



HAL
open science

Influence de la stratigraphie séquentielle et de la diagenèse sur la modélisation 3D des réservoirs carbonatés : implication pour le développement de la géothermie dans le Bassin de Paris

Hadrien Thomas

► **To cite this version:**

Hadrien Thomas. Influence de la stratigraphie séquentielle et de la diagenèse sur la modélisation 3D des réservoirs carbonatés : implication pour le développement de la géothermie dans le Bassin de Paris. Géologie appliquée. Université Paris-Saclay, 2022. Français. NNT : 2022UPASJ017 . tel-04090080

HAL Id: tel-04090080

<https://theses.hal.science/tel-04090080>

Submitted on 20 Nov 2023

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.

Influence de la stratigraphie séquentielle et de la diagenèse sur la modélisation 3D des réservoirs carbonatés : implication pour le développement de la géothermie dans le Bassin de Paris.

Influence of sequence stratigraphy and diagenesis on the modelling of 3D reservoir carbonates: implications for the development of geothermal energy in the Paris Basin.

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay

École doctorale n°579 : sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences
(SMEMaG)

Spécialité de doctorat : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures,
paléobiosphère

Graduate School : Géosciences, Climat, Environnement, Planètes. Référent : Faculté des sciences
d'Orsay

Thèse préparée dans l'unité de recherche **GEOPS (Université Paris-Saclay, CNRS)**, sous la
direction de **Benjamin BRIGAUD**, Maître de conférences HDR, et la co-direction de **Hermann
ZEYEN**, Professeur

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 6 juillet 2022, par

Hadrien THOMAS

Composition du Jury

Jocelyn BARBARAND Professeur, Université Paris-Saclay	Président de jury
Béatrice LEDÉSSERT Professeure, CY Cergy Paris Université	Rapporteur & Examineur
Fadi NADER Ingénieur, HDR, IFPEN	Rapporteur & Examineur
Raphaël BOURILLOT Maître de conférences, Bordeaux INP	Examineur
Benjamin BRIGAUD Maître de conférences, HDR, Université Paris-Saclay	Directeur de thèse

Avant-propos

Cette thèse a été entreprise dans le cadre de l'essor de la demande en énergies renouvelables dans des bassins fortement peuplés. Elle a pour but de fournir un modèle statique du réservoir tel que les données nous le laissent l'imaginer afin de réduire les risques pris par les communes lors du forage de nouveaux doublets géothermiques dans la région sud francilienne. Ce travail est l'œuvre d'une collaboration entre le laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS, Orsay, France), Unité Mixte de Recherche de l'Université Paris-Saclay et du CNRS, le BRGM (Orléans, France), l'IFPEN (Rueil-Malmaison, France), Schlumberger (Paris, La Défense, France), GEOFLUID (Roissy, France) et le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Unité Mixte de Recherche du CEA, de l'Université Paris-Saclay et du CNRS (Gif-sur-Yvette, France). Cette thèse a bénéficié du support du programme UPGeo « *UPscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEothermal energy* » financé par l'Agence Nationale de la Recherche [[ANR-19-CE05-0032-01](#)]. Ce travail a également été soutenu par le projet intitulé « *Circulation d'eau géothermale dans les aquifères hétérogènes* » financé par l'Initiative d'Excellence Paris-Saclay, un programme d'aide d'état géré par l'Agence Nationale de la Recherche [[ANR-11-IDEX-0003](#)]. Ce travail n'aurait pas été possible sans le programme de donation de logiciels de Schlumberger dont bénéficie l'Université Paris-Saclay. Nous sommes reconnaissants à Schlumberger pour le soutien technique et scientifique sur l'utilisation de la licence académique de Petrel©, et je tiens à remercier tout particulièrement Elodie pour son aide. Le support de VRGS®, et tout particulièrement David Hodgetts sont remerciés pour leur aide à la prise en main du logiciel. Des remerciements sont également adressés à tous les membres du jury pour avoir accepté de relire et juger de la valeur de cette thèse, et plus particulièrement Miklos Antics (Geofluid Ltd) et Benoît Vincent.(Cambridge Carbonates Ltd), qui auraient dû être examinateurs de cette thèse, à quelques circonvolutions bureaucratiques près.

J'aimerais remercier l'aide, la confiance et la liberté que m'ont accordé mes directeurs de thèse, Benjamin et Hermann, tout en imposant un cadre strict, m'aidant à mieux canaliser mon énergie. Je tiens également à remercier Bertrand, qui m'a permis de prouver mon appétence pour le développement de nouvelles méthodes avant même que ma thèse commence, et qui aura su être un support moral extrêmement important. Nos discussions politiques à n'en plus finir dans ton bureau vont certainement me manquer ! J'aimerais aussi remercier Frédéric (Fred) pour tous ces moments passés à la table des thésards à nous faire profiter de ton expérience. J'aimerais aussi remercier Rosella et Aurélie, pour tous ces goûters devant le 504, qui permettaient à tout le monde de bien respirer. J'aimerais aussi remercier l'équipe de volcanologie et les ingénieurs de recherche, notamment Pierre-Yves (et Daniele) pour m'avoir ouvert les portes de la recherche, Claude, pour la guitare que tu m'as fabriquée, et Xavier pour tous les conseils avisés que tu m'as prodigué au cours de la thèse. Enfin, les parties de foot que nous avons pu partager étaient presque aussi bien que le fameux derby de rugby prof-élèves.

Les amis, c'est important. Je pense que cette phrase est d'autant plus vraie dans les moments charnière de notre vie, comme peut l'être une thèse. Des amis que l'on a rencontré lors de mes années passées en résidence étudiante, ou dans les différentes promotions que j'ai pu traverser. Il y aurait bien trop de monde à remercier, mais j'aimerais particulièrement remercier dans un premier temps Johan pour ses conseils de vieux sage. Adrion pour ces histoires inoubliables de soirées et Thierry pour ton humeur toujours joyeuse et tes réactions inattendues, Alain les soirées avec toi sont toujours animées (et c'est encore pire avec ton frère). Anaïs, même si je te dois une cheville, Roven grand patron de la narquoiserie. Bertrand, un jour tu sortiras des études et des rapports et tu pourras venir aux soirées. Alexis merci de m'avoir montré qu'on peut être souvent à l'est et pourtant toujours là, Ronan de m'avoir fait partager ton expérience colossale et Patrick (aka Sébastien) pour l'amour partagé de la

pastèque. Cédric pour avoir partagé notre électricité pendant des mois et Simon pour ton aide au cours de ma thèse et ton hospitalité.

Des amis on peut s'en faire partout. Mais dans un sport comme le rugby, les liens deviennent rapidement solides. Ce sport m'a donné des valeurs et m'a permis de m'affirmer tel que j'étais. Je n'arrive même pas à estimer à quel point il a été une fondation dans ma vie. Tous les entraîneurs m'ont laissé des souvenirs impérissables, de Bebert, grand formateur d'avants au crâne plus dur que du bois (tes coups de boule ont raisonné longtemps) à Gilles et sa longévité exceptionnelle sur le pré. Mais plus que les entraîneurs, ce sont les joueurs qui vous marquent. Notre passage en finale de France universitaire à Bordeaux en 2014 restera toujours dans mes souvenirs. Mention spéciale à Méderic et sa nuit passée dehors à Barcelone après avoir dormi dans la rue. Gael, ton âge n'arrive pas à la cheville de ta jeunesse d'esprit. Damien, merci de toujours avoir couvert nos arrières avec tes plaquages parfaits et tes jambes d'un autre monde, nos discussions au sujet des ordinateurs et nos incessantes références à Kaamelott avec Léo sont toujours aussi drôles. Valentine, nos sessions de roulades de raton-laveur sont à mourir de rire à chaque fois qu'on se voit ! Laëtitia, tu as toujours fait partie du pack et tu m'impressionneras toujours avec tes plaquages et ta décente. Adrian et Simon, bien que vous soyez partis chacun de votre côté, merci de m'avoir aidé à assumer la présidence de l'association pendant trois longues années.

Petite mention à tous mes amis que j'ai pu rencontrer en ligne au travers de différents jeux vidéo, et plus spécialement à mes camarades des SHEN avec qui j'ai eu le plaisir de participer à plusieurs compétitions internationales de haute volée.

Il ne faudrait pas non plus oublier mes « camarades et néanmoins amis » rencontrés au cours de mon parcours scolaire. Cassandre pour tous tes bon conseils, Manon d'avoir organisé toutes ces excursions en territoire champenois, Clémentine, tu es une amie qu'il faut savoir garder, toujours là pour les autres, Elisa et Mathilde de nous avoir supportés sur le terrain et évidemment Léo (le bonjour à Eude) pour toutes ces magnifiques journées passées sur le terrain ! Tous ces amis rencontrés au cours de ma

Licence ou de mon Master m'ont donné envie de continuer et de tenter l'aventure de la thèse, où j'ai pu rencontrer un nouveau groupe de personnes. Louise, ta taille inversement proportionnelle à ton caractère savent marquer les gens autour de toi, surtout ne changes rien. Quentin, « euphorie » et « Beauvais » resteront toujours associées ensemble. Mustafa, cher premier co-bureau, tes mustafettes ont toujours fait mouche, même si j'ai aussi réussi à t'arracher de nombreux rires. Kevin, tu as su prendre la relève de co-bureau, notre virée à Londres aura été mémorable. Perrine, tu es ma co-bureau préférée. Maxime, bien que tu aies commencé comme un de mes stagiaires, tu as su décrocher une thèse, et tu as fini par m'aider à trier toutes ces données de puits qui n'en finissaient pas. Lara, Maxime et Trixie, merci pour votre compagnie dans les apéros ! Oriane, tu me feras toujours rire à ne manger que des aliments jaunes, mais je suis triste de ne pas avoir pu rencontrer Copain ton cochon. Enfin comment ne pas citer Margaux et Alexis, qui m'accompagnent depuis la Licence et que j'ai pu suivre en thèse ? Margaux, ton amour pour l'administratif vont, je le sens, beaucoup me manquer dans les années à venir. Alexis, ton ardeur s'améliore (doucement mais sûrement), et tu restes un super-bricoleur. Je pense que l'on se souviendra longtemps de la fois où un des pneus de notre minibus a explosé sur l'autoroute en rentrant du stage de terrain en Bourgogne. A ce trio dynamique c'est ajouté Maher, ton assurance, ton flegme et tes conseils m'ont été précieux, bien que tu sembles ne pas pouvoir pifer les échelles.

J'aimerais également remercier les personnes qui ont le plus influencé ma vie, je pense particulièrement à ma famille et aux quelques personnes spéciales dans ma vie. Dahédrey, merci de m'avoir supporté pendant presque 5 ans depuis ce stage dans les Causses, tu m'as aidé à m'affirmer, mes passages bien trop brefs à Toulouse restent des souvenirs chers. Lauriane, merci pour toutes ses consultations d'ostéopathie pour me permettre de retourner au rugby toujours plus frais. Enfin, j'aimerais remercier ma famille pour le soutien constant dans toutes les situations, je suis heureux qu'ils aient pu assister à ma soutenance. Que mes grands-parents et parents aient pu voir l'aboutissement de ces quatre années et demie de travail m'aura motivé jusqu'au bout.

Merci à tous.

Table des matières

Chapitre I : Introduction	11
Chapitre II : Contexte Géologique	41
II.1 Contexte géologique général	41
II.2 Contexte structural.....	44
II.3 Contexte paléogéographique	56
II.4 Contexte sédimentologique et stratigraphique	58
II.5 Contexte pétrophysique.....	84
II.6 Contexte géothermique	98
II.7 Contexte hydrodynamique.....	115
Chapitre III : Matériel et méthodes	119
III. 1 Intégration des données de carottes et de lames minces	121
III. 1 – A) Travail sur les échantillons et carottes.....	121
III. 1 – B) Préparation des cuttings	123
III. 2 Intégration des données de puits dans le modèle de subsurface du Bassin de Paris	124
III. 2 – A) Présentation du jeu de données diagraphiques	124
III. 2 – B) Localisation des puits	125
III. 2 – C) Identification des trajectoires de puits	126
III. 2 – D) Numérisation, intégration et interprétation des diagraphies dans le modèle de subsurface du Bassin de Paris	127
III. 2 – E) Création d'un modèle géologique de sub-surface	129
III. 2 – F) Modélisation des failles et de la grille	132
III. 2 – G) Injection de propriétés de faciès et pétrophysiques dans la grille	135
III. 3 Création d'un modèle géologique de surface exploitant des données de terrain et des données photogrammétriques	141
III. 3 – A) Utilisation de de Pix4D et création d'un modèle photogrammétrique	142
III. 3 – B) Etude d'un modèle photogrammétrique de terrain dans VRGS.....	149
III. 3 – C) Création d'un modèle statique de faciès	151
Chapitre IV : Propriétés géologiques de réservoirs géothermiques dans le Bassin de Paris.	157
IV. 1 Titre : Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: from core scale to 3D regional reservoir dimension. Submitted to Geothermics	157
Abstract	159
IV. 1 – A) Introduction	160
IV. 2 – B) Geological, geothermal and structural settings.....	164
IV. 3 – C) – Material and methods.....	172
IV. 4 – A) Results.....	178

IV. 5 -A) Discussion	221
IV. 6 – A) Conclusions	227
IV. 2. Sédimentologie et minéralogie du réservoir argilo-sableux du Crétacé inférieur.....	244
Chapitre V : Etude sédimentologique et stratigraphique de la carrière de Massangis dans l’optique du développement d’une méthode de modélisation des propriétés de faciès et de données pétrophysiques.....	247
V. 1. Titre : Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic).	247
V. 2. Complément sur la signification sédimentologique des dunes géantes observées dans les calcaires du Bathonien de Bourgogne.....	276
Chapitre VI : Discussion.....	279
VI. 1 Contrôle diagenétique sur les qualités réservoirs.....	279
VI. 1 – A) Comparaison de notre jeu de données avec celles de la littérature	279
VI. 1 – B) Relation entre diagénèse et les résultats observés dans la thèse, discussion sur les résultats de l’analogue à l’affleurement (Massangis) et du centre du bassin (sub-surface)	284
VI. 2 Répartition statistiques des propriétés de faciès, porosité et perméabilité	296
VI. 2 – A) Répartition des faciès en fonction des algorithmes disponibles	296
VI. 2 – B) les algorithmes, discussion de la corrélation entre les puits et utilisation des variogrammes.....	297
VI. 2 – C) La résolution des cartes de température et de gradients produits dans l’étude	300
VI. 3 Quel(s) analogue(s) à l’affleurement pour le réservoir géothermique des Calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris	302
VI. 3 – A) Un analogue actuel : Les Bahamas.....	303
VI. 3 – B) Un analogue de bordure de plateforme : Les Charentes.....	305
VI. 3 – C) La carrière de Massangis	307
VI. 3 – D) Les falaises d’Amellago : un analogue d’une rampe carbonatée	308
VI. 3 – E) Synthèse sur les analogues.....	311
Chapitre VII : Conclusion	315
Perspectives.....	321
Bibliographie.....	323
Annexe I : Registre des puits géothermiques en Île-de-France, compilation effectuée à partir du site https://www.geothermies.fr/ . Inj = Injecteur, Prod = Producteur.	335
Annexe II : Tableau récapitulatif des puits utilisés au cours de l’étude des formations du Bathonien du centre du Bassin de Paris.	343
Annexe III : Tableau récapitulatif des températures et salinités de puits utilisés au cours de l’étude.	363
Annexe IV : Article scientifique GSA Bulletin.....	365
Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallowly buried sandstone reservoirs: Key role of the source-to-sink context.....	365

Annexe V : Répartition des orientations des clinofomes dans la carrière de Massangis	391
Annexe VI : Répartition des données pétrophysiques des échantillons dans la carrière de Massangis	393
Annexe VII : Article scientifique Facies (Carbonate Sedimentology and Paleoecology)	399
Annexe VIII : Participations dans des congrès nationaux et internationaux.....	429
17ème Congrès Français de Sédimentologie, Beauvais	429
European Geosciences Union, Vienna, Austria, 03 – 08 May 2020 (en virtuel).....	432
27ème réunion des Sciences de la Terre, Lyon, 1-5 Nov. 2021.....	435
12th European Geothermal PhD Days (2021)	441
Geological Society of London (2022).....	442
Abstract 1	442
Abstract 2	445
Annexe VIII : Expériences d’encadrement.....	447

Note sur les publications incluses dans ce manuscrit de thèse :

Au moment de la soumission de ce manuscrit, deux chapitres de cette thèse ont été soumis pour publication ou publiés dans des revues à comité de lecture.

Chapitre IV.

Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeyen, H., Catinat, M., Andrieu, S., Mouche, E., Rosenberg, E., Fleury, M., Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: from core scale to 3D regional reservoir dimension submitted to Geothermics, 2022

Chapitre V.

Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Saint-Bezar, B., Zordan, E., Zeyen, H., Andrieu, S., Vincent, B., Chirol, H., Portier, E., Mouche, E., 2021. Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic). *Marine Petroleum Geology*, 104772
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>

Deux autres publications en co-auteur sont disponibles

Sur le réservoir silicoclastique du Crétacé inférieur du Bassin de Paris :

Virolle, M., Brigaud, B., Beaufort, D., Patrier, P., Abdelraham, E., Thomas, H., Portier, E., Samson, Y., Bourillot, R., Féliès, H., 2022. Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallow-buried sandstone reservoirs: key role of the source-to-sink context. *Geological Society of America Bulletin*, 134, 739–761 <https://doi.org/10.1130/B35865.1>

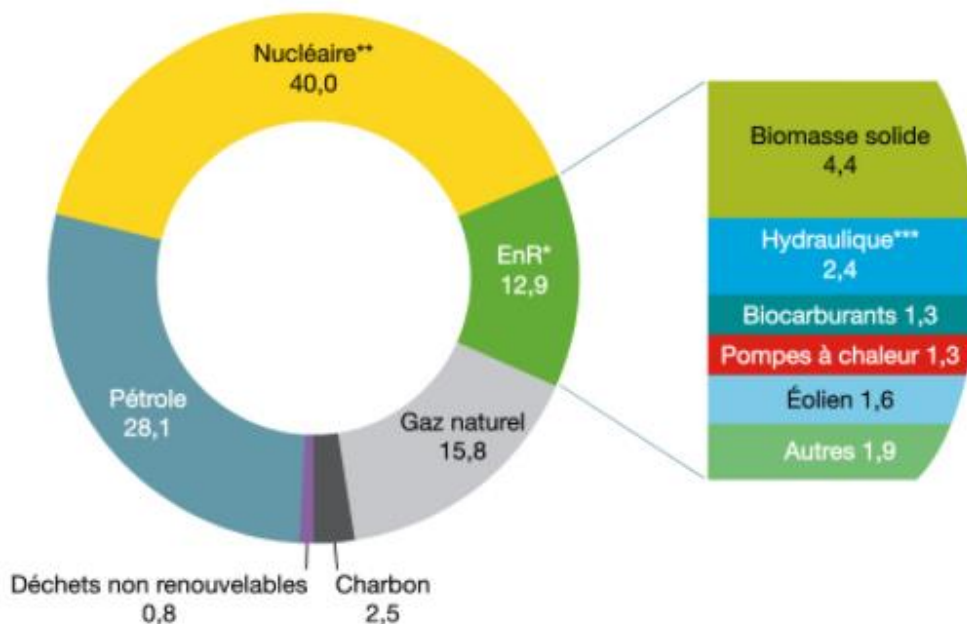
Sur les dunes géantes des calcaires du Jurassique moyen affleurant en Bourgogne :

Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinofolds in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. *Facies*, 67, 12 <https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4>

Chapitre I : Introduction

La France est un pays qui utilise de plus en plus les énergies renouvelables dans le cadre de la transition énergétique. En France en 2020, la consommation d'énergie primaire s'élève à 2571 TWh (Figure I-1). Cette consommation d'énergies renouvelables représente 12.9% du total énergétique. La géothermie profonde fait partie des 1.9% des énergies renouvelables (composant 12.9% des énergies primaires consommées) mentionnées comme autres par le rapport de Beck et al. (2021) (Figure I-1).

RÉPARTITION DE LA CONSOMMATION D'ÉNERGIE PRIMAIRE EN FRANCE
TOTAL : 2 571 TWh en 2020 (données non corrigées des variations climatiques)
En % (données non corrigées des variations climatiques)



* EnR : énergies renouvelables.

** Correspond pour l'essentiel à la production nucléaire, déduction faite du solde exportateur d'électricité. On inclut également la production hydraulique issue des pompages réalisés par l'intermédiaire de stations de transfert d'énergie, mais cette dernière demeure marginale comparée à la production nucléaire.

*** Hydraulique hors pompages.

Champ : France entière (y compris DROM).

Source : SDES, Bilan énergétique de la France.

