; Kenter et al. 2007; Verwer et al. 2008; Weger et al. 2009). These studies demonstrate that the complex diagenetic alteration pathways in carbonate rocks explain the wide range of velocity values at a given porosity, i.e. the wide scattering of data evident in porosity-velocity transforms. In these systems, diagenetic phenomena such as early cementation, burial cementation, compaction, dissolution and dolomitization control the evolution of rock fabric, pore space and pore type, the latter being key parameters to understand the acoustic properties of carbonates (Anselmetti and Eberli 1993; Kenter et al. 1997a; Kenter et al. 2002; Baechle et al. 2008; Fournier and Borgomano 2009; Weger et al. 2009). Since this realization, numerous case studies have focused on highly porous (Φ>15%) relatively young (Cenozoic) (Anselmetti and Eberli 1993; Anselmetti et al. 1997; Anselmetti and Eberli 2001; Kenter et al. 2002; Verwer et al. 2008; Verwer and Braaksma 2009) or ancient (Carboniferous, Permian, Middle Jurassic and Cretaceous strata) (Rafavich et al. 1984; Kenter et al. 1997a; Kenter et al. 1997b; Assefa et al. 1999; Kenter et al. 2001; Assefa et al. 2003; Røgen et al. 2005; Braaksma et al. 2006; Weger et al. 2009) carbonates. Investigations of highly cemented, ancient carbonates with low porosity (Φ <15%) are less common, however (Fig. 1).

To explore controls on petrophysical properties of low porosity carbonates, this study reports on examination of about 250 petrophysical samples from the Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin, focusing on the role of cement types and especially of early cements in grainstone on acoustic velocity. Middle Jurassic carbonates of the eastern part of the Paris Basin are extensively cemented, with low porosity and permeability (Φ<15% and K<0.05mD). Specifically, this study investigates (1) the power of the existing velocity transform on recognition of texture, depositional facies and/or diagenesis, and (2) the influence of both depositional environment characteristics (texture, clay content, grain size and sorting) and diagenetic alterations (early cementation, compaction, blocky calcite burial cementation) on acoustic velocity. The results of this study provide new insights about the behavior of acoustic velocity in cemented limestone, improving the knowledge of the relationships among petrophysics (sonic velocity and porosity) and early diagenetic processes (cementation and mechanical compaction).

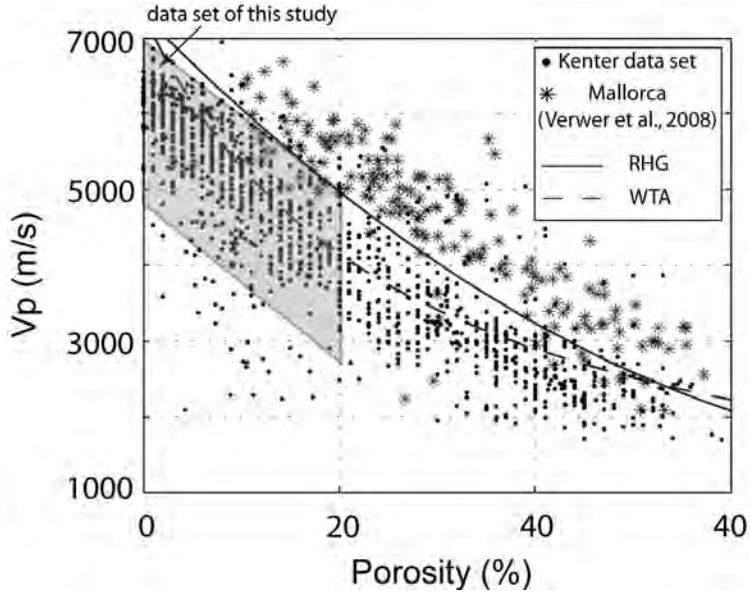


Figure 1. Velocity-Porosity Transform in carbonate, comparing the data set of our study with data from the literature (Verwer et al. 2008). WTA: Wyllie time-average equation for calcite; RHG: Raymer equation for calcite.

GEOLOGICAL SETTING

The Middle Jurassic of the Eastern Paris Basin consists of carbonate and marl deposits (Fig. 2A), and is well-known in terms of depositional environment and diagenetic characteristics (Guillocheau et al. 2002; Buschaert et al. 2004; Brigaud et al. 2009a; Brigaud et al. 2009b). During the Bajocian–Callovian interval, the Paris Basin was an epicontinental sea located at subtropical latitudes (28–32° N) and open to the Atlantic, Tethys, and Northern Oceans (Fig. 2B); (Contini and Mangold 1980; Thierry and Barrier 2000). The Early Bajocian limestones are mainly composed of bioclastic

calcarenites and coral buildups [the Calcaires à polypiers (Fig. 2C)] that were deposited on a vast intracratonic carbonate platform (Durlet and Thierry 2000; Brigaud et al. 2009a). The Late Bajocian Marnes de Longwy and Oolite miliaire (75 m thick) comprise aggrading and prograding marls and oo-bioclastic deposits that represent a ramp dipping gently southwards from the London-Brabant landmass.

During the Bathonian, three main depositional environments are recognized (Fig. 2C) (Purser 1967; Purser 1975; Purser 1989; Gaumet et al. 1996; Gaumet et al. 2001; Brigaud et al. 2009a): 1) a typical platform barrier environment with abundant ooids (Oolite Blanche and Oolite de Fréville); 2) behind the barrier, a protected lagoon with fine sedimention characterized by mudstone facies with oncoids and large benthic foraminifera (Calcaires de Chaumont and Calcaires de Neufchâteau); and 3) a more proximal lagoon setting with supratidal-to-intertidal muds (fenestral structures and stromatolites) and intraclastic washover deposits that formed low islands bordered by beachrock (Purser 1975). Early Callovian carbonates, confined to the south-eastern part of the study area (Pierre de Dijon-Corton and Pierre de Ladoix; Fig. 2C), displays mainly ooids, bryozoans and bivalve-rich calcarenites.

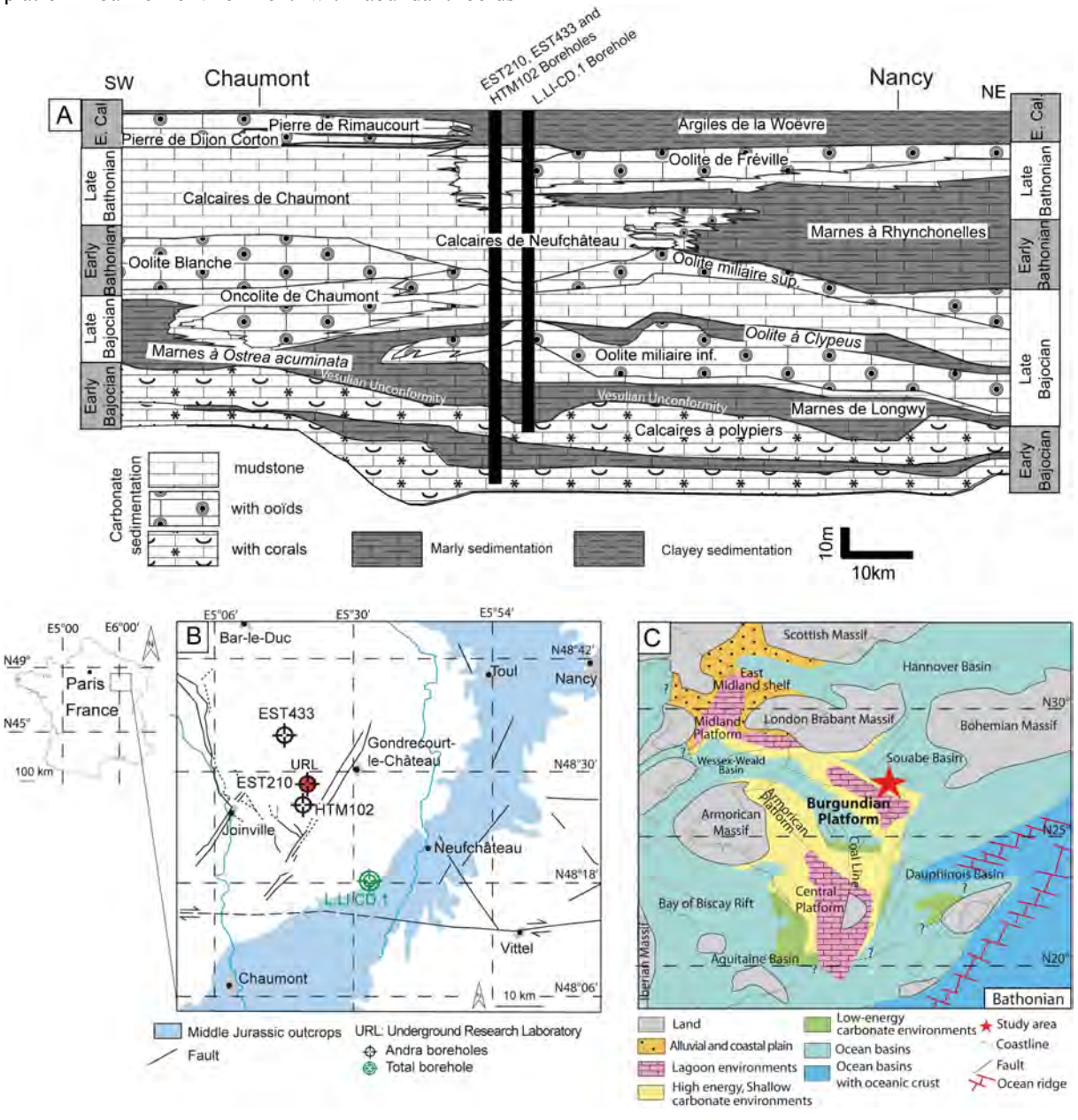


Figure 2. A- Schematic NE–SW transect illustrating the lithostratigraphic architecture during the Bajocian–Early Callovian interval (after data from Brigaud et al. 2009a). B- Location of the 4 study cores in the eastern part of the Paris Basin (Lorraine and Champagne-Ardennes regions) on a simplified geological map. C- Palaeogeographic map of the Bathonian (modified after, Purser 1975; Enay and Mangold 1980; Thierry and Barrier 2000).

A detailed sedimentological and stratigraphic study of the Middle Jurassic of this part of the Paris Basin has been carried out on cores drilled by the French National Agency for Radioactive Waste Management (Andra), and the reader should refer to the recent resulting papers for more detailed information (e.g., Brigaud et al. 2009a). This succession is of primary importance because these carbonate formations form the basement of the natural clays barrier chosen by the French National Agency for Radioactive Waste Management (Andra) as a target for a natural laboratory to study the feasibility of future deep disposal of radioactive wastes. As seismic lines are available across this part of the Paris Basin, constraining the physical causes of seismic reflectors in these carbonates is crucial for geologists and hydrologists who aim to use these seismic data to accurately illustrate the porosity distribution in these strata. In addition, the Middle Jurassic limestones are currently studied as (1) potential targets for CO2 storage (Sterpenich et al. 2009), (2) a possible geothermal resource (Menjoz et al. 1992), and finally (3) residual minor oil reservoirs (Granier 1995; Mougenot 1999; Wendebourg and Lamiraux 2002).

METHODS

Laboratory Data

Samples described in this study come from four cores of the Eastern Paris Basin: EST210, EST433, HTM102 and L.LI.CD.001 (Fig. 2A). Collectively, these cores capture the range of variability in depositional and diagenetic character.

Acoustic Velocity, Porosity, Permeability and Grain Density - Acoustic velocity was measured on 262 one-inch plugs drilled using a water-cooled diamond coring drill and oriented vertically with respect to the bedding. All plugs were cut to a maximum length of 8 cm and part of each was used to make a thin section. The samples were dried in an oven at 60 °C for 72 hours and equilibrated at ambient temperature and humidity before measurement. Ultrasonic compressional (P-wave) velocities were measured with a transducer that propagated the compressional waves along the plug axis. During the measurement, a compression was applied and a coupling fluid was used to maintain a good contact between transducers and plugs. Ultrasounds were produced under 500 kHz and the precision of velocity measurements in these data sets is about 1.25%.

Porosity and permeability were measured on 251 of the plugs at Panterra Laboratory, Leiderdorp (The Netherlands). Porosity of dry samples was measured by the helium expansion method at ambient temperature and pressure. Permeability tests were performed with an unsteady-state air permeameter (lower limit of 0.001 mD) for 176 samples (EST210 and HTM102 cores) and on a steady-state permeameter (lower limit of 0.01 mD) for the other 75 samples (EST433 and L.LI.CD.001). The 251 air-permeability measurements were made at a confining pressure of 400 psi including the Klinkenberg slip factor. Grain density, the ratio of the plug weight to its grain volume, is deduced with the helium porosity measurement in plug.

Detailed Petrography and Diagenesis - Thin sections were impregnated with blue epoxy to visualize the pore space. Thin sections were prepared from all measured plugs and microfacies were analyzed for a total of 266 thin sections. Texture and grain compositions were estimated from these thin sections. Diagenetic features are described in detail in Brigaud et al. (2009b).

Carbonate content was measured on cuttings during drilling with a 2 m sample interval. The samples analyzed for carbonate content during drilling do not correspond exactly to the plug sampling, but the interval between a plug and a CaCO3 value is invariably less than 1 m. Sample powders were reacted with acid (HCl) and a pressure sensor measured CO2 volume after 1 minute to determine the calcite percentage and after 15 minutes to determine the dolomite and insoluble percentages.

In the present study, composition was detailed on a restricted set of 229 thin-sections (excluding marls) by point-counting quantification of micritic grains (ooids, peloids, pellets, oncoids, bioclasts), micrite matrix, blocky calcite cement, early calcite fringe, re-crystallized bioclasts and macroporosity, using JmicroVision Image analysis software, with a minimum of 100 counts per thin-section, and expressed in percentage (Roduit 2008); (Figs. 3 and 4). The term micrite is used in a non-genetic descriptive sense (Loreau 1972) for a limestone composed of calcite microcrystals (crystal size <4µm). Here micrite defines both the fine-crystalline matrix of limestone and the fine-crystalline constituent of carbonate grains. Micrite content in sample is then the addition of microcrystalline matrix, micritic clasts and micritized bioclasts (Fig. 2 and 3). Microporosity was estimated as the difference between measured helium porosity and macroporosity estimated by point counting. Finally, grain size was measured from grainstone samples only (n=107) along the longest axis of 150 grains within a rectangle window and mean grain size and sorting (one standard deviation of grain size, Melzer and Budd 2008) were calculated.

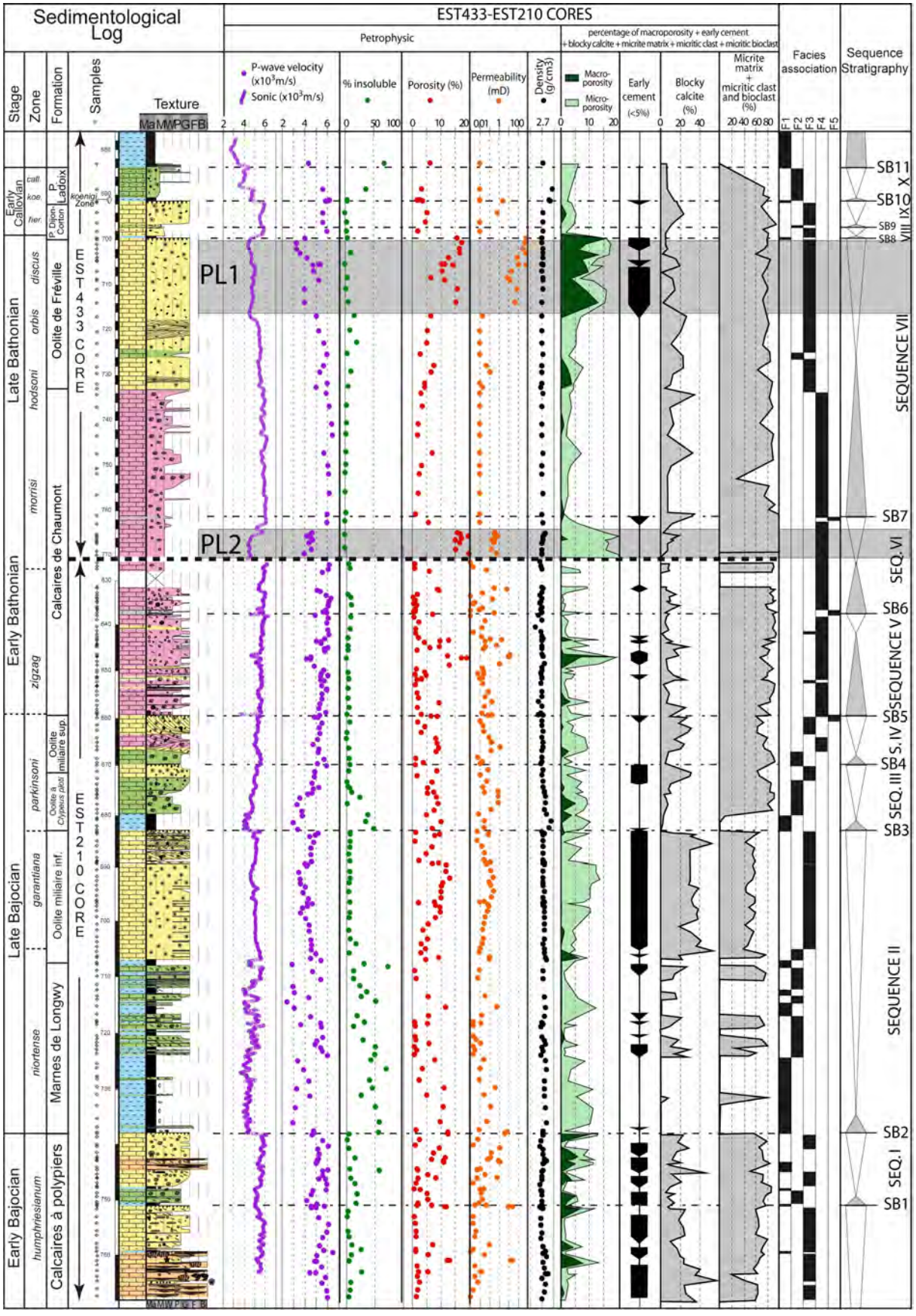


Figure 3. Sedimentological log of the Middle Jurassic limestone from EST210 and EST433 cores, with P-wave velocity from plugs, sonic, insoluble content, helium-porosity, air-permeability, grain density. Proportions of macroporosity, early cement, blocky calcite, micrite matrix, micritic clast and micritic bioclast, are expressed in percentage. Facies associations and sequence stratigraphy after Brigaud et al. (2009a). PL: Porous Level.

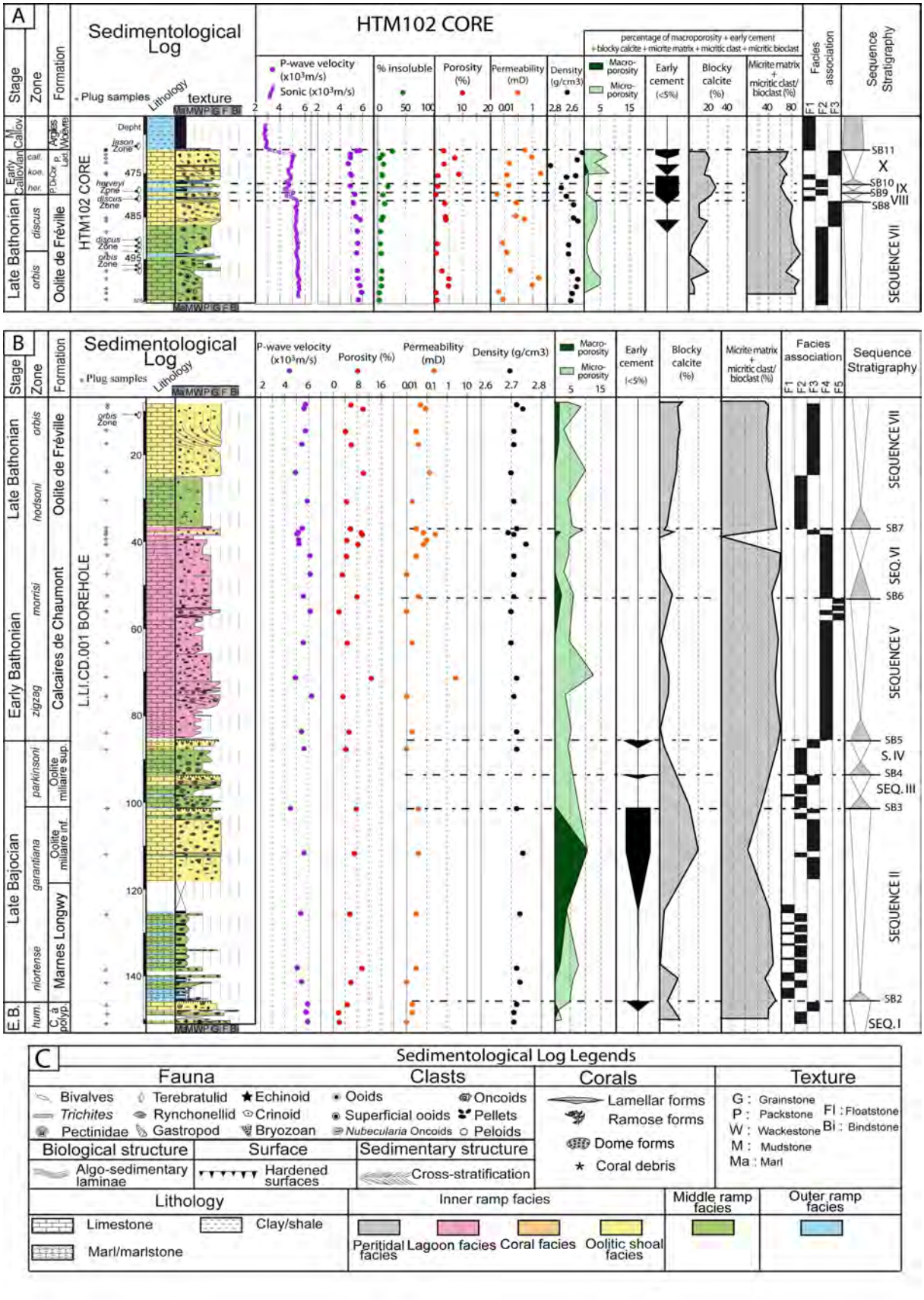


Figure 4. A- Sedimentological log of upper part of the Middle Jurassic limestone from HTM102 cores with P-wave velocity from plugs, sonic, insoluble content, helium-porosity, air-permeability, grain density, facies associations and sequence stratigraphy (after Brigaud et al. 2009a). B- Sedimentological log of the Middle Jurassic limestone from L.Li.CD.001. C- Key to the sedimentological log and geochemical values.

Wireline Logs

The sonic log corresponds to average velocity measured over several meters from the borehole and at lower frequency (10 kHz) than the discrete measurement on core plugs at higher frequency (500 kHz). This difference in the scale of investigation can be important when attempting to explicitly compare velocity data from different sources (Bourbié et al. 1986; Kenter and Ivanov 1995; Kenter et al. 2002; Zinszner and Pellerin 2007)

RESULTS

The raw environmental and petrophysical data (Appendix 1) are available in the JSR data archive online.

Petrophysical Properties

Measured P-wave velocities (n=262) range from 2460 to 6477 m/s (Fig. 3 and 4). In the EST433 core, Vp values are high (about 6000 m/s) in mudstone/packstone of the Bathonian Calcaires de Chaumont and in grainstone of the Bajocian Calcaires à polypiers (Fig. 3). Velocities are low in the upper part of the Oolite de Fréville in EST433 core (Porous Level 1: PL1 with phi>15% and Vp=3000 – 4000 m/s; Fig. 3), where the dominant texture is grainstone and in the middle interval of the fine limestone of the Calcaires de Chaumont (Porous layer 2: PL2 with phi>15% and Vp=4000 – 5000 m/s). Samples of the Calcaires de Chaumont of EST210 core also exhibit high velocities (about 6000 m/s; Fig. 3). Velocity decreases in the Oolite miliaire (3000 to 5000 m/s) and reaches very low values in the Marnes de Longwy and Oolite à Clypeus ploti (<3000 m/s; Figs. 3 and 4). Along the HTM102 core, the P-wave velocity appears relatively homogenous (5000 to 5500 m/s; Fig. 3). Velocity ranges from 5000 to 6000 m/s along the L.LI.CD.001 core.

Porosity displays a wide range of values from 0.4% to 19.9%, with a mean value of 6.0% and a standard deviation of 4.6%. However, the median value is 5.1%, and 80% of the samples (n=251) include less than 10% porosity (Fig. 5).

Permeabilities are also very low, with a median value of 0.03 mD. Eighty percent of the samples (n=251) are below 0.16 mD. High permeabilities occur only in PL1, with a maximum value of 690 mD (Fig. 5). This layer corresponds to a water flux in the well (transmissivity of 10-4m2/s, Scholz and Garry 2009).

Density ranges between 2.3 g/cm3 and 2.9 g/cm3 with a mean value of 2.7 g/cm3 and a standard deviation of 0.04 g/cm3. The extraordinary homogeneity of the lab density values at 2.7 along the EST433 and EST210 cores (Fig. 3) is noteworthy, emphasizing the key role of velocity in impedance calculations in many carbonates.

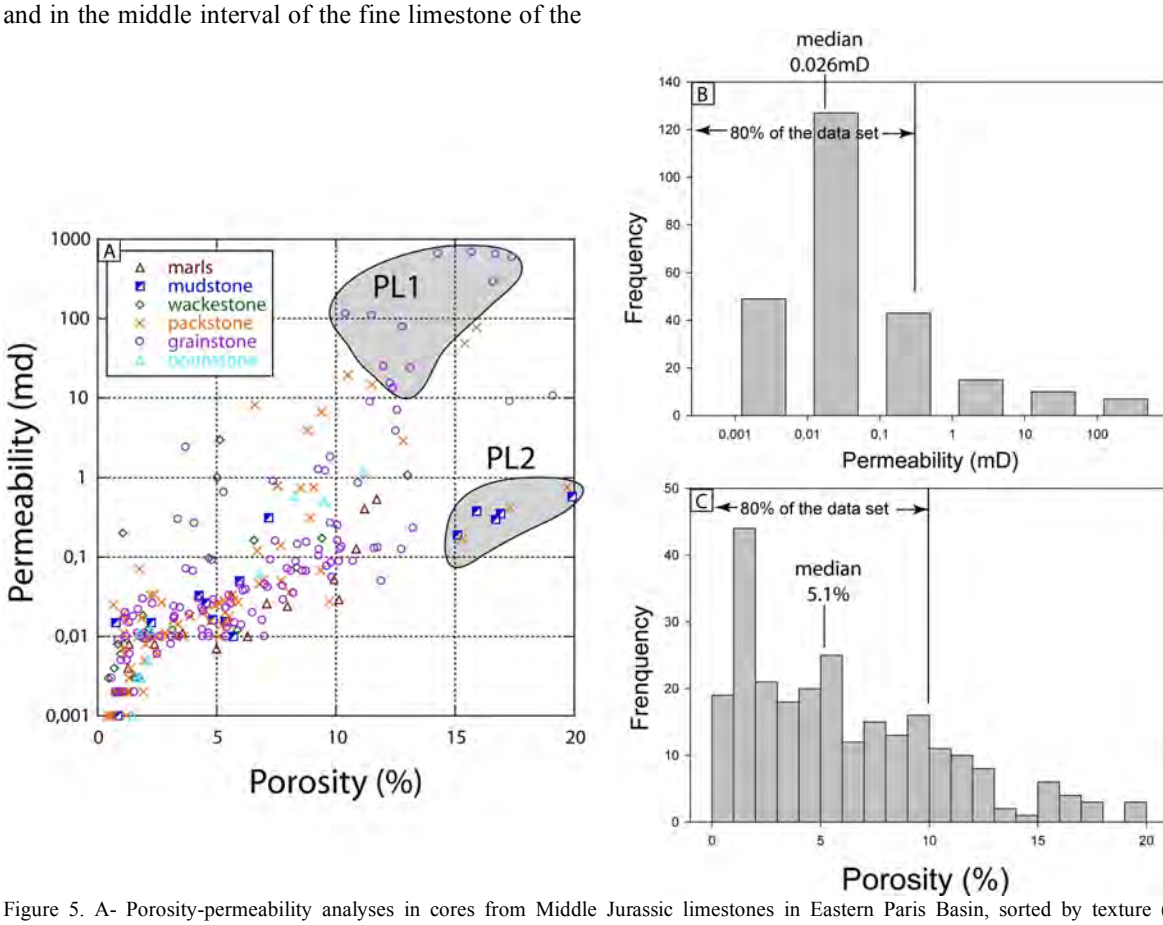


Figure 5. A- Porosity-permeability analyses in cores from Middle Jurassic limestones in Eastern Paris Basin, sorted by texture (cores EST210, EST433, HTM102 and L.Li.CD.001). B- Frequency distribution of plug permeability (80% of the data set is lower than 0.35 mD). C- Frequency distribution of plug porosity (80% of the data set is lower than 10%).

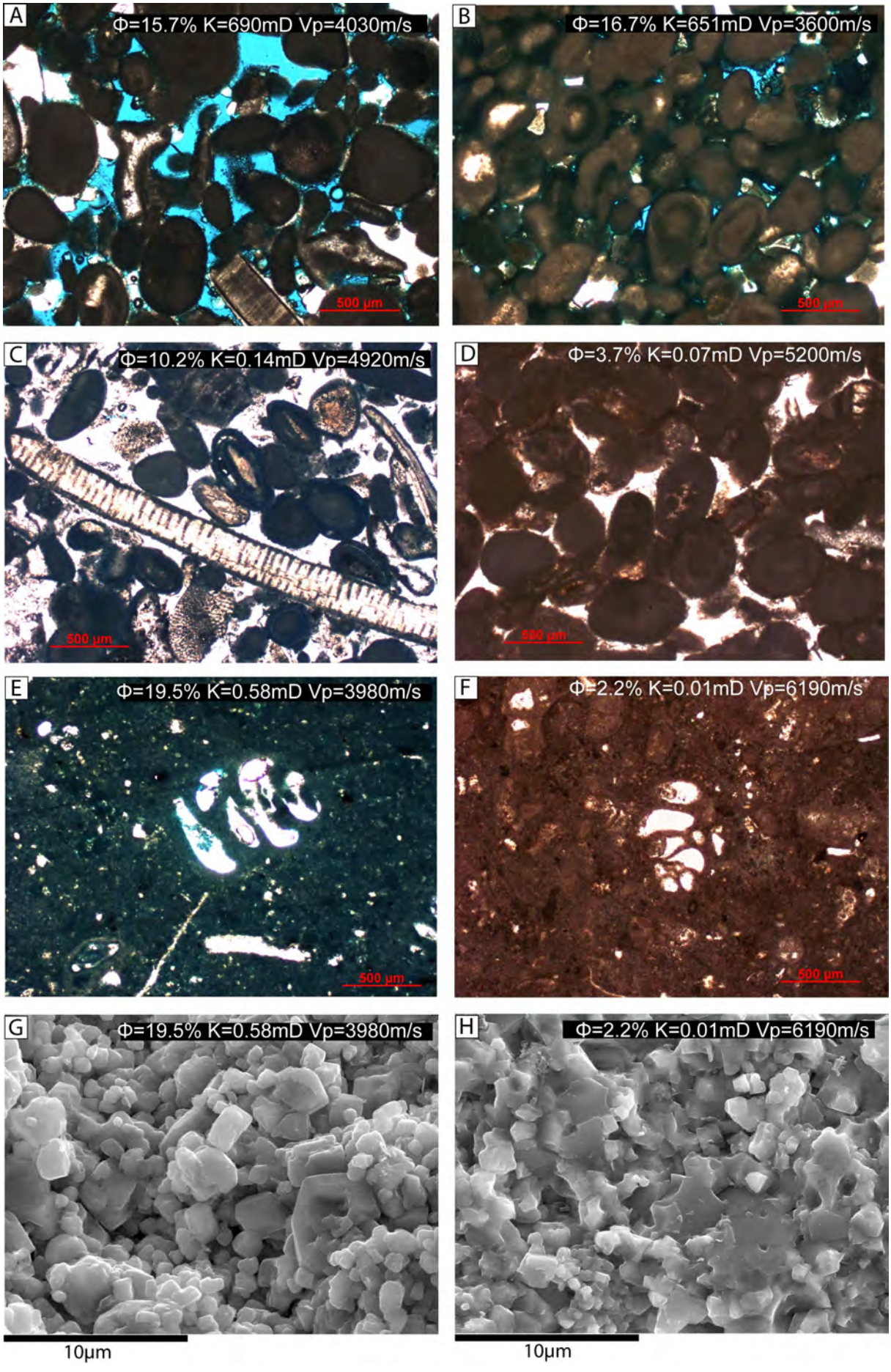

A
Φ=15.7% K=690mD Vp=4030m/s
500 µm
B
Φ=16.7% K=651mD Vp=3600m/s
500 µm
C
Φ=10.2% K=0.14mD Vp=4920m/s
500 µm
D
Φ=3.7% K=0.07mD Vp=5200m/s
500 µm
E
Φ=19.5% K=0.58mD Vp=3980m/s
500 µm
F
Φ=2.2% K=0.01mD Vp=6190m/s
500 µm
G
Φ=19.5% K=0.58mD Vp=3980m/s
10µm
H
Φ=2.2% K=0.01mD Vp=6190m/s
10µm

Figure 6. Petrographic character of different facies association from the Middle Jurassic of the Paris Basin. A- Ooid and bioclast grainstone (facies association F3) - Oolite de Fréville, E409 sample, EST433 core, 699.6m. B- Non-cemented ooid grainstone (facies association F3) - Oolite de Fréville, E412 sample, EST433 core, 703m. C- Early compacted bioclastic and oolitic grainstone (facies association F3) with substantial blocky calcite development. The blue colour of micritic bioclasts and ooids indicates microporosity – Oolite de Fréville, CAR5 sample, L.Li.CD.001 core, 23.9m. D- Early compacted ooid grainstone, with burial cementation (facies association F3) - Oolite de Fréville, HTM011 sample, HTM102 core, 483.3m. E- Microporous mudstone with miliolid foraminifera (facies association F4). This sample characterizes the Porous Level 2 (PL2), Calcaires de Chaumont, E445 sample, EST433 core, 769.9m. F- Mudstone with miliolid foraminifera (facies association F4), Calcaires de Chaumont, E435 sample, EST433 core, 756.5m. G- Detailed microstructure of sample E445 described in E. The porous mudstone displays sub-rounded (s-r) and subhedral (s-e) micrite. Note limited secondary microspar (arrow). H- Compact micrite. Crystals are anhedral, and microspar indicates cementation. Bc: Blocky calcite.

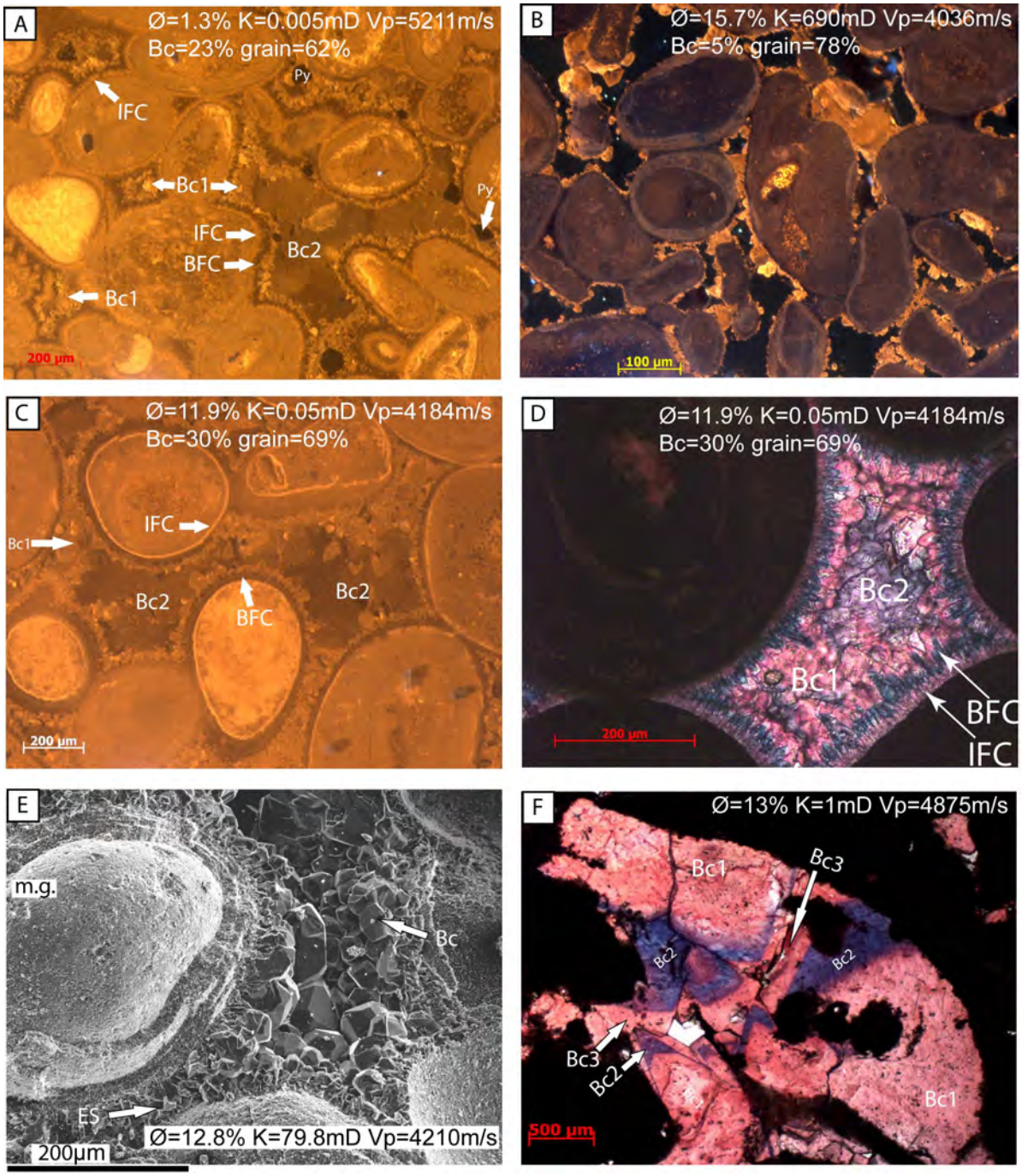


Figure 7. Photomicrographs of early and burial cements in the Middle Jurassic limestones. A- Cementation in ooid grainstone, isopachous fibrous cement(IFC), bladed ferroan calcite (BFC), blocky calcite 1 and 2 (Bc1 and Bc2), Oolite miliaire inférieure., E068 sample, EST210 core, 683 m. B- Meniscus cement in oolitic limestone. Note the limited blocky calcite development, Oolite de Fréville, E409 sample, EST433 core, 699.6m. C- Cementation in ooid grainstone, IFC, BFC, Bc1 and Bc2, Oolite Miliaire, EST210 core, E078 sample, 689.5 m. D- Early cementation in ooid grainstone. IFC, BFC, Bc1 and Bc2, Oolite Miliaire, EST210 core, E078 sample, 689.5 m. E- Scanning electron microscope (SEM) observation in sample E413, Oolite de Fréville. 704m, Ooid is micritized, and porosity is partially filled by blocky calcite. F- Vug in ooid grainstone filled by the first (Bc1), second (Bc2) and third (Bc3) stages of blocky calcite, Calcaire de Chaumont, E028 sample, EST210 core, 649 m.

Quantitative Petrography and Facies Associations

Five facies associations (F1 to F5) were defined from the Bajocian–Callovian succession exposed in the eastern part of the Paris Basin (Brigaud et al. 2009a), representing five major depositional environments from distal to proximal environments along a ramp (Brigaud et al. 2009a). F1 is represented mainly by heavily bioturbated marls with quartz, bivalves, echinoderms and clay content of about 45%. This facies association is interpreted as being deposited in an outer ramp setting below storm wave base (lower offshore). F2 consists of oncoid grainstone to wackestone including bivalves and echinoderms, with an average clay content of about 20%. It corresponds to an upper offshore environment, deposited above storm wave base in a mid-ramp setting. F3 is distinguished by ooid-rich grainstone including bivalves, echinoderms, coral debris, with a clay content of less than 5%. This facies association is interpreted to represent shoreface shoals in an inner ramp setting. F4 is mudstone to grainstone dominated by oncoids, pellets and foraminifera with very high carbonate content (about 95%). It corresponds to subtidal-to-supratidal inner ramp environments. F5 is composed of oncoids-gastropods, algal laminated stromatolites and lignite and a few grainstones/rudstones. Collectively, it was interpreted to have been deposited on beaches bordering low washover islands in intertidal to supratidal inner ramp, with local early cementation by meniscus and microstalactitic cements (Purser 1975).

Grainstone is a common texture, representing 46% of the data samples (n=122). In grainstones, 15 m thick layer with permeability of more than 100 mD constitute an aquifer network (Porous Layer 1, PL1). Grains commonly are micritized (Figs. 6 and 7), and micritic ooids, clasts or micritized bioclasts may represent about 60% of the total facies volume of the inner-ramp setting.

The Porous Layer 2 (PL2) developed within the Calcaires de Chaumont, corresponding to mudstone/wackestone deposits with high microporosity (Figs. 3 and 5). SEM observations reveal intercrystalline microporosity in these micritic facies. In this porous level, micrite crystals are subhedral according to the classification by Lambert et al. (2006), contrasting with non-porous mudstone composed of compact anhedral micrite crystals (Fig. 6G-H).

Petrography and Diagenesis

A detailed diagenetic study of the Middle Jurassic limestone (Brigaud et al. 2009b) revealed a succession of about 10 diagenetic cements that altered their permeability and porosity properties. The low porosity and permeability of grainstone (φ=7% on average) is related to the extensive development of blocky low magnesium calcite (LMC) cement. In grainstone, blocky calcite cement can represent up to 40% of the sample volume. Three blocky calcite zones represent about 80% of the total cement volume (Brigaud et al. 2009b). An exception is the porous layer (PL1) at the top of the Oolite de Fréville, which consists of a poorly cemented grainstone composed of micritic ooids and bioclasts (Figs. 3, 6 and 7). Three zones of blocky calcite (Bc1, Bc2 and Bc3) are present but in minor proportions given the large interparticle pore spaces (Figs. 3, 6 and 7).

Four types of early cements occur in grainstones of inner-ramp setting (Brigaud et al. 2009b), but they rarely constitute more than 5% of the total cement volume. The first type consists of inclusion-free bladed to scalenohedral calcite (Fig. 7). The second type consists of inclusion-rich isopachous fibrous calcite (IFC; Fig. 7), and corresponds to recrystallized high magnesium calcite (HMC) of marine origin. The third type of early cement corresponds to microstalactitic cements, displaying radiaxial to bladed fabrics, and occurring just below the sequence boundary SB7 (Figs. 3 and 7). The fourth type corresponds to inclusion-free LMC forming meniscus cements, and occurring just below the sequence boundary SB8 (Figs. 3 and 7).

Sonic Log Data

Sonic velocities range from about 2000 m/s in the Callovian–Oxfordian (COX) clays to 6000 m/s in the Pierre de Dijon-Corton, Pierre de Ladoix, the Calcaires de Chaumont and the Calcaires à polypiers (Fig. 3). Velocities are generally higher in these carbonate formations than in the marl units, except in the two porous levels (PL1, PL2; Fig. 3). Log velocity is inversely correlated with the insoluble content (mainly clays in this study). Sonic logs are consistent with discrete measurements of P-wave velocity measured on plugs.

Factors Controlling Velocity

Facies Association, Texture and Clay Content - The porosity-Vp plot of all plug samples show a first-order trend of decreasing Vp with increasing porosity (Fig. 8). On a porosity-Vp cross-plot displaying sample textures, mudstone and marls define clear trends ($Vp = 5220 - 1937 \log \phi$, $r = 0.9$ for marls and $Vp = 6100 - 98 \phi$, $r=0.9$ for mudstone), whereas grainstone (50% of the whole data set) displays a poorly-defined cloud (Fig. 8A). For instance, for a porosity of 10%, Vp for grainstone

samples ranges from about 3500 to 5800 m/s. Finally, wackstone and packstone include two subtle trends: the first follows the mudstone data, and a second suite of samples form a steeper slope reaches the marls transform, probably reflecting an increase in clay content (Fig. 8C). Collectively, these trends are consistent with the results of Anselmetti and Eberli (1993) and Kenter et al. (1997b), who show that, for a given porosity, carbonate minerals have higher velocity than siliciclastic minerals, and with the standard Wyllie (WTA) and Raymer (RHG) transforms for limestones (with rock matrix and fluid velocities of 6700 m/s and 1520 m/s for Wyllie and RHG transforms, respectively) (Fig. 8A).

A cross-plot of porosity versus Vp in which the five facies associations are subdivided reveal distinct trends for each facies (Fig. 8B). The standard Wyllie and RHG transforms fit very well with the linear regression from mudstone (Vp = 6100 -98 ϕ, r=0.9; Fig. 8A) and/or lagoonal facies (Vp = 6098 - 95 ϕ, r = 0.9; Fig. 8B). Marls, whose clay content exceeds 30%, display the lowest P-wave velocity, and are easily differentiated from limestone by their acoustic properties (Fig. 8C). All the other samples, with clay contents of less than 30%, do not follow a clear porosity-Vp transform, as previously pointed out by Anselmetti and Eberli (1993). No direct correlation between clay content and velocity exists for the entire dataset (Fig. 8C). For example, for porosities around 10% and clay content ≤ 5%, velocities range from about 3200 to 6000m/s. This same characteristic is true for subsets of data as well; a cross-plot of clay content versus velocity clearly shows that there is no correlation between clay content and velocity in the grainstone samples (Fig. 9A). Grainstone displays a wide range of velocities at a given porosity, without clear relationship between Vp and porosity (Fig. 8A), or between dolomite content and velocity (Fig. 9).

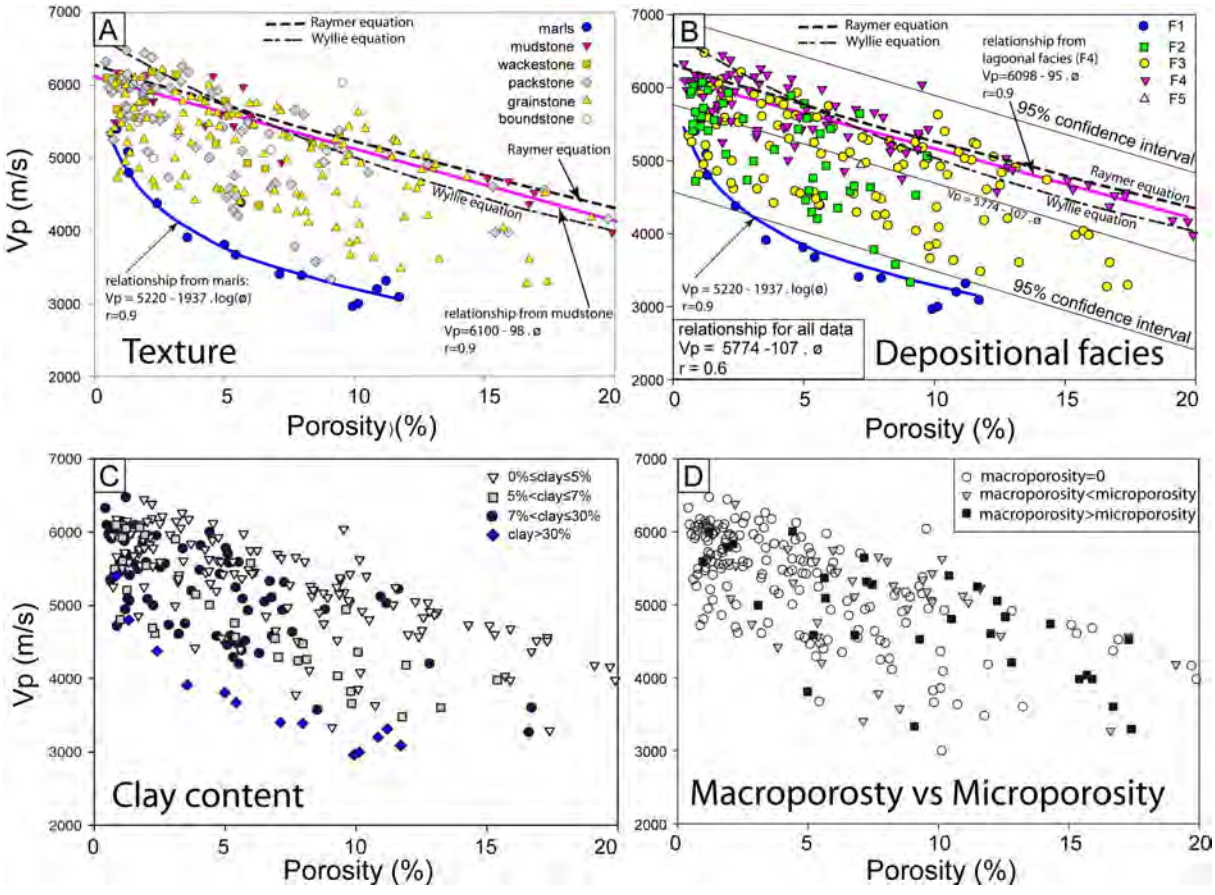


Figure 8 Velocity-porosity relationships from the Middle Jurassic limestones. A- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from plug data in cores EST210, EST433 and HTM102. Data are sorted by texture (marls, mudstone, wackestone, packstone, grainstone, boundstone). B- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from plug data in cores EST210, EST433 and HTM102. Data are sorted by facies. C- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from plug data in cores EST210, EST433 and HTM102. Data are sorted by clay content (0–5%; 5–7%, 7–30%; >30%). D- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from plug data in cores EST210, EST433, HTM102 and L.Li.CD.001. Data are sorted by porosity type (microporosity versus macroporosity).

Pore Type Influence (Micro-porosity versus inter-particle macroporosity) - Previous studies have shown that the variability of pore types may explain part of the dispersion of acoustic velocity of carbonates (Anselmetti and Eberli 1993; Anselmetti et al. 1997; Anselmetti and Eberli 2001; Kenter et al. 2002; Weger et al. 2009). In these Middle Jurassic carbonates, pores are mainly composed of (1) micro-porosity (inter-micrite crystals porosity; <10 µm; Fig. 6G), and (2) inter-particle macroporosity (several tens of µm to 5 mm; Fig. 6A). Consequently, pore-typing does not explain the entire variability of Vp in these carbonates, except for the highest porosity (15–20%), where macroporous samples display lower Vp than microporous samples (Fig. 8D) of the same porosity. Thus, the two porous levels PL1 (macroporous and high permeability) and PL2 (microporous and low permeability) can be differentiated by their acoustic velocities, which is locally crucial for the prediction of their distribution.

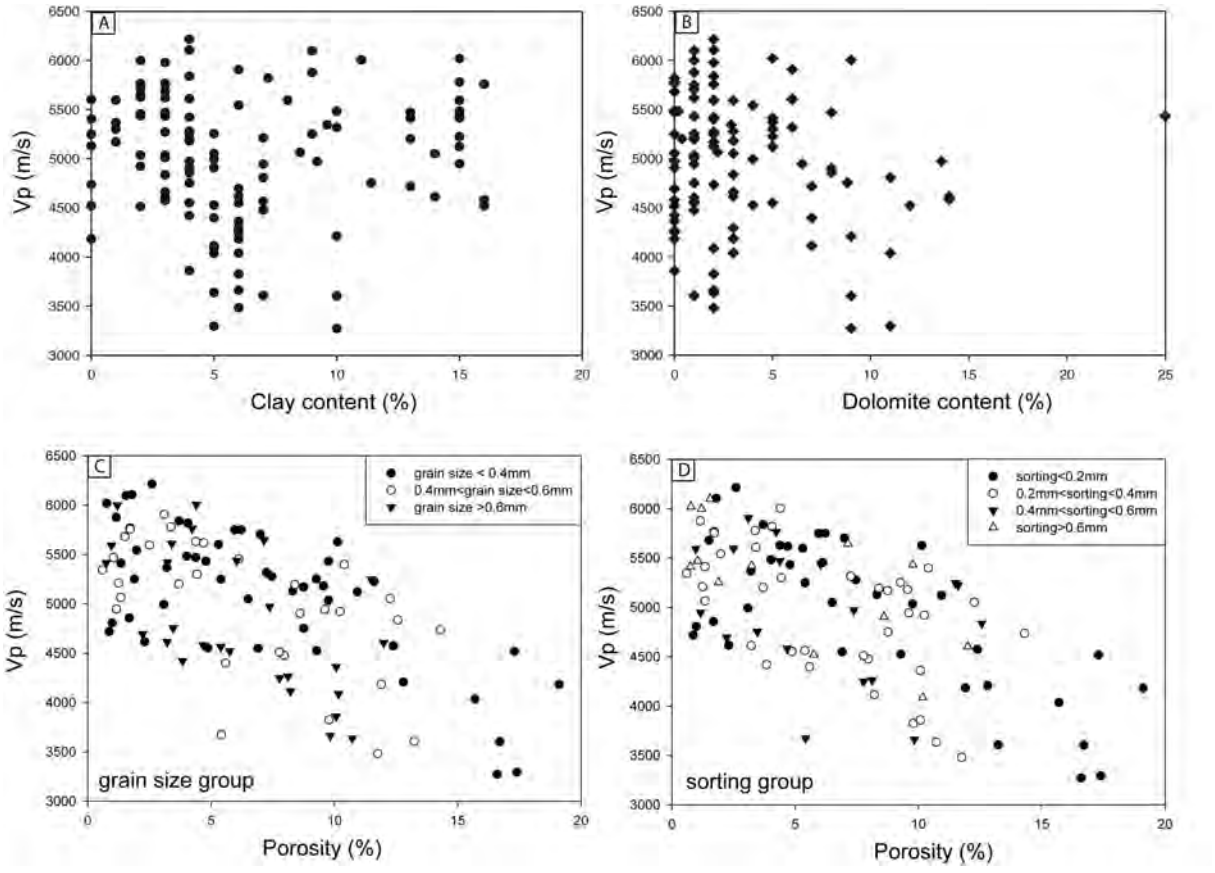


Figure 9. Velocity-porosity relationships from the grainstone samples of the Middle Jurassic limestones. A- Cross plot of clay content versus P-wave velocities in grainstone samples only. B- Cross plot of dolomite content versus P-wave velocities in grainstone samples only. C- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from grainstone plug data in cores EST210, EST433; HTM102 and L.Li.CD.001. Data are sorted by grain size (<0.4 mm; 0.4 mm to 0.6 mm and >0.6 mm). D- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from grainstone samples in cores EST210, EST433; HTM102 and L.Li.CD.001. Data are sorted by sorting group (standard deviation of grain size; sorting<0.2 mm; sorting between 0.2 mm and 0.4 mm; sorting between 0.2 mm and 0.4 mm, and >0.6 mm).

Grain Size and Sorting Influence - Grain size and sorting do not control the velocity-porosity relationships in the Middle Jurassic grainstones of the Paris Basin (Fig. 9C-D). Well-sorted samples display a range of Vp between 3000 to 6200 m/s; similarly, each grain size class displays wide ranges of Vp values (Fig. 9D).

It is noteworthy that the most porous samples (>15%) are all fine grained (grain size <0.4 mm) and well sorted (>0.2 mm; Fig. 9C-D). These samples correspond to the porous level PL1, developed in oolitic shoals deposits, which may explain the good sorting, whereas the porosity merely reflects incomplete cementation (cf. § Petrography and Diagenesis).

DISCUSSION

Origin of the wide range of Acoustic Velocity in Grainstone

The Role of Calcite Cements - The Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin underwent successive cementation phases (Fig. 7). After a minor early syn-sedimentary cementation (10% of the total cement volume), two extensive blocky calcite cement phases (80% of the total cement volume) developed as a result of meteoric circulation during Early Cretaceous uplift phases (Vincent et al. 2007; Brigaud et al. 2009b). Lateral meteoric water recharges seeped into Middle Jurassic limestones from the southern border of the London-Brabant Massif, which was exposed and karstified during the uplifts of the Early Cretaceous (Thiry et al. 2006; Theveniaut et al. 2007). These two distinct palaeohydrological circulation periods led to blocky calcite precipitation within the captive phreatic aquifers, and are responsible for a marked reduction of porosity (from initially 40% to about 10%). The third blocky calcite cement zone (Bc3) is related to Oligocene tectonic extension and fracturing (Buschaert et al. 2004; Brigaud et al. 2009b) which have a very limited influence on porosity (10% of the total cement volume). Currently, most of the studied limestones have porosity values lower than 10%. However, two porous levels (PL1 and PL2) with reservoir and aquifer properties occur in the upper part of Middle Jurassic sections (in Bathonian limestones), with porosity higher than 15%. For these porous layers, the occurrence of vadose cementation at the top of the PL1 and PL2 suggests a possible link with syn-sedimentary cementation and emersion, as in other petroleum reservoirs of the Paris Basin (Purser 1978; Budd 1989). Early LMC meteoric cements and stabilization of metastable HMC in meteoric water during exposure periods rigidified the sediment, preventing compaction and pressure-solution processes, which restricted the potential source of carbonate for cementation and favored the preservation of the primary porosity in limestones (Purser 1978; Budd 1989; Alsharhan and Magara 1995; Volery et al. 2009; Volery et al. 2010). Determining the origin of highly porous levels is beyond the scope of this paper, and it is not discussed here.

Blocky calcite cements influence porosity and velocity in grainstone samples (Fig. 10A), yet in counter-intuitive ways. For example, at porosity lower than 10%, the samples with a greater abundance of blocky calcite cement (above 20% of total volume) display lower velocity than samples with a lower proportion of blocky calcite contents (less than 20%; Fig. 10A). In fact, distinct porosity-velocity transforms are defined for those grainstones cemented early by isopachous fringes around grains and those non early-cemented by isopachous fringes, only cemented by late blocky calcites after an early compaction stage (Fig. 10B). Discrimant analysis between early-cemented and early-compacted samples indicates a statistical difference, clearly forming two subsets (Fig. 10B).

These effects may be related to the timing of diagenesis, for at a given porosity, the lowest Vp are systematically associated with samples with early cement (Fig. 10B). Specifically, it appears that early cementation indurates the initial oo-bioclastic sands, making them more resistant to subsequent compaction. In these samples, the residual pore space is cemented by at least two of the three successive blocky calcite cements (Brigaud et al. 2009b).

In contrast, poorly or later cemented grainstones mechanically compacted and experienced pore space reduction. In these rocks, ooids and/or bioclasts are generally micritized (Fig. 7). The early-compacted grainstone is thus volumetrically dominated by micrite (micritic ooids and micritic bioclasts), whereas the early-cemented grainstone, even though dominated by micrite (micritic ooids and micritic bioclasts), displays a much lower micrite/cement volume ratio (Fig. 10C).

Two distinct rock fabrics are defined in the grainstone dataset: (1) grainstone affected by early cementation (velocity transform: $Vp=5222-84\varphi$; $r=0.6$), and (2) compacted grainstone with grain to grain contact (velocity transform: $Vp=5968-98\varphi$, $r=0.8$). The subset affected by early cementation plots below the trend predicted by the Wyllie and Raymer time-average equations (Fig. 10B), and this these standard time-average equations fail to predict the early cementation effect on sonic velocity (Fig. 10B). By contrast, the standard Wyllie and Raymer equations fit very well with the linear regression between porosity and velocity from early-compacted grainstones (Fig. 10B).

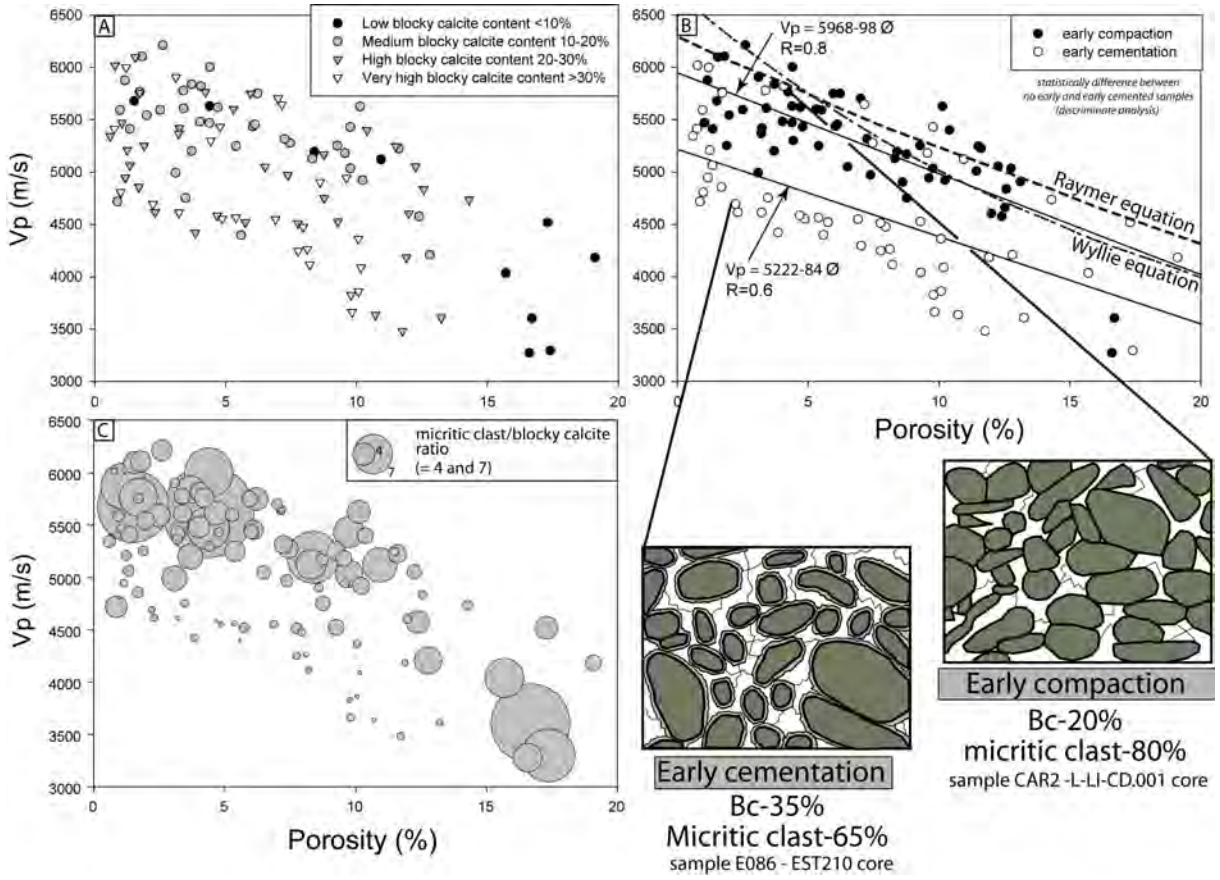


Figure 10. Influence of cements in velocity-porosity relationships. A- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from grainstone samples in cores EST210, EST433; HTM102 and L.Li.CD.001. Data are sorted by blocky calcite content (low, medium, high and very high). B- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from grainstone samples in cores EST210, EST433; HTM102 and L.Li.CD.001. Data are sorted by early cement presence. The velocity transform is different between grainstone samples with and without early cementation. C- Cross plot of He-porosity versus P-wave velocities from grainstone samples in cores EST210, EST433; HTM102 and L.Li.CD.001. Data are sorted by micrite (micritic ooids and micritic bioclasts)/blocky calcite ratio (bubble size proportional to ratio).

Velocity-Porosity Evolution through Diagenesis: From the Case-study to General Concepts - The porosity-velocity cross-plot of grainstone illustrates the current stage of rock evolution. However, keeping in mind the distinct trends described above, i.e. early-cemented versus compacted grainstone, this cross-plot can also be interpreted as illustrating the evolution of the porosity and velocity during diagenesis with various fabrics reflecting variable degrees of diagenesis and two major diagenetic trajectories.

At deposition, oolitic and bioclastic sand includes about 40% porosity and velocity around 3000 m/s (Lucia 2007; Zinszner and Pellerin 2007) (Fig. 11A). There are two possible diagenetic pathways: early cementation and early compaction. In the case in which the oobioclastic sand was cemented immediately after sedimentation, this cement reduced porosity, from 40% to 15–20%, and thus also tended to raise Vp slightly (Fig. 11B). The remaining pore space was then cemented by burial cements, with the exception of the grainstone of the porous level PL1. The complete cementation by extensive blocky calcite(s) reduced porosity to 0–5%, and a coeval increase of Vp to 4500–5000 m/s (Fig. 11C, D).

In contrast, in the case in which no early cementation occurred, compaction would have caused grain-to-grain contacts and suturing, essentially forming a second diagenetic pathway (Fig. 11E-G). This compaction resulted in a grain-to-grain rock fabric (Fig. 11E), with porosity and Vp are 15–20% and 5000 m/s (as described in young limestones by Kenter, 2002). These compacted samples had lower permeability, and so after limited burial cementation (5-10% of the rock volume) in the remaining pore space, acoustic velocities slightly increased to about 5500 m/s despite a porosity of 10% (Fig. 11F). After complete cementation, the velocities reached the highest values of the dataset (up to 6000 m/s; Fig. 11G), probably because the micritic network formed a relatively homogenous physical medium without interfaces or discontinuities, favoring wave propagation (Fig. 11E-G).

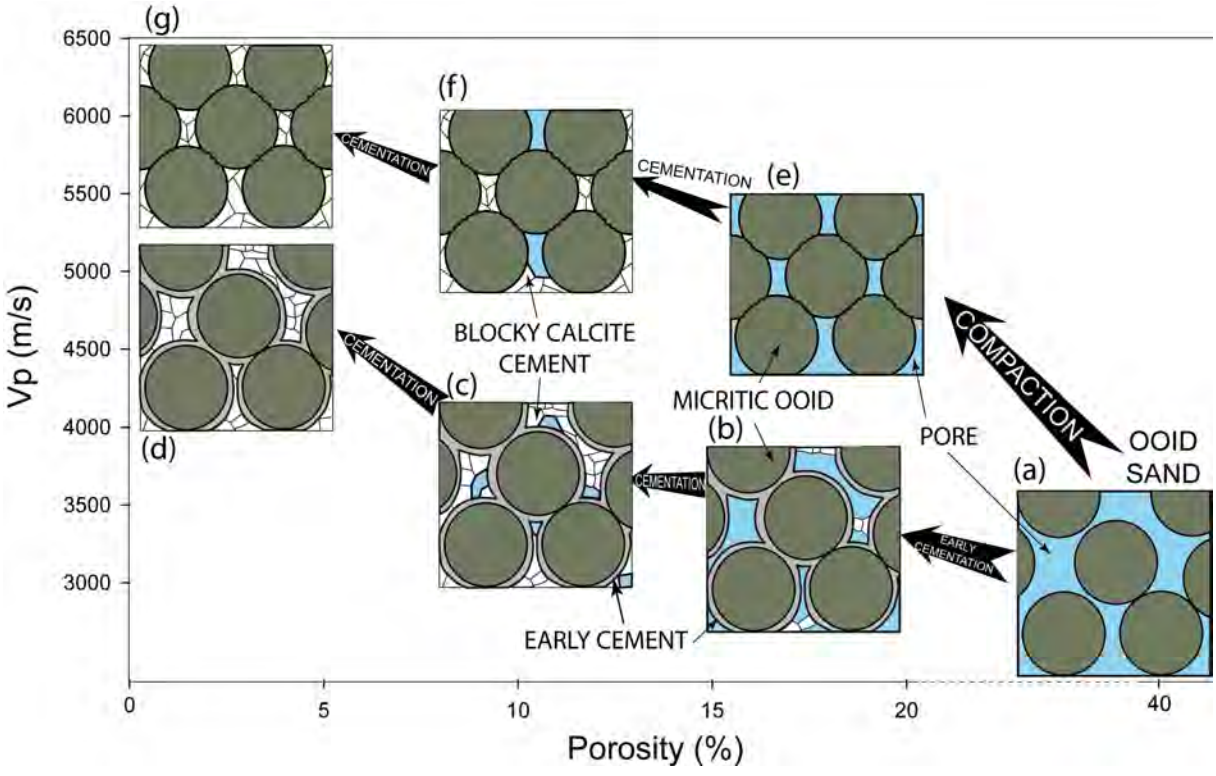


Figure 11. Velocity-porosity diagenetic trajectories in carbonate grainstones. Early cementation induces a different frame path compared to early-compacted grainstone. Two distinct diagenetic trajectories can be described from an initial point (a: ooid deposit): (1) grainstone rock fabric with early cement (b-c-d) and (2) grainstone rock fabric without early cement (e-f-g).

Early Cementation and Rock Fabric - The explanation for the two distinct trends is interpreted to be related to the evolution the media during diagenesis, and to wave attenuation and velocity dispersion by diffraction (Bourbié et al. 1986; Zinszner and Pellerin 2007). In the first diagenetic phase, the decline in porosity with compaction and early cementation was the primary cause of Vp increase. However, for a similar porosity, this increase is less pronounced in early-cemented grainstone than in compacted grainstone. The compacted grainstone displays a continuous micritic network, favoring compressional wave propagation, whereas the early-cement fringes prevent such continuity, creating interfaces with micritic grains. On the contrary, due to the early cement connected pores inhibit development of a rigid micritic grain structure, favoring lower Vp. The first burial cements may not greatly modify the Vp, unless they markedly or completely fill pore-space in the early-cemented grainstone. However, the early-cemented grainstone remains very heterogeneous, compared with the compacted grainstone, possibly including: (1) micritized grains (the structure of which depends on both the initial grain and the micritization process and degree), (2) early calcite fringes (the structure of which is also variable, fibrous and bladed for instance), and (3) burial calcite cements. These abundant interfaces between micritized grains, early calcite fringes and blocky calcite cements may favor dispersion and wave attenuation which could explain lower Vp than for the compacted grainstone with a continuous micritic network.

In sum, the data and interpretations suggest that the earliest diagenesis controls subsequent changes in pore and matrix structure, and hence porosity evolution and velocity, through the entire diagenetic history of these carbonates (Anselmetti and Eberli 1993; 2001; Kenter et al. 2002). These earliest modifications explain the pronounced scatter of grainstone samples on the porosity-Vp cross-plots.

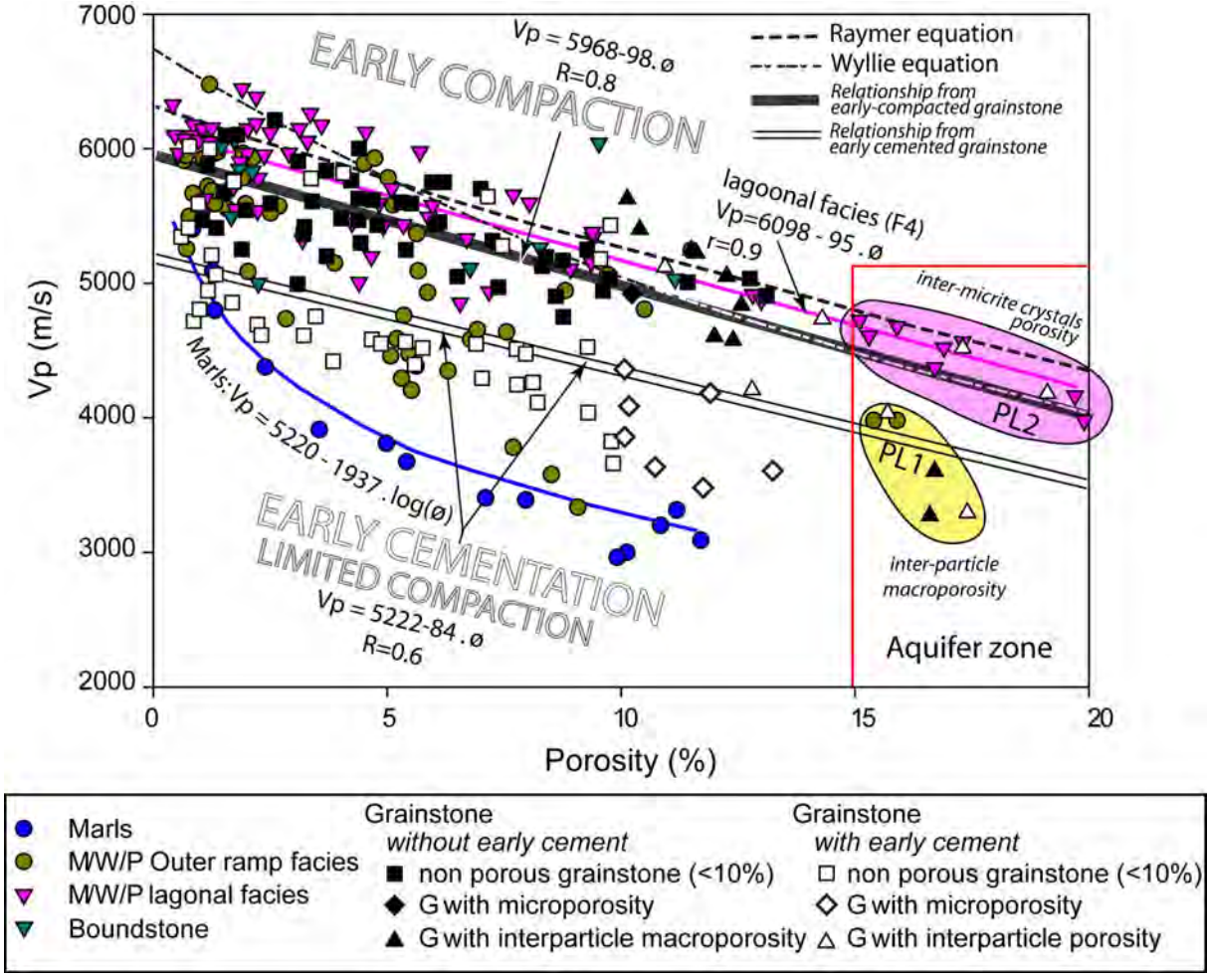


Figure 12. Velocity-porosity distribution in samples of carbonate environments. Early-cemented strata, early-compacted strata, lagoonal facies and marls are clearly distinguished.

Velocity-Porosity Transforms in the Middle Jurassic Carbonate

Empirical equations for porosity-velocity transformation are provided in the literature (Wyllie et al. 1956; Wyllie et al. 1958; Gardner et al. 1974; Raymer et al. 1980), and can be used to predict porosity using inversion from seismic data. However, these relationships are far too general to be used blindly in every case study (Anselmetti and Eberli 1993; Kenter et al. 1997a; Anselmetti and Eberli 2001; Kenter et al. 2002; Lucia 2007). The detailed investigation of Middle Jurassic limestones of the Paris Basin presented here illustrates the distinctive controlling roles exerted by depositional environment and diagenesis on the details of the nature of the porosity-velocity transform. These two factors (depositional environment and diagenesis) summarize several possible factors that influence the porosity-velocity transform (texture, microporosity, macroporosity, early cementation or meteoric water input on grainstone and mudstone) (Fig. 12), which are likely to be distinct in many successions.

For porosity exceeding 15%, two distinct velocity domains occur. The higher velocities correspond to the microporous mud-lagoonal facies of porous level PL2 (Fig. 12). The presence of vadose cements at the top of the PL2 indicates an influence of local exposure during the Bathonian (see above). Above 15% porosity, the lower velocities correspond to the macroporous grainstone of the porous level PL1 (Fig. 12). Here again, exposure at the top of the interval promoted early vadose cementation and early mineral stabilization, limiting mechanical and chemical compactions. These two porous levels correspond to the intervals with highest formation water flux in the wells drilled by the Andra (transmissivity: 10-4 to 10-7m2/s; Scholz and Garry 2009). A porosity cut-off of 15% may then represent with potential aquifer zones. In this domain (φ>15% and Vp<5000 m/s), two distinct velocity domains could be defined depending on the pore type involved. This point is key for the Andra, which might easily use these transforms to calculate the porosity of the porous levels and predict their distribution from seismic data.