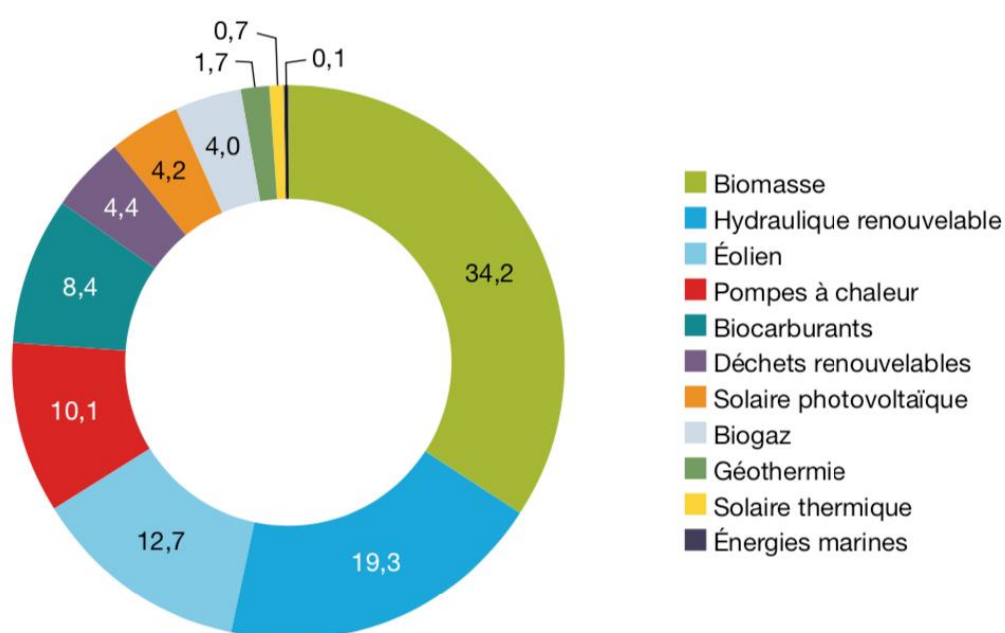
Figure I-1 – Répartition de la consommation d'énergie primaire en France (Beck et al., 2021).

Des 1423TWh d'énergie primaire produite en 2020, 322 TWh ont été produits par des énergies renouvelables (Figure I-1). La géothermie représente 1,7% de la production primaire d'énergies renouvelables, représentant 5.5 TWh de ces 322 TWh (Figure I-1, Figure I-2). La géothermie reste donc minoritaire comparativement à des secteurs comme celui de la biomasse (34,2%), l'hydraulique renouvelable (19,3%), l'éolien (12,7%) ou encore les pompes à chaleur (10,1%).

PRODUCTION PRIMAIRE D'ÉNERGIES RENOUVELABLES PAR FILIÈRE

TOTAL : 322 TWh en 2020

En %



Champ : France entière (y compris DROM).

Source : SDES, Bilan énergétique de la France

Figure I-2 – Production primaire d'énergies renouvelables par filières en 2020 (Beck et al., 2021).

La géothermie est documentée et exploitée depuis l'antiquité comme dans *Naturalis Historia* de Pline l'ancien (Secundus, 1st century), où des sources chaudes étaient exploitées pour les bains ou leurs vertus potentiellement thérapeutiques. L'énergie géothermique comprend toute l'énergie thermique issue de la croûte terrestre à basse, moyenne ou haute température. Aujourd'hui, ce concept représente principalement l'énergie que l'activité humaine peut collecter dans le sous-sol afin de

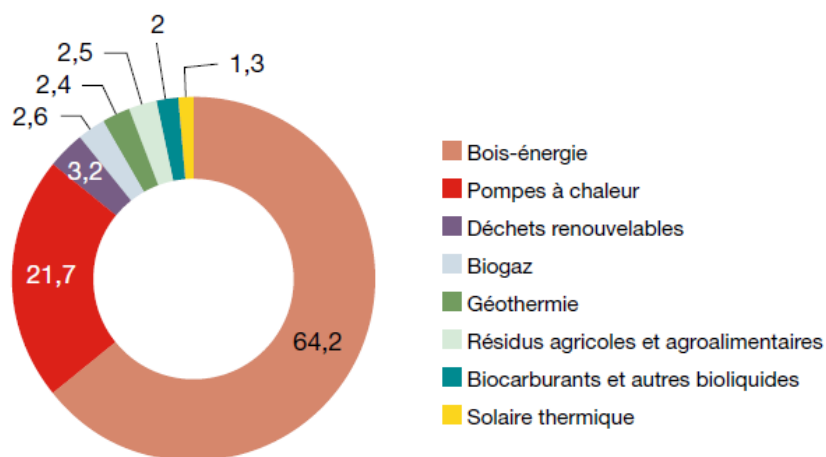
l'exploiter en surface (Dickson and Fanelli, 2003). La géothermie est une énergie produite dans des zones spécifiques propices à son exploitation (bassin sédimentaire profond, zone de failles de socle, ...) et ayant une forte densité de population.

La géothermie comme source d'énergie renouvelable est très économique à produire une fois en place (15 -55 €/MWh), mais ne s'exporte pas facilement (ADEME, 2020). L'énergie géothermique est une des méthodes robustes sérieusement envisagées pour avancer dans la transition énergétique de la région Île-de-France (Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019). Elle répond donc à des besoins locaux lorsqu'elle est déployée pour une utilisation de réseaux de chaleur. Ces réseaux de chaleur sont alimentés à 2.4% par de la géothermie, ce qui représente 4.15 TWh des 173 TWh d'énergies renouvelables consommées pour usage de chaleur en 2020 (Beck et al., 2021; Phan et al., 2021) (Figure I-3).

CONSOMMATION PRIMAIRE D'ÉNERGIES RENOUVELABLES POUR USAGE DE CHALEUR EN 2020 PAR FILIÈRE

TOTAL : 173 TWh

En % (données corrigées des variations climatiques)

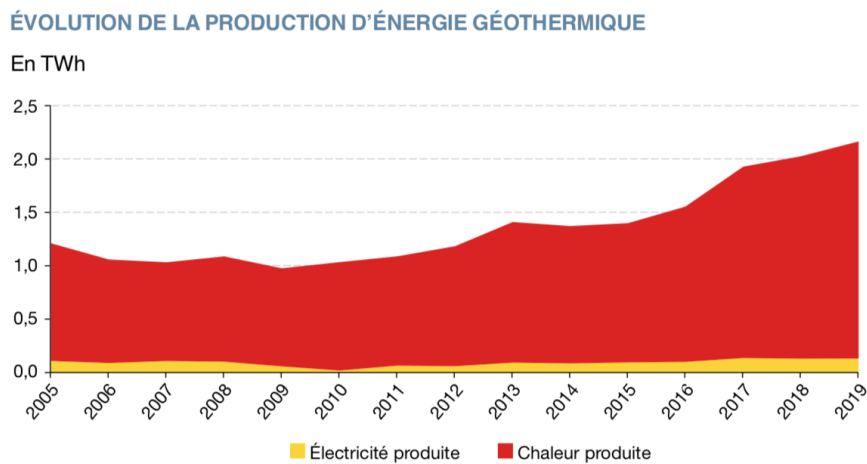


Source : calculs SDES

Figure I-3 – Consommation primaire d'énergies renouvelables pour usage de chaleur en 2020 par filière (Beck et al., 2021).

Bien que la production d'énergie géothermique augmente fortement, doublant ces dix dernières années (de 1% à plus de 2% entre 2009 et 2019 – Figure I-3), elle reste encore minoritaire par rapport

à des énergies comme le bois-énergie (64.2% de la consommation primaire d'énergies renouvelables pour usage de chaleur) ou les pompes à chaleur (21.7%) (Figure I-3).



Source : calculs SDES

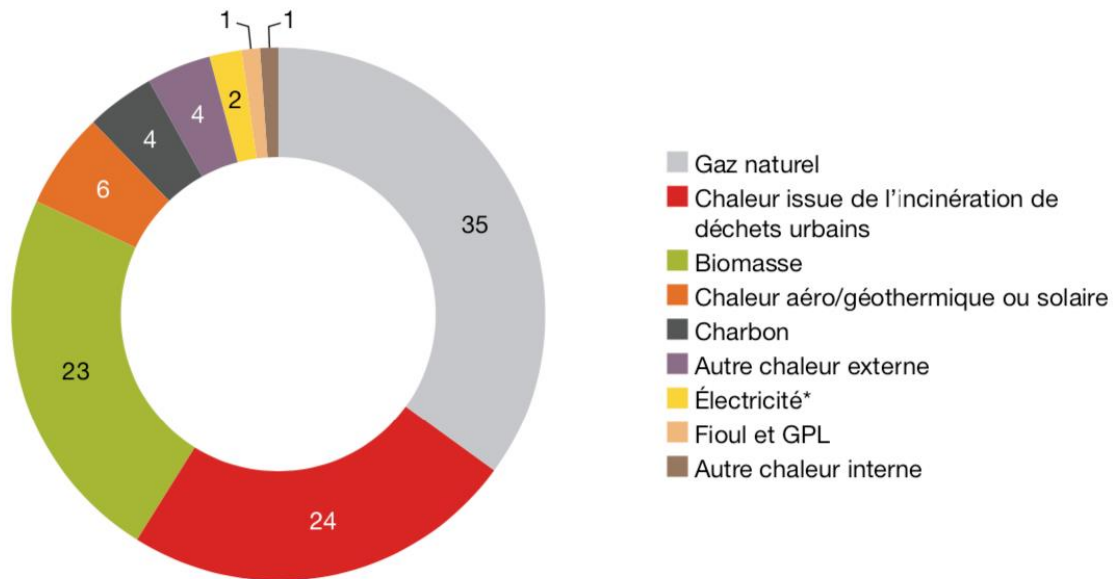
Figure I-4 – Evolution de la production d'énergie géothermique en TWh en France (Phan et al., 2021).

La géothermie est donc une énergie intéressante pour s'inscrire dans la dynamique de transition énergétique voulue par la France. Cependant, pour atteindre l'objectif de 5 à 6 TWh en 2028 (Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019), soit tripler la production actuelle, il sera nécessaire d'accélérer le développement de la filière dans les années à venir (Figure I-4).

BOUQUET ÉNERGÉTIQUE DES RÉSEAUX DE CHALEUR EN 2019

TOTAL : 34 TWh d'énergie consommée pour produire de la chaleur en 2019

En %



* Comprend la consommation des chaudières électriques et la consommation annexe des auxiliaires.

Note : hors proportion de combustibles utilisée pour la production d'électricité lorsque le réseau de chaleur utilise un procédé de cogénération.

Champ : France métropolitaine.

Source : SDES, Bilan énergétique de la France

Figure I-5 – Bouquet énergétique des réseaux de chaleur en 2019.

Pourtant, l'énergie géothermique est tout à fait à sa place en tant qu'énergie fournissant les réseaux de chaleur de la région Ile-de-France. En effet, cette énergie est directement mobilisable sans nécessiter de conversions souvent coûteuses car n'ayant souvent pas d'aussi bons rendements et elle peut être exploitée et produite directement dans des centres-villes. Pourtant, le gaz, le fioul et le charbon représentent encore 40% de l'énergie consommée dans les réseaux de chaleur contre seulement 6% pour la géothermie (Figure I-5).

La géothermie n'a pas que des avantages, certains risques non négligeables ont contribué de retarder le développement de la géothermie. Ces risques sont principalement :

- Environnementaux
- Géologiques
- Financiers

Ces risques sont considérés avant l'implantation de tout doublet géothermique.

Les risques environnementaux de la géothermie en surface sont assez faibles, hormis dans le périmètre proche du de la zone de forage. Ils consistent principalement en des risques de pollution de la zone de forage. Les risques en profondeur sont plus importants, et reposent sur deux axes principaux : les risques structurels avec des instabilités dans le ciment de puits (mauvaise qualité du ciment, mauvais mélange, ...) et les risques au sein des formations traversées. Ces risques sont liés à des contaminations chimiques ou biologiques, et peuvent être considérées depuis le puits vers la formation, ou depuis la formation vers le puits. Cependant, ce type d'interactions entre la nappe et le fluide ne sont en général considérées que dans des aquifères potables, les aquifères non-potables ne représentant pas des réserves de ressources stratégiques.

Il faut noter que les instabilités sismiques ont fait des EGS (Enhanced Geothermal System) du graben du Rhin des installations plus surveillées par le grand public à la suite d'un séisme d'une magnitude de 3,9 sur l'échelle de Richter le 26 juin 2021 en Alsace. Il s'inscrivait dans la suite d'une série d'une quinzaine de séismes de petite intensité qui a posé des questions quant à l'exploitation des failles pour la géothermie¹ (Schmittbuhl et al., 2022).

Il est également à noter que le fait de pomper des eaux stables en profondeur, peut les amener à être chimiquement plus instables une fois arrivées en surface (dépôts d'éléments dissous, dégazage). Ce genre de problématique n'est présente en général que dans la géothermie de haute à très haute température, mais peut rejeter des résidus chimiques (souffre, dioxyde de carbone, etc..) si elle n'est pas contrôlée et que les eaux sont laissées en surface. Dans le Bassin de Paris, les eaux sont

¹ https://www.lemonde.fr/energies/article/2021/06/26/geothermie-en-alsace-strasbourg-de-nouveau-reveille-par-un-seisme-de-magnitude-3-9_6085796_1653054.html

généralement réinjectées dans l'aquifère producteur à une température inférieure auxquelles elles ont été extraites.

Les risques géologiques sont plus difficilement prédictibles, la ressource géothermique exploitable étant intrinsèque à la qualité des roches qui constituent l'aquifère. Ces qualités sont :

- la porosité effective de la roche (le volume exploitable des pores présents dans la roche)
- la perméabilité (la capacité d'une roche à être traversée par un fluide)
- la transmissivité (la vitesse d'un fluide au travers de l'épaisseur du réservoir)
- la température de la roche et des fluides (la température produite par le gradient géothermique de la Terre et la radioactivité des roches)

Ces principales caractéristiques sont essentielles afin de déterminer si une roche présente les qualités nécessaires à l'installation d'un doublet géothermique. Cependant, les connaissances géologiques sont éparpillées dans de nombreuses zones, même dans des zones aussi connues que le bassin de Paris, et ceci constitue un véritable frein pour développer de nouvelles opérations.

Comme vu plus haut, lors d'un forage peuvent se présenter de nombreux risques qui auront un impact plus ou moins important sur le coût final d'un doublet géothermique. Un doublet géothermique pouvant coûter plusieurs millions d'euros (ex : 65 millions d'Euros pour le doublet situé à Rueil-Malmaison² ou encore 78 millions d'Euros pour le complexe de Bobigny³). Les acteurs s'engageant sur de fortes sommes d'argent qui devront être remboursées par la productivité des puits forés. Il faut donc que les risques financiers associés restent contraints par un risque géologique le plus faible possible.

² https://actu.fr/ile-de-france/rueil-malmaison_92063/rueil-malmaison-plus-de-la-moitie-des-habitations-bientot-chauffees-grace-aux-sous-sols-de-la-ville_39173807.html

³ <https://www.lesechos.fr/pme-regions/ile-de-france/geothermie-a-bobigny-et-drancy-le-sipperec-explore-les-profondeurs-1157141>

La réussite d'une nouvelle exploitation de géothermie pour un chauffage urbain est donc soumise au risque de trouver les qualités adéquates des roches du sous-sol pour une exploitation durable et permettant d'assurer la rentabilité du projet pendant sa durée de vie. Ces propriétés, tant qu'elles ne sont pas quantifiées ou prédites, laissent la place à de très importants risques quant à la prospection de nouveaux ouvrages dans les régions identifiées comme potentiellement intéressantes pour l'implantation de doublets ou triplets géothermiques. A terme, l'objectif est d'augmenter la production d'énergie géothermique dédiée au chauffage urbain par un facteur de 3.5, ce qui devrait créer un risque de surexploitation des aquifères déjà en cours d'exploitation. Il faudra pour cela déterminer de nouvelles zones pour implémenter de nouveaux doublets géothermiques afin de répondre aux besoins de chauffage urbain de la région (qui compte tout de même 1/6^{ème} de la population française totale). Les retours sur des forages récents en Île-de-France ont fait prendre conscience aux différents membres des conseils décisionnaires qu'il existe un ensemble de barrières techniques et scientifiques qui doivent être résolues afin de débloquent la possibilité de faire cohabiter en toute sécurité l'exploitation de ces réserves géothermiques sans créer de contentieux minier entre les exploitations (baisse de pressions, percée de bulle froide, puits sec, ...).

Le problème principal est le manque de connaissances géologiques sur les forages et installations futures, car les seules études disponibles utilisées pour guider les nouveaux ouvrages sont des études datant de plusieurs dizaines d'années et n'utilisant pas les dernières technologies de modélisation disponibles. En effet, il n'existe actuellement aucun modèle géologique précis rendant compte de l'hétérogénéité de propriétés pétrophysiques dans différents faciès sur de nombreuses couches. Pour cela, il faut en amont :

- quantifier au mieux les ressources disponibles et leur profondeur dans le sous-sol afin d'éviter des problèmes tels que la sous-exploitation du réservoir à la suite d'une pose du *casing* (coffrage) trop tardive et trop profonde (perte de niveaux producteurs),

- évaluer le risque d'une faible productivité associée à une faible épaisseur de réservoir (réservoir décimétrique plutôt que métrique),

- évaluer les risques de percée de bulle froide à l'échelle du doublet,

- évaluer les interférences possibles entre doublets suite à la densification du réseau de pompage dans la région

Actuellement, il y a un risque réel associé au fait que le forage géothermique n'atteigne pas des ressources suffisantes pour être considéré rentable ou viable sur la durée initialement prévue de son exploitation, n'ayant pas une transmissivité suffisante ou une température trop basse. La difficulté à estimer le risque géologique constitue la problématique majeure de cette thèse.

Il existe trois principales classes de géothermie dans le monde (Dickson and Fanelli, 2003) :

- La géothermie de très basse énergie utilisant des pompes à chaleur exploitée par des particuliers à l'échelle privée/locale, ou utilisant la chaleur pour le chauffage de piscines (exemple de la piscine d'Orsay utilisant la chaleur de la nappe de l'Albien, environ 30°C), et de serres (Figure I-6).

- La géothermie de basse énergie utilisant des doublets géothermiques et produisant de la chaleur pour des structures de la taille de quartiers, comprenant un puits producteur et un puits injecteur (Figure I-6, Figure I-7). C'est à cette échelle que nous allons principalement nous intéresser dans ce manuscrit.

- La géothermie profonde et/ou de haute énergie, à très haute enthalpie utilisée pour produire de la chaleur et/ou de l'électricité comme par exemple à Soultz-Sous-Forêts (France) (Gerard and Kappelmeyer, 1987; Surma and Geraud, 2003) ou à Los Azufres (Mexique), (Nieva et al., 1986). Elle est de deux types, (1) soit à proximité d'un complexe volcanique comme en Guadeloupe sur le site de Bouillante ou (2) à grande profondeur,

dans des réservoirs fracturés, où la perméabilité est augmentée par de la « stimulation hydraulique », technique visant à injecter de l'eau douce sous pression pour ouvrir les fractures préexistantes. D'autres méthodes de stimulation moins répandues existent également (acidification, ...). Ce dernier type d'exploitation est appelé système géothermique stimulés (ou *Enhanced Geothermal System* – EGS) développé dans le fossé rhénan.

-

Désormais, en France, on distingue deux géothermies⁴: - la géothermie de surface (moins de 200 m de profondeur),-et la géothermie profonde (plus de 500 m – 2000 m de profondeur). Ces définitions de deux géothermies proviennent d'une limite imposée par le code minier, qui stipule que une fois passé 200 m de profondeur, et simplifie l'implantation d'ouvrages de faible profondeur.

En Ile-de-France, deux des trois grands types de géothermie présentés précédemment, utilisent différentes technologies d'exploitation et sont actuellement en service (Figure I-6) : (1) la géothermie de très basse énergie exploitant la ressource superficielle du sous-sol (<200 m de profondeur) et (2) la géothermie de basse énergie exploitant l'eau géothermale entre 500 m et 2500 m de profondeur (Le Nir et al., 2008; Analy et al., 2012). Un 3ème type, non exploité actuellement en Ile-de-France, est la géothermie de moyenne énergie ou géothermie profonde (>2500 m) exploite l'eau géothermale de plus de 100°C pour la convertir en électricité (Figure I-6).

⁴ <http://www.afpg.asso.fr/wp-content/uploads/2022/07/etude-filie%CC%80re-v12-corrige%CC%81e.pdf>

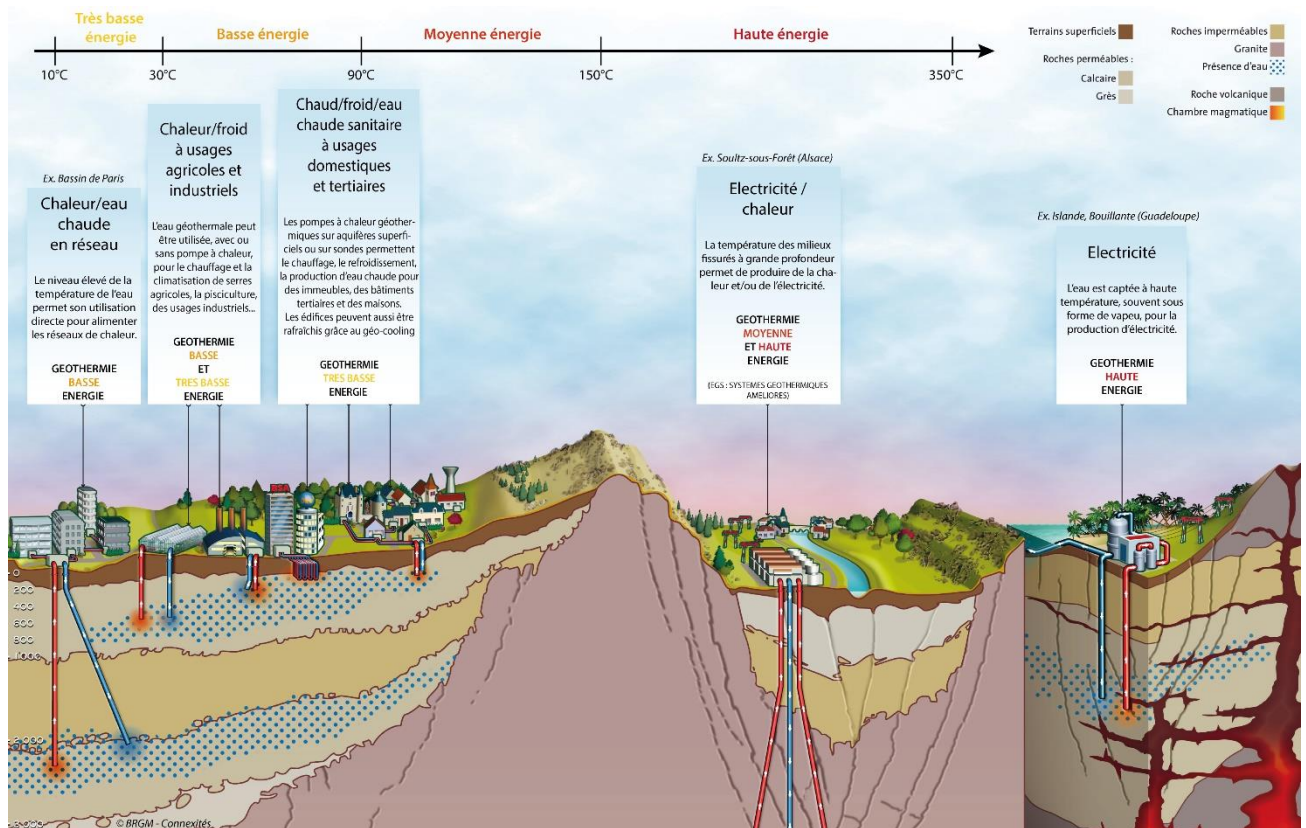


Figure I-6 – Schéma illustrant la diversité de l'utilisation de la géothermie en fonction de la profondeur : (1) de très basse énergie à moins de 1 km de profondeur, moins de 40°C (2) de basse énergie, moins de 2 km, 80°C et (3) de haute énergie, 200°C-250°C, et comprend la géothermie profonde dans des systèmes géothermiques stimulés (Enhanced Geothermal System – EGS) ou dans des complexes volcanique ou proche du manteau. Les nouvelles appellations de géothermie de surface et géothermie profonde sont légendées sur les ouvrages dans un bassin sédimentaire. Source : modifié du BRGM, AFPG⁵.

Le fonctionnement d'un doublet géothermique consiste à récupérer l'énergie stockés dans les roches de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres sous la surface (Figure I-6). Un doublet géothermique se compose d'un puits producteur, un puits injecteur et une centrale géothermique (Figure I-7, Figure I-8). Le puits producteur (en rouge, Figure I-7, Figure I-8) extrait des eaux chaudes des roches du sous-sol à des températures variées (aux alentours de 80°C pour le chauffage urbain Dickson et Fanelli, (2003)) et les achemine jusqu'à la centrale géothermique. Elle sert d'échangeur thermique entre les eaux chaudes produites par le puits producteur et les eaux plus froides qui reviennent du système de chaleur urbain. Les échangeurs thermiques sont composés de successions de plaques de titane agencées de façon à créer des chambres dans lesquelles circulent les eaux

⁵ <http://www.afpg.asso.fr/wp-content/uploads/2022/07/etude-filie%CC%80re-v12-corrige%CC%81e.pdf>

chaudes du puits, afin d'obtenir une grande surface d'échange entre ces chambres et le système extérieur. Ces chambres baignent dans les eaux froides revenant du système de chauffage urbain (le système extérieur), ce qui permet d'extraire l'énergie de l'eau chaude produite par le puits. Une fois l'énergie extraite de l'eau provenant du puits, elle se refroidit (de 20 à 50°C plus froide) et est réinjectée dans la formation productrice à l'aide d'une pompe dans un puits de réinjection (en bleu, Figure I-7).

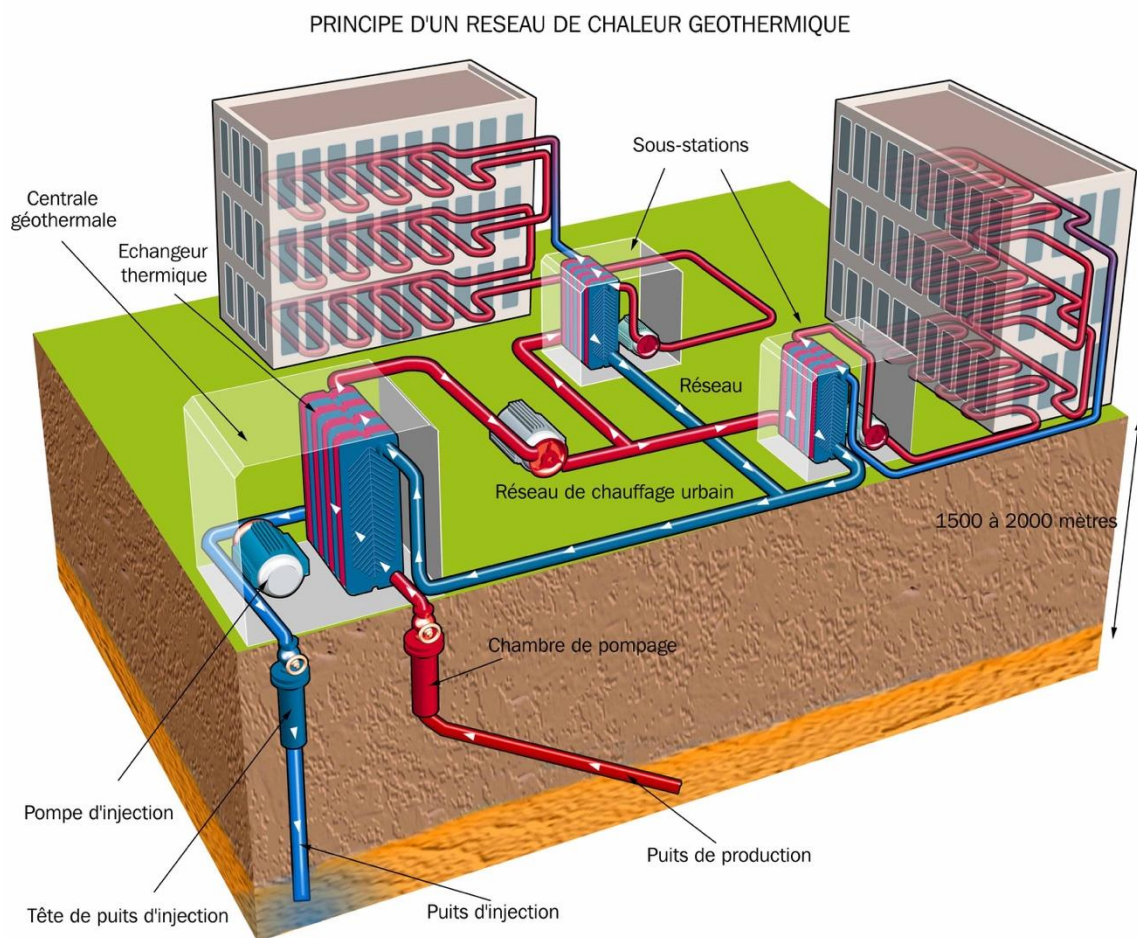


Figure I-7 – Schéma d'une installation-type de géothermie associée à un réseau de chaleur Source BRGM⁶.

Pour éviter toute interférence au cours de la durée de vie du doublet (20 à 30 ans), les entrées et sorties dans la nappe doivent être écartées l'une de l'autre entre 900 et 1400m (Figure I-8). Cependant pour des raisons de coût et d'agencement (un grand nombre de puits géothermiques sont faits au

⁶ https://www.sybarval.fr/wp-content/uploads/2020/10/Rapport_final_g%C3%A9othermie_BRGM.pdf

cœur même de zones très urbanisées), la tête des deux puits se situe souvent au même endroit. Afin d'éviter toute interaction thermique du puits de réinjection sur le puits producteur, ils sont déviés au cours du forage jusqu'à atteindre des distances de l'ordre du kilomètre à plusieurs kilomètres entre les points finaux des deux puits (Figure I-8).

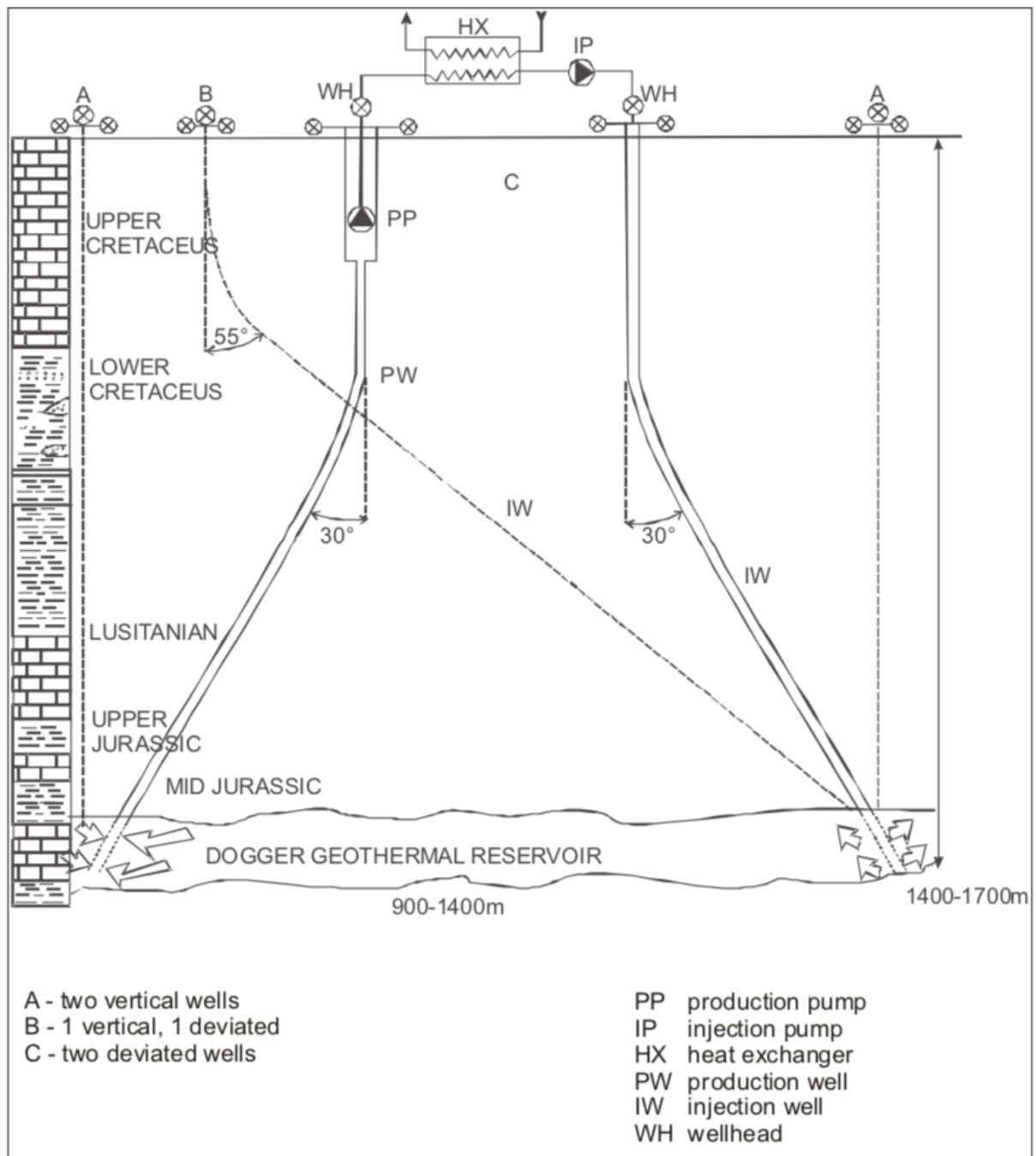


Figure I-8 – Schéma d'un doublet géothermique classique (Ungemach and Antics, 2006).

Un nouveau design à puits horizontaux a commencé à émerger dans des travaux plus récents (Cavalleri et al., 2020). Ces puits visent à exploiter plus efficacement des niveaux producteurs identifiés dans les formations géologiques. L'objectif est donc d'améliorer la productivité du puits comparé à un schéma de doublet géothermique classique (Figure I-8).

Les doublets géothermiques classiques permettent de produire en moyenne 40 GWh géothermiques (Gigawattheure géothermique) par an (de 12 à 72 GWh) couvrant en général les besoins de chauffage de 5000 équivalent-logements (230 à 12000), (ADEME and BRGM, 2008). Ces doublets/triplets géothermiques permettent de produire 60 à 95% de l'énergie produite par la centrale, la différence étant produite par d'autres sources. Ce ratio est appelé « taux de couverture géothermique » (ADEME and BRGM, 2008). La production totale d'énergie annuelle des doublets en France représente 1.7 TWh. Une partie de ces données peuvent être consultées sur <https://www.geothermies.fr>.

54 unités géothermiques, composées de puits simples, doublets ou triplets, fonctionnent actuellement en Île-de-France (Tableau I-2) et permettent de produire le chauffage nécessaire à 6-7% de la population de la région (Lund and Toth, 2021).

Dans le monde, la production d'énergie géothermique est estimée à 107 727 MW_t (MegaWatts thermal), avec une utilisation annuelle sous forme de chaleur de 1 020 887 TJ (283 580 GWh) et croit à une vitesse comprise entre 8 et 11.5% par an d'après Lund and Toth, (2021) (Tableau I-1). La géothermie a de très nombreuses méthodes d'exploitation, dont les principales sont pompes à chaleur, les sources et bains géothermaux, et le chauffage. Ces trois utilisations principales représentent plus de 95% de l'énergie produite par la géothermie dans le monde.

Table 1

Summary of direct-use data worldwide by region and continent, 2019.

Region/Continent (#countries/regions)	MWt	TJ/year	GWh/year	Capacity Factor
Africa (11)	198	3730	1036	0.597
Americas (17)	23,330	180,414	50,115	0.245
Central America and Caribbean (5)	9	195	54	0.687
North America (4)	22,700	171,510	47,642	0.24
South America (8)	621	8709	2419	0.445
Asia (18)	49,079	545,019	151,394	0.352
Commonwealth of Independent States (5)	2121	15,907	4419	0.238
Europe (34)	32,386	264,843	73,568	0.259
Central and Eastern Europe (17)	3439	28,098	7805	0.259
Western and Northern Europe (17)	28,947	236,745	65,762	0.259
Oceania (3)	613	10,974	3048	0.568
Total (88)	107,727	1,020,887	283,580	0.300

Tableau I-1 – Tableau résumant les productions d'énergie géothermique en fonction des différentes parties du monde. Issu de Lund et Toth (2021).

Dans le monde, la géothermie permet de faire des économies d'énergie en produisant l'énergie localement, avec un minimum de pertes et réduisant le besoin d'autres énergies afin de chauffer des logements. C'est donc une énergie renouvelable et peu carbonée, disponible localement en quantité. La réinjection de l'eau froide dans la couche productrice permet de ne pas détruire la dynamique de la nappe à grande échelle (conservation de la pression globale, de la direction de flux globale, ...). Ces arguments ont déjà convaincu de nombreuses villes dans le monde, et le rythme semble s'accélérer fortement pour des années à venir (Brommer, 2021) (Figure I-9). La puissance de la production d'énergie géothermique a augmenté au cours de ces 25 dernières années, passant de 8 600 MW_t à 105 000 MW_t (Figure I-9).

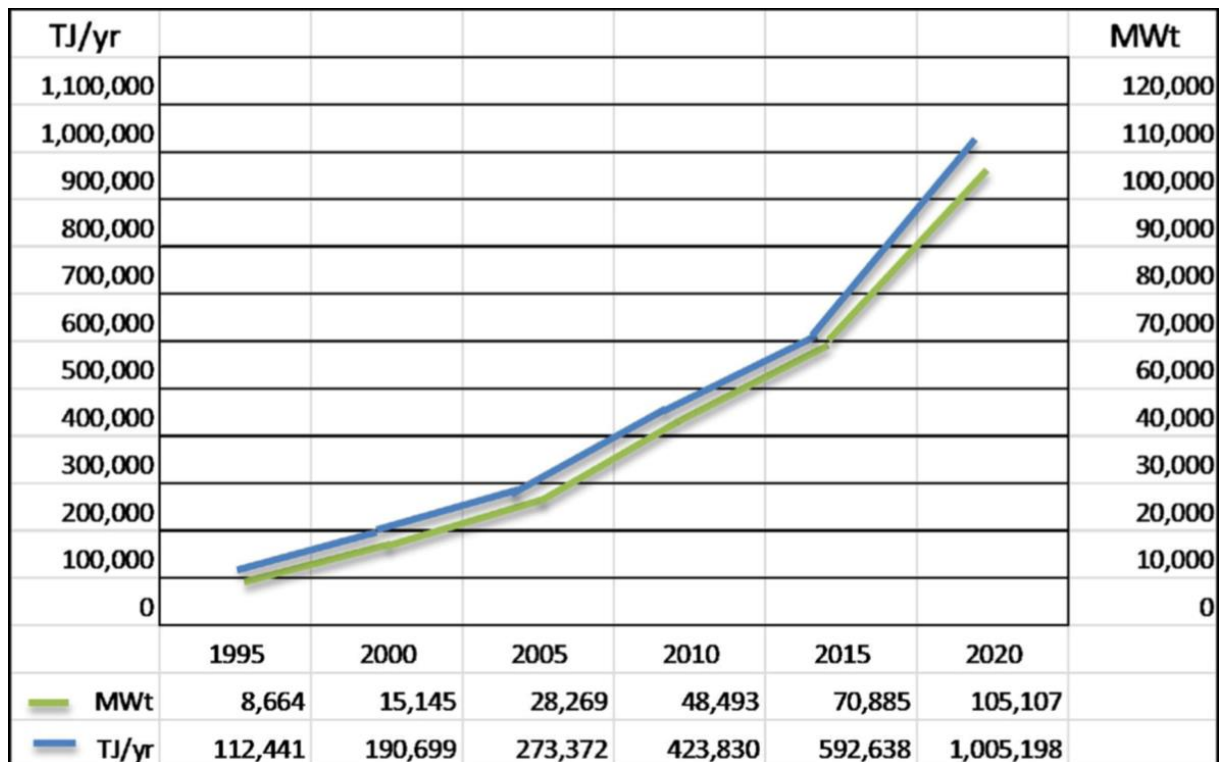


Figure I-9 – Graphique représentant la production d'énergie géothermique dans le monde au cours des dernières décennies (Lund et Toth, 2021).

En France, la géothermie est principalement utilisée pour un usage direct de chaleur, surtout pour le chauffage urbain en réseau de chaleur (Lund and Toth, 2021) (Figure I-10). Cependant ce n'est pas le cas de tous les forages réalisés. Certains puits sont en effet utilisés dans l'industrie, ou par exemple pour produire de l'électricité. L'exemple des puits de Soultz-sous-Forêt peut être cité comme site test de centrale d'énergie électrique issue de la géothermie (Koelbel et Genter, 2017). Ce projet géothermique repose sur la chaleur développée dans la zone du graben du Rhin (fossé rhénan, Figure I-10) en faisant circuler de l'eau dans les réseaux de failles du socle, avant de la récupérer, chauffée par les roches. L'énergie récupérée est ensuite transformée en électricité, produisant 12GWh par an⁷ avec un objectif de 24 GWh en 2023 (Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019).