CONCLUSIONS

Petrophysical examination of the Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin, France, reveals several intriguing results. In this succession, mudstones and marls define two clear velocity-porosity transforms, Vp = 6100 – 98(φ); r = 0.9 and Vp = 5220 - 1937 log (φ)). The standard Wyllie and Raymer transforms fit very well with the linear regression between porosity and velocity from mudstone texture or lagoonal facies. These existing velocity transforms predict the acoustic velocities of muddy lagoonal facies relatively well.

In contrast, the velocities in microporous mudstone/wackestone of lagoonal facies are greater than in macroporous grainstone samples, at a given porosity range (15–20%) and grainstones display a wide range of both porosity and velocity. This large velocity variation in grainstone cannot be explained by variation of sorting, grain size, dolomite or clay content. Instead, early cementation plays an important role on acoustic velocity variation in grainstone. Early cements limit mechanical compaction, preserving a continuous macroporous network. Conversely, lack of early cementation favors mechanical compaction with grain-to-grain contacts, creating of a continuous network which favors wave propagation (Vp = 5968 – 98(φ); r = 0.8). As such, the standard Wyllie and Raymer equations fit this linear regression from compacted grainstones. Where completely cemented during burial, the homogeneity of the micrite network formed by compacted micritic particles is preserved; in contrast, early cemented grainstone is extremely heterogeneous, and includes non-touching grains, presence of isopachous fringe around grains, and blocky calcite cement. Such heterogeneity, with multiple interfaces and propagation media, favors diffraction and P-wave attenuation. As a result, the linear regression from early cemented grainstone (Vp = 5222 – 84(φ); r = 0.6) plots below the trend predicted by the Wyllie and Raymer time-average equations. Consequently, at a given porosity, velocities in compacted grainstone without early cementation are higher than in early-cemented grainstone. These results provide insights for the interpretation of Vp and the definition of transforms in grainstone bodies that could be applied to better understand seismic-based exploration and more accurately predict porosity in other carbonate successions.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by an Andra (French Agency for radioactive waste management) PhD grant. We thank Christophe Auvray for allowing us to use ultrasonic equipment at LAEGO Laboratory (Nancy). TOTAL kindly authorized access to the L.LI.CD.1 core (we are especially grateful to Catherine Javaux, Guy Nesen, and Daniel Monge; Boussens site). Bernard Zinszner is thanked for constructive discussions on acoustic velocity. Jerry Lucia, Ralf Weger, Associate Editor Stacy Lynn Reeder and Editor Eugene Rankey provided useful and constructive comments that improved an earlier version of this manuscript.

REFERENCES CITED

ALSHARHAN, A., and MAGARA, K., 1995, Nature and distribution of porosity and permeability in Jurassic carbonate reservoirs of the Arabian Gulf basin: Facies, v. 32, p. 237-253.

ANSELMETTI, F.S., and EBERLI, G.P., 1993, Controls on sonic velocity in carbonates: Pure and Applied Geophysics, v. 141, p. 287-323.

ANSELMETTI, F.S., and EBERLI, G.P., 2001, Sonic velocity in carbonates-a combined product of depositional lithology and diagenetic alteration, in Ginsburg, R.N., ed., Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project, SEPM, v. SEPM Special Publication No. 70.

ANSELMETTI, F.S., VON SALIS, G.A., CUNNINGHAM, K.J., and EBERLI, G.P., 1997, Acoustic properties of Neogene carbonates and siliciclastics from the subsurface of the Florida Keys: implications for seismic reflectivity: Marine Geology, v. 144, p. 9-31.

ASSEFA, S., MCCANN, C., and SOTHCOTT, J., 1999, Attenuation of P- and S-waves in limestones: Geophysical Prospecting, v. 47, p. 359-392.

ASSEFA, S., MCCANN, C., and SOTHCOTT, J., 2003, Velocities of compressional and shear waves in limestones: Geophysical Prospecting, v. 51, p. 1-13.

BAECHLE, G.T., COLPAERT, A., EBERLI, G.P., and WEGER, R.J., 2008, Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks: The Leading Edge, v. 27, p. 1012-1018.

BASHORE, W.M., ARAKTINGI, U.G., LEVY, M., and SCHWELLER, W.G., 1994, Importance of a geological framework and seismic data integration for modeling and subsequent fluid-flow predictions, in Yarus, J.M., and Chambers, R.L., eds., Stohastic Modeling and Geostatistics: Principles, Methods and Case Studies, American Association of Petroleum Geologists.

BOURBIÉ, T., COUSSY, O., and ZINSZNER, B., 1986, Acoustique des milieux poreux, v. Publication de l'institut français du pétrole n° 27, Technip, 339 p.

BRAAKSMA, H., PROUST, J.N., KENTER, J.A.M., DRIJKONINGEN, G.G., and FILIPPIDOU, N., 2006, Sedimentological, petrophysical, and seismic characterization of an Upper Jurassic shoreface-dominated shelf margin (the Boulonnais, northern France): Journal of Sedimentary Research, v. 76, p. 175-199.

BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.-F., VINCENT, B., PUCÉAT, E., THIERRY, J., and TROUILLER, A., 2009a, Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France): Sedimentary Geology, v. 222, p. 181-206.

BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.-F., VINCENT, B., THIERRY, J., and TROUILLER, A., 2009b, The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic limestones diagenesis (Paris Basin, France): Sedimentary Geology, v. 222, p. 161-180.

BUDD, D.A., 1989, Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: A geochemical study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E: Sedimentary Geology, v. 63, p. 293-311.

BUSCHAERT, S., FOURCADE, S., CATHELINEAU, M., DELOULE, E., MARTINEAU, F., AYT OUGOUGDAL, M., and TROUILLER, A., 2004, Widespread cementation induced by inflow of continental water in the eastern part of the Paris basin: O and C isotopic study of carbonate cements: Applied Geochemistry, v. 19, p. 1201-1215.

CONTINI, D., and MANGOLD, C., 1980, Evolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen, in Enay, R., and Mangold, C., eds., Synthèse paléogéographique du Jurassique français, Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, v. 5, p. 66-70.

DURLET, C., and THIERRY, J., 2000, Modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne sur le sud-est du Bassin parisien: Bulletin de la Société géologique de France, v. 171, p. 327-339.

ENAY, R., and MANGOLD, C., 1980, Synthèse paléogéographique du Jurassique français, v. Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, Volume 5, Groupe Français d'Etude du Jurassique, 220 p.

FOURNIER, F., and BORGOMANO, J., 2009, Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks: Geophysics, v. 74, p. E93-E109.

GARDNER, G.H.F., GARDNER, L.W., and GREGORY, A.R., 1974, Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps: Geophysics, v. 39, p. 770-780.

GAUMET, F., GARCIA, J.P., DROMART, G., and ALLEMAND, P., 2001, Middle Jurassic production rates and "patchy" architecture of the carbonate systems along the north-western Tethyan margin (Paris basin to Sub-alpine basin): Géologie Méditerranéenne, v. XXVIII, p. 79-83.

GAUMET, F., GARCIA, J.P., DROMART, G., and SAMBET, G., 1996, Stratigraphic control upon depositional facies, geometries and profiles across the Bathonian-Callovian carbonate platform in Burgundy: Bulletin de la Sociéte géologique de France, v. 167, p. 409-421.

GRANIER, B., 1995, A sedimentological model of the Callovian oolite reservoir of the Villeperdue oil field, Paris Basin (France): Petroleum Geoscience, v. 1, p. 145-150.

GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., METTRAUX, M., DAGALLIER, G., ROBIN, F.-X., and LE SOLLEUZ, A., 2002, Le Jurassique de l'Est du Bassin de Paris: Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, v. 39, p. 23-47.

KENTER, J.A.M., ANSELMETTI, F.S., KRAMER, P.H., WESTPHAL, H., and VANDAMME, M.G.M., 2002, Acoustic properties of "young" carbonate rocks, ODP leg 166 and boreholes Clino and Unda, western Great Bahama Bank: Journal of Sedimentary Research, v. 72, p. 129-137.

KENTER, J.A.M., BRAAKSMA, H., VERWER, K., and VAN LANEN, X.M.T., 2007, Acoustic behavior of sedimentary rocks: Geologic properties versus Poisson's ratios: The Leading Edge, v. 26, p. 436-444.

KENTER, J.A.M., FOUKE, B.W., and REINDERS, M., 1997a, Effects of differential cementation on the sonic velocities of Upper Cretaceous skeletal grainstones (southeastern Netherlands): Journal of Sedimentary Research, v. 67, p. 178-185.

KENTER, J.A.M., GARTNER, G.L.B., and SCHLAGER, W., 2001, Seismic models of a mixed carbonate-siliciclastic shelf margin: Permian upper San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico: Geophysics, v. 66, p. 1744-1748.

KENTER, J.A.M., and IVANOV, 1995, Parameters controlling acoustic properties of carbonate and siliclastic sediments at Sites 866 and 869, in Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth, J.V., and Sinton, J.M., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Scientific Results, College Station, Texas, Ocean Drilling Program, v. 143, p. 287-303.

KENTER, J.A.M., PODLADCHIKOV, F.F., REINDERS, M., VAN DER GAAST, S.J., FOUKE, B.W., and SONNENFELD, M.D., 1997b, Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastic Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico): Geophysics, v. 62, p. 505-520.

LAMBERT, L., DURLET, C., LOREAU, J.-P., and MARNIER, G., 2006, Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous): Keys for recognition and timing: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 79-92.

LOREAU, J.P., 1972, Petrographie des calcaires fins au microscope electronique à balayage: introduction à une classification des micrites: Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Academie des Sciences Série D, v. 274, p. 810-813.

LUCIA, J.F., 2007, Carbonate Reservoir Characterization, v. Second Edition, Springer-Verlag, 336 p.

MELZER, S.E., and BUDD, D.A., 2008, Retention of high permeability during shallow burial (300 to 500 m) of carbonate grainstones: Journal of Sedimentary Research, v. 78, p. 548-561.

MENJOZ, A., BRACH, M., CRIAUD, A., FOUILLAC, C., LAMBERT, M., and ROJAS, J., 1992, Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger (Bassin Parisien): Géochronique, v. 43, p. 20-21.

MOUGENOT, D., 1999, Seismic imaging of a carbonate reservoir: the Dogger of the Villeperdue oil field, Paris Basin, France: Petroleum Geoscience, v. 5, p. 75-82.

PURSER, B.H., 1967, Le Comblanchien - Interprétation de son milieu de sédimentation: Revue de l'Institut Français du Petrole et Annales des Combustibles Liquides, v. 22, p. 591-594.

PURSER, B.H., 1975, Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne [unpublished Thèse d'état thesis]: Orsay, 450 p.

PURSER, B.H., 1978, Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones: Journal of Petroleum Geology, v. 1, p. 83-94.

PURSER, B.H., 1989, Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, Technip, p. 145-164.

RAFAVICH, F., KENDALL, C.H.S.C., and TODD, T.P., 1984, The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks: Geophysics, v. 49, p. 1622-1636.

RAYMER, D.S., HUNT, E.R., and GARDNER, J.S., 1980, An improved sonic transit time-to-porosity transform: Present at the Soc. Prof. Well Log Analysts: 21st Ann. Mtg., p. 1-12.

ROBINSON, A., GRIFFITHS, C., PRICE, S., HEGRE, J., and MUGGERIDGE, A., 2008, The future of geological modeling in hydrocarbon development: The Geological Society of London, Special Publiction, v. 309:, p. 226.

RODUIT, N., 2008, JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.2.7. http://www.jmicrovision.com (accessed march 2009).

RØGEN, B., FABRICIUS, I.L., JAPSEN, P., HØIER, C., MAVKO, G., and PEDERSEN, J.M., 2005, Ultrasonic velocities of North Sea chalk samples: influence of porosity, fluid content and texture: Geophysical Prospecting, v. 53, p. 481-496.

SCHOLZ, E., and GARRY, B., 2009, Mise en relation des données hydrogéologiques et géologiques sur les encaissants - Apport de la campagne FZT, Andra, p. 39.

STERPENICH, J., SAUSSE, J., PIRONON, J., GÈHIN, A., HUBERT, G., PERFETTI, E., and GRGIC, D., 2009, Experimental aging of oolitic limestones under CO2 storage conditions: Petrographical and chemical evidence: Chemical Geology, v. 265, p. 99-112.

THEVENIAUT, H., QUESNEL, F., WYNS, R., and HUGUES, G., 2007, Palaeomagnetic dating of the

"Bome de Fer" ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 253, p. 271-279.

THIERRY, J., and BARRIER, E., 2000, Middle Callovian, map 9, in Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., and Sandulescu, M., eds., Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes, Paris, CCGM/CGMW, Paris, p. 49-110.

THIRY, M., QUESNEL, F., YANS, J., WYNS, R., ANNE, V., THEVENIAUT, H., SIMON-COINCON, R., RICORDEL, C., MOREAU, M.G., GIOT, D., DUPUIS, C., BRUXELLES, L., BARBARAND, J., and BAELE, J.M., 2006, Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms: Bulletin de la société géologique de France, v. 177, p. 155-175.

VERWER, K., and BRAAKSMA, H., 2009, Data report: petrophysical properties of "young" carbonate rocks (Tahiti Reef Tract, French Polynesia), in Camoin, G.F., Iryu, Y., Mclnroy, D.B., and Scientists, t.E., eds., Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Washington, v. 310, p. 1-23.

VERWER, K., BRAAKSMA, H., and KENTER, J.A.M., 2008, Acoustic properties of carbonates: Effects of rock texture and implications for fluid substitution: Geophysics, v. 73, p. B51-B65.

VINCENT, B., EMMANUEL, L., HOUEL, P., and LOREAU, J.-P., 2007, Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France): Sedimentary Geology, v. 197, p. 267-289.

VOLERY, C., DAVAUD, E., FOUBERT, A., and CALINE, B., 2009, Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the Middle East: relationship with seawater Mg/Ca ratio and eustatic sea level: Journal of Petroleum Geology, v. 32, p. 313-325.

VOLERY, C., DAVAUD, E., FOUBERT, A., and CALINE, B., 2010, 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, v. in press. DOI: 10.1007/s10347-009-0210-8.

WEGER, R.J., EBERLI, G.P., BAECHLE, G.T., MASSAFERRO, J.L., and SUN, Y.-F., 2009, Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates: AAPG Bulletin, v. 93, p. 1297-1317.

WENDEBOURG, J., and LAMIRAUX, C., 2002, Estimating the ultimate recoverable reserves of the Paris Basin, France: Oil and Gas Science and Technology - Revue de L´IFP, v. 57, p. 621-629.

WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R., and GARDNER, G.H.F., 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media: Geophysics, v. 21, p. 41-70.

WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R., and GARDNER, G.H.F., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media: Geophysics, v. 23, p. 459-493.

ZINSZNER, B., and PELLERIN, F.-M., 2007, A geoscientist's guide to petrophysics, v. IFP Publication, Technip, 384 p.

Received 24 July 2009 ; accepted 5 march 2010

4. Acoustique et reconnaissance des niveaux poreux en sismique

4.1 Qualité des données diagraphiques

Les vitesses soniques mesurées sur *plug* en laboratoire ont été comparées à celles mesurées en diagraphie (Sonic) ; (Figure IV-36, Figure IV-37 et Figure IV-38). Cette comparaison révèle des tendances similaires (Figure IV-37). Toutefois, les mesures de laboratoires montrent une plus large variabilité comparée à celle des mesures soniques, comme le montre la Figure IV-36, pour un faciès donné. Pour un même faciès, les valeurs moyennes ne présentent pas de différences significatives. En revanche, l'écart type est plus grand pour les valeurs issues des *plugs* (Figure IV-36). Cette variabilité plus importante est également mise en évidence dans le graphique Vp-porosité (Figure IV-39), où les relations sont clairement plus dispersées comme en atteste la relation dans les grainstones. Ces différences entre les Vp soniques et Vp de laboratoire peuvent être interprétées comme la conséquence de trois facteurs.

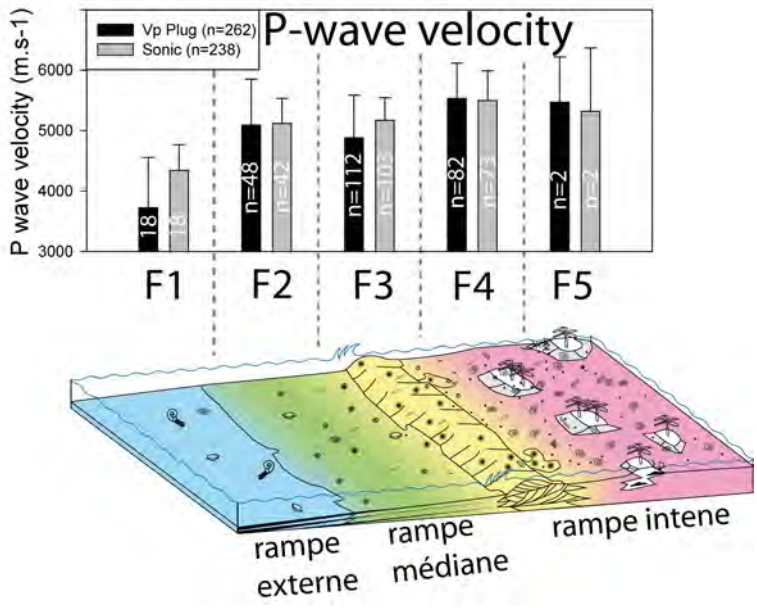


Figure IV-36 : Comparaison des mesures *plugs* et sonic selon le faciès environnemental.

Un facteur évident est le changement d'échelle entre la mesure de laboratoire effectuée sur un plug de 25 mm de diamètre et de 50 à 70 mm de hauteur, et la mesure diagraphique qui concerne un volume de roche beaucoup plus important (plusieurs dm^3 avec le Sonic utilisé). La dispersion des mesures est nécessairement plus forte sur des petits échantillons que sur des grands où les hétérogénéités sont lissées.

La différence de fréquence employée entre la mesure de laboratoire (500 kHz) et diagraphique (10 kHz) peut induire des incohérences entre les deux mesures. De plus, les fréquences plus élevées permettent de révéler des hétérogénéités de plus petites tailles, induisant une possible augmentation de la dispersion dans les valeurs issues des *plugs*.

Une autre source d'erreur peut être causée par les incertitudes entre la localisation exacte du

plug et la position de la mesure diagraphique correspondante, qui sont toujours possibles.

Cette dispersion plus importante potentiellement causée par le changement d'échelle et/ou de fréquence ne semble pas générer de différences significatives dans la distribution ; les tendances relatives des vitesses le long de la colonne stratigraphique entre les deux mesures restent similaires.

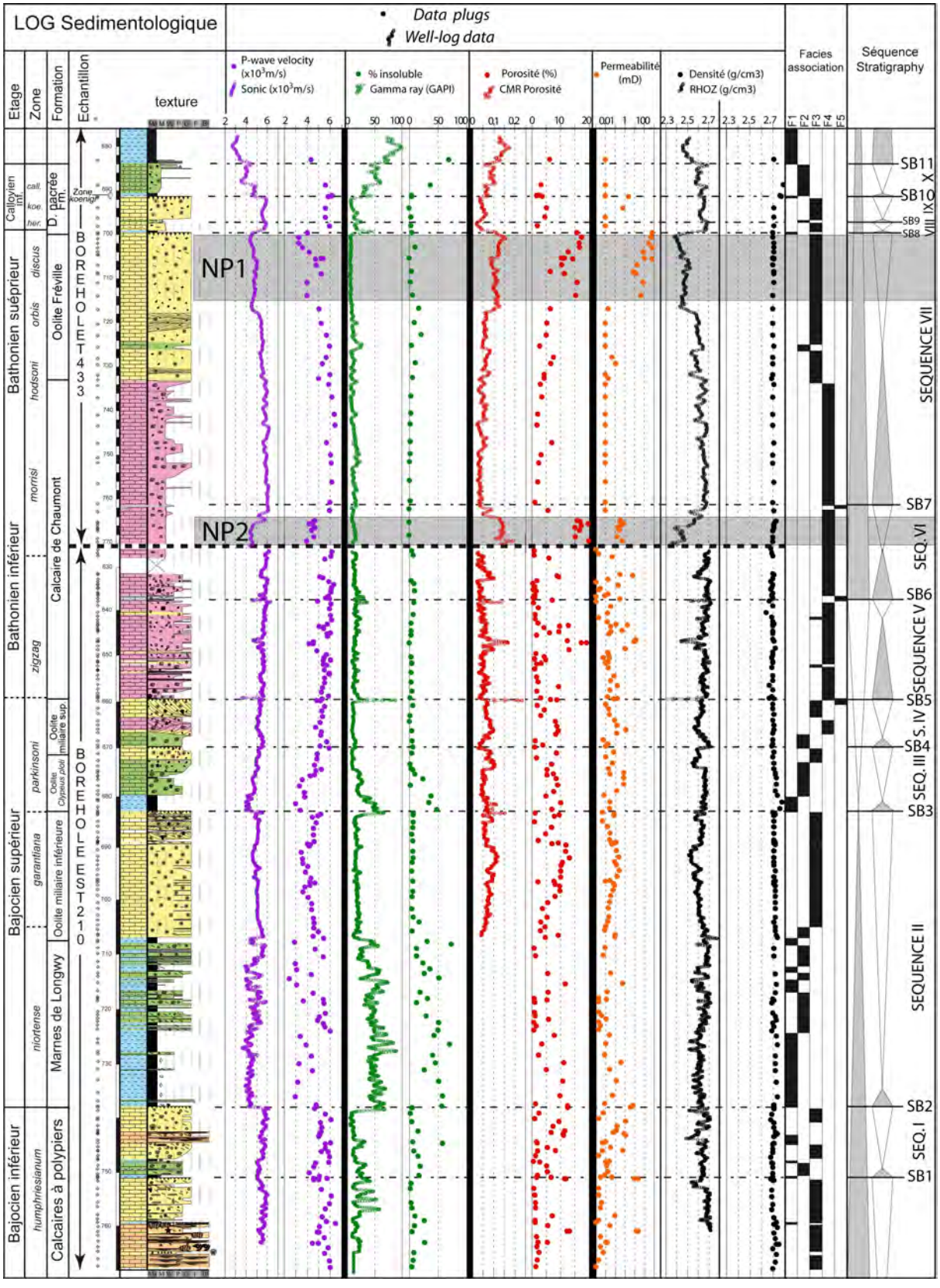


Figure IV-37 : Comparaison log des mesures de laboratoire et diagraphique (sonic) sur les forages EST433 et EST210.

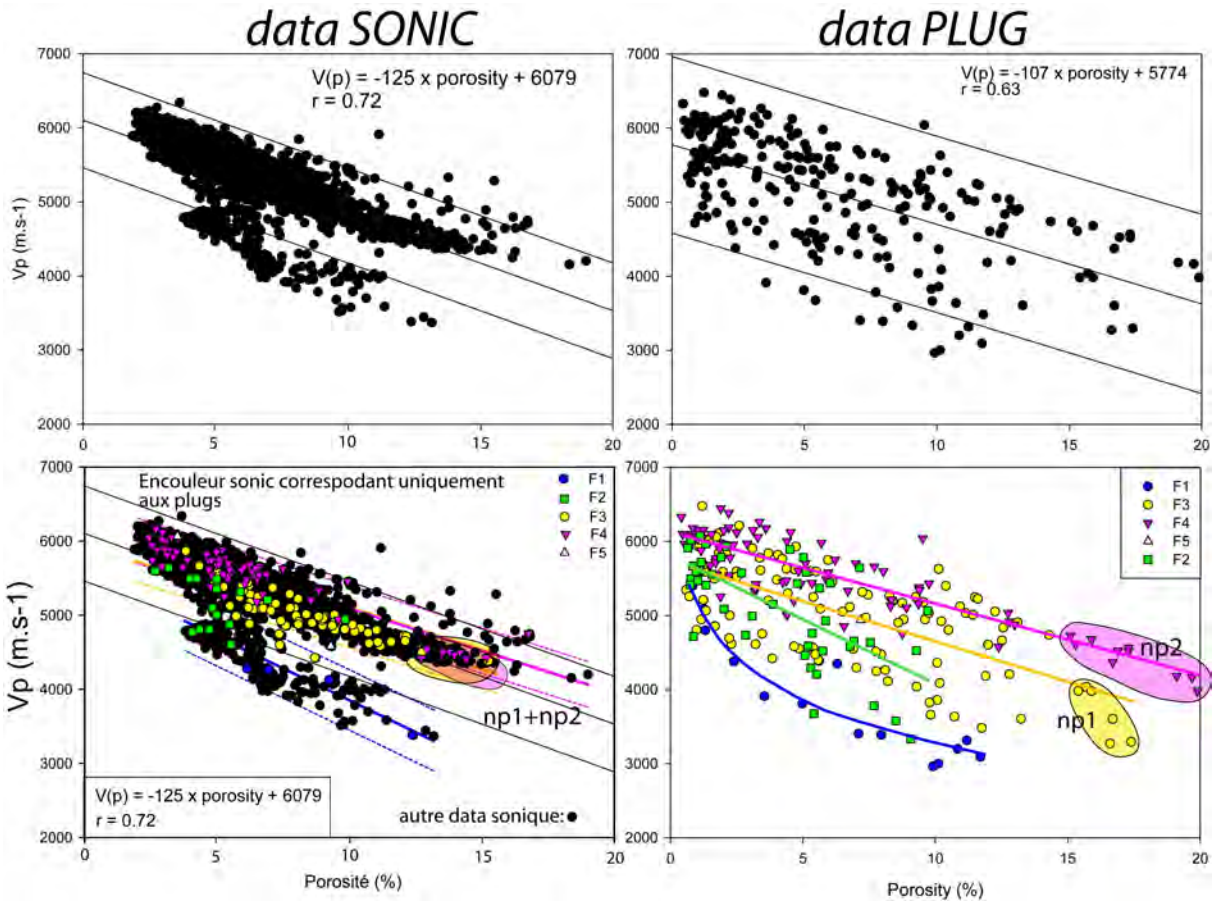


Figure IV-38 : Relation porosité-Vp.
Cette figure illustre la plus grande variabilité des Vp mesurées en laboratoire par rapport à celles mesurées par diagraphie sonique.

Les mesures de laboratoire sont très proches des mesures diagraphiques pour des Vp supérieures à 4000 m/s (Figure IV-39). Les mesures de laboratoire inférieures à 4000m/s tendent à être plus faibles que les valeurs respectives diagraphiques (Figure IV-39). Pour des vitesses faibles, il apparaît que les mesures soniques sous-estiment les vitesses dans les marnes, et dans les échantillons calcaires d'une porosité totale >15% et/ou d'une microporosité >10% (Figure IV-39). Les conditions des mesures de laboratoire étant contrôlées et similaires pour tous les échantillons, nous considérerons que les mesures de laboratoire sont suffisamment fiables pour nous renseigner des propriétés acoustiques des roches. La Figure IV-38 montre que les deux niveaux poreux np1 et np2 sont discernables avec ces données de laboratoire.

Au contraire, les données soniques ne permettent pas de différencier ces deux niveaux entre eux (Figure IV-37 et Figure IV-38). En revanche, en diagraphie, les deux niveaux poreux, présentant le même signal acoustique, restent discernables par rapport aux niveaux non poreux. Ce signal diagraphique pourra être utilisé ultérieurement afin de détecter ces niveaux poreux en forage, et d'en donner une trace sismique synthétique. Il apparaît donc important de mesurer en routine quelques échantillons en carotte afin de les comparer avec les données diagraphiques et d'améliorer ainsi les qualités des log et leur calibration avec les propriétés géologiques.

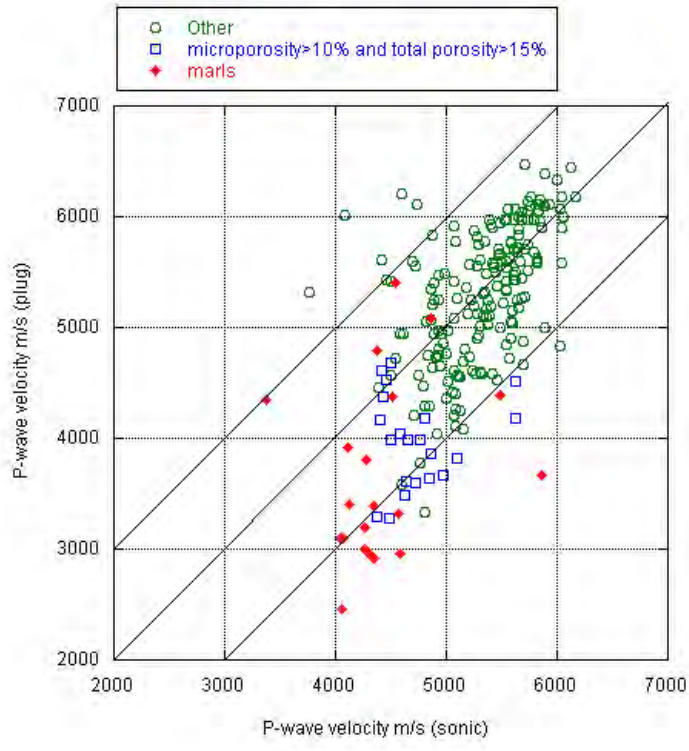


Figure IV-39 : Comparaison entre les Vp de laboratoire et diagraphie sonique.

4.2 Sismogramme synthétique et trace sismique

Les sismogrammes synthétiques réalisés en utilisant l'impédance (produit du sonique et de la densité diagraphique du forage EST433) sont comparés à une section sismique passant par ce même forage (07EST10). Cette comparaison permet d'obtenir des informations précieuses sur la réponse sismique de la section étudiée. Après avoir effectué le produit [densité RHOB x sonic] permettant d'obtenir l'impédance acoustique du forage EST433, un sismogramme synthétique est calculé (Cuilhé *et al.*, 2008). Le séismogramme synthétique calculé est ensuite corrélé avec la trace sismique obtenue à proximité du forage, EST433 (ligne 07EST10, Figure III 40). La corrélation entre le sismogramme synthétique et le profil sismique est assez bien exprimée. Il peut ainsi être utilisé afin de calibrer les changements de porosité et/ou de lithologie du forage avec les réflecteurs sismiques.

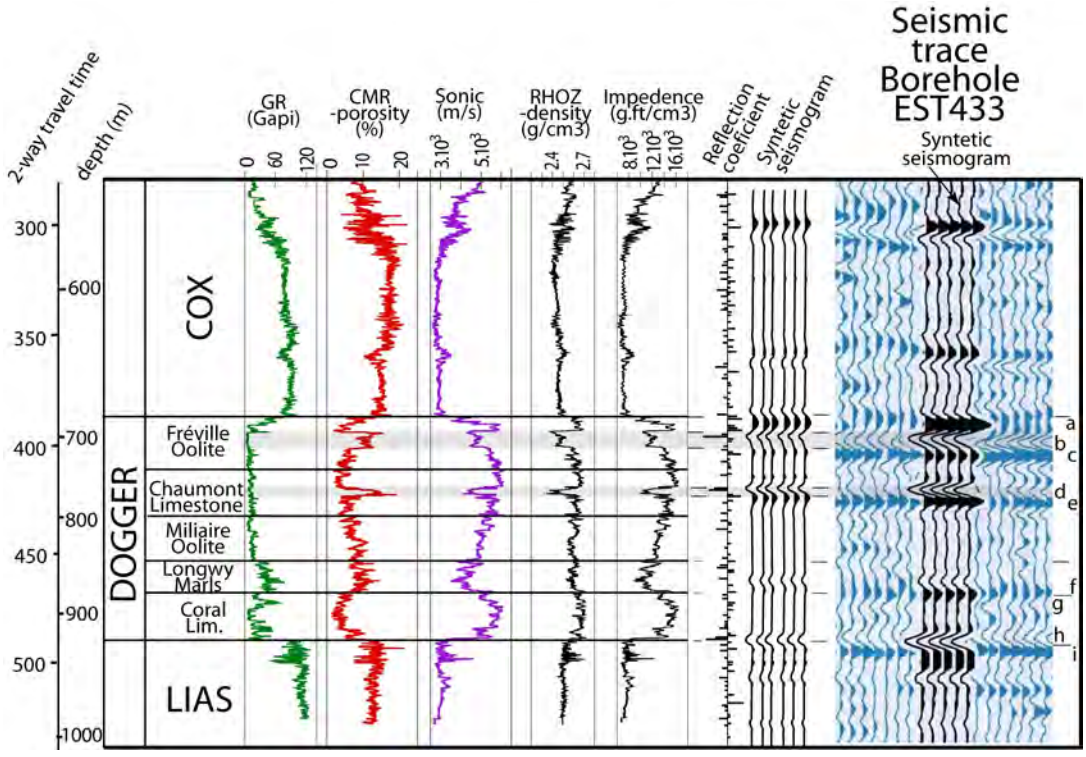


Figure IV-40 : Séismogramme synthétique.
La trace sismique de la ligne 07EST10 est comparée avec le séismogramme synthétique obtenu à partir des données diagraphiques (sonique et densité) du forage EST433 modifié d'après Cuilhé et al., (2008).

a. Traces sismiques induites par les changements lithologiques

Le sismogramme synthétique nous renseigne sur les changements lithologiques et/ou pétrophysiques (porosité) enregistrés sur la ligne sismique. La partie supérieure de la section sismique correspond à des faciès sismiques de faible amplitude. Cette zone de faible réflectivité coïncide avec une zone très homogène correspondant aux 130m de dépôt argileux du Callovo-oxfordien (COX), couche hôte devant recevoir les déchets radioactifs.

Plus bas, un changement majeur de vitesse est corrélé avec un changement lithologique significatif (argiles du COX/calcaires de la Dalle nacrée, unité C1). Cette transition est bien exprimée sur la ligne sismique et correspond à un réflecteur positif (a Figure IV-40). Ce réflecteur correspond à l'augmentation de la vitesse en passant des argiles aux calcaires.

Beaucoup plus bas, la réflexion positive f correspond au changement lithologique abrupt entre les Marnes de Longwy (D2) et les Calcaires à polypiers (D1). La réflexion négative g correspond à la décroissance de vitesse probablement engendrée par un enrichissement en argiles au sein du membre de l'Oncolite cannabine. Encore plus bas, la réflexion négative h marque le toit des marnes du Toarcien.

Les changements lithologiques majeurs sont donc reconnus en sismique, excepté le passage Oolite miliaire(D3)/Marnes de Longwy (D2). Ceci est peut-être dû au passage progressif entre les deux formations, donc à une différence d'impédance se produisant sur une trop grande épaisseur, et n'engendrant pas de trace sismique.

b. Trace sismique induite par les changements de porosité

En plus des réflecteurs sismiques créés par les changements lithologiques majeurs, les deux niveaux poreux np1 et np2 détectés dans les forages du Dogger de la zone de transposition peuvent former deux réflecteurs positif/negatif majeurs. Nous avons montré que la porosité est responsable de la diminution drastique des Vp, cette décroissance provoque d'importants changement d'impédance, générant ainsi des réflecteurs sismiques. Les réflexions négatives b et d marquent ainsi le sommet des niveaux poreux. Elles correspondent à la diminution de la vitesse des ondes lors de leur entrée dans les calcaires poreux. A l'inverse, les réflexions positives c et e indiquent la base des niveaux poreux, correspondant à l'augmentation des Vp au passage de l'intervalle poreux vers l'intervalle non poreux. Les lignes sismiques peuvent ainsi être utilisées pour essayer de suivre l'extension spatio-temporelle de np1 et de np2.

4.3 Reconnaissance des niveaux poreux la ligne sismique passant par le forage EST433

Une petite section de la ligne sismique 07EST03 a été générée sur une station landmark en février 2009 dans le but d'essayer d'y reconnaître les différents réflecteurs décrits précédemment.

Il faut préciser que la résolution verticale de la sismique est bonne en raison de la présence de fréquences élevées dans le signal enregistré : elle est de l'ordre de 15 m dans le Dogger calcaire (Cuilhé *et al.*, 2008). En effet, épais de 15 m, ce niveau est à l'échelle de la résolution de la sismique. Sur cette section de ligne sismique, le niveau poreux 1 est bien exprimé par les réflecteurs b et c (Figure IV-41). Les réflecteurs d et e du niveau poreux 2 sont plus difficiles à discerner, étant donné que ce niveau poreux (5 m) est en-dessous de la résolution de la sismique.

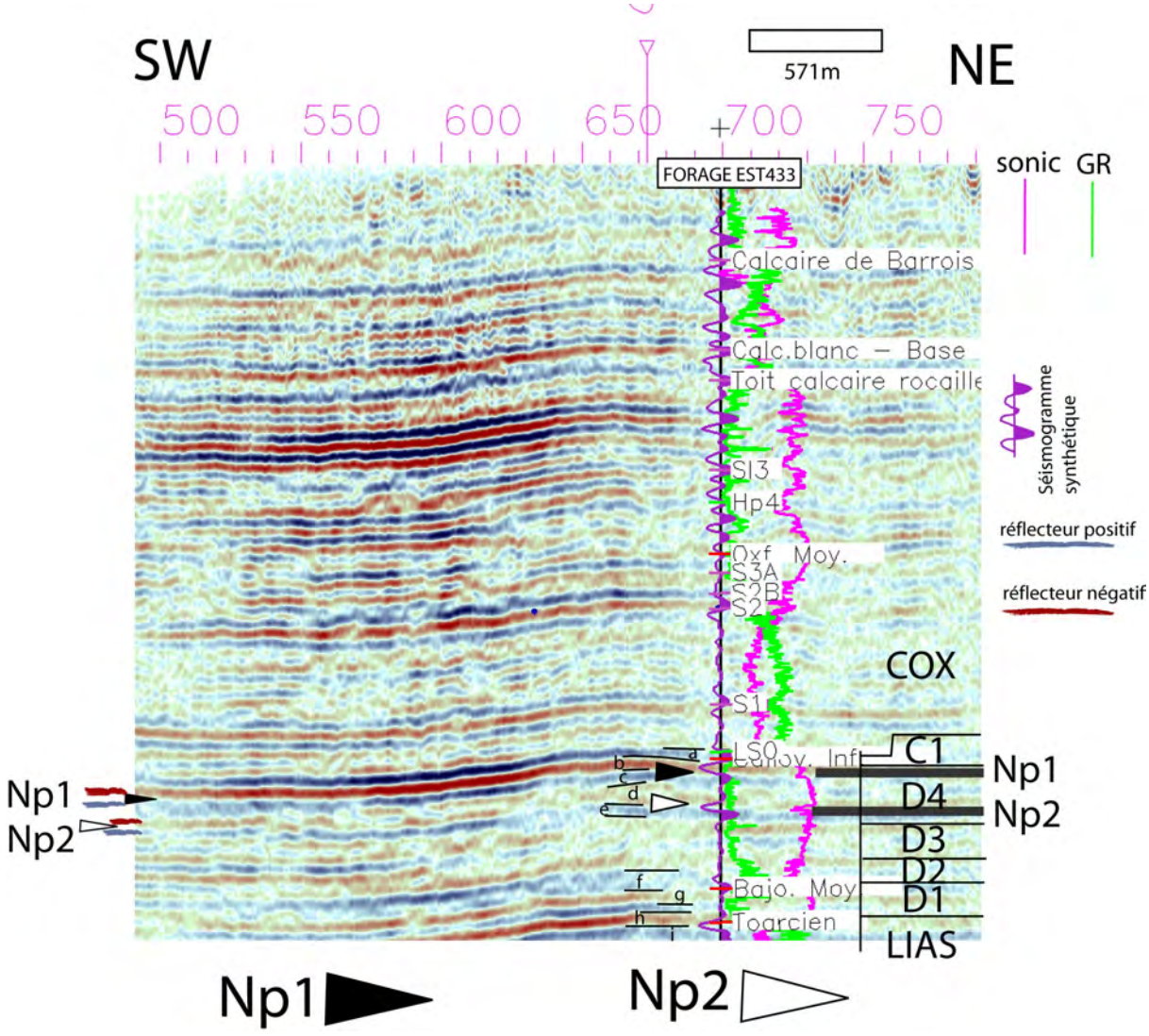


Figure IV-41 : Portion de la ligne sismique 07EST03 passant par le forage EST433.
Les réflecteurs positifs sont en bleu et les négatifs en rouge. Les réflecteurs b, c, d et e, marquant les niveaux poreux sont visibles. Le réflecteur b qui marque le toit de np1 est particulièrement bien visible.

5. Synthèse générale sur les propriétés pétrophysiques du Dogger de l'Est du Bassin de Paris

Les carbonates du Dogger de l'Est du Bassin de Paris montrent des propriétés pétrophysiques « normales », par rapport à des carbonates enfouis à moins de 1000m. Une majorité des échantillons présentent des porosités et perméabilités très faibles, tandis que quelques échantillons montrent des porosités et perméabilités plus fortes (>15% et >100mD) constituant l'exception que représentent les réservoirs dans les roches carbonatées (aquifère dans notre cas). Deux niveaux poreux sont présents au sein de la zone de transposition. L'analyse pétrophysique et pétrographique détaillée de ces niveaux montre que le premier, dénommé np1, est constitué de grainstone oolitique formé dans un environnement de *shoal* oolitique. Np1 appartient à la formation de l'Oolite de Fréville, du sommet du Bathonien (sommet de l'unité D4). D'une extension verticale de 15 m, sa porosité varie entre 15 et 20 % et sa perméabilité de 100 à 700 mD (10^{-4} à 7 . 10^{-4} m/s). La porosité est formée de macropores intergranulaire pouvant atteindre plusieurs centaines de micromètres de diamètre. Les tailles des rayons d'accès aux pores (connections entre les pores) mesure 32 µm. Le deuxième niveau, np2 se localise au mur de la formation des Calcaires de Chaumont (D4). D'une épaisseur de 5 m, sa porosité oscille entre 15 et 20 %, et sa perméabilité est faible, d'environ 0,1 mD (10^{-8} m/s). Cette porosité correspond à de la microporosité inter-microcristalline se développant entre des cristaux arrondis de micrites. Les rayons d'accès aux pores sont petits (0,30 µm). Ces niveaux sont reconnaissables en diagraphie (sonique, densité, CMR…), et en analyses de laboratoire (Vp, RMN, injection mercures). L'étude des vitesses acoustiques dans les carbonates des forages Andra montre que certains réflecteurs sismiques peuvent correspondre aux niveaux poreux. La sismique pourrait donc être utilisée pour mieux contraindre l'extension de ces niveaux poreux. Cette utilisation sera discutée au regard des données sédimentologiques et diagénétiques dans le chapitre suivant.

Chapitre V.

Modèle pétrophysique et hydrogéologique : *origine et extension des niveaux poreux*

Chapitre V. Modèle pétrophysique et hydrogéologique : *origine et extension des niveaux poreux*

SOMMAIRE DU CHAPITRE

1. Quel a été le rôle des environnements initiaux sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ? 271
2. Quel a été le rôle des émersions intraformationnelles sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ? 275
3. Quels facteurs ont pu limiter la cimentation/compaction dans np1 et np2 au cours de l'enfouissement ? 282
3.1 La macroporosité intergranulaire dans certains faciès granulaires du Dogger a-t-elle été temporairement occupée par de la halite ou des sulphates qui auraient été ultérieurement dissous ? 282
3.2 Des accumulations de gaz sous SB7 et SB8 (maintenant vidangées) ont-elles limité la cimentation sparititique et la pression-dissolution lors de l'enfouissement ? 284
3.3 np1 et np2 ont-ils été tenus à l'écart des paléo-circulations aquifères qui, au cours du Crétacé et du Cénozoique, ont acheminé les ions carbonates et Ca^{++} à l'origine des sparites Bc1, Bc2 et Bc3 ? 285
4. Que peut-on observer et prédire sur l'extension et la perméabilité des niveaux np1 et np2 ? - *Exploitation des données sismiques* 290
4.1 Reconnaissance des niveaux poreux sur les lignes sismiques passant par le forage EST433 290
4.2 Relation impédance-porosité 294
5. Discussion et synthèse sur les horizons poreux du Dogger de l'Est du Bassin de Paris 298
5.1 Conceptualisation des niveaux poreux 300
5.2 Fonctionnement hydrogéologique - Apport du modèle 300
6. Apport des données sur la compréhension du modèle pétrophysique à l'échelle du Bassin de Paris 306
6.1 Phénomènes de dolomitisation – liens avec les limites de Séquences 309
6.2 Apport de données nouvelles issues de ce travail sur la compréhension du modèle pétrophysique du Bassin de Paris 310

TABLE DES FIGURES

Figure V-1 : Modèle hydrogéologique représenté sur une coupe schématique SO-NE (Lebon *et al.*, 2005). 271
Figure V-2 : Influences possibles des environnements de dépôt sur les propriétés pétrophysiques. 272
Figure V-3 : *Shoal* oolitique actuel (Cayo Largo, Cuba). 273

Figure V-4 : Illustration des différents environnements sédimentaires entre la Laguna de la Leche et Cayo Guillermo (Cuba). 274
Figure V-5 : Emersion au sommet de la Séquence VII et phénomènes associés observés dans le forage EST433. 276
Figure V-6 : Emersion au sommet de la Séquence VI et phénomènes associés observés dans le forage EST433....277
Figure V-7 : Illustration de la compaction différentielle dans le forage EST433, entre les niveaux affectés par une cimentation précoce, peu stylolitisés et ceux non affectés par une cimentation précoce, très stylolitisés....278
Figure V-8 : Diagramme illustrant les phénomènes (1) de dissolution et (2) de stabilisation de l'aragonite et/ou HMC (phase minérale instable) en LMC (phase minérale stable. 279
Figure V-9 : Niveau poreux 1 de l'Oolite de Fréville (Sommet de la Séquence VII, sous SB8). 281
Figure V-10 : Illustration du processus de stabilisation précoce de micrite en LMC dans une lentille phréatique météorique, sous-saturée vis-à-vis de l'aragonite et de la HMC, mais saturée vis-à-vis de la LMC (Volery *et al.*, 2009). 281
Figure V-11 : Grainstone oobioclastique macro-poreux dans le forage EST210 (échantillon E027)....284
Figure V-12 : Coupe ZT Andra – Luxembourg, illustrant les possibles recharges météoriques au Crétacé inférieur....286
Figure V-13 : Compaction dans le forage EST210. 287
Figure V-14 : Modèle hydrologique des eaux profondes du Bassin de Paris (Matray *et al.*, 1994). 288
Figure V-15 : Modèle de fracturation et de cimentation liées à l'extension oligocène et à la remontée de fluides hydrothermaux. 289
Figure V-16 : Carte de situation des forages atteignant le Dogger intégrant les 5 nouveaux forages (EST412, EST422, EST433, EST452 et EST462) et lignes sismiques effectués dans le cadre du programme RZT (Reconnaissance de la zone de transposition). 291
Figure V-17 : Ligne sismique 07EST03. Sur cette ligne sismique np1 et np2 semblent relativement continus. 292
Figure V-18 : Ligne sismique 07EST10 passant par le forage EST433....293
Figure V-19 : Impédance sismique de la ligne 07EST02, d'après Cuilhé *et al.,* (2008)....295
Figure V-20 : Relation impédance-porosité sur les 251 *plugs* du Dogger de l'Est du Bassin de Paris selon les types de faciès. 296
Figure V-21 : Mise en relation de la carte des distributions de porosités dans l'intervalle toit des Marnes de Longwy-toit du Dogger (issue du traitement des lignes sismiques) avec les données paléo-environnementales....297
Figure V-22 : Synthèse de l'influence des différents stades diagénétiques (1) précoces (2) crétacés et (3) cénozoiques sur les propriétés réservoirs. 299
Figure V-23 : Carte piézométrique du Dogger (de la Vaissiere et Scholz, 2008, Scholz et Garry, 2009). 301
Figure V-24 : Transect SE-NW du secteur d'étude. 303
Figure V-25 : Transect E-W. 305
Figure V-26 : Modèle proposé par Javaux (1992), pour illustrer la création des niveaux poreux réservoirs fini-bathoniens et calloviens du Bassin de Paris. 307
Figure V-27 : Transect sur la partie sud de la Bourgogne. 308
Figure V-28 : Localisation des réservoirs du sommet du Dogger dans le Bassin de Paris (modifié d'après Javaux, 1992). 308
Figure V-29 : Modèle de dolomitisation relié aux limites de Séquences émersives et aux zones de fracturations. 310

Figure V-30 : Possible localisation des niveaux poreux reliés aux surfaces émersives du Bathonien à l'échelle du Bassin de Paris. Implication à la compréhension des propriétés pétrophysiques du Bassin de Paris, modifié d'après Gaumet, 1997 et Brigaud *et al.,* 2009b. 311

Objectifs *: Dans le chapitre III, nous avons caractérisé et interprété l'origine de la cimentation extensive des calcaires du Dogger. Dans le chapitre IV nous avons néanmoins mis en évidence deux niveaux poreux ayant des caractéristiques différentes en termes de faciès et de propriétés pétrophysiques. Le premier niveau, appelé np1, à facies oolitique, à macroporosité intergranulaire et de texture grainstone, est relativement perméable (>100mD). Le second, np2, à faciès micritique fin et microporosité intercristalline, est beaucoup moins perméable (environ 0,1 mD). Prévoir leur présence et leur localisation stratigraphique est un enjeu essentiel à la compréhension du modèle hydrogéologique actuel du secteur. Le modèle environnemental, stratigraphique et les processus diagénétiques mis en jeux (stabilisation minéralogique, paléo-systèmes hydrogéologiques) sont intégrés et utilisés afin de comprendre, localiser et prévoir les propriétés pétrophysiques actuelles de la zone de transposition Andra (ZT).*

Les niveaux poreux du Dogger sont habituellement considérés comme discontinus, très différents des niveaux continus de l'Oxfordien (Lebon et al., 2005) ***(****Figure V-1****).*** *Les différentes données acquises dans le cadre de cette thèse permettent de nuancer et de reconsidérer au moins partiellement cette interprétation. Sous forme de questions réponses, ce chapitre final s'attachera à comprendre et à prévoir l'extension et les propriétés de np1 et np2.*

→ *Quel a été le rôle des environnements initiaux sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ?*

→ *Quel a été le rôle des émersions intraformationnelles sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ?*

→ *Quels facteurs ont pu limiter la cimentation/compaction dans np1 et np2 au cours de l'enfouissement ?*

Les réponses à ces questions permettront, en fin de chapitre, de proposer un modèle géologique réactualisé illustrant l'extension SW-NE et E-W des niveaux poreux et perméables

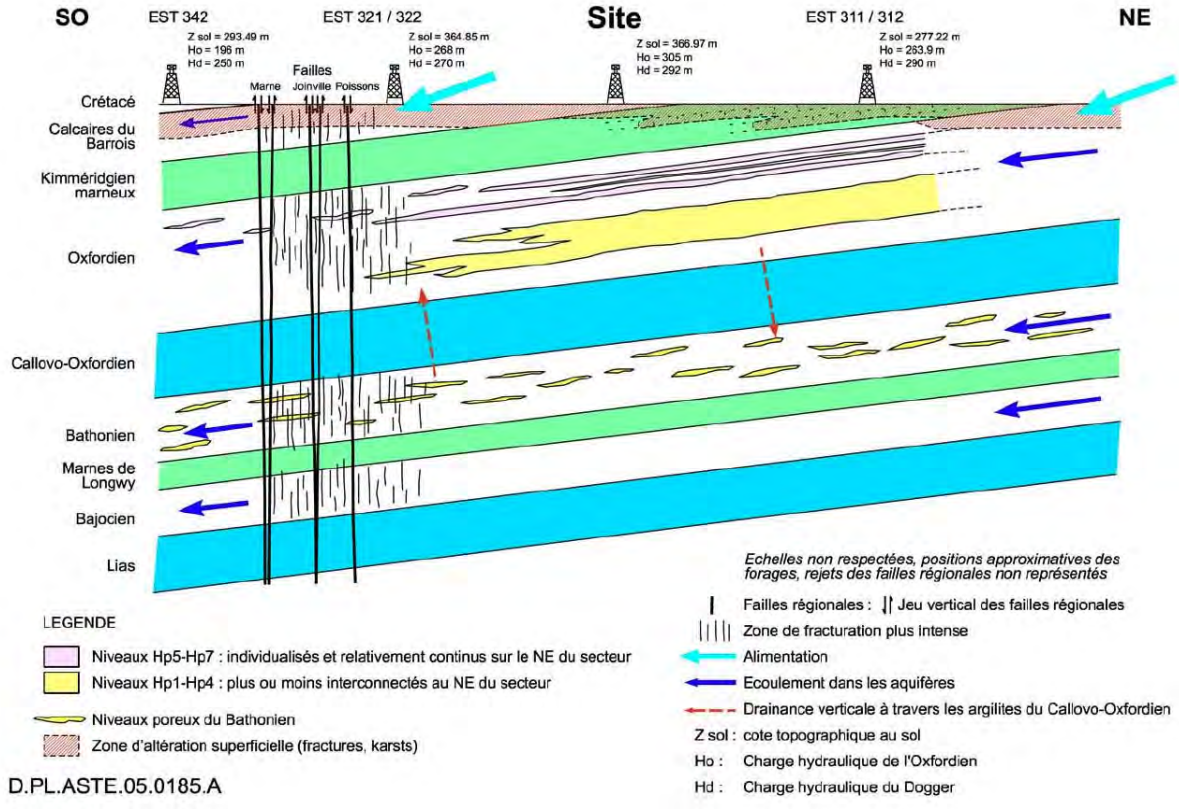


Figure V-1 : Modèle hydrogéologique représenté sur une coupe schématique SO-NE (Lebon *et al.*, 2005).

1. Quel a été le rôle des environnements initiaux sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ?

L'analyse sédimentologique a montré la répartition de 18 faciès dans 5 environnements de dépôts caractéristiques d'un profil de rampe carbonatée (Brigaud *et al*., 2009b). Outre la partie externe et médiane définissant deux environnements distincts, la partie interne de la rampe comporte trois environnements très caractéristiques (*shoal* oolitique et/ou bioclastique, lagon et milieux intertidaux à supratidaux). Parallèlement, le modèle stratigraphique et séquentiel a révélé les géométries et les extensions des faciès initiaux (grainstone essentiellement) susceptibles d'avoir préservé une perméabilité relativement élevée. De plus, les dépôts agissant potentiellement comme barrière de perméabilité (marnes) ont été localisés verticalement et latéralement.

La complexité des processus diagénétiques a toutefois rendu difficile la compréhension de la distribution et de la variabilité des caractéristiques pétrophysiques à partir de la seule donnée environnementale. Cette complexité peut être résumée par la Figure V-2 qui montre la répartition des porosités et perméabilités sur un profil environnemental : un faciès de *shoal* oolitique d'un même intervalle stratigraphique peut présenter une perméabilité fluctuant entre 0,001 mD et presque 1 Darcy. Les porosités et perméabilités moyennes proches pour les différents environnements et leur large variabilité (0,01 mD à plusieurs dizaines de milliDarcy) pour un environnement donné marque la difficulté à relier environnement de dépôts et propriétés pétrophysiques (porosité ou perméabilité).

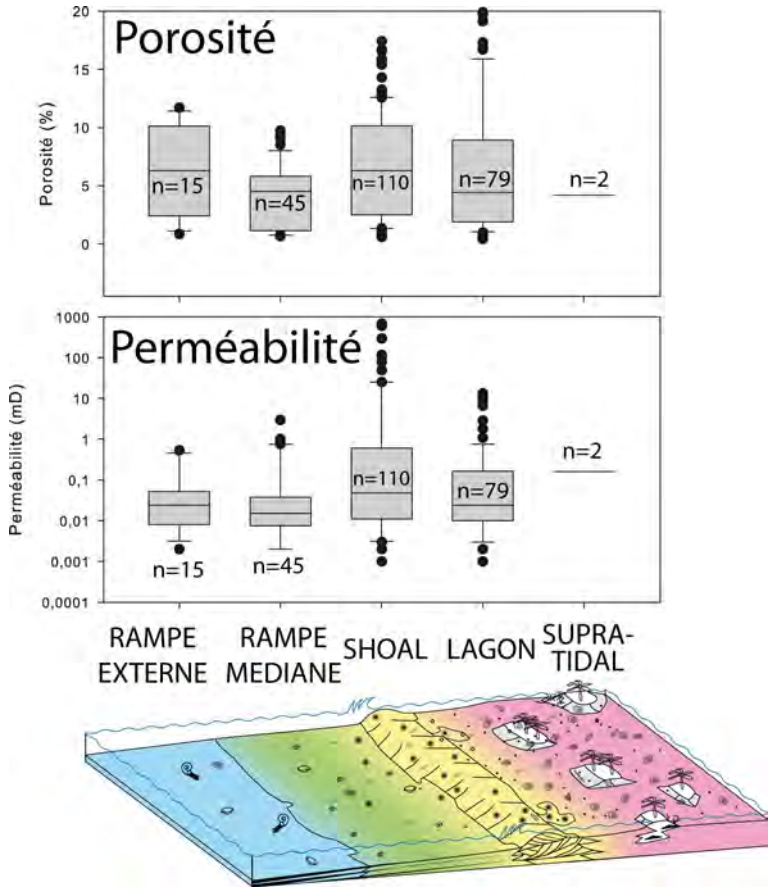


Figure V-2 : Influences possibles des environnements de dépôt sur les propriétés pétrophysiques.

La Figure V-2 permet toutefois de montrer que les niveaux les plus perméables (>10mD, correspondant à np1) se trouvent uniquement dans les faciès granulaires de *shoal* oolitique.

Les niveaux poreux np1 et np2 (porosités similaires entre 15-20%) sont caractérisés par des perméabilités et des tailles de seuils de pores très différentes. Np1 est un grainstone oolitique à forte perméabilité, présentant des macropores intergranulaires de plusieurs centaines de micromètres, connectés par de larges seuils de pores (64μm). Np2, mudstone micritique caractéristique d'environnements de lagon, présente des micropores de quelques micromètres de diamètre et de très petits seuils de pores (0,5μm), lui conférant une perméabilité très faible (0,1mD) malgré une forte porosité (20%). Cette différence de perméabilité est principalement contrôlée par l'environnement initial de dépôts (lagon micritique ***versus*** *shoal* oolitique), favorable (1) soit à la décantation et/ou formation de boue micritique en milieu calme de lagon ou (2) à l'accumulation d'oolites et bioclastes en milieu de *shoal* agité.

Shoals oolitiques actuels

Les faciès de *shoals* oolitiques peuvent présenter de fortes perméabilités, aujourd'hui mesurées sur la ZT Andra. Le positionnement et le fonctionnement de ces *shoals* oolitiques s'avèrent importants à appréhender et à comprendre. Le but de cet encart est d'essayer de comparer les systèmes de *shoal* oo-bioclastiques du Jurassique moyen protégeant un lagon, avec des systèmes carbonatés similaires se développant actuellement.

Une mission de reconnaissance, organisée par Christophe Durlet en août 2009 sur les côtes nord et sud de Cuba, visant à mieux comprendre les systèmes carbonatés, a permis de documenter des *shoals* oolitiques actuels.

Cayo Largo - Cuba



Figure V-3 : *Shoal* oolitique actuel (Cayo Largo, Cuba).

Cette illustration montre un transect proximal-distal réalisé entre *Cayo largo* (21°36'N ; 81°33'W) et la côte sud de Cuba (22°11'N ; 81°33W). Il permet d'illustrer un exemple de *shoal* peu profonds, en partie émergé, protégeant un lagon. La sédimentation oolitique de ce *shoal* se développe sur une largeur d'environ 10 à 15 km. Les producteurs carbonatés sur ce *shoal* sont principalement représentés par les oolites et les algues vertes *Halimeda*. Des passes sont visibles permettant une communication entre la partie interne (lagon) et externe (offshore). Ces passes permettent également le développement de lobes de progradation. Une passe pluri-hectométrique, assez bien exprimée, montre un lobe de taille pluri-kilométrique dans la partie interne (lagon), correspondant probablement à une progradation de corps

oolitique pendant des tempêtes ou lors de fortes marées. La partie externe, coté *offshore*, est de taille kilométrique, correspondant à des courants de vidange du lagon lors des marées et/ou tempêtes.

Cayo Guillarmo - Cuba



Figure V-4 : Illustration des différents environnements sédimentaires entre la Laguna de la Leche et Cayo Guillermo (Cuba).

Un transect proximal distal réalisé entre la Laguna de la leche (22°12'N ; 78°40'W) et Cayo Guillermo (22°37'N ; 78°40W) permet d'illustrer :

- (1) des milieux lagunaires continentaux à sédimentation marneuse riche en débris coquilliers et favorables au développement de palétuviers.

- (2) des milieux intertidaux de lagon interne à sédimentation micritique (mudstone/packstones à bioclastes présentant de nombreux *mudcracks*, ou voiles microbiens ; Faciès F5a), ou granulaires (accumulations de bancs de gastéropodes). De nombreux palétuviers se développent dans ce milieu.

- (3) un lagon large d'une dizaine de kilomètres, à sédimentation carbonatée fine (boue micritique de texture mudstone/packstone à foraminifères), parsemé d'ilôts de diamètre hectométrique à kilométrique.

- (4) un *shoal* où le producteur carbonaté est essentiellement représenté par les algues vertes *Halimeda*. Ce *shoal* large de 15 km, en partie émergé, limite le lagon protégé de l'extrémité distale de la plate-forme. Des mégarides sur lesquelles se développent des rides de vagues caractérisent la partie externe du *shoal*.

Même si les facteurs de contrôle (eustatisme, la situation géographique, la chimie des eaux) de ces *shoals* bordant le littoral de Cuba et que le profil topographique de la plate-forme (*carbonate shelf* avec talus ou rupture nette) soient différents, ces exemples peuvent s'avérer être des analogues à considérer pour essayer de mieux comprendre la répartition et le fonctionnement des *shoals* du Dogger de l'Est du Bassin de Paris. En effet, sur la ZT Andra, un *shoal* oolitique (Oolite de Fréville) est également large d'une dizaine de kilomètres (carte faciès Figure II-37 Chapitre II), et protège une zone de lagon à sédimentation fine micritique à foraminifères (Calcaire de Chaumont) ; (faciès F4a du Dogger, faciès mudstone/wackestone à foraminifères). La présence de mégarides ou des grands litages obliques pourrait être mis en rapport avec le développement de lobes de progradation dans des systèmes de passes. Une analogie peut être faite entre les *shoals* de Cuba, large de 10-20km et ceux qui se sont développés pendant le Bathonien (exemple Zone à *orbis*) sur la zone de transposition Andra, large aussi de 10-20 km et protégeant une zone interne de lagon.

2. Quel a été le rôle des émersions intraformationnelles sur la distribution et les propriétés de np1 et np2 ?

En chapitre IV, il a été montré que les niveaux poreux np1 et np2 sont tous deux coiffés par une surface d'émersion affectant respectivement le toit des séquences VII (SB8) et VI (SB7). Dans le forage EST433, à l'aplomb des faciès de *shoals* oolitiques, la surface d'émersion SB8 est caractérisée à la fois par des ciments en ménisque et/ou microstalactitiques marquant l'emplacement d'une ancienne zone vadose et par des sparites équigranulaires à scalénohèdrales, limpides et non luminescentes, marquant l'emplacement de la nappe phréatique météorique sous-jacente (Figure V-5). Les analyses isotopiques en $\delta^{18}O$ effectuées sur ces ciments précoces montrent qu'ils ont cristallisé à partir d'un fluide météorique ou mixte ($\delta^{18}O$fluide ≈ -2 à -3‰SMOW). En position plus proximale, en domaine de lagon, des dissolutions paléokarstiques affectent les faciès mudstone à packstone (Figure V-5). En position plus distale, les critères d'émersion consécutifs à une chute eustatique ne sont pas observés. En revanche, la sédimentation d'un LST (Oolite de Fréville *pro parte*) durant cette période de bas niveau marin est attestée (Figure V-5).

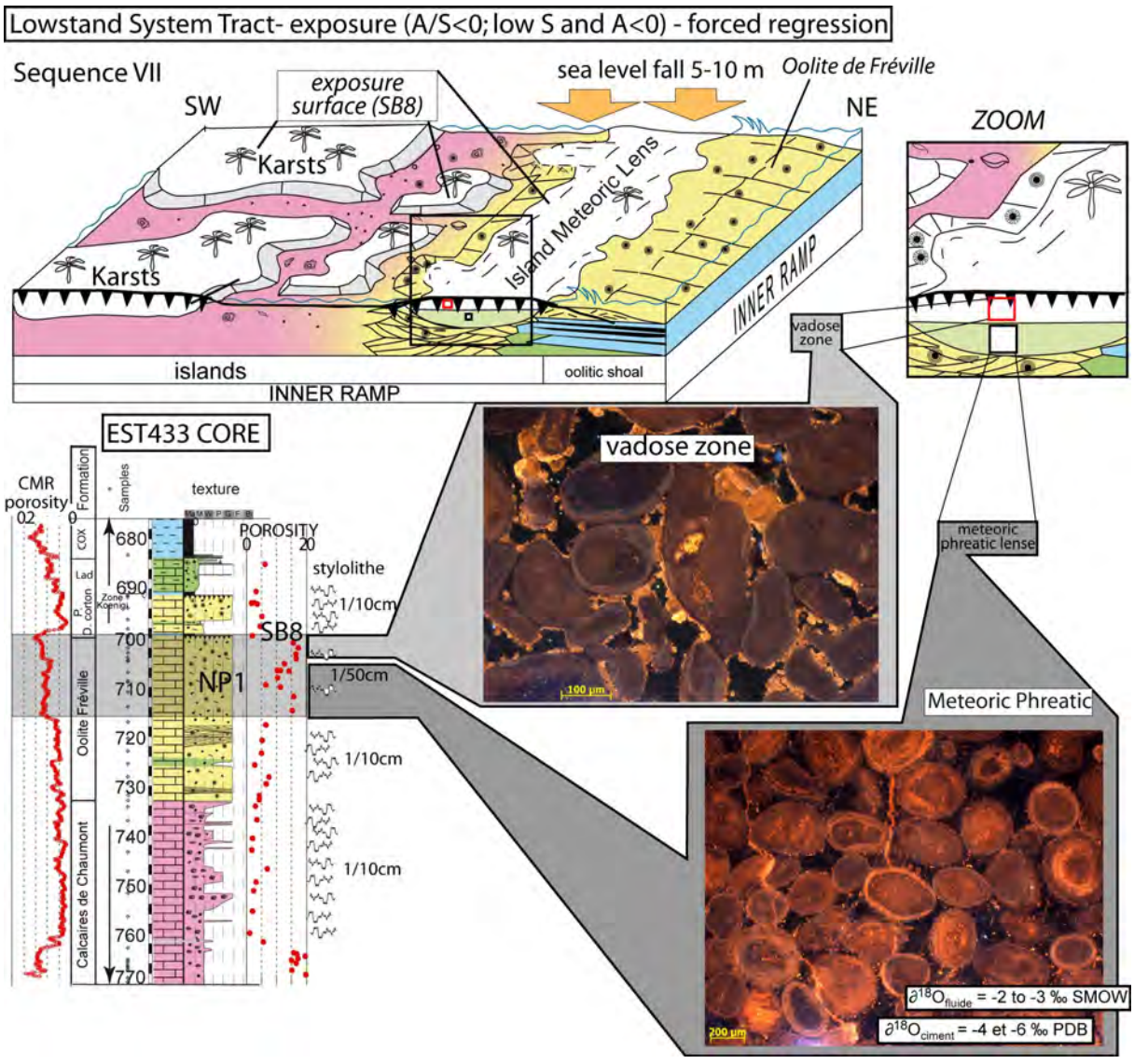


Figure V-5 : Emersion au sommet de la Séquence VII et phénomènes associés observés dans le forage EST433.

Des ciments en ménisques formés par de la LMC limpide et non luminescente se développent dans np1, jusqu'à 4m sous SB8. Ils marquent l'emplacement d'une zone vadose, météorique ou mixte, lors de l'émersion de SB8. Plus bas, des sparites météoriques limpides et non luminescentes forment des *patchs* dans ce qui devait être le sommet de la zone phréatique ou la zone de battement de la nappe météorique. Dans np1, les stylolites sont beaucoup moins nombreux (en moyenne 1 tous les 50cm) que dans le reste des calcaires du Bathonien (en moyenne 1 tous les 10cm).

Dans le forage EST433, à l'aplomb des faciès de lagons boueux, la surface d'émersion SB7 se marque par des faciès de *beach-rock* (rudstones) à cimentation vadose (Figure V-6). Les mesures de $\delta^{18}O$ sur ces ciments précoces microstalactitiques indiquent clairement la présence de fluides météoriques. Cette émersion coiffe un niveau poreux caractérisé par des faciès mudstones/wackestones où les micrites présentent des contacts sub-punctiques et des faces parfois légèrement arrondies (Figure V-6). En position plus distale, un LST est enregistré pendant cette période de bas niveau marin (Caillasses à Rhynchonelles *pro parte* à la base de la séquence VII) marquée par une émersion en domaine proximal.

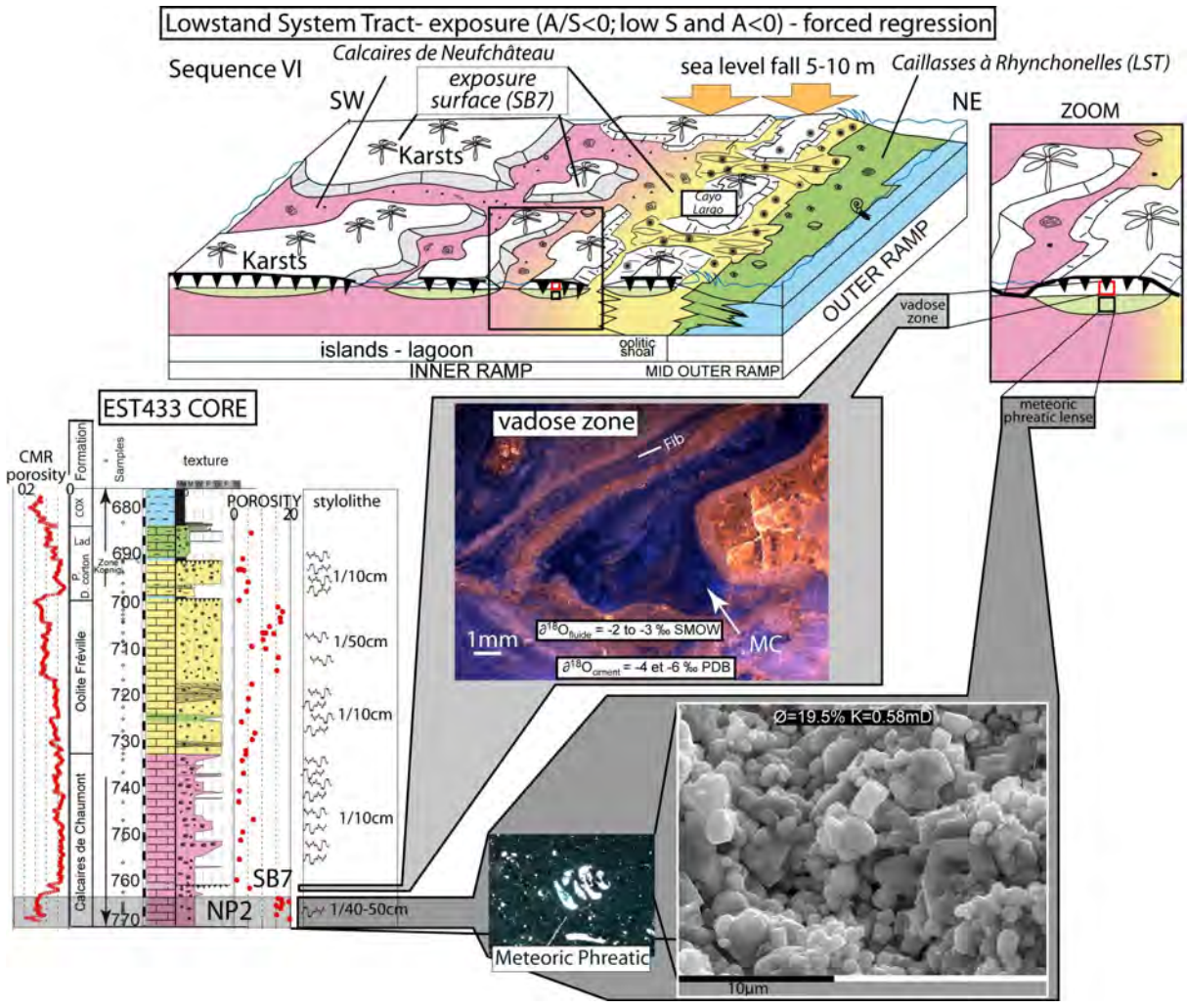


Figure V-6 : Emersion au sommet de la Séquence VI et phénomènes associés observés dans le forage EST433.

Np2 est présent sous la surface émersive SB7, caractérisée notamment par la présence de ciments microstalactitiques ayant précipité en milieu météorique vadose. Les eaux météoriques ont probablement engendrer une stabilisation minéralogique précoce de la boue micritique, n'épargnant que la LMC au détriment de la HMC et de l'aragonite. Les micrites microporeuses sont ainsi devenues moins vulnérables aux phénomènes de pression-solution (stylolites et microstylolites) qui partout ailleurs ont entraîné une diminution de l'espace intercrystallin.

Comme montré pour de nombreuses autres séries carbonatées enfouies (Purser, 1978, Javaux, 1992, Moore, 2001, Melim *et al.*, 2002, Heydari, 2003, Ehrenberg, 2006, Maliva *et al.*, 2009, Volery *et al.*, 2009), il est tentant d'établir un lien de cause à effet entre émersions intraformationnelles et présence de niveaux poreux. Trois processus sont souvent invoqués pour expliquer cette relation.

- Le premier processus invocable est le **<u>rôle mécanique</u>** joué par les ciments vadoses ou phréatiques contemporains ou immédiatement postérieurs aux émersions (Purser, 1978, Ehrenberg, 2006, Dewever *et al.*, 2007). Ces ciments rigidifient précocement le contact entre les grains et contribuent ainsi à limiter la compaction mécanique et la stylolitisation lors de l'enfouissement. Dans np1, les stylolites sont beaucoup moins fréquents que dans le reste de la formation (Figure V-5, Figure V-7), indiquant une faible compaction mécanique enregistrée dans ce niveau. La même observation peut

être réalisée dans np2, dans lequel, en moyenne un stylolite est présent tous les 50cm, alors que dans le reste de la formation des Calcaires de Chaumont, cette fréquence augmente à un stylolite tous les 5-10cm.