⁷ <https://www.ecologie.gouv.fr/geothermie>

Usage direct de la chaleur (état 2018)

- Opérations géothermiques pour la production de chaleur (en fonctionnement)

Ressources potentielles ou prouvées

- supérieure à 70°C
- supérieure à 100°C
- Réservoirs continus, ressources potentielles
- Emprise des bassins géologiques

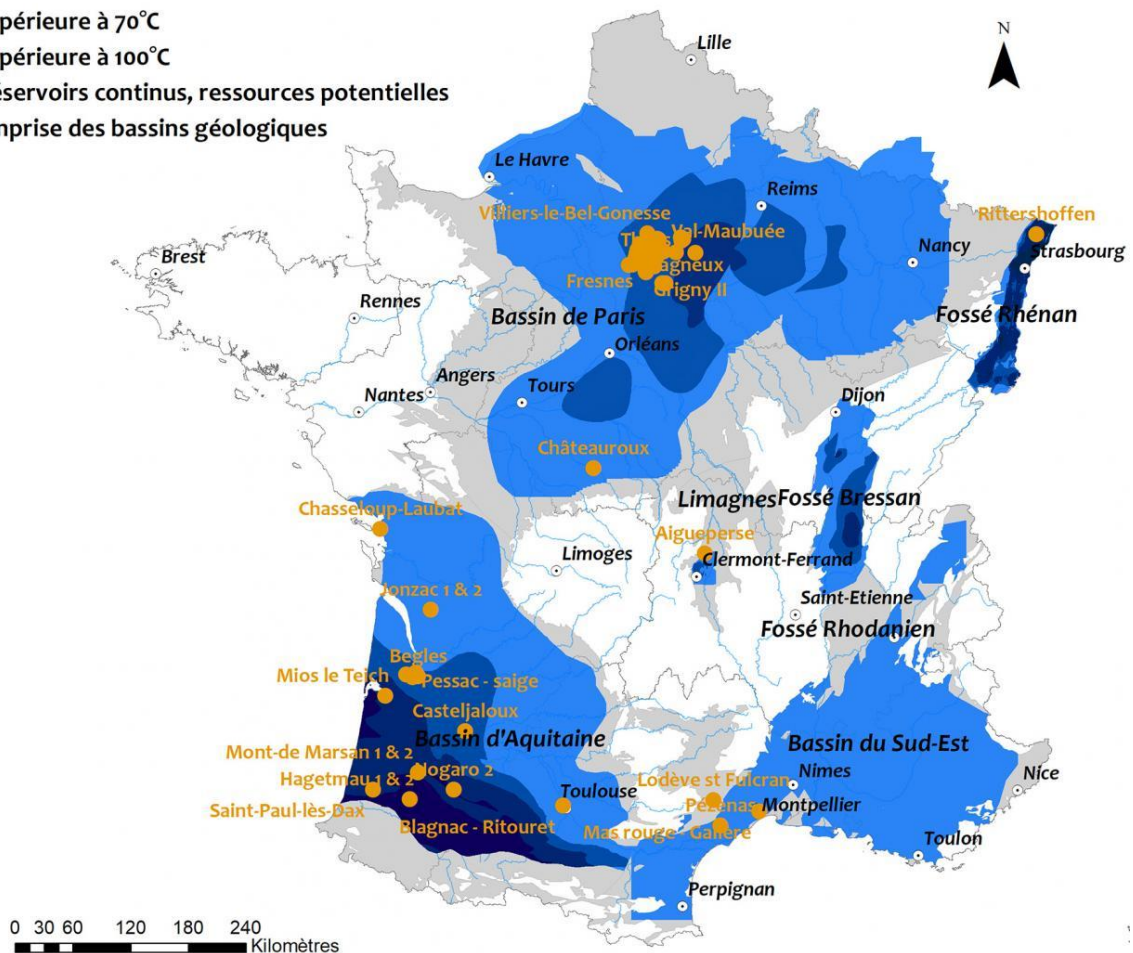


Figure I-10 – Usage direct de la chaleur en France, BRGM⁸. Une autre carte plus récente comprenant les installations de surface est également disponible⁹.

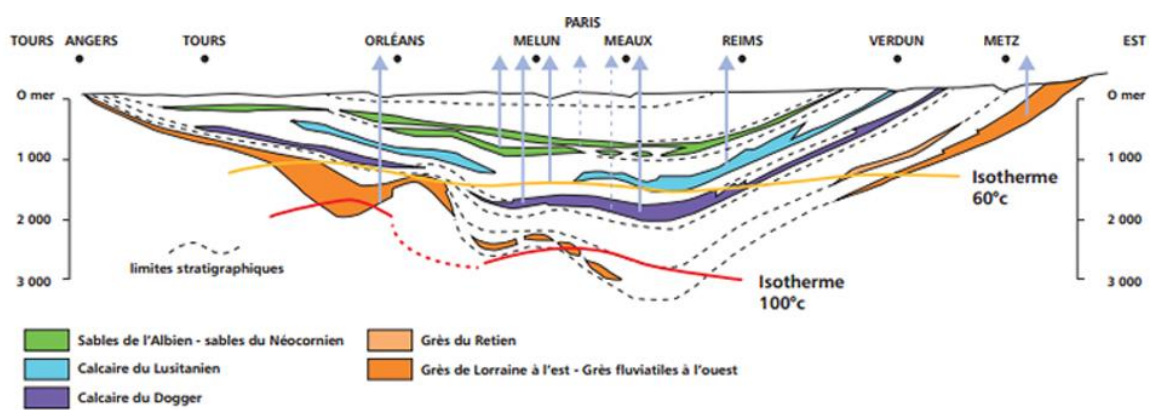
Les installations géothermiques ayant pour objectif l'utilisation directe de la chaleur et en fonctionnement sont principalement situées dans les grands bassins sédimentaires, à l'exception notable du fossé rhénan et du Massif central (Figure I-10).

⁸ <https://www.brgm.fr/fr/reference-projet-acheve/bilan-filiere-geothermie-profonde-production-chaleur-periode-2007-2018>

⁹ <http://www.afpg.asso.fr/wp-content/uploads/2022/07/etude-filie%CC%80re-v12-corrige%CC%81e.pdf>

Au sud de la France, on retrouve quelques ouvrages géothermiques au sud du Bassin du Sud-Est. C'est dans le Bassin Aquitain qu'on retrouve le plus de puits géothermiques en fonctionnement de la région. Ces installations se retrouvent généralement proche des grandes agglomérations comme Bordeaux, Toulouse, Montpellier ou Mont-de-Marsan (Figure I-10). La plus grande concentration d'ouvrages géothermiques se situe dans la partie nord de la France, dans les dépôts du Bassin de Paris. Ces ouvrages exploitent principalement les formations du crétacé et du jurassique, et se concentrent en Île-de-France, là où se trouve la plus grande concentration de logements (Figure I-10).

Cependant, l'étendue des bassins sédimentaires présentant des ressources potentielles ou prouvées reste bien supérieure à l'emprise des installations actuelles (Figure I-10, Figure II-3). Cela laisse potentiellement une vaste portion de ressources encore disponibles dans le sous-sol.



Coupe du bassin parisien © ADEME-BRGM

Figure I-11 – Coupe du Bassin de Paris représentant les différents aquifères et des isothermes 60 et 100°C (Source : ADEME – BRGM).

La région Île-de-France est caractérisée par un potentiel géothermique exceptionnel pour la géothermie profonde au sein de deux principaux aquifères (1) les carbonates du Jurassique moyen enfouis entre 1.5 et 2 km (présentant une température de 55 à 80°C), et (2) les roches silicoclastiques du Crétacé inférieur entre 500m et 800m de profondeur (produisant des eaux comprises entre 30 et 38 °C) (Lopez et al., 2010, Bel et al., 2012). En Île-de-France, 183 puits ont été forés depuis 1931 et le puits d'Orsay, dont la chaleur est utilisée actuellement par la chaufferie de la piscine municipale. Ces forages utilisent ou ont utilisé la géothermie de basse énergie pour un usage direct de chaleur (la

chaleur / calories de l'eau géothermique est utilisée et alimente en général un réseau de chaleur ou de manière exceptionnel alimente de plus petites unités comme une piscine). La géothermie est utilisée par puits uniques (7 au total), par doublets (76 doublets) ou triplets (9 triplets, Tableau I-2). Certains doublets anciens ont été remplacés par de nouveaux afin de prolonger la durée de vie des réseaux de chaleur en surface (exemple récent à Cachan). En 2022, 54 installations géothermiques (2 puits simples, 44 doublets et 9 triplets) sont actives en Ile-de-France dans les deux réservoirs principalement exploités du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur (Figure I-11, Figure II-3). Les derniers en date construits sont les doublets de Rueil-Malmaison et Vélizy, devant être mis en route en 2022. Cette exploitation dense de la géothermie fait de la région de l'Île-de-France la région avec la plus grande production de chauffage urbain utilisant la géothermie de basse et moyenne enthalpie (Lund and Toth, 2021). Un réseau de chaleur alimenté par une boucle géothermique au Dogger chauffe entre 4 000 et 6 000 habitations et produit environ 40 GWh par an (Tableau I-1), chauffant ainsi 6-7% de la population de la région (12 millions d'habitants).

Cela fait de la région Île-de-France la région avec le plus de doublets géothermiques au niveau mondial (Lund and Toth, 2021). Cependant, la densité de puits dans la région pose de nouveaux problèmes quant à l'interaction des doublets entre eux.

Nom Puits (nombre de puits)	OUVRAGES ET OPERATIONS				COORDONNEES SURFACE (TETES DE PUITS)		RESERVOIRS				SOCIETAL/ENERGIES (site Géothermie)		
	Date d' exécution des forages*	Etat**	Fin*** (nombre de puits arrêtés)	Niveau exploité	Latitude	Longitude	Trans Moy Kh sur les puits (Dm)	Perméabilité Moy k (D)	Porosité moy (%)	Température	Logements	Energie géothermique annuelle produite (MWh)	Cogénération
ACHERES (2)	1982	1989	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°58'12.6728" N	2°4'18.7370" E	32,7			58	Abs	Abs	Abs
ALFORTVILLE (2)	1986		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'38.8754" N	2°25'39.5713" E	44,05		16,75	75,2	5168	37808	Non
ARCUEIL-GENTILLY (2)	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°48'30.924" N	2°20'23.776" E	37,5	3,9		62	8000	51960.0	Non
AUBERVILLIERS (2)	2009		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'2.9513" N	2°22'48.9691" E	21	1,44	14,3	56,9	4162	4408	Oui
AULNAY-SOUS-BOIS-RDV (4)	1981 - 1983	1994	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'12.8336" N	2°30'0.6750" E	52,5	1,52	18,9	71	Abs	Abs	Abs
BAGNEUX (2)	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'27.4121" N	2°18'1.4044" E	8,1	0,92	13	64,6	2250	28216	Non
BAILLY-ROMAINVILLIERS (2)	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'46.8257" N	2°49'14.6381" E	79		16,3	79,25	Abs	49073	Non
BOBIGNY (4)	2020		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'14.2747" N	2°27'17.6720" E	53		15,5	63	Abs	Abs	Abs
BONDY (2)	1993	1989	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'0.8483" N	2°29'22.6734" E	57,3		16,3	65,2	Abs	Abs	Abs
BONNEUIL-SUR-MARNE (4)	1983 - 2014	Actif - 2013 (2)	Actif (2) à l'arrêt (2)	JURASSIQUE MOYEN	48°46'4.8706" N	2°29'2.3420" E	85,5		20	79,25	4530	25527	Non
CACHAN (6)	1983 - 2018	Actif - 2019 (4)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'19.7495" N	2°19'48.0083" E	21,94	1,66	15,15	69,15	41292	8739	Non
CERGY-PONTOISE (2) (arrêté dans le TRIAS)	1980	1991	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	49°2'45.6752" N	2°2'29.4691" E	16,75		20,1	56,2	Abs	Abs	Abs
CHAMPIGNY (3)	1985		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'59.8697" N	2°33'47.2489" E	53		16,7	76,3	6238	53958	Oui
CHAMPS-SUR-MARNE (2)	13/07/1905		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°50'13.0060" N	2°35'24.2182" E							
CHATENAY-MALABRY (2)	1984	1997	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°46'1.8624" N	2°15'23.0346" E	8,4		16	67,3	Abs	Abs	Abs
CHELLES (4)	1986 - 2013	Actif - 2010 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'7.0529" N	2°35'46.8085" E	42,3		17,3	66	6433	20959	Oui
CHEVILLY-LARUE (2)	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'12.8604" N	2°21'58.8456" E	17,75	1,35	12,5	73,6	28300	129697	Oui
CLICHY-BATIGNOLLES (2)	2014		Actif	CRETACE INF	48°53'30.1434" N	2°18'39.0452" E				27,3	6234	17665	Non
CLICHY-SOUS-BOIS (2)	1982	2015	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°54'46.4134" N	2°32'43.7575" E	30,68		13,2	70,8	Abs	Abs	Abs
COULOMMIERS (4)	1980 - 2011	Actif - 2012 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'24.9463" N	3°5'54.9485" E	52,2		14,3	80,7	3818	37501	Non
CRETEIL MONT MESLY (2)	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'16.5648" N	2°27'52.8080" E	31,5		14,9	78,4	19693	59928	Oui

DAMMARIE-LES-LYS (2)	2017		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°31'18.0 638" N	2°38'11. 2733" E	50			72,8	3500	35111	Oui
EPINAY-SOUS-SENART (2)	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°41'45.0 596" N	2°30'54. 5699" E	52,1			75,2	5850	35952	Non
EVRY (2)	1981	1998	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°37'44.2 866" N	2°24'49. 8676" E	12,1	8,25	14	71,3	Abs	Abs	Abs
FONTAINEBLEAU (2)	1982	1991	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°24'15.7 939" N	2°41'47. 1509" E	4,2		12,8	73,7	Abs	Abs	Abs
FRENES (3)	1986 - 2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°45'21.866 0" N	2°19'52.33 51" E	14,3	1,96	16,8	73,6	9602	51017	Oui
GARGES-LES-GONESSE (2)	1984	1987	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°58'38.4 359" N	2°24'19. 7482" E	67,7		17,5	66,6	Abs	Abs	Abs
GRIGNY (3)	2016 - 2017	Actif (2) - 2016 (1)	Actif (2) à l'arrêt (1)	JURASSIQUE MOYEN	48°39'6.1024 " N	2°23'45.80 02" E	11,8	0,94	15	72,4	11107	66676	Non
ISSY LES MOULINEAUX (2)	2012		Actif	CRETACE	48°49'00.8' ' N	2°16'04. 0" E					627 logements et 40 000 m2 de bureaux	10981	Oui
IVRY-SUR-SEINE (4)	1983 - 2015	Actif - 1994 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'2.50 97" N	2°24'13. 6739" E	39		18,85	65,3	1500	35660	Non
LA CELLE ST CLOUD (2)	1982	1989	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°50'45.9 377" N	2°6'54.6 023" E	14,4		12,7	61,3	Abs	Abs	Abs
LA COURNEUVE NORD (4)	1982 - 2017	Actif - 2012 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°55'51.3 343" N	2°24'8.9 928" E	30,1		18,4	57,8	3559	35804	Oui
LA COURNEUVE SUD (2)	1980		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°55'39.6 610" N	2°23'1.8 586" E	24		14,6	58	3559	5660	Oui
LA PORTE ST CLOUD (2)	1982	1989	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°50'16.1 819" N	2°15'56. 4631" E	36,8		15,8	61,7	Abs	Abs	Abs
LA VILLETTE (2)	1983		Non exploité	JURASSIQUE MOYEN	48°53'44.4 728" N	2°23'33. 0414" E	21		15,1	57,1	Abs	Abs	Abs
LE BLANC-MESNIL (4)	1983 - 2016	Actif - 2011 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'2.16 86" N	2°27'18. 6008" E	71,75		18	66,7	4000	23445	Oui
LE-MEE-SUR-SEINE (4)	1977 - 2013	Actif - 2010 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°32'27.9 103" N	2°37'58. 9408" E	41,7		13,85	71,7	6827	53054	Oui
LE PLESSIS-ROBINSON (2)	2012		Actif	CRETACE	48°46'40.2 »N	2°15'08. 3 »E					4000	8172	Abs
L'HAY LES ROSES (2)	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'20.2 548" N	2°20'38. 6722" E	17,8	2,16	15	73,7	28300	129697	Oui
MAISONS ALFORT (4)	1984 - 1985		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'14.3 336" N	2°26'0.5 172" E	36,3	2,15	17	71,8	12430	68323	Oui
MEAUX BEAUVAL 1 (3)	1982 - 2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'6.7374 " N	2°55'33.78 32" E	76,5		14,8	78,2	4931	37931	Oui
MEAUX BEAUVAL 2 (3)	1982 - 2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'52.123 9" N	2°55'12.86 62" E	78		17,4	77,8	4931	26212	Oui
MEAUX COLLINET (2)	1981		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'27.6 004" N	2°54'3.0 089" E	73,9		18,3	78,5	1096	12157	Oui
MEAUX L'HOPITAL (3)	1982 - 2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°58'4.8695 " N	2°53'33.43 13" E	51		19	76,2	4030	21571	Oui
MELUN L'ALMONT (4)	1969 - 1989	Actif (2) - Arrêt (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°32'30.5 257" N	2°40'48. 2027" E	59,8			72	8948	44728	Oui
MONTGERON (2)	1980		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°41'53.6 395" N	2°26'35. 8894" E	29		16,9	71,3	1870	11761	Non
NEUILLY SUR MARNE (2)	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'5.70 43" N	2°32'39. 7475" E	25			64	5438	43259	Non

ORLY (2)	1981	2011	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°45'0.18 61" N	2°25'6.9 431" E	47,5		12,7	76,5	Abs	Abs	Abs
ORLY 2 LE NOUVELET (4)	1985 - 2007	Actif - 2005 (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°44'29.7 438" N	2°24'23. 2146" E	18		13,65	73,3	10278	65530	Non
ORLY ADP (2)	2010		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°44'0.51 11" N	2°22'4.8 706" E	15,7		11,65	75	6631	15693	Non
RIS-ORANGIS (3)	1982 - 2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°38'35.951 3" N	2°24'3.538 1" E	17,5	1,27	15,03	72,1	596	23655	Oui
ROSNY-SOUS-BOIS (2)	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'53.7 002" N	2°28'23. 1776" E	20,35		16,35	60,4	6256	51081	Non
REUIL-MALMAISON (2)	2021		EN PROJET	JURASSIQUE MOYEN	Abs	Abs					Abs	Abs	Abs
SEVRAN AULNAY (2)	1982	1989	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'49.8 986" N	2°30'50. 1858" E	23,9		13,6	69,9	Abs	Abs	Abs
SUCY-EN-BRIE (3)	1984 - 2008		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'18.582 2" N	2°31'17.59 08" E	111,4		15	76	3000	27033	Non
THIAIS (2)	1985		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°45'27.2 750" N	2°23'33. 2214" E	49,8		16,1	77	4000	34699	Non
TREMBLAY-EN-FRANCE (2)	2015	2016	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'49.8 498" N	2°34'33. 4884" E	58,7		18,7	74,7	4369	39069	Non
TREMBLAY-LES-GONESSE (2)	1984	2016	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°56'49.7 756" N	2°34'32. 3674" E	51,8		14,8	74	Abs	Abs	Abs
VAL-MAUBUEE (2)	2011		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°50'20.6 567" N	2°38'50. 4046" E	37,7		15,8	72,8	6462	48246	Non
VAUX LE PENIL (2)	1983	1998	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°31'56.6 281" N	2°41'31. 0106" E	55			71,9	Abs	Abs	Abs
VELIZY (2)				JURASSIQUE MOYEN	Abs	Abs					Abs	Abs	Abs
VIGNEUX-SUR-SEINE (4)	1984 - 2018	Actif (2) - Arrêt (2)	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°42'35.0 492" N	2°24'38. 3306" E	22,6		14,1	73,2	3535	31141	Non
VILLEJUIF (2)	2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'45.0 211" N	2°21'22. 1504" E	15,2	1,87 5	11,3	68,4	28300	129697	Oui

Tableau I-2 – Registre simplifié des puits géothermiques en Île-de-France, compilation effectuée à partir du site <https://www.geothermies.fr/>. Inj = Injecteur, Prod = Producteur. Ce tableau est approfondi dans l'annexe I p.335. * deux dates : la 1^{ère} correspond au 1^{er} doublets et la 2^{ème} à la date d'exécution d'un 2^{ème} doublet. ** Indique l'état des ouvrages (actif ou à l'arrêt). Lorsque l'unité de production est composée de multiples doublets, et que certains sont à l'arrêt, le nombre de puits à l'arrêt est indiqué entre parenthèses (X). *** Indique l'année d'arrêt d'un doublet. Dans le cas d'unités de production composées de multiples doublets, le nombre de puits à l'arrêt est indiqué entre parenthèses (X).

A la fin des années 1980, un travail préparatoire sur la question de la géothermie a été mené par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et a produit des cartes de faciès, de porosité et transmissivité estimées du réservoir carbonaté du Jurassique moyen en utilisant les données issues de 110 puits forés entre 1976 et 1986 (Rojas et al., 1989). Ces cartes sont utilisées depuis les années 1990 afin de prévoir l'implantation de nouveaux doublets dans la région, bien qu'elles proviennent d'une base de données ancienne. Bien que depuis le début de l'exploration dans les années 1950, plus de 600 puits aient été forés pour la recherche pétrolière et environ 160 puits pour l'exploitation géothermique, il n'y a actuellement aucun modèle 3D précis des carbonates du Jurassique moyen compilant toutes les données de puits (Lopez et al., 2010).

Pour permettre une meilleure implantation de la géothermie en Île-de-France, et avancer dans la transition énergétique nécessaire dans la région (Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019), une meilleure évaluation des risques liés à un forage géothermique dans la zone est nécessaire, afin de pouvoir quantifier la ressource à l'échelle régionale et non uniquement à l'échelle du doublet. Une meilleure connaissance des réservoirs géothermiques permettrait de simuler et donc prévoir des potentielles percées thermiques entre les doublets. Actuellement, ces simulations sont très basiques, se concentrant sur une à plusieurs couches réservoir (2 à 7) présentant des porosités et perméabilités constantes et séparées par des niveaux imperméables (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010; Le Brun et al., 2011; Ungemach et al., 2019) (Figure I-12). L'intérêt de modèles géologiques locaux serait de dérisquer plus avant les futures implantations de doublets géothermiques et permettre une meilleure exploitation du réservoir à petite échelle.

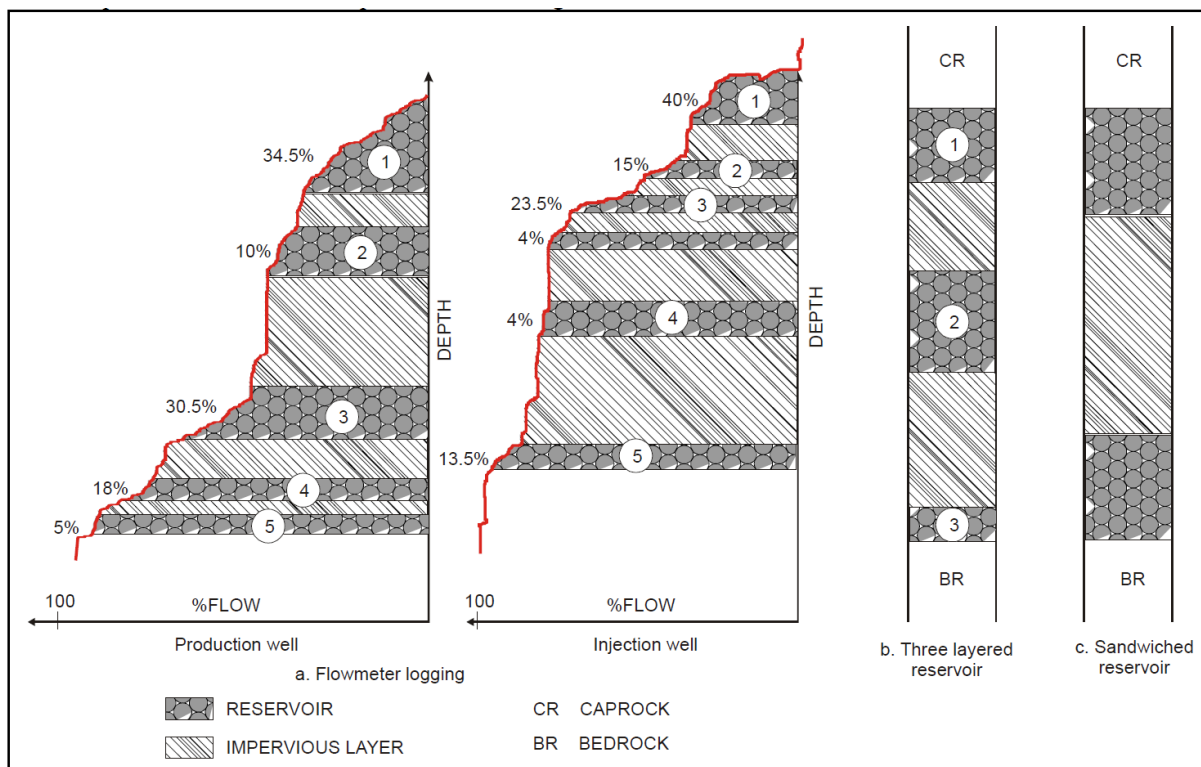


Figure I-12 – Modélisations actuelles de niveaux de roches considérés homogènes (Antics et al., 2005).

Afin de mieux contraindre les réservoirs en sub-surface, seulement caractérisable en forage ou à travers des campagnes sismiques, une technique est de les comparer à des analogues à l’affleurement (Petrovic et al., 2018; Marques et al., 2020). Cette comparaison est couramment utilisée dans le domaine de la caractérisation des réservoirs pétroliers (Cabello et al., 2018).

L’étude d’affleurements permet donc une meilleure compréhension du système de dépôt à sa surface. L’intérêt est de pouvoir reconstruire plus efficacement la géométrie / architecture sédimentaire d’un réservoir enfoui, sans pouvoir l’observer directement, en reconnaissant des facies ou structures sédimentaires dans les carottes ou des lames minces, et en faisant une analogie avec un affleurement qualifié d’« analogue » au réservoir afin de reconstruire en 3D la complexité d’un réservoir (Figure I-13).

Avec l’essor de la photogrammétrie facilement déployable à partir de drone, il devient possible assez facilement de créer des photographie 3D d’objet naturel (Chesley et al., 2017; Peacock et Corke, 2020;

Harrald et al., 2021; Howell et al., 2021). Il est toutefois nécessaire d'utiliser des logiciels d'interprétation géologique en 3D ou de réalité virtuelle comme Virtual Reality Geoscience studio (VRGS) (Hodgetts et al., 2007). Il est cependant nécessaire de réussir le changement d'échelle de propriétés observées en lames minces (espace poreux) ou mesurées en laboratoire (porosité et perméabilité) entre l'affleurement analogue et un réservoir volumétrique 3D sous Petrel®.

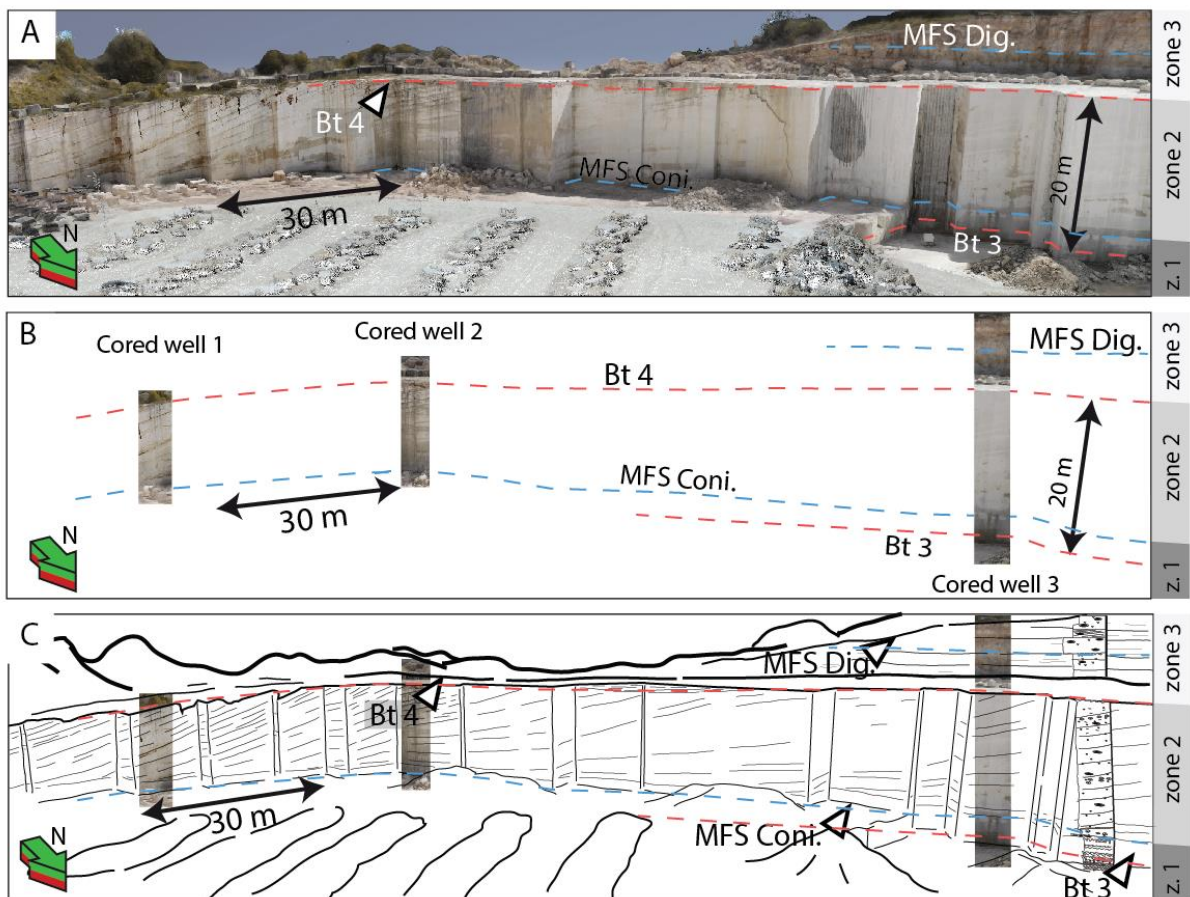


Figure I-13 – A – Observation d'un affleurement dans la carrière de Massangis. B – Puits hypothétiques observés dans le cadre d'un réservoir subsurface. C – Reconstitution des surfaces suivant l'exemple de la falaise de Massangis.

Les bases de la reproduction 3D d'affleurements s'appuyant sur des observations est apparue à la fin des années 1990 avec des objets au premier abord simplifiés (Aigner et al., 1996). Cependant, des modèles à la résolution et à la fiabilité du géoréférencement des mesures plus précises permis par les avancées techniques permirent de prendre en compte des observations à plus fine échelle

(Borgomano et al., 2001). L'apparition des techniques de LIDAR permet la création de modèles numériques de terrain (Figure I-14) (Amour et al., 2012, 2013; Rubi et al., 2018; Brandano et al., 2020; Corlett et al., 2021; Gianolla et al., 2021; Tomassetti et al., 2022). Ces méthodes sont principalement utilisées dans des dépôts silicoclastiques dans un premier temps (Cabello et al., 2018), et peu d'exemples existent décrivant des dépôts carbonatés (Madjid et al., 2018; Marques et al., 2020).

Le modèle numérique de terrain (ou MNT) apparaît au cours des années 2010 et permet de mieux comprendre et d'observer un affleurement, même après la fin d'une campagne de terrain. Ces méthodes se sont révélées très utiles car elles permettent de répondre en partie à la difficulté de corréler certains corps parfois discontinus ou sur de grandes distances dans des modèles présentant des propriétés pétrophysiques (Figure I-13). Le modèle est créé à partir de points géoréférencés dans l'espace. Ces points sont soit directement acquis (technique de LiDAR, Figure I-14), ou recalculés dans un logiciel dédié à la photogrammétrie à partir de photographies aériennes acquises par une aile volante ou un drone (Figure I-12). Les modèles peuvent ensuite être exploités afin de mesurer des tailles de corps sédimentaires, d'observer des pendages ou relever des surfaces permettant, par exemple, de contraindre la construction d'un modèle pétrophysique dans un géomodeleur. Des données mesurées par photographies satellite sont également utilisées pour nourrir les variogrammes d'algorithmes des modèles pétrophysiques (Petrovic et al., 2018; Tomassetti et al., 2018). D'autres algorithmes se reposent quant à eux sur l'utilisation de réseaux neuronaux pour établir des relations entre différents jeux de données (Allo et al., 2021). L'utilisation de données d'affleurement type MNT pour produire des modèles pétrophysiques a été présentée par Amour et al. en 2012 sur les falaises du canyon d'Amellago, à 50 km au Sud-Ouest de la ville de Rich dans la chaîne de montagne du Haut Atlas au Maroc. Ces canyons laissent apparaître de nombreux affleurements, et la continuité des bancs sont facilement observables car la végétation y est rare.

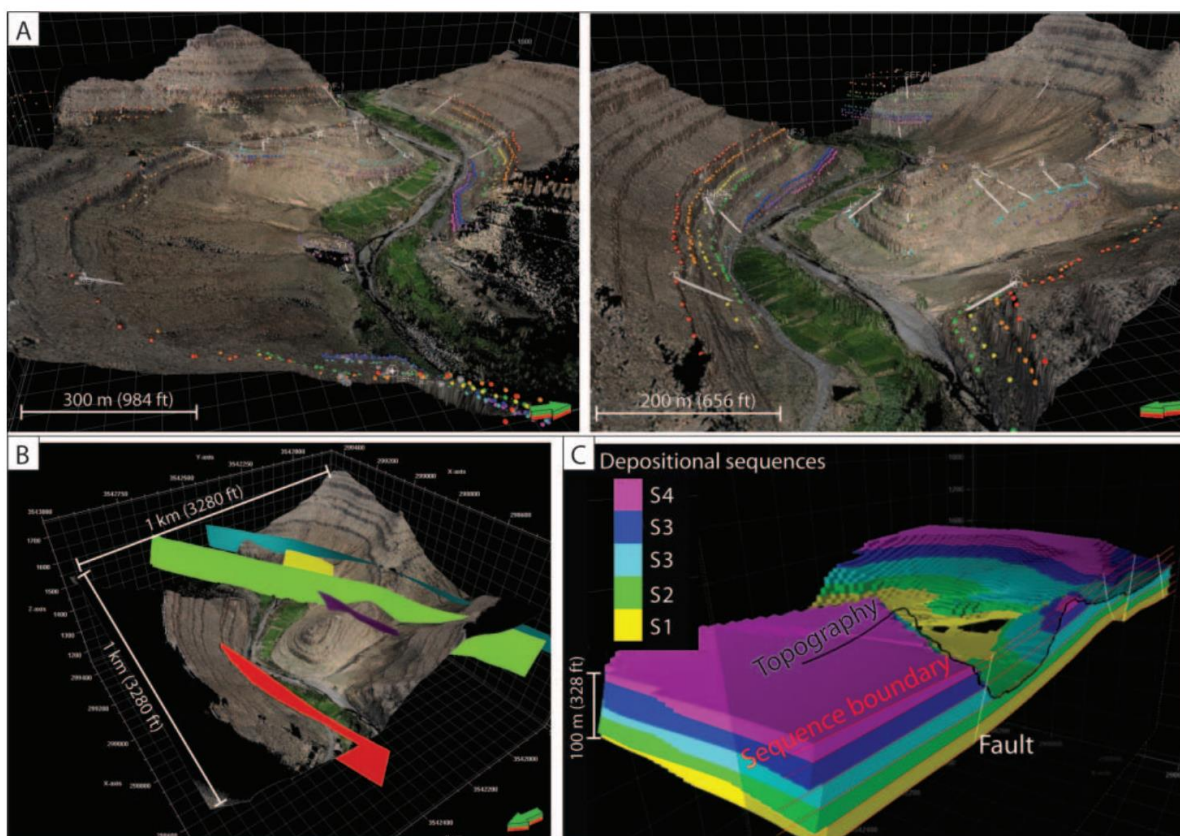


Figure I-14 – A – Vues 3D de données LiDAR avec horizons stratigraphiques (points de couleur) et failles (carrés). B – Dimensions du modèle numérique de terrain et position des cinq failles majeures modélisées. C – Construction de la séquence de dépôt utilisée dans une modélisation stochastique (Amour et al., 2013).

Dans le contexte de cette thèse, un exemple de roches du Bathonien affleurant à la surface a été sélectionné afin d’y appliquer une reconnaissance par drone afin d’en produire un modèle photogrammétrique, et de trouver une méthode pour exploiter ce modèle afin de recréer un modèle sous Petrel© montrant des hétérogénéités de faciès, porosité et perméabilité. L’objectif est donc de créer un modèle 3D sous Petrel© de la carrière de Massangis située dans l’Yonne pour mieux comprendre le comportement de potentiels dépôts synchrones dans la partie plus centrale du Bassin de Paris. Cette carrière a été exploitée pour sa roche et décrite par des études menées par l’Université de Bourgogne car considéré comme analogue de la formation de l’Oolithe Blanche qui constitue le réservoir géothermique principal du Dogger et qui ont cherché à comprendre la mise en place de ces affleurements (Loreau and Bailly, 1996; Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). Cette carrière a déjà été prise en exemple pour illustrer les réservoirs dédolomitisés et microporeux visibles

dans la formation de l'Oolithe Blanche en subsurface (Saint-Martin-de-Bossenay et Coulommes) dans la partie Est du bassin (Bruce H. Purser, 1985; Brosse et al., 2010). Ces modélisations statiques à l'échelle du réservoir pourraient améliorer la prédictibilité des faciès, porosité et perméabilité et mieux comprendre le réservoir géothermique du centre du Bassin de Paris.

Pour contribuer à la réduction des risques, l'objectif de ce travail sera donc de :

- 1. Compiler un jeu de données de forages entre Paris et Melun (diagraphies, porosité, perméabilité, ...) depuis le premier forage pétrolier dans la zone en 1958 à Chailly-en-Bière, jusqu'aux puits géothermiques les plus récents de Cachan.
- 2. Détailler les hétérogénéités de faciès, en utilisant des carottes, des cuttings (résidus de roche remontés par la boue de forage) issus de forages et des échantillons provenant d'un analogue à l'affleurement.
- 3. Utiliser la stratigraphie séquentielle haute résolution afin de proposer une reconstruction du réservoir du Jurassique moyen (séquences de 3^{ème} ordre) jusqu'aux affleurements en Bourgogne.
- 4. Etudier d'un point de vue sédimentologique, stratigraphique et pétrographique un analogue à l'affleurement du réservoir du Bathonien du Bassin de Paris, cas de Massangis, Yonne, France.
- 5. Proposer une méthodologie permettant de reconstituer un modèle géologique 3D à l'échelle du réservoir (kilométrique) en employant un drone, les outils de photogrammétrie, de réalité virtuelle et de géo-modèle.
- 6. Développer une méthode permettant *d'upscaler* les propriétés du modèle appliqué à un système de carbonates pour une exploitation géothermique tenant compte de l'hétérogénéité géologique (faciès, porosité, perméabilité) à différentes échelles allant de la lame mince (plug),

à l'échelle du réservoir (kilométrique, échelle de l'analogue à l'affleurement) à l'échelle régionale (une partie de l'Ile-de-France).

- 7. Produire deux modèles dans Petrel© permettant de prédire l'hétérogénéité à l'échelle du réservoir (0.35km²) composé de 60 millions de cellules (dont 10 millions actives) et à une échelle régionale (2345 km²) composé de 12.2 millions de cellules avec une résolution horizontale (X Y) de 100 m et une résolution verticale moyenne de 3.73 m (Z).
- 8. Proposer des analogues anciens et récents permettant de mieux comprendre certains aspects géométriques et paléoenvironnementaux de la mise en place des roches du réservoir.

Une approche multiple est effectuée afin de mieux exploiter les données disponibles car elles sont très ponctuelles. Ces données sont composées de diagraphies, de données aux puits (plugs de porosité et de perméabilité, températures, salinité), description de carottes, description de cuttings disponibles sur certains forages géothermiques, micro CT scan sur échantillons et l'utilisation de photogrammétrie sur des affleurements afin de déterminer des architectures à très fine échelle. L'ensemble des données exploitables sont rassemblées sur le logiciel Petrel© de Schlumberger pour produire deux modèles statique 3D afin de répondre aux problématiques présentées précédemment.

Les données diagraphiques aux puits sont principalement constituées de données digitalisées au cours de cette thèse, obtenues sous la forme de .pdf ou de .tiff dans les bases de données du BRGM et de Geofluid.

Afin de mieux déterminer la géologie et le comportement des roches dans le sous-sol, cette thèse propose de remettre la géologie du réservoir carbonaté du Jurassique moyen du bassin de Paris aux goûts du jour en employant des techniques innovantes pour l'étude d'affleurement (drone, photogrammétrie, géo-modeleur) et de proposer une modélisation fine du réservoir du Jurassique moyen du centre du Bassin de Paris en compilant toutes les données disponibles sur une partie de l'Ile-de-France. Le modèle géologique 3D centré sur le réservoir carbonaté du Jurassique moyen est inédit et sera nécessaire pour mieux comprendre le réservoir. Il sera un prérequis aux prochaines opérations

géothermique dans le bassin. Ce modèle issu de ce travail devrait permettre très probablement d'optimiser la conception des puits, d'améliorer la réalisation des prochains ouvrages géothermiques et de réduire les risques de tomber sur un puits sec ou de limiter la percée thermique précoce de bulle froide si des simulation thermo-hydro-dynamique sont réalisées avec le modèle statique proposé.

Chapitre II : Contexte Géologique

II.1 Contexte géologique général

Cette étude est basée sur les données diagraphiques disponibles dans une zone spécifique du Bassin de Paris allant de Paris à Melun et de Torcy à Etampes (Figure II-1). La zone d'intérêt est située au centre de l'Île-de-France, contenant la partie sud-est de Paris, la partie nord-est du département de l'Essonne (Palaiseau, Evry, Arpajon), une partie du département des Haut-de-Seine, toute la partie du département du Val-de-Marne (Créteil), la partie sud du département de la Seine-Saint-Denis et la partie ouest du département de la Seine-et-Marne (Melun) (Figure II-1).

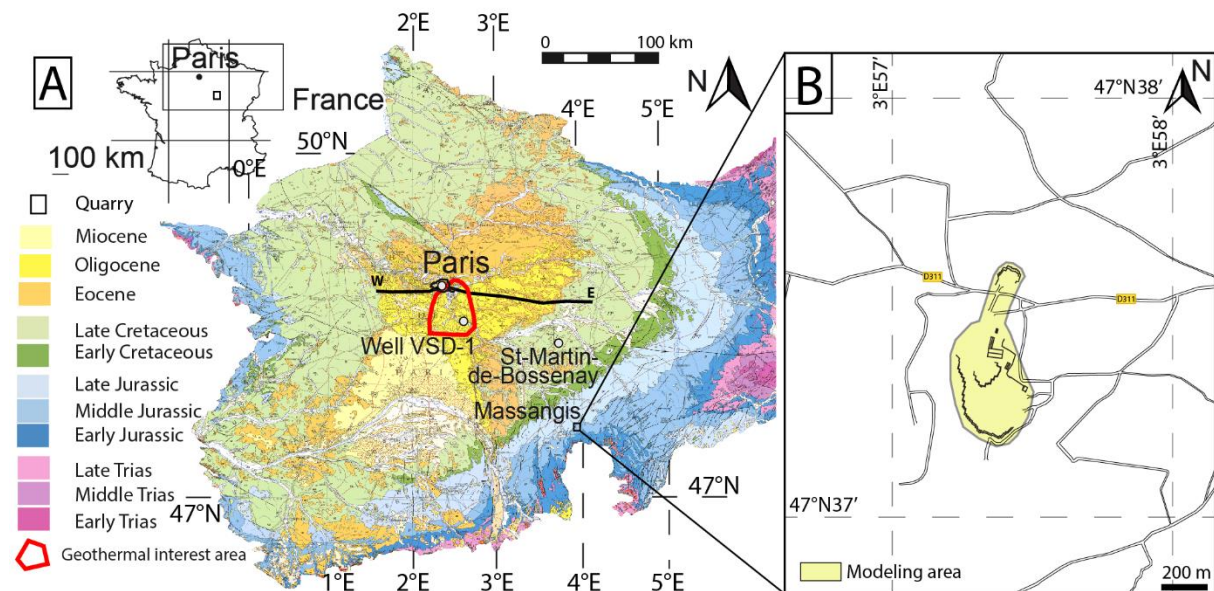


Figure II-1 – A – Carte géologique du Bassin de Paris localisant Paris, le puits Vert-Saint-Denis- 1 (VSD-1), la zone de Saint-Martin-de-Bossenay ainsi que la carrière de Massangis. Le transect de la Figure II-3 est tracé sur la carte. B – Représentation du périmètre d'emprise du modèle photogrammétrique de terrain au sein de la carrière.