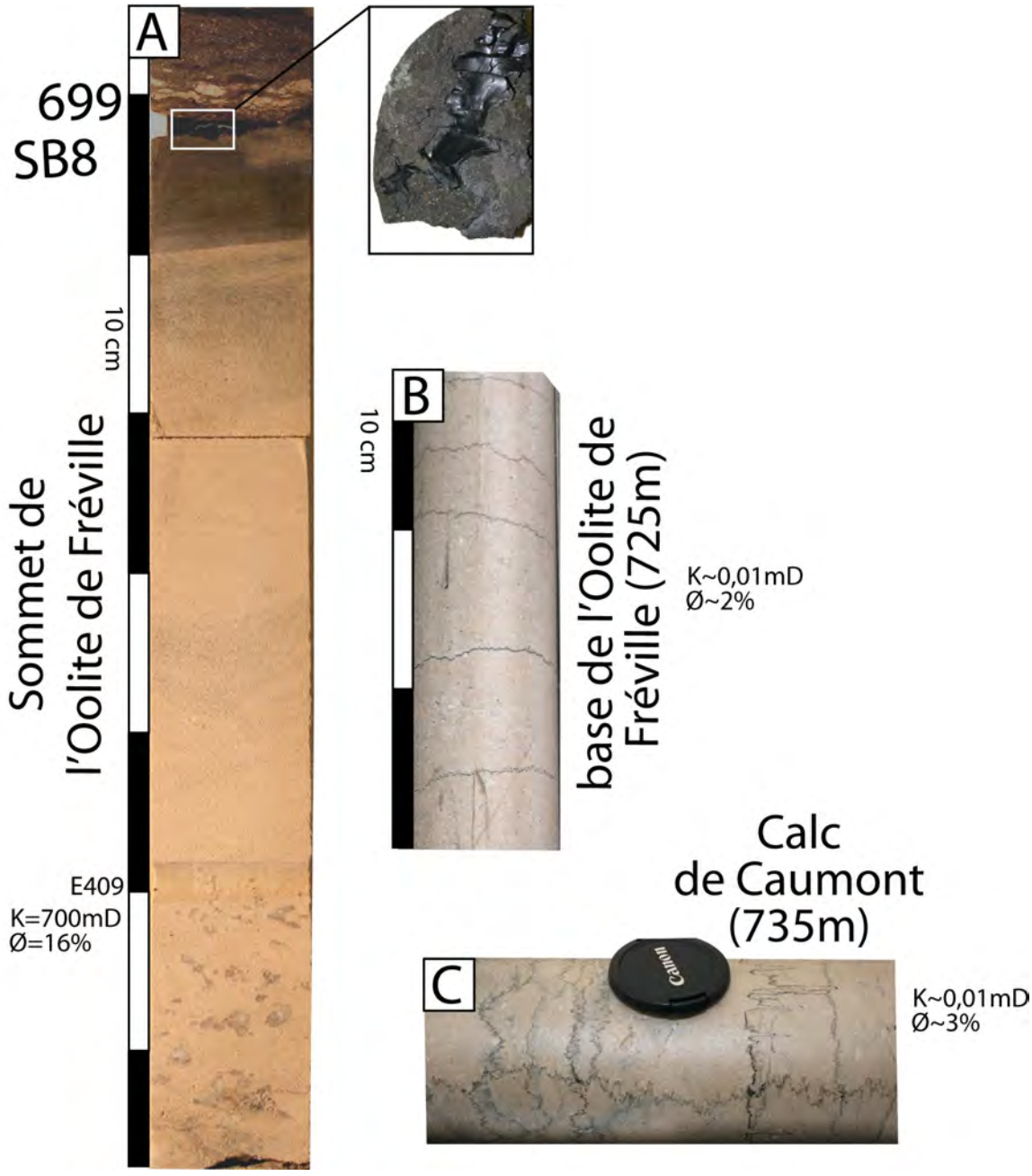


Figure V-7 : Illustration de la compaction différentielle dans le forage EST433, entre les niveaux affectés par une cimentation précoce, peu stylolitisés et ceux non affectés par une cimentation précoce, très stylolitisés.

A- Sommet du niveau poreux 1 (forage EST433). Aucun stylolite n'est présent dans ce niveau précocement cimenté (ciment en ménisques).

B- Base de l'oolite de Fréville, non cimenté précocement et affecté par des stylolites (en moyenne 1/10cm).

C- Sommet des Calcaires de Chaumont, très stylolitisé (jusqu'à 1 stylolite par centimètre).

- Le deuxième processus invocable est le rôle des **dissolutions précoces** de phases métastables (aragonite et/ou calcite magnésienne – HMC) engendrées par des fluides météoriques sous-saturés vis-à-vis des carbonates (Moore, 1989, Morse et Mackenzie, 1990, Javaux, 1992, Moore, 2001, Melim *et al.*, 2002, Dewever *et al.*, 2007). De tels fluides peuvent créer des vides moldiques et/ou des phases de dissolution de ciments précoces marins initialement en HMC ou même de LMC lorsque le fluide est très sous-saturé (Schroeder, 1969, Budd, 1984, Javaux, 1992). Ce phénomène est particulièrement développé lorsque le flux hydrologique est rapide, transportant ainsi le $CaCO_3$ dissous loin de la zone de dissolution (Moore et Reynolds, 1989, Moore, 2001). Dans le cas présent, des fluides météoriques n'ont que rarement engendré des dissolutions extensives créant de la porosité moldique et/ou caverneuse. Néanmoins, à l'échelle de la microporosité, les particules micritiques ont pu subir une dissolution partielle à l'origine des formes sub-arrondies des micrites du niveau poreux np2 (Loreau, 1972, Negra et Loreau, 1988, Budd, 1989, Lambert *et al.*, 2006, Volery *et al.*, 2009).

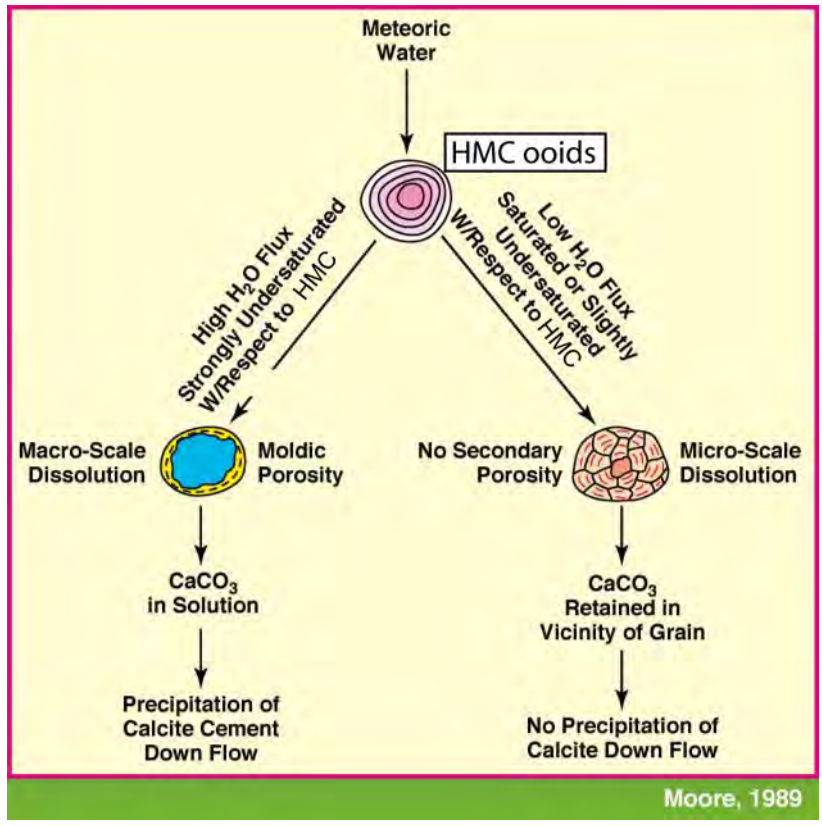


Figure V-8 : Diagramme illustrant les phénomènes (1) de dissolution et (2) de stabilisation de l'aragonite et/ou HMC (phase minérale instable) en LMC (phase minérale stable.

Ces phénomènes sont contrôlés par la vitesse du flux hydrologique et par le degré de sous-saturation du fluide vis-à-vis de l'aragonite et/ou LMC (Moore, 1989).

- Un troisième processus peut être évoqué : la stabilisation **minéralogique** de l'aragonite et/ou HMC en LMC. Le sédiment carbonaté qui était produit sur la rampe

comportait essentiellement trois «espèces » minérales : de la LMC, de la HMC et de l'aragonite biogène (Moore *et al.*, 1986, Heydari, 2003, Volery *et al.*, 2009). Les émersions syn-sédimentaires et le lessivage par des eaux météoriques sous saturées en $CaCO_3$ sont souvent responsables de la disparition (ou de la diminution) de la HMC et de l'aragonite au profit de la LMC (Hendry *et al.*, 1995, Moore, 2001, Kenter *et al.*, 2002, Melim *et al.*, 2002, Dewever *et al.*, 2007, Volery *et al.*, 2009). Ce phénomène se développe souvent en relation avec des faibles vitesses d'écoulements hydrologiques et des eaux météoriques sous-saturées vis-à-vis de la calcite magnésienne mais saturées viv-à-vis de la LMC (Figure V-8). Au cours de l'enfouissement, la LMC est la forme la plus stable, celle qui résiste le mieux aux dissolutions, recristallisations, phénomènes de pression/dissolution et à la poronécrose (Moore, 1989, Hendry *et al.*, 1995, Moore, 2001, Kenter *et al.*, 2002, Melim *et al.*, 2002, Heydari, 2003, Dewever *et al.*, 2007). Sous les surfaces d'émersion coiffant np1 et np2, plusieurs observations corroborent cette hypothèse de stabilisation minéralogique. (i) Sous les émersions, les bioclastes aragonitiques ont systématiquement été dissous et recristallisés précocement en LMC comme en témoigne la Figure III-2 (Chapitre III). (ii) dans les niveaux np1 et np2 les fragments d'échinodermes, les matrices micritiques et les cortex des oolites micritiques sont nettement moins luminescents que leurs équivalents situés au dessus ou en-dessous (Figure V-9). Dans np1, les oolites sont parfois clairement recristallisées en cristaux scalénohédraux de LMC (Figure V-9). (iii) Dans np1 et np2, les phénomènes de pression-solution sont moins nombreux que dans les niveaux sus-jacents et sous-jacents (Figure V-7). Toutes ces caractéristiques montrent que np1 et np2 ont probablement été précocement stabilisés en LMC dans des eaux oxydantes et pauvres en magnésium. Les ciments météoriques, phréatiques et vadoses, étaient eux aussi en LMC et donc minéralogiquement stables.

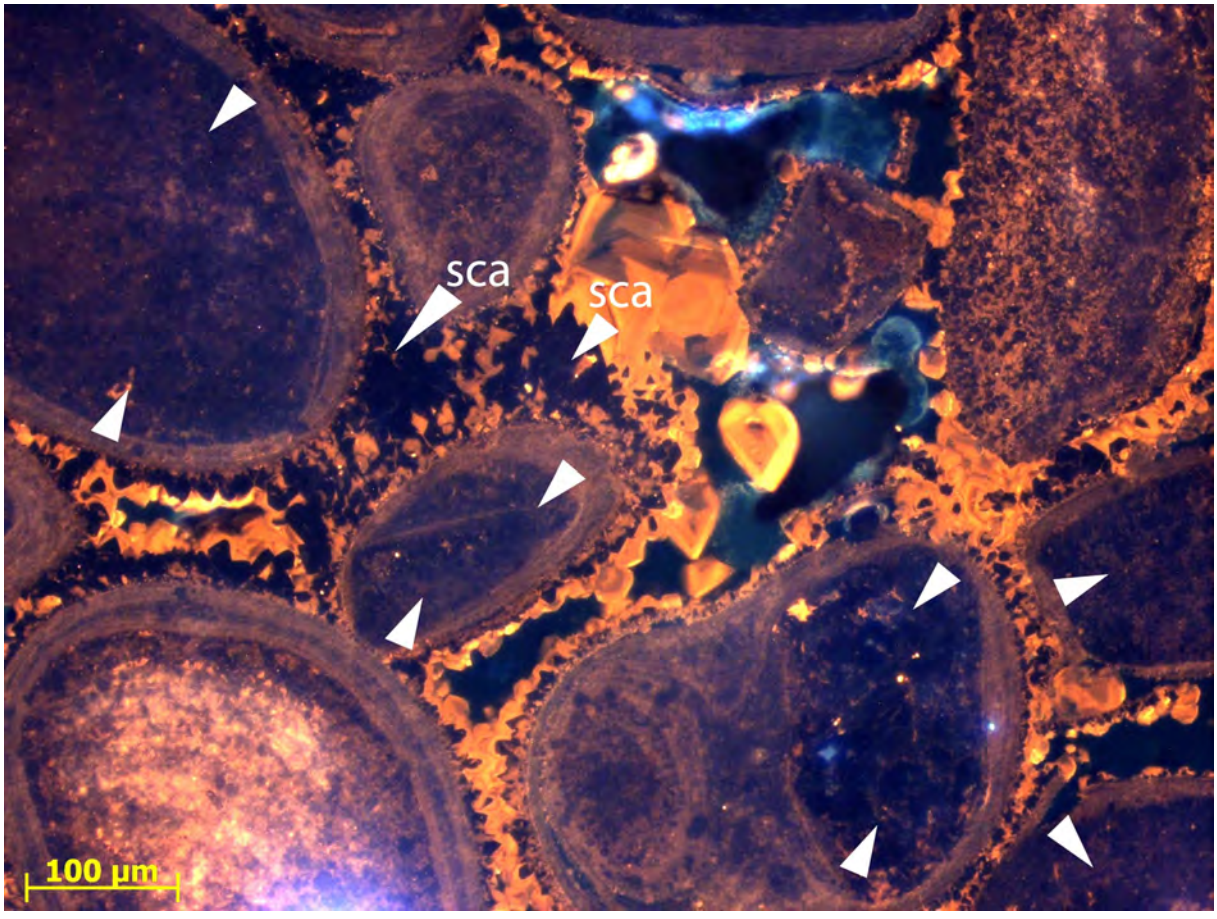


Figure V-9 : Niveau poreux 1 de l'Oolite de Fréville (Sommet de la Séquence VII, sous SB8).

Cette photo illustre le phénomène de stabilisation précoce minéralogique des oolites. Leur nucléus et leur cortex sont partiellement recristallisés par le ciment précoce non luminescent lié à l'émersion fini-bathonienne. Entre les oolites, ce ciment non luminescent permet de donner de la cohérence à l'architecture de l'échantillon. La compaction et les phénomènes de pression-dissolution sont très limités dans np1.

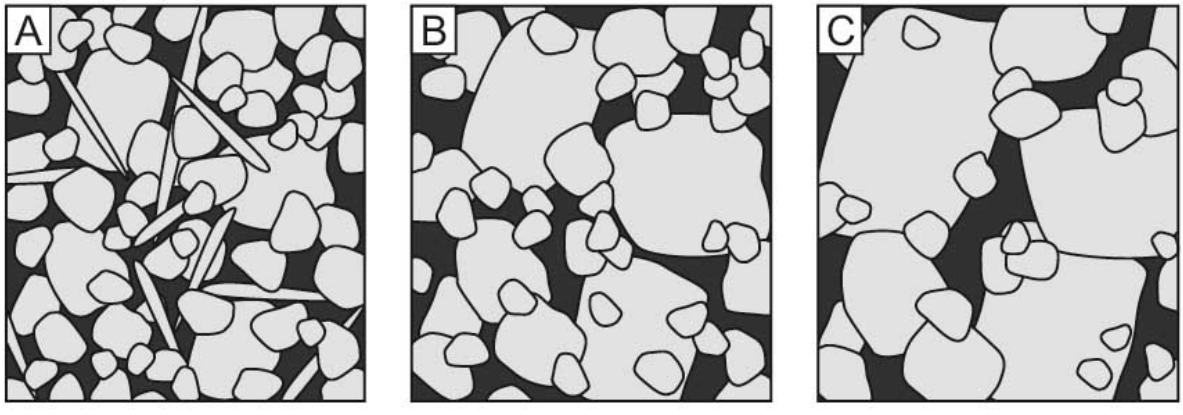


Figure V-10 : Illustration du processus de stabilisation précoce de micrite en LMC dans une lentille phréatique météorique, sous-saturée vis-à-vis de l'aragonite et de la HMC, mais saturée vis-à-vis de la LMC (Volery *et al.*, 2009).

A- Etat initial : micrite HMC, et cristaux allongés aragonitiques provenant de la désagrégation de bioclastes aragonitiques. B- Stade intermédiaire de dissolution-reprécipitation. Les cristaux micritiques en HMC et aragonite sont dissous par les fluides sous-saturés vis-à-vis de l'aragonite et de la HMC et reprécipitation in situ de cristaux stables en LMC. C- Stade final de stabilisation, les micrites présentent une forme sub-arrondie à micro-rhombique, aujourd'hui observée dans np2.

Acquises précocement, les conditions idéales, communément observées dans le développement de niveaux réservoirs (i.e. stabilité minéralogique et cohérence mécanique), sont donc réunies dans l'Est du Bassin de Paris. En effet, l'intrusion de fluides météoriques syn-sédimentaires a probablement été un facteur clef contrôlant la genèse des deux niveaux poreux (oolitique et micritique) repérés dans EST433. La stabilisation minéralogique précoce semble être un processus déterminant et essentiel, favorisant le développement et la pérennité des propriétés réservoir au cours de la diagenèse d'enfouissement.

Le rôle des émersions intraformationnelles n'explique pourtant pas tout. SB7 et SB8 ne sont pas les seules surfaces à avoir subit une émersion synsédimentaire. Dans le forage EST433, SB5 et SB6 ont également enregistré des épisodes émersifs. Pourtant, dans le secteur d'étude, elles ne coiffent pas de niveaux poreux connus.
Une explication à cette différence pourrait en partie être attribuée à la durée et à l'extension de ces émersions antérieures, et/ou la moindre intensité des précipitations météoriques. Toutefois, un examen attentif des horizons situés sous SB5 et SB6 montre qu'ils sont surtout cimentés par les sparites d'enfouissement Bc1 et Bc2, beaucoup moins abondantes dans np1 et np2. L'influence différentielle des cimentations mésogénétiques est présumée et va maintenant être discutée.

3. Quels facteurs ont pu limiter la cimentation/compaction dans np1 et np2 au cours de l'enfouissement ?

Des textures calcarénitiques et une diagenèse météorique favorables ne suffisent pas à expliquer le colmatage très limité de np1 et np2 par les sparites de blocages (Bc1, Bc2 et Bc3) lors de l'enfouissement. En effet, à la différence de np1 et np2, les autres niveaux calcaires (Bajocien) ont été totalement cimentés lors de la diagenèse d'enfouissement, comprenant également les niveaux sous la surface émersive SB5. Il faut par conséquent considérer les phénomènes qui ont pu protéger np1 et np2 d'une cimentation complète au cours de l'enfouissement. Trois de ces phénomènes sont ici envisagés et discutés.

3.1 La macroporosité intergranulaire dans certains faciès granulaires du Dogger a-t-elle été temporairement occupée par de la halite ou des sulphates qui auraient été ultérieurement dissous ?

Après leur dépôt, il arrive que des sédiments calcarénitiques soient affectés par des circulations de fluides sursaturés vis-à-vis de la halite ou des sulphates (gypse ou anhydrite principalement). Leur porosité intergranulaire peut alors être obturée par l'une ou l'autre de ces phases minérales (Scholle et Ulmer-Scholle, 2003). Si ces colmatages sont maintenus au cours de l'enfouissement, les effets de la compaction mécanique et physico-chimique seront alors relativement limités. A l'occasion d'une phase de fracturation et/ou d'une exhumation de la série, les sulfates ou la halite peuvent être ensuite dissous par des circulations de fluides

météoriques qui libèrent ainsi une porosité secondaire dans l'espace intergranulaire. Ce processus, parfois évoqué pour la genèse de certains réservoirs pétroliers (Scholle et Ulmer-Scholle, 2003), a-t-il pu contribuer à la genèse de faciès poreux dans le Dogger du secteur d'étude ?

D'un point de vue paléo-environnemental, il n'est pas exclu que des milieux évaporitiques aient pu exister sur la rampe carbonatée du Dogger de la ZT. Des pseudo-morphoses d'évaporites sont par exemple mentionnées dans le Bajocien et le Bathonien des pourtours du Massif Central (Durlet *et al.*, 2000) et, dans une moindre mesure, sous certaines surfaces d'émersion du Bajocien et du Bathonien du Bassin de Paris (Javaux, 1992, Durlet, 1996). Le problème est que dans les calcarénites les traces d'anciens colmatages évaporitiques sont très difficiles à déceler. Parfois, des faces planes ou légèrement courbes affectant la périphérie des allochems peuvent être observées. Elles sont liées à « l'adossement » des cristaux évaporitiques sur la périphérie des allochems.
Dans np1 et dans np2, de telles traces ne sont pas observées. Cependant, dans le forage EST210, un grainstone oobioclastique de moins d'un mètre d'épaisseur, situé au sein de la Séquence V (Bathonien) présente une macroporosité relativement élevée (jusqu'à 15%) en partie liée à des pores intergranulaires montrant quelques parois rectilignes ou sub-rectilignes (Figure V-11). Ce niveau semble correspondre au dépôt d'une lentille oolitique en domaine de lagon protégé, probablement relié à des phénomènes autocycliques (*washover*), et ne correspond pas à une limite de Séquence. Son extension latérale est probablement très limitée. La présence d'une cimentation précoce météoritique n'est pas décelée. L'analyse sédimentologique montre que les niveaux sus-jacents présentent des voiles microbiens, des faciès boueux à *bird eyes*, à oncolites, qui témoignent de milieux intertidaux, sub-émersifs. Une minéralisation de sulfates a donc pu s'y développer, entravant localement la précipitation de Bc1, Bc2 et Bc3. Si ces sulfates ont existé, ils pourraient avoir été dissous lors de la phase de fracturation de l'Oligocène.
Il convient néanmoins de remarquer que la dolomite D2 est très abondante dans ce niveau. Peut-être est-ce sa dissolution ponctuelle qui a créé les macropores à faces planes ?

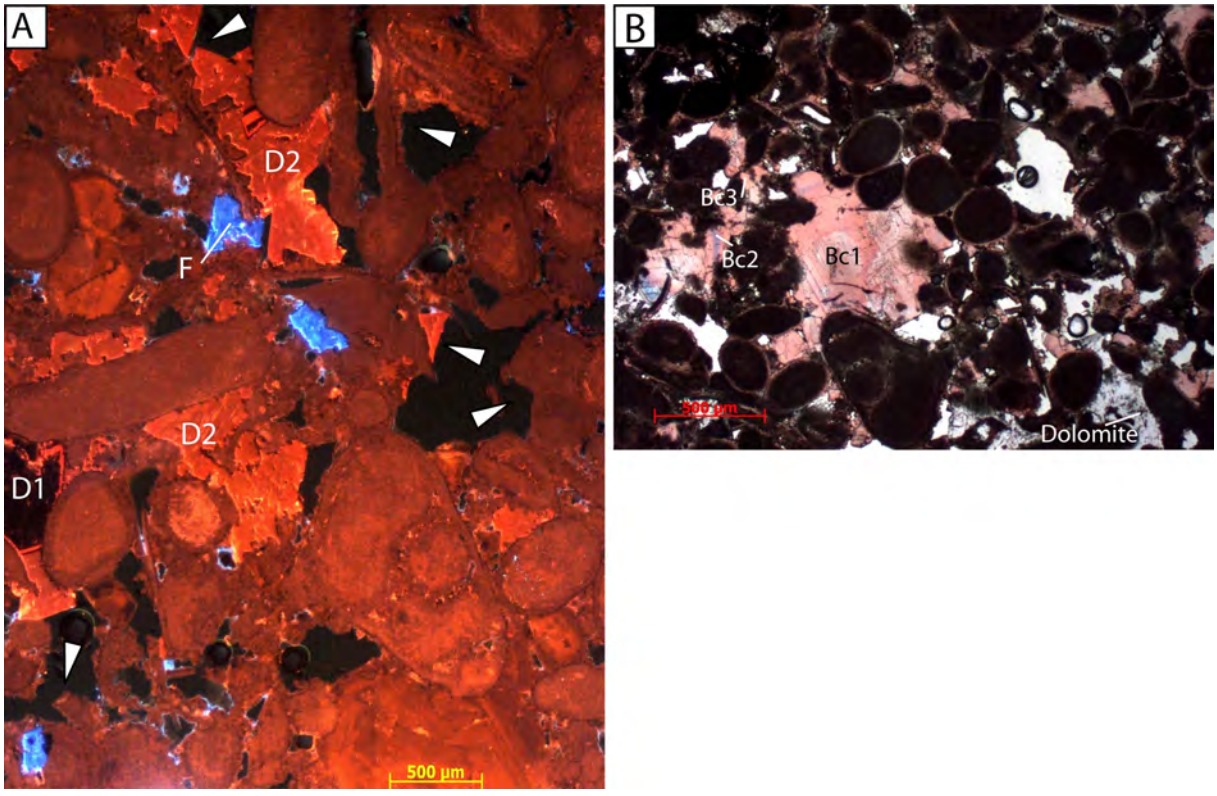


Figure V-11 : Grainstone oobioclastique macro-poreux dans le forage EST210 (échantillon E027).

A- L'espace interparticulaire de ce grainstone oobioclastique est cimenté par de la dolomite (D1 + D2) et de la fluorine, les sparites de blocage Bc1, Bc2 et Bc3 sont très peu développées. Les parois rectilignes de certains pores (flèches) évoquent la dissolution d'une phase minérale métastable qui occupait l'espace intergranulaire.

B- Ce même grainstone a été localement cimenté par un ciment isopaque marin non ferreux, (nfES). Même limitées, les phases de sparite de blocage Bc1, Bc2 et Bc3 peuvent etre observées.

3.2 Des accumulations de gaz sous SB7 et SB8 (maintenant vidangées) ont-elles limité la cimentation sparititique et la pression-dissolution lors de l'enfouissement ?

La présence de gaz et/ou d'hydrocarbure peut inhiber le développement de ciment lors de l'enfouissement et favoriser la conservation des propriétés réservoirs au cours du temps (Worden et Heasley, 2000). Des traces de gaz d'hydrocarbure ont récemment été mises en évidence dans les argilites callovo-oxfordiennes de Bure (Prinzhofer *et al.*, 2009). Ces gaz pourraient provenir des roches mères charbonneuses du Stéphanien présentes dans les couches sous-jacentes. Les gaz auraient migré par diffusion jusque dans les argilites (Prinzhofer *et al.*, 2009). A une trentaine de kilomètres au nord-ouest de Bure (Trois-Fontaines), un gisement de gaz est présent dans les réservoirs triasiques, représentant environ 60% du gaz produit aujourd'hui dans le Bassin de Paris (Wendebourg et Lamiraux, 2002). Ce gaz trouve son origine dans la maturation de roches mères stéphaniennes. La migration des gaz est dans ce cas reliée à la présence d'un accident majeur situé à l'aplomb du réservoir (Faille de la Marne).

A Bure, la possible présence de gaz à un moment donné et sa disparition ultérieure (diffusion dans les argilites, dismigration *via* les fractures par exemple à l'Oligocène) est donc à prendre

en considération. Dans np1 et np2, la présence des sparites Bc1, Bc2 et Bc3, même en quantité négligeable, suggère que la précipitation de ciment de blocage est possible et ne semble pas complètement inhibée. De plus, aucun accident majeur ne se trouve à proximité immédiate du forage EST433, écartant l'hypothèse d'un possible transfert de gaz en quantité importante vers le réservoir du Dogger. Cette hypothèse d'inhibition de cimentation par la présence de gaz ne semble donc pas à retenir. Même en quantités très faibles, l'origine des gaz et particulièrement leur migration vers les argilites restent énigmatiques (Prinzhofer *et al.*, 2009). Les nouvelles données acquises lors de la dernière campagne de forages sur la zone de transposition Andra (ZT) peuvent apporter quelques indications sur leur migration. Le forage EST452, situé à quelques kilomètres de Trois-Fontaines présente deux niveau poreux dans le sommet du Bathonien, similaires à ceux du forage EST433. Dans le cas d'une continuité de ces niveaux poreux, de très faibles quantités de gaz ont pu circuler dans ces drains, diffusant ensuite dans les argilites du centre de la ZT. Même spéculative, cette hypothèse pourrait expliquer les traces de gaz récemment mises en évidence dans les argilites par Prinzhofer *et al*., (2009).

3.3 np1 et np2 ont-ils été tenus à l'écart des paléo-circulations aquifères qui, au cours du Crétacé et du Cénozoique, ont acheminé les ions carbonates et Ca^{++} à l'origine des sparites Bc1, Bc2 et Bc3 ?

a. Circulations du Crétacé inférieur

Les recharges en eaux météoriques durant le Crétacé semblent avoir joué un rôle crucial sur le développement extensif des sparites de blocage (Bc1 et Bc2) dans l'Est du Bassin de Paris (Brigaud *et al*., 2009c). Le modèle stratigraphique issu de l'étude sédimentologique entre Langres et le Nord de la Lorraine est intégré sur une coupe entre la zone probable de recharge au Crétacé, située vers le Luxembourg, et le site Andra (Figure V-12). Cette coupe montre la position au Crétacé inférieur des Marnes à Rhynchonelles. Cette position a pu perturber ou empêcher les recharges en eaux météoriques dans les niveaux bathoniens actuellement poreux (Calcaire de Chaumont et Oolite de Fréville ; Figure V-12).
Cette hypothèse de non-recharge météorique dans le sommet des calcaires bathoniens peut donc expliquer le sous-développement des ciments de blocage Bc1 et Bc2 dans np1 et np2, contrairement aux niveaux situés plus bas dans la série et donc non protégés par l'écran latéral des Marnes à Rhynchonelles.

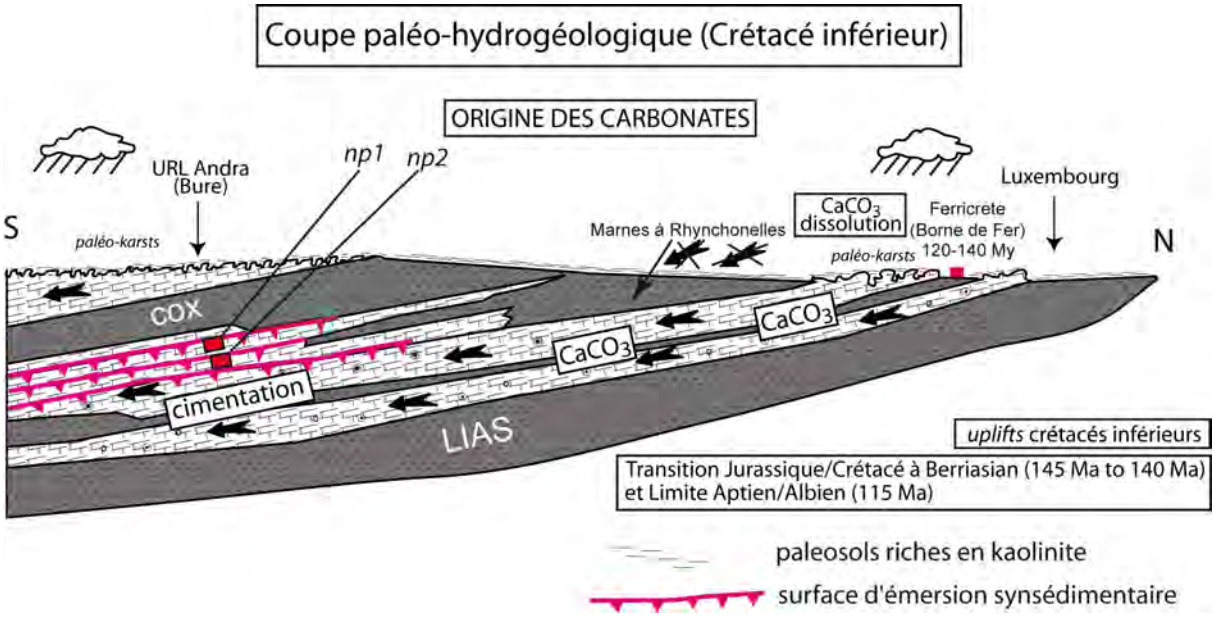


Figure V-12 : Coupe ZT Andra – Luxembourg, illustrant les possibles recharges météoriques au Crétacé inférieur.

Durant cette période, des recharges météoriques ont causé (1) une karstification du Dogger sur la marge nord du bassin et (2) des cimentations des calcaires du Bajocien et du Bathonien basal. Les sédiments bathoniens de np1 et np2 auraient été protégés de ces circulations météoriques par l'écran latéral des Marnes à Rhynchonelles.

Les Calcaires de Chaumont et/ou de Neufchâteau sont majoritairement boueux (mudstone à packstone), mais de rares et minces niveaux grainstones, surtout présents dans la partie basale des Calcaires de Chaumont, apparaissent pourtant peu poreux et très cimentés. Leur observation montre l'absence d'une cimentation précoce et l'abondance de la compaction et des processus de stylolitisations (Figure V-13A). Même dans une zone marquée par l'absence de recharges météoriques, les mécanismes de compactions et de pression-solutions semblent suffisant pour alimenter en $CaCO_3$ et donc pour cimenter les rares horizons grainstones très localisés dans les Calcaires de Chaumont.

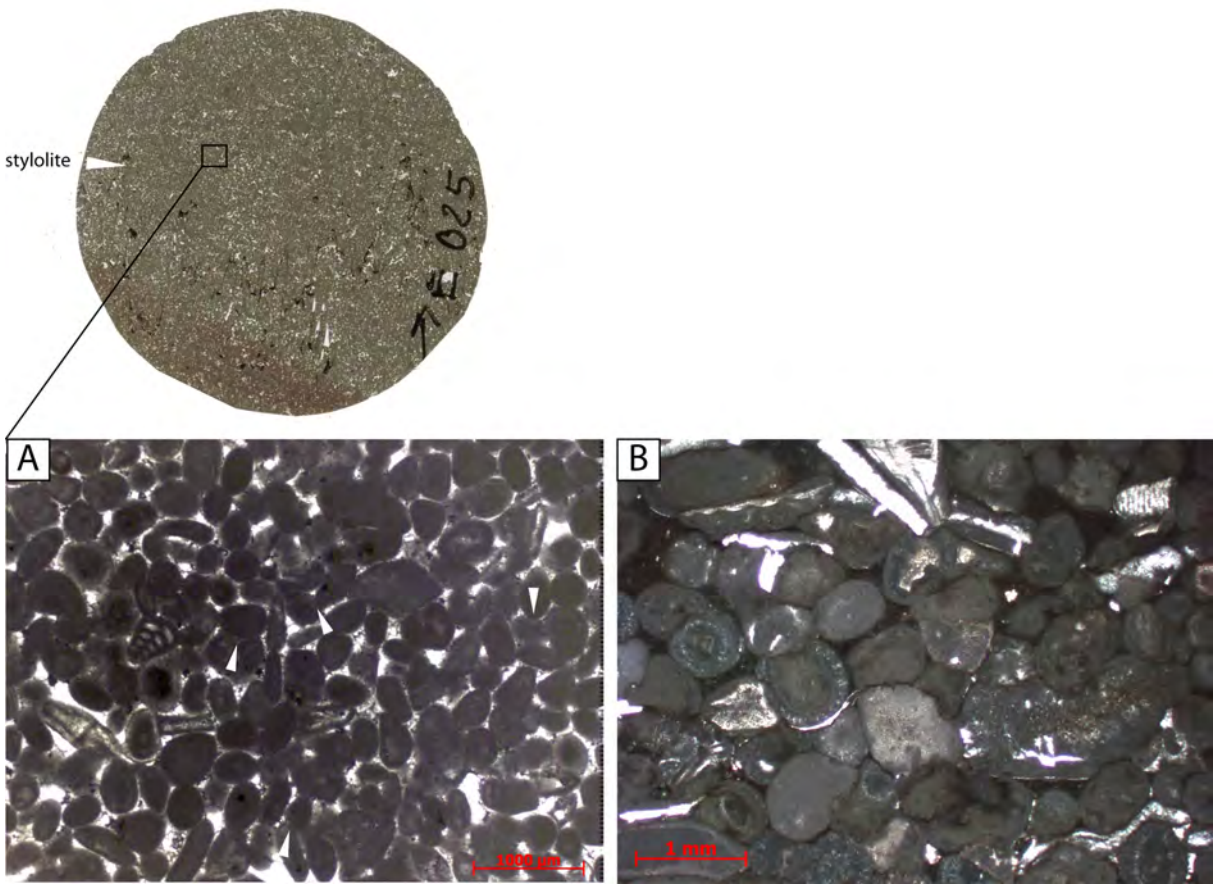


Figure V-13 : Compaction dans le forage EST210.

A- Grainstone à peloïdes et Miliolina intensément compacté. Les flèches indiquent quelques sutures entre les grains. La section de *plug* montre un stylolite de plusieurs centimètres de hauteur (échantillon E025, Calcaires de Chaumont, forage EST210).

B- Intense compaction d'un sédiment oobioclastique qui avait initialement une texture grainstone (échantillon E082, Oolite miliaire inférieure, forage EST210)

b. Circulations cénozoiques

Un modèle de recharge de l'aquifère triasique à partir des bordures du Bassin de Paris, et sa remontée au travers des aquifères sus-jacents a été proposé par Matray *et al*., (1994) pour le Bassin de Paris. Ce modèle est basé sur des analyses géochimiques des eaux de formations actuelles de ces deux aquifères. Dans le centre du Bassin de Paris, un tel mélange a pu se produire durant la période extensive oligocène *via* les réseaux de fractures (Matray *et al.*, 1989, Matray *et al.*, 1994, Worden et Matray, 1995, Matray et Chery, 1998). Cette période pourrait correspondre au développement de ciments de blocages calcitiques et de dolomites baroques dans le centre du Bassin de Paris (Matray *et al.*, 1989, Worden et Matray, 1995).

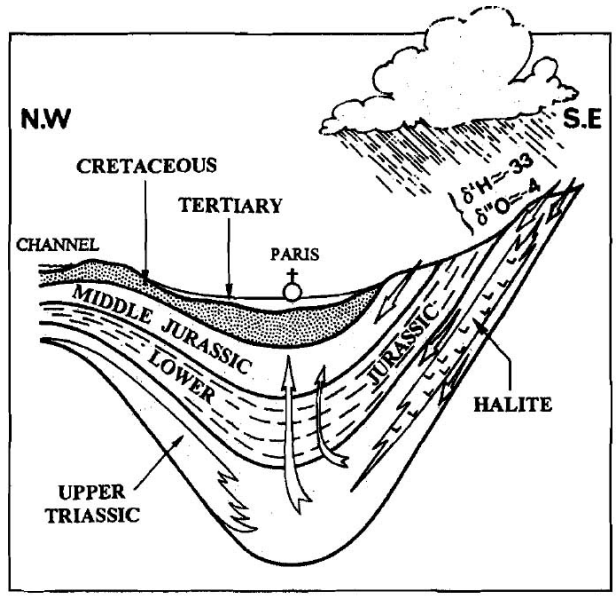


Figure V-14 : Modèle hydrologique des eaux profondes du Bassin de Paris (Matray *et al.*, 1994).

Durant le Cénozoïque, et particulièrement durant l'extension oligocène, des structures se mettent en place dans l'Est du Bassin de Paris, comme par exemple les fossés d'effondrement de Gondrecourt-le-Château ou de Joinville (André, 2003, Elion *et al.*, 2005, Bergerat *et al.*, 2007). Pendant le jeu normal de ces accidents, des circulations hydrologiques peuvent se mettre en place (Maes, 2002, André, 2003, Buschaert *et al.*, 2004). Dans le secteur d'étude de l'Andra, une relation entre fracturation, circulations hydrologiques et cimentation des calcaires a été mise en évidence par les signatures isotopiques ($\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) des ciments remplissant les fractures et des eaux de formations (Buschaert, 2001, Maes, 2002, André, 2003, Buschaert *et al.*, 2004, Giannesini, 2006).
Les niveaux bathoniens non affectés par les cimentations crétacées présentaient des caractéristiques pétrophysiques favorables aux développements des cimentations tardives. Les observations pétrographiques montrent que les phases tardives comme la dolomite baroque D2, la troisième génération de calcite de blocage (Bc3), et la fluorite sont presque uniquement développées dans les grainstones bathoniens restés probablement poreux après les phases de cimentations crétacées (notamment dans np1 et np2). Ces phases tardives se mettent en place dans les niveaux qui ne sont donc pas complètement obturés par les calcites de blocage Bc1 et Bc2. Par exemple, la calcite de blocage Bc3 obture les fractures probablement oligocènes et comble une partie de l'espace intergranulaire dans les calcaires de Chaumont. La fluorine est présente avec la dolomite D2 dans le niveau poreux 2, du sommet de la Séquence VI. Cependant, même présentes, ces cimentations sparitiques (Bc3) ne colmatent pas pour autant l'intégralité de la porosité résiduelle. Plusieurs facteurs peuvent être évoqués pour illustrer cette cimentation limitée dans les niveaux poreux bathoniens durant cette phase oligocène.

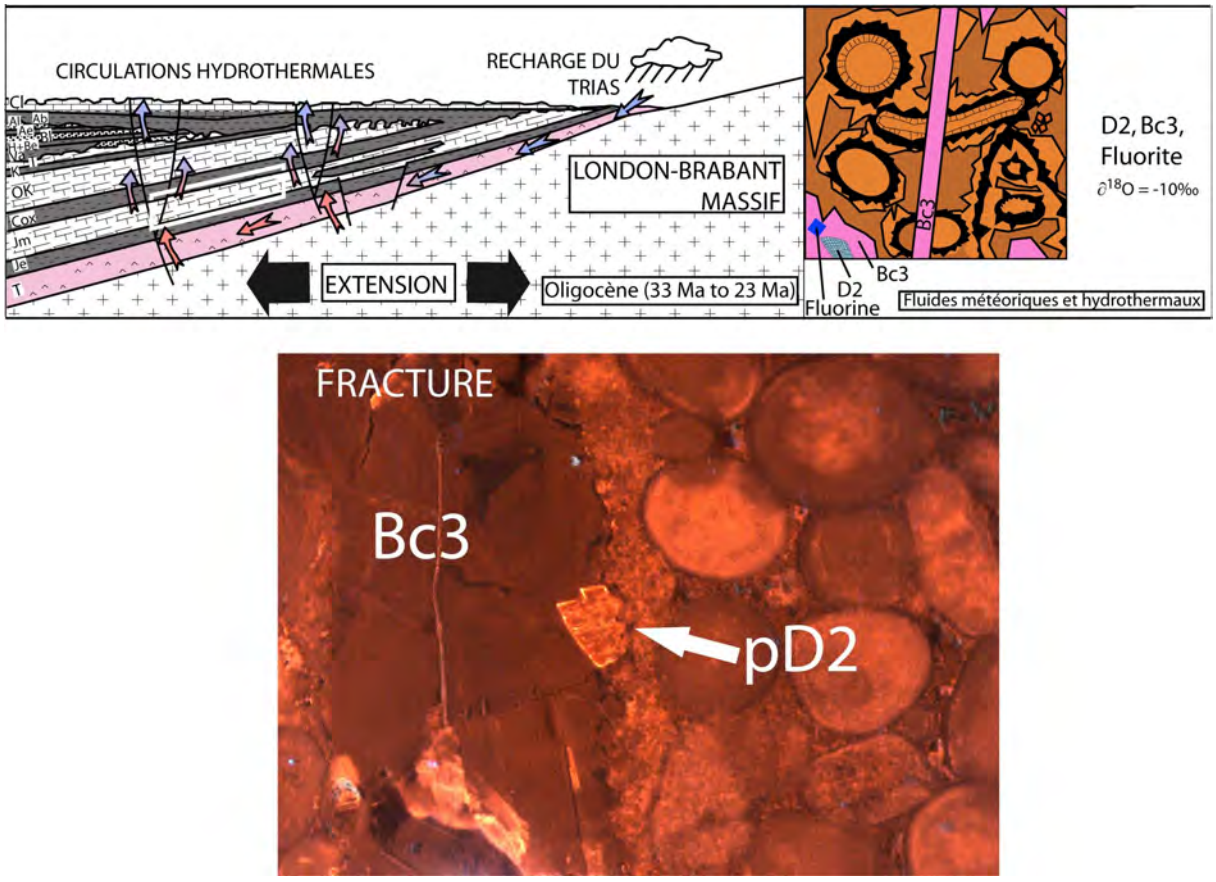


Figure V-15 : Modèle de fracturation et de cimentation liées à l'extension oligocène et à la remontée de fluides hydrothermaux.

Le cliché montre les dernières phases de dolomite (pD2) et de calcite (Bc3) obturant une fracture. Le $\delta^{18}O$ mesuré dans Bc3 (-9,9 ‰ à -10,6 ‰ PDB) est proche de celui mesuré par Buschaert (2004) dans des sparites similaires du fossé oligocène de Gondrecourt.

- les fractures connues pouvant favoriser les recharges hydrothermales des calcaires du Dogger sont relativement éloignées du forage EST433 (plus d'une dizaine de kilomètres), et ne sont peut-être pas systématiquement connectées avec les drains du Bathonien, limitant ainsi les recharges hydrologiques dans ces calcaires.

- les fractures et ou fissures verticales sont probablement étroites, et n'offraient que peu de volume favorable à des recharges de grande ampleur des aquifères du Bathonien.

D'après le modèle stratigraphique et le modèle diagénétique (émersions crétacées), les calcaires du Bajocien représentés par les Calcaires à polypiers et l'Oolite milaire (1) ne présentent pas de niveau poreux, (2) sont directement soumis aux recharges météoriques possibles et alimentés en $CaCO_3$ lors de l'émersion du Crétacé inférieur et (3) sont presque uniquement cimentés par les seules sparites Bc1 et Bc2 (Brigaud *et al.*, 2009c). Ces calcaires ont probablement acquis leurs propriétés pétrophysiques actuelles dès le Crétacé inférieur, soit environ 60Ma après leur dépôt.

Les calcaires du Bathonien (1) présentent deux niveaux poreux et (2) ne sont probablement pas alimentés en eaux météoriques sursaturées en $CaCO_3$ lors des

émersions du Crétacé inférieur. L'impossibilité de mise en charge hydraulique de ces Calcaires bathoniens au cours des émersions crétacées pourrait expliquer le développement très limité des sparites correspondantes (Bc1 et Bc2). Dans les niveaux bathoniens, seuls les phénomènes de pression-solution peuvent fournir du $CaCO_3$ colmatant les rares niveaux grainstones potentiellement poreux après le dépôt. Les circulations hydrologiques cénozoïque, liées à l'extension oligocène, sont mises en évidence mais semblent insuffisantes à un colmatage des niveaux restés poreux après les phases de cimentations crétacées.

4. Que peut-on observer et prédire sur l'extension et la perméabilité des niveaux np1 et np2 ? - *Exploitation des données sismiques*

4.1 Reconnaissance des niveaux poreux sur les lignes sismiques passant par le forage EST433

Comme montré dans le chapitre IV, les deux horizons poreux sont discernables sur une portion de la ligne sismique 07EST03. Sur l'intégralité de cette même ligne, les deux niveaux poreux sont encadrés par les réflecteurs b, c, d et e (voir Chapitre IV). Ces réflecteurs sont également identifiables sur l'intégralité de la ligne sismique 07EST10. Les changements d'intensité des réflecteurs pourraient être interprétés en termes de changements de porosité. Cette approche suggère donc que les niveaux poreux np1 et np2 sont relativement continus à l'échelle de la zone de transposition.

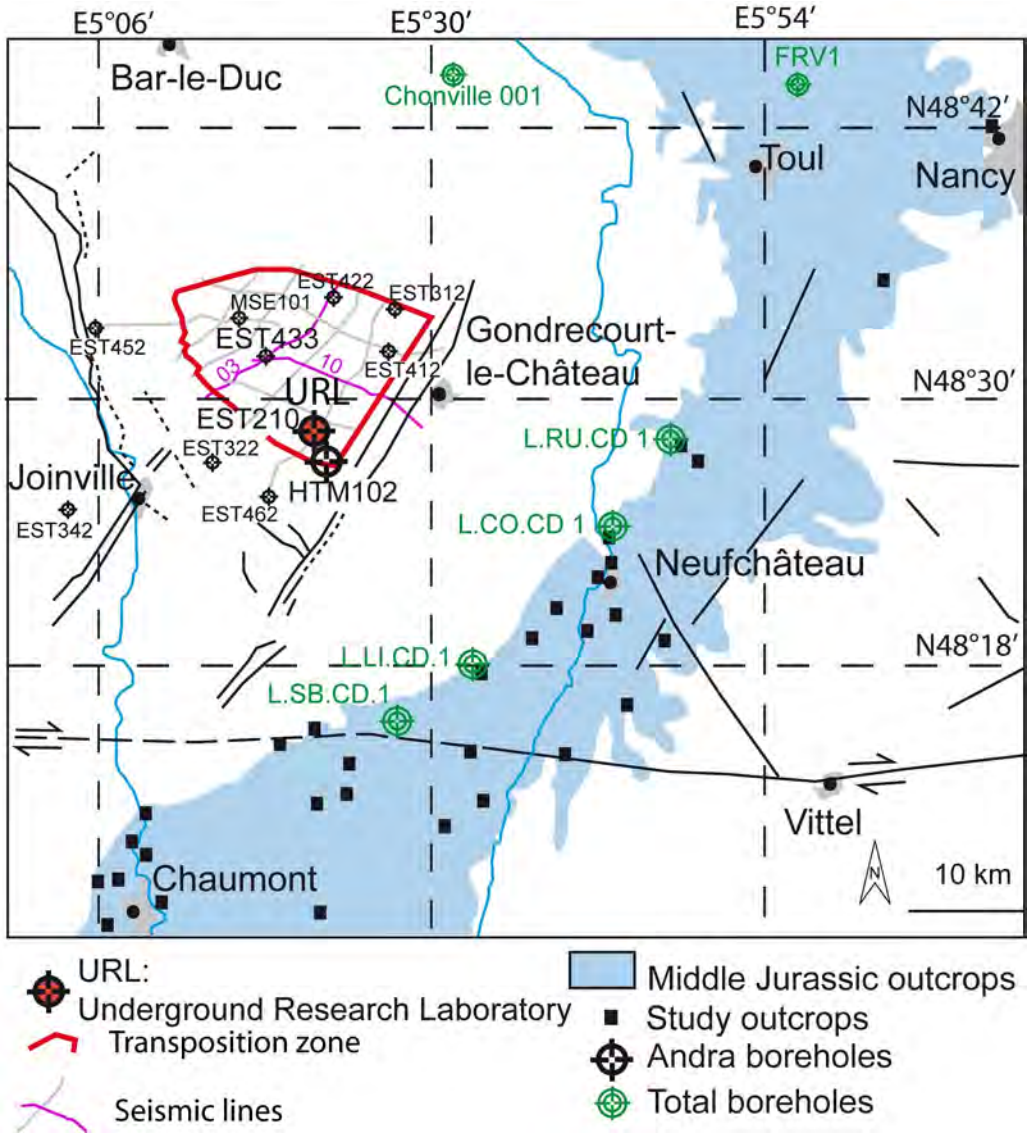


Figure V-16 : Carte de situation des forages atteignant le Dogger intégrant les 5 nouveaux forages (EST412, EST422, EST433, EST452 et EST462) et lignes sismiques effectués dans le cadre du programme RZT (Reconnaissance de la zone de transposition).

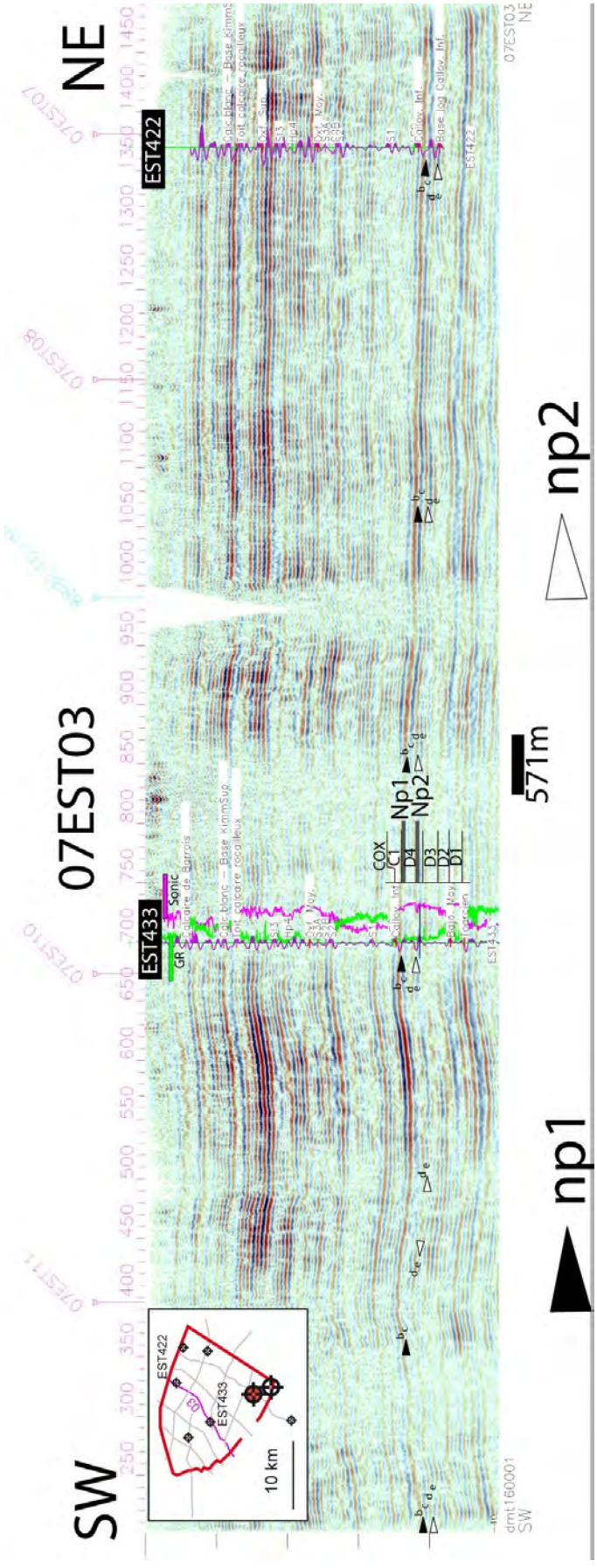


Figure V-17 : Ligne sismique 07EST03. Sur cette ligne sismique np1 et np2 semblent relativement continus.

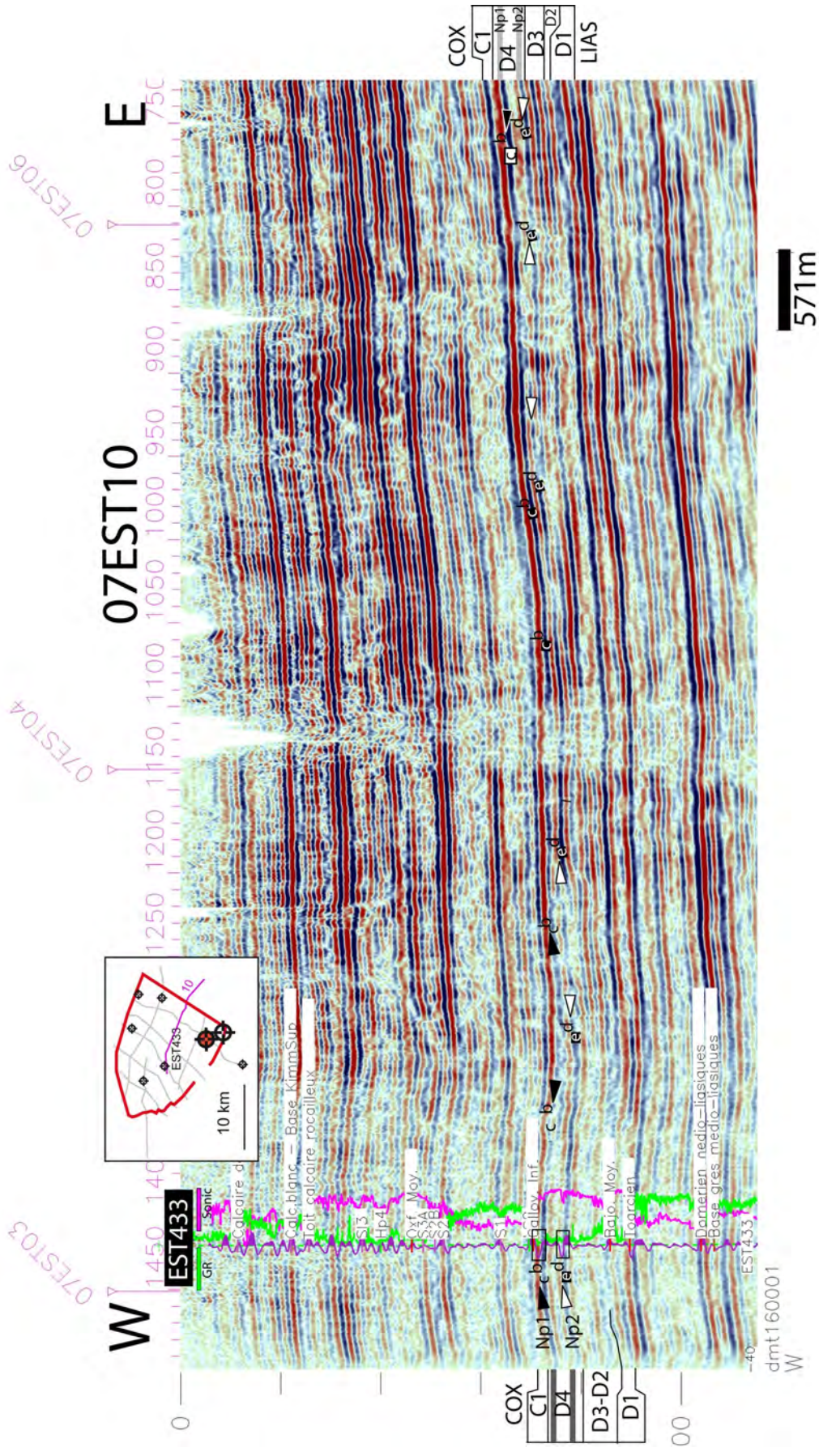


Figure V-18 : Ligne sismique 07EST10 passant par le forage EST433.

4.2 Relation impédance-porosité

Certaines lignes sismiques (la ligne 07EST02 par exemple) ont été traitées en impédance par le Beicip-Franlab (Cuilhé *et al.*, 2008). Ce traitement permet d'estimer la porosité à partir des données sismiques. La ligne 07EST02 (Figure V-19) permet de mettre en évidence les différentes impédances acoustiques des roches. Les grands ensembles sédimentaires peuvent être différenciés: Lias, Dogger, argiles du COX, Malm (Figure V-19). Le Dogger est facilement distinguable avec des impédances très fortes (zone violette - > 14 000 m/s. g/cm3). Les Marnes de Longwy sont aisément visibles, avec des valeurs d'impédances inférieures à 10 000 m/s . g/cm3.

a. Apport des données plugs

L'analyse des vitesses acoustiques (Vp), densité et porosité sur environ 250 *plugs* issus du Dogger calcaire des forages Andra permet de calibrer la porosité à partir des valeurs d'impédance. En effet, l'impédance étant le produit de la [densité] x [Vp], une relation impédance-porosité (Figure V-20) permet donc d' « inverser » certains profils en termes de porosité. Les impédances acoustiques des marnes peu poreuses (<5%) étant similaires aux impédances des calcaires poreux (>15%), cette inversion doit intégrer ce biais en inversant uniquement des unités à lithologie homogène (calcaires). La Figure V-20 montre que les calcaires poreux (>15%) ont des impédances variant de 8 000 à 13 000 m/s . g/cm^3. L'impédance acoustique de np1 (8 000 à 11 000 m/s . g/cm^3) est plus faible que celle de np2 (11 000 à 13 000 m/s . g/cm^3) ; (Figure V-20). Les impédances 'plugs' (Figure V-20) peuvent être mises en relation avec celles déduites de la ligne sismique 07EST02 (Figure V-19).

Dans la partie sommitale du Dogger calcaire, un niveau présentant des impédances faibles (de 9 000 à 11 000 m/s . g/cm3, couleur jaune) peut être reconnu. Il apparaît assez continu latéralement (Figure V-19). De telles valeurs sont cohérentes avec les impédances 'plugs' et une porosité estimée pouvant osciller entre 15 % et 20 % (Figure V-20). Le forage MSE101 passant à proximité de cette ligne montre des porosités CMR comprises entre 15 et 20%, confirmant la possible détection de np1 sur cette ligne traitée en impédance acoustique (Figure V-20). La résolution de la sismique étant de 15 m dans le Dogger calcaire (Cuilhé *et al.*, 2008), ce niveau poreux d'une épaisseur de 15-20m est donc à l'échelle de la résolution de la sismique, et semble être reconnu sur ce profil traité en impédance.

Un deuxième niveau présentant des impédances plutôt faibles est également visible sur la ligne 07EST02. Cependant, il présente des impédances plus importantes que le précédent (entre 11 000 et 13 000 m/s . g/cm3, couleur orangée-rouge) et semble également continu sur cette ligne sismique (Figure V-19). Les mesures effectuées sur *plugs* montrent également que ces impédances sont cohérentes avec les impédances mesurées sur les plugs provenant de np2, marquées par une microporosité importante dans un calcaire majoritairement micritique (Figure V-20). Ce niveau pourrait donc correspondre au niveau poreux (np2). Etant à la limite de la résolution de la sismique, seuls les endroits où il est suffisamment épais sont potentiellement reconnaissables.

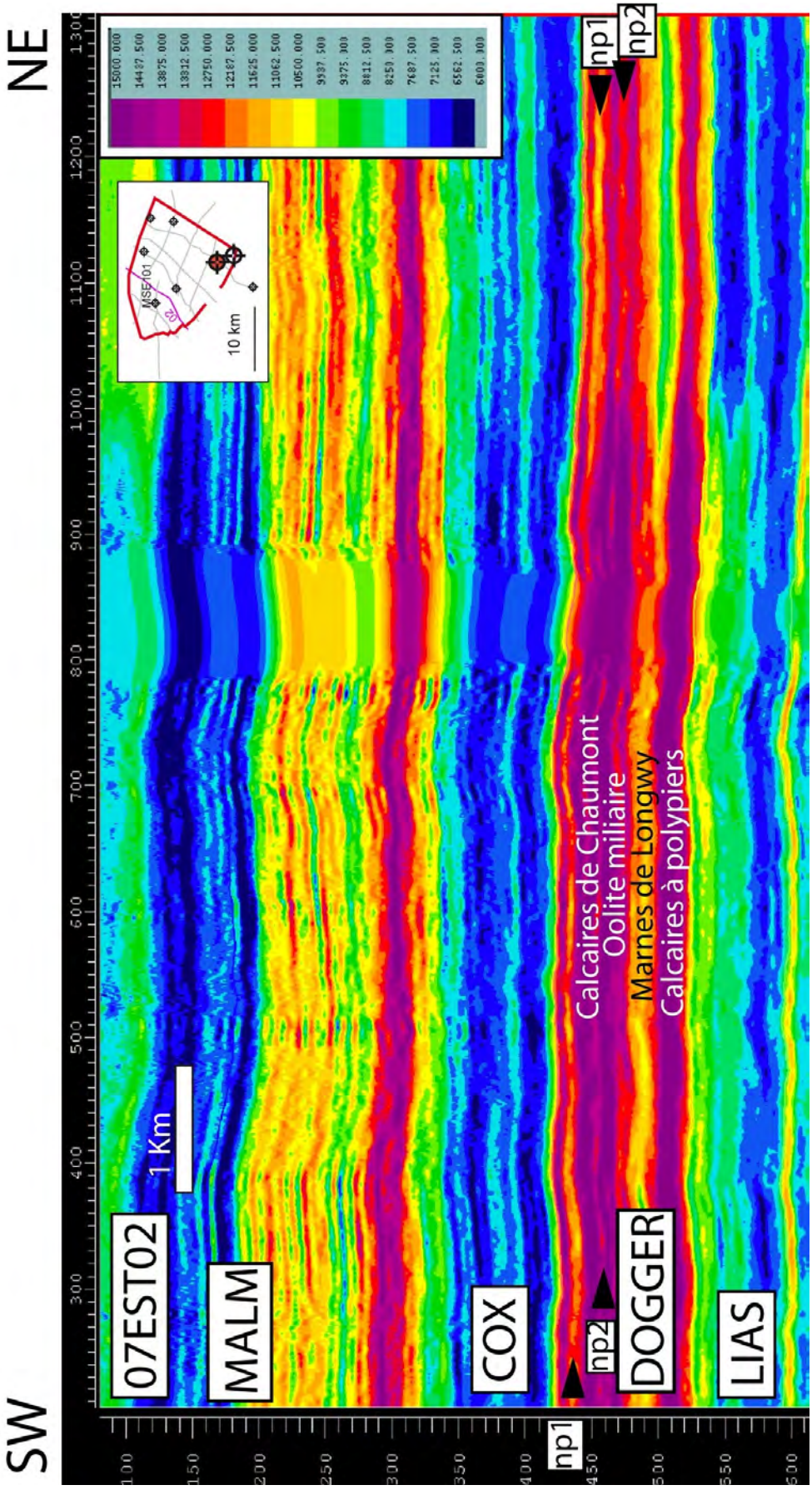


Figure V-19 : Impédance sismique de la ligne 07EST02, d'après Cuilhé *et al.*, (2008).

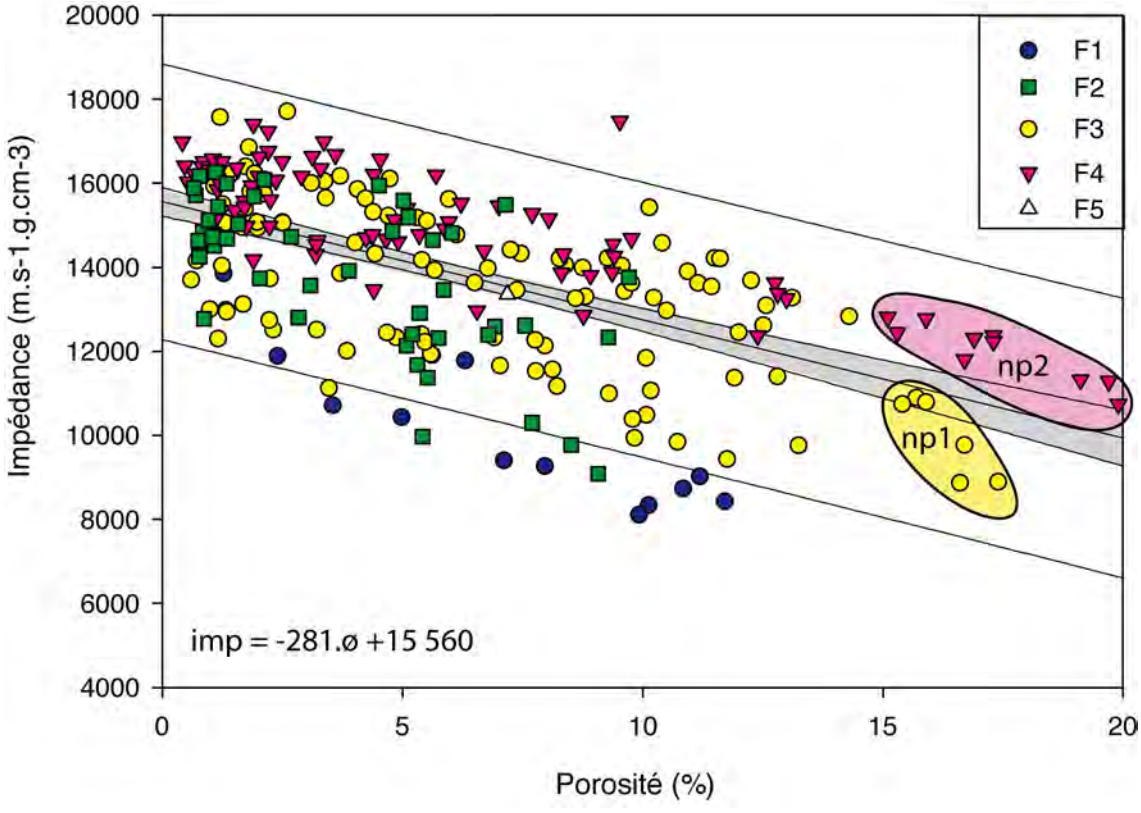


Figure V-20 : Relation impédance-porosité sur les 251 *plugs* du Dogger de l'Est du Bassin de Paris selon les types de faciès.

Cette relation permet d'estimer la porosité à partir des impédances acoustiques déduites des profils sismiques.

b. Carte de porosité et données paléo-environnementales

Une carte de porosités estimées à partir des profils d'impédance inversés en porosité, issues de la sismique de la Zone de Transposition, a été réalisée sur un l'intervalle toit des Marnes de Longwy - toit du Dogger calcaire (Cuilhé *et al.*, 2008). L'utilisation de cette carte est à prendre avec précaution car :

(1) la lithologie est différente d'Est en Ouest (Callovien inférieur marneux au NE de la ZT et calcaire vers le SW).

(2) Le traitement de cette campagne 2D n'a pas pu corriger tous les artéfacts d'acquisition dus aux conditions d'altération superficielle.

Cependant, si une interprétation est tentée, une tendance générale à l'augmentation des porosités du SW vers le NE peut être observée. En effet, la carte révèle des *patchs* à porosité élevée d'extension kilométrique à pluri-kilométrique préférentiellement au nord de la ZT (Figure V-21). Cette distribution de porosité est cohérente avec les données des forages EST322 et EST422 dans lesquels np1 et np2 sont bien marqués (Tableau IV-3). Certains des patchs sismiques pourraient donc être mis en relation avec les variabilités pétrophysiques mesurées dans les forages.

Les fortes porosités/perméabilités pourraient être reliées à une influence plus intense des cimentations météoriques précoces dans une formation oolitique plus épaisse localement (20m), dont l'émersion peut être plus prononcée (zone vadose plus épaisse ?) et/ou plus

durable. Le transect stratigraphique déduit des affleurements (Figure V-21) montre qu'un *shoal* oolitique peut se positionner dans cette zone. Il sépare un lagon se développant vers Chaumont d'une zone distale à sédimentation marneuse dans la partie NE. Cette reconstitution paléo-géographique suggère que les plus fortes porosités et perméabilités de np1 np2 au nord de la ZT seraient dues à l'extension d'un *shoal* oolitique ayant émergé à la fin des séquences VI et VII (Figure V-21).

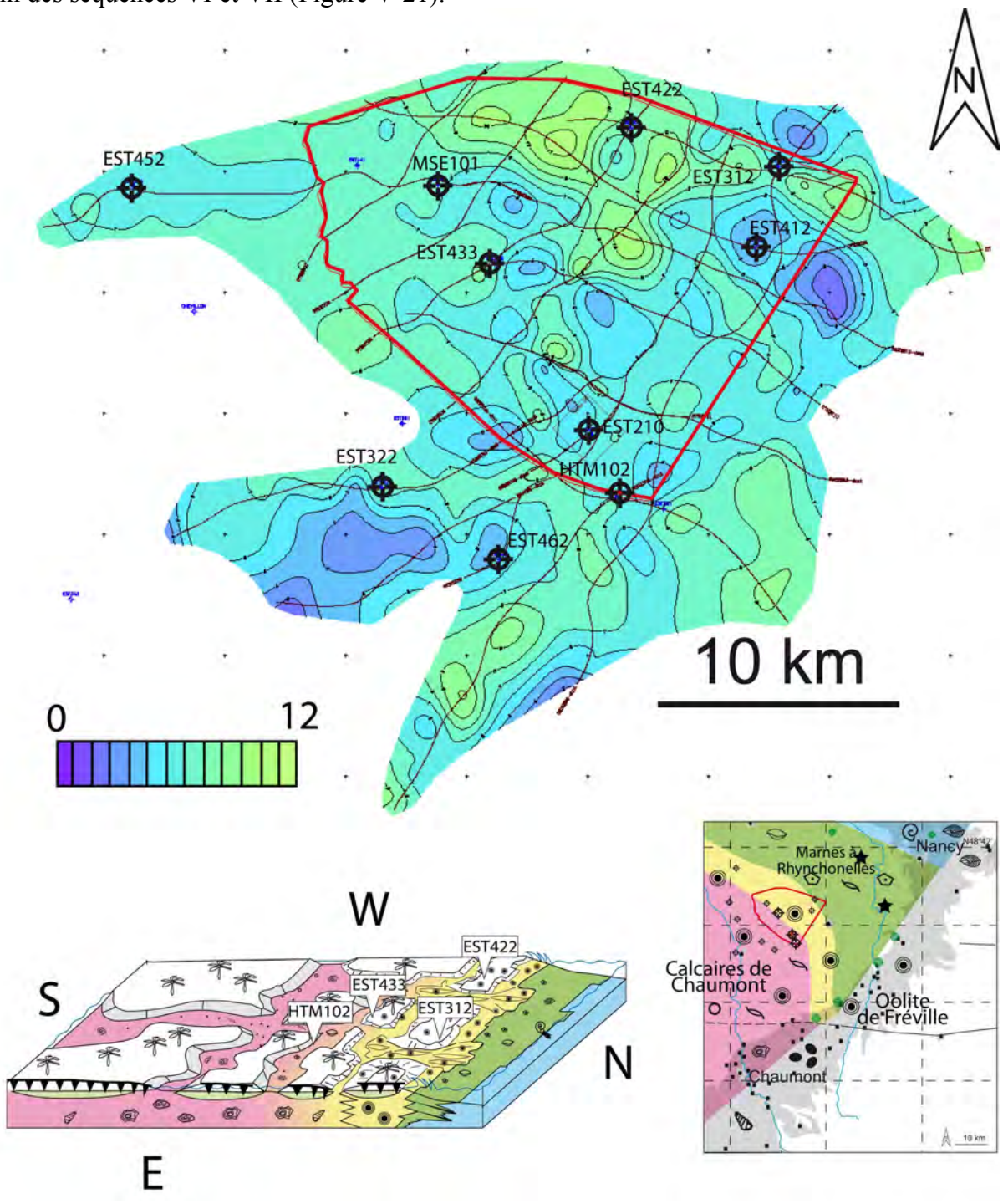


Figure V-21 : Mise en relation de la carte des distributions de porosités dans l'intervalle toit des Marnes de Longwy-toit du Dogger (issue du traitement des lignes sismiques) avec les données paléo-environnementales.

Le nord de la ZT est marqué par l'extension d'un *shoal* oolitique pendant l'intégralité de l'intervalle bathonien.