Une autre partie de l'étude consiste en la création d'un modèle 3D à très fine échelle d'un affleurement supposé être un analogue des formations retrouvées sous le Bassin de Paris (résolution de grille de XY 1 m x 1 m). Cet affleurement a déjà été étudié pour ses qualités d'analogue au réservoir de l'Oolithe Blanche ou du Comblanchien du Bassin de Paris (Coulommès ou Saint-Martin-de-Bossenay), que ce soit l'analogie entre les processus de dédolomitisation ou de bioturbation de certaines surfaces du

Comblanchien de Massangis et de Coulommès (Purser, 1985) ou pour l'analogie entre les structures sédimentaires, les caractéristiques pétrophysiques et de fracturation de l'Oolithe Blanche de Saint-Martin-de-Bossenay et de Massangis (Brosse et al., 2010; Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013) ou pour l'analogie de fracturation (Brosse et al., 2010). Cette carrière se situe à Massangis (Yonne, France) à 75 km au sud de Troyes et à 90 km à l'ouest, nord-ouest de Dijon. Elle présente des roches d'âge Jurassique moyen et a déjà fait l'objet d'études sédimentologiques et paléofaunistiques par le passé (Loreau and Bailly, 1996; Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013; Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021). Ces formations présentes à l'affleurement à la carrière sont considérées comme étant stratigraphiquement similaires aux roches rencontrées en profondeur dans le Bassin de Paris.

Le Bassin de Paris est un bassin sédimentaire intracratonique, caractérisé par trois épisodes majeurs : (1) une extension avec un amincissement de la croûte d'un facteur allant de 1,2 à 1,4 entre le Permien et la fin du Jurassique, marquant une période de subsidence intense, (2) une période de faible subsidence (Crétacé inférieur à Éocène) avec une remontée pendant le Crétacé supérieur, et (3) une période de soulèvement à partir du Néogène (Brunet and Le Pichon, 1982; Guillocheau et al., 2000; Brigaud, Vincent, Carpentier, et al., 2014). L'accommodation des sédiments à l'échelle du bassin est à prendre en compte afin de mieux comprendre l'histoire des dépôts (Figure II-2). L'accommodation constitue l'espace disponible pour le dépôt de sédiments dans un bassin. C'est la somme de l'épaisseur décompactée de sédiments et des variations de paléo-profondeur. Dans la zone d'étude contenant le puits de Vert-le-Grand-1 (Figure II-2), le Jurassique moyen est une période marquée par des accommodations fortes, qui perdureront, dans une moindre mesure jusqu'à la fin du Crétacé. Le Paléogène est une période marquée par une accommodation quasiment nulle, avant de connaître une période marquée par des accommodations négatives au cours du Néogène (Guillocheau et al., 2000), (Figure II-2).

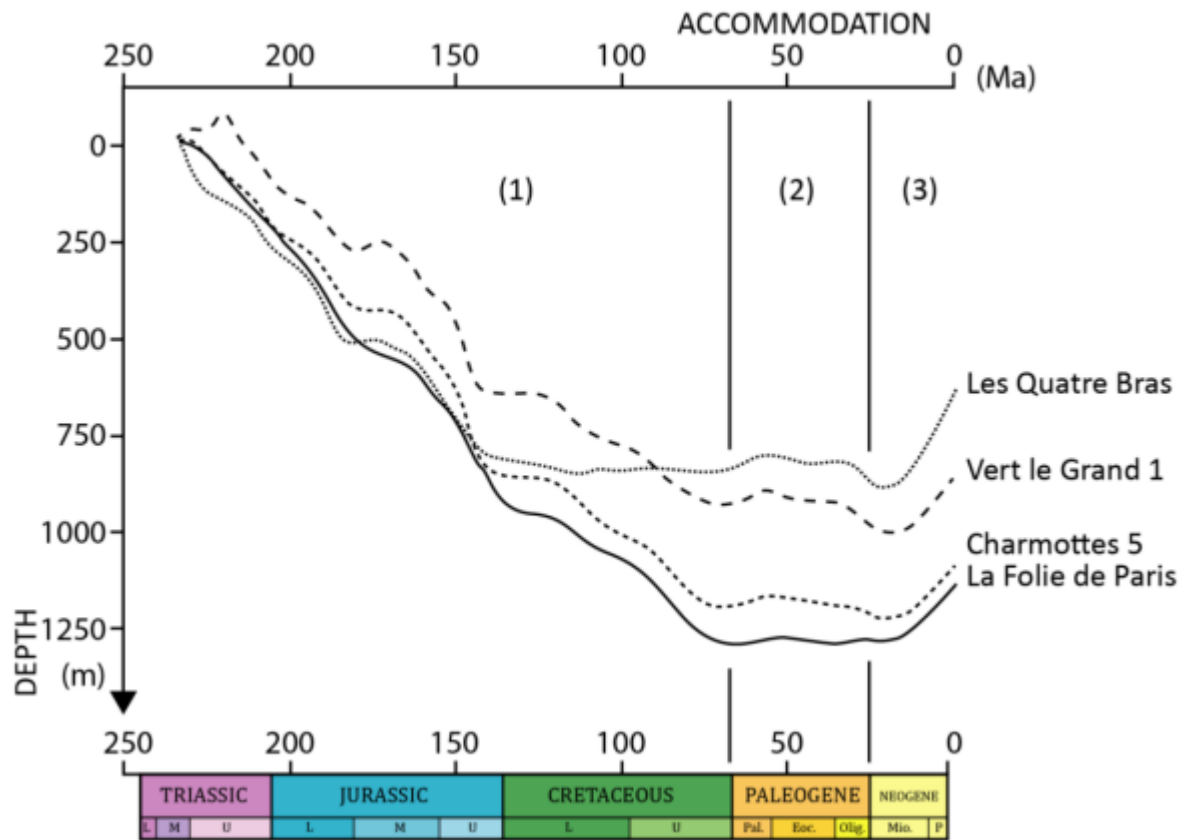


Figure II-2 – Courbes d’accommodation cumulées calculées sur 4 forages du Bassin de Paris pour la période Mésozoïque – Cénozoïque (modifié d’après Guillocheau et al., 2000). Ils permettent de définir les 3 grandes périodes du Bassin.

Le socle du bassin est composé de dépôts sédimentaires permo-carbonifères, et de roches granitiques et métamorphiques paléozoïques (Figure II-3). Il s’étend d’est en ouest sur environ 600 km, des limites du Massif Armoricain à l’ouest au massif vosgien à l’est (Guillocheau et al., 2000). Du nord au sud, le Bassin de Paris s’étend de la Manche au Massif Central (Figure II-3, Figure II-15). A l’échelle de l’Europe occidentale, d’autres grands bassins intracratoniques existent également tels que le bassin d’Aquitaine en France, les bassins de Weald et de Wessex en Angleterre ou le bassin de Souabe en Allemagne.

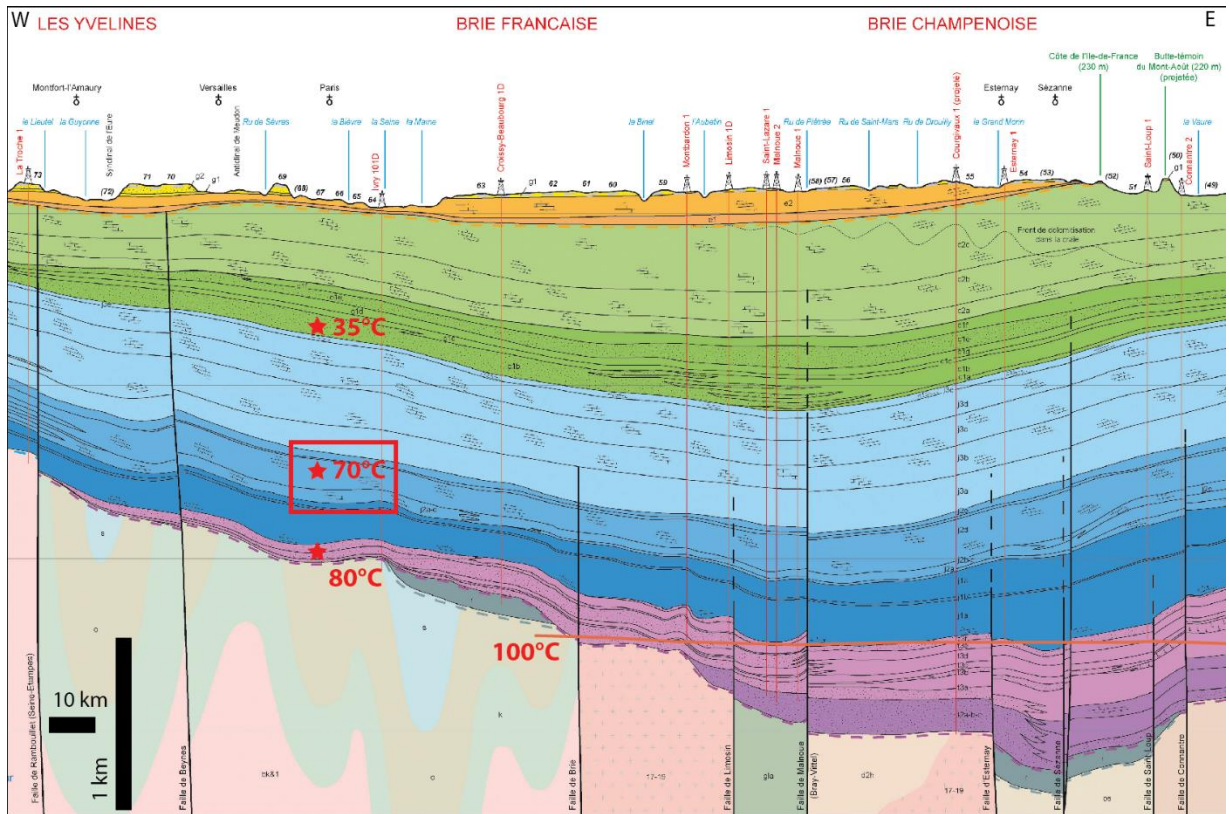


Figure II-3 - Coupe géologique du Bassin de Paris indiquant la zone d'étude principale ainsi que différentes températures observables dans les réservoirs (de 35 à 100°C). Figure extraite de la coupe géologique du BRGM. (Gély and Hanot, 2014). La localisation de la coupe est visible sur la Figure II-1.

II.2 Contexte structural

Le contexte structural du bassin est bien connu au travers de l'exploitation industrielle du Bassin de Paris, soutenue par des études géologiques reposant sur l'interprétation de nombreux profils sismiques (Cazes and Torreilles, 1988; Perrodon and Zabek, 1990; Autran et al., 1994). Ce contexte s'inclue dans une dynamique plus régionale héritée de grands accidents Permo-triasiques. Les traces de cette dynamique sont détectables par la présence d'un bassin sédimentaire très profond et ancien s'étalant du Carbonifère au Permien sous le Bassin de Paris. La collision entre le Gondwana et Avalonia (partie de Laurussia, Figure II-4) crée une *shear zone* (ou zone de cisaillement) entre les deux blocs. Dans la région du Bassin de Paris, les blocs Armoricaïn, Saxo-Thuringien et Avalonia sont observables et délimités par des failles majeures (Faille de Bray) et des sutures océaniques.

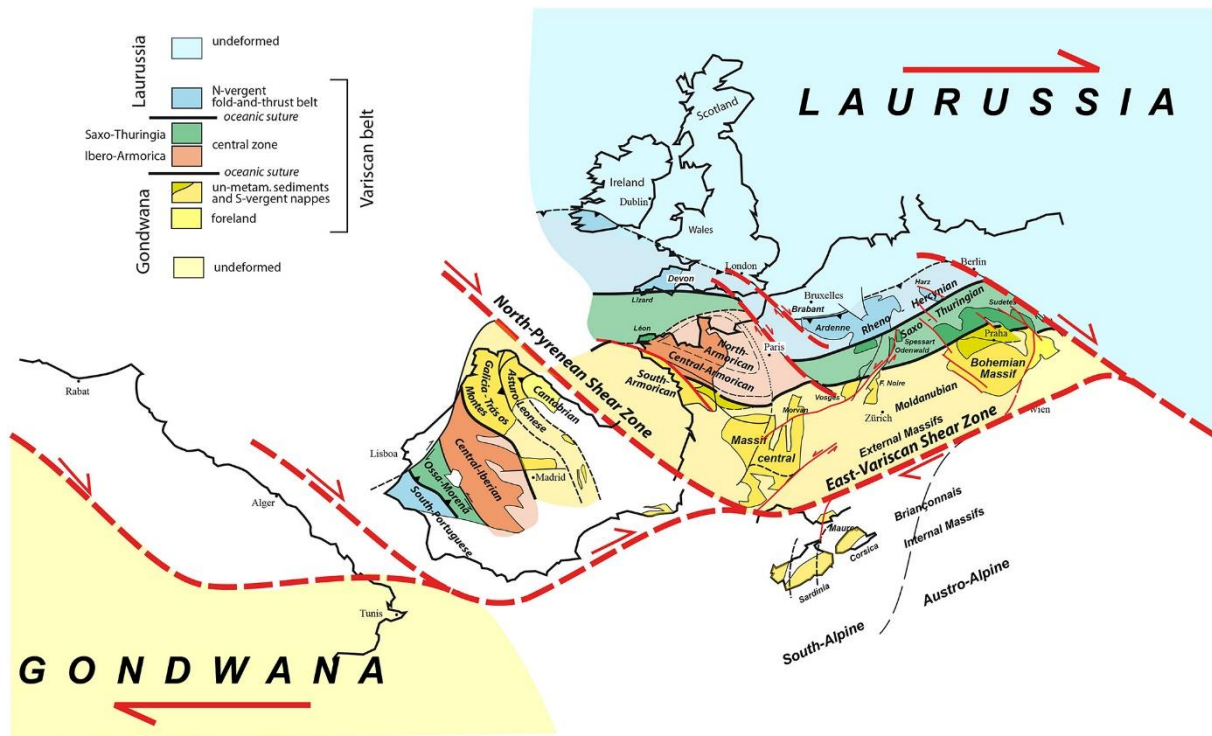


Figure II-4 – Reconstitution paléogéographique de l'Europe de l'Ouest au cours du Permien. La zonation structurale de la ceinture Varisque a été fortement influencée par de grands déplacements le long de zones de failles dextres à fort glissement. L'une d'entre elles, la zone de cisaillement Varisque Est, pourrait avoir séparé les futurs domaines Helvétique et Briançonnais. La localisation des domaines Briançonnais, Sud-Alpin et Austro-Alpin n'est qu'indicative (Ballevre et al., 2018).

La synthèse de Perrodon et Zabek (1990) permet de visualiser la profondeur à laquelle apparaît le toit du Dogger (Jurassique Moyen, Figure II-5). Les principales failles issues des premières données sismiques obtenues dans la région sont observées et localisées (Figure II-5). Les puits utilisés pour produire cette carte sont localisés mais leur nombre faible s'explique par le peu de puits forés à cette époque. Les puits de Marolles, Bechevret, Vert-le-Petit et Chailly sont situés dans la zone d'étude de subsurface. Le puits de Coulommès est également localisé proche de celle-ci et fait partie des puits de référence de l'étude, étant également un des premiers puits forés dans le bassin à but exploratoire (Figure II-5).

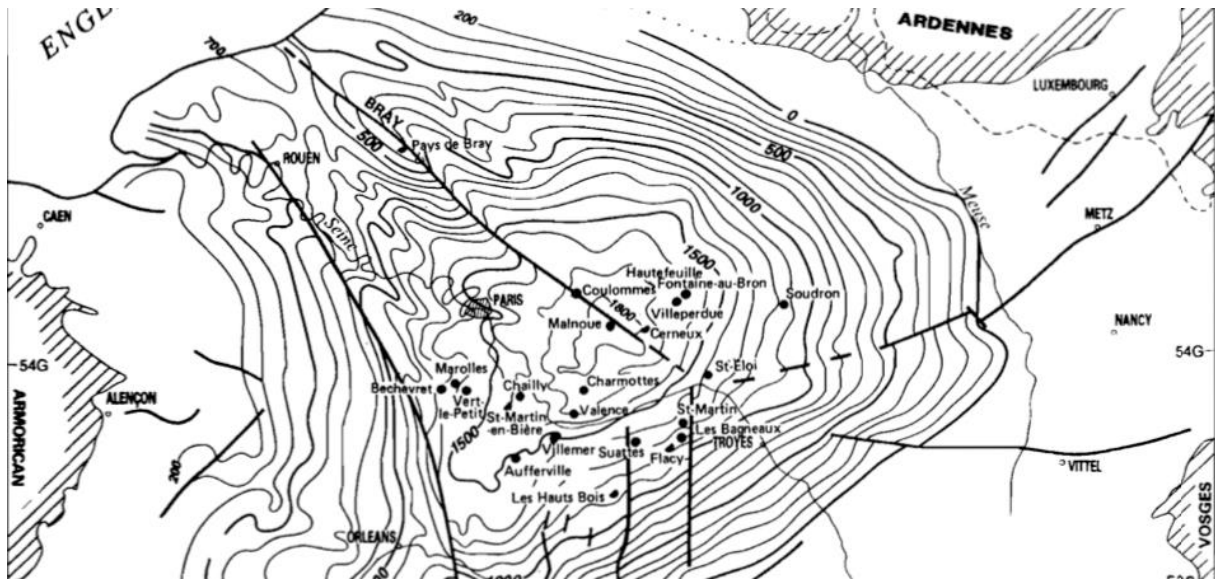


Figure II-5 – Profondeur du toit du Dogger d’après Perrodon et Zabek (1990).

La zone d’étude se situe au sud de Paris et va jusqu’à Chailly au sud-est et s’étend de Bechevret à l’ouest. Les accidents majeurs de la faille de Bray et de la faille de la Seine (passant par Rouen et à l’Ouest de Bechevret) encadrent la zone d’étude (Figure II-5). La profondeur du toit du Dogger dans la zone se situe entre 1300 et 1700 m (Figure II-5, Figure II-6). Ces accidents majeurs sont les hérités de la collision des domaines du Gondwana, Armorica et Avalonia (Figure II-9, Figure II-10).

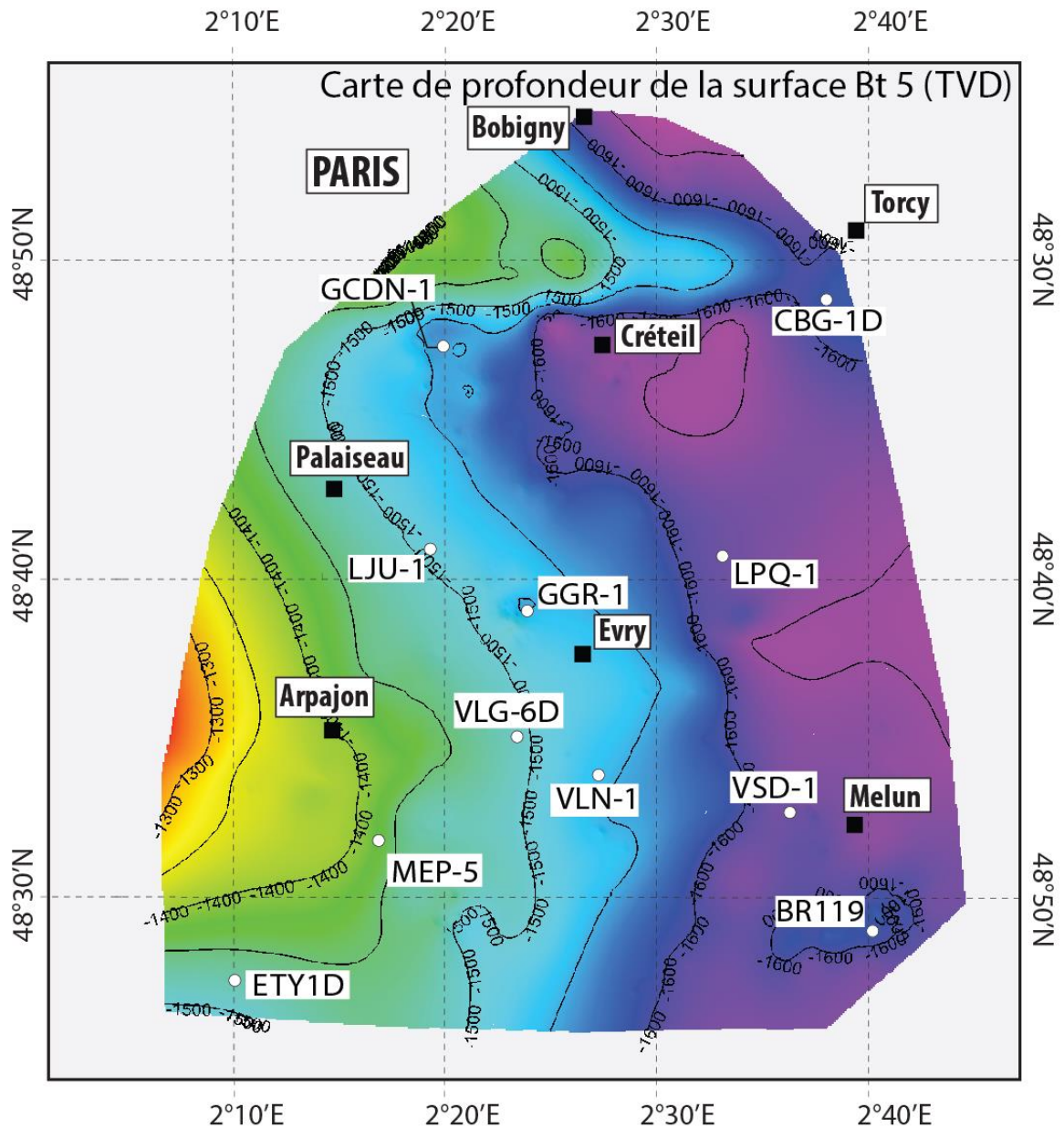


Figure II-6 – Carte des profondeurs de la surface Bt 5 (sommet du Bathonien) en TVD (True Vertical Depth).

Le socle du bassin a été modélisé récemment afin d’avoir une version à jour du sous-sol du bassin de Paris (Torelli et al., 2020). Les dépôts de différents étages peuvent être observés, notamment l’amincissement vers l’Est des dépôts d’âge Crétacé dû à une phase d’érosion (Torelli et al., 2020). Le Jurassique occupe une majorité du volume du bassin. Le Jurassique supérieur est très épais, et égale en puissance les dépôts du Jurassique moyen et du Jurassique inférieur (Figure II-7).

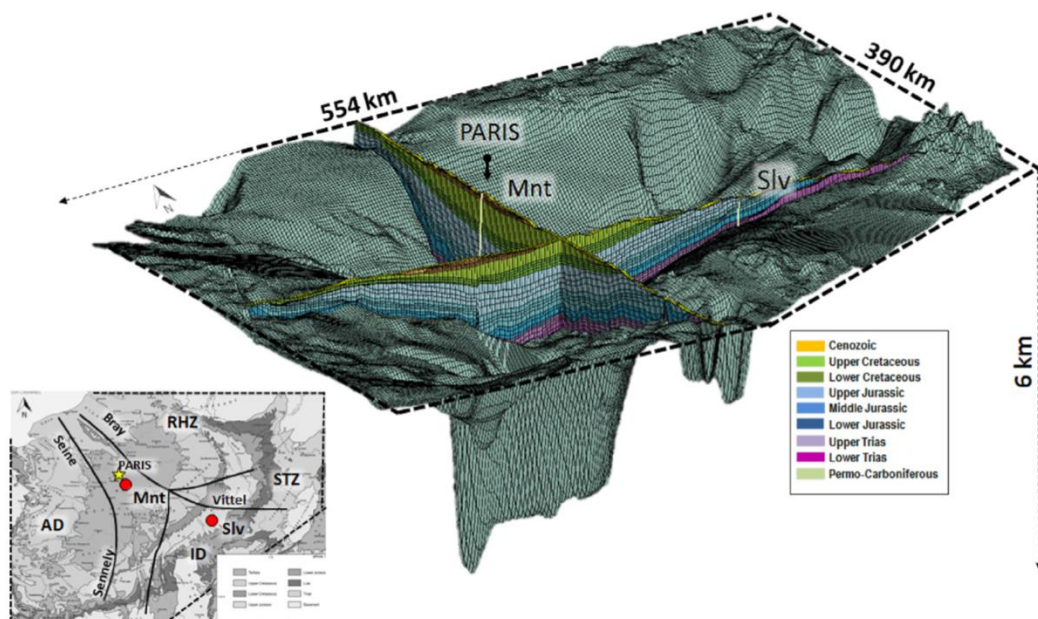


Figure II-7 – Géométrie structurale du modèle 3D sous TemisFlow. La surface du modèle est de 200.000 km². Localisations : (Mnt) = Montlevée, (Slv) = Silvarouvres. La forme de la base du bassin montre les dépôts Permo-Carbonifères. L'épaisseur des dépôts (Torelli et al., 2020).

L'évolution des paléo-températures du Jurassique moyen au cours du temps a pu être retracée à l'aide des courbes d'enfouissement et de la méthode *Clumped isotopes* (Delta 47) dans des échantillons issus de puits de forage (Figure II-8). Ces données indiquent que les roches du Jurassique moyen ont connu une augmentation de température au cours du Jurassique supérieur et au cours du Crétacé, allant jusqu'à des températures de 90/95°C (Mangenot et al., 2018b; Torelli et al., 2020, Figure II-7). Par la suite, les températures diminuent dans les formations du Dogger carbonaté, se stabilisant aux alentours de 48/88°C (Torelli et al., 2020, Figure II-7). Ces données de température peuvent être liées à l'enfouissement des roches au cours du temps. Le bassin a connu une période d'enfouissement au moins depuis le Jurassique, jusqu'à la fin du Crétacé. A partir du Paléogène, la diminution des températures indique une exhumation des séries faisant remonter à certains endroits les dépôts du Jurassique moyen.

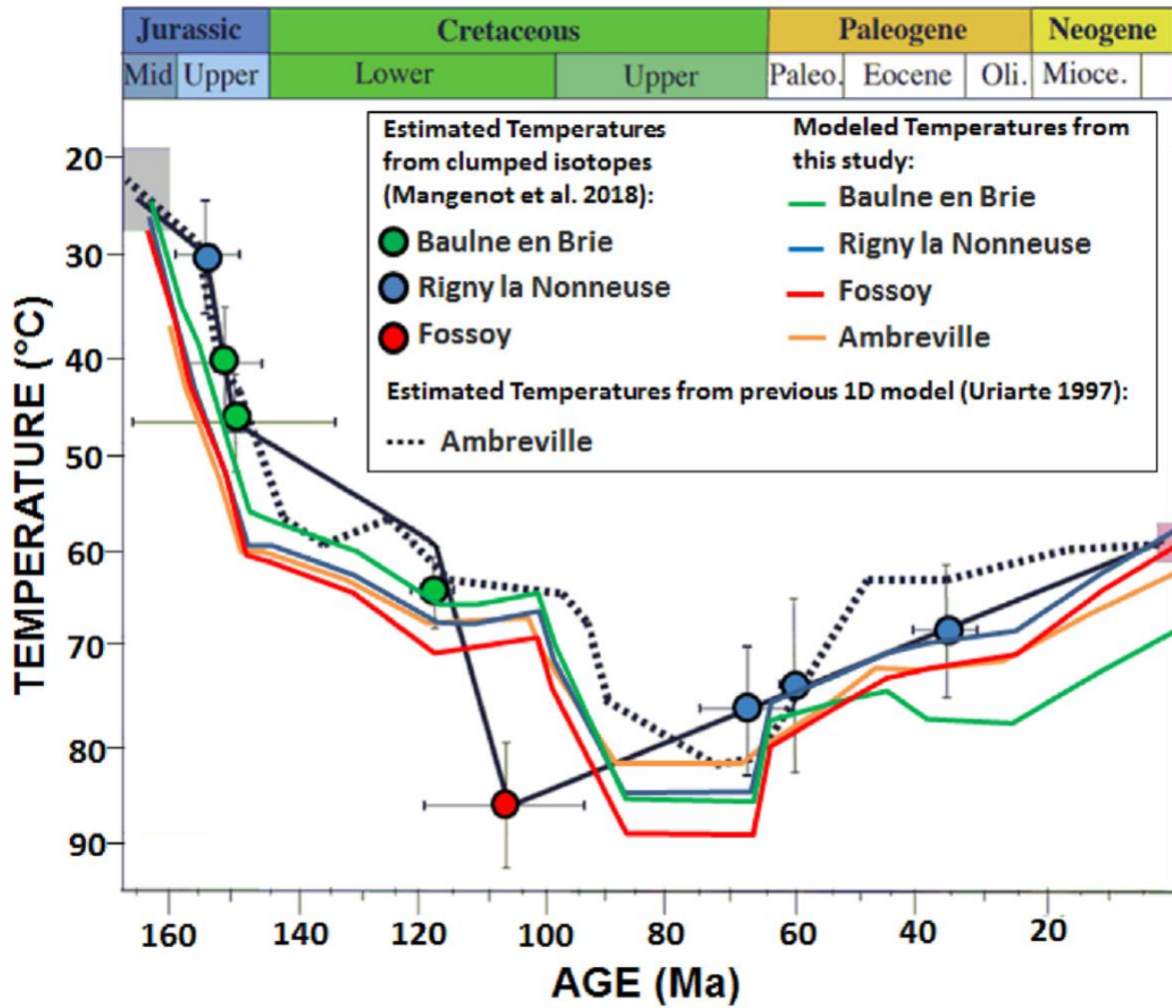


Figure II-8 – Comparaison des histoires thermiques modélisées et estimées à partir d’isotopes (modifié d’après Mangenot et al., 2018). La ligne noire représente la trajectoire température/temps déterminé par le ration $\Delta 47/U-Pb$ comme propose par Mangenot et al. (2018), la ligne en pointillés noirs représente la modélisation 1D de l’histoire thermique du puits de Ambreville d’après Uriarte (1997), extrait de Torelli et al. (2020).

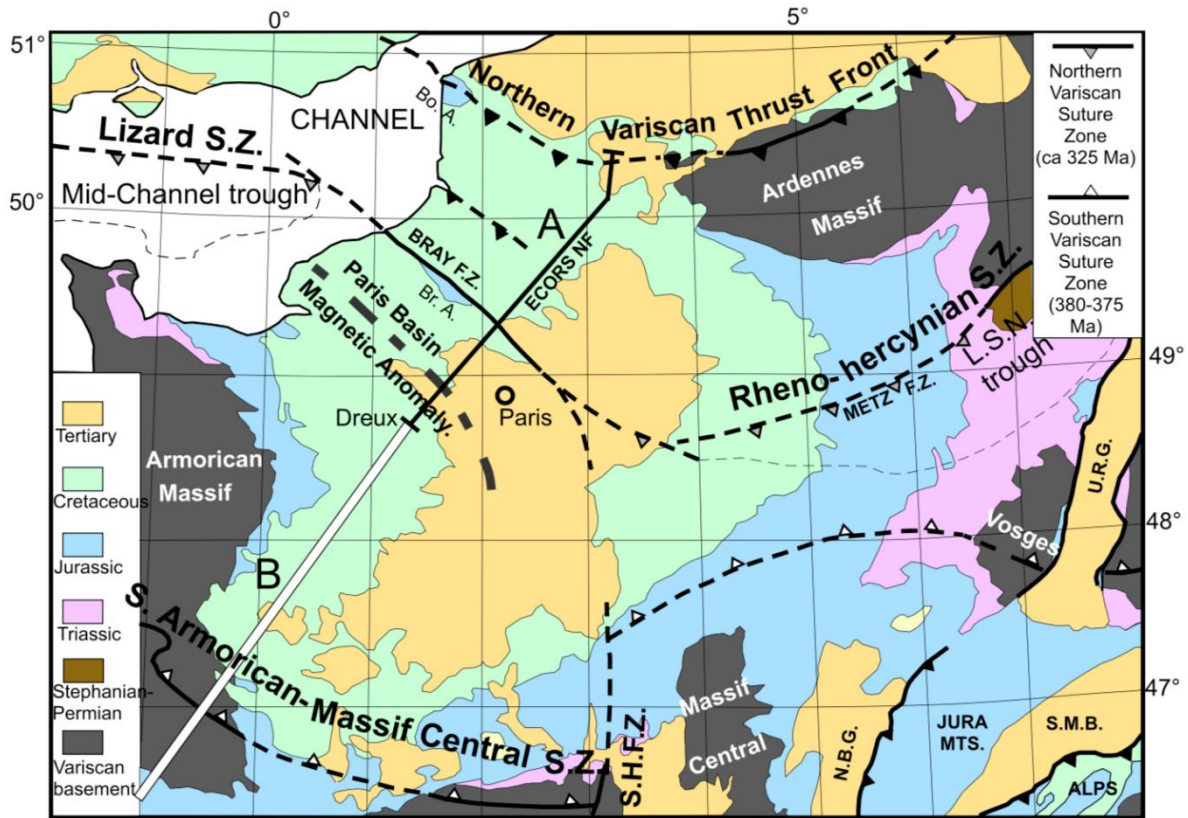


Figure II-9 – Carte des différents domaines et localisant la coupe du profil ECORS (Figure II-10), d'après Averbuch et Piromallo (2012).

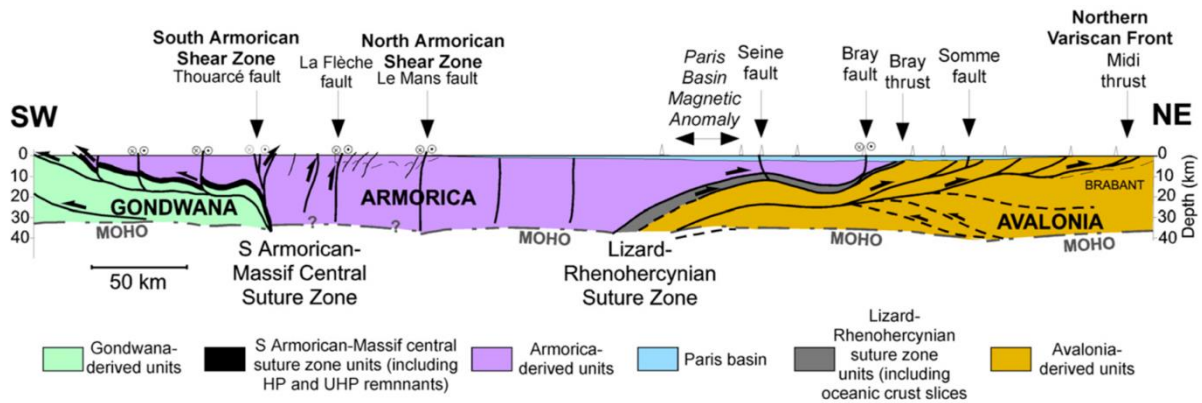


Figure II-10 – Coupe du Bassin de Paris provenant de données sismiques profondes des lignes ECORS (de Cazes et Torreilles, 1988), issu de Averbuch et Piromallo (2012).

Les failles de la Seine et la faille de Bray sont les principales failles proches de la zone de subsurface (Figure II-9, Figure II-10). La collision entre le bloc Armorica et le bloc Avalonia ont emprisonné des dépôts océaniques dans la suture entre les deux blocs (Figure II-10, Lizard-Rhenohercynian suture, paleo slab, Figure II-11). Ce paleo slab se serait mis en place lors de la collision entre Avalonia et Gondwana entraînant la fermeture de l'océan rhéique au cours du Carbonifère.

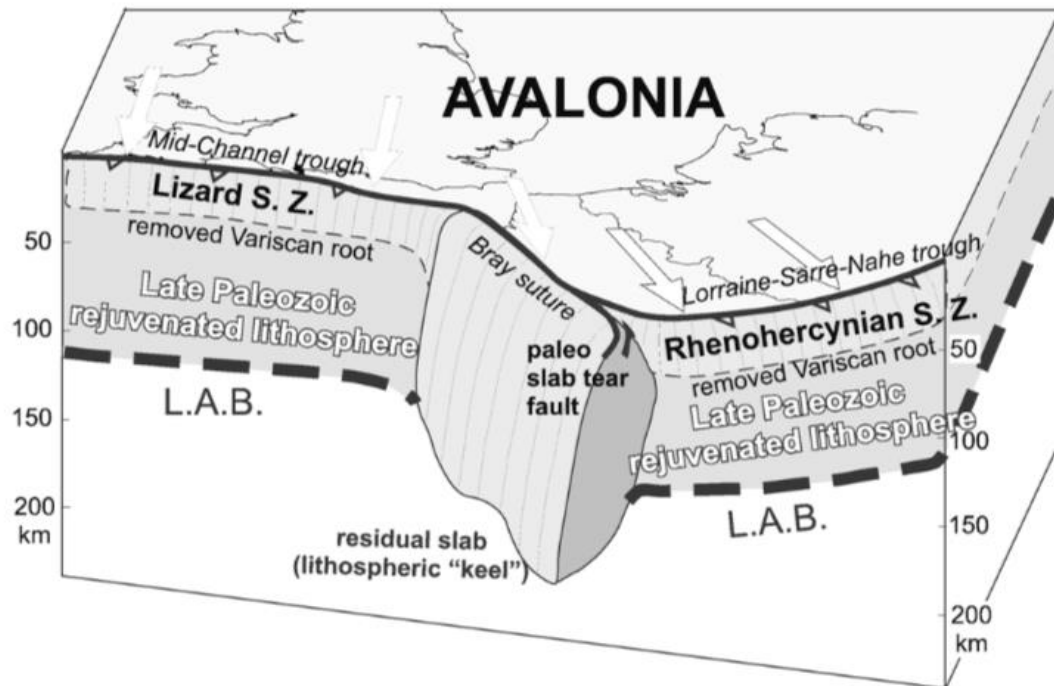


Figure II-11 – Bloc 3D représentant le paleo slab d'après Averbuch et Piromallo (2012).

Les failles présentes dans le Bassin de Paris sont pour certaines héritées de l'orogénèse varisque (ex : la faille de Bray, Figure II-11) et de contraintes parfois encore actives, pouvant aller jusqu'au socle. La zone d'étude se situe entre les grands accidents de la faille de la Seine et la faille de Bray. Cependant, d'autres structures sont également présentes et les objets peuvent être plus finement observés. Le contexte structural à l'intérieur du bassin de Paris a été récemment retravaillé à l'aide de données sismiques retraitées (Beccaletto et al., 2011; Averbuch and Piromallo, 2012; Dentzer et al., 2018; Drouiller et al., 2019). Des blocs ont été déterminés et permettent de découper plus finement les unités tectoniques (Figure II-12). Quatre blocs principaux forment le socle du Bassin de Paris :

- (1) Le bloc Cadomien, délimité par le Massif armoricain à l'Est, et par la faille de la Seine à l'Ouest. La faille de la Seine est déviée au niveau de son croisement avec le profil ECORS vers l'Est. Le bloc est prolongé au Sud par les failles de Rambouillet et de la Loire et se finissent au niveau du Massif central (Figure II-12). Au niveau de la zone d'étude située entre la faille de Rambouillet, la faille de la Seine (qui prolonge avec la faille de l'anticlinal de Beynes-Meudon)

et la faille de Valpuseaux, se découpe un bloc plus petit que les autres, le bloc de Hurepoix (Figure II-12, Figure II-13). Ce bloc de forme triangulaire couvre la majorité de la zone d'étude.

- (2) Le bloc de Morvan-Vosges se délimite à l'Est en suivant les limites du bloc Cadomien (et de Hurepoix) avec les failles de la Seine, de Valpuseaux et de Rambouillet, et dans sa partie Nord-Ouest par la faille de Bray (Figure II-11). (2) Le bloc de Morvan-Vosges se délimite à l'Est en suivant les limites du bloc Cadomien (et de Hurepoix) avec les failles de la Seine, de Valpuseaux et de Rambouillet, et dans sa partie Nord-Ouest par la faille de Bray (Figure II-12). Dans sa partie la plus à l'Est, la faille de Bray décroche et c'est la faille de Vittel qui reprend la différenciation du bloc (Figure II-12).
- (3) Le bloc Saxo-Thuringien est un bloc n'apparaissant que dans la partie Est du bassin, et se délimite par la faille de Vittel au Sud, et la faille de Metz au Nord. La faille de Metz est le prolongement de la faille de Bray (Figure II-12).
- (4) Le bloc Rheno-Hercynien est délimité à l'Est par la faille de Bray-Metz et se poursuit vers le Nord (Figure II-12).

Ces failles sont héritées des différentes phases de déformation connues par la région depuis l'Hercynien.