5. Discussion et synthèse sur les horizons poreux du Dogger de l'Est du Bassin de Paris

Les données sismiques interprétées en termes d'impédance acoustique suggèrent que les deux niveaux poreux np1 et np2 sont relativement continus à l'échelle de la zone de transposition de l'Andra. Cette continuité apparait cohérente avec les données séquentielles et diagéntiques qui pointent des émersions isochrones sur la partie Est du Bassin de Paris. Ces émersions isochrones limitant les Séquences VI et VII (*Sequence Boundaries* SB7 et SB8) favorisent la formation de niveaux poreux en stabilisant minéralogiquement et mécaniquement le sédiment oolitique ou micritique avant qu'il ne soit soumis aux contraintes de l'enfouissement.
Comme les niveaux bathoniens sont latéralement protégés par la présence des Marnes à Rhynchonelles plus au nord, les cimentations sparitiques reliées aux phases d'émersions crétacées y ont été relativement limitées.
Plus tard les calcaires bathoniens ont pu être affectés par les cimentations limitées de dolomite, de calcite de blocage (Bc3) et de fluorine tributaires de circulations hydrothermales dans les fractures oligocènes.
En intégrant les données stratigraphiques, sédimentologiques et diagénétiques, le modèle pétrophysique permet de mieux comprendre la formation des niveaux poreux qui semblent conditionnés par la réunion de trois facteurs essentiels, synthétisée dans la Figure V-22:
(1) une émersion syn-sédimentaire correspondant à une chute eustatique enregistrée dans une grande partie du Bassin,
(2) un niveau stratigraphique qui se localise au crétacé inférieur à l'écart des recharges en eaux météoriques issues de la bordure nord du bassin,
(3) une faible cimentation pendant les circulations hydrothermales le long des accidents actifs pendant le Cénozoïque (Oligocène)

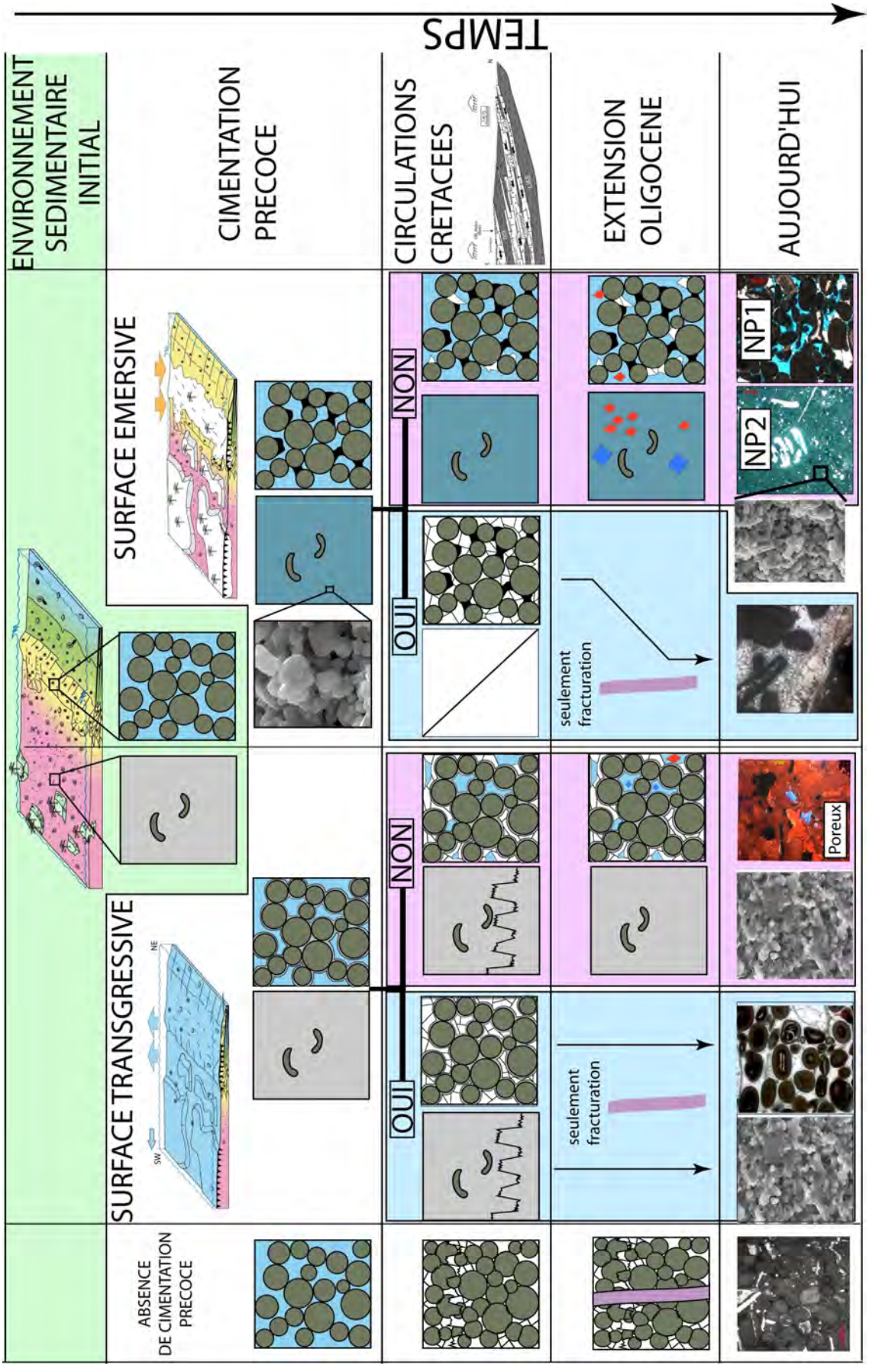


Figure V-22 : Synthèse de l'influence des différents stades diagénétiques (1) précoces (2) crétacés et (3) cénozoiques sur les propriétés réservoirs.

5.1 Conceptualisation des niveaux poreux

En intégrant les données sismiques aux données séquentielles, diagénétiques et pétrophysiques, le niveau poreux 1 pourrait être conceptualisé comme un niveau continu à *patchs* kilométriques de plus forte perméabilité.
Le niveau poreux 2 semble également continu à l'échelle de la ZT de l'Andra. Ce niveau poreux est semblable à ceux des niveaux poreux oxfordiens (faciès micritique).
Les porosités et perméabilités moyennes des calcaires bathoniens, plus élevées au nord de la ZT sont probablement à relier avec les conditions paléo-environnementales marquées par la présence d'un shoal oolitique.

5.2 Fonctionnement hydrogéologique - Apport du modèle

La dernière campagne de forages 2008 a permis de mieux contraindre l'existence des niveaux poreux et perméables (Scholz et Garry, 2009) ; (cf. Tableau IV-3). La conceptualisation des niveaux poreux est intégrée aux données géologiques de la ZT afin de mieux comprendre le fonctionnement de son système hydrologique. La carte piézométrique du Dogger indique les possibles zones de recharges localisées vers Liffol-le-Petit et/ou Toul (Figure V-23). Deux transects à partir de ces zones affleurantes sont réalisés afin de mieux conceptualiser le fonctionnement hydrologique dans la ZT.

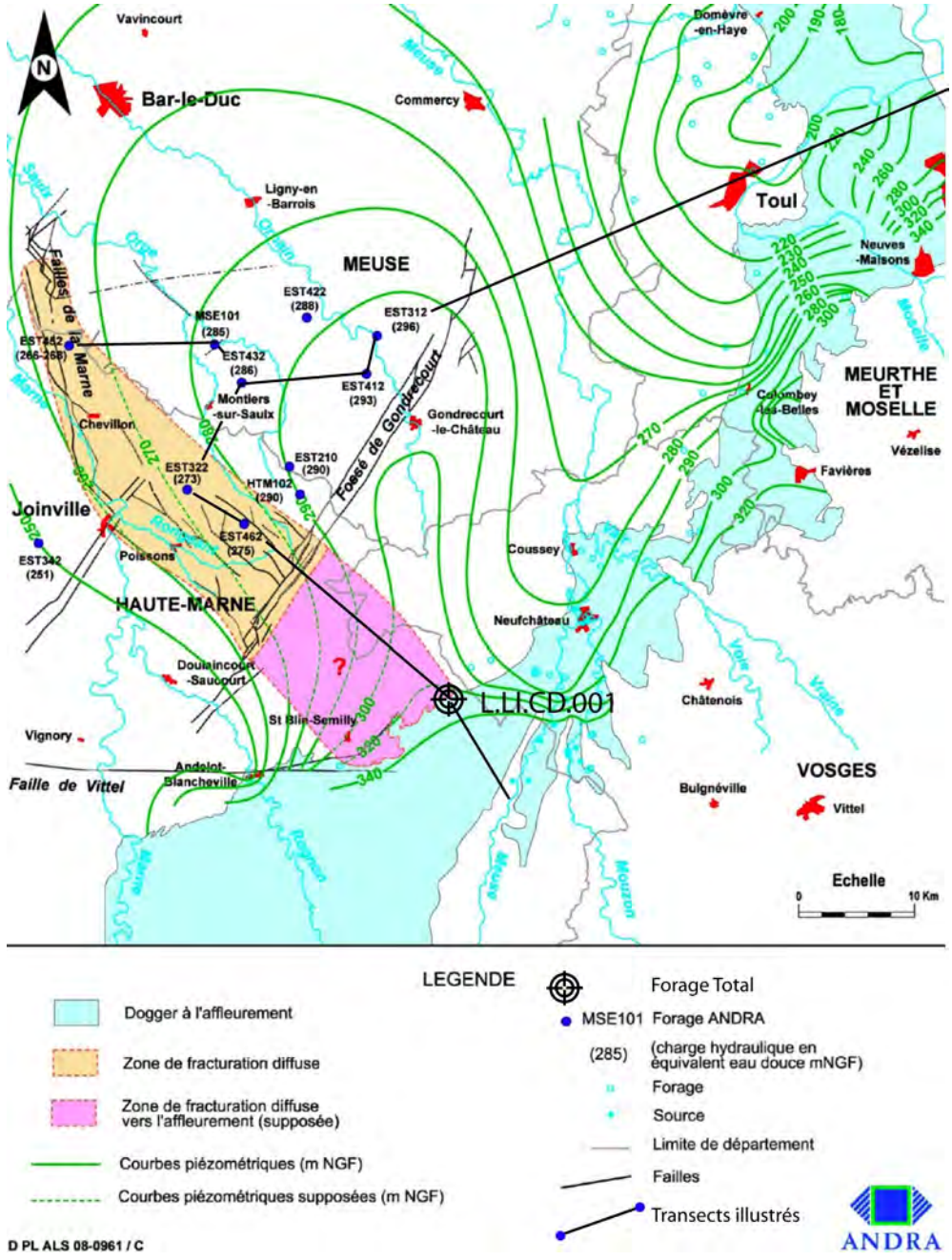


Figure V-23 : Carte piézométrique du Dogger (de la Vaissiere et Scholz, 2008, Scholz et Garry, 2009).

Les surfaces piezométriques mesurées dans les forages indiquent la charge hydraulique de la nappe au niveau des forages (pression de la nappe du Dogger permettant au fluide de remonter dans le forage). Les zones de faibles gradients indiquent les zones de circulation de la nappe semi-captive du Dogger.

- ***Transect SE-NW***

Les dernières données piézométriques sur la zone suggèrent que l'écoulement principal dans le Dogger s'organise depuis une zone haute de recharge située vers Liffol en direction du nord (Figure V-23).

Dans cette zone de recharge, le forage de Liffol (L.LI.CD.001), carotté en 1954 par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine et localisé sur la bordure nord de la zone d'affleurement

du Dogger, permet d'avoir un point d'ancrage intéressant pour comprendre les circulations potentielles en direction de la zone de transposition. Les observations pétrographiques et les données pétrophysiques de ce forage ne montrent pas de niveaux poreux dans le Bathonien. Ainsi, aucune trace d'émersion ne caractérise le sommet de l'Oolite de Fréville. Cette absence d'indices d'émersion est peut-être liée à la situation plus distale de ce forage par rapport à ceux de la ZT (Figure V-5). Le forage de liffol pourrait ainsi se situer sur le LST correspondant à l'Oolite de Fréville (Figure V-5).

Dans ce même forage, le sommet de la Séquence VI, situé sous la surface SB7 (Calcaire de Neufchâteau), est complètement dolomitisé. Même si des preuves évidentes d'émersion n'ont pas été mises en évidence (karsts, ciments vadoses), les échantillons situés justes sous ce niveau dolomitique montrent un faciès de milieu très proximal (*tidal flats* à voiles microbiens, *birdseyes*, *Cayeuxia*), donc émersif à sub-émersif. Cet environnement a pu favoriser le développement d'un niveau poreux, similaire à np2, avec les processus décrits en début de Chapitre de (1) stabilisation minéralogique précoce et de (2) non-recharge météorique lors des émersions crétacées. Durant l'Oligocène, des circulations hydrothermales, issues de fractures associées à la faille de Vittel toute proche, ont pu emprunter ce drain stratiforme, conduisant à son colmatage progressif par de la dolomite baroque.

Par conséquent, le transect SE-NW (Figure V-24) montre np1 et np2, présents de façon continue dans EST462, EST322, EST432, MSE101 et EST452. En revanche, ces niveaux ne sont pas documentés dans la partie affleurante du Dogger, en particulier au niveau du forage carotté de L.LI.CD.001. En l'absence d'autres forages carottés dans ce secteur, il demeure difficile de dire si ce colmatage dolomitique est systématique où si des drains ont pu être épargnés, favorisant une recharge météorique actuelle en direction de la nappe semi-captive du Dogger.

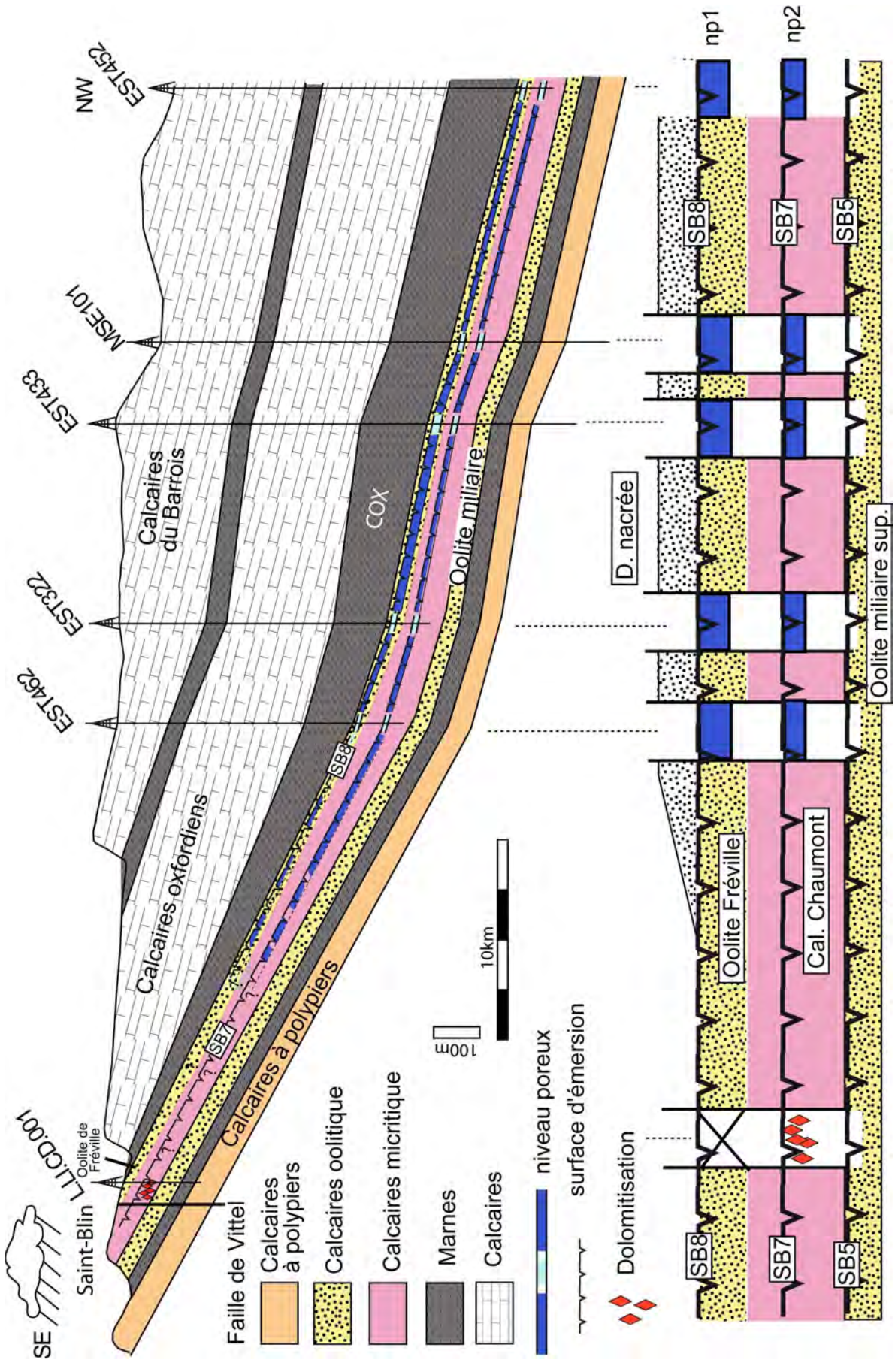


Figure V-24 : Transect SE-NW du secteur d'étude.

- ***Transect W-E***

Ce transect habillé pour le Dogger avec les changements de faciès latéraux, devenant marneux vers l'Est, montre que les recharges hydrologiques sont difficiles à partir de cette bordure affleurante. A l'Est, les seuls calcaires affleurants sont d'âge Bajocien et ils sont , *a priori*, peu poreux et perméables. Les deux niveaux np1 et np2 ne peuvent exister au sein des faciès marneux déposés à l'Est. En revanche, ils semblent relativement continus dans la portion du transect couverte par les forages EST312, EST412, EST432, MSE101 et EST452.

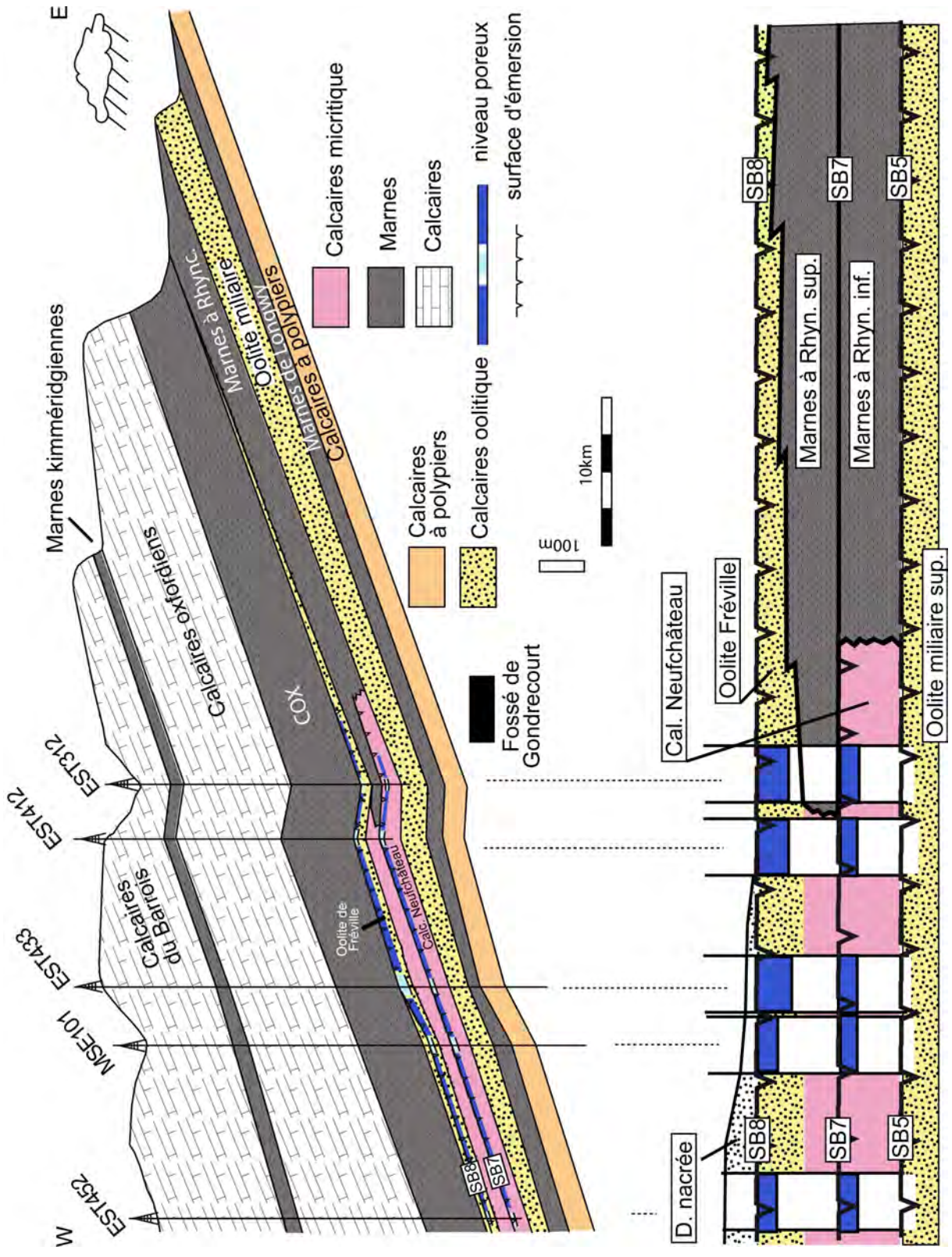


Figure V-25 : Transect E-W.

6. Apport des données sur la compréhension du modèle pétrophysique à l'échelle du Bassin de Paris

Les limites des séquences (SB7 et SB8) correspondant à des chutes eustatiques, et observées sur la partie Est du Bassin de Paris, peuvent être repérées dans une grande partie du Bassin de Paris. En effet, la limite de séquence SB8 est surmontée d'un niveau marneux à brachiopodes typiques du sommet du Bathonien (Zone à *discus*, avec les brachiopodes *Eudesia multicostata* et *Burmirhynchia elegantula*), (Javaux, 1992, Garcia, 1993). Le même niveau argileux à brachiopodes est également reconnaissable sur une grande partie du Bassin de Paris. La surface sous-jacente de ce niveau est appelée D1 (Floquet *et al.*, 1989, Floquet *et al.*, 1991, Javaux, 1992) ou encore Bt5 (Garcia, 1993), limitant ainsi le sommet du système des Calcaires de Comblanchien.

La présence de cimentation météorique sur une dizaine de mètres d'épaisseur sur la ZT, de paléokarsts vers Chaumont (Jonchery), de beach rocks à Nuits-Saint-Georges (Purser, 1975, Floquet *et al.*, 1991), de micro-cavernes et d'une surface ferrugineuse à Ladoix (Floquet *et al.*, 1991, Javaux, 1992), de faciès sub-émersifs dans des forages du Sud-Est, Est et Ouest du Bassin de Paris (Javaux, 1992), de « paléo-microkarsts » dans certains forages du centre du Bassin de Paris (Javaux, 1992), indique une probable brève émersion d'une grande partie du Bassin de Paris à la fin du Bathonien. Pour Jacquin et de Graciansky (1998), cette surface d'émersion marque une chute eustatique de grande ampleur et correspond au dépôt d'un *Lowstand System Tract* en partie distale (Figure V-27).

Javaux (1992) a relié cette émersion, responsable de l'intrusion de fluides météoriques agressifs, aux niveaux réservoirs à hydrocarbure pouvant se développer sous cette discontinuité D1 (=SB8) ; (Figure V-26).

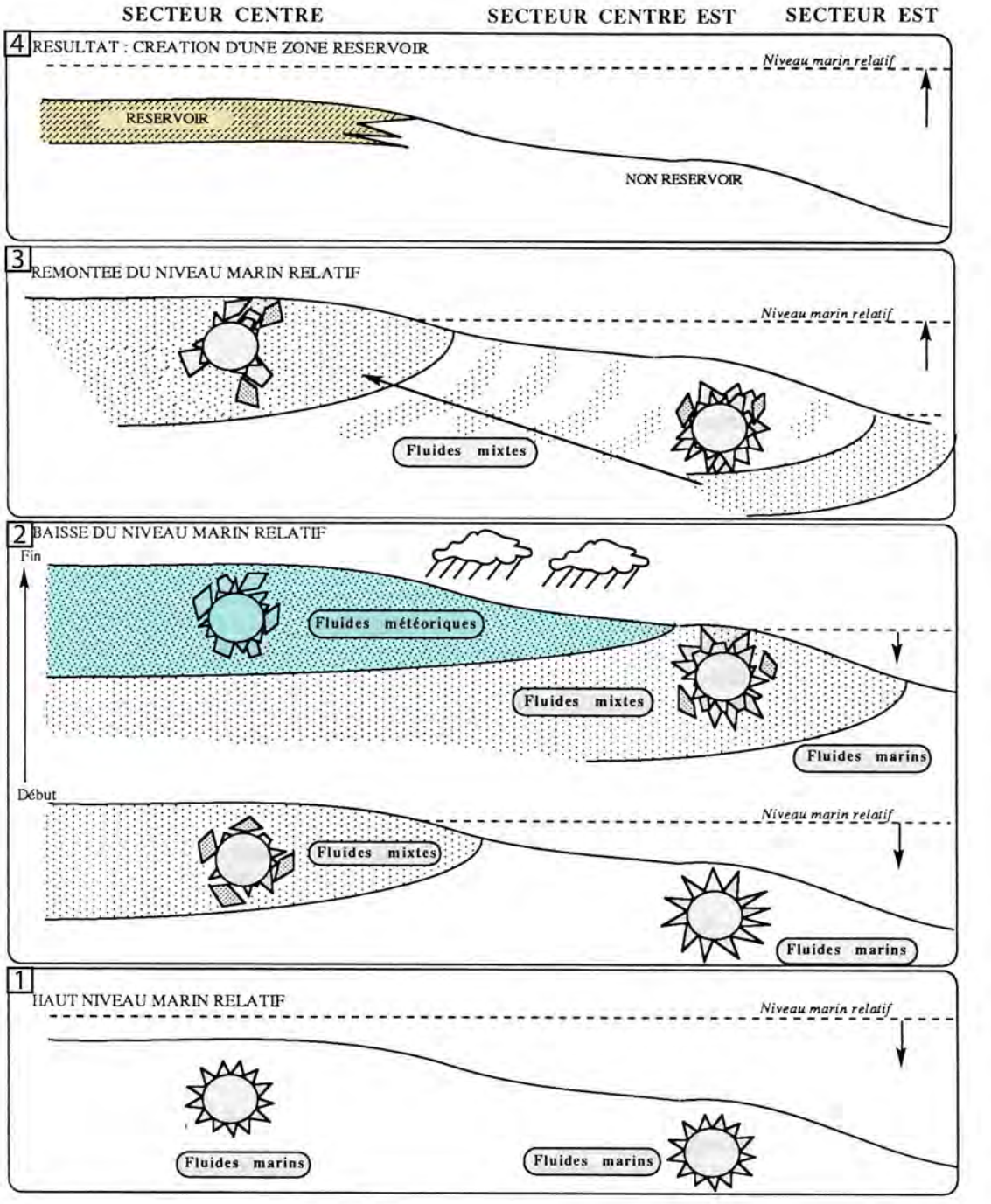


Figure V-26 : Modèle proposé par Javaux (1992), pour illustrer la création des niveaux poreux réservoirs fini-bathoniens et calloviens du Bassin de Paris.

Les phases de cimentation météoriques sont reliées aux propriétés réservoirs.

La surface SB7 est également reconnue au Sud de la Côte d'or (Figure V-27), correspondant à la transition Oolite Blanche/Marnes à *bellona* (surface D0 ou Bt4). Des indices d'émersions, représentés par des ciments microstalactitiques sont reconnus dans la carrière des Vallerots (Nuit-Saint-Georges) ; (Purser, 1975, Floquet *et al.*, 1989). Comme à l'Est du Bassin de Paris, cette surface semble correspondre à l'enregistrement d'une chute du niveau marin reconnue sur une grande partie Est et Sud du Bassin de Paris (Figure V-27, Figure V-28).

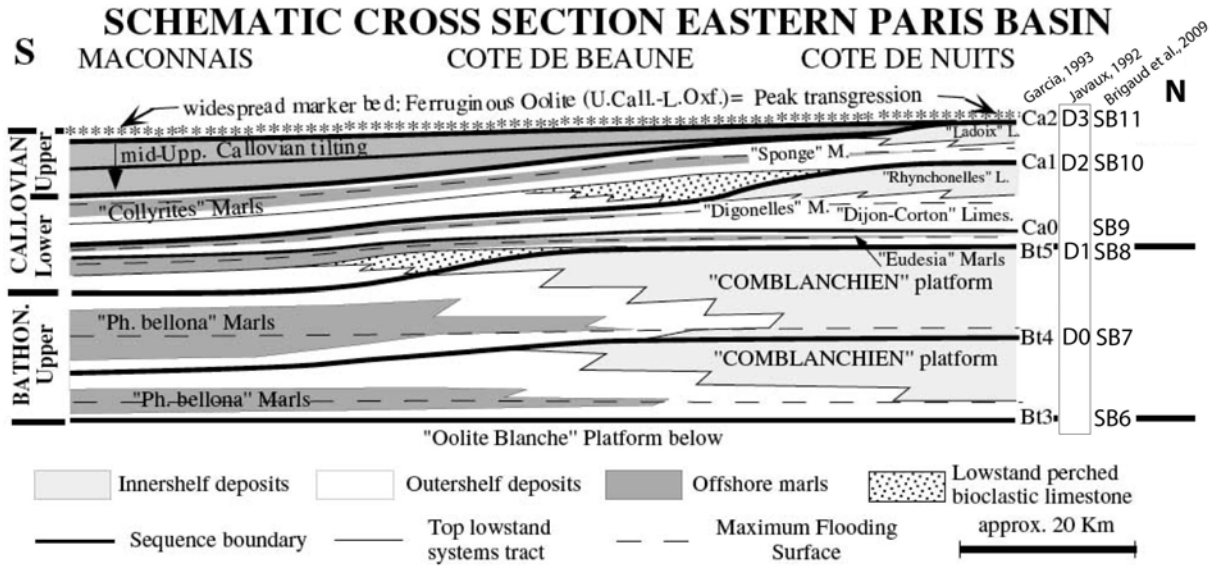


Figure V-27 : Transect sur la partie sud de la Bourgogne.

Cette figure illustre la correspondance des surfaces SB6, SB7 et SB8 avec celles définies par Garcia (1993) et Javaux (1992). Les datations montrent que ces surfaces peuvent être isochrones à l'échelle du sud et de l'Est du Bassin de Paris. Figure d'après Jacquin et Graciansky (1998).

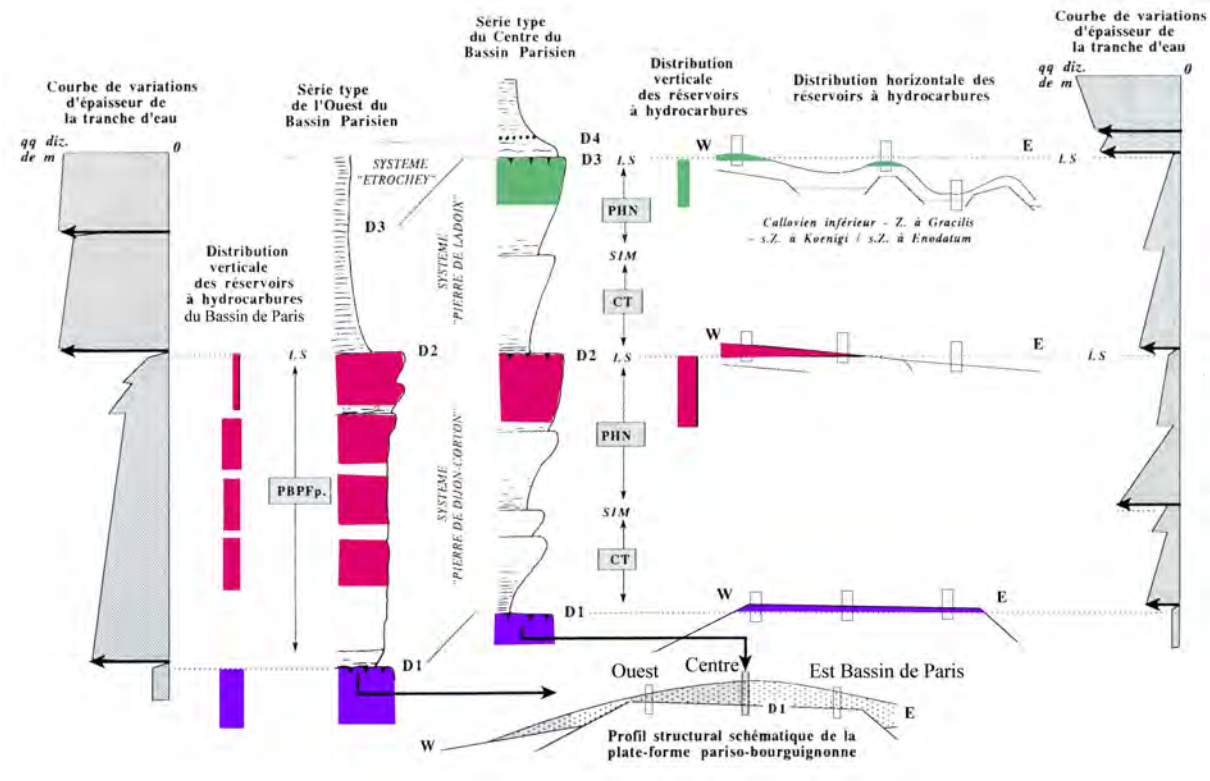


Figure V-28 : Localisation des réservoirs du sommet du Dogger dans le Bassin de Paris (modifié d'après Javaux, 1992).

Les réservoirs du Bathonien (violet) présents sous D1 sont indiqués. Les deux autres types de réservoirs sont à relier aux surfaces D2 et D3, correspondant aux calcaires du Callovien inférieur.

6.1 Phénomènes de dolomitisation – liens avec les limites de Séquences

a. Dolomitisation du sommet de la Séquence VI (SB7=D0)

Dans le forage L.LI.CD.1 situé au sud du secteur d'étude, vers Liffol-le-Petit, sur la bordure affleurante du Dogger, le sommet de cette Séquence VI (SB7) est complètement dolomitisé par la dolomite D2, qui oblitère la texture initiale mudstone à wackestone. Cette phase de dolomitisation intense, parfois marquée par la présence de cristaux de dolomite baroque, est probablement responsable de la faible porosité actuelle du sommet de la Séquence VI dans ce secteur. Avant cette phase de dolomitisation, attribuée à la phase tectonique oligocène (Brigaud *et al*., 2009c), ce niveau devait très probablement constituer un niveau poreux similaire à np2 (forage EST433). L'émersion consécutive à la chute eustatique de 3ème ordre a probablement conduit à une stabilisation minéralogique précoce du sédiment micritique devenant ainsi plus résistant aux phénomènes de compaction et stylolitisation. La localisation de ce forage montre qu'il se trouve sur la zone de la faille de Vittel, dans laquelle des fluides ont pu préférentiellement circuler, notamment pendant la période d'extension à l'Oligocène. La phase de cimentation dolomitique reliée aux circulations de fluides lors d'une période d'activité tectonique a donc pu par endroit changer les caractéristiques pétrophysiques. Elle a pu cimenter les niveaux encore poreux avant cette phase tectonique oligocène.

En Haute-Marne, la coupe de Prauthoy montre également une dolomitisation intense à mettre en relation avec le sommet émersif de la Séquence VI (SB7). Prauthoy se situe sur une zone largement faillée, avec notamment la faille de Grancey-le-Château – Luxeuil (Garcia *et al.*, 1995).

En Côte d'Or, une limite de Séquence émersive dénommée D0 (Floquet *et al.*, 1989, Floquet *et al.*, 1991) correspond à la limite de Séquence SB7 (Purser, 1975) ; (Figure V-29). Des niveaux dolomitiques se localisent directement sous la limite de Séquence D0 dans les faciès de lagon (mudstone à wackestone) des Calcaires de Comblanchien (Dijon ou Nuit Saint-Georges). Cette dolomitisation est située à proximité de la zone faillée représentée par la faille bordière de la Côte (très active pendant l'Oligocène).
Seule une dissolution de cette dolomite a pu ré-ouvrir la porosité, comme probablement dans le réservoir dolomitique de Saint-Martin-de-Bossenay.

b. Dolomitisation du sommet de la Séquence VII (SB8)

Sur la ZT Andra, le sommet de la Séquence VII (SB8) n'est pas dolomitisé. En revanche, au sud de la Côte-d'Or, le sommet du Comblanchoide à faciès mudstone/wackestone situé sous la surface D1 (ou SB8) est largement dolomitisé (Floquet *et al.*, 1991, Garcia, 1993). Cette dolomitisation est située à proximité d'un accident majeur représenté par l'accident de La Serre-Blanzy-Bert (probablement actif pendant l'Oligocène). Comme des indices évidents d'émersion au sommet de cette séquence affectent l'ensemble du Bassin de Paris, celle-ci a pu entraîner le développement de niveaux réservoirs, notamment dans les faciès micritiques de lagon, par les processus de stabilisation minéralogique évoqués au début du Chapitre. La possible activation de cette faille, interconnectée au fossé bressan particulièrement actif pendant l'Oligocène, a pu favoriser l'ascension de fluides hydrothermaux à l'origine de la dolomitisation de ce niveau.

Un modèle de dolomitisation dans des niveaux potentiellement affectés par les émersions syn-sédimentaires (SB7 ou SB8) peut être proposé. Ces émersions stabilisent précocement la boue micritique, en la rendant résistante aux processus de compactions/stylolitisation. Ces niveaux resteraient poreux jusqu'au Cénozoïque, car stratigraphiquement localisés dans des niveaux non affectés par les paléo-circulations météoriques du Crétacé inférieur. La localisation de ces fronts de dolomitisation au droit d'accidents majeurs pourrait être cohérente avec des circulations verticales le long d'accidents ou fractures actives lors de la fracturation cénozoïque, en particulier pendant l'Oligocène. Ces circulations de fluides notamment hydrothermaux, pourraient favoriser la cimentation préférentielle des niveaux poreux du sommet du Bathonien, situés à proximité des accidents très actifs pendant l'Oligocène.

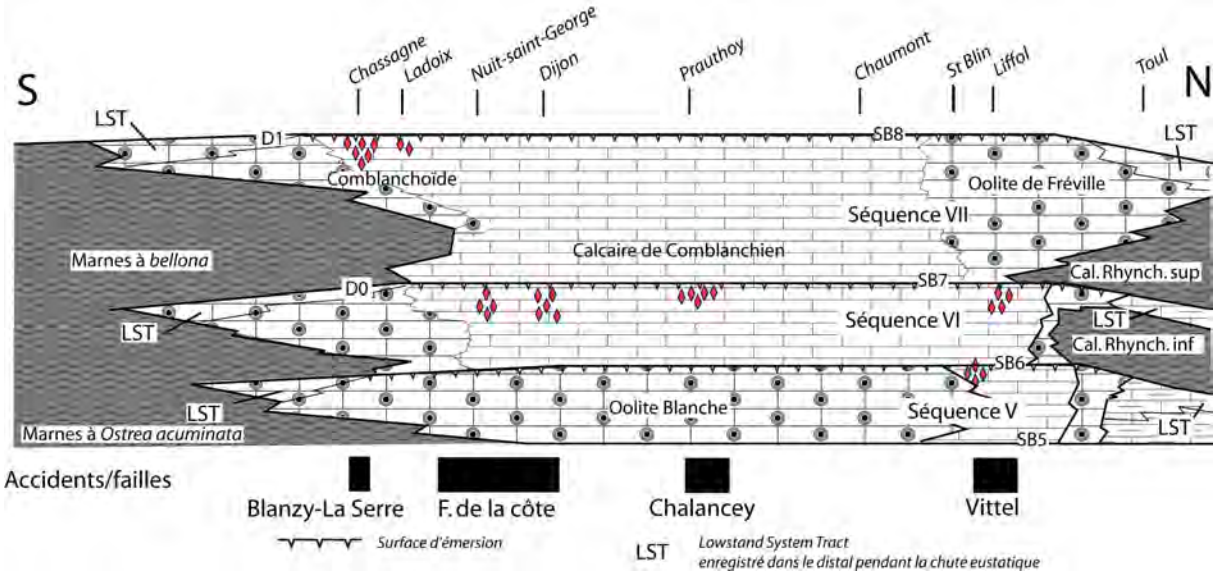


Figure V-29 : Modèle de dolomitisation relié aux limites de Séquences émersives et aux zones de fracturations.

6.2 Apport de données nouvelles issues de ce travail sur la compréhension du modèle pétrophysique du Bassin de Paris

Dans l'Est du Bassin de Paris, np1 semble constituer un équivalent stratigraphique de certains niveaux réservoirs à hydrocarbure du centre du Bassin de Paris. De la même manière que les réservoirs à hydrocarbures du centre du Bassin de Paris (présents sous D1 = SB8), np1 est affecté par une cimentation précoce d'origine météorique, et semble contrôler en grande partie la genèse précoce des réservoirs sur l'ensemble du Bassin de Paris.

La dolomitisation, fréquente dans la Bassin de Paris, semble à mettre en relation avec la présence d'accidents tectoniques (e.g. faille de Saint-Matin de Bossenay, faille de Vittel). Elle peut détériorer les propriétés réservoir comme à Liffol. Une dissolution de cette dolomite peut ré-ouvrir la porosité et former des réservoirs de bonne qualité comme à Saint-Martin de Bossenay (Bemer et Lombard, 2009).

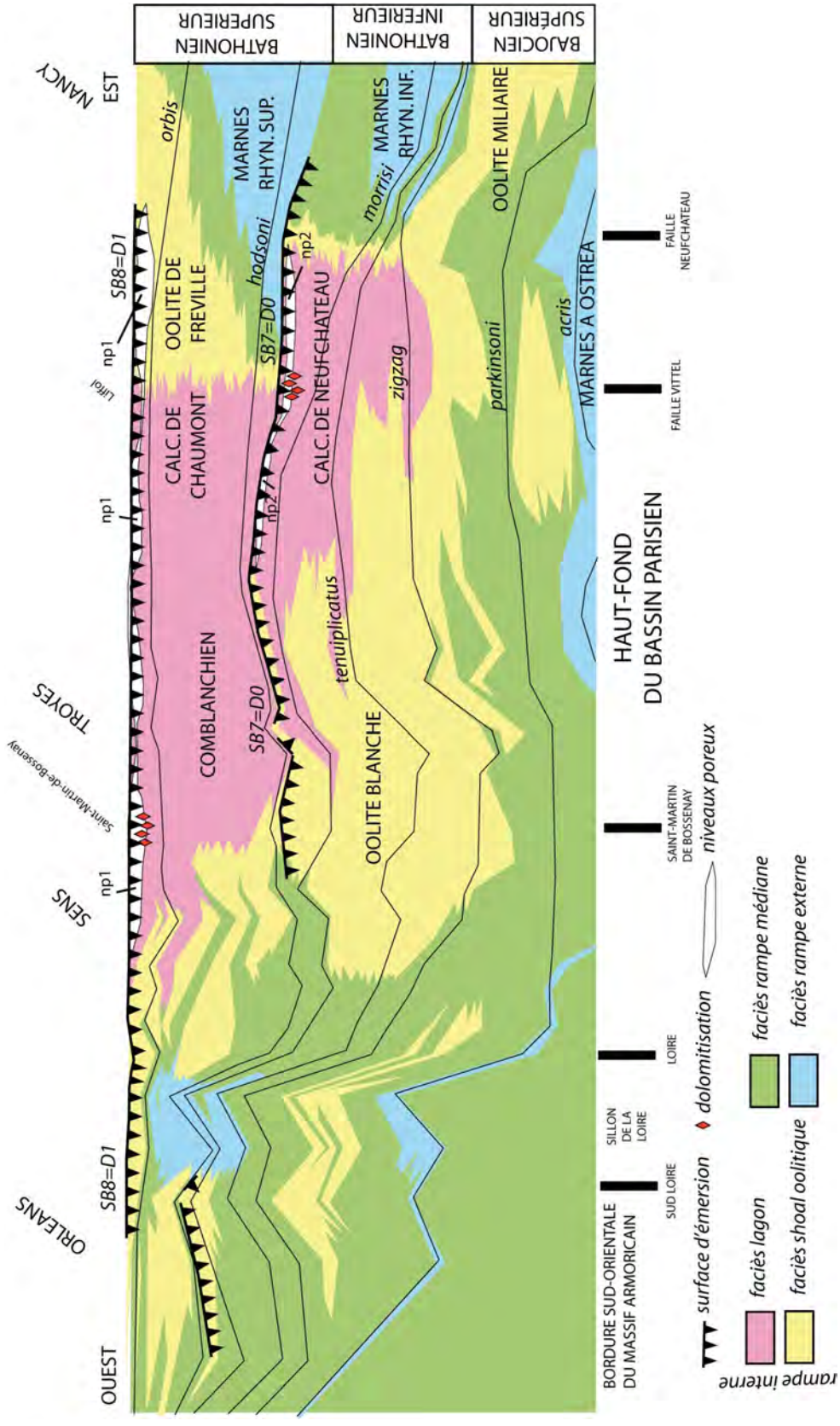


Figure V-30 : Possible localisation des niveaux poreux reliés aux surfaces émersives du Bathonien à l'échelle du Bassin de Paris. Implication à la compréhension des propriétés pétrophysiques du Bassin de Paris, modifié d'après Gaumet, 1997 et Brigaud *et al.*, 2009b.

Conclusions et Perspectives

Conclusions

1. Une problématique et une approche multidisciplinaire intégrée

Comprendre les propriétés pétrophysiques actuelles d'une couche carbonatée enfouie implique une connaissance précise des processus qui ont affecté cette couche pendant des millions d'années, depuis son dépôt. Confronter les données sédimentologiques et diagénétiques aux données pétrophysiques de base observées/mesurées actuellement (porosité, perméabilité, acoustique, sismique) semble indispensable à la modélisation et/ou prédiction. Un travail employant une approche résolument pluridisciplinaire découle de cette problématique intégrée. Des disciplines variées (sédimentologie et stratigraphie – pétrophysique – géochimie) sont employées afin de caractériser et comprendre le système carbonaté étudié : le Dogger calcaire. L'observation et la description 'naturaliste' des affleurements, l'utilisation de la géochimie isotopique ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) sur des fragments biogènes (bivalves) et diagénétiques (phases de cimentations postérieures au dépôt), l'utilisation des méthodes pétrophysiques (ondes acoustiques, porosité, perméabilité, RMN) est nécessaire afin de mieux comprendre et prédire les caractéristiques hydrogéologiques actuelles du système carbonaté. Les conclusions de ce travail sont le reflet de la diversité et du caractère intégratif posés par cette problématique.

2. Sédimentologie et diagenèse précoce – *Influence des paléo-environnements de dépôt et/ou de l'architecture sédimentaire sur la distribution des propriétés pétrophysiques*

Afin d'évaluer l'influence paléo-environnementale (faciès, géométries des corps sédimentaires et diagenèse syn-sédimentaire) sur les propriétés pétrophysiques, il convient avant tout de reconstituer le plus précisément possible :

(1) les paléo-environnements sédimentaires,
(2) l'architecture stratigraphique et les possibles facteurs de contrôle (paléoclimat - eustatisme),
(3) les évènements structuraux syn-sédimentaires,
(4) l'origine des cimentations syn-sédimentaires.

La compréhension de ces facteurs initiaux est primordiale car ils peuvent avoir un rôle important sur les propriétés pétrophysiques mesurées aujourd'hui sur le site.

Les paléo-environnements sédimentaires du Dogger - L'analyse sédimentologique d'un grand nombre de coupes et de 4 forages carottés a montré que 18 faciès se répartissent dans 5 environnements de dépôts, caractéristiques d'un profil de rampe carbonatée. Les parties externe et médiane de la rampe définissent deux environnements distincts, à sédimentation marneuse et marno-calcaire, avec une tranche d'eau probablement supérieure à 30 m. La partie interne de la rampe présente trois environnements très caractéristiques à sédimentation carbonatée fine micritique et/ou granulaire : (i) un shoal oolitique pouvant être remplacé à certaines périodes par des accumulations bioclastiques et/ou par des bioconstructions coralliennes, (ii) un lagon infratidal plus ou moins ouvert sur le large et (iii) des milieux

intertidaux à supratidaux (tidal flats, plages, beach rocks, cordons littoraux, lagune à sédimentation organique, îlots sur dépôts de wash over, etc …).

Architecture stratigraphique et facteurs de contrôle (paléoclimat - eustatisme) - Les géométries des corps sédimentaires déduites des coupes réparties entre Langres et Nancy montrent que le profil de rampe a évolué au cours des 10Ma que représente approximativement le Jurassique moyen. L'analyse stratigraphique réalisée en suivant les derniers concepts de stratigraphie séquentielle montre que dix séquences, assimilées à des séquences de 3ème ordre, sont reconnues. A une échelle de temps plus longue, ces 10 séquences peuvent être regroupées en 4 intervalles biosédimentaires marqués par des producteurs carbonatés et par des morphologies de rampe différentes. Les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur des coquilles calcitiques non recristallisées de bivalves et de bélemnites, suggèrent que des changements environnementaux tels que la température, l'humidité et la pCO_2 ont en partie contrôlé l'existence de ces intervalles bio-sédimentaires.

- Entre le Bajocien inférieur et Bajocien supérieur la confrontation des données isotopiques et faciologiques (producteurs carbonatés et assemblages argileux différents) suggère une chute de la pCO_2, un climat plus aride et un refroidissement de quelques degrés. Ces changements, notamment de la pCO_2, ont pu favoriser une sursaturation en $CaCO_3$ dans le domaine NW Européen et donc une production carbonatée physico-chimique (oolites, micrites). Au cours du Bajocien supérieur et du Bathonien, des conditions environnementales stables marquées notamment par de fortes sursaturations de l'eau de mer vis-à-vis de la calcite ont probablement favorisé le développement d'une rampe oolitique. Durant le Bathonien, un large lagon apparaît en arrière d'un *shoal* oolitique, ce qui peut correspondre à la phase de maturité de la précédente rampe oolitique. L'orientation de cette rampe change néanmoins puisque les faciès les plus internes se trouvent vers Chaumont.

-A la fin du Bathonien, les faciès de lagon deviennent plus rares, et laissent place à une rampe où les faciès internes oobioclastiques sont restreints à la partie SW du transect (entre Chaumont et Langres). La chute de la production carbonatée à la fin du Bathonien, associées à un changement de faciès devenant plus bioclastiques semble concomitante d'une hausse des températures océaniques dans le domaine ouest téthysien. Ce réchauffement pourrait être lié à une augmentation de la pCO_2, limitant également la précipitation carbonatée en domaine néritique. Associées à une hausse du niveau marin relatif, les conditions environnementales ne semblent plus favorables à la production carbonatée. A partir du Callovien moyen, la sédimentation devient marneuse sur une large partie des bassins sédimentaires du domaine NW européen, et semble suivie par une chute des températures de surface des eaux océaniques du domaine NW européen.

Shoals oolitiques et perméabilités - L'analyse sédimentologique et le modèle stratigraphique et séquentiel ont révélé les géométries et les extensions des faciès initiaux (grainstone essentiellement) susceptibles d'avoir préservé une perméabilité relativement élevée. La complexité des processus diagénétiques (cimentation complète de certains intervalles grainstones) a toutefois rendu difficile la compréhension de la distribution et de la variabilité des caractéristiques pétrophysiques à partir de la seule donnée sédimentologique. La répartition des porosités et perméabilités moyennes sur un profil environnemental montre que celles-ci sont relativement homogènes (ϕ = environ 5-6% et k = environ 0,1 – 0,01 mD). Par ailleurs, un faciès de *shoal* oolitique d'un même intervalle stratigraphique peut présenter une perméabilité fluctuant entre 0,001 mD et presque 1 Darcy. Les porosités et perméabilités moyennes proches pour les différents environnements et leur large variabilité (0,01 mD à

plusieurs dizaines de milliDarcy) pour un environnement donné marquent la difficulté à relier environnement de dépôts et propriétés pétrophysiques (porosité ou perméabilité). Toutefois, il est intéressant de remarquer que les niveaux les plus perméables (>10mD) se trouvent uniquement dans les faciès granulaires de *shoal* oolitique. Le positionnement et le développement privilégié de ces *shoals* dans la partie nord de la zone de transposition (ZT) (notamment au Bathonien) pourraient expliquer les possibles porosités plus élevées déduites des données de sub-surfaces au nord de la ZT.

Diagenèse météorique précoce - Les surfaces sommitales des séquences de dépôt de 3ème ordre ont été décrites pétrographiquement, géométriquement et géochimiquement. Leur caractérisation montre que 4 surfaces (SB5, SB6, SB7 et SB8) sont clairement affectées par l'intrusion de fluides météoriques lors de chutes du niveau marin, identifiables dans l'Est du Bassin de Paris et même au delà. Les autres discontinuités marquant le Bajocien et le Callovien ne semblent pas enregistrer de chutes eustatiques (aucun indice d'émersion). Au contraire, elles correspondent à des *transgressive surfaces* façonnées et cimentées en milieu sous-marin.

Les émersions se marquent par des cimentations précoces formant des ménisques, des microstalactites, des micro-karstifications, une stabilisation minéralogique consistant en une disparition ou une diminution de l'aragonite et de la HMC (*high magnesium calcite) au profit de la LMC (low magnesium calcite)*. Lorsqu'elles sont reconnues, ces émersions affectent une large partie de la rampe interne (lagon et shoal oolitique). Ces périodes émersives enregistrées en domaine de rampe interne sont probablement consécutives à des chutes eustatiques. Dans les parties médianes et externes de la rampe, elles correspondent au dépôt de *Lowstand System Tracts* (Caillasse à *Anabacia*, Caillasse à Rhynchonelles, Oolite de Fréville, *proparte*). L'enregistrement de chutes eustatiques sur l'intégralité du système carbonaté (proximal-distal) au cours du Bathonien est cohérente avec un possible contrôle glacio-eustatique pendant un intervalle considéré comme relativement froid dans le domaine NW téthysien, hypothèse renforcée par la possible présence d'une calotte polaire au nord de l'Eurasie, suggérée par Price (1999) durant le Bathonien.

Ces surfaces émersives ont favorisé des circulations d'eaux météoriques syn-sédimentaires à l'origine d'une stabilisation minéralogique des fragments coquilliers aragonitiques, oolite HMC, en minéralogie LMC. La cohérence mécanique donnée aux sédiments par les ciments précoces et la minéralogie stable en LMC peuvent limiter, lors de l'enfouissement, les processus de compaction et de pression-solution, favorisant ainsi la conservation des propriétés réservoirs dans les dépôts coiffés par les surfaces d'émersion.

Marnes et barrières de perméabilité - Les dépôts agissant potentiellement comme barrière de perméabilité (marnes) ont été localisés verticalement et latéralement. Les Marnes de Longwy peuvent former un écran imperméable marneux latéralement continu.

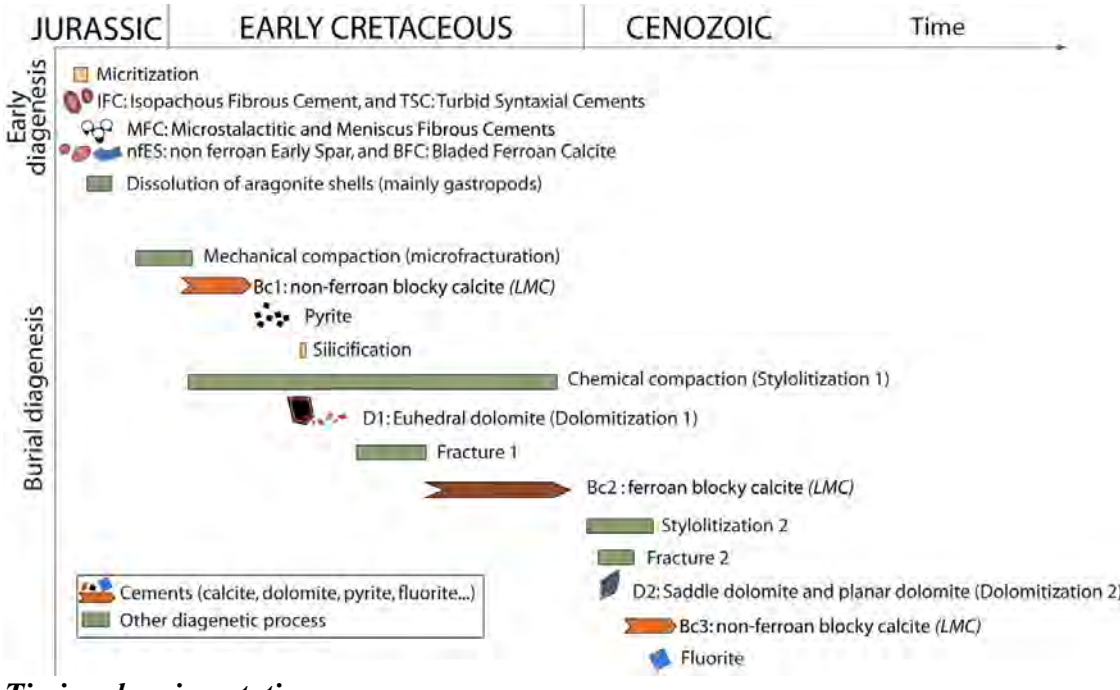
Durant le Bathonien, le modèle paléoenvironnemental montre que la partie interne de la rampe (SW du secteur d'étude) se marque par une intense production carbonatée en domaine de lagon (Calcaires de Chaumont), et que la partie externe (NE du secteur d'étude) se caractérise par une sédimentation argileuse (Marnes à Rhynchonelles). Dans cette disposition, les Marnes à Rhynchonelles ont potentiellement pu constituer un écran marneux imperméable empêchant les circulations hydrologiques latérales (venant de la bordure du Massif Londres-Brabant) au cours de la diagenèse d'enfouissement. Associée aux niveaux émersifs du

Bathonien, la présence de ces marnes bathoniennes joue un rôle clef dans la non cimentation des Calcaires de Chaumont durant la diagenèse d'enfouissement.

Évènements structuraux syn-sédimentaires - Les structures N120° détectées en sismique 3D et associées aux bioconstructions coralliennes se trouvent au nord de la faille de Vittel. Le contexte géodynamique de l'ouverture téthysienne à la fin du Lias et au début du Dogger permet d'envisager dans la région une extension NW-SE. A la transition Lias/Dogger, le jeu décrochant syn-sédimentaire de la faille de Vittel pourrait donc avoir engendré des structures très peu escarpées d'orientation N120°. Comme observé plus au sud, au niveau de certains affleurements de Haute-Marne, des bioconstructions coralliennes du Bajocien inférieur se sont probablement développées sur de tels accidents/structures, amplifiant le faible paléorelief initialement lié au faible rejet de ces structures tectoniques.

3. Diagénèse d'enfouissement et géochimie - *Origine générale des faibles porosités et perméabilités*

Les études préliminaires pétrophysiques réalisées par l'Andra sur le site ont révélé les faibles perméabilités générales du Dogger. Essayer de comprendre l'origine et le *timing* des phases minérales pouvant obturer l'espace intergranulaire et engendrant les faibles perméabilités actuellement mesurées, a constitué un objectif majeur de cette thèse. L'étude diagénétique montre qu'après les cimentations précoces, 8 phases minérales (3 phases de calcite, pyrite, silice, 2 phases de dolomite et fluorine) se succèdent depuis le Jurassique moyen.



Timing des cimentations

Origine et âge des calcites sparitiques qui obturent l'espace intergranulaire, les vugs et les fractures - Les observations pétrographiques montrent qu'environ 70 % du volume des cimentations sont formé par deux zones successives de sparites de blocage mésogénétiques (syn-compactionnelles) (Bc1 et Bc2). Leurs signatures isotopiques indiquent des fluides

parents météoriques ou mixtes. Les premières grandes émersions à l'origine de la karstification durable, pouvant alimenter des circulations d'eaux météoriques riches en Ca^{2+} et ions carbonates, sont intervenues dans la région lors des phases d'*uplifts* du Crétacé inférieur. Des paléokarsts et des paléosols se développent alors sur le Dogger émergé affleurant au niveau des bordures Nord et Est du Bassin de Paris. Les carbonates dissous au niveau des bordures du Bassin ont alors pu être transportés dans le secteur de la ZT Andra, *via* des paléo-circulations aquifères circonscrites entre les marnes du Lias et les argilites du Callovo-Oxfordien. De telles circulations, déjà suspectées pour la même période le long des bordures du *Midland* en Angleterre (Hendry, 2002,) ont aussi été mises en évidence au sein des calcaires sus-jacents du Malm de la ZT (Vincent *et al*., 2007).

L'intégration de l'histoire géologique du Bassin de Paris aux données pétrographiques et isotopiques permet donc de dater une importante phase de cimentation, ayant entraîné une chute importante de la porosité, **au Crétacé inférieur**.

Les caractéristiques pétrographiques et isotopiques $\delta\ ^{18}O$, $\delta\ ^{13}C$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ des phases minérales les plus tardives (dolomite baroque, de sparite de blocage Bc3 et de fluorine) suggèrent des précipitations à partir de fluides météoriques relativement chauds (hydrothermaux ?), ayant pu transiter par l'aquifère triasique. Ces circulations sont possibles le long d'accidents actifs au Cénozoïque (particulièrement à l'Oligocène ; Worden et Matray, 1995, André, 2003, Buschaert et al., 2004). Ces phases tardives sont donc attribuées à l'**Oligocène**. Elles sont néanmoins relativement mineures (en moyenne moins de 20 % du volume total de ciment) dans les échantillons du Dogger, sauf dans le sommet du Bathonien où elles peuvent former jusqu'à 50% du volume de ciments.

L'influence des stylolites sur les possibles alimentations des ciments en $CaCO_3$ a été estimée par des calculs de *mass balance*. Ils montrent que la réduction de l'épaisseur des calcaires est d'environ 14 - 22% dans les unités grainstones. En terme de *mass balance*, en considérant le système comme clos, le $CaCO_3$ dissous au niveau de ces stylolites a pu alimenter au maximum 45 % du volume total des ciments. Un apport externe de $CaCO_3$ est donc nécessaire au colmatage observé aujourd'hui.

4. Pétrophysique et géophysique – *répartitions verticales et horizontales des propriétés pétrophysiques*

Détection de niveaux localement poreux – Les mesures pétrophysiques effectuées sur les *plugs* extraits des carottages du Dogger (n = 251) révèlent une majorité de porosités et de perméabilités très faibles (valeurs médianes : Φ=5% et K=0,02mD). Cependant, de rares échantillons du Bathonien présentent des porosités et perméabilités plus fortes (Φ>15% et K>100mD). Ces derniers sont principalement localisés au sein de deux niveaux poreux appelés, de haut en bas, Np1 et Np2.

Np1 - Ce niveau poreux est formé par un grainstone oolitique déposé dans un environnement de *shoal* oolitique, au sein de la formation de l'Oolite de Fréville, au sommet du Bathonien (sommet de l'unité D4). D'une épaisseur maximale d'une quinzaine de mètres, sa porosité varie entre 15 et 20 % et sa perméabilité entre 100 et 700 mD (10^{-4} à 7.10^{-4} m/s). La porosité y est formée de macropores intergranulaires bien connectés pouvant atteindre plusieurs centaines de micromètres de diamètre. Les tailles des rayons d'accès aux pores (connections entre les pores) mesurent en moyenne une trentaine de micromètres.

Np2 - Ce niveau poreux se localise au mur de la formation des Calcaires de Chaumont (D4). D'une épaisseur de 5 m, sa porosité oscille entre 15 et 20 %, et sa perméabilité est faible, d'environ 0,1 mD (10^{-8} m/s). Cette porosité correspond principalement à de la microporosité inter-microcristalline se développant entre des cristaux de micrites à contacts sub-ponctiques. Les connections entre les pores sont petites, en moyenne de 0,30 µm, soit 100 fois moindre que ceux de np1.

Vitesse acoustique et facteurs de contrôle – La porosité est un premier facteur de contrôle des vitesses acoustiques (Vp), qui sont négativement corrélées avec la porosité (Vp=5774-107ϕ). Les analyses des ondes acoustiques montrent que les échantillons présentant une macroporosité intergranulaire et ceux présentant une microporosité inter-microcristalline, ont des Vp qui permettent de les discriminer. Ainsi, les niveaux poreux 1 et 2 présentent une signature acoustique différente. Les Vp dans les mudstones/wackestones de lagon (np2) sont plus rapides que celles des grainstones macroporeux (Np1). Les marnes (Vp=5220-1937logϕ) et les faciès fins micritiques (Vp=6100-98ϕ) définissent deux relations claires et distinctes avec la porosité. Toutefois, une variabilité importante des Vp pour une porosité donnée dans les grainstones est détectée. Elle ne semble être due ni au tri granulométrique, ni à la taille des grains, ni au type de pore. En revanche, la présence de ciment précoce dans les échantillons semble contrôler une grande partie de cette variabilité. La cimentation précoce limite la compaction mécanique, entraînant une hétérogénéité du milieu physique (grains micritiques-frange de ciment précoce-ciment de blocage). Cette hétérogénéité induit des phénomènes de diffraction entre micrite, sparite et porosité, produisant de possibles atténuations des ondes. A l'inverse, dans les grainstones à allochems micritiques ayant subit une forte compaction physico-chimique due à l'absence de cimentation précoce, la compacité assure une bonne connectivité des parties micritiques formant un milieu physique homogène, et favorise ainsi une bonne propagation des ondes P.

Habillage des profils sismiques en termes de propriétés pétrophysiques – L'étude des ondes acoustiques montre qu'elles sont négativement corrélées avec la porosité : (Vp = 5774-107ϕ). Les relations impédances/porosités permettent ainsi d'utiliser les profils sismiques traités en impédance pour reconnaître les niveaux poreux. La résolution verticale de la sismique étant de l'ordre de 15 m dans le Dogger calcaire, le niveau poreux Np1, épais de 15 m, est susceptible d'être repéré. Np1 correspond à une chute de l'impédance sur une quinzaine de mètres, qui semble être bien exprimé par des réflecteurs sismiques. Certains profils d'impédance suggèrent que Np1 serait sub-continu sur l'ensemble de la zone de transposition de l'Andra.

5. Synthèse et origine des niveaux poreux

L'existence de deux niveaux poreux (Np1 et Np2) interstratifiés au sein de calcaires totalement cimentés et/ou compactés a été discutée en croisant les données sédimentologiques, diagénénétiques, géochimiques, séquentielles et sismiques. Cette discussion a montré que Np1 et Np2 résultent d'une histoire sédimento-diagénétique particulière qui peut être résumée en 3 actes :
(1) émersion sous les *Sequence Boundaries* de 3ème ordre
(2) écran latéral de marnes au Crétacé
(3) pas de circulations oligocène conséquentes.

L'intégration des données stratigraphiques, sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques permet donc de mieux comprendre les propriétés pétrophysiques de la ZT Andra, et le fonctionnement du système hydrologique du site.

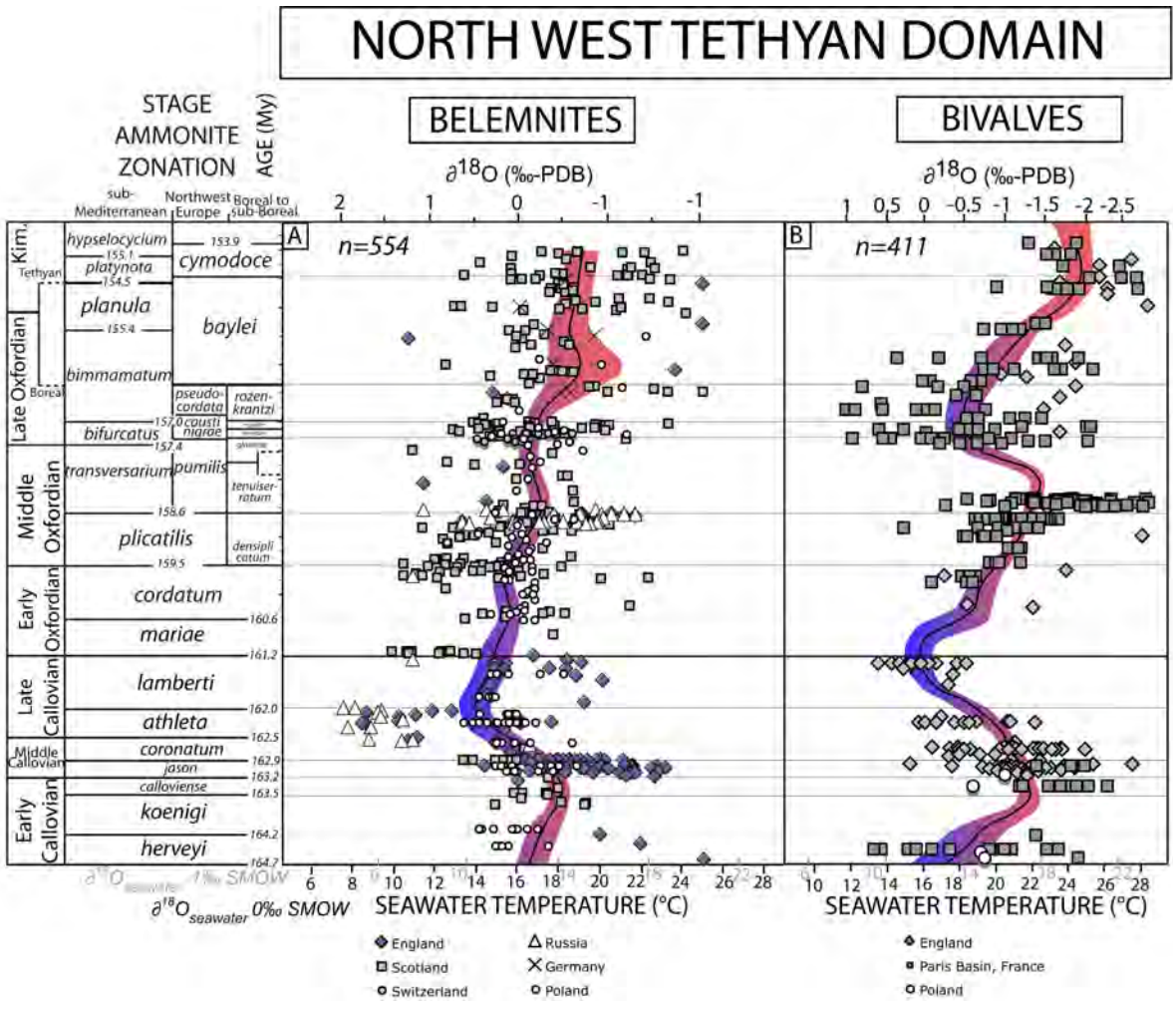
Lorsqu'un de ces trois facteurs est absent, les perméabilités et/ou porosités sont très faibles.

Cette étude montre que la géochimie isotopique est un outil indispensable permettant de révéler les conditions environnementales de dépôt et les processus diagénétiques mis en jeu après le dépôt du sédiment. Seule une étude intégrant les aspects sédimentologiques, diagénétiques et géophysiques permet de mieux contraindre, comprendre et prédire les propriétés pétrophysiques observées aujourd'hui sur un site.

Perspectives

Sédimentologie - paléoclimat

L'approche géochimique visant à caractériser la fraction biogène des dépôts sédimentaires du Dogger a montré un possible contrôle environnemental sur les changements de faciès (température, pCO_2). La synthèse bibliographique exhaustive des données géochimiques réalisées sur des fragments biogènes (coquilles bivalves), montre que les données restent encore peu nombreuses pour le Jurassique moyen et/ou supérieur du domaine téthysien. Au vue des nouvelles données acquises lors de ce travail, les relations entre (1) reprise de la production carbonatée (Bajocien inférieur), (2) changement de producteurs enregistrés à la limite Bajocien inférieur/supérieur et/ou (3) l'influence de la crise des carbonates enregistrée à la fin du Bathonien et au début du Callovien, avec le système climatique, reste encore à préciser.
Les nombreuses carottes provenant de la dernière campagne de forages ont fait l'objet d'études biostratigraphiques détaillées permettant un calage des dépôts à l'horizon d'ammonite (résolution <200 000ans). Ces forages offriraient la possibilité de réaliser une étude détaillée du signal géochimique sur des fragments coquilliers afin de reconstituer un potentiel signal paléoclimatique. Ceci permettrait d'affiner le calage et l'amplitude du refroidissement des eaux océaniques de surfaces sur le Bassin de Paris au cours de la limite jurassique moyen/jurassique supérieur. De plus, un signal isotopique sur des fragments biogènes pourrait également permettre de mieux comprendre l'origine de la variabilité du taux de $CaCO_3$ des marnes du Callovo-oxfordien en fonction des paramètres physico-chimiques des eaux océaniques (changement dans la saturation en $CaCO_3$ de l'eau, variation de salinité, variation de température).



Synthèse des données géochimiques sur bélemnites (A) et bivalves (B) dans le domaine NW téthysien. Le refroidissement du Callovo-oxfordien atteint son paroxysme à la fin du Callovien. Un affinage de cette courbe sur des données de forage de l'Est de la France (mesures isotopiques sur fragments de bivalves – forages Andra) pourrait être envisageable. Synthèse des données disponibles (Brigaud et al., 2009b; Brigaud et al., 2008; Nunn et al., 2009; Price and Page, 2008; Wierzbowski et al., 2009).

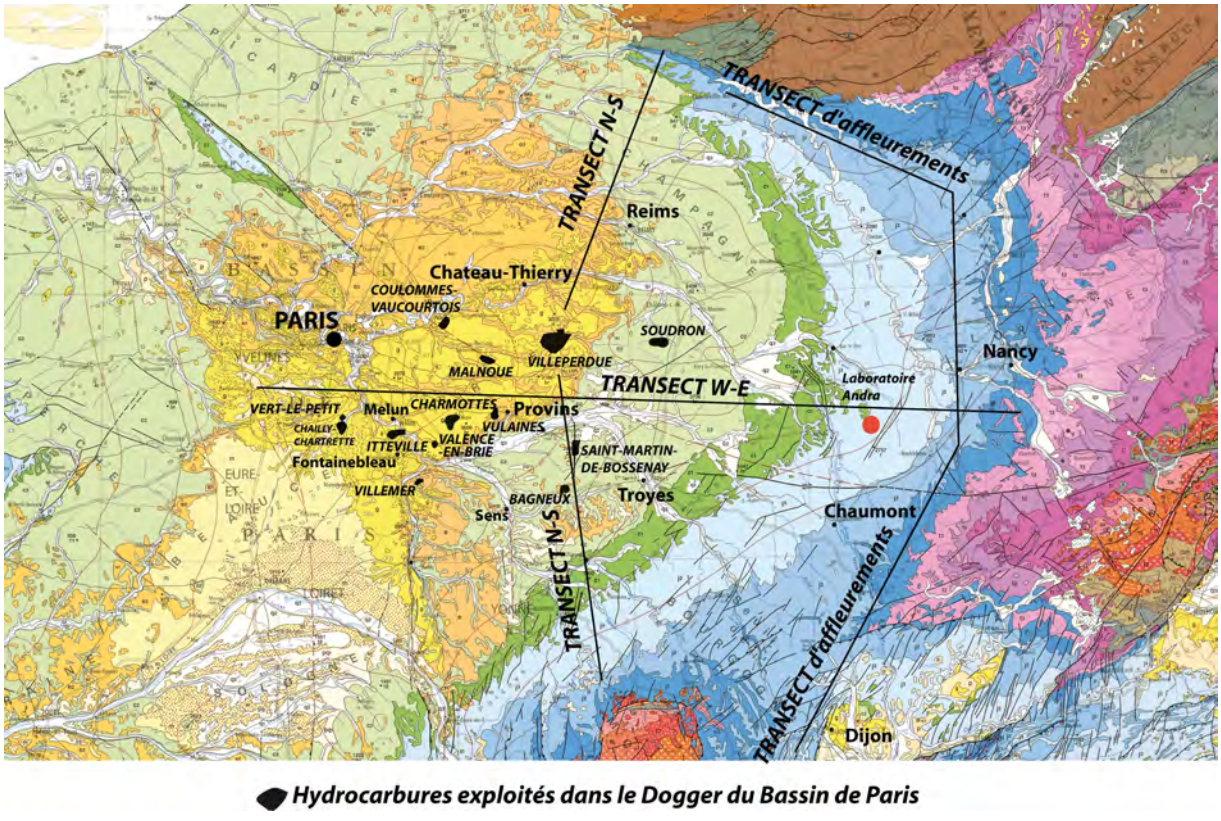
Diagenèse – géochimie

D'une manière générale, dans le Bassin de Paris, les formations calcaires du Dogger (Jurassique moyen) présentent un intérêt économique et sociétal non négligeable, qui suscite un regain d'explorations ces dernières années. En plus de constituer le soubassement d'une couche argileuse dans laquelle l'Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) projette la réalisation d'un stockage de déchets radioactifs à l'horizon 2025, le Dogger calcaire est actuellement étudié en région parisienne pour son potentiel géothermique. Plusieurs grands projets sont actuellement à l'étude comme le projet de géothermie de l'aéroport de Paris-Orly. Le Dogger calcaire est également étudié dans l'Aube notamment comme cible éventuelle pour la séquestration de CO_2. Enfin, suite à l'augmentation des prix du pétrole ces dernières années, le potentiel pétrolier du Dogger de ce Bassin est de nouveau en cours de réévaluation, et de nouvelles campagnes d'exploration se déploient sous la houlette des sociétés Toréador ou Lundin.
Toutes ces problématiques nouvelles ont permis de montrer les limites actuelles de la connaissance du Dogger calcaire du Bassin de Paris. En effet, si les caractéristiques

sédimentologiques et le cadre stratigraphique sont bien contraints, l'évolution diagénétique de ces formations et son impact sur la distribution des propriétés pétrophysiques a en revanche été nettement moins étudiée. Les résultats des divers travaux existant sont actuellement sujets à débat. **Un effort important doit être mené désormais dans ce domaine, afin de mieux comprendre les systèmes paléohydrologiques du Dogger à l'échelle du Bassin de Paris (natures et directions des paléocirculations) qui ont guidé l'évolution temporelle des propriétés pétrophysiques et sont à l'origine de leur distribution spatiale**.

Lors des émersions du Crétacé inférieur, la partie Nord-Est du Bassin constitue une des zones de recharge potentielle de l'aquifère du Dogger. Depuis la surrection Tertiaire, les principales circulations se font depuis la zone de recharge que constitue l'auréole des formations du Dogger à l'affleurement, jusque vers le centre actuel du Bassin, et plus en aval vers la Manche.

Une perspective intéressante, serait, à travers l'analyse des propriétés pétrographiques et géochimiques, de tracer les paléocirculations hydrologiques crétacées et tertiaires à l'échelle du Bassin, ou au minimum à l'échelle de transects 'bordure de bassin' – 'centre du bassin'. Il serait également intéressant de placer chronologiquement la phase de dismigration d'huile par rapport aux phases de cimentations mésogénétiques.



Localisation schématique des transects (stratigraphiques et géochimiques) qui pourraient être envisagés dans des études ultérieures sur la diagenèse du Dogger du Bassin de Paris.

L'objectif d'un tel travail serait de mieux comprendre les effets des paléo-circulations hydrologiques et des cimentations et/ou dissolutions associées, sur les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) à l'échelle du Bassin. L'intégration spatiale des données sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques pourrait permettre une meilleure connaissance de la distribution des propriétés pétrophysiques, et une meilleure appréhension de leur prédictibilité dans les zones peu renseignées.

Paléothermicité - Inclusions fluides basses températures

Il serait important de mieux contraindre les paléotempératures de l'Est du Bassin de Paris atteintes pendant la diagenèse d'enfouissement. Par exemple, des données sur les températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les niveaux du Trias ou des températures-âges traces de fissions sur apatites et/ou zircons des Marnes de Longwy pourraient apporter des précisions sur les températures atteintes pendant l'enfouissement.

Datation radiochronologique U-Pb et/ou (U-Th)/He

Des datations U-Pb et/ou (U-Th)/He pourraient être tentées sur certains ciments précoces non recristallisés, suffisamment volumineux, et suffisamment riches en uranium et en plomb. Cette configuration existe peut-être pour certains ciments vadoses et/ou météoriques du Bathonien supérieur qui sont chronologiquement et spatialement associés à des dépôt de lignites potentiellement riches en de tels éléments chimiques. Ces datations radiochronologiques U-Pb et/ou (U-Th)/He pourraient permettre d'affiner les datations d'une période géologique (Jurassique moyen) dans laquelle peu de points de datation absolue existe. Ces mêmes méthodes de datations radiochronologiques pourraient être tentées sur les ciments formés lors de la diagenèse d'enfouissement afin d'améliorer les datations des processus diagénétiques (cimentations) et des paléo-circulations hydrogéologiques associées.

Modélisation géologique pétrophysique

L'élaboration d'un modèle géologique (Gocad© ou Petrel©) intégrant les données de cette thèse pourrait grandement améliorer la compréhension du modèle hydrologique du Dogger de la ZT. Une première étape consisterait à habiller les diagraphies disponibles sur d'autres forages Andra traversant le Dogger sur le secteur (MSE101, HTM102, EST210, EST312, EST322, EST342, EST412, EST422, EST433, EST452, EST462) à partir des données de carottes afin de proposer des évolutions de faciès dans la zone de transposition (transect est-ouest et nord-sud). Cette calibration des diagraphies à partir des données sédimentologiques de forage est par exemple réalisable avec le logiciel EasyTrace©. Complété avec les données sismiques et pétrophysiques, cet habillage permettrait d'élaborer un modèle géologique Gocad© ou Petrel© du Dogger du secteur Andra.

Bibliographie

AKBAR, M., PETRICOLA, M., WATFA, M., BADRI, M., CHARARA, M., BOYD, A., CASSELL, B., NURMI, R., DELHOMME, J. P., GRACE, M., KENYON, B. et ROESTENBURG, J., 1995, Classic Interpretation Problems: Evaluating Carbonates. *Oilfield Review*, 38-57.

ALMERAS, Y., 1997, Brachiopodes - Jurassique moyen, *in* E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen, Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles - Groupe Français d'Etude du Jurassique*, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production, 176-184 p.

ALSHARHAN, A. et MAGARA, K., 1995, Nature and distribution of porosity and permeability in jurassic carbonate reservoirs of the Arabian Gulf basin. *Facies*, **32**: 237-253.

ANDERSON, T. F. et ARTHUR, M. A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleonvironmental problems, *in* M. A. Arthur, Anderson,T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S., ed., *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course10, 1-151 p.

ANDERSON, T. F., POPP, B. N., WILLIAMS, A. C., HO, L. Z. et HUDSON, J. D., 1994, The stable isotopic records of fossils from the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: paleoenvironmental implications. *Journal of the Geological Society (London, United Kingdom)*, **151** 125-138.

ANDRE, G., 2003, *Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris.* PhD Thesis. Nancy, Université Henri Poincaré, 310 p.

ANDRE, G., HIBSCH, C., BEAUDOIN, B., CARPENTIER, C., FOURCADE, S., CATHELINEAU, M. et ELION, P., 2004, Oxfordian sedimentary dykes : tectonic and diagenetic implications for the eastern Paris basin. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **175**: 595-605.

ANDRE, G., PROUDHON, B., REBOURS, H. et WILEVEAU, Y., 2006, Paramètres contrôlant la distribution de la fracturation : exemple dans une série marno-calcaire du Jurassique supérieur (Est du bassin de Paris). *Comptes Rendus Geosciences*, **338**: 931-941.

ANSELMETTI, F. S. et EBERLI, G. P., 1993, Controls on sonic velocity in carbonates. *Pure and Applied Geophysics*, **141**: 287-323.

ANSELMETTI, F. S. et EBERLI, G. P., 2001, Sonic velocity in carbonates-a combined product of depositional lithology and diagenetic alteration, *in* R. N. Guinsburg, ed., *Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project*, **SEPM Special Publication No. 70**, SEPMp.

ANSELMETTI, F. S., VON SALIS, G. A., CUNNINGHAM, K. J. et EBERLI, G. P., 1997, Acoustic properties of Neogene carbonates and siliciclastics from the subsurface of the Florida Keys: implications for seismic reflectivity. *Marine Geology*, **144**: 9-31.

ARCHIE, G. E., 1952, Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. *AAPG Bulletin*, **36**: 278-298.

ASSEFA, S., MCCANN, C. et SOTHCOTT, J., 1999, Attenuation of P- and S-waves in limestones. *Geophysical Prospecting*, **47**: 359-392.

ASSEFA, S., MCCANN, C. et SOTHCOTT, J., 2003, Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting*, **51**: 1-13.

AURELL, M., ROBLES, S., BADENAS, B., ROSALES, I., QUESADA, S., MELENDEZ, G. et GARCIA-RAMOS, J. C., 2003, Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, **162**: 239-271.

BAECHLE, G. T., COLPAERT, A., EBERLI, G. P. et WEGER, R. J., 2008, Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. *The Leading Edge*, **27**: 1012-1018.

BARTOLINI, A., BAUMGARTNER, P. O. et GUEX, J., 1999, Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145**: 43-60.

BARTOLINI, A. et CECCA, F., 1999, 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **329**: 587-595.

BARTOLINI, A. et LARSON, R. L., 2001, Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. *Geology*, **29**: 735-738.

BASHORE, W. M., ARAKTINGI, U. G., LEVY, M. et SCHWELLER, W. G., 1994, Importance of a geological framework and seismic data integration for modeling and subsequent fluid-flow predictions, *in* J. M. Yarus and R. L. Chambers, eds., *Stohastic Modeling and Geostatistics: Principles, Methods and Case Studies*, American Association of Petroleum Geologistsp.

BEMER, E. et LOMBARD, J. M., 2009, From Injectivity to Integrity Studies of CO_2 Geological Storage Chemical Alteration Effects on Carbonates Petrophysical and Geomechanical Properties. *Oil and Gas Science and Technology - Revue de L´IFP*, **in press**.

BERGERAT, F., 1987, Stress-Fields in the European Platform at the Time of Africa-Eurasia Collision. *Tectonics*, **6**: 99-132.

BERGERAT, F., ELION, P., FRIZON DE LAMOTTE, D., PROUDHON, B., COMBES, P., ANDRE, G., WILLEVEAU, Y., LAURENT-CHARVET, S., KOURDIAN, R., LEROUGE, G. et OTT D'ESTEVOU, P., 2007, 3D multiscale structural analysis of the eastern Paris basin: the Andra contribution. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **178**: 15-35.

BEZ, M. et SAMBET, G., 1995, The Itteville oil field: an example of a stratigraphic trap in Mid-Jurassic carbonates of the Paris Basin. *In* "AAPG International conference and exhibition". *AAPG Bulletin*, **79**: 1198.

BIGG, G. R. et ROHLING, E. J., 2000, An oxygen isotope data set for marine waters. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **105**: 8527-8535.

BLEICHER, 1887, *Guide du Géologue en Lorraine*, Berger-Levrault, Paris.

BOULVAIN, F., BELANGER, I., DELSATE, D., DOSQUET, D., GHYSEL, P., GODEFROIT, P., LALOUX, M., ROCHE, M., TEERLYNCK, H. et THOREZ, J., 2000, New lithostratigraphical, sedimentological, mineralogical and paloeontological data on the Mesozoic of Belgian Lorraine: A progress report. *Geologica Belgica*, **3**: 3-33.

BOURBIE, T., COUSSY, O. et ZINSZNER, B., 1986, *Acoustique des milieux poreux*. **Publication de l'institut français du pétrole n° 27**, Technip, 339 p.

BRAAKSMA, H., PROUST, J. N., KENTER, J. A. M., DRIJKONINGEN, G. G. et FILIPPIDOU, N., 2006, Sedimentological, petrophysical, and seismic characterization of an upper jurassic shoreface-dominated shelf margin (the Boulonnais, northern France). *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 175-199.

BRADSHAW, M. J. et CRIPPS, D. W., 1992, Jurassic, *in* J. C. W. Cope, J. K. Ingham and P. F. Rawson, eds., *Atlas of Palaeogeography and Lithofacies*, **13**, Geological Society of London, Memoirs, 153 p.

BRIGAUD, B., DECONINCK, J.-F., DURLET, C., PELLENARD, P., THIERRY, J., TROUILLER, A. et VINCENT, B., 2009a, Le stockage de déchets radioactifs en couches géologiques profondes. *uB Sciences*, **4**: 111-121.

BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.-F., VINCENT, B., PUCEAT, E., THIERRY, J. et TROUILLER, A., 2009b, Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A Sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, **222**: 181-206.

BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.-F., VINCENT, B., THIERRY, J. et TROUILLER, A., 2009c, The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, **222**: 161-180.

BRIGAUD, B., PUCEAT, E., PELLENARD, P., VINCENT, B. et JOACHIMSKI, M. M., 2008, Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**: 58-67.

BUDD, D. A., 1984, *Freshwater diagenesis of Holocene ooid sands, Schooner Cays, Bahamas.* Austin, University of Texas at Austin, 491 p.

BUDD, D. A., 1989, Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: a geochemical study of the lower cretaceous thamama group, U.A.E. *Sedimentary Geology*, **63**: 293-311.

BURCHETTE, T. P. et WRIGHT, V. P., 1992, Carbonate Ramp Depositional Systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.

BUSCHAERT, S., 2001, *Origine, âge et processus physico-chimiques des circulations de fluides dans les fractures*. PhD thesis, 259 p.

BUSCHAERT, S., FOURCADE, S., CATHELINEAU, M., DELOULE, E., MARTINEAU, F., AYT OUGOUGDAL, M. et TROUILLER, A., 2004, Widespread cementation induced by inflow of continental water in the eastern part of the Paris basin: O and C isotopic study of carbonate cements. *Applied Geochemistry*, **19**: 1201-1215.

CAMPBELL, S. D. G., SEWELL, R. J., DAVIS, D. W. et SO, A. C. T., 2007, New U-Pb age and geochemical constraints on the stratigraphy and distribution of the Lantau Volcanic Group, Hong Kong. *Journal of Asian Earth Sciences*, **31**: 139-152.

CARIOU, E. et HANTZPERGUE, P., 1997, *Biostartigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distributions des vertébrés et microfossiles*. **Mémoire 17**, Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine, 440 p.

CARPENTIER, C., 2008, Horizons poreux oxfordiens du site de l'Est. Origine et architecture de la nanoporosité secondaire. Andra. Rapport de post doctorat, 95 p.

CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J. P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, R. W., ERIKSSON, P. G., FIELDING, C. R., FISHER, W. L., GALLOWAY, W. E., GIBLING, M. R., GILES, K. A., HOLBROOK, J. M., JORDAN, R., KENDALL, C. G. S. C., MACURDA, B., MARTINSEN, O. J., MIALL, A. D., NEAL, J. E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H. W., PRATT, B. R., SARG, J. F., SHANLEY, K. W., STEEL, R. J., STRASSER, A., TUCKER, M. E. et WINKER, C., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92**: 1-33.

CHAMLEY, H., 1989, *Clay Sedimentology*, Springer Verlag, 623 p.

CHANTRAINE, J., AUTRAN, A., CAVELIER, C., ALABOUVETTE, B., BARFETY, J.-C., CECCA, F., CLOZIER, L., DEBRAND-PASSARD, S., DUBREUILH, J., FEYBESSE, J.-L., GUENNOC, P., DEDRU, P., ROSSI, P. et TERNET, Y., 2003, *Carte géologique de la France à 1/1 000 000*, Service géologique national.

CHARCOSSET, P., 1993, Etude de la bordure sud-est du bassin parisien au Bathonien-Callovien inférieur - secteur de Neufchâteau. Rapport de Maîtrise. Université de Bourgogne.

CHOQUETTE, P. W. et PRAY, L. C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**: 207-250.

CHOUKROUNE, P. et MATTAUER, M., 1978, Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **5**: 689-700.

CHOUKROUNE, P., SEGURET, M. et GALDEANO, A., 1973, Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **7**: 601-611.

CLAUER, N., FOURCADE, S., CATHELINEAU, M., GIRARD, J.-P., VINCENT, B., ELIE, M., BUSCHAERT, S. et ROUSSET, D., 2007, A review of studies on the diagenetic evolution of the Dogger to Tithonian sedimentary - sequence in the eastern Paris Basin - Impact on the physical and chemical rock properties. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **178**: 59-71.

COLLIN, P.-Y. et COURVILLE, P., 2006, Sedimentation and palaeogeography of the eastern part of the Paris Basin (France) at the Middle-Upper Jurassic boundary. *Comptes Rendus Geosciences*, **338**: 824-833.

COLLIN, P. Y., COURVILLE, P., LOREAU, J. P., MARCHAND, D. et THIERRY, J., 1999, Condensed series and biostratigraphic unit preservation index: example of the flooding of the north Burgundy platform (France) in Callovian-Oxfordian times. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **328**: 105-111.

COLLIN, P. Y., LOREAU, J. P. et COURVILLE, P., 2005, Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris Basin, France). *Sedimentology*, **52**: 969-985.

CONTINI, 1968, Stratigraphie du Dogger: passage des faciès de la Haute-Saône aux faciès de Lorraine. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **10**: 308-315.

CONTINI, D. et MANGOLD, C., 1980, Evolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen, *in* R. Enay and C. Mangold, eds., *Synthèse paléogéographique du Jurassique français*, **5**, Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, 66-70 p.

CORBIN, J.-C., 1994, *Evolution géochimique du Jurassique du Sud-Est de la France: influence des variations du niveau marin et de la tectonique.* PhD thesis, Université Paris VI, 175 p.

CORROY, G., 1925, *Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris.* Thèse de doctorat. Nancy, 335 p.

CORROY, G., 1926, Ressources Minérales de l'Infra-Crétacé ou Néocomien de la Bordure Est du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Industrielle de l'Est*, **184**.

CORROY, G., 1927, Synchronisme des horizons jurassiques de l'Est. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **27**: 95-113.

COURVILLE, P. et COLLIN, P. Y., 2002, Taphonomic sequences - A new tool for sequence stratigraphy. *Geology*, **30**: 511-514.

COURVILLE, P. et RAFFRAY, M., 2007, La série condensée à ("Marno-calcaires à Oolites ferrugineuses", Callovien pars.) de Rimaucourt (Haute-Marne). Lithologie, datation, aspects paléoenvironnementaux. *Bull. Ass. Géologique Auboise*, **28**: 3-12.

CUILHE, L. et BRUNETON, A., 2003, Site Meuse/Haute-Marne. Sismique 3D après retraitement 2002. Rapport d'interprétation géologique et structurale. Andra.C.RP.0BEI.03.002.A.

CUILHE, L., JACQUEMIN-GUILLAUME, E. et JEANCIER, D., 2008, Campagne sismique 2D et activités connexes interprétation et inversion des données sismiques 2D. Andra. 40 p.

CURIAL, A., 2008, Intégration séquentielle et sédimentologique des formations jurassiques du secteur Meuse/Haute-Marne. Andra. 72 p.

DAVIES, G. R. et SMITH, L. B., JR., 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bulletin*, **90**: 1641-1690.

DE GRACIANSKY, C. et JACQUIN, T., 2003, Evolution des structures et de la paléogéographie au passage Lias-Dogger dans le bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **174**: 3-17.

DE LA VAISSIERE, R. et SCHOLZ, E., 2008, Campagne de reconnaissance de la Zone de Transposition (FZT) - Esquisses piezométriques de l'Oxfordien au Dogger. Andra. 11 p.

DEBELMAS, J. et MASCLE, G., 1994, *Les grandes structures géologiques*, Masson.

DEBRABANT, P., CHAMLEY, H., DECONINCK, J.-F., RECOURT, P. et TROUILLER, A., 1992, Clay sedimentology, mineralogy and chemistry of Mesozoic sediments drilled in the Northern Paris Basin. *Scientific Drilling*, **3**: 138-152.

DEPRE, P., MURILLO, J. P. et DUPONT, R., 2003, Laboratoire souterrain de Meuse/Haute-Marne. Sismique 3D, 2D. Rapport de retraitement. Andra.D.RP.0CGG.03.001.A.

DERA, G., PELLENARD, P., NEIGE, P., DECONINCK, J.-F., PUCEAT, E. et DOMMERGUES, J.-L., 2009a, Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **271**: 39-51.

DERA, G., PUCEAT, E., PELLENARD, P., NEIGE, P., DELSATE, D., JOACHIMSKI, M. M., REISBERG, L. et MARTINEZ, M., 2009b, Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: Evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites. *Earth and Planetary Science Letters*, **286**: 198-207.

DEWEVER, B., BREESCH, L., MEZINI, A. et SWENNEN, R., 2007, Sedimentological and marine eogenetic control on porosity distribution in Upper Cretaceous carbonate turbidites (central Albania). *Sedimentology*, **54**: 243-264.

DOUVILLE, H., 1878, Note sur le Bathonien des environs de Toul et de Neufchâteau. *Bulletin de la Société géol de France*, **6**: 568-577.

DROMART, G., ALLEMAND, P., GARCIA, J. P. et ROBIN, C., 1996, Cyclic fluctuation of carbonate production through the Jurassic along a Burgundy-Ardeche cross-section, eastern France. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **167**: 423-433.

DROMART, G., GARCIA, J.-P., GAUMET, F., PICARD, S., ROUSSEAU, M., ATROPS, F., LECUYER, C. et SHEPPARD, S. M. F., 2003a, Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, **303**: 667-707.

DROMART, G. et GARCIA, J. P., 1996, Etude des formations carbonatées du Jurassique moyen et supérieur de la Meuse et de la Haute-Marne - Biostratigraphie, sédimentologie, cartographie. *Rapport d'étude ANDRA*, **B RP0ENL 96-001**: 37.

DROMART, G., GARCIA, J. P., PICARD, S., ATROPS, F., LECUYER, C. et SHEPPARD, S. M. F., 2003b, Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, **213**: 205-220.

DROUILLER, Y. et GUILLEMOT, D., 2005, EST210. PSV Walk-above.Interprétation combinée du PSV avec l'imagerie de paroi FMI et la sismique 3D. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne. Andra.D.RP.ADPE.04.1124.

DURLET, C., 1996, *Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée.* PhD thesis. Dijon, Université de Bourgogne, 444 p.

DURLET, C., ALMERAS, Y., CHELLAI , E. H., ELMI , S., LE CALLONNEC, L., LEZIN, C. et NEIGE, P., 2001a, Anatomy of a Jurassic carbonate ramp: a continuous outcrop transect across southern margin of the High Atlas (Morocco). *Géologie Méditerranéenne*, **28**: 57-61.

DURLET, C., JACQUIN, T. et FLOQUET, M., 1997, Extensional synsedimentary tectonics during Aalenian and Bajocian on the Burgundy High (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série IIa:Sciences de la Terre et des Planètes*, **324**: 1001-1008.

DURLET, C., LATHUILIERE, B. et AYCARD, M., 2001b, Reef geometries and facies in Bajocian limestones of the Burgundy High (France): Environmental and sequence stratigraphy interpretations. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **94**: 1-11.

DURLET, C., LEZIN, C., PELISSIE, T., LORENZ, J. et GELY, J. P., 2000, Les indices d'émersion dans les dépôts aaléno-bajociens des pourtours du Massif Central, France. *Strata*, **10**: 56-58.

DURLET, C. et LOREAU, J. P., 1996, Inherent diagenetic sequence of hardgrounds resulting from marine ablation of exposure surfaces. Example of the Burgundy platform, Bajocian (France). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **323**: 389-396.

DURLET, C., LOREAU, J. P. et PASCAL, A., 1992, Diagenetic Signature of Unconformities and New Graphic Visualization of Diagenesis. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série IIa:Sciences de la Terre et des Planètes*, **314**: 1507-1514.

DURLET, C. et THIERRY, J., 2000, Modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **171**: 327-339.

EHRENBERG, S. N., 2006, Porosity destruction in carbonate platforms. *Journal of Petroleum Geology*, **29**: 41-51.

EHRENBERG, S. N., EBERLI, G. P., KERAMATI, M. et MOALLEMI, S. A., 2006, Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs. *AAPG Bulletin*, **90**: 91-114.

EHRENBERG, S. N. et NADEAU, P. H., 2005, Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG Bulletin*, **89**: 435-445.

ELION, P., TROUILLER, A., GUILLEMOT, D., BUSCHAERT, S., YVEN, B. et VIGNERON, G., 2005, Modèle géologique du secteur d'étude, *in* Collectif (Ed), *Dossier 2005 Référentiel du site Meuse/Haute-Marne Tome 1. Volume 1*. Andra.C.RP.ADS.04.0022, 713 p.

ENAY, R. et MANGOLD, C., 1980, *Synthèse paléogéographique du Jurassique français*. **Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, Volume 5**, Groupe Français d'Etude du Jurassique, 220 p.

FABER, J., 1957, Dossier de fin de campagne core-drills - Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine. Direction des Ressources Énergétiques et Minérales.Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures rapport n°14.1306-1312, 11 p.

FERAUD, G., ALRIC, V., FORNARI, M., BERTRAND, H. et MALLER, M., 1999, 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, **172**: 83-96.

FERRY, S., PELLENARD, P., COLLIN, P. Y., THIERRY, J., MARCHAND, D., DECONINCK, J. F., ROBIN, C., CARPENTIER, C., DURLET, C. et CURIAL, A., 2007, Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris Basin. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **178**: 37-57.

FINKEL, E. et WILKINSON, B. H., 1990, Stylolitisation as source of Cement in Mississipian Salem Limestone, West-Central Indiana. *AAPG Bulletin*, **74**: 174-186.

FLOQUET, M. et JAVAUX, C., 1992, Stratigraphie séquentielle sur les séries de la plate-forme carbonatée d'âge Bathonien-Callovien en Bourgogne. Total. 94 p.

FLOQUET, M., JAVAUX, C., MENOT, J.-C. et PURSER, B. H., 1991, *Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plate-forme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne. excursion des 27-28-29 juin 1991*. **14**, ASF, 174 p.

FLOQUET, M., LAURIN, B., LAVILLE, P., MARCHAND, D., MENOT, J.-C., PASCAL, A. et THIERRY, J., 1989, Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien Terminal-Callovien. *Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **13**: 133-165.

FLÜGEL, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*, Springer, 976 p.

FONTES, J. C. et MATRAY, J. M., 1993, Geochemistry and Origin of Formation Brines from the Paris Basin, France .1. Brines Associated with Triassic Salts. *Chemical Geology*, **109**: 149-175.

FOURNIER, F. et BORGOMANO, J., 2009, Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics*, **74**: E93-E109.

GARCIA, J.-P., DROMART, G., GUILLOCHEAU, F., ALLEMAND, P., GAUMET, F., ROBIN, C. et SAMBET, G., 1996a, Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **323**: 697-703.

GARCIA, J.-P., GAUMET, F., LAURIN, B. et THIERRY, J., 1995, Synthèse stratigraphique du Bathonien-Callovien sur un transect Bourgogne-Lorraine. Elf Aquitaine. 53 p.

GARCIA, J.-P., LAURIN, B. et SAMBET, G., 1996b, Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris; une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **167**: 435-451.

GARCIA, J.-P., LAURIN, B., THIERRY, J., CHARCOSSET, P., GAUMET, F., HOCQUET, S. et JANNIAUX, G., 1994, Le Bathonien de la région de Neufchâteau. Université de Bourgogne. 51 p.

GARCIA, J. P., 1993, *Les variations du niveau marin sur le Bassin de Paris au Bathonien-Callovien*. **17**, Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, Dijon, 302 p.

GARDET, G., 1929, Le Bajocien supérieur et le Bathonien de Villey-Saint-Etienne. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **29**: 153-166.

GARDET, G., 1943, Lias et Bajocien du Sud du plateau de Langres. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, **45**: 33-50.

GARDET, G., 1945, Le Bathonien de la Lorraine. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, **45**: 327-391.

GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W. et GREGORY, A. R., 1974, Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, **39**: 770-780.

GAUMET, F., 1993, Etude de la bordure sud-est du bassin parisien au Bathonien-Callovien inférieur - secteur de Liffol. Rapport de Maîtrise, Université de Bourgogne.

GAUMET, F., 1997, *Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée.* PhD thesis, Université Claude Bernard - Lyon I, 296 p.

GAUMET, F., GARCIA, J. P., DROMART, G. et ALLEMAND, P., 2001, Middle Jurassic production rates and "patchy" architecture of the carbonate systems along the north-western Tethyan margin (Paris basin to Sub-alpine basin). *Géologie Méditerranéenne*, **XXVIII**: 79-83.

GAUMET, F., GARCIA, J. P., DROMART, G. et SAMBET, G., 1996, Stratigraphic control upon depositional facies, geometries and profiles across the Bathonian-Callovian carbonate platform in Burgundy. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **167**: 409-421.

GEISTER, J. et LATHUILIERE, B., 1991. Jurassic coral reefs of the northeastern Paris Basin (Luxembourg and Lorraine). *International Symposium on Fossil Cnidaria*, Münster, **Excursion-Guidebook VI**: p. 112.

GIANNESINI, S., 2006, *Géochimie isotopique des eaux des formations argileuses et calcaires du site Andra de Meuse/Haute-Marne.* PhD Thesis. Nancy.

GOLDSTEIN, R. H. et REYNOLDS, T. J., 1994, *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. **31**, SEPM, 199 p.

GONÇALVES, J., PAGEL, M., VIOLETTE, S., GUILLOCHEAU, F. et ROBIN, C., 2009, Fluid inclusions as constraints in a three-dimensional hydro-thermo-mechanical model of the Paris basin, France. *Basin Research*, in press. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00428.x.

GONCALVES, J., VIOLETTE, S., ROBIN, C., BRUEL, D., GUILLOCHEAU, F. et LEDOUX, E., 2004, Combining a compaction model with a facies model to reproduce permeability fields at the regional scale. *Physics and Chemistry of the Earth*, **29**: 17-24.

GONZALEZ, R., 1996, Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein formation, northern Switzerland. *Sedimentary Geology*, **102**: 111-130.

GONZALEZ, R. et WETZEL, A., 1996, Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau Formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **89**: 695-720.

GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. et SMITH, A. G., 2004, *A Geological Time Scale 2004*, Cambridge University Press.

GRANIER, B., 1995, A sedimentological model of the Callovian oolite reservoir of the Villeperdue oil field, Paris Basin (France). *Petroleum Geoscience*, **1**: 145-150.

GRÖCKE, D. R., PRICE, G. D., ROBINSON, S. A., BARABOSHKIN, E. Y., MUTTERLOSE, J. et RUFFELL, A. H., 2005, The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**: 495-509.

GROVER, G. et READ, J. F., 1983, Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, **67**: 1275-1303.

GUILLEMENET, 2009, Les plages et milieux vadoses de la plate-forme pariso-bourguignonne au Bathonien supérieur: Approches sédimentologiques, diagénétiques et géochimiques. Université de Bourgogne. Mémoire Master 2, 59 p

GUILLOCHEAU, F., 1991, Large-scale transgressive-regressive cycles of tectonic origin into the mesozoic sediments of the paris basin. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **312**: 1587-1593.

GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ALLEMAND, P., BOURQUIN, S., BRAULT, N., DROMART, G., FRIEDENBERG, R., GARCIA, J.-P., GAULIER, J.-M., GAUMET, F., GROSDOY, B., HANOT, F., LE STRAT, P., METTRAUX, M., NALPAS, T., PRIJA, C., RIGOLLET, C., SERRANO, O. et GRANDJEAN, G., 2000, Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, **13**: 189-245.

GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., METTRAUX, M., DAGALLIER, G., ROBIN, F.-X. et LE SOLLEUZ, A., 2002, Le Jurassique de l'Est du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **39**: 23-47.

HALLAM, A., 2001, A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 23-37.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. et VAIL, P. R., 1998, Jurassic sequence chronostratigraphy - Chart 6, *in* P.-C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.-R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, **60**, SEPM Special Publication, 3-15 p.

HAUTEVELLE, Y., MICHELS, R., MALARTRE, F. et TROUILLER, A., 2006, Vascular plant biomarkers as proxies for palaeoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of the Paris Basin (France). *Organic Geochemistry*, **37**: 610-625.

HEASLEY, E. C., WORDEN, R. H. et HENDRY, J. P., 2000, Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 639-654.

HENDRY, J. P., 1993, Geological control on regional subsurface carbonate cementation: an isotopic paleohydrologic investigation of middle Jurassic limestones in Central England, *in* A. D. Horbury and A. G. Robinson, eds., *Diagenesis and Basin Development*, **36** AAPG Studies in Geology, AAPG, 231–260 p.

HENDRY, J. P., 2002, Geochemical trends and palaeohydrological significance of shallow burial calcite and ankerite cements in Middle Jurassic strata on the East Midlands Shelf (onshore UK). *Sedimentary Geology*, **151**: 149-176.

HENDRY, J. P., DITCHFIELD, P. W. et MARSHALL, J. D., 1995, Two-stage neomorphism of Jurassic aragonitic bivalves: implications for early digenesis. *Journal of Sedimentary Research*, **65**: 214-224.

HESSELBO, S. P., MORGANS-BELL, H. S., MCELWAIN, J. C., REES, P. M., ROBINSON, S. A. et ROSS, C. E., 2003, Carbon-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying changes in the terrestrial paleoenvironment. *Journal of Geology*, **111**: 259-276.

HEYDARI, E., 2000, Porosity loss, fluid flow, and mass transfer in limestone reservoirs: Application to the Upper Jurassic Smackover Formation, Mississippi. *AAPG Bulletin*, **84**: 100-118.

HEYDARI, E., 2003, Meteoric versus burial control on porosity evolution of the Smackover Formation. *AAPG Bulletin*, **87**: 1779-1797.

HOCQUET, S., 1993, Etude de la bordure sud-est du bassin parisien au Bathonien-Callovien inférieur - secteur d'Andelot. Rapport de Maîtrise. Université de Bourgogne.

HOLTZAPFFEL, 1985, *Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination*. **12**, Société Géologique du Nord, 136 p.

JACQUIN, T., DARDEAU, G., DURLET, C., DE GRACIANSKY, C. et HANTZPERGUE, P., 1998, The north sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western europe, *in* P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, **SEPM Special publication No. 60**, 445-466 p.

JACQUIN, T. et DE GRACIANSKY, P.-C., 1998a, Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of european basin development, *in* P.-C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, **SEPM Special publication No. 60**, 15-29 p.

JACQUIN, T. et DE GRACIANSKY, P.-C., 1998b, Transgressive/Regressive (Second order) facies cycles: the effects of tectono-eustasy, *in* P.-C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.-R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, **60**, SEPM Special Publication, 31-42 p.

JACQUIN, T., GARCIA, J.-P., PONSOT, C., THIERRY, J. et VAIL, P. R., 1992, Séquence de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté: exemple du Dogger du Bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **315**: 353-362.

JANNIAUX, G., 1993, Etude de la bordure sud-est du bassin parisien au Bathonien-Callovien inférieur - secteur de Martigny-les-Gerbonvaux. Rapport de Maîtrise. Université de Bourgogne.

JAVAUX, C., 1992, *La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien - Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique, Place et création des réservoirs potentiels*. **16**, Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, Dijon, 342 p.

JEANS, C. V., 2006, Clay mineralogy of the Jurassic strata of the British Isles. *Clay Minerals*, **41**: 187-307.

JENKYNS, H. C., JONES, C. E., GRÖCKE, D. R., HESSELBO, S. P. et PARKINSON, D. N., 2002, Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, **159**: 351-378.

JOBARD, E., 2009, La résonnance magnétique nucléaire dans les carbonates: Intérêts et limites de l'outil diagraphique. Application aux Carbonates du Dogger du Bassin de Paris. Université de Bourgogne. Rapport de Master2, 64 p.

JONES, C. E., JENKYNS, H. C., COE, A. L. et HESSELBO, S. P., 1994, Strontium Isotopic Variations in Jurassic and Cretaceous Seawater. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **58**: 3061-3074.

KENTER, J. A. M., ANSELMETTI, F. S., KRAMER, P. H., WESTPHAL, H. et VANDAMME, M. G. M., 2002, Acoustic properties of "young" carbonate rocks, ODP leg 166 and boreholes Clino and Unda, western Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 129-137.

KENTER, J. A. M., BRAAKSMA, H., VERWER, K. et VAN LANEN, X. M. T., 2007, Acoustic behavior of sedimentary rocks: Geologic properties versus Poisson's ratios. *The Leading Edge*, **26**: 436-444.

KENTER, J. A. M., FOUKE, B. W. et REINDERS, M., 1997a, Effects of differential cementation on the sonic velocities of Upper Cretaceous skeletal grainstones (southeastern Netherlands). *Journal of Sedimentary Research*, **67**: 178-185.

KENTER, J. A. M., GARTNER, G. L. B. et SCHLAGER, W., 2001, Seismic models of a mixed carbonate-siliciclastic shelf margin: Permian upper San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico. *Geophysics*, **66**: 1744-1748.

KENTER, J. A. M. et IVANOV, 1995, Parameters controlling acoustic properties of carbonate and siliclastic sediments at Sites 866 and 869, *in* E. L. Winterer, W. W. Sager, J. V. Firth and J. M. Sinton, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Scientific Results*, **143**: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 287-303 p.

KENTER, J. A. M., PODLADCHIKOV, F. F., REINDERS, M., VAN DER GAAST, S. J., FOUKE, B. W. et SONNENFELD, M. D., 1997b, Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastics Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico). *Geophysics*, **62**: 505-520.

KEWEN, W. et NING, L., 2008, Numerical simulation of rock pore-throat structure effects on NMR T2 distribution. *Applied Geophysics*, **5**: 86-91.

KLÜPFEL, W., 1918, Sur le Jurassique Lorrain. *Jb. K. Preuss geol. Landesamt*, **38**: 252-346.

KYRKJEBØ, R., GABRIELSEN, R. H. et FALEIDE, J. I., 2004, Unconformities related to the Jurassic-Cretaceous synrift-post-rift transition of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society*, **161**: 1-17.

LAKE, S. D. et KARNER, G. D., 1987, The Structure and Evolution of the Wessex Basin, Southern England - an Example of Inversion Tectonics. *Tectonophysics*, **137**: 347-378.

LAMBERT, L., DURLET, C., LOREAU, J.-P. et MARNIER, G., 2006, Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, **23**: 79-92.

LANDAIS, P., 2004, Water geochemistry and hydrogeology - Preface. *Physics and Chemistry of the Earth*, **29**: 1-1.

LANSON, B. et MEUNIER, A., 1995, The Transformation of Ordered (S≥1) Mixed Layers Illite-Smectite to Illite in a Diagenetic Series, State-of-the-Art and Prospects. *Bulletin Des Centres De Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **19**: 149-165.

LATHUILIERE, B., 2000a, Reef building corals of Lower Bajocian of France (part 2). *Geobios*, **33**: 153-181.

LATHUILIERE, B., 2000b, Reef building corals of Lower Bajocian of France. Part 1. *Geobios*, **33**: 51-72.

LATHUILIERE, B., 2005, Introduction géologique à la carrière d'Ottange-Rumelange, *Fossiles et Minéraux de la carrière d'Ottange-Rumelange*, 15-25 p.

LATHUILIERE, B., C., C., ANDRE, G., DAGALLIER, G., DURAND, M., HANZO, M., HUAULT, V., HARMAND, D., HIBSCH, C., LE ROUX, J., MALARTRE, F., MARTIN-GARIN, B. et NORI, L., 2003. Production carbonatée dans le Jurassique de Lorraine. *Excursion*, Livret Guide, p.

LATHUILIERE, B., GAILLARD, C., HABRANT, N., BODEUR, Y., BOULLIER, A., ENAY, R., HANZO, M., MARCHAND, D., THIERRY, J. et WERNER, W., 2005, Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. *Facies*, **50**: 545-559.

LATHUILIERE, B. et MARCHAL, D., 2009, Extinction, survival and recovery of corals from the Triassic to Middle Jurassic time. *Terra Nova*, **21**: 57-66.

LAVILLE, P., CUSSEY, R., DURAND, J. et FLOQUET, M., 1989, Faciès, structure et dynamique de mise en place de dunes oobioclastiques au Callovien inférieur en Bourgogne. *Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **13**: 379-393.

LE GALLO, Y., GRANJEON, D., LENORMAND, R. et OKAMOTO, M., 2004, Modélisation du transport en aquifère - Rapport Final: Consolidation et recalage du Modèle d'Ecoulement. Andra.C RP 0IFP 04-58288, 161 p.

LE ROUX, J. et HARMAND, D., 2003, Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, structural, porphologic and hydrographic consequences. *Géologie de la France*, 105-110.

LEBON, P., WENDLING, J., TROUILLER, A. et BENABERRAHMANE, H., 2005, Caractérisation de l'état hydrogéologique et géochimique actuel du secteur d'étude, *in* Collectif (Ed), *Dossier 2005 Référentiel du site Meuse/Haute-Marne - Tome 1*. Andra. Volume 2: C.RP.ADS.04.0022, 713 p.

LECUYER, C., PICARD, S., GARCIA, J.-P., SHEPPARD, S. M. F., GRANDJEAN, P. et DROMART, G., 2003, Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: Evidence from $\delta^{18}O$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography*, **18**: 1076.

LECUYER, C., REYNARD, B. et MARTINEAU, F., 2004, Stable isotope fractionation between mollusc shells and marine waters from Martinique Island. *Chemical Geology*, **213**: 293- 305.

LEGARRETA, L. et ULIANA, M. A., 1996, The Jurassic succession in west-central Argentina: Stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **120**: 303-330.

LEINFELDER, R. R., SCHMID, D. U., NOSE, M. et WERNER, W., 2002, Jurassic reef patterns - The expression of a changing globe, *in* W. Kiessling, E. Flügel and J. Golonka, eds., *Phanerozoic Reef Patterns*, **72**, SEPM Special Publication 72, 465-520 p.

LEMOIGNE, Y. et THIERRY, J., 1968, La paléoflore du Jurassique moyen de Bourgogne. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **7**: 323-333.

LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P. C., RUDKIEWICZ, J. L., MEGARDGALLI, J. et TRICART, P., 1986, The Continental-Margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**: 179-199.

LENORMAND, R., 2003, Site Meuse/Haute-Marne évolution du modèle hydrologique région/secteur - Mesures de perméabilité et de porosité sur les cuttings des forages scientifiques profonds et du forage EST203. Andra. 12 p.

LOHMANN, K. C., 1988, Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, *in* N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlagp.

LOREAU, J. P., 1972, Petrographie des calcaires fins au microscope electronique à balayage: Introduction à une classification des micrites. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Academie des Sciences Série D*, **274**: 810-813.

LOREAU, J. P., 1982, *Sédiments aragonitiques et leur genèse*. **47**, Editions du Museum, 307 p.

LUCIA, F. J., 1983, Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks - a field classification of carbonate pore-space. *Journal of Petroleum Technology*, **35**: 629-637.

LUCIA, J. F., 2007, *Carbonate Reservoir Characterization*. **Second Edition**, Springer-Verlag, 336 p.

LUCIA, J. L., 1999, *Carbonate Reservoir Characterization*, Springer-Verlag, 226 p.

MAES, P., 2002, *Circulations de fluides et interactions eau/roche passées et actuelles dans la pile sédimentaire du site de Meuse/Haute-Marne: apport des isotopes du Sr et conséquences.* PhD Thesis. Montpellier, Université Montpellier, 308 p.

MAGNIEZ, F., MEDIONI, R., MEGNIEN, C., MEGNIEN, F., AMEDRO, F., DESTOMBES, P., FAUVEL, P. J., P., J., MANIVIT, J., ROBASZYNSKI, F. et SORNAY, J., 1980, Crétacé inférieur, *in* C. Mégnien and F. Mégnien, eds., *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, **101**, BRGM, 446 p.

MALIVA, R. G., MISSIMER, T. M., CLAYTON, E. A. et DICKSON, J. A. D., 2009, Diagenesis and porosity preservation in Eocene microporous limestones, South Florida, USA. *Sedimentary Geology*, **217**: 85-94.

MANGOLD, C., POIROT, E., LATHUILIERE, B. et LE ROUX, J., 1994, Biochronologie du Bajocien supérieur et du Bathonien de Lorraine (France). *Geobios*, **M.S. 17**: 343-349.

MANGOLD, C. et RIOULT, M., 1997, Ammonites, Bathonien, *in* E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen, Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles - Groupe Français d'Etude du Jurassique*, **Mémoire 17**, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Productionp.

MATRAY, J. M. et CHERY, L., 1998. Origin and age of deep waters of the Paris Basin. *Proceedings of the international symposium in memory of Jean Charles Fontes*, Paris, p. 117-133.

MATRAY, J. M. et FONTES, J. C., 1990, Origin of the Oil-Field Brines in the Paris Basin. *Geology*, **18**: 501-504.

MATRAY, J. M., LAMBERT, M. et FONTES, J. C., 1994, Stable-Isotope Conservation and Origin of Saline Waters from the Middle Jurassic Aquifer of the Paris Basin, France. *Applied Geochemistry*, **9**: 297-309.

MATRAY, J. M., MEUNIER, A., THOMAS, M. et FONTES, J. C., 1989, Les eaux de formation du Trias et du Dogger du bassin parisien: histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs. *Bulletin Des Centres De Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **13**: 483-504.

MAUBEUGE, P.-L., 1955, *Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris*, Institut National Polytechnique de Lorraine Nancy, 1082 p.

MAUBEUGE, P.-L., 1967, Observations géologiques récentes sur diverses feuilles lorraines au 50 000ème. *Bulletin de la Carte géologique de France*, **61**: 299-314.

MCMAHON, N. A. et TURNER, J., 1998, The documentation of a latest Jurassic-earliest Cretaceous uplift throughout southern England and adjacent offshore areas. *Geological Society, London, Special Publications*, **133**: 215-240.

MELIM, L. A., WESTPHAL, H., SWART, P. K., EBERLI, G. P. et MUNNECKE, A., 2002. Questioning carbonate diagenetic paradigms: evidence from the Neogene of the Bahamas. *IAS 1998 Meeting*, Alicante, Spain, p. 27-+.

MELZER, S. E. et BUDD, D. A., 2008, Retention of High Permeability During Shallow Burial (300 to 500 M) of Carbonate Grainstones. *Journal of Sedimentary Research*, **78**: 548-561.

MENJOZ, A., BRACH, M., CRIAUD, A., FOUILLAC, C., LAMBERT, M. et ROJAS, J., 1992, Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger (Bassin Parisien). *Géochronique*, **43**: 20-21.

MENJOZ, A., LAMBERT, M. et MATRAY, J. M., 1993, Flow of Formation Water in the Jurassic of the Paris Basin and Its Effects. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, **344**: 159-169.

METODIEV, L. et KOLEVA-REKALOVA, E., 2008, Stable isotope records ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) of Lower-Middle Jurassic belemnites from the Western Balkan mountains (Bulgaria): Palaeoenvironmental application. *Applied Geochemistry*, **23**: 2845-2856.

MINH, C. C., PETRICOLA, M. et DENNIS, B., 1997, The carbonate challenge. *Middle East Well Evaluation Review*, **20**: 35-55.

MONTANEZ, I. P., 1997, Secondary porosity and late diagenetic cements of the Upper Knox Group, central Tennesse region: a temporal and spatial history of fluid flow conduit development within the Knox regional aquifer, *in* I.P. Montanez, J. M. Gregg and K. L. Shelton, eds., *Basin-wide diagenetic patterns: integrated petrologic, geochemical and hydrologic considerations*, **57**: SEPM Spec. Pub., 101–117 p.

MOOK, W. G. et VOGEL, J. C., 1968, Isotopic equilibrium between shells and their environment. *Science*, **159**: 874-875.

MOORE, C. H., 1989, *Carbonate Diagenesis and Porosity*, Elservier, New York, 338 p.

MOORE, C. H., 2001, *Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. **55**, Elsevier, 444 p.

MOORE, C. H., CHOWDHURY, A. et HEYDARI, E., 1986, Variation of ooid mineralogy in Jurassic Smackover limestones as control of ultimate diagenetic potential. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, **70**: 622-623.

MOORE, D. M. et REYNOLDS, R. C., 1989, *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, Oxford University Press, New York, 332 p.

MORAL, P., 1979, *Contribution à l'étude des matériaux détritiques dans la formation calcaire du Bajocien à l'Ouest de Dijon.* PhD thesis. Dijon, Université de Bourgogne, 151 p.

MORETTINI, E., SANTANTONIO, M., BARTOLINI, A., CECCA, F., BAUMGARTNER, P. O. et HUNZIKER, J. C., 2002, Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early-Middle Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **184**: 251-273.

MORSE, J. W. et MACKENZIE, F. T., 1990, *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*, Elservier Scientific Publ. Co., New York, 696 p.

MOUGENOT, D., 1999, Seismic imaging of a carbonate reservoir: the Dogger of the Villeperdue oil field, Paris Basin, France. *Petroleum Geoscience*, **5**: 75-82.

MOYNE, S. et NEIGE, P., 2007, The space-time relationship of taxonomic diversity and morphological disparity in the Middle Jurassic ammonite radiation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **248**: 82-95.

NADER, F. H., SWENNEN, R. et ELLAM, R. M., 2007, Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon). *Sedimentology*, **54**: 1093-1119.

NEGRA, M. H. et LOREAU, J. P., 1988, Nanostructures comparées et diagenèse polyphasée des micrites dans des "mud-mounds" à Rudistes; exemple du Sénonien supérieur du Jebel el Kebar, Tunisie centrale. *Géologie Méditerranéenne*, **XV**: 143-157.

NUNN, E. V., PRICE, G. D., HART, M. B., PAGE, K. N. et LENG, M. J., 2009, Isotopic signals from Callovian-Kimmeridgian (Middle-Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, **166**: 633-641.

NURMI, R., 1986, The land of giants. *Middle East Well Evaluation Review*, **1**: 7–21.

NURMI, R. et STANDEN, E., 1997, Carbonate in the inside story. *Middle East Well Evaluation Review*, **18**: 27-41.

O'DOGHERTY, L., SANDOVAL, J., BARTOLINI, A., BRUCHEZ, S., BILL, M. et GUEX, J., 2006, Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **239**: 311-333.

PALMER, T. J., HUDSON, J. D. et WILSON, M. A., 1988, Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient seas. *Nature*, **335**: 809-810.

PANKHURST, R. J., RILEY, T. R., FANNING, C. M. et KELLEY, S. P., 2000, Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, **41**: 605-625.

PELLENARD, P., DECONINCK, J.-F., HUFF, W. D., THIERRY, J., MARCHAND, D., FORTWENGLER, D. et TROUILLER, A., 2003, Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France. *Sedimentology*, **50**: 1035-1060.

PELLENARD, P., DECONINCK, J.-F., MARCHAND, D., THIERRY, J., FORTWENGLER, D. et VIGNERON, G., 1999, Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **328**: 807-813.

PELLENARD, P. et DECONINCK, J. F., 2006, Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. *Comptes Rendus Geoscience*, **338**: 854-866.

PERRIN, P., 1978, Stratigraphie de la base du Jurassique moyen de la région de Foulain. Rapport DEA, DEA Université de Bourgogne. 38 p.

PIERRE, A., DURLET, C., RAZIN, P. et CHELLAI, E. H., in press, Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: data from a continuous outcrop transect across the High-Atlas of Morocco, *in* F. S. P. van Buchem, K. Gerdes and M. Esteban, eds., *Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East - stratigraphic and diagenetic reference models* -, **Special Publication**, The Geological Society Londonp.

PIUZ, A., 2004, *Micropaléontologie d'une plate-forme bioclastique échinodermique : Les calcaires à entroques du Bajocien du Jura méridional et de Bourgogne.* **49**, PhD Thesis. Université de Genève, 267 p.

PODLAHA, O. G., MUTTERLÖSE, J. et VEIZER, J., 1998, Preservation of delta O-18 and delta C-13 in belemnite rostra from the Jurassic Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, **298**: 534-534.

PRICE, G. D., 1999, The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, **48**: 183-210.

PRICE, G. D. et PAGE, K. N., 2008, A carbon and oxygen isotopic analysis of molluscan faunas from the Callovian-Oxfordian boundary at Redcliff Point, Weymouth, Dorset: implications for belemnite behaviour. *Proceedings of the Geologists Association*, **119**: 153-160.

PRINZHOFER, A., GIRARD, J. P., BUSCHAERT, S., HUIBAN, Y. et NOIREZ, S., 2009, Chemical and isotopic characterization of hydrocarbon gas traces in porewater of very low permeability rocks: The example of the Callovo-Oxfordian argillites of the eastern part of the Paris Basin. *Chemical Geology*, **260**: 269-277.

PROKOPH, A., SHIELDS, G. A. et VEIZER, J., 2008, Compilation and time-series analysis of a marine carbonate delta O-18, delta C-13, Sr-87/Sr-86 and delta S-34 database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, **87**: 113-133.

PUCEAT, E., LECUYER, C., SHEPPARD, S. M. F., DROMART, G., REBOULET, S. et GRANDJEAN, P., 2003, Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, **18**: 1029-1040.

PURSER, B. H., 1967, Le Comblanchien - Interprétation de son milieu de sédimentation. *Revue de l'Institut Français du Petrole et Annales des Combustibles Liquides*, **22**: 591-594.

PURSER, B. H., 1969, Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic in the Paris Basin. *Sedimentology*, **12**: 205-230.

PURSER, B. H., 1975, *Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne.* Thèse d'état, Orsay, 450 p.

PURSER, B. H., 1978, Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. *Journal of Petroleum Geology*, **1**: 83-94.

PURSER, B. H., 1980, *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. **Tome 1**, Technip, 366 p.

PURSER, B. H., 1983, *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. **Tome 2**, Technip, 389 p.

PURSER, B. H., 1989, Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, Technip, 145-164 p.

QUESNEL, F., 2003, Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: geometry, dating and geodynamic implications. *Géologie de la France*, 95-104.

RAFAVICH, F., KENDALL, C. H. S. C. et TODD, T. P., 1984, The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks. *Geophysics*, **49**: 1622-1636.

RAWSON, P. F. et RILEY, L. A., 1982, Latest Jurassic-Early Cretaceous events and the "late Cimmerian unconformity" in North Sea area. *AAPG Bulletin*, **66**: 2628-2648.

RAYMER, D. S., HUNT, E. R. et GARDNER, J. S., 1980, An improved sonic transit time-to-porosity transform: Present at the Soc. Prof. Well Log Analysts. *21st Ann. Mtg.*, **paper P**.

REBOURS, H., ANDRE, G., CRUCHAUDET, M., DEWONCK, S., DISTINGUIN, M., DROUILLER, Y., ROBIN, P., WILEVEAU, Y. et DELAY, J., 2004, Forages de reconnaissance de la formation - Synthèse FRF - Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne - Volume I texte. Andra.D RP ADPE 04 1245, 284 p.

RIBOULLEAU, A., BAUDIN, F., DAUX, V., HANTZPERGUE, P., RENARD, M. et ZAKHAROV, V., 1998, Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **326**: 239-246.

RIGOLLET, C., COLLIN, P.-Y., BADINIER, G. et BROSSE, E., 2007. CO2 Geological storage in France (Dogger, Paris Basin) in depleted reservoirs and aquifers - Sedimentologists input. *11ème Congrès Français de Sédimentologie*, Caen, p. 261.

RIOULT, M., CONTINI, D., ELMI , S., GABILLY, J. et MOUTERDE, R., 1997, Ammonites. Bajocien, *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen, Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles - Groupe Français d'Etude du Jurassique*, **Mémoire 17**, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production, 41-53 p.

ROBIN, C., GUILLOCHEAU, F., ALLEMAND, P., BOURQUIN, S., DROMART, G., GAULIER, J. M. et PRIJAC, C., 2000, Time and space-scales of the tectonic control of a flexural intracratonic basin: the Paris Basin. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **171**: 181-196.

ROBINSON, A., GRIFFITHS, C., PRICE, S., HEGRE, J. et MUGGERIDGE, A., 2008, *The Future of Geological Moddeling in Hydrocarbon Development*. **309**, The Geological Society, London.

ROCHE, D. M., DONNADIEU, Y., PUCEAT, E. et PAILLARD, D., 2006, Effect of changes in delta O-18 content of the surface ocean on estimated sea surface temperatures in past warm climate. *Paleoceanography*, **21**.

RODUIT, N., 2008. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.2.7 edn.

RØGEN, B., FABRICIUS, I. L., JAPSEN, P., HØIER, C., MAVKO, G. et PEDERSEN, J. M., 2005, Ultrasonic velocities of North Sea chalk samples: influence of porosity, fluid content and texture. *Geophysical Prospecting*, **53**: 481-496.

RUFFELL, A. H., 1992, Early to mid-Cretaceous tectonics and unconformities of the Wessex Basin (southern England). *Journal of the Geological Society*, **149**: 443-454.

SANDBERG, P. A., 1983, An Oscillating Trend in Phanerozoic Non-Skeletal Carbonate Mineralogy. *Nature*, **305**: 19-22.

SCHLAGER, W., 1993, Accommodation and Supply - a Dual Control on Stratigraphic Sequences. *Sedimentary Geology*, **86**: 111-136.

SCHLAGER, W., 2005, *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy*. **8**, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 200 p.

SCHOENFELDER, W., GLAESER, H. R., MITREITER, I. et STALLMACH, F., 2008, Two-dimensional NMR relaxometry study of pore space characteristics of carbonate rocks from a Permian aquifer. *Journal of Applied Geophysics*, **65**: 21-29.

SCHOLLE, P. A. et ULMER-SCHOLLE, D. S., 2003, *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. **AAPG Memoir 77**, AAPG, 474 p.

SCHOLZ, E. et GARRY, B., 2009, Mise en relation des données hydrogéologiques et géologiques sur les encaissants - Apport de la campagne FZT. Note Technique, Andra. 39 p.

SCHROEDER, J. H., 1969, Experimental dissolution of calcium, magesium, and strontium from Recent biogenic carbonates: a model of diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**: 1057-1073.

SCIAU, J., BECAUD, M. et GAND, G., 2006, *Présence de Dinosaures Théropodes et probablement d'Ornithopodes et de Sauropodes dans le marais maritime Bajocien-Bathonien des Causses*., 32 p.

SELLWOOD, B., VALDES, P. et PRICE, G., 2000, Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of Late Jurassic palaeoclimate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **156**: 147-160.

SELLWOOD, B. W., SCOTT, J., MIKKELSEN, P. et AKROYD, P., 1985, Stratigraphy and sedimentology of the Great Oolite Group in the Humbly Grove Oilfield, Hampshire. *Marine and Petroleum Geology*, **2**: 44-55.

SELLWOOD, B. W., SHEPHERD, T. J., EVANS, M. R. et JAMES, B., 1989, Origin of late cements in oolitic reservoir facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, southern England). *Sedimentary Geology*, **61**: 223-237.

SELLWOOD, S. B. W., SCOTT, J., JAMES, B., EVANS, R. et MARSHALL, J., 1987, Regional significance of dedolomitization in Great Oolithe reservoir facies of Southern England, *in* J. Brooks and K. Glennie, eds., *Petroleum Geology of North West Europe*, 129-137 p.

SHACKLETON, N. J. et KENNETT, J. P., 1975, Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 289. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **29**: 743-755.

SOULE DE LAFONT, D. et LHEGU, J., 1980, *Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan (sud-est du bassin de Paris, France)*, Délégation générale à la recherche scientifique et technique, 39 p.

STERPENICH, J., SAUSSE, J., PIRONON, J., GÈHIN, A., HUBERT, G., PERFETTI, E. et GRGIC, D., 2009, Experimental ageing of oolitic limestones under CO2 storage conditions: Petrographical and chemical evidence. *Chemical Geology*, **265**: 99-112.

STEUBER, T., 1996, Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: Growth rates and Late Cretaceous seasonality. *Geology*, **24**: 315-318.

STEUBER, T., RAUCH, M., MASSE, J. P., GRAAF, J. et MALKOC, M., 2005, Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, **437**: 1341-1344.

SURLYK, F., 1991, Sequence Stratigraphy of the Jurassic Lowermost Cretaceous of East Greenland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75**: 1468-1488.

TANGYAN, L., ZAITIAN, M., JUNXIAO, W. et HONGZHI, L., 2005, Integrating MDT, NMR log and conventional logs for one-well evaluation. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **46**: 73-80.

TERQUEM, O. et JOURDY, E., 1869, Note sur le terrain bathonien de la Meurthe et de la Meuse. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **26**: 947-973.

THEVENIAUT, H., QUESNEL, F., WYNS, R. et HUGUES, G., 2007, Palaeomagnetic dating of the "Bome de Fer" ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **253**: 271-279.

THIERRY, J. et BARRIER, E., 2000, Middle Callovian, map 9, *in* J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M. F. Brunet, J. P. Cadet, S. Crasquin and M. Sandulescu, eds., *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes*: Paris, CCGM/CGMW, Paris, 49-110 p.

THIERRY, J., CARIOU, E., DUBOIS, P., FILY, G., GABILLY, J., LAURIN, B., LE ROUX, J., LORENZ, J., RIOULT, M. et YAPAUDJIAN, L., 1980, Jurassique moyen, *in* C. Mégnien and F. Mégnien, eds., *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, **101**: Volume I- Stratigraphie et paléogéographie, BRGM, 125-193 p.

THIERRY, J., CARIOU, E., ELMI, S., MANGOLD, C., MARCHAND, D. et RIOULT, M., 1997, Ammonites, Callovien, *in* E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen, Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles - Groupe Français d'Etude du Jurassique*, **Mémoire 17**, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production, 63-78 p.

THIERRY, J., MARCHAND, D., FORTWENGLER, D., BONNOT, A. et JARDAT, R., 2006, Les ammonites du Callovien-Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du bassin de Paris : synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléoécologique et paléobiogéographique. *Comptes Rendus Geosciences*, **338**: 834-853.

THIRY, M., QUESNEL, F., YANS, J., WYNS, R., ANNE, V., THEVENIAUT, H., SIMON-COINCON, R., RICORDEL, C., MOREAU, M. G., GIOT, D., DUPUIS, C., BRUXELLES, L., BARBARAND, J. et BAELE, J. M., 2006, Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **177**: 155-175.

THIRY-BASTIEN, P., 2002, *Stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France (Jura-Bassin de Paris)*. PhD thesis. Lyon, Université Claude Bernard, 411 p.

THOMASSIN, M., 1984, Les marnes à "Ostrea" acuminata du Bajocien supérieur d'Aprey (Haute-Marne). *Bulletin de la Société de Sciences Naturelles et d'Archéologie de la Haute-Marne*, **XXII**: 69-82.

TUCKER, M. E., 2008. Limestones in my time: sedimentology, sequence stratigraphy, Earth system science. *26th IAS Regional Meeting*, Bochum, p.

TUCKER, M. E. et WRIGHT, V. P., 1990, *Carbonate sedimentology*, Blackwell Science, Oxford, 482 p.

URIARTE, J., 1997, *Maturité thermique des sédiments de la bordure sud-est du Bassin de Paris*. PhD thesis. Genève, Université de Genève, 146 p.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. et THOMPSON, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3 Relative changes of sea level from coastal onlap, *in* C. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy*, **Memoir 26**, American Association of Petroleum Geologists, 63-81 p.

VERWER, K. et BRAAKSMA, H., 2009, Data report: petrophysical properties of "young" carbonate rocks (Tahiti Reef Tract, French Polynesia), *in* G. F. Camoin, Y. Iryu, D. B. Mclnroy and t. E. Scientists, eds., *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, **310**, Washington, 23 p.

VERWER, K., BRAAKSMA, H. et KENTER, J. A. M., 2008, Acoustic properties of carbonates: Effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics*, **73**: B51-B65.

VIDIER, J. P., GARCIA, J. P., THIERRY, J. et FAUCONNIER, D., 1995, The Dogger of the Boulonnais (Northern Paris Basin) - New Chronological and Sequence Stratigraphic Framework of the Jurassic Carbonate Formations on the Margin of the London-Brabant Massif. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, **320**: 219-226.

VINCENT, B., 2001, *Sédimentologie et Géochimie de la Diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris.* PhD Thesis. Dijon, University of Burgundy, 380 p.

VINCENT, B., EMMANUEL, L., HOUEL, P. et LOREAU, J.-P., 2007, Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sedimentary Geology*, **197**: 267-289.

VINCENT, B., EMMANUEL, L. et LOREAU, J.-P., 2004, Signification du signal isotopique ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) des carbonates néritiques : composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris, France). *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 29-39.

VINCENT, B., RAMBEAU, C., EMMANUEL, L. et LOREAU, J.-P., 2006, Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France). *Facies*, **52**: 69-84.

VOLERY, C., DAVAUD, E., FOUBERT, A. et CALINE, B., 2009, Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the Middle East: relationship with seawater Mg/Ca ratio and eustatic sea level. *Journal of Petroleum Geology*, **32**: 313-325.

VOLERY, C., DAVAUD, E., FOUBERT, A. et CALINE, B., 2010, 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*, **in press. DOI: 10.1007/s10347-009-0210-8**.

WEGER, R. J., EBERLI, G. P., BAECHLE, G. T., MASSAFERRO, J. L. et SUN, Y.-F., 2009, Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG Bulletin*, **93**: 1297-1317.

WEISSERT, H. et MOHR, H., 1996, Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**: 27-43.

WENDEBOURG, J. et LAMIRAUX, C., 2002, Estimating the Ultimate Recoverable Reserves of the Paris Basin, France. *Oil and Gas Science and Technology - Revue de L´IFP*, **57**: 621-629.

WESTPHAL, H., SURHOLT, I., KIESL, C., THERN, H. F. et KRUSPE, T., 2005, NMR measurements in carbonate rocks: Problems and an approach to a solution. *Pure and Applied Geophysics*, **162**: 549-570.

WIERZBOWSKI, H., 2002, Detailed oxygen and carbon isotopic stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. *International Journal of Earth Sciences*, **91**: 304-314.

WIERZBOWSKI, H., 2004, Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian-Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **203**: 153-168.

WIERZBOWSKI, H. et JOACHIMSKI, M., 2007, Reconstruction of late Bajocian-Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **254**: 523-540.

WIERZBOWSKI, H. et JOACHIMSKI, M. M., 2009, Stable isotopes, elemental distribution, and growth rings of Belemnopsid belemnite rostra: proxies for belemnite life habitat. *Palaios*, **24**: 377-386.

WOHLGEMUTH, J., 1881, Haute-Marne, Vosges, Marne et Meurthe-et-Moselle, note sur le Jurassique moyen. *Bulletin de la Société Scientifique de Nancy*, **6**: 116-150.

WOHLGEMUTH, J., 1883, Recherche sur le Jurassique moyen à l'Est du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Scientifique de Nancy*, **6**: 1-336.

WORDEN, R. H. et HEASLEY, E. C., 2000, Effects of petroleum emplacement on cementation in carbonate reservoirs. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **171**: 607-620.

WORDEN, R. H. et MATRAY, J. M., 1995, Cross Formational Flow in the Paris Basin. *Basin Research*, **7**: 53-66.

WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R. et GARDNER, G. H. F., 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, **21**: 41-70.

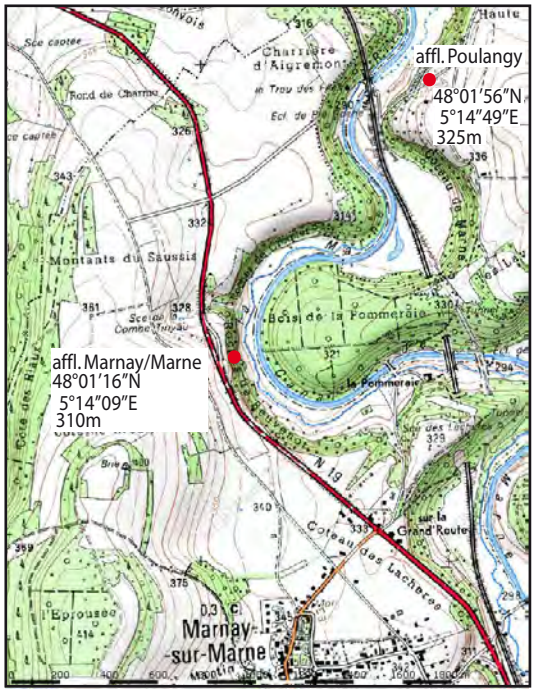
WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R. et GARDNER, G. H. F., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, **23**: 459-493.

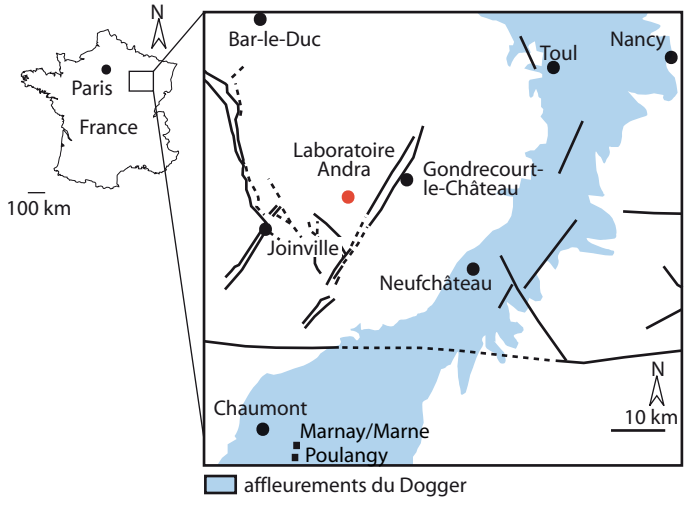
ZACHOS, J. C., STOTT, L. D. et LOHMANN, K. C., 1994, Evolution of Early Cenozoic Marine Temperatures. *Paleoceanography*, **9**: 353-387.

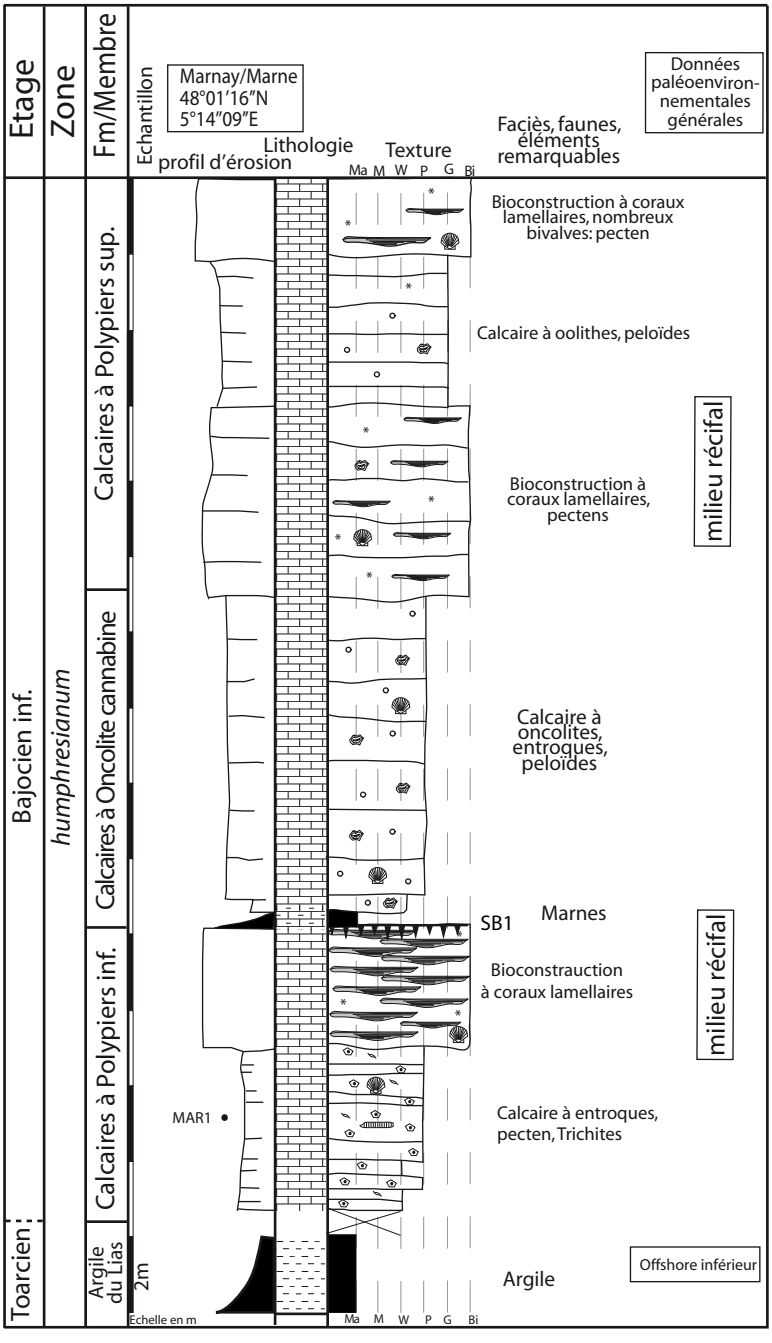
ZINSZNER, B. et PELLERIN, F.-M., 2007, *A geoscientist's guide to petrophysics*. **IFP Publication**, Technip, 384 p.

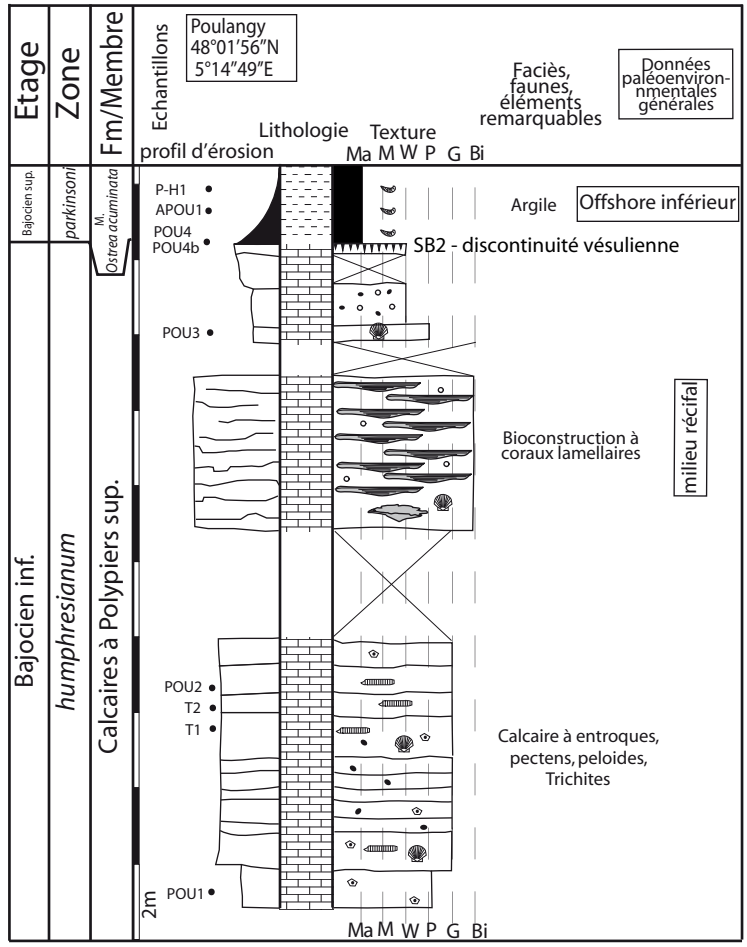
Annexes 1

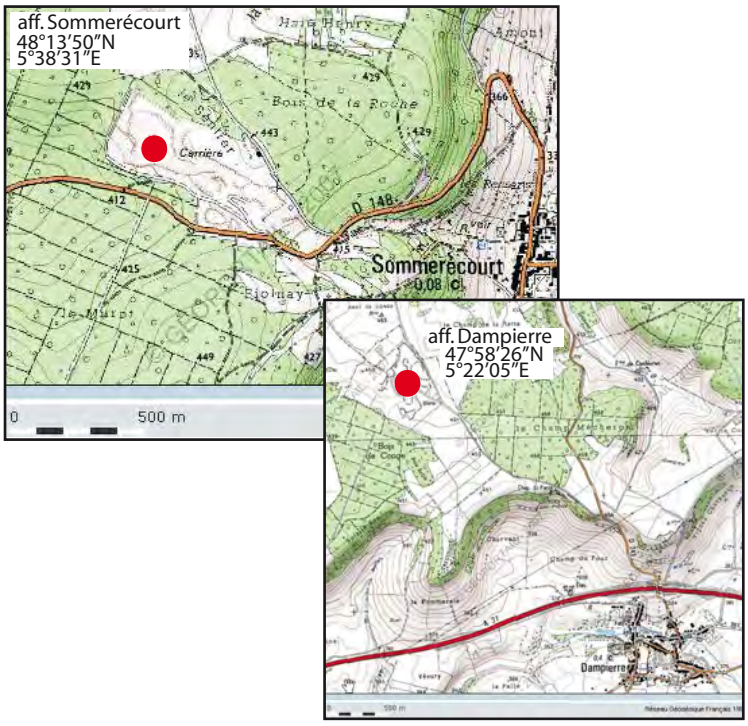
Descriptions lithologiques des coupes et forages étudiés

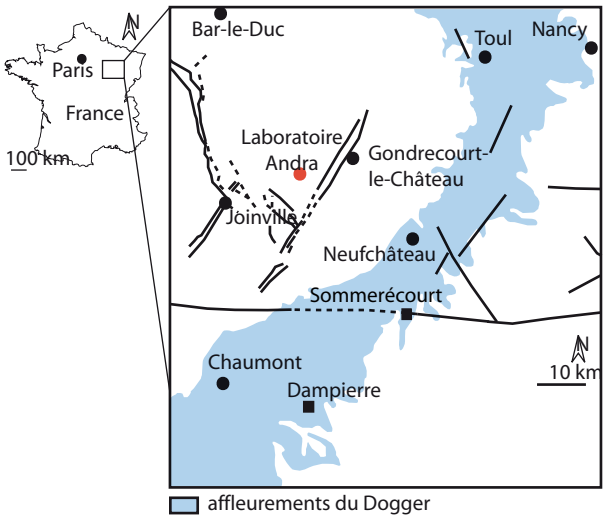

affl. Poulangy
48°01'56"N
5°14'49"E
325m
affl. Marnay/Marne
48°01'16"N
5°14'09"E
310m
Marnay-sur-Marne
Montants du Saussis
Bois de la Pommeraie
Côteau des Lacheres
sur la Grand'Route

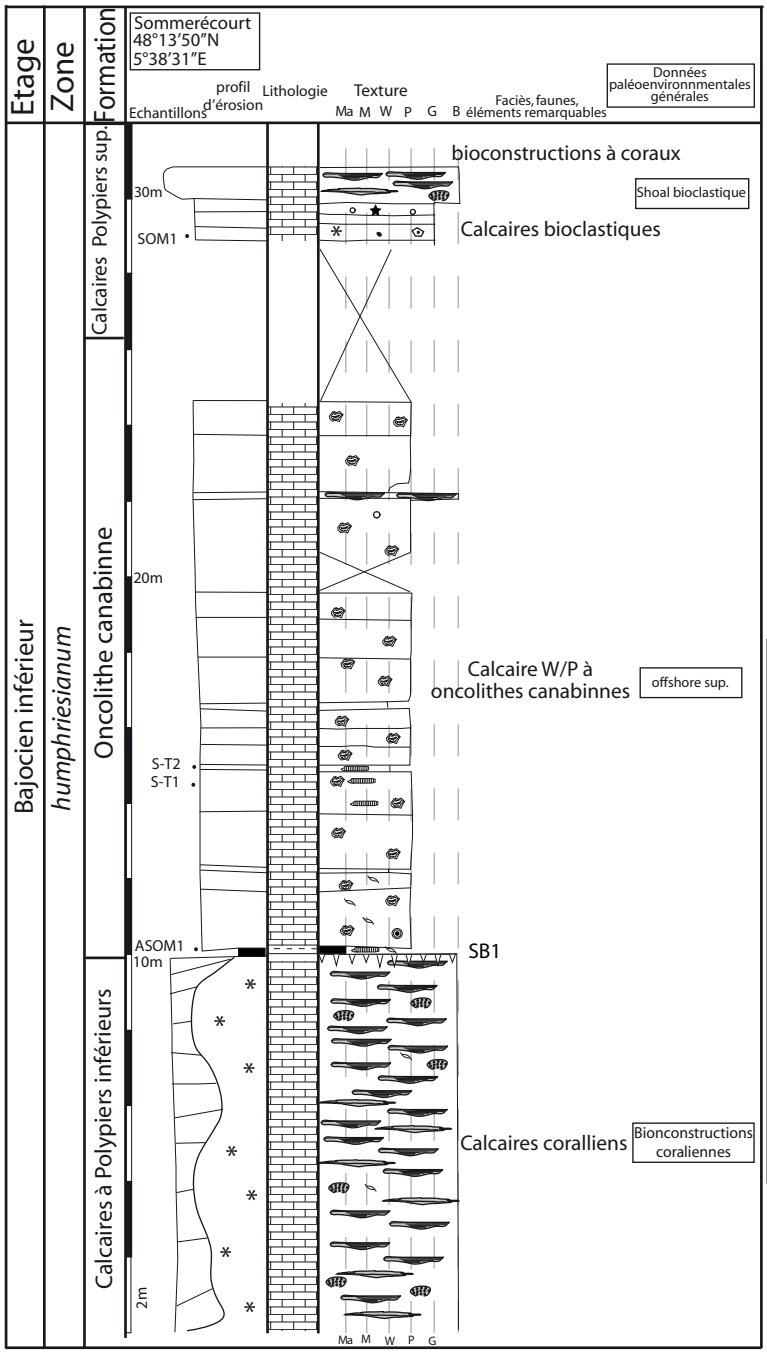

N
Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Neufchâteau
Chaumont
Marnay/Marne
Poulangy
N
10 km
affleurements du Dogger

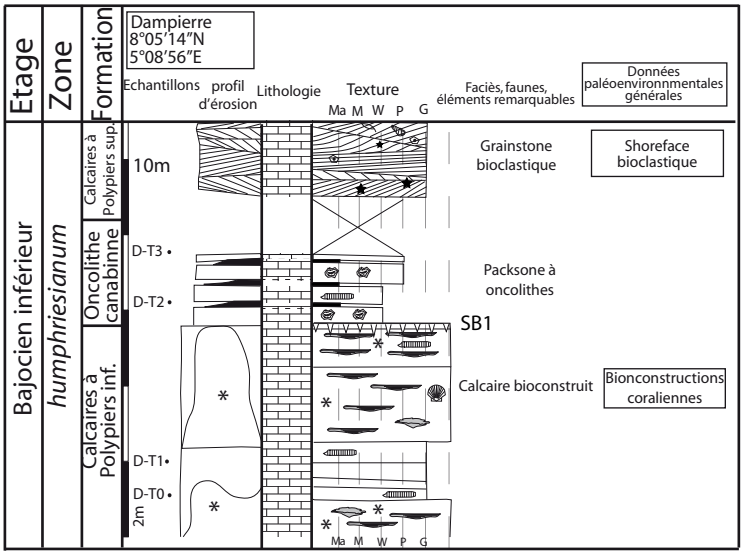

Etage
Zone
Fm/Membre
Bajocien inf.
humphresianum
Toarcien
Marnay/Marne
48°01'16"N
5°14'09"E
Echantillon
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G Bi
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenviron-nementales générales
Calcaires à Polypiers sup.
Calcaires à Oncolite cannabine
Calcaires à Polypiers inf.
Argile du Lias
Bioconstruction à coraux lamellaires, nombreux bivalves: pecten
Calcaire à oolithes, peloïdes
Bioconstruction à coraux lamellaires, pectens
milieu récifal
Calcaire à oncolites, entroques, peloïdes
SB1
Marnes
Bioconstrauction à coraux lamellaires
MAR1
Calcaire à entroques, pecten, Trichites
Argile
Offshore inférieur
2m
Echelle en m

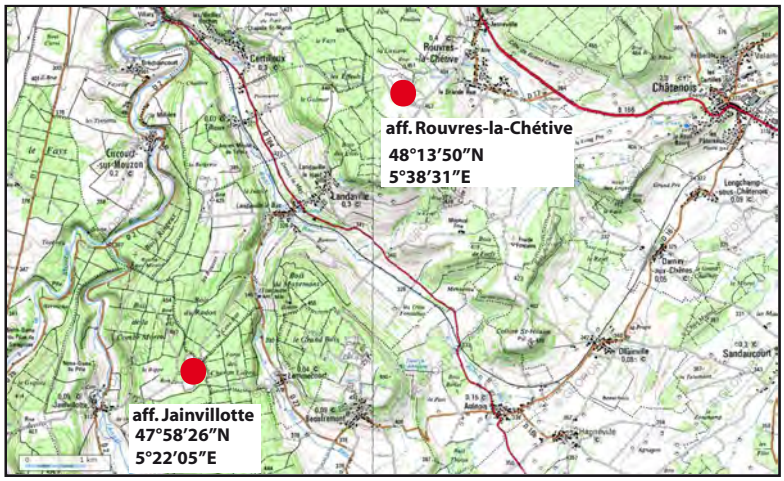

Etage
Zone
Fm/Membre
Bajocien sup.
parkinsoni
M. Ostrea acuminata
Bajocien inf.
humphresianum
Calcaires à Polypiers sup.
Poulangy
48°01'56"N
5°14'49"E
Echantillons
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G Bi
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenviron-nmentales générales
P-H1
APOU1
POU4
POU4b
POU3
POU2
T2
T1
POU1
Argile
Offshore inférieur
SB2 - discontinuité vésulienne
Bioconstruction à coraux lamellaires
milieu récifal
Calcaire à entroques, pectens, peloides, Trichites
2m

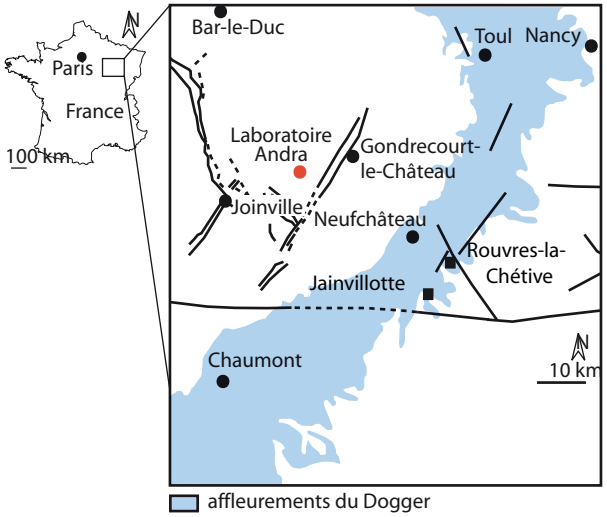

aff. Sommerécourt
48°13'50"N
5°38'31"E
Sommerécourt
0 500 m
aff. Dampierre
47°58'26"N
5°22'05"E
Dampierre

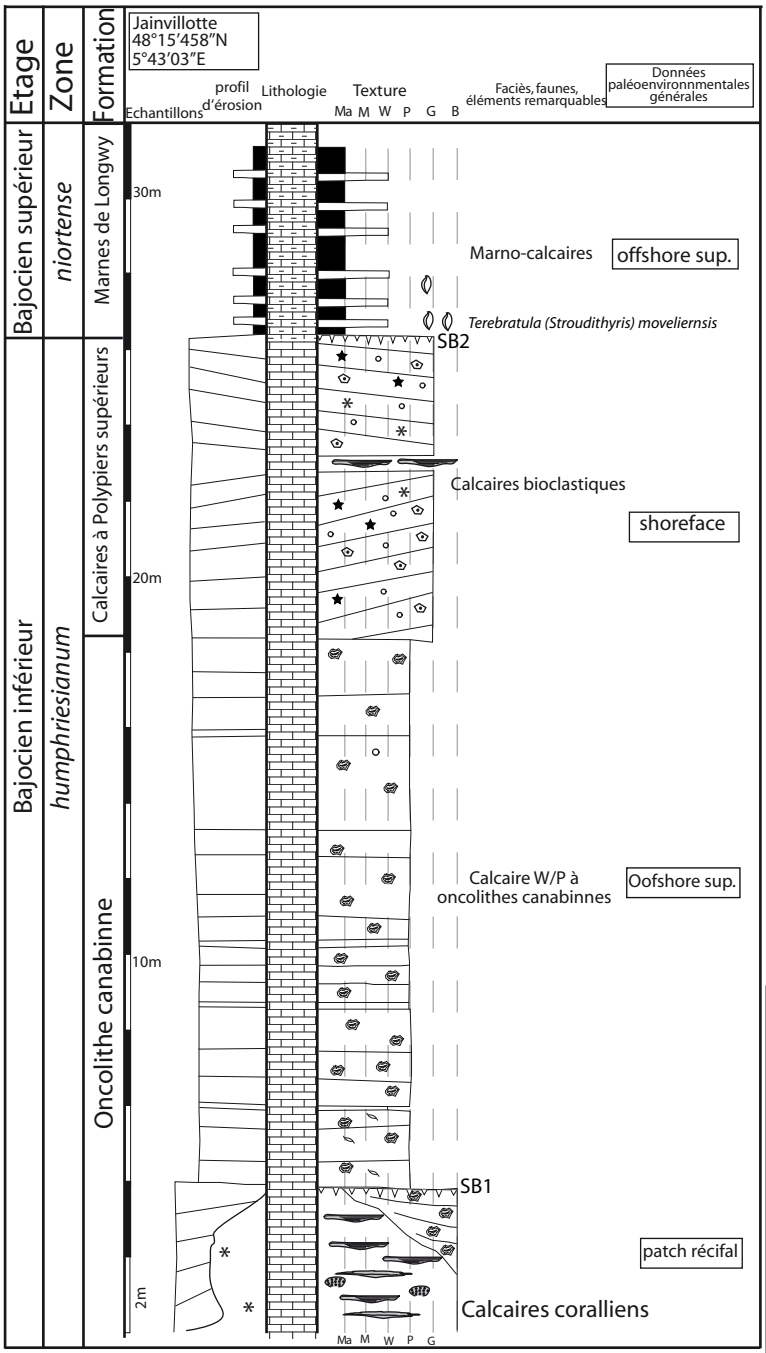

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Neufchâteau
Sommerécourt
Chaumont
Dampierre
10 km
affleurements du Dogger

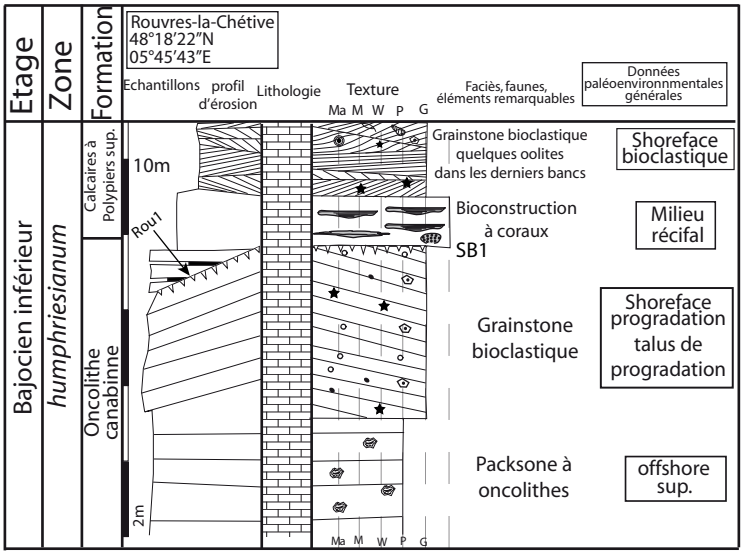

Etage
Zone
Formation
Sommerécourt
48°13'50"N
5°38'31"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G B
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien inférieur
humphriesianum
Calcaires Polypiers sup.
Oncolithe canabinne
Calcaires à Polypiers inférieurs
30m
SOM1
20m
S-T2
S-T1
ASOM1
10m
2m
bioconstructions à coraux
Shoal bioclastique
Calcaires bioclastiques
Calcaire W/P à
oncolithes canabinnes
offshore sup.
SB1
Calcaires coralliens
Bionconstructions coralliennes

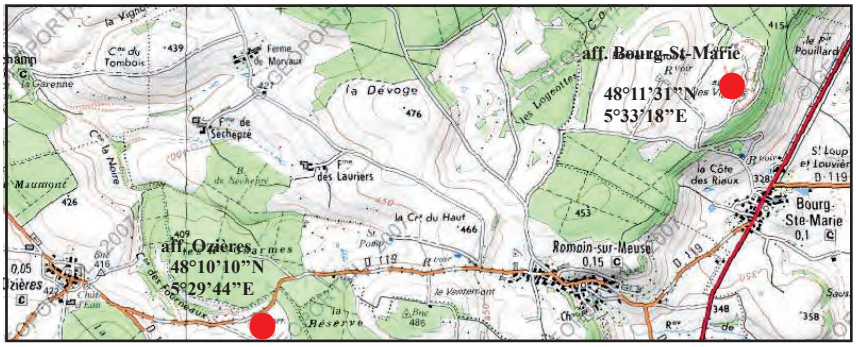

Etage
Zone
Formation
Dampierre
8°05'14"N
5°08'56"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien inférieur
humphriesianum
Calcaires à Polypiers sup.
Oncolithe canabinne
Calcaires à Polypiers inf.
10m
D-T3
D-T2
D-T1
D-T0
2m
Grainstone bioclastique
Shoreface bioclastique
Packsone à oncolithes
SB1
Calcaire bioconstruit
Bionconstructions coralliennes

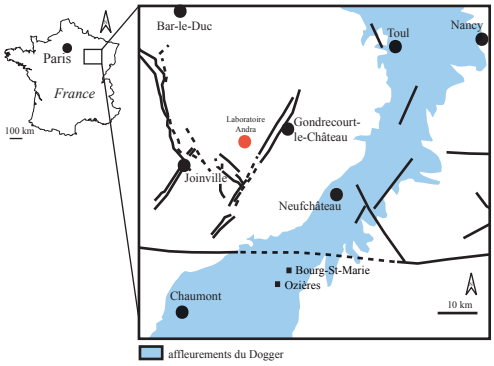

aff. Rouvres-la-Chétive
48°13'50"N
5°38'31"E
aff. Jainvillotte
47°58'26"N
5°22'05"E

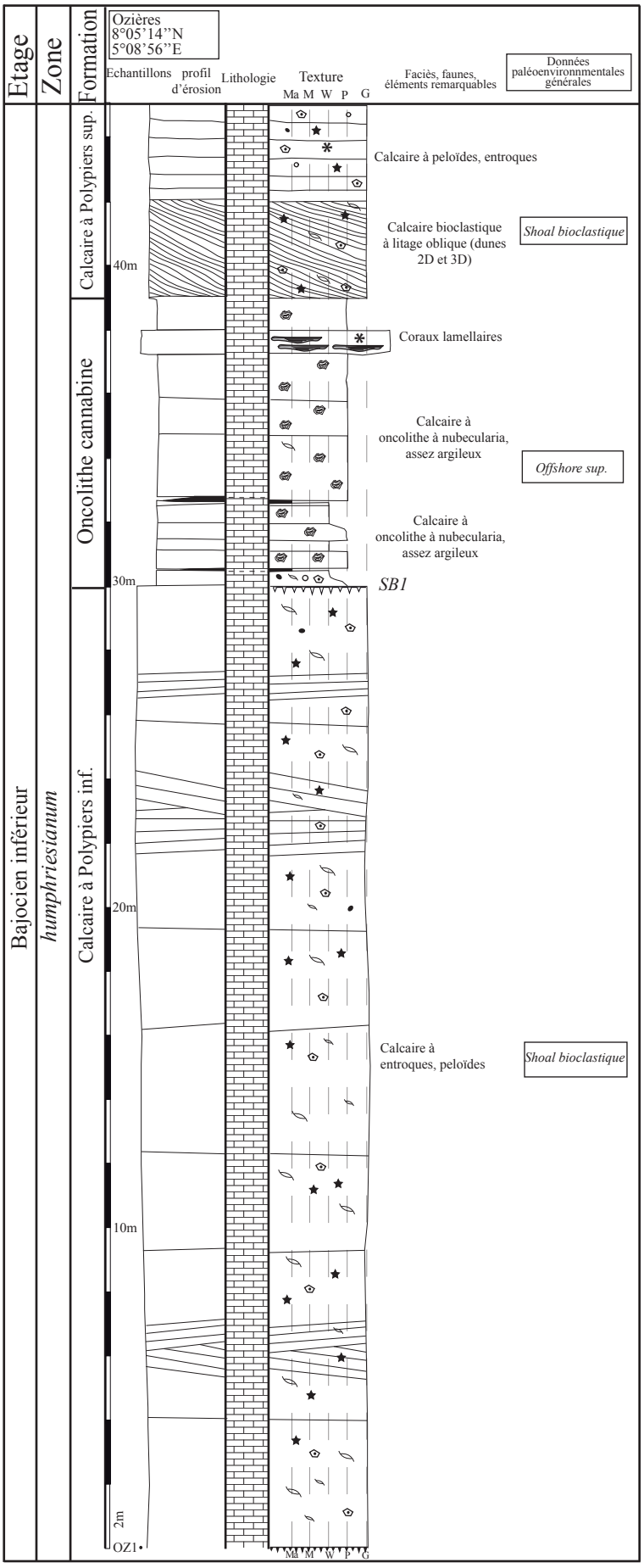

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Neufchâteau
Rouvres-la-Chétive
Jainvillotte
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

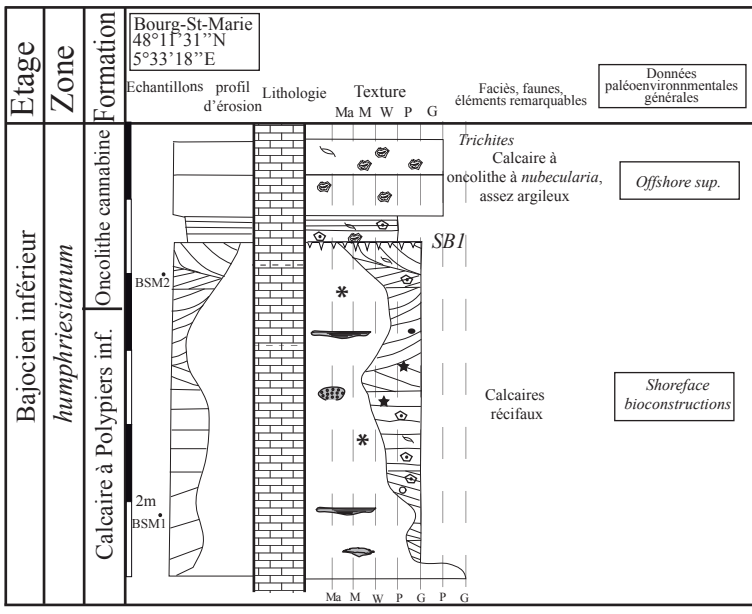

Etage
Zone
Formation
Jainvillotte
48°15'458"N
5°43'03"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G B
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien supérieur
niortense
Marnes de Longwy
Bajocien inférieur
humphriesianum
Calcaires à Polypiers supérieurs
Oncolithe canabinne
30m
20m
10m
2m
Marno-calcaires
offshore sup.
Terebratula (Stroudithyris) moveliernsis
SB2
Calcaires bioclastiques
shoreface
Calcaire W/P à oncolithes canabinnes
Oofshore sup.
SB1
patch récifal
Calcaires coralliens

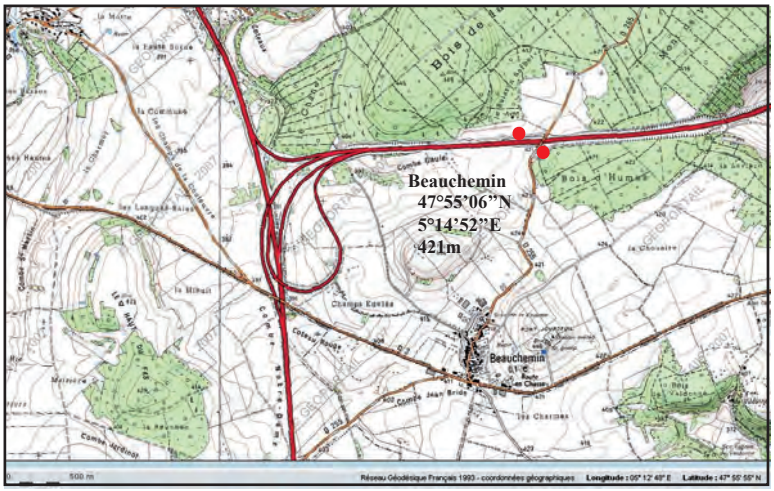

Etage
Zone
Formation
Rouvres-la-Chétive
48°18'22"N
05°45'43"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien inférieur
humphriesianum
Calcaires à Polypiers sup.
Oncolithe canabinne
10m
2m
Rou1
Grainstone bioclastique quelques oolites dans les derniers bancs
Shoreface bioclastique
Bioconstruction à coraux
Milieu récifal
SB1
Grainstone bioclastique
Shoreface progradation talus de progradation
Packsone à oncolithes
offshore sup.

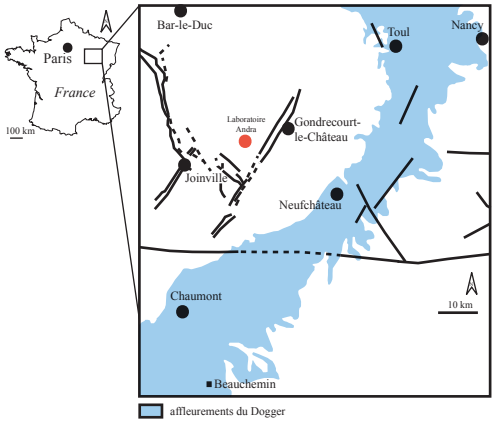

aff. Bourg-St-Marie
48°11'31"N
5°33'18"E
aff. Ozières
48°10'10"N
5°29'44"E
la Dévoge
la Côte des Rieux
la Crt du Haut
Romain-sur-Meuse
Bourg-Ste-Marie
St Loup et Louvier
Maumont
Ozières

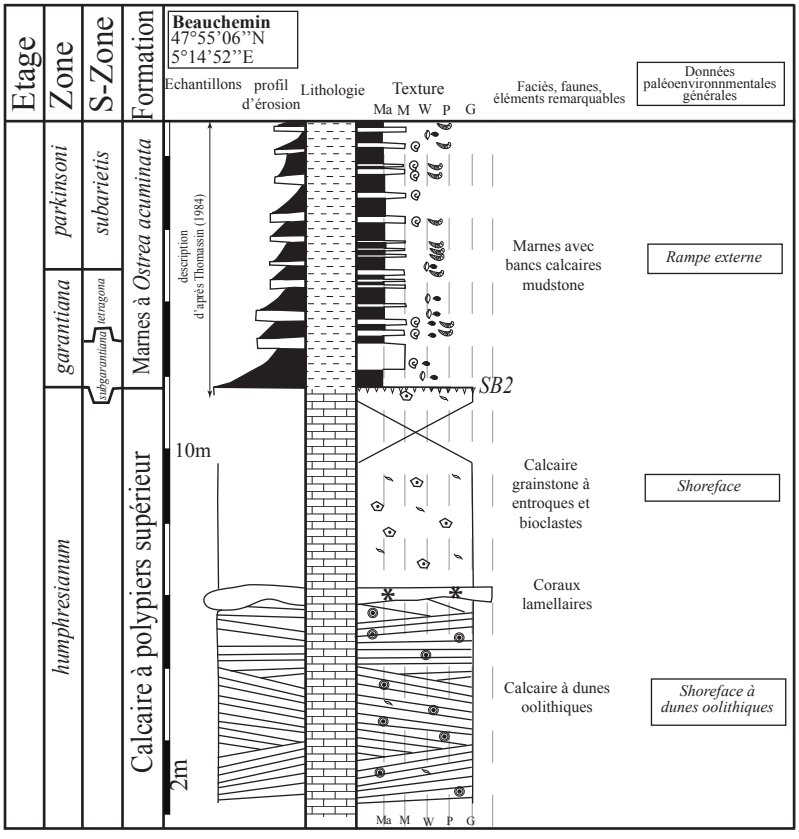

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Neufchâteau
Bourg-St-Marie
Ozières
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

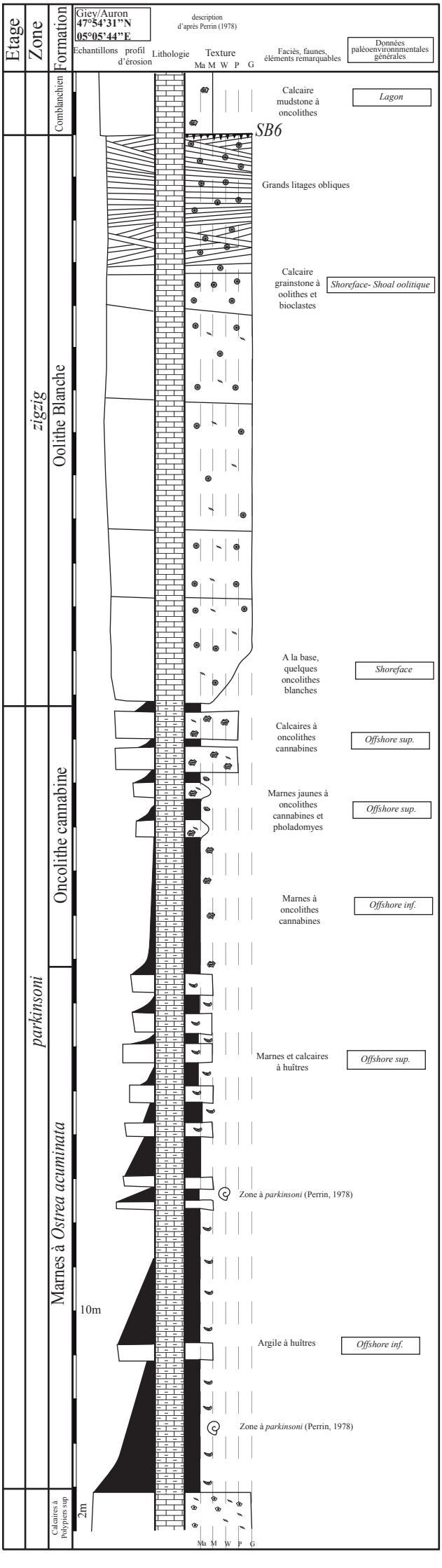

Etage
Zone
Formation
Ozières
8°05'14"N
5°08'56"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien inférieur
humphriesianum
Calcaire à Polypiers sup.
Oncolithe cannabine
Calcaire à Polypiers inf.
Calcaire à peloïdes, entroques
Calcaire bioclastique à litage oblique (dunes 2D et 3D)
Shoal bioclastique
Coraux lamellaires
Calcaire à oncolithe à nubecularia, assez argileux
Offshore sup.
SB1
40m
30m
20m
10m
2m
OZ1

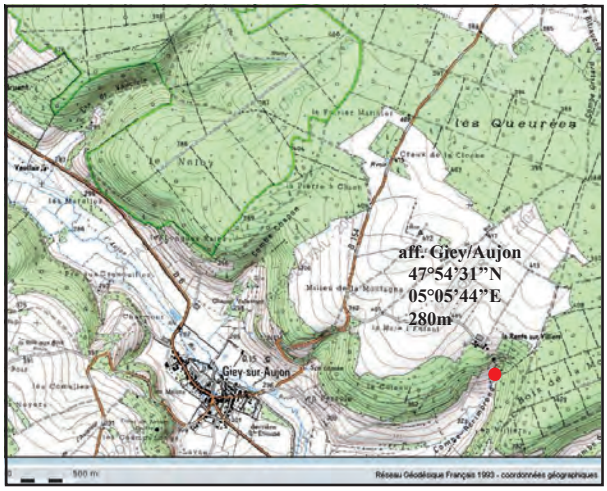

Etage
Zone
Formation
Bourg-St-Marie
48°11'31"N
5°33'18"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien inférieur
humphriesianum
Oncolithe cannabine
Calcaire à Polypiers inf.
Trichites
Calcaire à oncolithe à nubecularia, assez argileux
Offshore sup.
SB1
BSM2
BSM1
2m
Calcaires récifaux
Shoreface bioconstructions

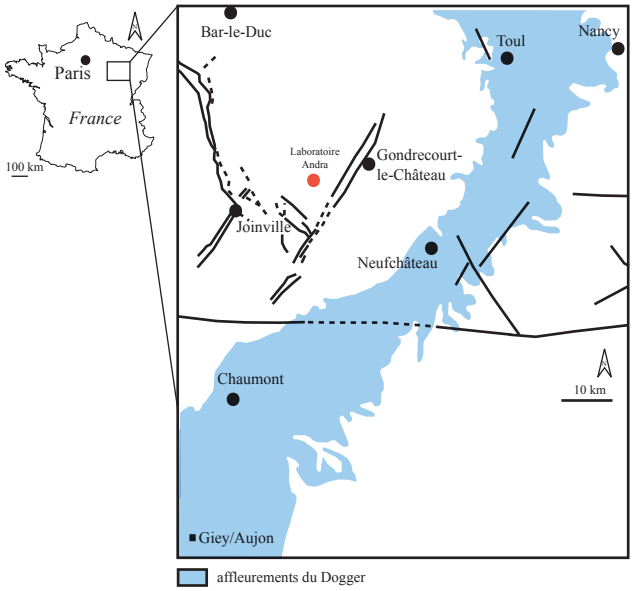

Beauchemin
47°55'06"N
5°14'52"E
421m
Beauchemin
Réseau Géodésique Français 1993 - coordonnées géographiques

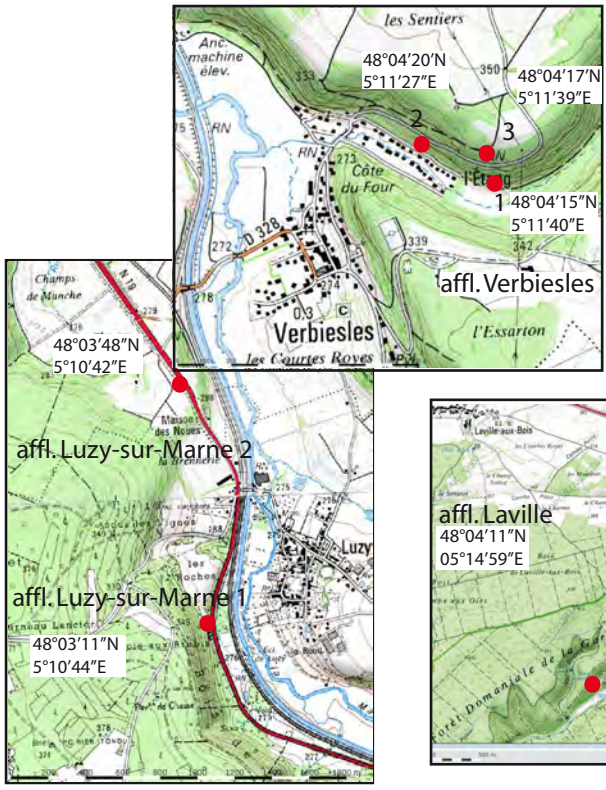

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Neufchâteau
Chaumont
10 km
Beauchemin
affleurements du Dogger

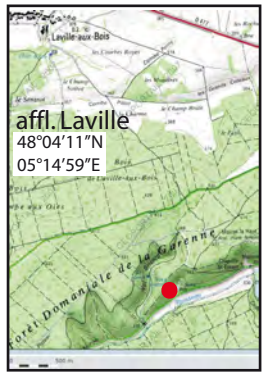

Etage
Zone
S-Zone
Formation
Beauchemin
47°55'06"N
5°14'52"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
parkinsoni
garantiana
humphresianum
subarietis
tetragona
subgarantiana
Marnes à Ostrea acuminata
Calcaire à polypiers supérieur
description d'après Thomassin (1984)
10m
2m
SB2
Marnes avec bancs calcaires mudstone
Rampe externe
Calcaire grainstone à entroques et bioclastes
Shoreface
Coraux lamellaires
Calcaire à dunes oolithiques
Shoreface à dunes oolithiques

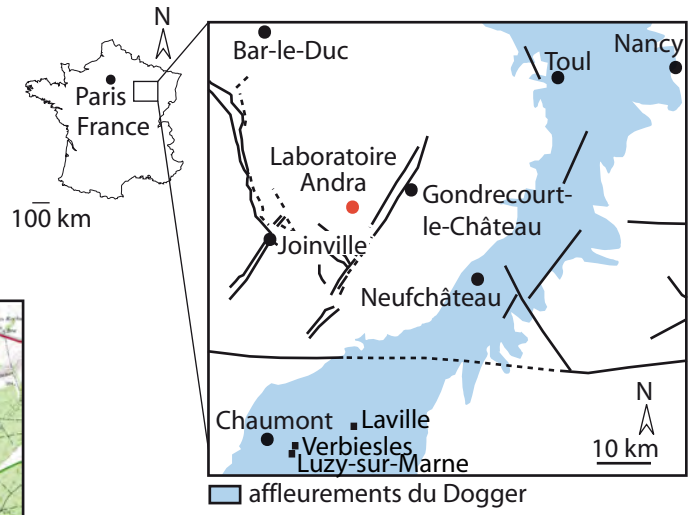

Etage
Zone
Formation
Giey/Auron
47°54'31"N
05°05'44"E
description d'après Perrin (1978)
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnementales générales
Comblanchien
zigzig
Oolithe Blanche
parkinsoni
Oncolithe cannabine
Marnes à Ostrea acuminata
Calcaires à Polypiers sup
Calcaire mudstone à oncolithes
Lagon
SB6
Grands litages obliques
Calcaire grainstone à oolithes et bioclastes
Shoreface- Shoal oolitique
A la base, quelques oncolithes blanches
Shoreface
Calcaires à oncolithes cannabines
Offshore sup.
Marnes jaunes à oncolithes cannabines et pholadomyes
Offshore sup.
Marnes à oncolithes cannabines
Offshore inf.
Marnes et calcaires à huîtres
Offshore sup.
Zone à parkinsoni (Perrin, 1978)
10m
Argile à huîtres
Offshore inf.
Zone à parkinsoni (Perrin, 1978)
2m
Ma M W P G

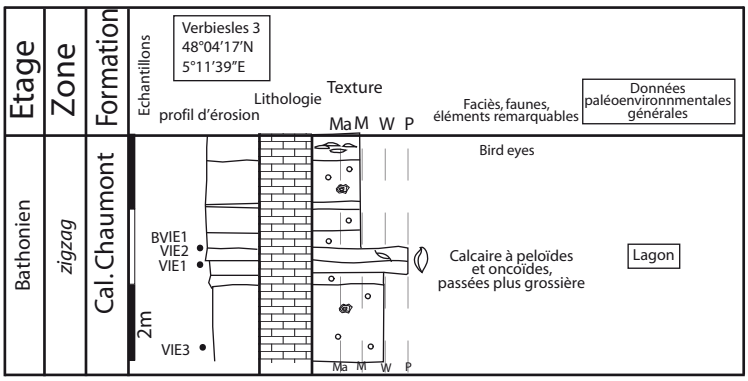

les Queurées
aff. Giey/Aujon
47°54'31"N
05°05'44"E
280m
Giey sur Aujon
500 m
Réseau Géodésique Français 1993 - coordonnées géographiques

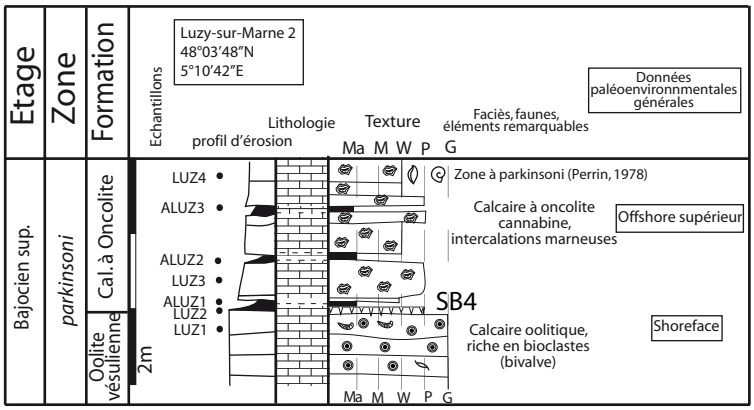

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Neufchâteau
Chaumont
10 km
Giey/Aujon
affleurements du Dogger

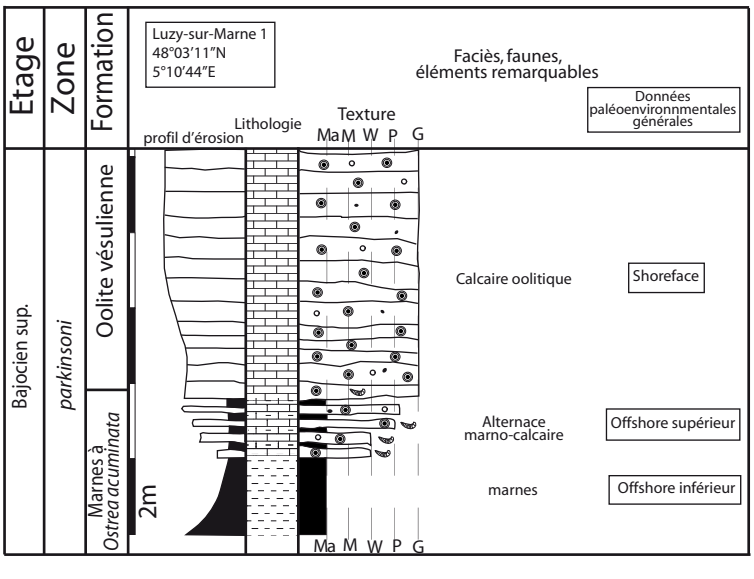

les Sentiers
48°04'20"N
5°11'27"E
48°04'17"N
5°11'39"E
48°04'15"N
5°11'40"E
affl. Verbiesles
Verbiesles
Côte du Four
l'Essarton
48°03'48"N
5°10'42"E
affl. Luzy-sur-Marne 2
48°03'11"N
5°10'44"E
affl. Luzy-sur-Marne 1
Luzy

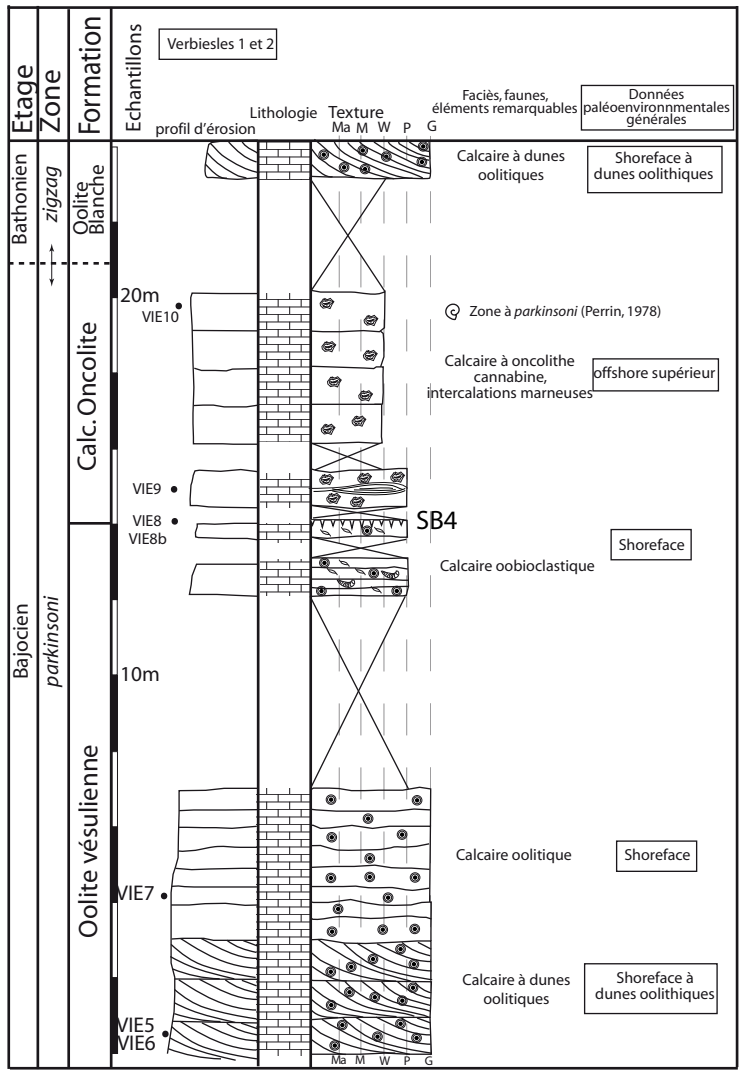

affl. Laville
48°04'11"N
05°14'59"E

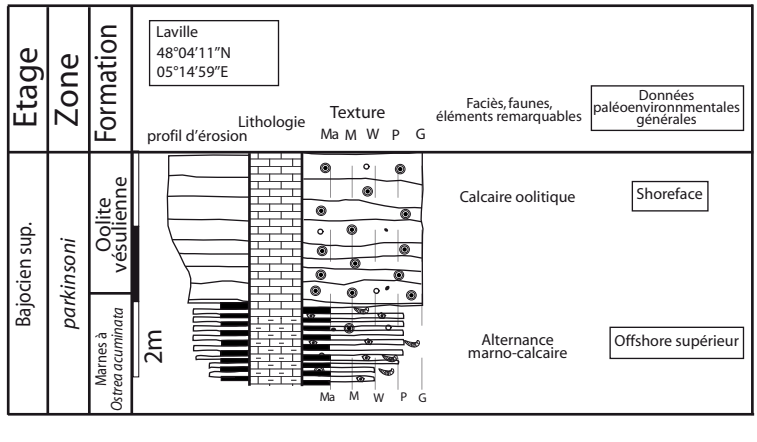

N
Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Neufchâteau
Chaumont
Laville
Verbiesles
Luzy-sur-Marne
10 km
affleurements du Dogger

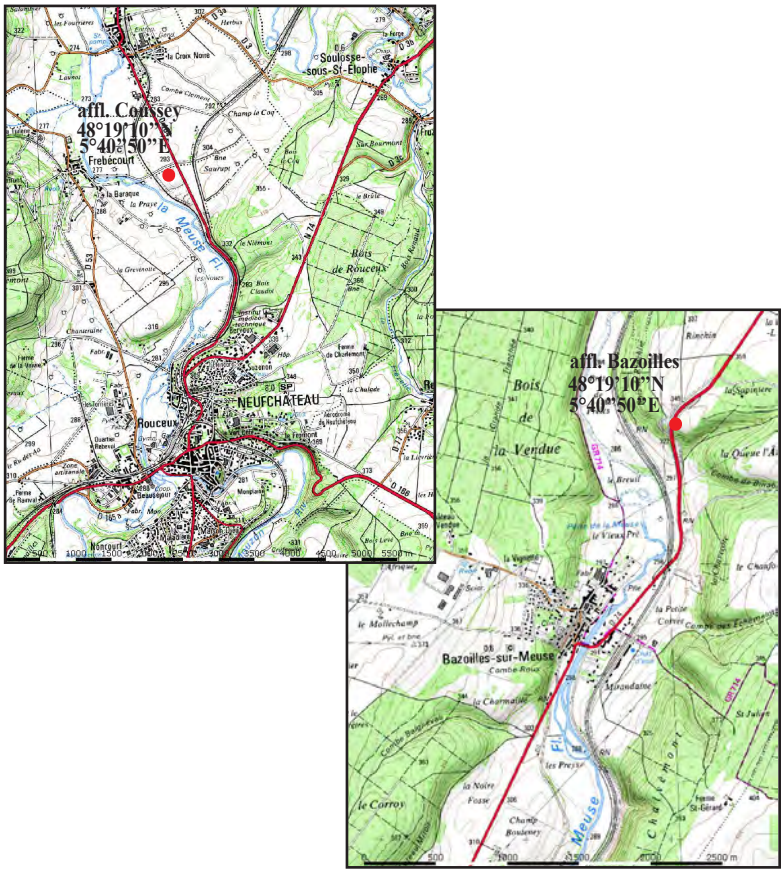

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Verbiesles 3
48°04'17"N
5°11'39"E
Lithologie
Texture
profil d'érosion
Ma M W P
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
Cal. Chaumont
Bird eyes
BVIE1
VIE2
VIE1
VIE3
2m
Calcaire à peloïdes et oncoïdes, passées plus grossière
Lagon

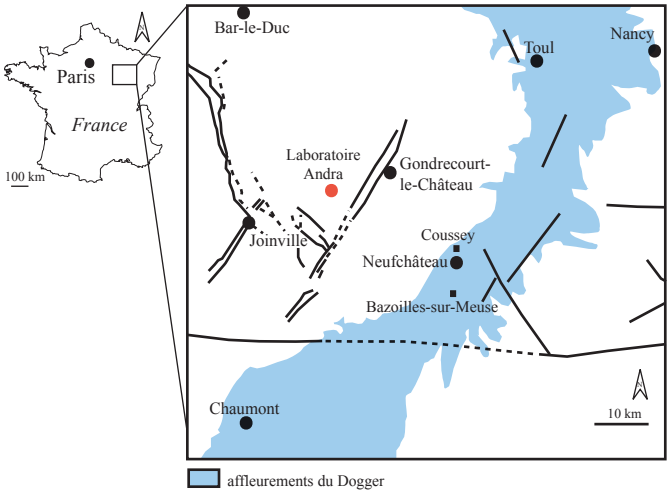

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Luzy-sur-Marne 2
48°03'48"N
5°10'42"E
Lithologie
Texture
profil d'érosion
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien sup.
parkinsoni
Cal. à Oncolite
Oolite vésulienne
LUZ4
ALUZ3
ALUZ2
LUZ3
ALUZ1
LUZ2
LUZ1
2m
Zone à parkinsoni (Perrin, 1978)
Calcaire à oncolite cannabine, intercalations marneuses
Offshore supérieur
SB4
Calcaire oolitique, riche en bioclastes (bivalve)
Shoreface

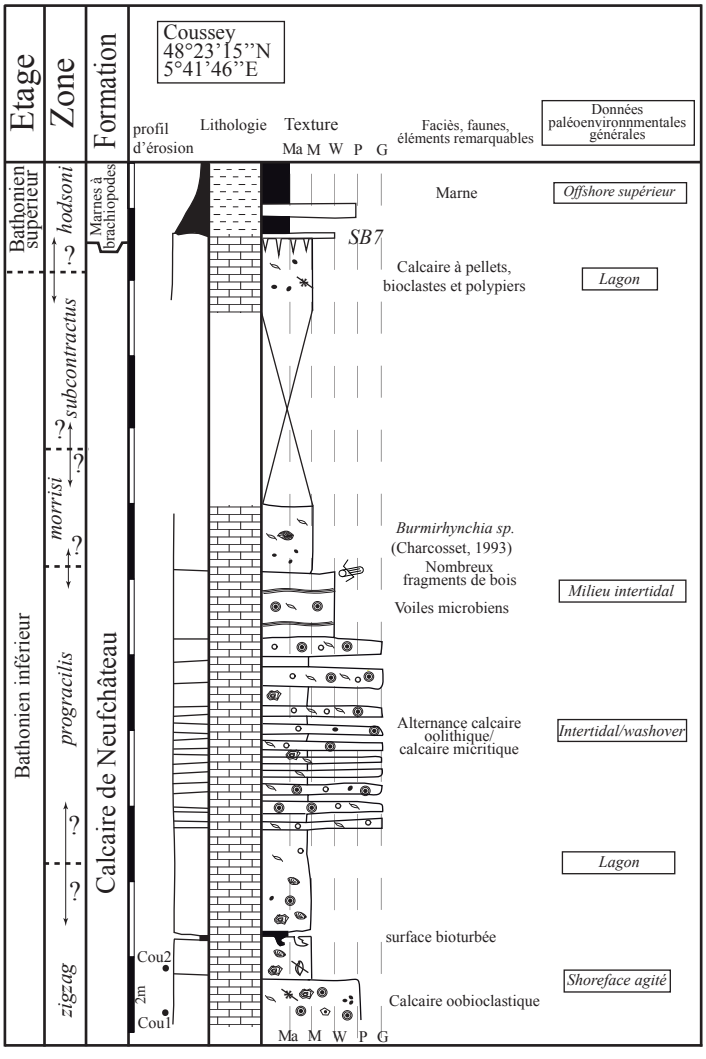

Etage
Zone
Formation
Luzy-sur-Marne 1
48°03'11"N
5°10'44"E
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Lithologie
Texture
profil d'érosion
Ma M W P G
Bajocien sup.
parkinsoni
Oolite vésulienne
Marnes à Ostrea acuminata
2m
Calcaire oolitique
Shoreface
Alternace marno-calcaire
Offshore supérieur
marnes
Offshore inférieur

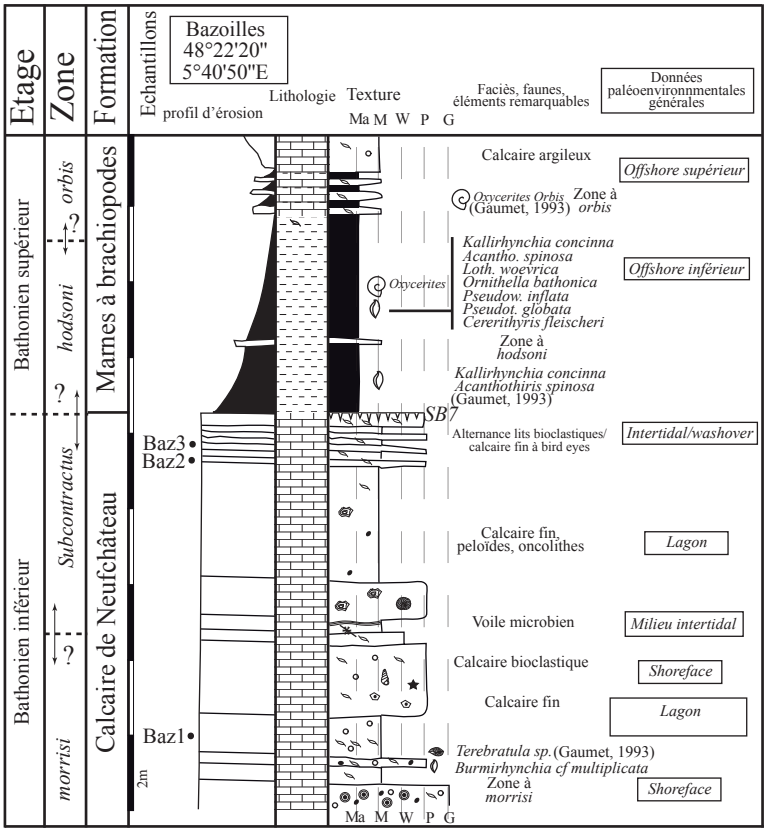

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Verbiesles 1 et 2
Lithologie
Texture
profil d'érosion
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
Oolite Blanche
Calc. Oncolite
Bajocien
parkinsoni
Oolite vésulienne
20m
10m
VIE10
VIE9
VIE8
VIE8b
VIE7
VIE5
VIE6
Calcaire à dunes oolitiques
Shoreface à dunes oolithiques
Zone à parkinsoni (Perrin, 1978)
Calcaire à oncolithe cannabine, intercalations marneuses
offshore supérieur
SB4
Shoreface
Calcaire oobioclastique
Calcaire oolitique
Shoreface
Calcaire à dunes oolitiques
Shoreface à dunes oolithiques

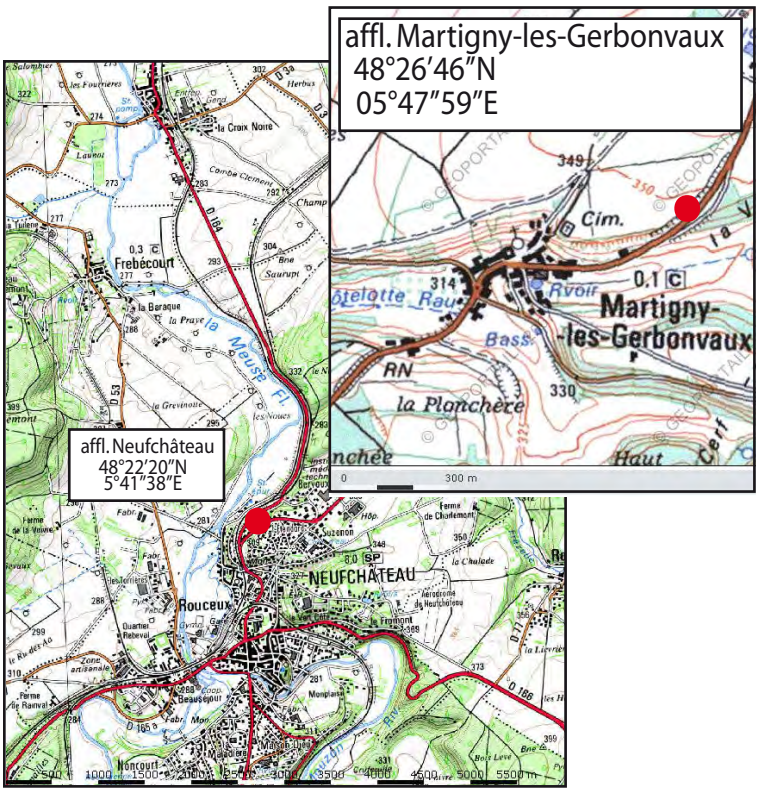

Etage
Zone
Formation
Laville
48°04'11"N
05°14'59"E
Lithologie
Texture
profil d'érosion
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bajocien sup.
parkinsoni
Oolite vésulienne
Marnes à Ostrea acuminata
2m
Calcaire oolitique
Shoreface
Alternance marno-calcaire
Offshore supérieur

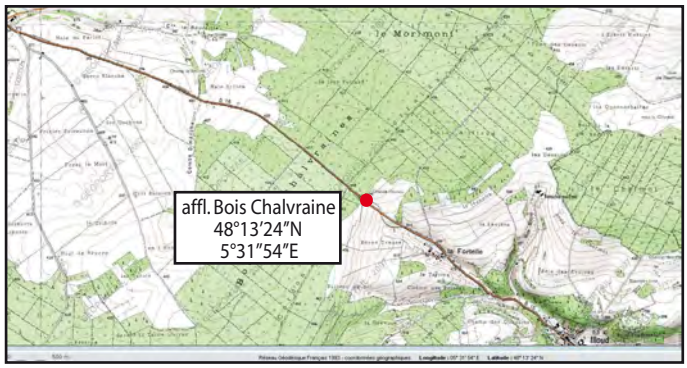

affl. Coussey
48°19'10"N
5°40'50"E
Soulosse-sous-St-Elophe
Frebécourt
NEUFCHÂTEAU
Rouceux
affl. Bazoilles
48°19'10"N
5°40'50"E
Bois de la Vendue
Bazoilles-sur-Meuse
Meuse

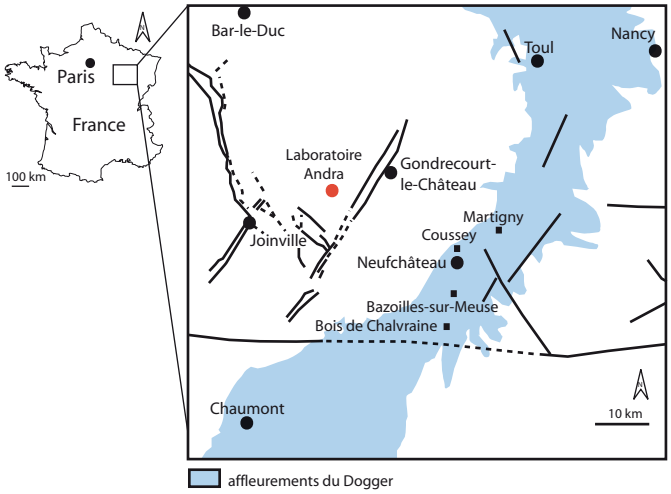

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Coussey
Neufchâteau
Bazoilles-sur-Meuse
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

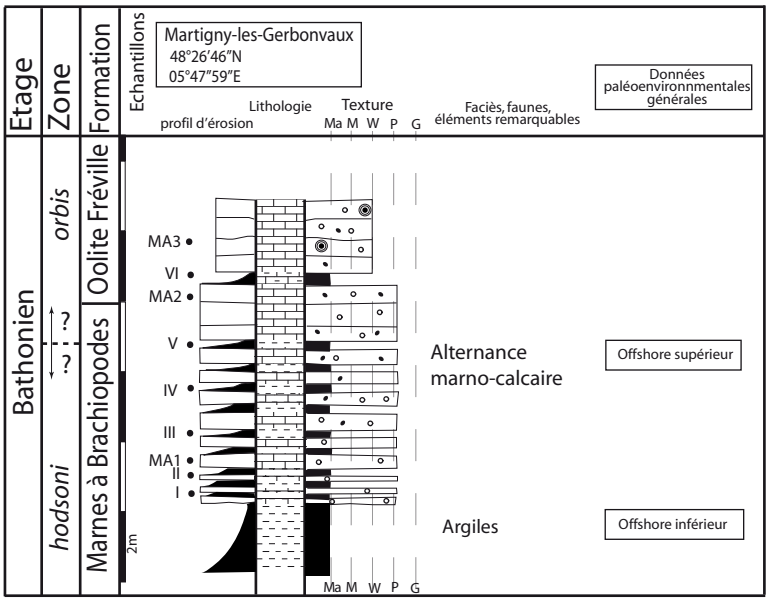

Etage
Zone
Formation
Coussey
48°23'15"N
5°41'46"E
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien supérieur
Bathonien inférieur
hodsoni
subcontractus
morrisi
progracilis
zigzag
Marnes à brachiopodes
Calcaire de Neufchâteau
Marne
Offshore supérieur
SB7
Calcaire à pellets, bioclastes et polypiers
Lagon
Burmirhynchia sp. (Charcosset, 1993)
Nombreux fragments de bois
Voiles microbiens
Milieu intertidal
Alternance calcaire oolithique/ calcaire micritique
Intertidal/washover
Lagon
surface bioturbée
Shoreface agité
Calcaire oobioclastique
Cou2
Cou1
2m

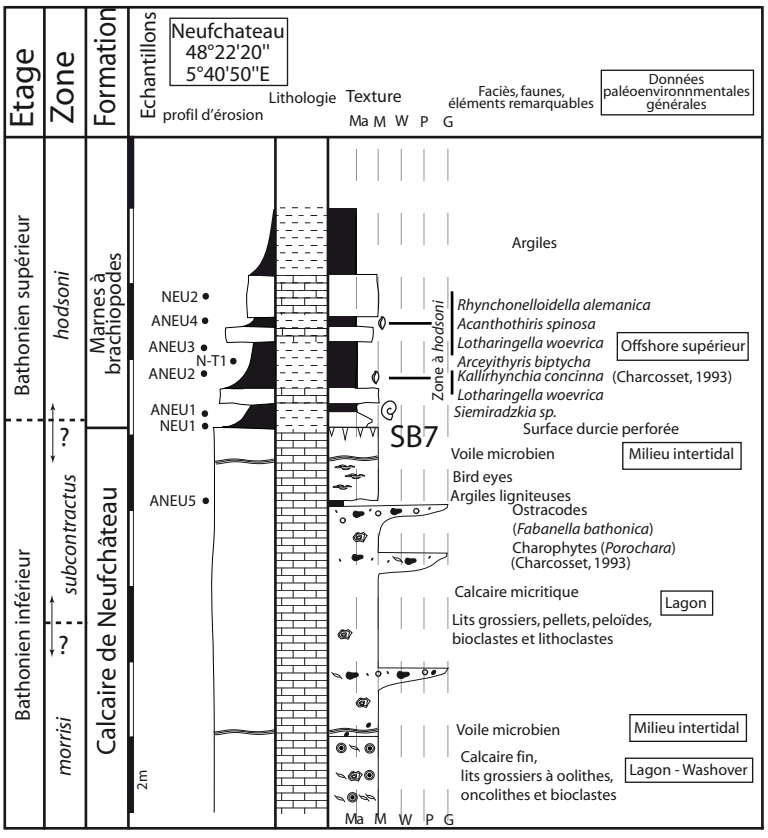

Etage
Zone
Formation
Bazoilles
48°22'20"
5°40'50"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien supérieur
Bathonien inférieur
orbis
hodsoni
Subcontractus
morrisi
Marnes à brachiopodes
Calcaire de Neufchâteau
Calcaire argileux
Offshore supérieur
Oxycerites Orbis (Gaumet, 1993)
Zone à orbis
Kallirhynchia concinna
Acantho. spinosa
Loth. woevrica
Ornithella bathonica
Pseudow. inflata
Pseudot. globata
Cererithyris fleischeri
Offshore inférieur
Oxycerites
Zone à hodsoni
Kallirhynchia concinna
Acanthothiris spinosa
(Gaumet, 1993)
SB7
Alternance lits bioclastiques/ calcaire fin à bird eyes
Intertidal/washover
Baz3
Baz2
Calcaire fin, peloïdes, oncolithes
Lagon
Voile microbien
Milieu intertidal
Calcaire bioclastique
Shoreface
Calcaire fin
Lagon
Baz1
Terebratula sp. (Gaumet, 1993)
Burmirhynchia cf multiplicata
Zone à morrisi
Shoreface
2m

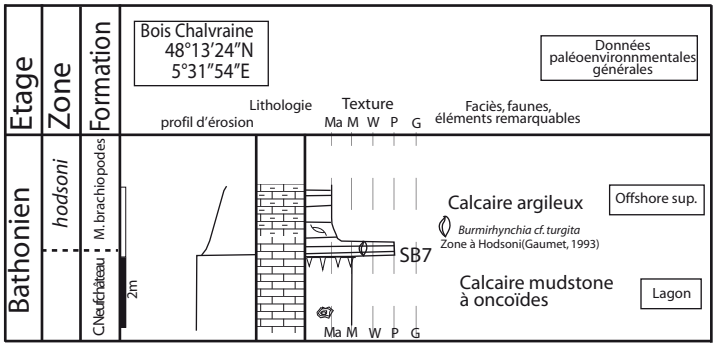

affl. Martigny-les-Gerbonvaux
48°26'46"N
05°47"59"E
affl. Neufchâteau
48°22'20"N
5°41"38"E
Martigny-
-les-Gerbonvaux
NEUFCHÂTEAU
Frebécourt
la Planchère
Haut
Rouceux
Noncourt

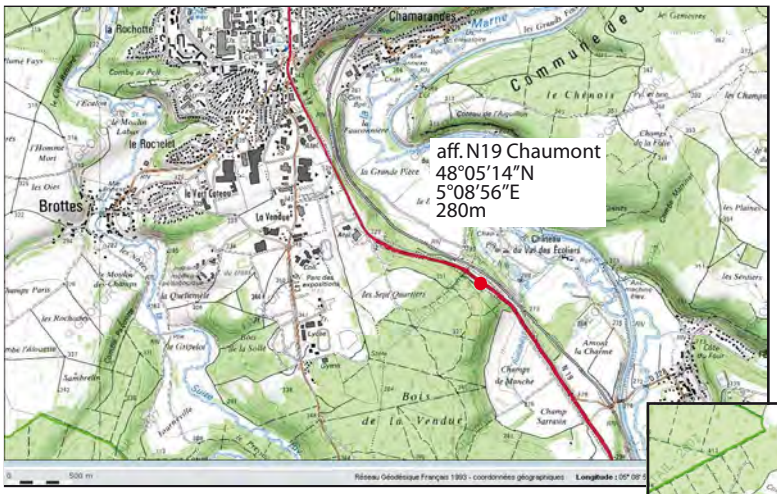

affl. Bois Chalvraine
48°13'24"N
5°31"54"E

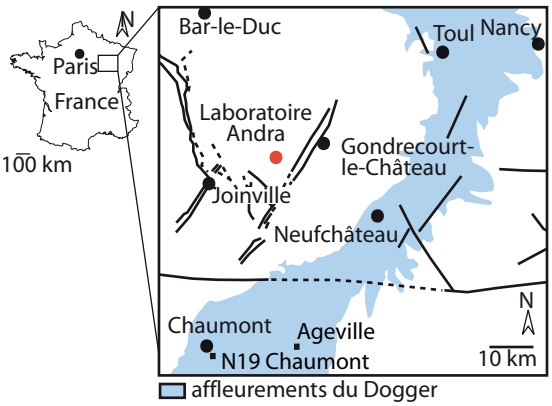

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Martigny
Coussey
Neufchâteau
Bazoilles-sur-Meuse
Bois de Chalvraine
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger


Etage
Zone
Formation
Echantillons
Martigny-les-Gerbonvaux
48°26'46"N
05°47"59"E
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes,
éléments remarquables
Données
paléoenvironnmentales
générales
Bathonien
orbis
hodsoni
Oolite Fréville
Marnes à Brachiopodes
MA3
VI
MA2
V
IV
III
MA1
II
I
2m
Alternance
marno-calcaire
Offshore supérieur
Argiles
Offshore inférieur

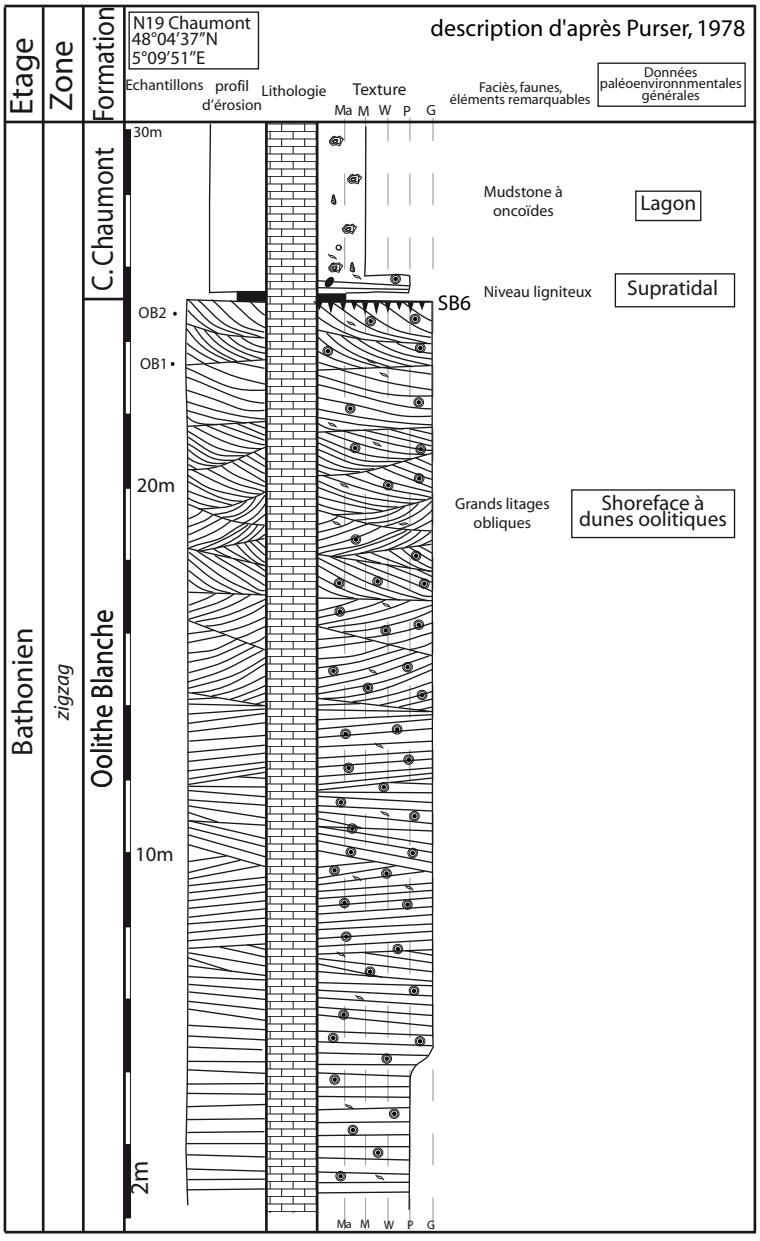

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Neufchateau
48°22'20"
5°40'50"E
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes,
éléments remarquables
Données
paléoenvironnmentales
générales
Bathonien supérieur
Bathonien inférieur
hodsoni
subcontractus
morrisi
Marnes à brachiopodes
Calcaire de Neufchâteau
NEU2
ANEU4
ANEU3
N-T1
ANEU2
ANEU1
NEU1
ANEU5
2m
Argiles
Rhynchonelloidella alemanica
Acanthothiris spinosa
Lotharingella woevrica
Arceyithyris biptycha
Kallirhynchia concinna
Lotharingella woevrica
Siemiradzkia sp.
Zone à hodsoni
Offshore supérieur
(Charcosset, 1993)
SB7
Surface durcie perforée
Voile microbien
Milieu intertidal
Bird eyes
Argiles ligniteuses
Ostracodes
(Fabanella bathonica)
Charophytes (Porochara)
(Charcosset, 1993)
Calcaire micritique
Lagon
Lits grossiers, pellets, peloïdes,
bioclastes et lithoclastes
Voile microbien
Milieu intertidal
Calcaire fin,
lits grossiers à oolithes,
oncolithes et bioclastes
Lagon - Washover

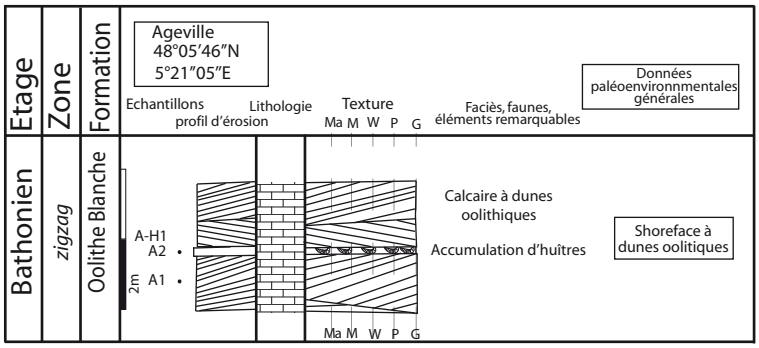

Etage
Zone
Formation
Bois Chalvraine
48°13'24"N
5°31"54"E
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes,
éléments remarquables
Données
paléoenvironnmentales
générales
Bathonien
hodsoni
M. brachiopodes
Neufchâteau
2m
SB7
Calcaire argileux
Burmirhynchia cf. turgita
Zone à Hodsoni(Gaumet, 1993)
Offshore sup.
Calcaire mudstone
à oncoïdes
Lagon

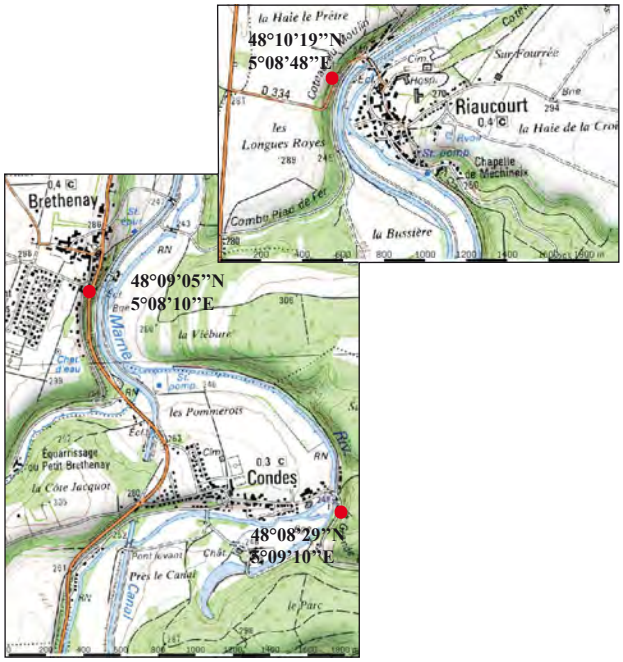

aff. N19 Chaumont
48°05'14"N
5°08'56"E
280m
Brottes
Chamarandes
Commune de
le Chênois
Bois de la Vendue

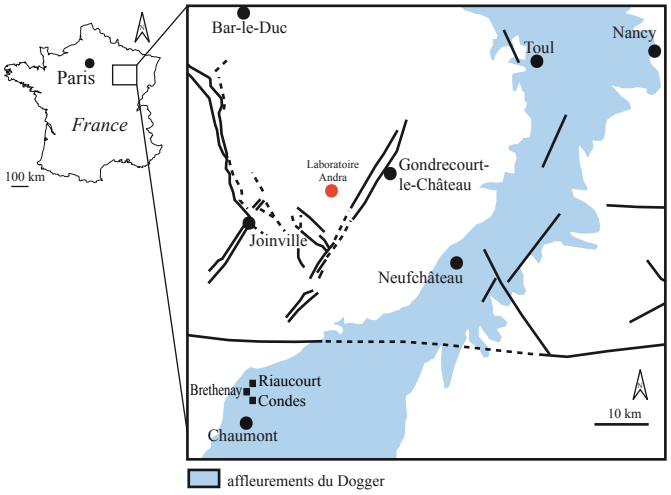

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Neufchâteau
Chaumont
Ageville
N19 Chaumont
10 km
N
affleurements du Dogger

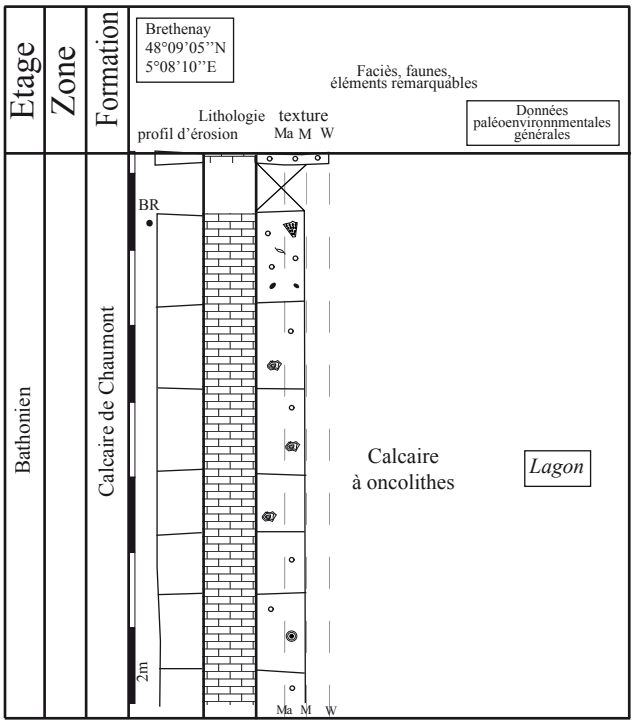

aff. Ageville
48°05'46"N
5°21'05"E
390m
Ageville

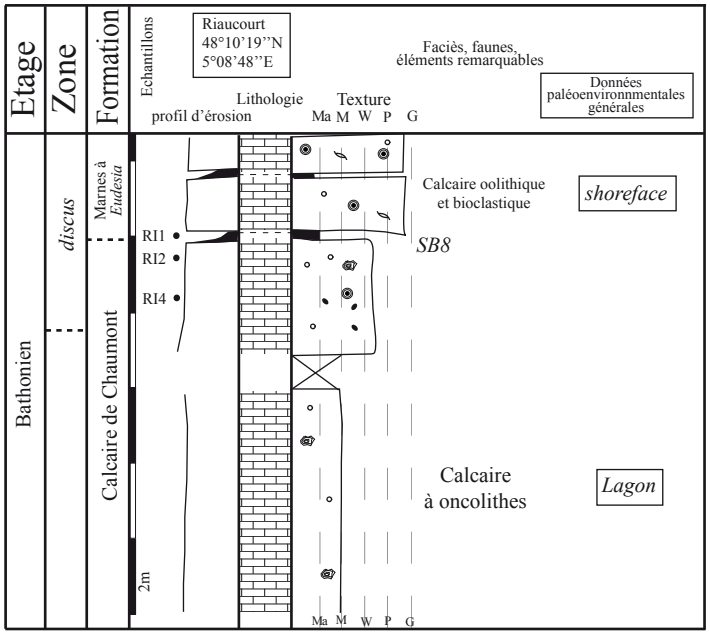

Etage
Zone
Formation
N19 Chaumont
48°04'37"N
5°09'51"E
description d'après Purser, 1978
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
C. Chaumont
Oolithe Blanche
30m
20m
10m
2m
OB2
OB1
SB6
Mudstone à oncoïdes
Lagon
Niveau ligniteux
Supratidal
Grands litages obliques
Shoreface à dunes oolitiques

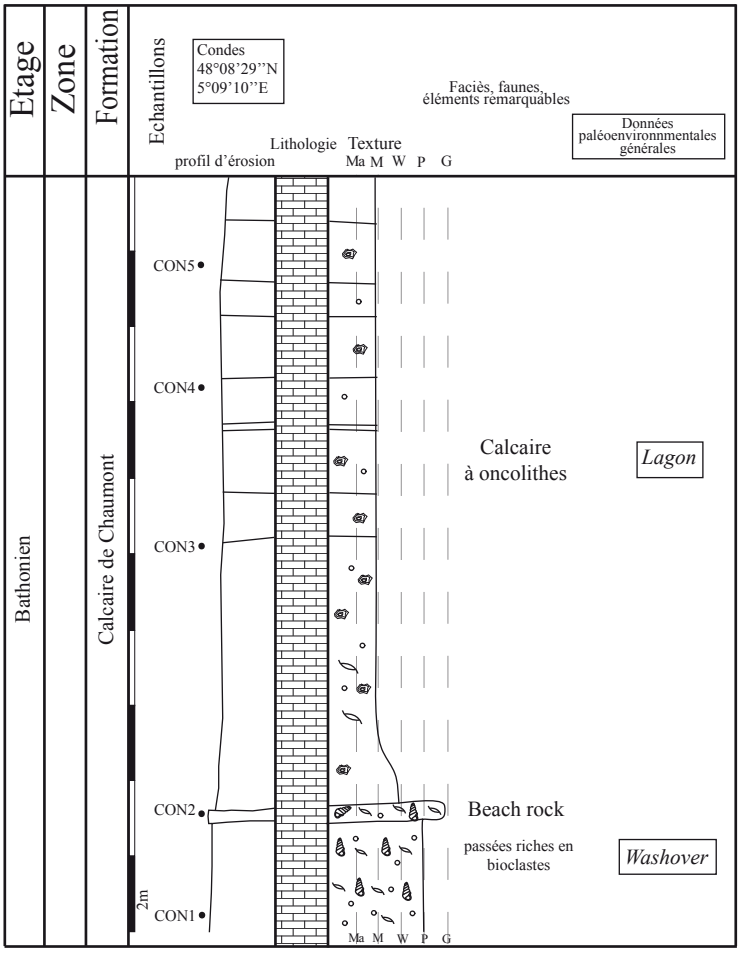

Etage
Zone
Formation
Ageville
48°05'46"N
5°21'05"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
Oolithe Blanche
A-H1
A2
A1
2m
Calcaire à dunes oolithiques
Accumulation d'huîtres
Shoreface à dunes oolitiques

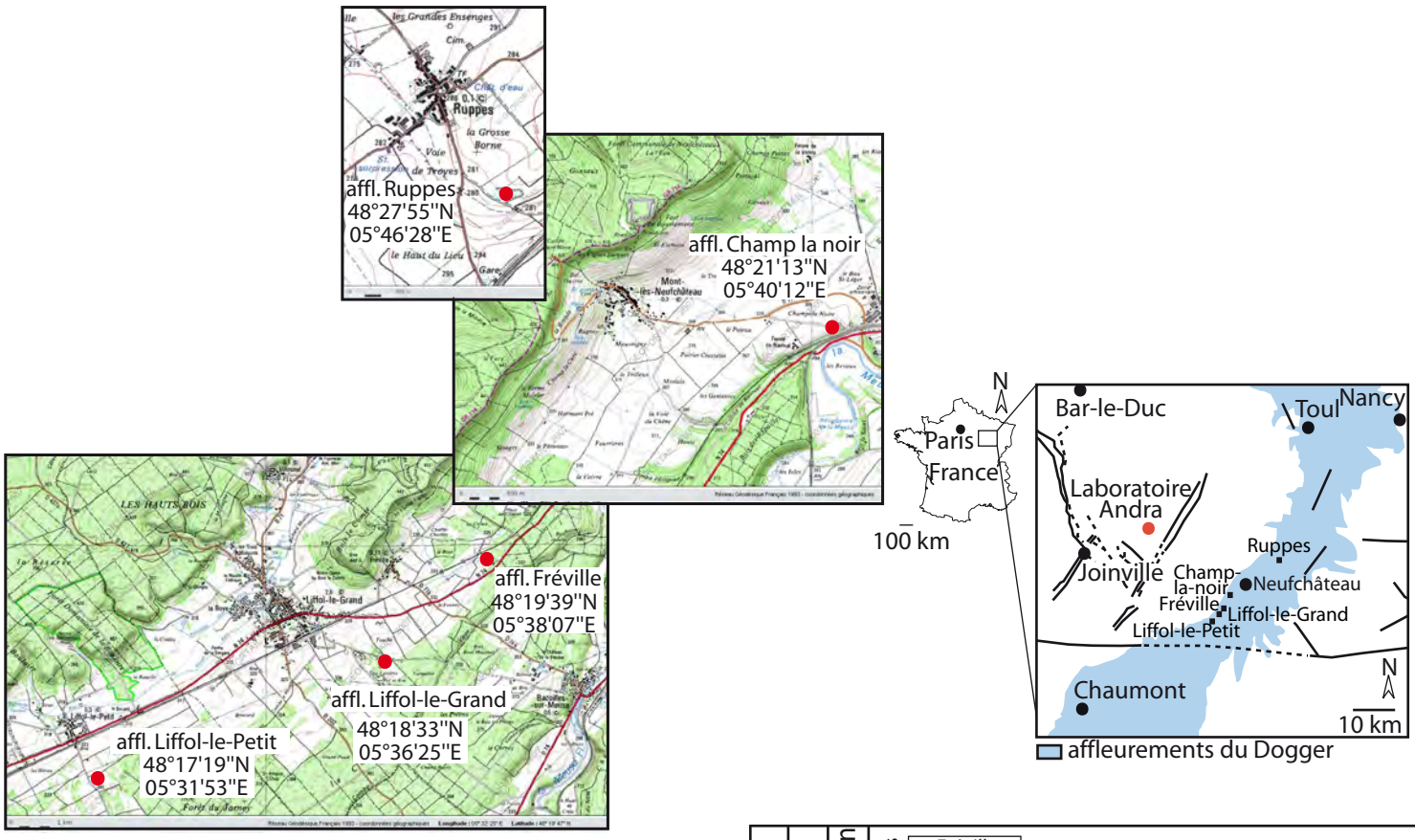

48°10’19”N
5°08’48”E
Riaucourt
Brethenay
48°09’05”N
5°08’10”E
Condes
48°08’29”N
5°09’10”E

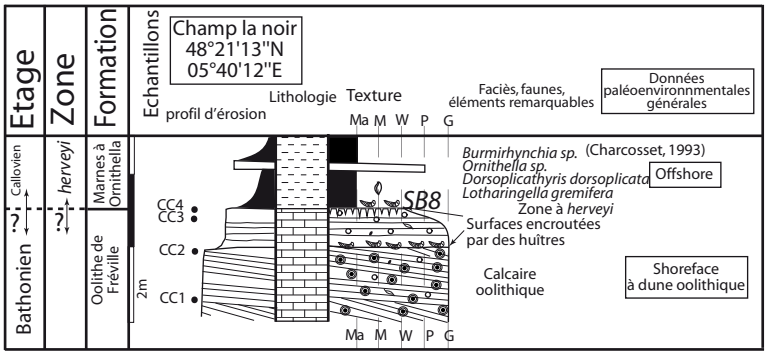

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Neufchâteau
Brethenay
Riaucourt
Condes
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

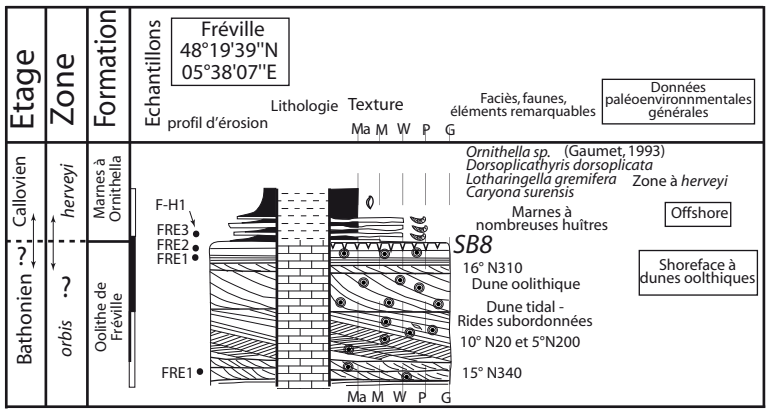

Etage
Zone
Formation
Brethenay
48°09’05”N
5°08’10”E
Faciès, faunes,
éléments remarquables
Lithologie
profil d’érosion
texture
Ma M W
Données
paléoenvironnmentales
générales
Bathonien
Calcaire de Chaumont
BR
2m
Calcaire
à oncolithes
Lagon

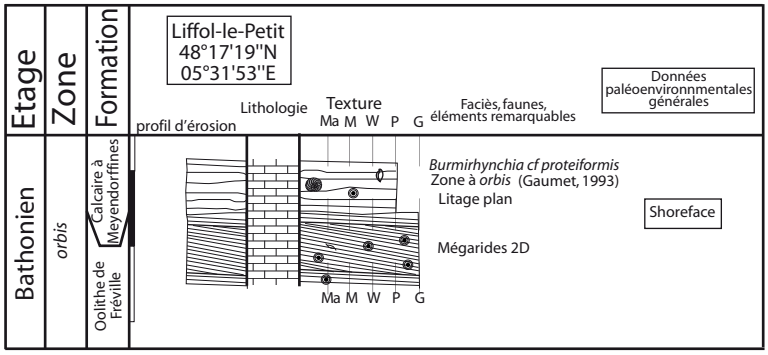

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Riaucourt
48°10’19”N
5°08’48”E
Faciès, faunes,
éléments remarquables
Lithologie
profil d’érosion
Texture
Ma M W P G
Données
paléoenvironnmentales
générales
Bathonien
discus
Marnes à
Eudesia
Calcaire de Chaumont
RI1
RI2
RI4
2m
Calcaire oolithique
et bioclastique
shoreface
SB8
Calcaire
à oncolithes
Lagon

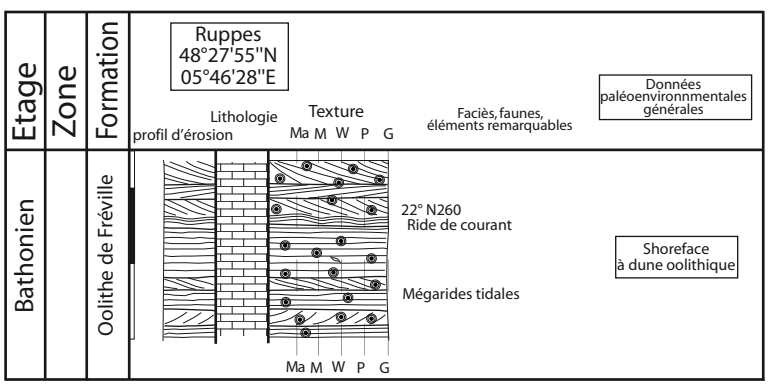

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Condes
48°08’29”N
5°09’10”E
Faciès, faunes,
éléments remarquables
Lithologie
profil d’érosion
Texture
Ma M W P G
Données
paléoenvironnmentales
générales
Bathonien
Calcaire de Chaumont
CON5
CON4
CON3
CON2
CON1
2m
Calcaire
à oncolithes
Lagon
Beach rock
passées riches en
bioclastes
Washover

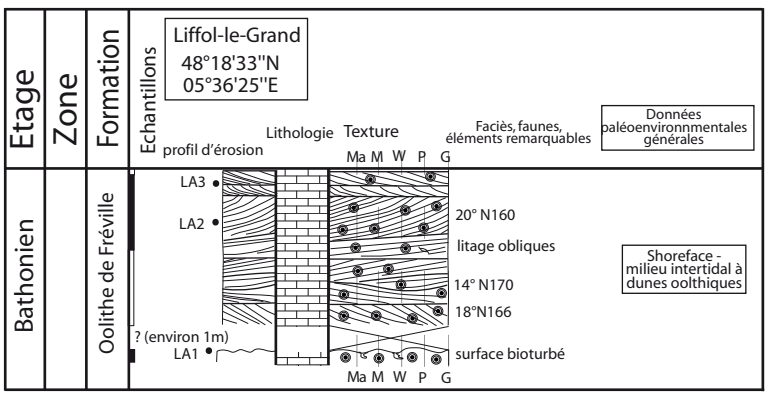

affl. Ruppes
48°27'55''N
05°46'28''E
affl. Champ la noir
48°21'13''N
05°40'12''E
affl. Fréville
48°19'39''N
05°38'07''E
affl. Liffol-le-Grand
48°18'33''N
05°36'25''E
affl. Liffol-le-Petit
48°17'19''N
05°31'53''E
N
Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Joinville
Champ-
la-noir
Fréville
Ruppes
Neufchâteau
Liffol-le-Grand
Liffol-le-Petit
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

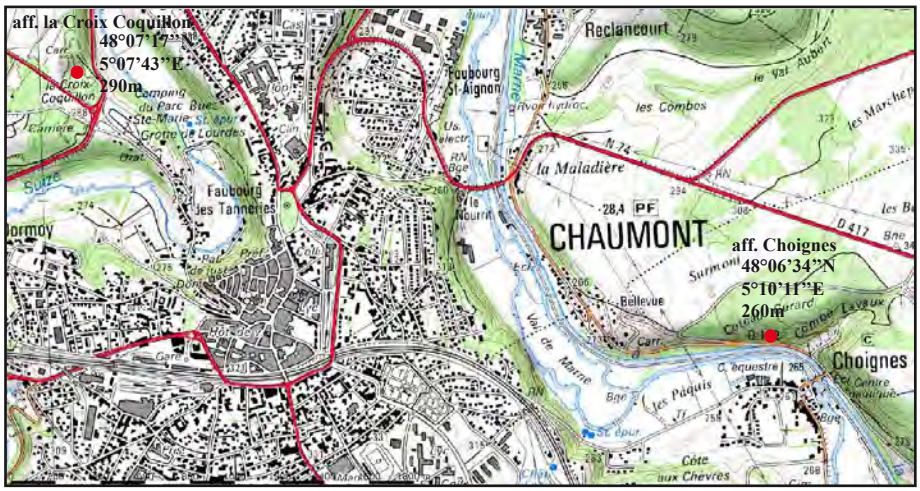

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Champ la noir
48°21'13''N
05°40'12''E
Lithologie
Texture
Ma M W P G
profil d'érosion
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Callovien
Bathonien
?
herveyi
Marnes à Ornithella
Oolithe de Fréville
2m
CC4
CC3
CC2
CC1
SB8
Burmirhynchia sp. (Charcosset, 1993)
Ornithella sp.
Dorsoplicathyris dorsoplicata
Lotharingella gremifera
Zone à herveyi
Surfaces encroutées par des huîtres
Calcaire oolithique
Offshore
Shoreface à dune oolithique

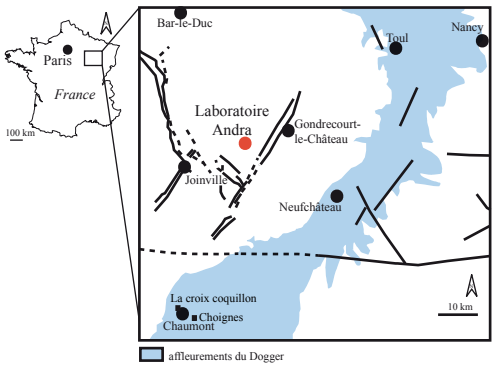

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Fréville
48°19'39''N
05°38'07''E
Lithologie
Texture
Ma M W P G
profil d'érosion
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Callovien
Bathonien
?
herveyi
orbis
Marnes à Ornithella
Oolithe de Fréville
F-H1
FRE3
FRE2
FRE1
SB8
Ornithella sp. (Gaumet, 1993)
Dorsoplicathyris dorsoplicata
Lotharingella gremifera
Zone à herveyi
Caryona surensis
Marnes à nombreuses huîtres
Offshore
16° N310
Dune oolithique
Shoreface à dunes oolthiques
Dune tidal - Rides subordonnées
10° N20 et 5°N200
15° N340

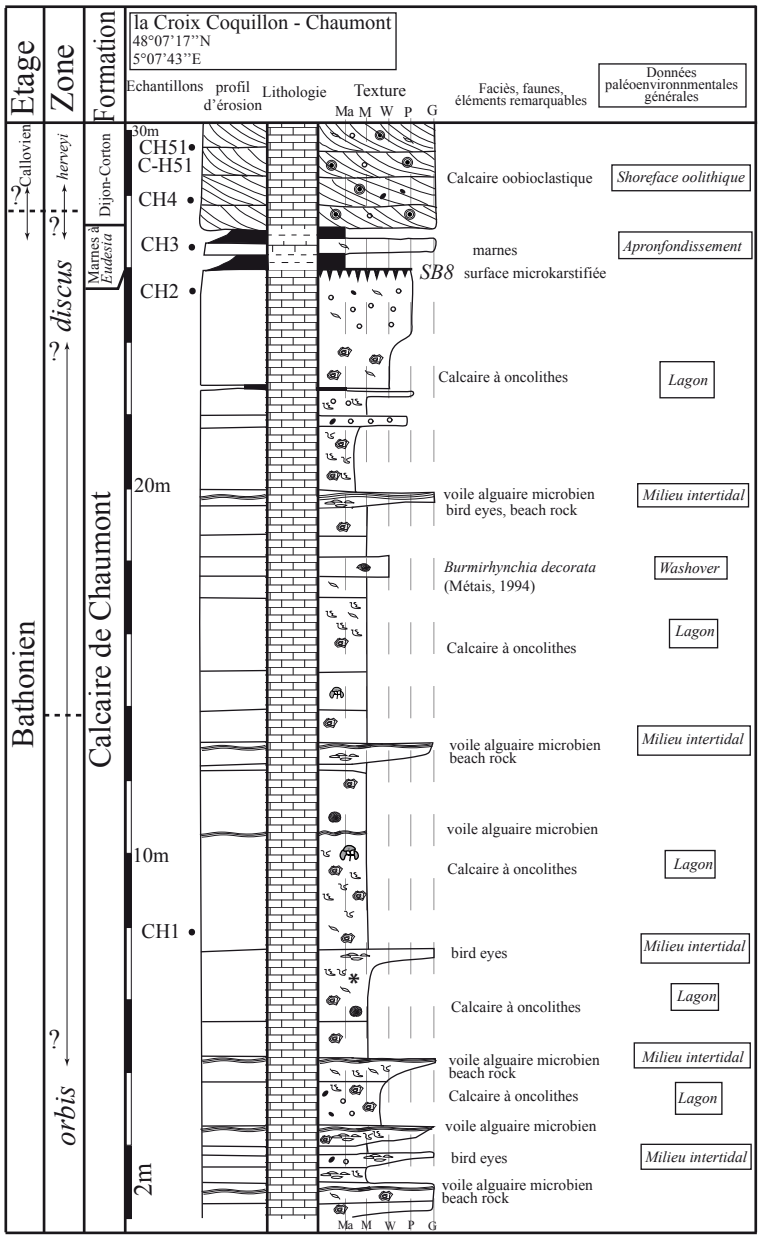

Etage
Zone
Formation
Liffol-le-Petit
48°17'19''N
05°31'53''E
Lithologie
Texture
Ma M W P G
profil d'érosion
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
orbis
Calcaire à Meyendorffines
Oolithe de Fréville
Burmirhynchia cf proteiformis
Zone à orbis (Gaumet, 1993)
Litage plan
Mégarides 2D
Shoreface

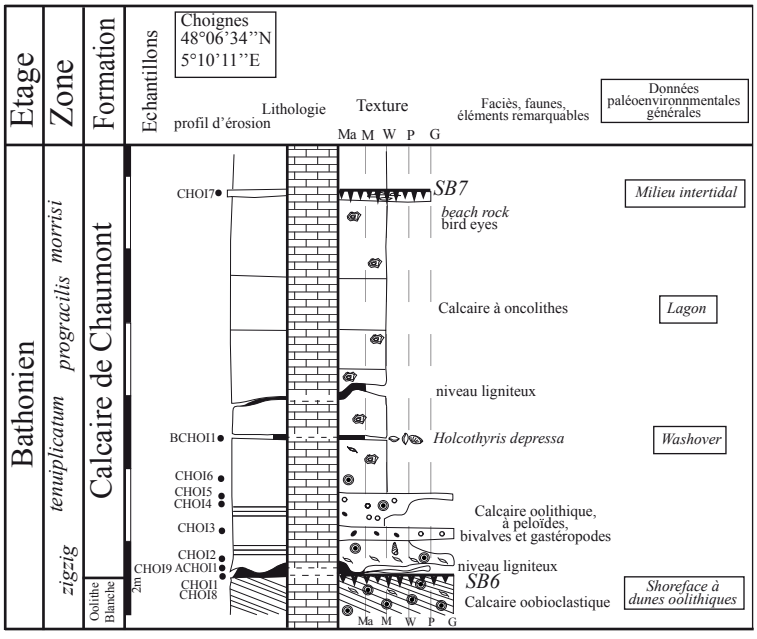

Etage
Zone
Formation
Ruppes
48°27'55''N
05°46'28''E
Lithologie
Texture
Ma M W P G
profil d'érosion
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
Oolithe de Fréville
22° N260
Ride de courant
Mégarides tidales
Shoreface à dune oolithique

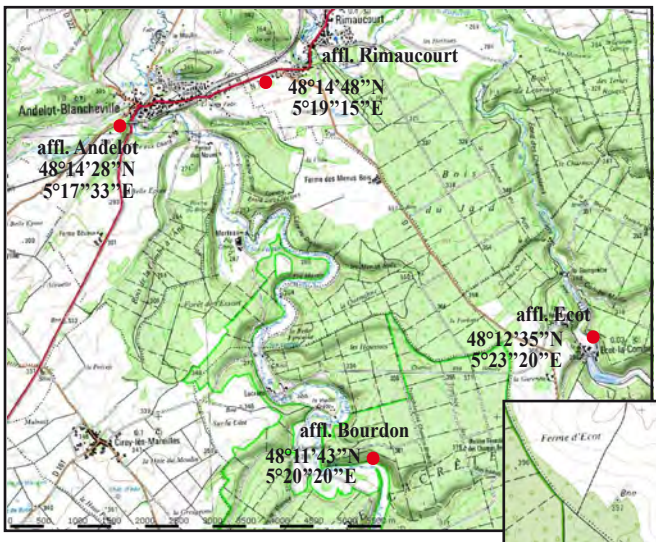

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Liffol-le-Grand
48°18'33''N
05°36'25''E
Lithologie
Texture
Ma M W P G
profil d'érosion
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
Oolithe de Fréville
LA3
LA2
LA1
? (environ 1m)
20° N160
litage obliques
14° N170
18°N166
surface bioturbé
Shoreface - milieu intertidal à dunes oolthiques

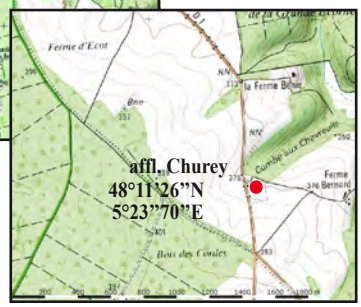

aff. la Croix Coquillon
48°07'17"N
5°07'43"E
290m
Reclancourt
Faubourg St-Aignan
les Combes
la Maladière
Faubourg les Tanneries
CHAUMONT
aff. Choignes
48°06'34"N
5°10'11"E
260m
Bellevue
Choignes
Côte aux Chevres

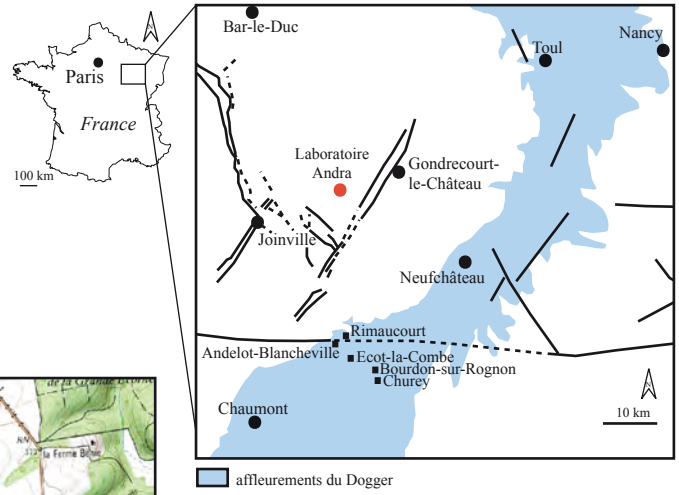

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire Andra
Gondrecourt-le-Château
Joinville
Neufchâteau
La croix coquillon
Choignes
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

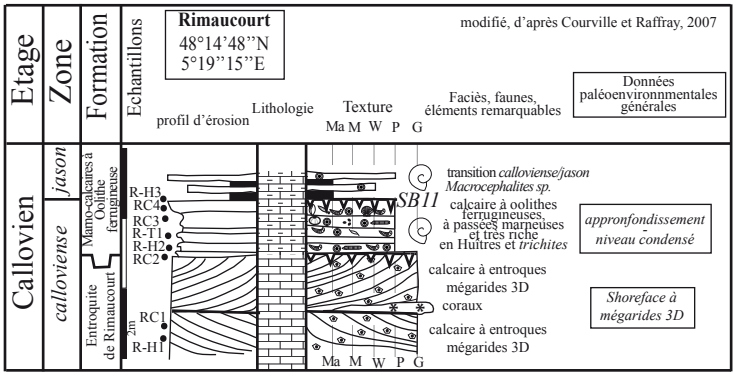

Etage
Zone
Formation
la Croix Coquillon - Chaumont
48°07'17"N
5°07'43"E
Echantillons
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
Callovien
hervеyi
discus
orbis
Dijon-Corton
Marnes à Eudesia
Calcaire de Chaumont
30m
20m
10m
2m
CH51
C-H51
CH4
CH3
CH2
CH1
Calcaire oobioclastique
Shoreface oolithique
marnes
Apronfondissement
SB8
surface microkarstifiée
Calcaire à oncolithes
Lagon
voile alguaire microbien
bird eyes, beach rock
Milieu intertidal
Burmirhynchia decorata
(Métais, 1994)
Washover
Calcaire à oncolithes
Lagon
voile alguaire microbien
beach rock
Milieu intertidal
voile alguaire microbien
Calcaire à oncolithes
Lagon
bird eyes
Milieu intertidal
Calcaire à oncolithes
Lagon
voile alguaire microbien
beach rock
Milieu intertidal
Calcaire à oncolithes
Lagon
voile alguaire microbien
bird eyes
Milieu intertidal
voile alguaire microbien
beach rock

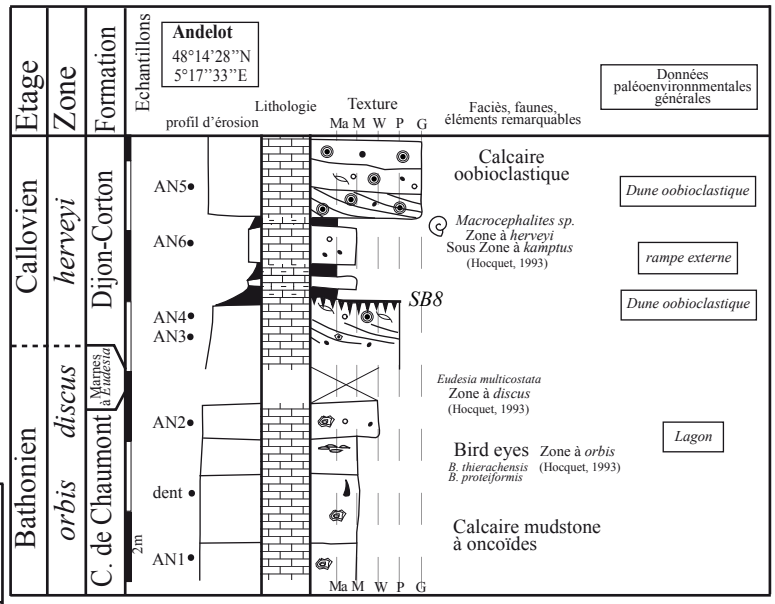

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Choignes
48°06'34"N
5°10'11"E
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
tenuiplicatum
progracilis
morrisi
zigzig
Calcaire de Chaumont
Oolithe Blanche
2m
CHOI7
BCHOI1
CHOI6
CHOI5
CHOI4
CHOI3
CHOI2
CHOI9
ACHOI1
CHOI1
CHOI8
SB7
beach rock
bird eyes
Milieu intertidal
Calcaire à oncolithes
Lagon
niveau ligniteux
Holcothyris depressa
Washover
Calcaire oolithique, à peloïdes, bivalves et gastéropodes
niveau ligniteux
SB6
Calcaire oobioclastique
Shoreface à dunes oolithiques

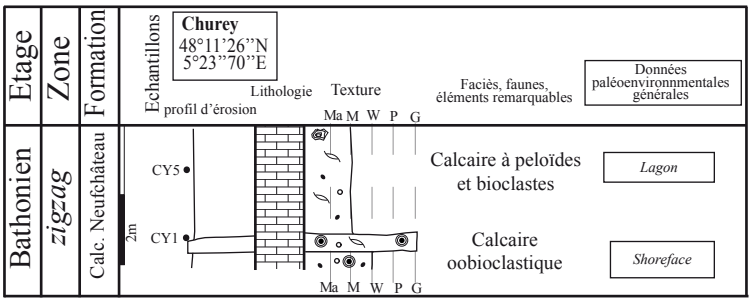

affl. Rimaucourt
48°14'48"N
5°19"15"E
affl. Andelot
48°14'28"N
5°17"33"E
affl. Ecot
48°12'35"N
5°23"20"E
affl. Bourdon
48°11'43"N
5°20"20"E

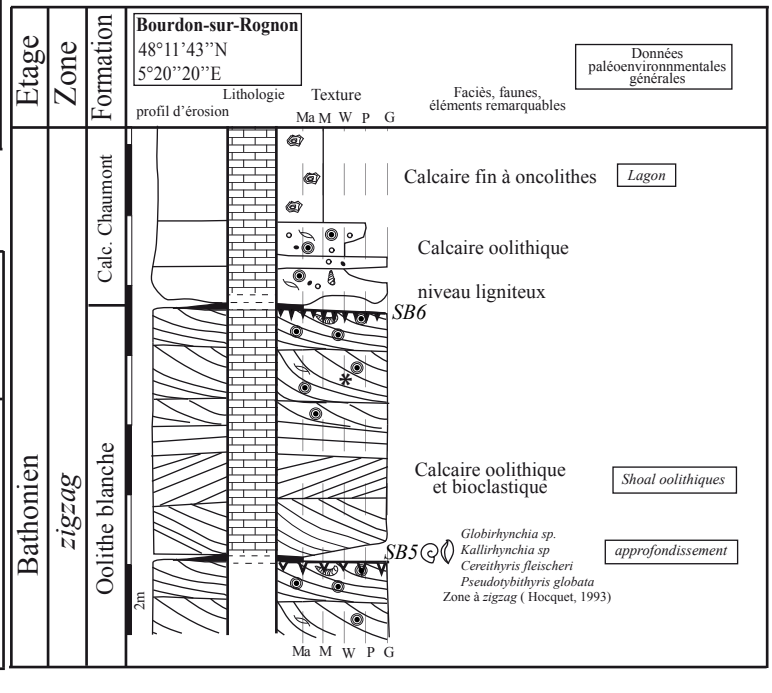

affl. Churey
48°11'26"N
5°23"70"E

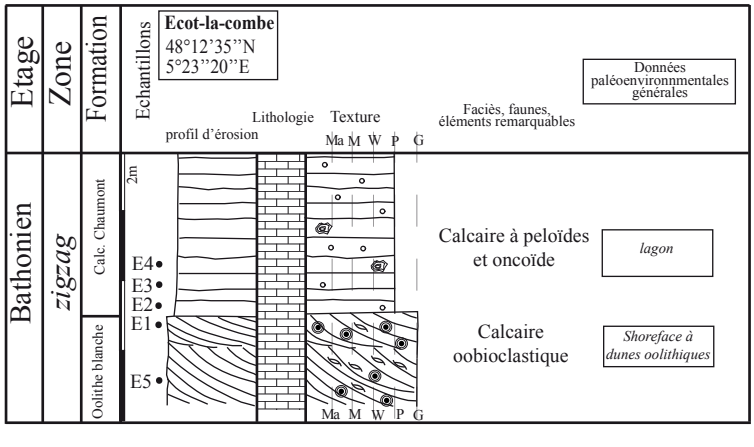

Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Neufchâteau
Rimaucourt
Andelot-Blancheville
Ecot-la-Combe
Bourdon-sur-Rognon
Churey
Chaumont
10 km
affleurements du Dogger

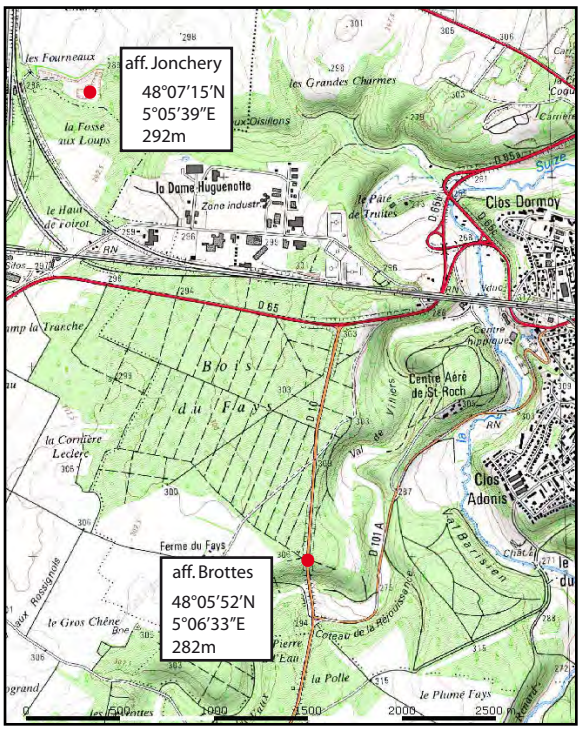

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Rimaucourt
48°14'48"N
5°19"15"E
modifié, d'après Courville et Raffray, 2007
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Callovien
jason
calloviense
Marno-calcaires à Oolithes ferrugineuse
Entroquite de Rimaucourt
R-H3
RC4
RC3
R-T1
R-H2
RC2
RC1
R-H1
2m
SB11
transition calloviense/jason
Macrocephalites sp.
calcaire à oolithes ferrugineuses, à passées marneuses et très riche en Huîtres et trichites
calcaire à entroques mégarides 3D coraux
calcaire à entroques mégarides 3D
approfondissement niveau condensé
Shoreface à mégarides 3D

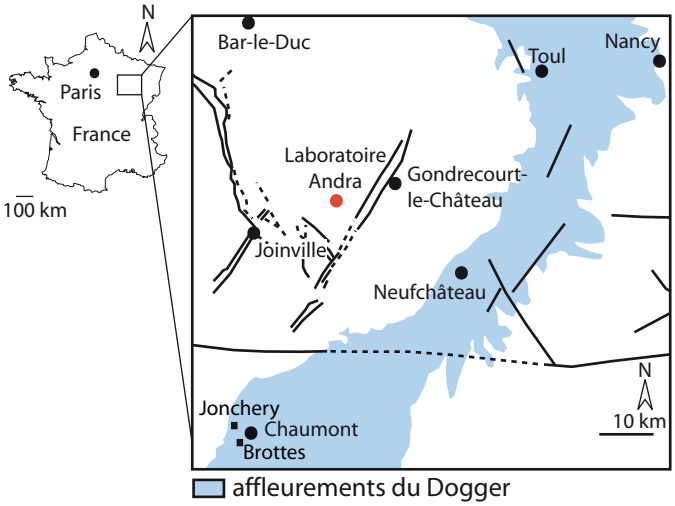

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Andelot
48°14'28"N
5°17"33"E
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Callovien
herveyi
Dijon-Corton
Bathonien
discus
Marnes à Eudesia
C. de Chaumont
AN5
AN6
AN4
AN3
AN2
dent
AN1
2m
Calcaire oobioclastique
Dune oobioclastique
Macrocephalites sp.
Zone à herveyi
Sous Zone à kamptus
(Hocquet, 1993)
rampe externe
SB8
Dune oobioclastique
Eudesia multicostata
Zone à discus
(Hocquet, 1993)
Lagon
Bird eyes
Zone à orbis
(Hocquet, 1993)
B. thierachensis
B. proteiformis
Calcaire mudstone à oncoïdes

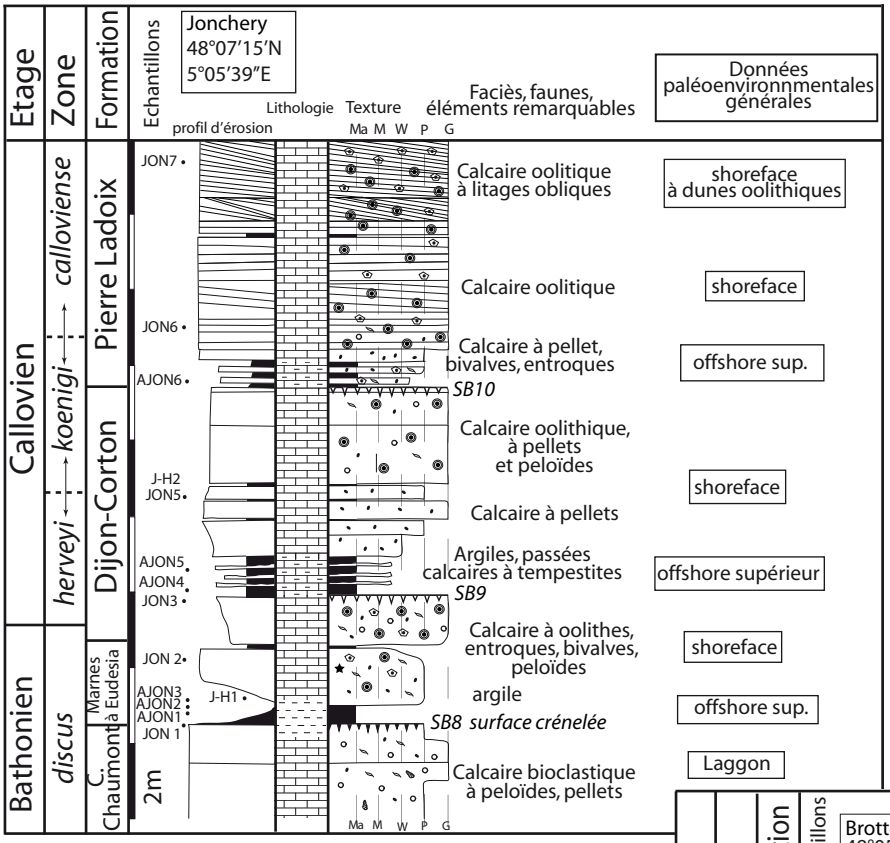

Etage
Zone
Formation
Echantillons
Churey
48°11'26"N
5°23"70"E
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
Calc. Neufchâteau
CY5
CY1
2m
Calcaire à peloïdes et bioclastes
Lagon
Calcaire oobioclastique
Shoreface

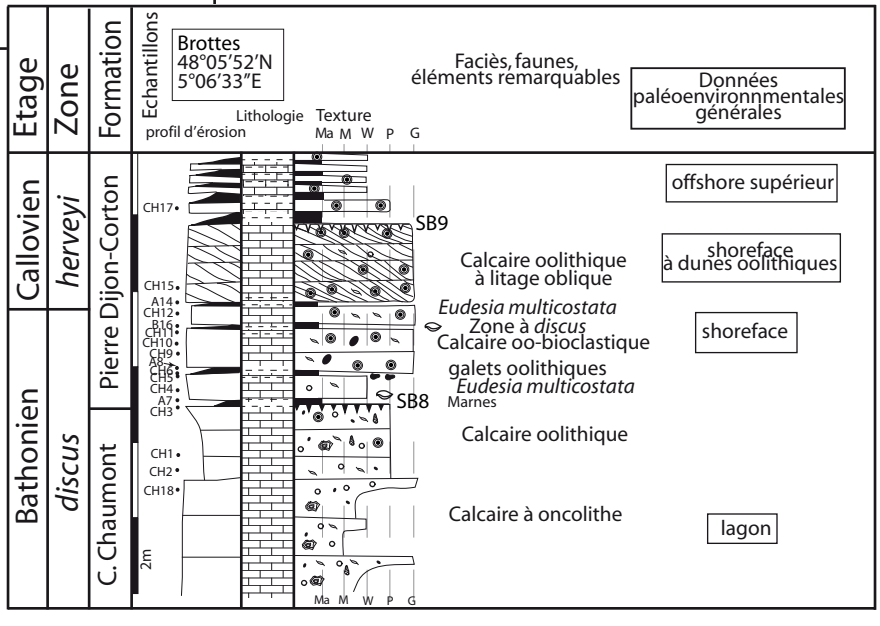

Etage
Zone
Formation
Bourdon-sur-Rognon
48°11'43"N
5°20"20"E
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
Calc. Chaumont
Oolithe blanche
2m
Calcaire fin à oncolithes
Lagon
Calcaire oolithique
niveau ligniteux
SB6
Calcaire oolithique et bioclastique
Shoal oolithiques
SB5
Globirhynchia sp.
Kallirhynchia sp
Cereithyris fleischeri
Pseudotybithyris globata
Zone à zigzag (Hocquet, 1993)
approfondissement


Etage
Zone
Formation
Echantillons
Ecot-la-combe
48°12'35"N
5°23"20"E
profil d'érosion
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Bathonien
zigzag
Calc. Chaumont
Oolithe blanche
2m
E4
E3
E2
E1
E5
Calcaire à peloïdes et oncoïde
lagon
Calcaire oobioclastique
Shoreface à dunes oolithiques


aff. Jonchery
48°07'15"N
5°05'39"E
292m
aff. Brottes
48°05'52"N
5°06'33"E
282m
la Dame Huguenotte
Clos Dormoy
Centre Aéré de St-Roch
Clos Adonis
Ferme du Fays
le Gros Chêne
la Cornière Leclerc
la Fosse aux Loups
le Haut de Foirot
les Grandes Charmes
la Polle
le Plume Fays
Bois du Fays
Val Barisien
Surte
0
500
1000
1500
2000
2500 m


N
Paris
France
100 km
Bar-le-Duc
Toul
Nancy
Laboratoire
Andra
Gondrecourt-
le-Château
Joinville
Neufchâteau
Jonchery
Chaumont
Brottes
N
10 km
affleurements du Dogger


Etage
Zone
Formation
Echantillons
Jonchery
48°07'15"N
5°05'39"E
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Callovien
Bathonien
coronatum
calloviense
koenigi
herveyi
discus
Pierre Ladoix
Dijon-Corton
Marnes à Eudesia
C. Chaumont
2m
JON7
JON6
AJON6
J-H2
JON5
AJON5
AJON4
JON3
JON 2
AJON3
AJON2
AJON1
JON 1
J-H1
Calcaire oolitique à litages obliques
shoreface à dunes oolithiques
Calcaire oolitique
shoreface
Calcaire à pellet, bivalves, entroques
offshore sup.
SB10
Calcaire oolithique, à pellets et peloïdes
shoreface
Calcaire à pellets
Argiles, passées calcaires à tempestites
offshore supérieur
SB9
Calcaire à oolithes, entroques, bivalves, peloïdes
shoreface
argile
offshore sup.
SB8 surface crénelée
Laggon
Calcaire bioclastique à peloïdes, pellets


Etage
Zone
Formation
Echantillons
Brottes
48°05'52"N
5°06'33"E
Lithologie
profil d'érosion
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Données paléoenvironnmentales générales
Callovien
Bathonien
herveyi
discus
Pierre Dijon-Corton
C. Chaumont
2m
CH17
CH15
A14
CH12
B16
CH11
CH10
CH9
A8
CH6
CH5
CH4
A7
CH3
CH1
CH2
CH18
SB9
Calcaire oolithique à litage oblique
offshore supérieur
shoreface à dunes oolithiques
Eudesia multicostata
Zone à discus
Calcaire oo-bioclastique
galets oolithiques
Eudesia multicostata
shoreface
SB8
Marnes
Calcaire oolithique
Calcaire à oncolithe
lagon



Forage Ruppes CO.CD.001
48°27'49"N
05°46"16"E

Description sédimentologique
d'après Fabert (1957) et Janniaux (1993)

Forage Ruppes: L.RU.CD.1

Lithologie texture Ma M W P G

Faciès, faunes et éléments remarquables

Etage	Zone	Formation
Bathonien sup.	*orbis*	Oolite de Fréville
		Marnes à Rhynchonelles sup.
	hodsoni	Caillasse à Rhynchonelles
Bathonien inf.	*subcontratractus*	Marnes à Rhynchonelles inférieures
	zigzag	Caillasse à Anabacia
	parkinsoni	Oolite miliaire sup.
Bajocien sup.		Oolite à *Clypeus ploti*
	garantiana	Oolite de miliaire inf.
	niortense	Marne de Longwy
Bajocien inf.	*humphriesianum*	Calc. à Polypiers

20m
40m
60m
80m
100m
120m
140m

SB5
SB3
SB2

Lotharingella woevrica
Lotharingella woevrica
Zone à *hodsoni*
Janniaux, 1993

Calcaire oolitique et bioclastique

Alternances marno-calcaires

Calcaire argileux riche en brachiopodes et bivalves

Alternances marno-calcaires

Calcaire argileux

Calcaire oolitique

Calcaire mudstone à packstone, assez argileux

Marne à oncolites à nubéculaires

Calcaire oolitique et à oncolithes à nubéculaires

calcaires à oncolites à nubéculaires fréquents

marnes à nombreux terriers, débris d'huîtres, brachiopodes et oncolites à nubéculaires, passées plus carbonatées

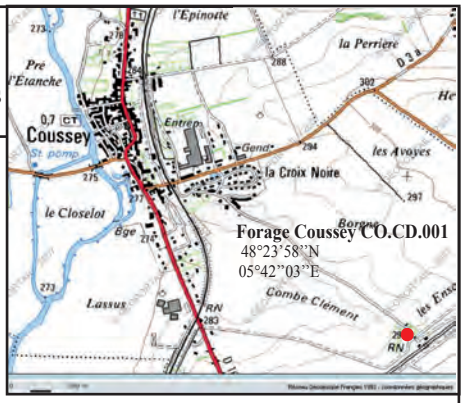
Calcaires à polypiers et oncolites à nubéculaires

Ma M W P G F

Forage Coussey: L.CO.CD.1

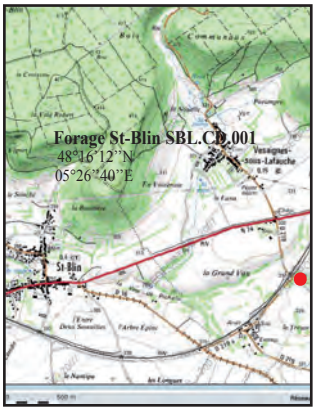
Description sédimentologique
d'après Fabert (1957) et Charcosset (1993)

Faciès, faunes et éléments remarquables



Etage	Zone	Formation	Lithologie / texture (Ma M W P G)	Faciès, faunes et éléments remarquables
Bathonien sup.	*orbis*	Oolite de Fréville		Calcaire oolitique et bioclastique
	hodsoni	Marnes à brachiopodes	*Lath. woevrica* *Kalli. concinna* Zone à *hodsoni* (Charcosset, 1993)	Alternances marno-calcaires
Bathonien inf.	*progracilis* *subcontratractus*	Calcaire de Neufchâteau	SB7	Alternance de calcaire mudstone à grainstone
	zigzag	Oolite miliaire sup.	SB5	Calcaire oolithique
Bajocien sup.	*parkinsoni*	Oolite à *Clypeus ploti*		Calcaire mudstone à packstone, assez argileux
	garantiana	Oolite de miliaire inf.	SB3	Calcaire oolitique et à oncolites à nubéculaires
	niortense	Marne de Longwy		calcaires à oncolites à nubéulaires fréquents
Bajocien inf.	*humphriesianum*	Calc. à Polypiers	SB2	marnes à nombreux terriers, débris d'huîtres, brachiopodes et oncolites à nubéculaires, passées plus carbonatées
				Calcaires à polypiers et oncolites à nubéculaires

20m
40m
60m
80m
100m
120m
140m



Forage Saint Blin: L.SL.CD.1

Description sédimentologique d'après Fabert (1957) et Hocquet (1993)

Faciès, faunes et éléments remarquables

Etage	Zone	Formation
Bathonien sup.	*orbis*	Oolite de Fréville
	?	
	hodsoni	
Bathonien inf.	*subcontratractus*	Calcaire de Neufchâteau
	progracilis	
	zigzag	
?	?	
?	?	Oolite miliaire sup.
Bajocien sup.	*parkinsoni*	Oolite à *Clypeus ploti*
	?	
	garantiana	Oolite de miliaire inf.
	?	
	niortense	Marne de Longwy
?		
Bajocien inf.	*humphr. westalinum*	Calc. à P.

Lithologie — Ma M W P G Bi

Ornitella sp.

Burmirhynchia cf. proteiformis
Burmirhynchia thierachensis
Cererithyris sp. Zone à *orbis* (Hocquet, 1993)

Mudstone à oncolites/grainstone à oncolites et oolithes

20m

Calcaire oolitique et bioclastique

Calcaires grainstone à pellets, crinoïdes, lamellibranche, gastéropodes, polypier solitaires,voile microbiens

40m

Calcaire mudstone/grainstone à oncolites, oolites, pellets et bois

Calcaires fins à peloïdes, oncoïdes, passage dolomitisé

60m

Calcaire packestone/grainstone, à oncolites et bioclastes

SB5

80m

Calcaire grainstone à oolithes et bioclastes

100m

Calcaire mudstone à packstone, assez argileux oncolite à nubéculaires

SB3

Calcaire oolitique et à oncolithes à nubéculaires

120m

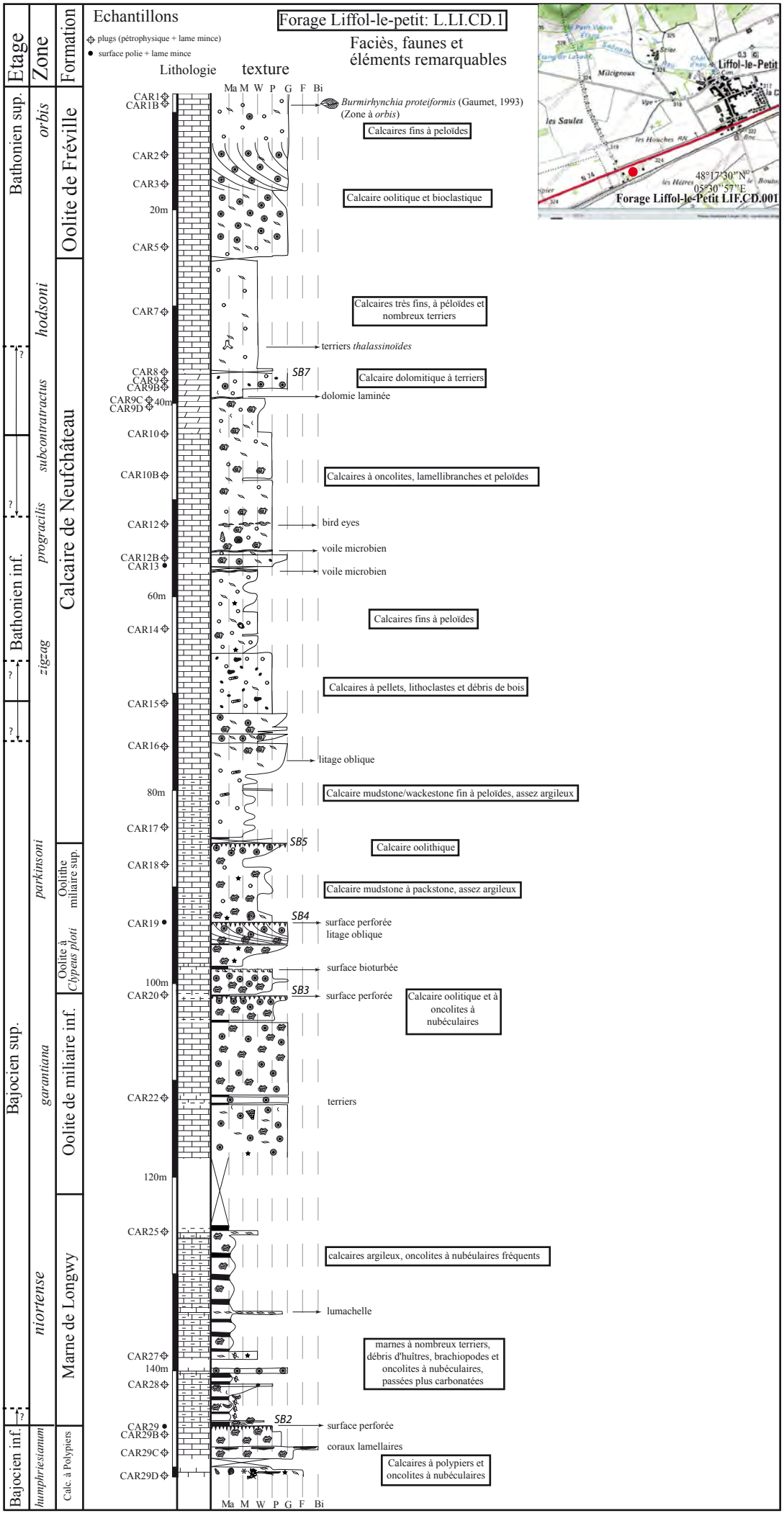
marnes à nombreux terriers, débris d'huîtres, brachiopodes et oncolites à nubéculaires, passées plus carbonatées

140m

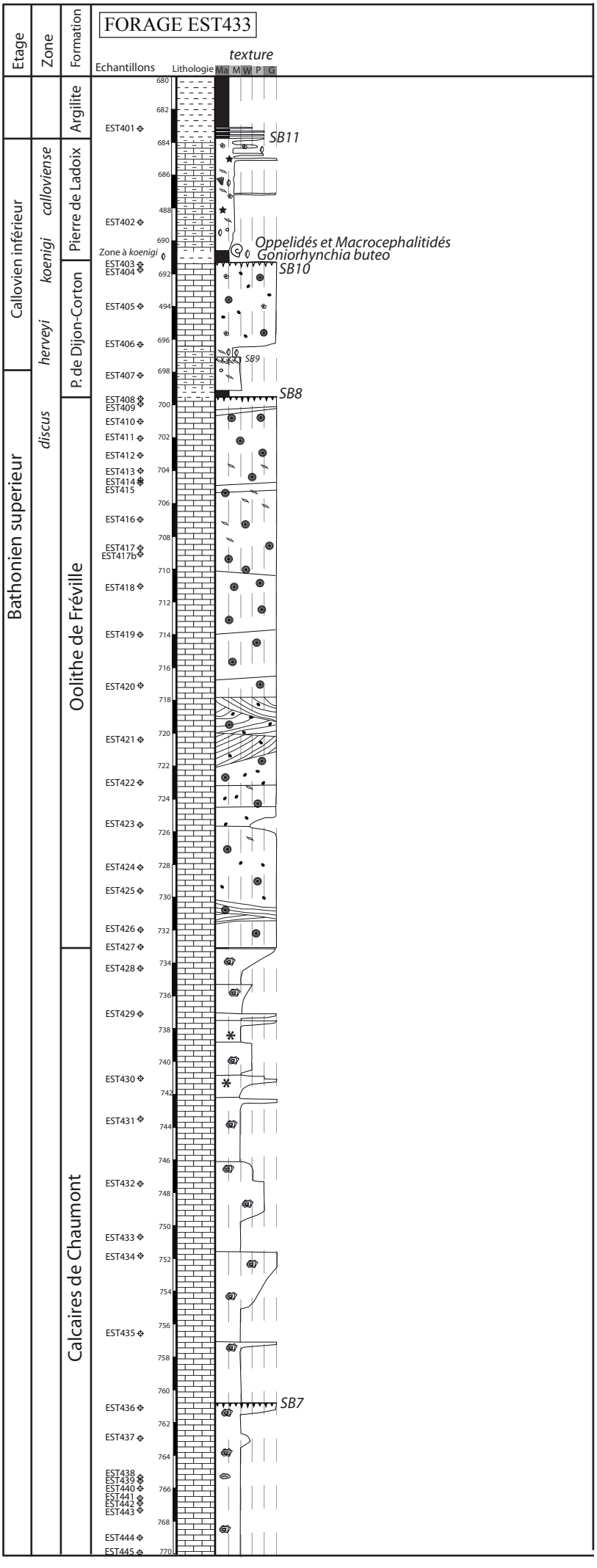
SB2

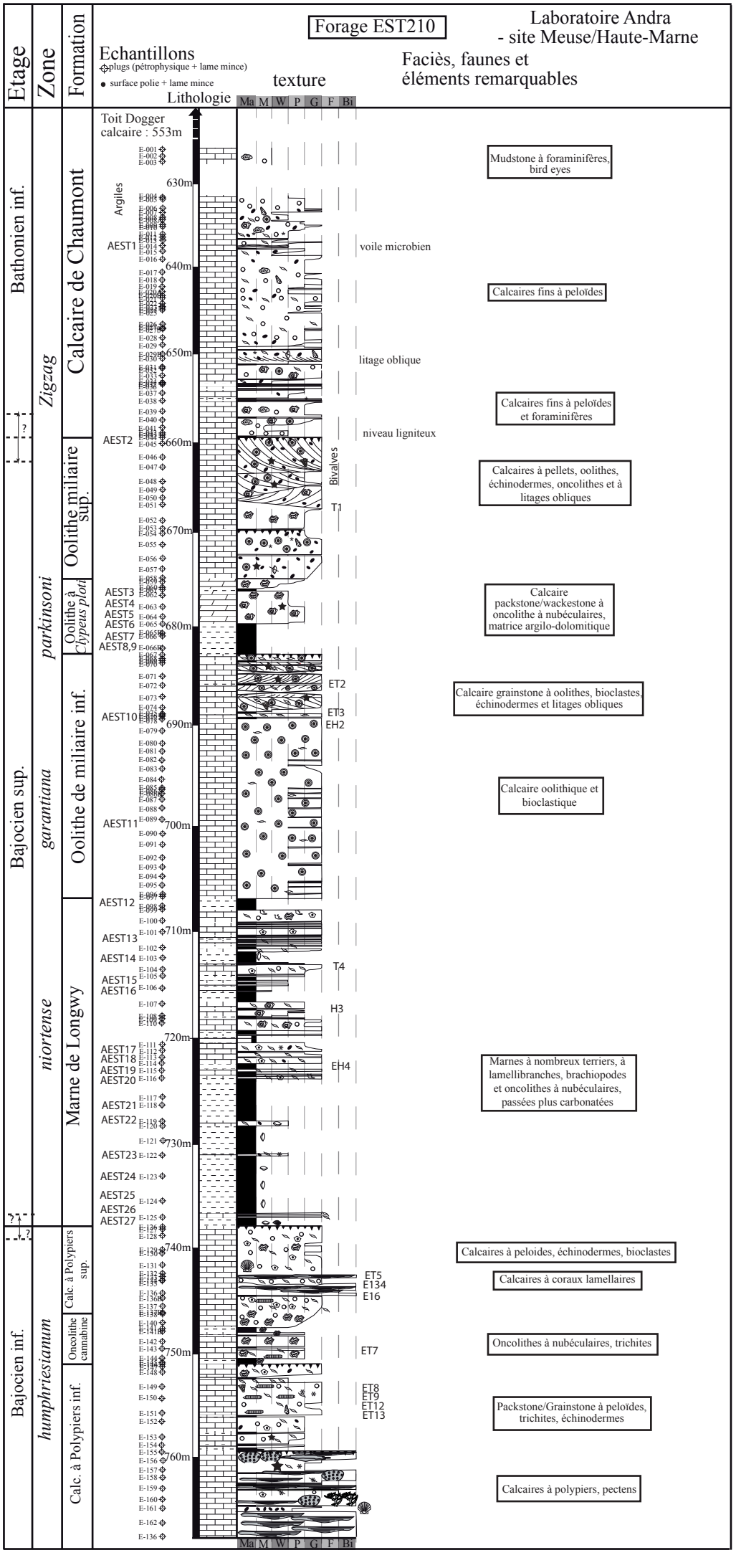
Calcaires à polypiers et oncolites à nubéculaires

Ma M W P G


Etage
Zone
Formation
Echantillons
plugs (pétrophysique + lame mince)
surface polie + lame mince
Forage Liffol-le-petit: L.LI.CD.1
Faciès, faunes et éléments remarquables
Lithologie
texture
Ma M W P G F Bi
Bathonien sup.
Bathonien inf.
Bajocien sup.
Bajocien inf.
orbis
hodsoni
subcontratractus
progracilis
zigzag
parkinsoni
garantiana
niortense
humphriesianum
Oolite de Fréville
Calcaire de Neufchâteau
Oolithe miliaire sup.
Oolite à Clypeus ploti
Oolite de miliaire inf.
Marne de Longwy
Calc. à Polypiers
CAR1
CAR1B
CAR2
CAR3
20m
CAR5
CAR7
CAR8
CAR9
CAR9B
CAR9C
CAR9D
40m
CAR10
CAR10B
CAR12
CAR12B
CAR13
60m
CAR14
CAR15
CAR16
80m
CAR17
CAR18
CAR19
100m
CAR20
CAR22
120m
CAR25
CAR27
140m
CAR28
CAR29
CAR29B
CAR29C
CAR29D
SB7
SB5
SB4
SB3
SB2
Burmirhynchia proteiformis (Gaumet, 1993)
(Zone à orbis)
Calcaires fins à peloïdes
Calcaire oolitique et bioclastique
Calcaires très fins, à péloïdes et nombreux terriers
terriers thalassinoïdes
Calcaire dolomitique à terriers
dolomie laminée
Calcaires à oncolites, lamellibranches et peloïdes
bird eyes
voile microbien
voile microbien
Calcaires fins à peloïdes
Calcaires à pellets, lithoclastes et débris de bois
litage oblique
Calcaire mudstone/wackestone fin à peloïdes, assez argileux
Calcaire oolithique
Calcaire mudstone à packstone, assez argileux
surface perforée
litage oblique
surface bioturbée
surface perforée
Calcaire oolitique et à oncolites à nubéculaires
terriers
calcaires argileux, oncolites à nubéculaires fréquents
lumachelle
marnes à nombreux terriers, débris d'huîtres, brachiopodes et oncolites à nubéculaires, passées plus carbonatées
surface perforée
coraux lamellaires
Calcaires à polypiers et oncolites à nubéculaires
Liffol-le-Petit
48°17'30"N
05°30"57"E
Forage Liffol-le-Petit LIF.CD.001

Etage
Zone
Formation
FORAGE HTM102
datation d'après Dromart et Garcia (1996)
Echantillons
Lithologie
Texture
Ma M W P G
Faciès, faunes, éléments remarquables
Bathonien superieur
Callovien inférieur
Callovien moyen
Orbis
Discus
Herveyi
Koenigi
Calloviense
Jason
Calcaires de Chaumont
Oolite de Fréville
Pierre Dijon-Corton
Pierre de Ladoix
Argilite callovo-oxfordienne
468
470
472
474
476
478
480
482
484
486
488
490
492
494
496
498
500
502
HTM001
HTM002
HTM003
HTM004
HTM005
HTM006
HTM007
HTM008
HTM009
HTM010
HTM011
HTM4
HTM012
HTM013
HTM014
HTM015
HTM016
HTM017
HTM018
HTM019
HTM020
HTM021
Septaliphoria orbignyana
Zone à jason
SB11
SB10
Lotharingella leedsi
Ornithella sp.1
Digonella divionensis
Zone à herveyi
SB9
Obovothyris sp.
Zone à discus
SB8
Burmirhynchia elegantula
Burmirhynchia elegantula
Zone à discus
Kutchirhynchia cf. obsoleta
Burmirhynchia proteiformis
Burmirhynchia proteiformis
Zone à orbis


FORAGE EST433
texture
Echantillons
Lithologie
Ma M W P G
Etage
Zone
Formation
Bathonien superieur
Callovien inférieur
discus
herveyi
koenigi
calloviense
Argilite
Pierre de Ladoix
P. de Dijon-Corton
Oolithe de Fréville
Calcaires de Chaumont
Zone à koenigi
SB11
SB10
SB9
SB8
SB7
Oppelidés et Macrocephalitidés
Goniorhynchia buteo
EST401
EST402
EST403
EST404
EST405
EST406
EST407
EST408
EST409
EST410
EST411
EST412
EST413
EST414
EST415
EST416
EST417
EST417b
EST418
EST419
EST420
EST421
EST422
EST423
EST424
EST425
EST426
EST427
EST428
EST429
EST430
EST431
EST432
EST433
EST434
EST435
EST436
EST437
EST438
EST439
EST440
EST441
EST442
EST443
EST444
EST445


Forage EST210
Laboratoire Andra
- site Meuse/Haute-Marne
Echantillons
plugs (pétrophysique + lame mince)
surface polie + lame mince
Faciès, faunes et
éléments remarquables
Etage
Zone
Formation
Lithologie
texture
Ma M W P G F Bi
Toit Dogger
calcaire : 553m
Bathonien inf.
Bajocien sup.
Bajocien inf.
Zigzag
parkinsoni
garantiana
niortense
humphriesianum
Calcaire de Chaumont
Oolithe miliaire sup.
Oolithe à Clypeus ploti
Oolithe de miliaire inf.
Marne de Longwy
Calc. à Polypiers sup.
Oolithe cannabine
Calc. à Polypiers inf.
Argiles
630m
640m
650m
660m
670m
680m
690m
700m
710m
720m
730m
740m
750m
760m
AEST1
AEST2
AEST3
AEST4
AEST5
AEST6
AEST7
AEST8,9
AEST10
AEST11
AEST12
AEST13
AEST14
AEST15
AEST16
AEST17
AEST18
AEST19
AEST20
AEST21
AEST22
AEST23
AEST24
AEST25
AEST26
AEST27
voile microbien
litage oblique
niveau ligniteux
Bivalves
T1
ET2
ET3
EH2
T4
H3
EH4
ET5
E134
E16
ET7
ET8
ET9
ET12
ET13
Mudstone à foraminifères, bird eyes
Calcaires fins à peloïdes
Calcaires fins à peloïdes et foraminifères
Calcaires à pellets, oolithes, échinodermes, oncolithes et à litages obliques
Calcaire packstone/wackestone à oncolithe à nubéculaires, matrice argilo-dolomitique
Calcaire grainstone à oolithes, bioclastes, échinodermes et litages obliques
Calcaire oolithique et bioclastique
Marnes à nombreux terriers, à lamellibranches, brachiopodes et oncolithes à nubéculaires, passées plus carbonatées
Calcaires à peloides, échinodermes, bioclastes
Calcaires à coraux lamellaires
Oncolithes à nubéculaires, trichites
Packstone/Grainstone à peloïdes, trichites, échinodermes
Calcaires à polypiers, pectens

Annexes 2

Article '*vulgarisation scientifique*' uB Sciences

Revue annuelle de la recherche – Université de Bourgogne

Brigaud, B., Deconinck, J.-F., Durlet, C., Pellenard, P., Thierry, J., Trouiller, A. et Vincent, B., 2009.
Le stockage de déchets radioactifs en couches géologiques profondes.
uB Sciences, 4: 111-121.

Le stockage de déchets radioactifs en couches géologiques profondes

›› BENJAMIN BRIGAUD
›› JEAN-FRANÇOIS DECONINCK
›› CHRISTOPHE DURLET
›› PIERRE PELLENARD
›› JACQUES THIERRY
Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561 Biogéosciences, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon.
›› ALAIN TROUILLER
Andra, Parc de la Croix Blanche, 1-7 Rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry, Cedex.
›› BENOÎT VINCENT
Andra, Laboratoire de Recherche Souterrain de Meuse/Haute-Marne, Route Départementale 90 - BP 9, 55290 Bure

Résumé :
›› PRISCA SIMLER

STOCKER LES DÉCHETS RADIOACTIFS SOUS TERRE

Enfouir les déchets générés par la production d'énergie nucléaire à 500 mètres de profondeur ? Oui, mais pas dans n'importe quelles conditions. Le choix du site de stockage est primordial pour assurer sa pérennité et sa non dangerosité. Zoom sur les argiles de la Meuse/Haute-Marne.

La France, comme de nombreux autres pays, a fait le choix de s'équiper en centrales nucléaires pour produire de l'énergie. Cette technique engendre l'émission de déchets radioactifs potentiellement dangereux qui doivent être neutralisés le temps qu'ils deviennent inoffensifs. Une solution actuellement à l'étude consiste à les stocker dans les couches géologiques profondes.
Les sites de stockage souterrains ne sont pas choisis au hasard : ils doivent répondre à des critères stricts. Des membres du laboratoire « Biogéosciences » de l'université de Bourgogne étudient aux côtés de l'Andra[1] les formations argileuses âgées d'environ 160 millions d'années de la commune de Bure en Lorraine. Enfouie entre 400 et 600 mètres de profondeur, la couche d'argiles, dites « argiles de la Woëvre », est datée de l'ère secondaire, plus précisément du système dit Jurassique, et des étages Callovien et Oxfordien. Les études relatives à la composition et aux propriétés physiques du site ont révélé que les argiles présentent une perméabilité très faible, ce qui limite la circulation d'eau et ainsi le transport d'éléments radioactifs à travers la couche. Grande homogénéité au sein de la couche, risques sismiques faibles, bonne régulation du pH, capacité à évacuer la chaleur produite par les déchets radioactifs et à absorber les perturbations induites par la construction du site de stockage sont autant d'autres éléments mis en évidence et de qualités nécessaires à un bon site de stockage.
L'étude du site ne se limite néanmoins pas à la couche-hôte, au sein de laquelle seront déposés les radionucléides. Il est nécessaire de caractériser les couches situées dessus et dessous, qui jouent un rôle fondamental dans le système hydrologique du site. Les analyses microscopiques réalisées sur les calcaires encadrant les argiles de la Woëvre révèlent que les grains et débris coquilliers qui les constituent sont étroitement soudés et cimentés entre eux, impliquant une faible porosité, et donc une faible perméabilité. Les vitesses des écoulements d'eau sont ainsi relativement lentes, ce qui contribue encore à la qualité du site.
Les études nombreuses et approfondies réalisées sur le site de Bure lui reconnaissent les qualités requises au stockage des déchets radioactifs. Une telle décision ne pourra cependant intervenir qu'après validation politique, et l'ouverture du centre de stockage n'aurait lieu qu'en 2025. Devant l'échelle géologique, ces quelques années d'attente ne modifieront cependant en rien la valeur du site…

1 Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs

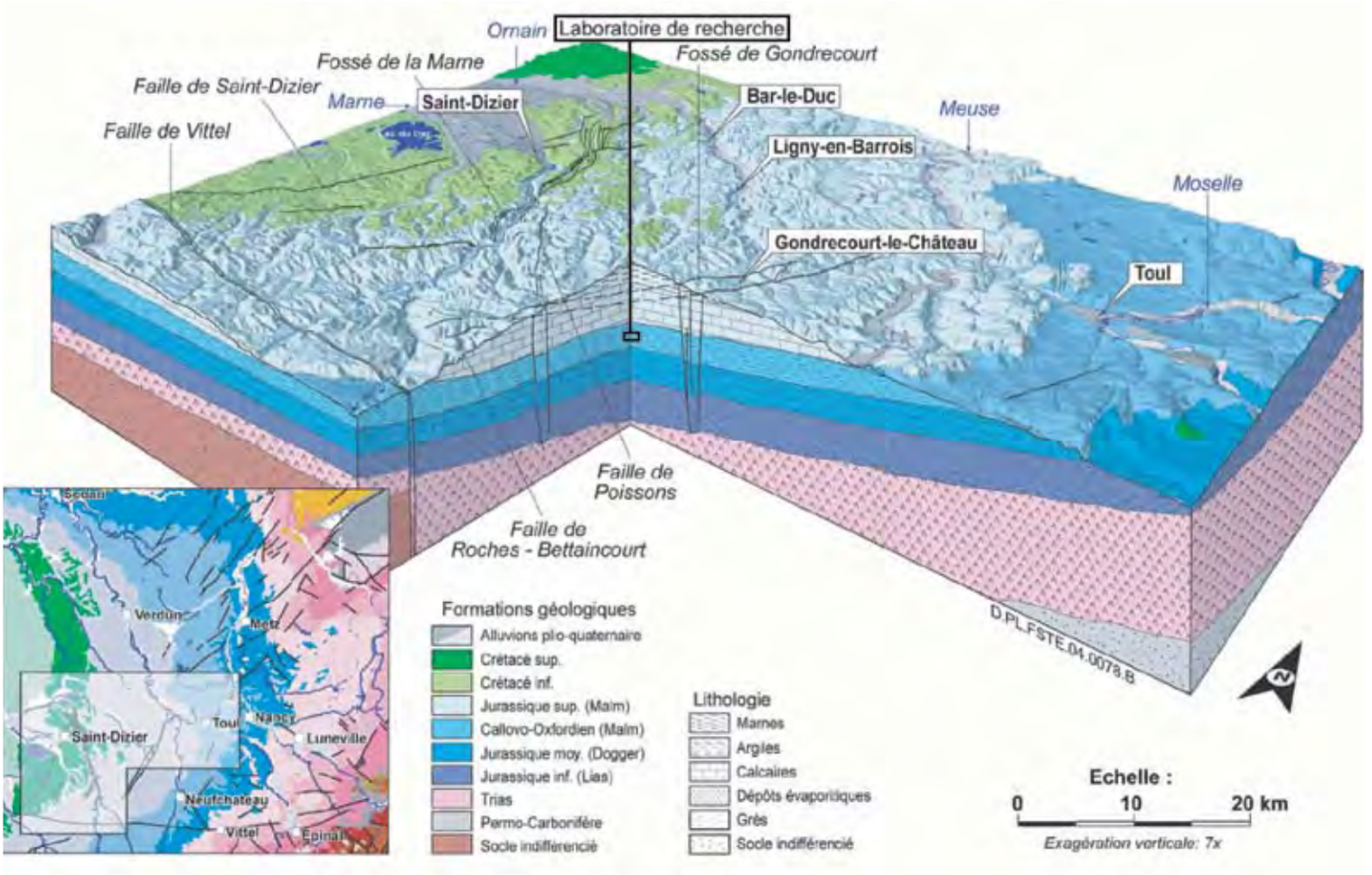
1.INTRODUCTION

Les demandes croissantes en énergie de nos sociétés et le manque de ressources fossiles sur son territoire ont conduit la France à faire le choix de l'énergie nucléaire comme source principale de sa production d'électricité. Cette source d'énergie génère des déchets radioactifs, dont une catégorie est dite à haute activité et à vie longue (HAVL[1]). Depuis 1994, l' Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) a engagé un programme de recherche pour l'étude du stockage de ces déchets dans des couches géologiques profondes. Dans ce cadre, la communauté géologique s'est mobilisée pour participer à la caractérisation des sites candidats. Parmi les candidats possibles, les formations argileuses du Jurassique supérieur (âgées d'environ 160 millions d'années) situées entre 400 et 600 m de profondeur aux confins des départements de la Meuse et de la Haute-Marne ont été sélectionnées par décision gouvernementale en Décembre 1998 (Fig. 1).
Les études extrêmement détaillées en surface et en profondeur dans le secteur de Meuse/Haute-Marne ont été réalisées en interaction étroite avec de grands organismes tels que le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), le CEA (Commissariat à l'Energie Atomique) et des laboratoires mixtes Université/CNRS.

Figure 1 : Bloc diagramme géologique 3D du secteur de Meuse/Haute-Marne, d'après (Elion et al., 2005a).

Depuis plus d'une dizaine d'années, des géologues, enseignants-chercheurs du Laboratoire Biogéosciences, UMR 5561 uB/CNRS, se sont impliqués dans la caractérisation des couches sédimentaires susceptibles de recevoir les colis de déchets radioactifs (couches-hôtes) et des couches sous et sus-jacentes. Les principales contraintes d'un tel site de stockage doivent prendre en compte le risque sismique, les circulations d'eau au sein du stockage, les propriétés mécaniques des roches encaissantes, les propriétés de confinement (capacité à limiter la migration des éléments radioactifs) des argiles constituant la couche susceptible d'accueillir les déchets radioactifs ainsi que l'impact environnemental et sociétal d'une telle implantation.
Suite au choix du site de Meuse/Haute-Marne en décembre 1998, l'acquisition de données sismiques 3D dans ce secteur en vue de l'implantation d'un laboratoire de recherche souterrain fut entreprise. Les travaux de construction du laboratoire de recherche souterrain démarrèrent en 2001 et des forages furent implantés sur l'ensemble du secteur étudié par l'Andra. Celui-ci couvre 40 km d'Ouest en Est et 60 km du Nord au Sud. Depuis 2005, différentes expérimentations sont menées au sein du laboratoire, dans des galeries horizontales foncées à 490m de profondeur dans la couche d'argile, sur la commune de Bure (Meuse).

Les couches géologiques en question se sont formées à l'ère secondaire (Mésozoïque) au cours du Jurassique moyen et supérieur entre -175 et -150 millions d'années (Ma). Le Bassin de Paris



était alors occupé par une mer épicontinentale, peu profonde, et entourée de massifs plus ou moins émergés permanents ou temporaires (Massif Central, Morvan, Massif Armoricain, Massif Londres-Brabant) formant autant d'îles vestiges des montagnes hercyniennes qui occupaient l'Europe il y a 300 millions d'années. Au Jurassique, la latitude du Bassin de Paris était plus basse que maintenant (environ 25 - 30°N) et les climats étaient plus chauds. Ils permettaient l'installation d'environnements tropicaux et le développement de vastes plates-formes carbonatées comparables aux actuelles Bahamas. Cette sédimentation carbonatée[2] est à l'origine des couches calcaires du Dogger (Jurassique moyen) qui constituent le soubassement de la formation argileuse (couche hôte pour les déchets radioactifs). Un changement majeur de la sédimentation s'est produit au Callovien (fin du Jurassique moyen) et s'est poursuivi au début du Jurassique supérieur (Oxfordien). Des apports de sédiments terrigènes fins, notamment des argiles en provenance du Nord et de l'Ouest, envahirent le Bassin de Paris suite à des changements environnementaux, en particulier un refroidissement du climat et une élévation du niveau marin (Pellenard et al., 1999, Pellenard et Deconinck, 2006). Aujourd'hui, dans le secteur de Bure, cette couche d'argile a une épaisseur comprise entre 130 et 160m. Elle est surmontée à son tour par une nouvelle série calcaire du Malm datée de l'Oxfordien moyen et supérieur.

Les recherches menées au sein du laboratoire Biogéosciences ont porté d'une part sur la couche-hôte argileuse et sur les calcaires encadrant les argiles. Les calcaires sus-jacents du Malm ont fait l'objet d'une thèse financée par l'Andra (1998-2001 ; thèse de Benoît Vincent). Les calcaires sous-jacents du Dogger font actuellement l'objet d'une thèse également financée par l'Andra. En effet, la connaissance des propriétés pétrophysiques (porosité[3] et perméabilité[4]) des deux formations carbonatées (calcaires du Jurassique moyen et calcaires du Jurassique supérieur) encadrant la couche d'argile est primordiale pour comprendre les caractéristiques et le fonctionnement du système hydrogéologique du site. Contrairement aux argiles, les calcaires présentent des textures granulaires, favorables à des porosités et perméabilités importantes. D'ailleurs, dans le centre du Bassin de Paris, les formations carbonatées contemporaines constituent des aquifères permettant l'utilisation de la géothermie dans la région parisienne. Ces carbonates contiennent également des hydrocarbures exploités (pétrole, gaz) dans la Marne et la Seine-et-Marne.

Les mesures préliminaires de l'Andra montrant des faibles valeurs de perméabilité dans les formations carbonatées sur le site de Bure se sont révélées insuffisantes à la compréhension du système hydrologique, aussi l'objectif de la thèse de l'un de nous (B. Brigaud) est de tenter d'en cerner l'origine. Les objectifs de l'Andra menés en collaboration avec l'UMR Biogéosciences sont donc (1) d'acquérir de nouvelles données de porosité et de perméabilité afin de mieux comprendre les circulations hydrologiques dans les calcaires (vitesse, localisation en profondeur, sens d'écoulement) et (2) de comprendre l'origine des faibles perméabilités des calcaires à l'Est du Bassin de Paris par rapport à ceux situés dans le centre du bassin.

Henry Darcy *(1803-1858) est né à Dijon le 10 juin 1803. Ingénieur général des Ponts et Chaussées, il est à l'origine de l'adduction d'eau à Dijon (dérivation depuis la source du Rosoir dans le Val Suzon jusqu'au centre ville et mise en place de la distribution en eau potable à Dijon). Il fut aussi l'un des plus fervents acteurs pour le passage du chemin de fer PLM (Paris-Lyon-Marseille) à Dijon, contribuant grandement au développement de la ville.*

Henry Darcy est l'un des scientifiques dijonnais les plus célèbres, définissant la loi expérimentale qui porte désormais son nom et qui mesure le débit d'eau pouvant s'écouler à travers un échantillon poreux. Cette loi a été publiée dans son traité sur les fontaines publiques de la Ville de Dijon (1856). Il laisse également son nom à l'unité qui mesure ce débit en milieu poreux: la perméabilité[4]. Le nom d'Henry Darcy est ainsi connu dans le monde entier par les spécialistes de l'hydrologie, de la pétrophysique et de la recherche pétrolière.



2. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DE LA COUCHE ARGILEUSE

La couche argileuse[5], dite « callovo-oxfordienne », s'est déposée du début du Callovien moyen, (-162 Ma), jusqu'à la partie moyenne de l'Oxfordien moyen (-156 Ma,) soit en 6 Ma environ. Il s'agit d'une assise argileuse dont l'épaisseur varie géographiquement de 130 à 160m à l'échelle du secteur étudié par l'Andra. Elle est légèrement inclinée en direction du Nord-Ouest. Surmontant les ensembles calcaires du Dogger, elle comprend la succession des formations géologiques classiquement reconnues dans l'Est du Bassin de Paris (Fig. 2) : « Argiles de la Woëvre », « Terrains à Chailles » et « Marnes des Eparges », comme le montre le recoupement par les différents forages et levés géologiques de terrain en surface.

Les conditions de stockage des déchets HAVL en milieu géologique profond doivent répondre à plusieurs critères à des échelles multiples, comme : la stabilité géologique à long terme (sismicité faible ou très faible probabilité de tremblement de terre sur l'échelle de temps de durée de vie des déchets HAVL), l'homogénéité du milieu à petite et à grande échelle dépendant de l'environnement sédimentaire et de l'activité tectonique au moment du dépôt, une très faible perméabilité de la barrière géologique et des capacités fortes à absorber les perturbations chimiques et physiques induites par la construction du site de stockage.

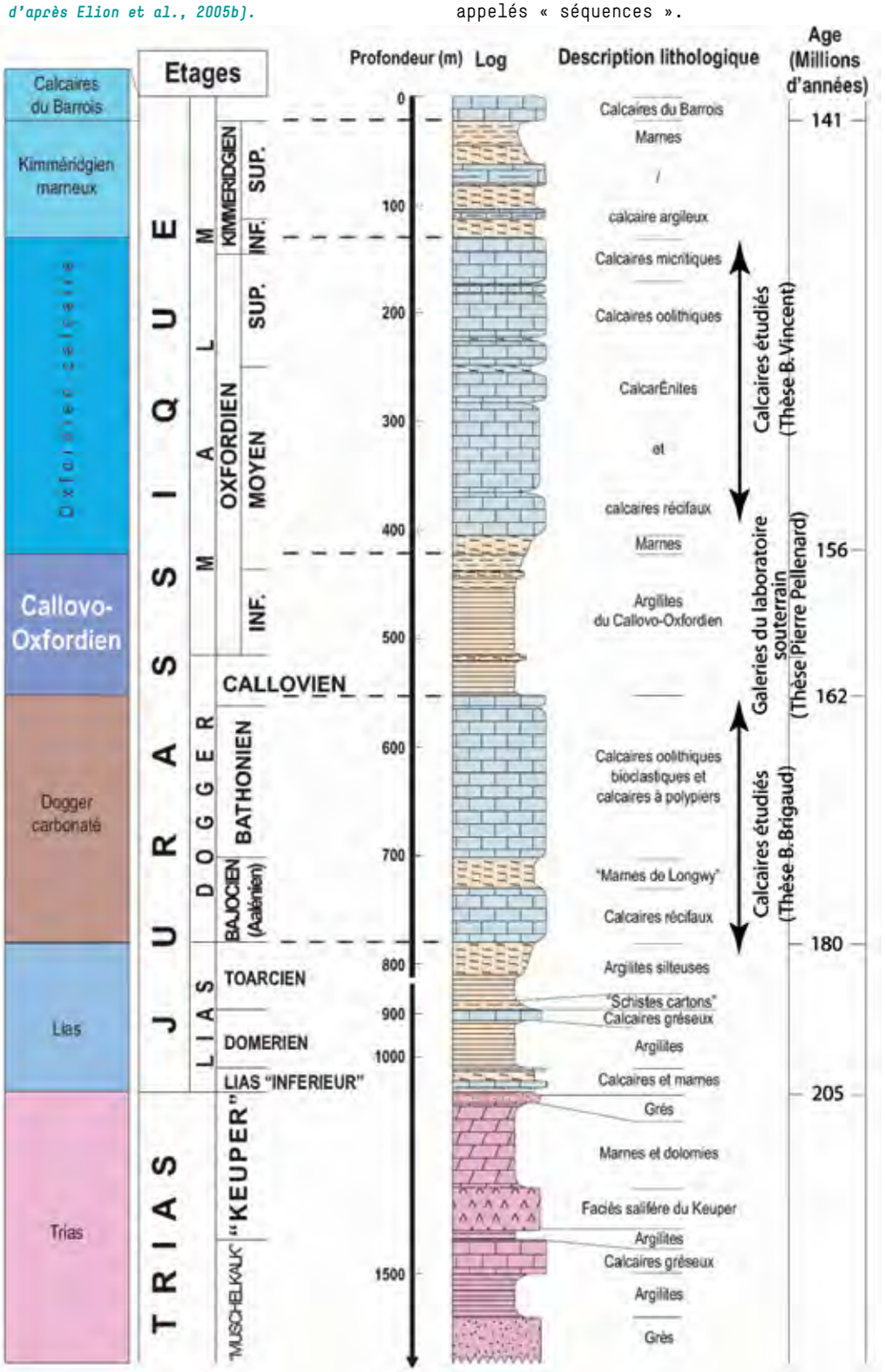
Les études stratigraphiques, sédimentologiques et minéralogiques fines réalisées sur cette couche montrent que les propriétés intrinsèques aux dépôts des argilites callovo-oxfordiennes sont compatibles avec de tels critères.

2.1. Homogénéité de la couche

La synthèse des données lithologiques (relatives à la nature de la roche, Ferry *et al.*, 2007), biostratigraphique (relatives à la datation des terrains par les fossiles marqueurs présents tels que les ammonites que vous connaissez tous avec leur coquille enroulée en spirale plane et ornée de côtes et de tubercules

Thierry *et al.*, 2006), des diagraphies (propriétés physiques des roches : porosité, perméabilité, radioactivité naturelle, Fig. 3, Elion *et al.*, 2005b) et de la sismique (imagerie 2D ou 3D par propagation des ondes sismiques dans le sous-sol ; Elion *et al.*, 2005b) permet de mettre en évidence de grands ensembles et sous-ensembles sédimentaires communément appelés « séquences ».

Figure 2 (voir page suivante) : Coupe lithologique du Trias au Jurassique supérieur dans le secteur de Bure (Meuse). La couche-hôte argileuse du Callovo-Oxfordien est encadrée par des ensembles calcaires (Dogger carbonaté et Oxfordien carbonaté, d'après Elion et al., 2005b).



Celles-ci sont limitées par des surfaces (notées S ; Fig. 3) interprétées comme des lignes-temps correspondant soit à des périodes de haut niveau marin (transgression) soit au contraire à des périodes de bas niveau marin (régression).

Ce découpage, dit séquentiel, reste constant sur le secteur du site de Meuse-Haute-Marne (environ 2400 km^2). On note toutefois des variations légères et continues des épaisseurs révélées par les cartes d'isopaques (d'égale épaisseur au sein des formations sédimentaires) réalisées à partir des données de 27 forages profonds et de l'interprétation des 350km de profils sismiques. Cette géométrie simple, révélatrice d'un contexte calme et d'une activité tectonique réduite, couplée à des modifications faibles de la lithologie, témoigne de conditions de dépôts semblables sur de grandes surfaces. Ceci explique la grande homogénéité de la couche-hôte à l'échelle du secteur du laboratoire Andra. La finesse des particules sédimentaires, majoritairement de taille inférieure à 63 µm, la présence de faunes et microfaunes marines fossiles (ammonites, bivalves, éponges et foraminifères), ainsi que l'absence de figures sédimentaires[6] liées à l'agitation des eaux (houle, tempête) sont autant d'indices d'une sédimentation marine, dans un milieu calme, peu oxygéné et relativement éloigné des continents émergés de l'époque (Massifs Londres-Brabant, Armoricain ou Bohémien). Les environnements de dépôt stables et pérennes sont ceux d'une plate-forme continentale distale. Bien que l'on ne puisse établir avec certitude la profondeur de l'environnement marin, celle-ci devait osciller entre 100 et 200m. D'un point de vue prédictif, il est donc très improbable de rencontrer des hétérogénéités telles que des lentilles sableuses au sein de la couche argileuse dans le secteur retenu pour un éventuel stockage. Ceci élimine les risques de zones à plus forte perméabilité (la présence de sable serait favorable à des circulations d'eaux interstitielles). L'épaisseur de la couche (130m au niveau du laboratoire souterrain) assure de bonnes propriétés de confinement des radionucléides[7] empêchant notamment les circulations de fluides des calcaires sous- ou sus-jacents. L'homogénéité de la couche et l'absence de discontinuités majeures au sein de la pile sédimentaire facilitent la conception d'une architecture de stockage et le caractère prédictif de la couche.

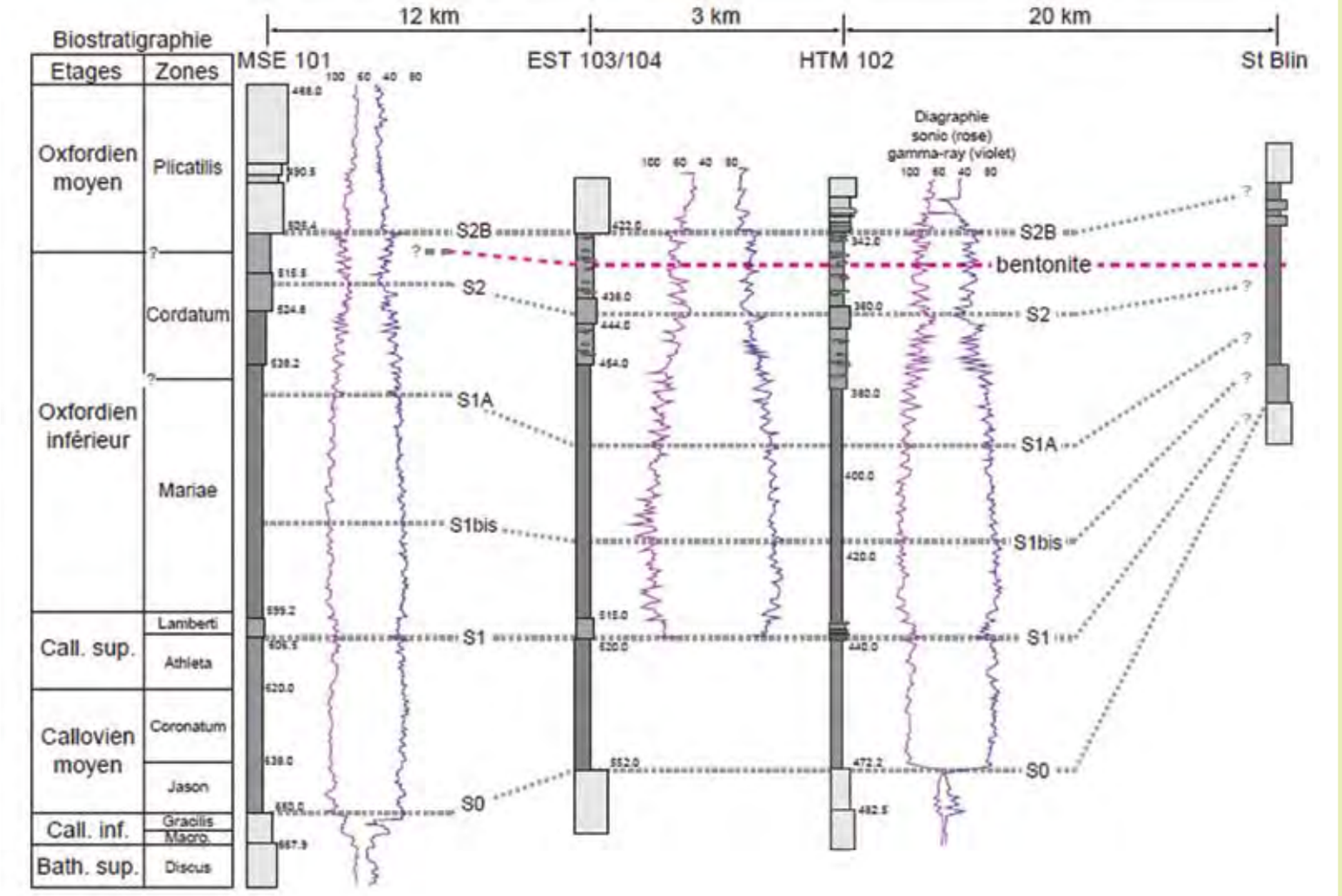


Figure 3. Corrélation stratigraphique au sein de la couche-hôte à partir de forages réalisés dans la zone d'études et de l'affleurement de St Blin situé au Sud. Ces corrélations révèlent la grande continuité latérale de la couche argileuse et sa faible variation d'épaisseur dans la zone d'étude. Les courbes diagraphiques figurées à droite des colonnes lithologiques représentent les variations de la vitesse de propagation des ondes acoustiques (« sonic », courbes roses) et les variations de la radioactivité naturelle des roches (« gamma-ray », courbe bleues). Leur analyse permet de conclure à l'homogénéité de la couche. La bentonite correspond à un niveau de cendres volcaniques aujourd'hui altérées.

2.2. Nature et propriétés des argiles de la couche

L'examen détaillé des analyses granulométriques (granulométrie laser), minéralogiques (diffraction des rayons X, microscopie électronique à transmission, calcimétrie), chimiques, ou plus indirectes comme l'interprétation des diagraphies différées réalisées en puits de forages, permettent de définir précisément la composition de la couche argileuse du Callovo-Oxfordien (Fig. 4). Celle-ci peut être ramenée à trois composantes principales : argiles, silts (fraction fine <63µm composée de quartz, feldspath, micas) et carbonates (calcite et dolomite, qui sont communément appelés carbonates), plus accessoirement des sulfures de fer, comme la pyrite qui témoigne de conditions réductrices (absence d'oxygène). Feldspaths, dolomite, micas et pyrite ne constituent qu'une faible proportion de la roche (<5%). Les minéraux argileux, cristaux microscopiques en forme de plaquettes constituées par l'empilement de feuillets, ont la propriété de retenir certains éléments chimiques et jouent donc un rôle capital dans leur confinement. Les carbonates quant à eux régulent le pH du milieu et assurent sa stabilité chimique. La proportion notable de ces carbonates et leur distribution dans la roche donne une bonne résistance mécanique aux argilites, qualité indispensable pour la faisabilité du stockage. Dans le même temps, les argiles grâce à leur capacité de gonflement offrent une certaine aptitude au fluage[8] qui permet d'accommoder progressivement dans le temps les déformations induites par l'enfouissement des déchets. Les silts essentiellement constitués de quartz jouent un rôle dans la capacité à évacuer la chaleur produite par les déchets radioactifs en raison de sa forte capacité thermique. La partie médiane de la couche, niveau d'édification du laboratoire, montre une faible variabilité à la fois verticale et horizontale avec un caractère très argileux et une faible dispersion des sédiments dans les diagrammes silts-carbonates-argiles. L'ensemble de la couche offre des caractéristiques de perméabilité très faible (le coefficient de diffusion est de 10^{-12} à 10^{-14} m/s ou perméabilité de 10^{-3} à 10^{-5} milli Darcy[9]) ce qui limite à l'extrême les circulations d'eau à travers la couche (de l'ordre du cm par centaine de milliers d'années) et s'oppose à l'éventuel transport d'éléments

chimiques en solution aqueuse. Les mesures effectuées dans la partie supérieure de la couche regroupant les formations des « Terrains à Chailles» et « Marnes des Eparges » révèlent des sédiments davantage variables, avec des passages plus carbonatés. Cette variabilité au sommet de la couche s'explique par la diminution progressive de la tranche d'eau et la réinstallation progressive d'environnements carbonatés associés à des climats plus chauds (Brigaud *et al.*, 2008).

Figure 4 : Carotte de la série argileuse provenant des galeries d'explorations à 490m de profondeur.



La fraction terrigène du Callovo-oxfordien est principalement composée de quartz de la taille des silts et argiles. La connaissance de la nature et de l'évolution des argiles au sein de la couche-hôte est essentielle pour prédire les possibilités de rétention des radionucléides[7] et de comportement à l'endommagement induit par les infrastructures souterraines, car les minéraux argileux ne réagissent pas tous de la même façon. La minéralogie des argiles est obtenue par diffraction des rayons X. A raison d'un échantillonnage précis (un échantillon/50cm) réalisé sur l'ensemble des 130 à 160m de la couche argileuse, la composition et la variabilité minéralogique de la couche callovo-oxfordienne sont parfaitement connues (Pellenard et al., 1999, Pellenard, 2003, Pellenard et Deconinck, 2006). Les argiles du callovo-oxfordien, minéraux alumino-silicatés organisés en feuillets, sont composés de mélanges d'espèces minérales simples comprenant de la kaolinite, de la chlorite, de l'illite. La fraction argileuse comprend aussi des interstratifiés (interstratification plus ou moins régulière de feuillets argileux de deux ou plusieurs minéraux argileux simples) comme les interstratifiés illite/smectite désordonnés riches en smectite appelés I/S R0, (45-75% de feuillets de smectites), assimilables aux smectites, une variété de minéraux argileux qui a une forte capacité d'absorption et de gonflement, et les interstratifiés illite/smectite ordonnés riches en feuillets illitiques appelés I/S R1 (25-45% de feuillets de smectites).

Verticalement et sur l'ensemble des forages, deux grandes unités minéralogiques sont distinguées au sein de la série argileuse avec un passage de l'une à l'autre qui se fait par une zone de transition de quelques mètres (Fig. 6). Le changement minéralogique se traduit par la disparition de la kaolinite et des I/S R1 (présents dans la moitié inférieure de la couche) et par l'apparition des I/S R0, dans la moitié supérieure. Il correspond simultanément à une diminution des proportions relatives d'illite au profit de l'augmentation des proportions d'interstratifiés I/S R0.

Ce changement des assemblages argileux intervient à la base de l'Oxfordien inférieur. Il semble être isochrone (de même âge) sur une partie de l'Est du Bassin de Paris, d'après les corrélations diagraphiques et les données biostratigraphiques. Rapide à l'échelle géologique, il se produit à la fin d'une sous-zone d'ammonite dont la durée est probablement inférieure à 400 000 ans, (Boulila *et al.*, 2008). Ce changement minéralogique présentait a priori deux origines possibles : soit il résultait d'une transformation des argiles postérieurement au dépôt sous l'effet d'une augmentation de la température en profondeur (diagenèse) ; soit il résultait d'un changement des conditions de sédimentation (Pellenard et al., 1999, Pellenard et Deconinck, 2006). Nous avons pu montrer que les modalités du changement minéralogique sont incompatibles avec une transformation minéralogique liée à l'augmentation de la température (diagenèse d'enfouissement) par la surcharge sédimentaire. Cette interprétation fut confirmée grâce aux données issues de la matière organique, constituant sédimentaire particulièrement sensible aux augmentations de température. Celle-ci n'a pas dépassé 40°C au cours de l'histoire thermique du bassin sédimentaire (Elion et al., 2005b, Clauer *et al.*, 2007), alors que les températures actuelles mesurées dans les galeries (à 490m) sont de 23°C. Le changement minéralogique observé est plutôt lié à la mise en place des argiles lors de la sédimentation et interprété en termes d'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin de Paris et des domaines de l'Europe occidentale. Ces perturbations s'inscrivent dans une période de haut niveau marin et dans un épisode climatique relativement froid par rapport aux périodes antérieures, ce qui aurait favorisé la formation et le transport d'un type de minéral argileux au détriment des autres (Pellenard et Deconinck, 2006). (Vincent, 2001)

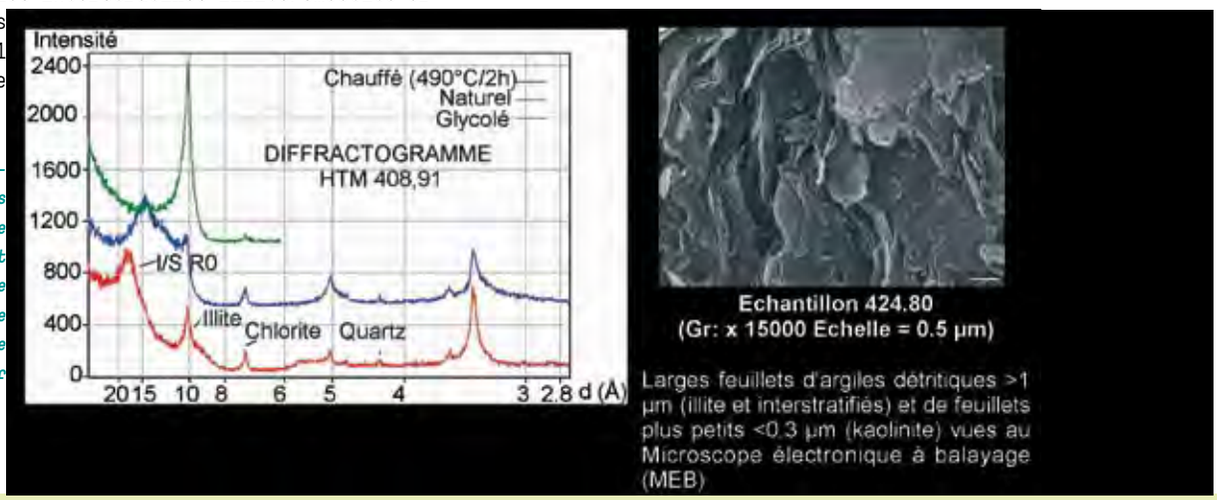


Figure 5. Diffractogramme montrant les espèces minérales présentes dans la couche-hôte (I/S R0, Illite, Chlorite et quartz) et photographie MEB de ces minéraux argileux. Chaque pics corresponds à une famille argileuse, ce qui permet leur identification.

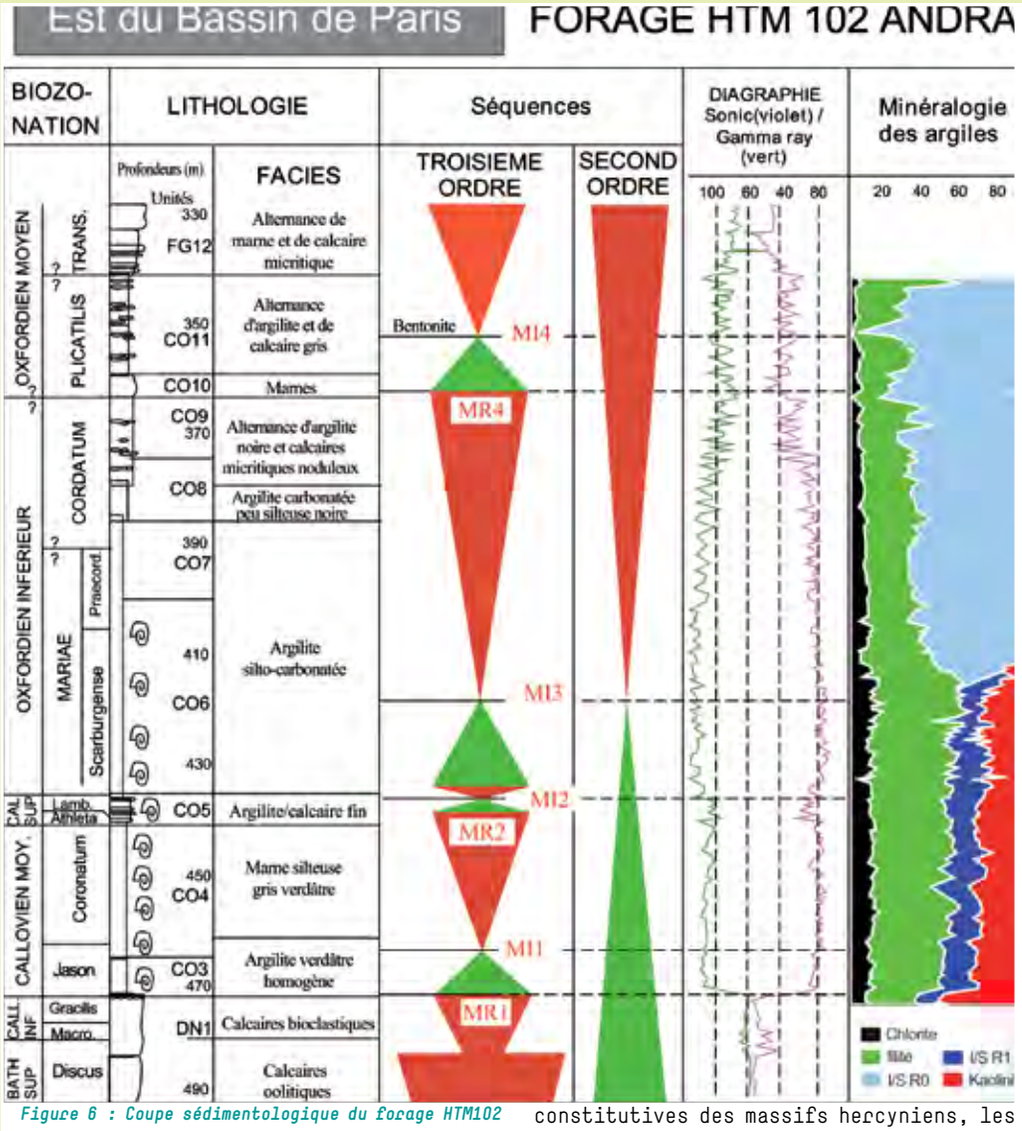


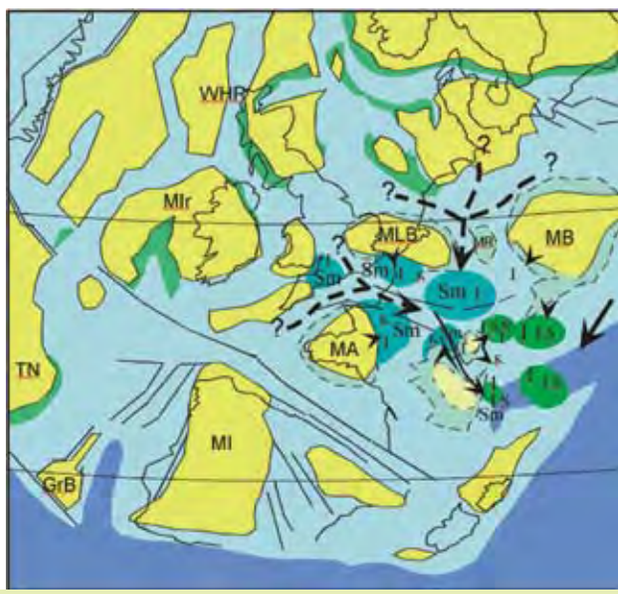
Figure 6 : Coupe sédimentologique du forage HTM102 situé à proximité de Bure (55). Elle montre la succession lithologique de la couche argileuse (faciès), de la biozonation, des séquences de dépôts (variation du niveau marin ; MR = maximum régressif, MI = maximum d'inondation), des diagraphies avec le sonic (courbe violette) : indique la vitesse des ondes acoustiques, qui est faible dans les argiles et la radioactivité naturelle des roches, le gamma ray (courbe verte), qui est élevée dans les argiles, et de la minéralogie des argiles illustrant le changement vers 420m de profondeur, au niveau du maximum d'inondation MI3.

2.3. La provenance des argiles du Callovo-Oxfordien et la mise en évidence d'éruptions

Les argiles constituant la couche argileuse du Callovo-Oxfordien résultent de l'altération puis de l'érosion des roches constitutives des massifs hercyniens, les plus proches, reconnus comme étant émergés au Callovo-Oxfordien, tels que le Massif Londres-Brabant, le Massif Armoricain, le Massif Bohémien. Un inventaire de la minéralogie des argiles contemporaines sur l'ensemble du Bassin de Paris révèle des apports complexes de différentes sources détritiques (Fig. 7).

L'analyse détaillée des minéraux argileux de la couche-hôte a également permis de mettre en évidence des argiles particulières attribuées à la transformation sous-marine de cendres et poussières volcaniques retombées lors d'éruptions volcaniques explosives paroxysmales[10]. Ces cendres ont la propriété de s'altérer rapidement au contact de l'eau de mer et de se transformer en smectites. Ces argiles forment des niveaux très plastiques appelés bentonites[11] qui présentent un intérêt tout particulier pour le géologue. De tels horizons, susceptibles de couvrir de grandes surfaces, représentent en effet des événements instantanés à l'échelle géologique. Ils fournissent ainsi des lignes temporelles extrêmement précises qui offrent de surcroît la possibilité d'établir des âges isotopiques (« âges absolus ») à partir des cristaux originels résistants comme le zircon ou les feldspaths potassiques formés dans la chambre magmatique. De tels âges numériques bien calibrés dans l'échelle biostratigraphique sont particulièrement rares et difficiles à obtenir au Jurassique, mais indispensables pour améliorer les échelles des temps géologiques (Gradstein *et al.*, 2004). La bentonite identifiée au passage Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen dans les forages de l'Andra peut être considérée comme un niveau-repère, isochrone pour l'Europe occidentale. Elle traduit un événement volcanique exceptionnel dont la source potentielle appartenait probablement au complexe volcanique de Zuidwal (Pays-Bas), localisé à plus de 400 km au Nord du site des forages (Pellenard et al., 2003). Cette découverte dans les forages de l'Andra a permis par la suite de trouver d'autres niveaux dans d'autres bassins européens témoignant ainsi de l'activité probablement importante du volcanisme explosif aérien sur les environnements oxfordiens.

Figure 7 : Carte paléogéographique de l'Europe au Jurassique supérieur (modifié d'après Thierry, 2000) et origine possible des argiles (Sm = smectite, I = illite, K = kaolinite, I-S = Interstratifiés illite-smectite). Le Bassin de Paris était situé entre plusieurs massifs émergés de manière permanente de couleur jaune foncée (MA = Massif armoricain, MLB = Massif Londres-Brabant, MB = Massif Bohémien) ou temporaire en jaune clair (Massif Central, Morvan). (Thierry, 2000)



3. LES CALCAIRES DU DOGGER

3.1. Faible perméabilité des formations encadrant les argilites du Callovo-Oxfordien et écoulements lents

Les mesures effectuées sur les carottes des forages du secteur d'étude confirment les faibles perméabilités et porosités des calcaires du Dogger. En effet, 80% des échantillons présentent une porosité inférieure à 10% et une perméabilité inférieure à 0,35 milliDarcy (mD ; Fig.8). Par comparaison, une formation géologique est considérée comme aquifère, c'est-à-dire pouvant contenir une nappe d'eau facilement mobilisable (exploitation de l'eau par l'homme), lorsque la perméabilité est supérieure à 100mD.

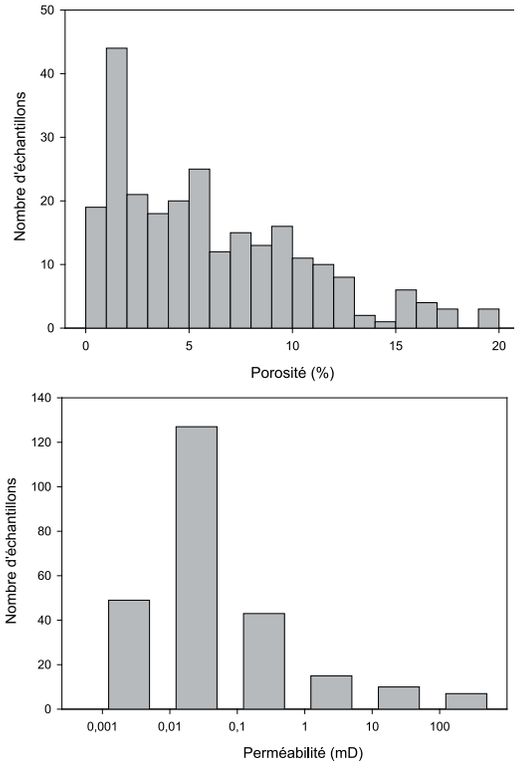


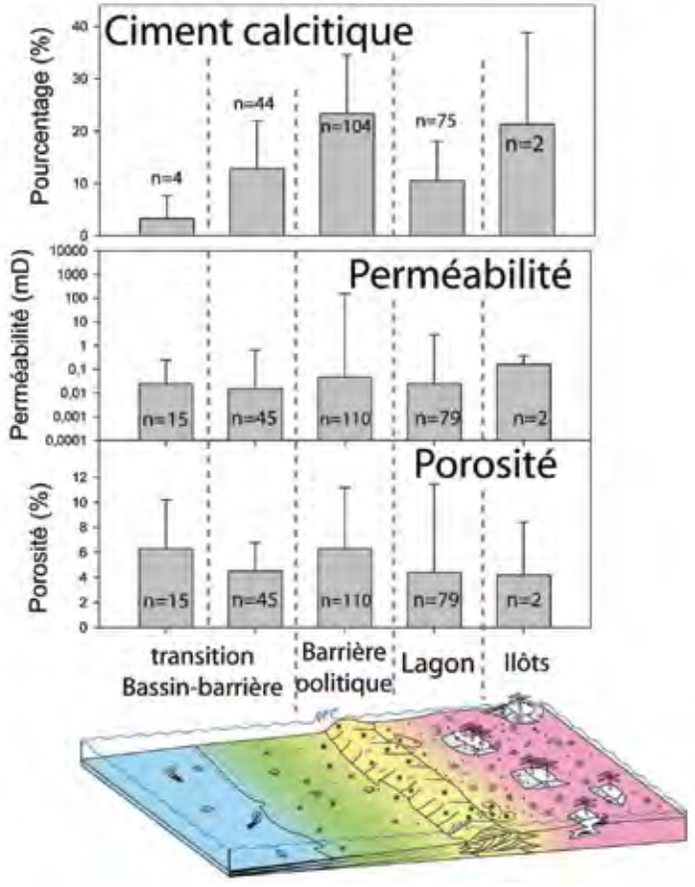
Figure 8: Distribution des porosités et perméabilités (n=251) dans les calcaires du Jurassique moyen (Dogger) du site étudié.

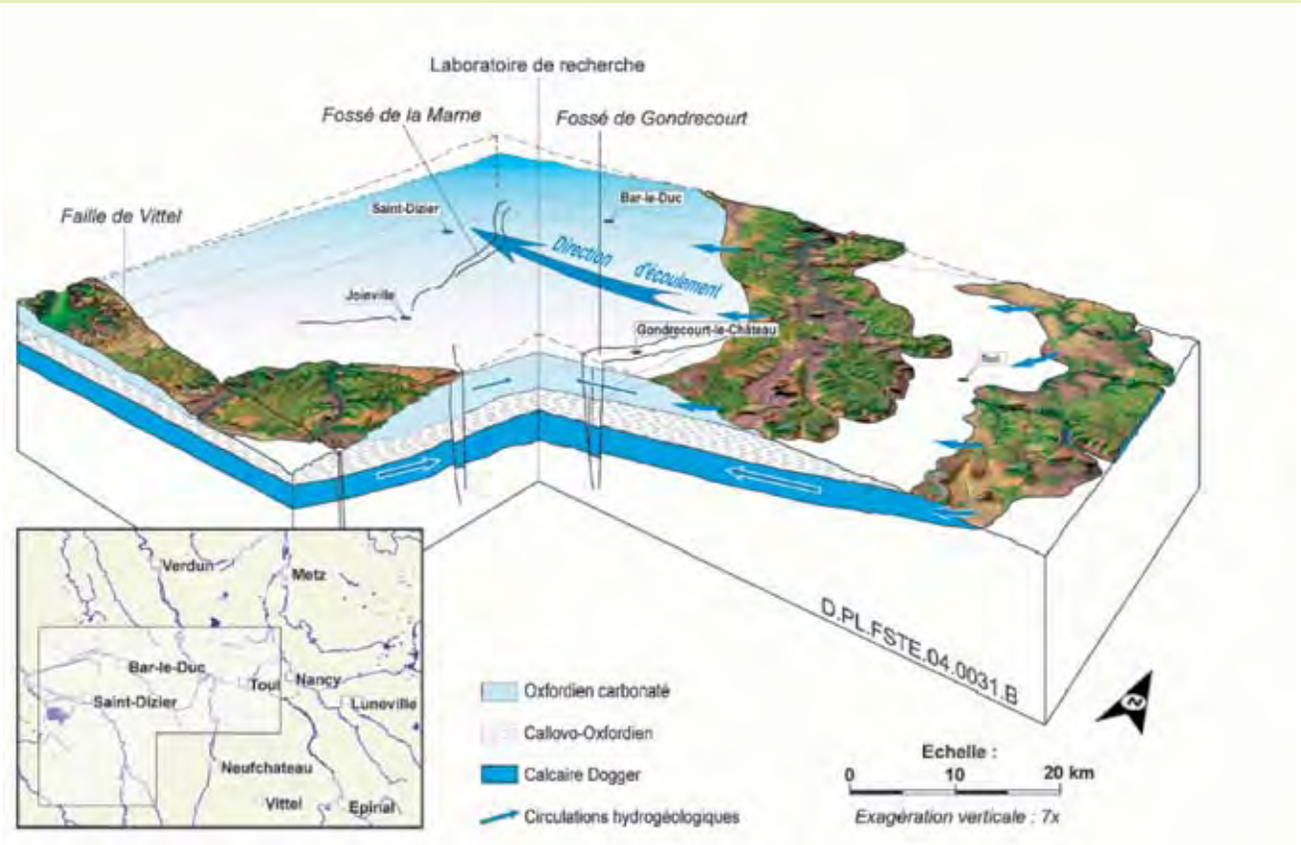
D'une épaisseur cumulée d'environ 500m, les deux formations calcaires encadrant les argilites présentent toutefois quelques niveaux métriques plus perméables (quelques centaine de milliDarcy dans le Dogger ; Fig. 8). Leur organisation apparaît directement liée aux conditions initiales de dépôt des sédiments (Ferry *et al.*, 2007). En effet, certains de ces niveaux se sont formés dans un environnement de barrière oolitique qui caractérise la partie externe d'une plate-forme carbonatée. Actuellement de tels environnements sont bien représentés au large des Bahamas (Fig. 9). Cet environnement initial de dépôt explique la géométrie horizontale et le caractère discontinu des corps sédimentaires oolitiques révélés par les données sismiques. C'est principalement dans ces niveaux que se font les circulations d'eaux en profondeur mais leur faible continuité latérale limite ces circulations. Le débit mesuré en forage pour toute l'épaisseur des calcaires du Jurassique supérieur (300m) est très faible (inférieur à 10 litres par minute ; Elion et al., 2005b).

Figure 9: Propriétés pétrophysiques des calcaires du Dogger dont les constituants (débris coquilliers et sables oolitiques) se sont déposés dans une mer peu profonde et chaude comprenant un lagon, des îlots émergés, une barrière oolitique et une zone de transition entre la barrière et le bassin profond. Des environnements marins similaires actuellement sont ceux des Bahamas. Les ciments calcitiques dans ces échantillons (jusqu'à 30% dans les calcaires de barrière oolitique) sont responsables des faibles porosités (%) et perméabilités (mD). Les valeurs médianes (avec écart type) de porosité, perméabilité et de ciments calcitiques dans les échantillons sont représentées dans les graphiques.

Les perméabilités généralement faibles des calcaires du Dogger expliquent leur très faible potentiel aquifère et des vitesses d'écoulement lentes ; de l'ordre du kilomètre par centaine de milliers d'années. L'acquisition des données de porosité et de perméabilité des carbonates couplée aux caractéristiques géologiques des corps sédimentaires permet donc de prévoir les écoulements qui sont dirigés vers le centre du Bassin de Paris selon des vitesses d'écoulement très faibles (Fig. 10).

Figure 10 (voir page de droite) : Circulations hydrologiques actuelles dans les calcaires du Jurassique moyen et supérieur déduites de la connaissance géologique et pétrophysique du site (d'après Lebon, 2005).>>





3.2. Origine des faibles perméabilités

Les calcaires du Jurassique moyen et supérieur du Bassin de Paris sont des roches issues d'un dépôt de débris coquilliers carbonatés (huîtres, coraux, brachiopodes, gastéropodes, oursins…) et de sables blancs oolitiques dans une mer peu profonde et chaude (Durlet et Thierry, 2000, Brigaud *et al.*, 2008), semblable aux environnements sédimentaires des Bahamas ou du Golfe Persique. Lors de leur dépôt en Meuse/Haute-Marne au Jurassique moyen et supérieur, ces sédiments meubles pouvaient avoir des porosités importantes (40% et plusieurs Darcy de perméabilité). Ils vont progressivement se transformer en roche sédimentaire solide au cours d'un ensemble de processus complexes appelé diagenèse. Ces processus diagénétiques, comprenant la compaction, les cimentations et le développement de nouvelles phases minéralogiques (authigenèse) vont être à l'origine d'une diminution de la porosité (poronécrose) et des perméabilités dans les roches formées dans les environnements de lagon ou de barrière oolitique (Fig. 9). Lors de leur enfouissement pouvant atteindre 500 à 1000m, les sédiments initiaux sont compactés et des cristaux vont progressivement obturer la porosité en formant un véritable ciment entre les grains. Dans la plupart des échantillons, ces ciments représentent 20 à 30% du volume total et sont responsables des faibles porosités (<10%) mesurées aujourd'hui dans les roches. Ce processus diagénétique de cimentation est étudié en détail afin de caractériser, d'établir et de situer dans le temps les différentes phases de cristallisation. L'utilisation du microscope sous cathodoluminescence[12] (l'échantillon observé est soumis à un bombardement d'électron lui donnant une luminescence caractéristique) permet de repérer des ciments principalement composés de calcite (CaCO3) et de dolomite ($Ca,Mg(CO_3)_2$; Fig. 11) se mettant en place en 3 phases successives.

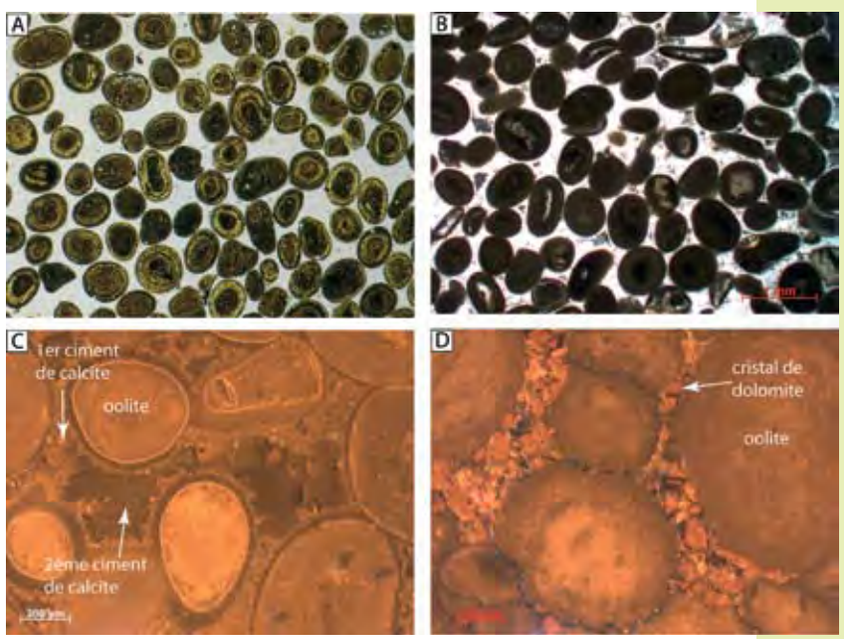


Figure 11 : A- Sable oolitique actuel (aragonite) du Golfe Persique observé au microscope polarisant. B- Observation microscopique d'une lame mince d'un échantillon de calcaire oolitique du Jurassique moyen provenant d'un forage du site étudié. Les grains foncés représentent les oolites[11] (qui apparaissent blanches à l'œil nu) et la partie claire un ciment calcitique précipité lors de l'enfouissement en profondeur du sable oolitique (profondeur actuelle de l'échantillon : 688m). Ce ciment transforme le sable meuble en une roche indurée. C- Observation au microscope sous cathodoluminescence d'un calcaire oolitique du Dogger. Les différentes teintes orangées de luminescence ré-

vèlent deux générations de ciment calcitique obturant la porosité entre les grains oolitiques (profondeur : 690m). La luminescence orangée est principalement due au manganèse présent dans les cristaux qui active la luminescence, la teinte plus sombre est quant à elle due au fer qui inhibe la luminescence. D- Observation au microscope sous cathodoluminescence d'un calcaire oolitique cimenté par des cristaux losangiques de dolomite (profondeur 675m).

La géochimie isotopique (oxygène, carbone et strontium) permet de montrer que les cimentations sont liées à des circulations d'eaux douces lors de phases d'émersions intervenues dans le Bassin de Paris, au début du Crétacé (entre -140 et -120 Ma ; Fig. 12). Cette période est à l'origine de deux phases majeures de cimentation dans les calcaires du Jurassique sur le site d'étude (Vincent et al., 2007). Une dernière phase de cimentation, plus modérée, est à relier à des circulations de fluides chauds remontant le long d'accidents actifs dans la région au début de la mise en place de la chaîne alpine à l'Oligocène (il y a 30 millions d'années). Les caractéristiques pétrophysiques actuelles de porosité et de perméabilité des formations encaissantes ont donc été acquises il y a au minimum 30 millions d'années lors de circulations hydrologiques très anciennes.

4. CONCLUSION

Il est exceptionnel qu'un site géologique fasse l'objet d'un aussi grand nombre d'études multi scalaires approfondies, à l'aide de techniques très diversifiées. La synthèse de ces études auxquelles les chercheurs de l'UMR Biogéosciences sont associés a montré que la couche argileuse présente une excellente continuité latérale. En dehors d'un changement minéralogique que nous avons mis en évidence dans sa partie moyenne, elle est très peu variable et présente des propriétés physiques tout à fait remarquables et particulièrement bien adaptées aux contraintes d'un stockage profond de déchets radioactifs à longue durée de vie. Les très faibles perméabilités de cette couche assurent des transferts extrêmement limités de l'argile vers les couches calcaires. Les études menées avec l'Andra sur les formations géologiques calcaires ont révélé des faibles perméabilités à l'origine d'écoulements très lents au niveau de la bordure Est du Bassin de Paris. Les observations microscopiques ont montré l'existence d'une importante cimentation en trois phases successives. Après le dépôt des sédiments, les cristallisations de calcite et de dolomite sont liées à des circulations d'eaux anciennes (au moins -30 millions d'années). Des rares horizons poreux de faible extension latérale où se font l'essentiel des circulations d'eaux sont contrôlés en partie par la nature originelle des sédiments elle-même liée à l'environnement de dépôt. Leur reconnaissance couplée aux caractéristiques géologiques et pétrophysiques des roches permet de préciser le modèle hydrogéologique du site où les circulations sont très lentes. Actuellement, le laboratoire souterrain situé à 490m de profondeur est accessible par deux puits, et plusieurs galeries horizontales ont été réalisées (Fig. 13). En surface, l'Andra accueille les visiteurs qui souhaitent s'informer sur les études menées. Ce site possède visiblement nombre de qualité pour être élu site d'enfouissement. D'autres tests se poursuivent pour assurer sa totale sécurité et permettre ainsi à la France de maintenir son autonomie énergétique de manière durable.

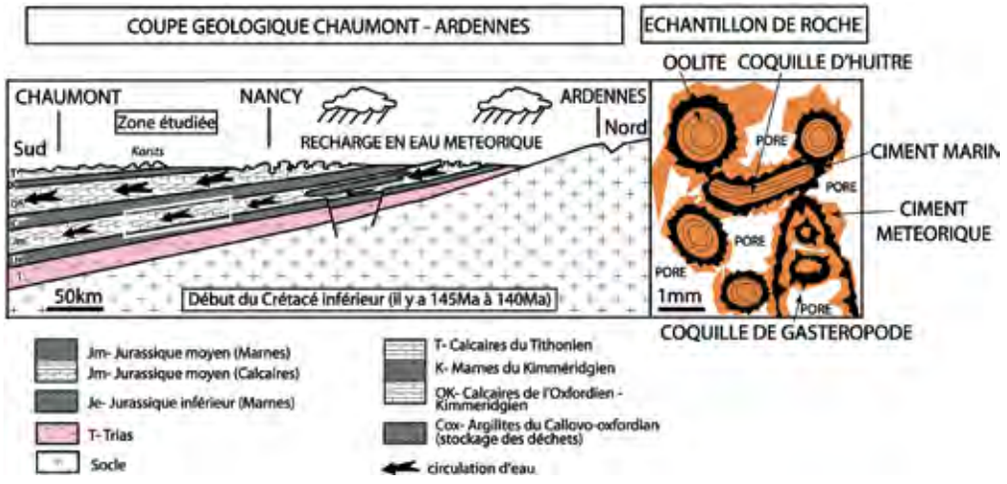


Figure 12: Circulations anciennes d'eaux dans les calcaires au début du Crétacé inférieur. Ces eaux météoriques[14] riches en carbonate de calcium sont à l'origine des cristallisations de calcite obturant progressivement la porosité entre les grains oolitiques et fragments coquilliers. Notez que les ciments météoriques apparaissent oranges lorsqu'ils sont observés au microscope sous cathodoluminescence. Les ciments noirs se sont formés pendant le dépôt du sable coquillier et oolitique en milieu marin.

Figure 13 (voir page de droite) : Représentation en 2006 du laboratoire de Meuse/Haute-Marne avec le positionnement des galeries à 490m de profondeur. >>

Références bibliographiques

• Boulila, S., Hinnov, L. A., Huret, E., Collin, P.-Y., Galbrun, B., Fortwengler, D., Marchand, D. et Thierry, J., 2008. **Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequences of revising the Late Jurassic time scale**. Earth and Planetary Science Letters, 276: 40-51.

• Brigaud, B., Pucéat, E., Pellenard, P., Vincent, B. et Joachimski, M. M., 2008. **Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells**. Earth and Planetary Science Letters, 273: 58-67.

• Clauer, N., Fourcade, S., Cathelineau, M., Girard, J.-P., Vincent, B., Elie, M., Buschaert, S. et Rousset, D., 2007. **A review of studies on the diagenetic evolution of the Dogger to Tithonian sedimentary - sequence in the eastern Paris Basin - Impact on the physical and chemical rock properties**. Mémoire de la Société géologique de France, 178: 59-71.

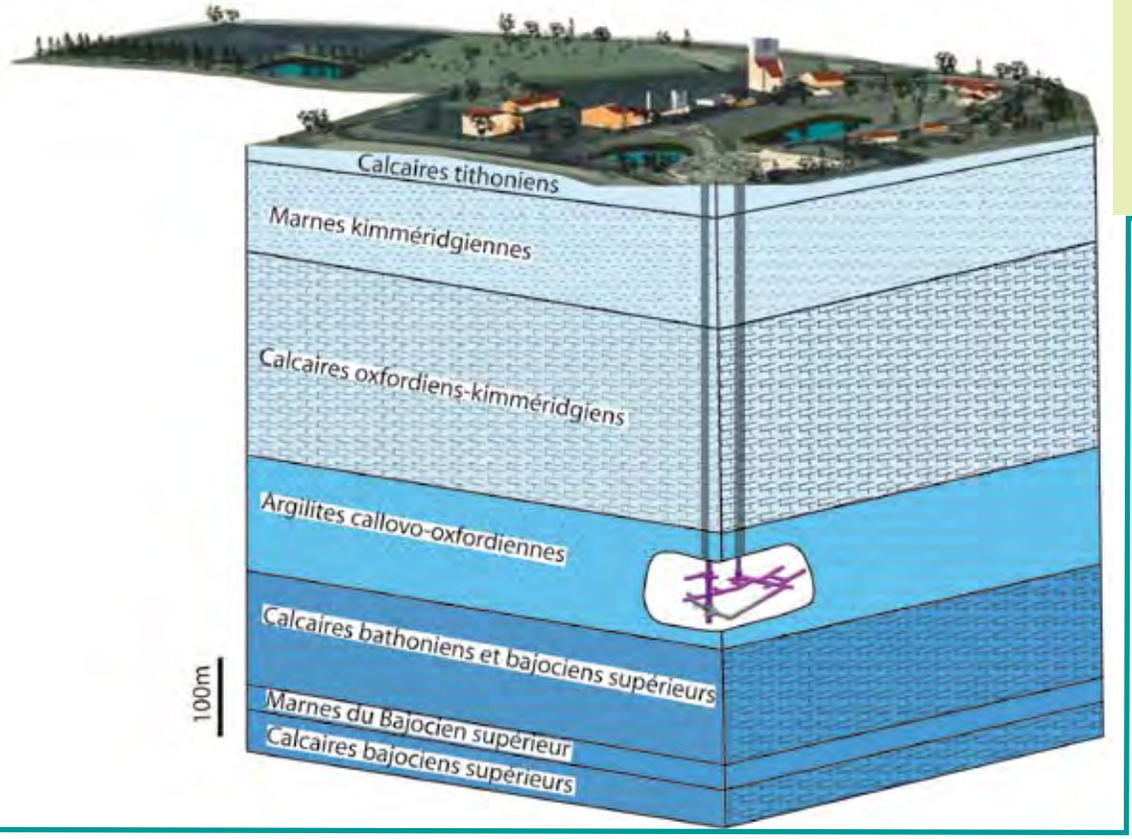
• Darcy, H., 1856. **Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau**. Victor Dalmont, éditeur, Paris, 657 pp.

• Durlet, C. et Thierry, J., 2000. **Modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne sur le sud-est du Bassin parisien**. Bulletin de la Société géologique de France, 171: 327-339.

• Elion, P., Boulhet, J. et Leclerc, E., 2005a. **Le site de Meuse/Haute-Marne: histoire géologique et état actuel**. Dossier 2005 Référentiel du site Meuse/Haute-Marne Tome 1. Chapitre 8. C.RP. ADS.04.0022B, Andra.

• Elion, P., Trouiller, A., Guillemot, D., Buschaert, S., Yven, B. et Vigneron, G., 2005b. **Modèle géologique du secteur d'étude. Dossier 2005 Référentiel du site Meuse/Haute-Marne** Tome 1. Volume 1. C.RP.ADS.04.0022, Andra.

• Ferry, S., Pellenard, P., Collin, P. Y., Thierry,



J., Marchand, D., Deconinck, J. F., Robin, C., Carpentier, C., Durlet, C. et Curial, A., 2007. **Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris Basin.** Mémoire de la Société Géologique de France, 178: 37-57.

• Gradstein, F. M., Ogg, J. G. et Smith, A. G., 2004. **A Geological Time Scale 2004.** Cambridge University Press.

• Lebon, P., 2005. Présentation générale. Dossier 2005 Référentiel du site Meuse/Haute-Marne. C.RP. ADS.04.0022, Andra.

• Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Marchand, D., Thierry, J., Fortwengler, D. et Vigneron, G., 1999. **Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique.** Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes, 328: 807-813.

• Pellenard, P., 2003. **Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du Sud-est de la France.** Société Géologique du Nord, Publ. No. 31, 362 pp.

• Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Huff, W. D., Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D. et Trouiller, A., 2003. **Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France.** Sedimentology, 50: 1035-1060.

• Pellenard, P. et Deconinck, J. F., 2006. **Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin.** Comptes Rendus Geoscience, 338: 854-866.

• Thierry, J., 2000. Late Sinemurian, Middle Toarcian, Middle Callovian, Early Kimmeridgian, Early Tithonian. In: S. Crasquin (Editor), **Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes.** CCGM/CGMW Édit, Paris, pp. 49-110.

• Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D., Bonnot, A. et Jardat, R., 2006. **Les ammonites du Callovien-Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du bassin de Paris : synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléoécologique et paléobiogéographique.** Comptes Rendus Geosciences, 338: 834-853.

• Vincent, B., 2001. **Sédimentologie et Géochimie de la Diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris.** PhD Thesis, University of Burgundy, Dijon, 380 pp.

• Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P. et Loreau, J.-P., 2007. **Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France).** Sedimentary Geology, 197: 267-289.

Notes

• 1 HAVL : catégorie de déchets de haute activité et à vie longue, ils représentent 1% du volume de déchets radioactifs produits en France, mais 96% de la radioactivité totale. Ce sont des matières non recyclables issues du traitement des combustibles usés des réacteurs nucléaires.

• 2 sédimentation carbonatée : ensemble des processus conduisant à la formation de sédiments calcaires (= carbonate de calcium, $CaCO_3$). Dans le cas présent, la sédimentation se produit en milieu marin. Elle est issue de deux processus : (1) productivité biologique (débris coquilliers en calcite ou en aragonite, $CaCO_3$), et (2) production physico-chimique de carbonate de calcium dans l'eau de mer (comme les oolites).

• 3 porosité : ensemble des volumes de petite taille pouvant être occupés par des fluides (gaz, eau, pétrole) à l'intérieur d'une roche.

• 4 perméabilité : aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide (liquide ou gaz) ; dans les roches calcaires elle est soit (1) matricielle c'est-à-dire contrôlée par la connexion des pores (ou de la porosité) ou (2) fissurale ou karstique. Elle est mesurée en darcy (voir note 9 et encadré).

• 5 argileuse : caractérise une roche sédimentaire composée de grain très fins de taille inférieure à 0.004mm (au moins 50% de minéraux argileux auxquels peuvent s'ajouter d'autres minéraux comme des quartz, des micas,
des feldspaths, calcite…).

• 6 figure sédimentaire : géométrie d'un dépôt sédimentaire reconnaissable par le géologue dans une roche, correspondant à un processus physique ou biologique. Dans les calcaires, nous pouvons reconnaître des lignes obliques correspondant à des structures sédimentaires particulières comme des dunes sous marines.

• 7 radionucléides : produits radioactifs, de 3 types (1) issus de la fission des atomes d'uranium, plutonium, césium, strontium… Le césium 137 et le strontium 90 sont à l'origine de l'essentiel du rayonnement ; (2) les actinides ou éléments dont le noyau compte un nombre de protons (élément du noyau) supérieur ou égal à 89 (uranium, américium) et (3) les produits d'activations (formés par capture de neutrons, élément du noyau).

• 8 fluage : phénomène physique qui provoque la déformation irréversible d'un matériau soumis à une contrainte.

• 9 darcy : unité de perméabilité. Elle est utilisée pour mesurer le débit d'eau qui peut s'écouler à travers un échantillon poreux par gravité et par capillarité. Le sous-sol a une perméabilité de 1 darcy, lorsqu'un fluide homogène de viscosité égale à celle de l'eau à 20°C s'y déplace à la vitesse de 1 cm/s sous l'influence d'un gradient de pression de 1 atmosphère. Cette loi expérimentale a été établie par Henry Darcy (1803-1858) et publiée dans son traité sur les fontaines publiques de la Ville de Dijon (1856).

• 10 éruption volcanique paroxysmale : évènement volcanique de très grande ampleur défini par son caractère hautement explosif engendrant des quantités énormes de cendres, poussières et gaz dans les hautes couches atmosphériques.

• 11 bentonite : argile riche en smectites, correspondant à l'altération de produits d'origine volcanique sédiemntées en domaine marin ou lacustre. Dans le domaine industriel, les bentonites sont utilisées pour leur forte capacité de rétention d'eau ou de gonflement lié à leur très forte teneur en smectite, elles ont des usages très diversifiés (produits pharmaceutiques, additifs alimentaires, dégraissants, produits d'étanchéité, boues de forages…).

• 12 cathodoluminescence : émission de photons par un cristal soumis à un bombardement d'électrons. Cette luminescence est propre à chaque minéral et provient de l'excitation de certains éléments en traces contenues dans les minéraux (comme le manganèse dans les cristaux de calcite). Couplé à un microscope optique et à une caméra numérique à haute sensibilité, la cathodoluminescence permet de différencier les zones de croissance dans les ciments carbonatés, et ainsi de déterminer les grandes étapes de la lithification d'un sédiment.

• 13 oolite : petite sphère de diamètre 0.5 à 2mm, dont le centre (nucléus) est un débris (fragment de coquille, quartz) et dont l'enveloppe (cortex) est formée de minces couches concentriques. Les oolites actuelles se forment principalement en milieux marins chauds peu profonds et agités (comme les Bahamas).

• 14 météorique : caractérise tous les phénomènes qui se produisent dans l'atmosphère (exemple : pluie), une eau météorique est une eau d'origine pluviale.

Résumé
Abstract

Afin d'évaluer les influences paléo-environnementales et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris, des approches variées sont utilisées dans ce travail : (1) synthèse stratigraphique, (2) analyses sédimentologiques d'affleurements et forages, (3) séquençages diagénétiques et quantification volumétrique des ciments, (4) géochimie isotopique ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) sur des fragments biogènes (bivalves) et sur des ciments, (5) mesures pétrophysiques (ondes acoustiques, porosité, perméabilité, RMN, sismique).

L'analyse sédimentologique d'un grand nombre de coupes et de 4 forages carottés répartis sur un profil Langres-Nancy, révèle 18 faciès attribuables à 5 environnements de dépôts caractéristiques d'un profil de rampe carbonatée. L'interprétation géométrique et séquentielle met en évidence dix séquences de dépôt de 3ème ordre, pouvant être regroupées en 4 intervalles biosédimentaires. Ces 4 intervalles sont marqués par des producteurs carbonatés et par des morphologies de rampe différents. Les δ18O et δ13C des fragments biogènes et l'évolution des cortèges argileux suggèrent que des changements environnementaux tels que la température, l'humidité et la pCO_2 ont, en partie, contrôlé l'existence de ces intervalles bio-sédimentaires.

Les descriptions pétrographiques, geometriques et geochimiques des surfaces sommitales des séquences de dépôt montrent que 4 d'entre elles (SB5, SB6, SB7 et SB8) sont émersives, conséquence de chutes eustatiques identifiables dans l'ensemble du Bassin de Paris, uniquement durant le Bathonien. Les variations des paléotempératures dans le domaine NW téthysien au cours du Dogger montrent que ces chutes eustatiques sont cohérentes avec un possible contrôle glacio-eustatique pendant un intervalle sensiblement plus froid. Ces surfaces émersives ont favorisé une stabilisation minéralogique (disparition ou réduction de l'aragonite et de la calcite magnésienne) et une lithification précoce du sédiment qui a ainsi mieux résisté à la compaction physique et physico-chimique pendant l'enfouissement.

Huit phases minérales mésogénétiques comprenant 3 générations de calcite, de la pyrite, de la silice, 2 générations de dolomite et de la fluorine se sont succédées depuis le Jurassique moyen. En moyenne 70 % du volume de ces ciments sont formés par 2 zones successives de sparites de blocage (Bc1 et Bc2). Leurs signatures isotopiques indiquent des fluides parents météoriques ou mixtes. L'intégration de l'histoire géologique régionale, marquée par des épisodes d'émersion de grande ampleur dans le Bassin de Paris au Crétacé inférieur, laisse supposer que ces 2 zones de sparites sont liées à des circulations météoriques profondes au cours du Berriasien et de l'Aptien-Albien.

Les phases diagénétiques postérieures à Bc2 (dolomite baroque, sparite de blocage Bc3, fluorine) ne constituent en moyenne que 20 % du volume total des ciments. Leurs caractéristiques pétrographiques et isotopiques indiquent des précipitations à partir de fluides météoriques ayant transité par l'aquifère triasique. Des circulations hydrothermales empruntant des fractures engendrées par l'extension oligocène sont suspectées en être à l'origine.

Deux niveaux poreux (np1 et np2 ; phi=15-20%), insterstratifiés dans les niveaux totalement cimentés et compactés du Bathonien sont détectés au niveau de la zone de transposition de l'Andra. Leur perméabilité est variable, elle est élevée (k=100-700mD) lorsque les niveaux sont macroporeux et correspondent à des grainstones de *shoals* oolitiques, elle est faible (k=0,1-1mD) lorsque les faciès sont boueux (dépôts de lagon protégé) et dominés par de la microporosité inter-cristalline. Une étude détaillée des caractéristiques acoustiques de ces niveaux poreux permet de relier l'impédance acoustique avec la porosité. Il en découle une meilleure compréhension des profils sismiques, dans lesquels les deux niveaux poreux peuvent être identifiables, permettant ainsi de prédire les propriétés réservoirs et/ou l'extension des niveaux réservoirs.
L'étude intégrée sédimentologique et diagénétique montre que l'existence de np1 et np2 semble tributaire d'une histoire sédimento-diagénétique particulière qui peut être résumée en 3 actes :

(1) lithification et stabilisation minéralogique précoce sous des surfaces d'émersion (SB7 et SB8) ;
(2) faibles recharges météoriques au Crétacé en raison de l'écran latéral formé par les Marnes à Rhynchonelles du Bathonien ;
(3) faibles recharges hydrothermales et cimentations associées durant l'Oligocène.

Ces 3 facteurs ne se sont conjugués qu'au niveau de np1 et de np2, sur une épaisseur cumulée de moins de 20 m, à comparer aux 210 m totalement compactés et/ou cimentés formant le reste du Dogger. ■

ANDRA
La gestion des déchets radioactifs

Parc de la Croix Blanche - 1/7, rue Jean Monnet - 92298 Châtenay-Malabry Cedex - Tél.: 01 46 11 80 00 - www.andra.fr

© Andra - 2009 - 360-2/ Conception graphique de la couverture: Vincent GRÉGOIRE