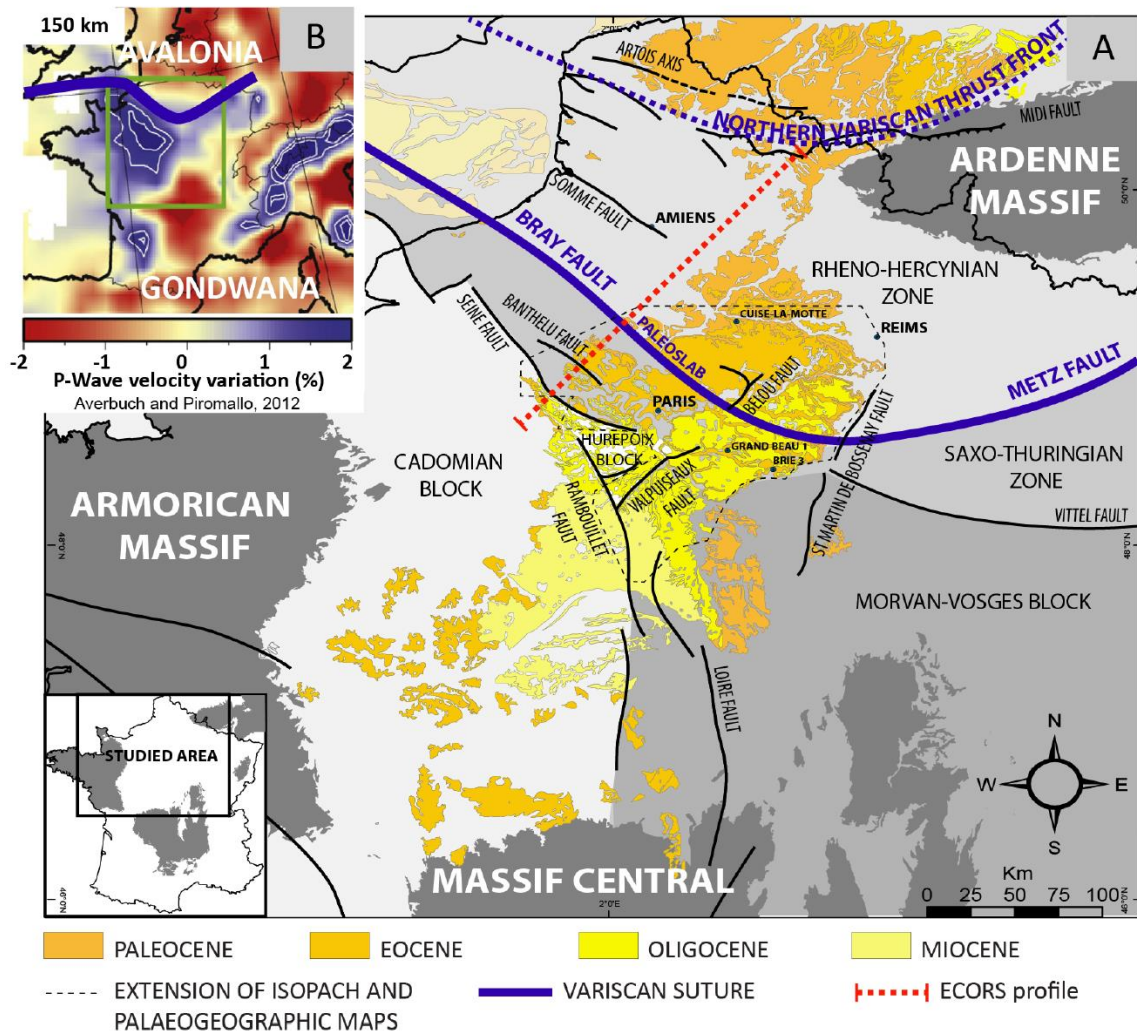
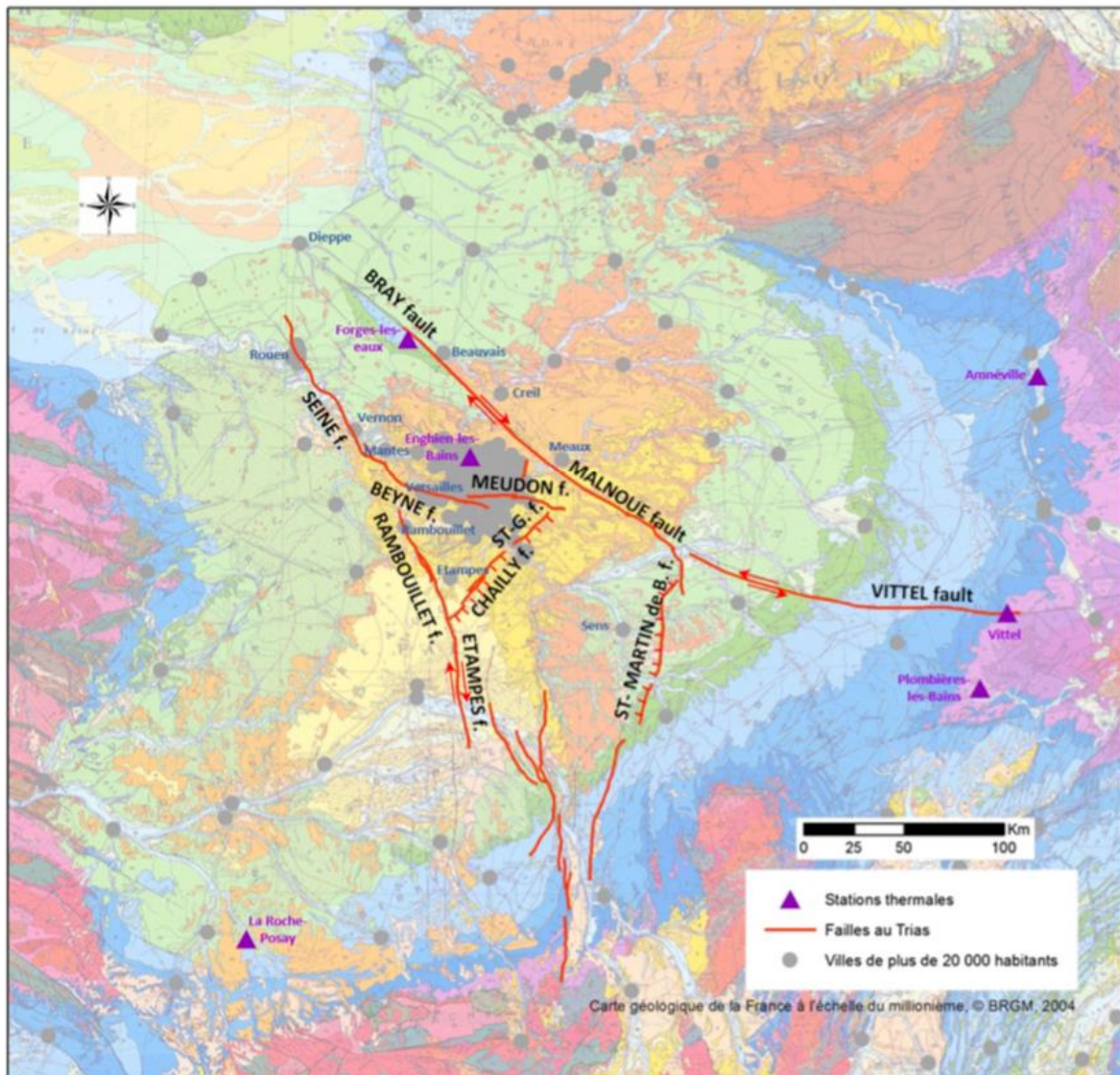


Figure II-12 – Caractéristiques géologiques du Bassin de Paris. A – Principales unités tectoniques du socle Varisque et affleurements actuels présentant des dépôts Cénozoïques. B – Vitesse des ondes P à 150 km sous le Bassin de Paris montrant une discontinuité sous la faille du pays de Bray ; issu de Briais et al. (2016).



19. New prospects of regional faults in the Paris Basin, with cities of over 20 000 inhabitants along faults.

Figure II-13 – Carte des failles régionales dans le centre du Bassin de Paris (Drouiller et al., 2019).

En passant à une échelle plus petite que l'observation des accidents régionaux, d'autres jeux de failles sont observables. Plus précisément, les failles de Beynes-Meudon pourraient provenir de la prolongation de la faille de la Seine et de l'accommodation locale de l'anticlinal du même nom dont la majeure partie de la déformation se situe au nord-ouest de la zone d'étude, ou encore la faille de Valpuseaux (aussi connue sous le nom de faille de Chailly) (Figure II-12, Figure II-13). Le complexe de

failles de Beynes-Meudon provient donc de la déformation issue d'une phase compression nord-sud (Bergerat, 1984; Guillocheau et al., 2000; Briais et al., 2016; Lenoir et al., 2021).

La faille de Valpuseaux, aussi connue sous le nom de faille de Chailly, est, quant à elle, enracinée bien plus profondément dans le socle et est l'une des failles délimitant le bloc de l'Hurepoix (Figure II-12, Figure II-13). Ce bloc ancien est délimité par les failles de Valpuseaux, Rambouillet et de la Seine (Cazes and Torreilles, 1988; Autran et al., 1994; Averbuch and Piromallo, 2012; Briais et al., 2016).

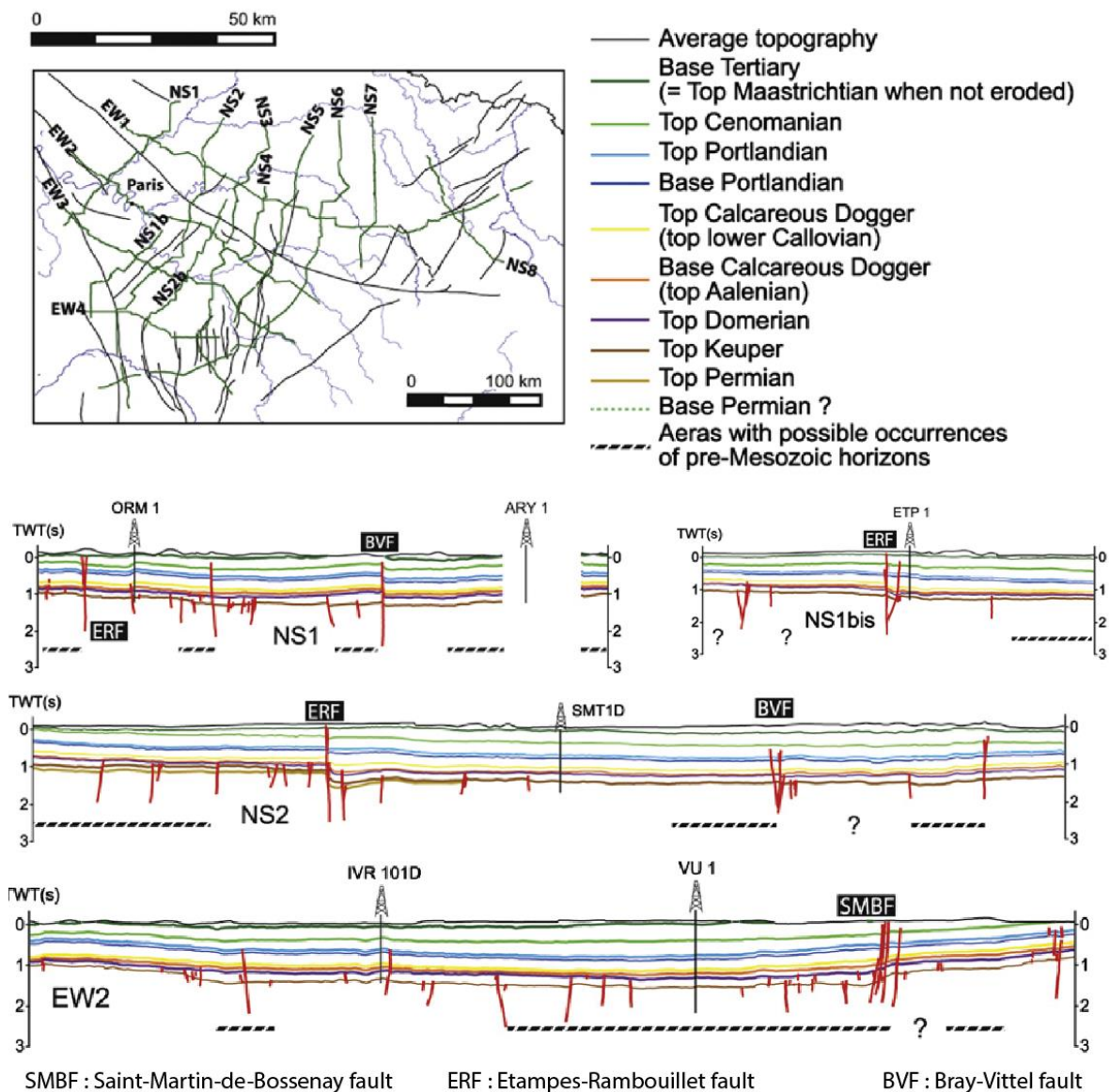


Figure II-14 – Résumé des lignes sismiques interprétées par le BRGM (Beccaletto et al., 2011).

Les transects sismiques retraités par Beccaletto et al. (2011) permettent de suivre l'impact sur les couches sédimentaires de différents niveaux sismiques réflecteurs (Figure II-14). Ces transects, bien que ponctuels, permettent de déterminer quelles sont les failles qui affectent les formations du Jurassique moyen (en bleu sur les transects, Figure II-14). Ces transects nous informent que bien que la topographie des couches hors failles soit très plate, elle n'est cependant pas totalement continue et quelques déformations apparaissent tout de même. De plus, aux abords des failles, la topographie des niveaux peut être fortement affectée (Figure II-14). Il est possible de le voir par exemple autour du puits d'Ivry (IVR 101D) sur le transect EW2 (Figure II-14) où une faille affectant les formations du socle jusqu'au Jurassique déforme les niveaux inférieurs vers l'Est. Cependant, le décalage produit par cette faille semble faible dans les formations du Jurassique (Figure II-14). Ce genre de déformations est observable sur le transect NS1 (Figure II-14) où la faille de Bray-Vittel (BVF) et produit un décalage important sur les formations.

Des accidents majeurs peuvent être observés et étudiés à partir de ces transects comme la faille d'Etampes-Rambouillet, dont le bloc Sud descend par rapport au bloc Nord (NS1bis, NS2, Figure II-14), la faille de Bray-Vittel ayant la même cinématique, ou encore l'ensemble de failles de Saint-Martin-de-Bossenay. Cependant, les failles de Beynes-Meudon et de Valpuseaux ne sont pas observables sur ces transects (Figure II-14).

II.3 Contexte paléogéographique

Selon Purser (1972) et Brigaud et al. (2014), les calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris sont composés de quatre séquences de dépôts principales : (1) les calcaires lagunaires (principalement des faciès protégés dominés par les facies boueux et localement des rudstones à grains pélo-do-oncoïdaux ou bioclastiques), (2) des grainstones à grains oolithiques déposés dans des eaux marines peu profondes à haute énergie et formant probablement des bancs oolithiques, (3) des alternances marnes/calcaires déposées dans des environnements d'offshore supérieur et (4) des argiles correspondant à des environnements profonds et calmes d'offshore inférieur. Le Bassin de Paris faisait

partie de la Téthys occidentale, qui forme une vaste mer épicontinentale subtropicale entre 30° et 25°N environ. Ce domaine marin était ouvert sur les mers Atlantique, Téthys et du Nord comme le présentent Contini and Mangold (1980) ou Thierry and Barrier (2000). Le Massif Armoricaïn a probablement formé un massif émergé à l'ouest du bassin (Figure II-15). Pendant le Bathonien, une plate-forme carbonatée (plate-forme de Bourgogne) avec les quatre principaux environnements de dépôts dans le Bassin de Paris *stricto sensu* s'est développée à travers le Bassin de Paris (Purser, 1972; Brigaud, Vincent, Carpentier, et al., 2014), (Figure II-15). Une frange de haut-fond typique avec d'abondants ooïdes, péloïdes, bioclastes de bivalves, bryozoaires et gastéropodes (formation Oolite Blanche) délimitait un lagon protégé, derrière le haut-fond oolithique (formation Calcaires de Comblanchien). Les Calcaires marneux à *Pholadomyes* consistent en des alternances marnes/calcaires déposées dans des environnements dominés par les tempêtes dans des conditions d'offshore supérieur. Dans la partie distale, les marnes et les argiles délimitent une zone localement dominée par les tempêtes, et déposées dans un environnement d'offshore inférieur à supérieur (Formation des Marnes à *Ostrea acuminata*). Dans la zone d'étude, les carbonates du Jurassique moyen présentent une alternance de marnes et d'unités calcaires du Bajocien au Callovien.

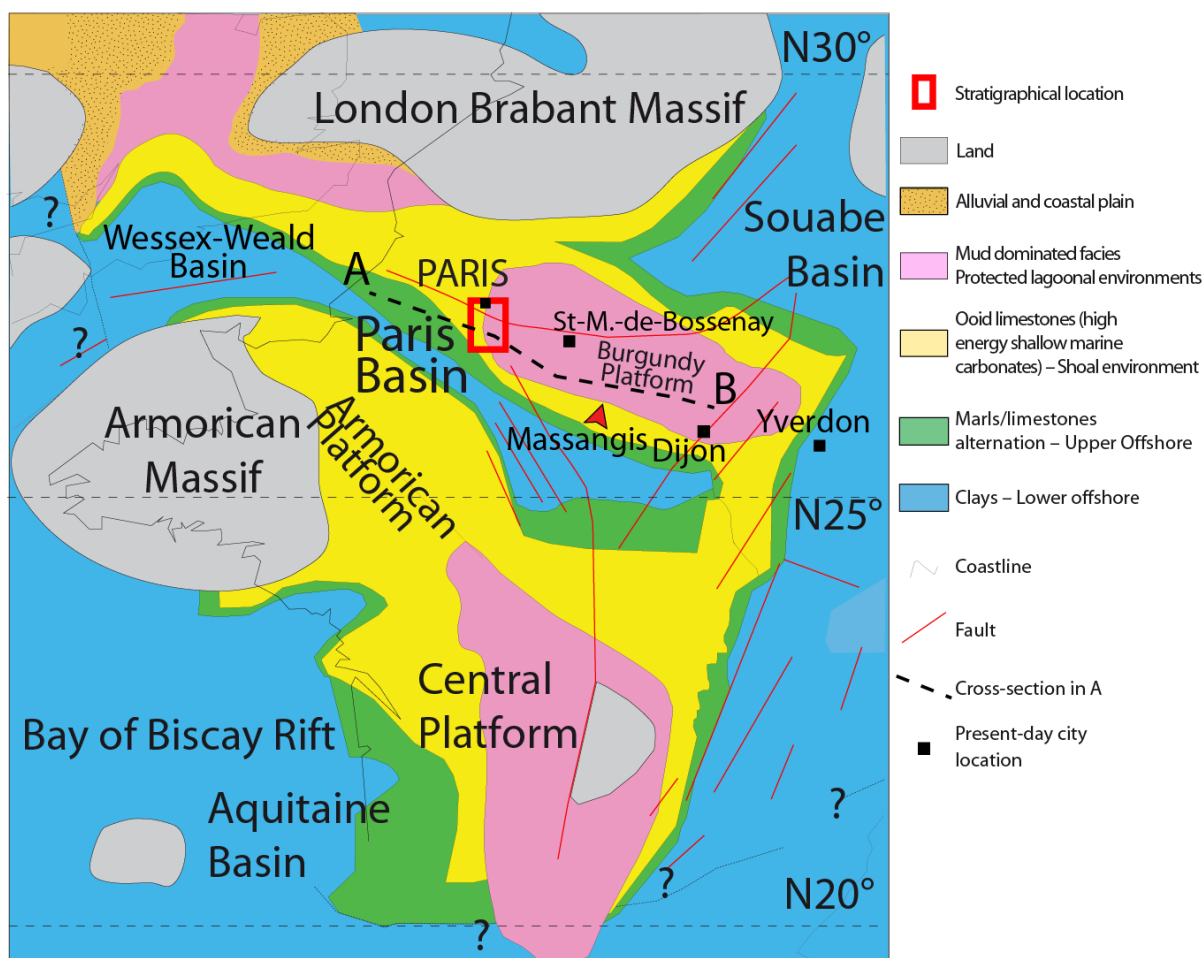


Figure II-15 – Carte paléogéographique écorchée au sommet du Jurassique moyen à l'échelle de la France localisant la zone d'étude des deux modèles géologiques.

II.4 Contexte sédimentologique et stratigraphique

Les dépôts carbonatés sont constitués de 5 formations sédimentaires. De bas en haut, les formations sédimentaires peuvent être décrites comme suit (Mégnyen and Mégnyen, 1980; Delmas et al., 2010; Brosse et al., 2010; Nader et al., 2016a) :

(1) Les Marnes à *Ostrea acuminata* consistent en des dépôts marneux allant de quelques mètres à près de 50 m d'épaisseur se déposant dans des environnements d'offshore inférieur à supérieur et datés du Bajocien supérieur au Bathonien moyen (zone *progracilis*).

(2) Les Calcaires marneux à *Pholadomyes*, datés du Bathonien moyen, sont principalement composés de marnes déposées dans un environnement correspondant à de l'offshore supérieur. Une variabilité

peut être observée dans cette formation avec la présence locale de calcaires ooïdes épars. L'épaisseur de cette formation varie de 30 à 60 m.

(3) La formation Oolithe Blanche est composée de calcaires ooïdes déposés dans une plateforme peu profonde à haute énergie (Vincent et al., 2021). Cette formation constitue le principal réservoir d'énergie géothermique dans les calcaires du Jurassique moyen, et la plupart des couches productives appartiennent à cette formation (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010). L'épaisseur de cette formation varie de 50 à 100 m.

(4) Les Calcaires du Comanchien sont constitués de calcaires micritiques et de calcaires oncobioclastiques. Ces formations migrent du sud-est vers la partie nord-ouest du bassin (Gaumet et al., 2001) (Figure II-15, Figure II-16). Localement, quelques petits niveaux de production existent dans cette formation. L'épaisseur de cette formation diminue d'est en ouest, faisant jusqu'à 70 m autour de Dijon et disparaissant à l'ouest vers Paris (Figure II-15, Figure II-16).

(5) Le sommet des calcaires du Jurassique moyen est composé d'une mince couche de calcaire (à l'épaisseur variant de quelques mètres à 20 m) datée du Callovien inférieur, appelée Formation de la Dalle nacrée. La Formation de la Dalle nacrée est un réservoir bien connu dans le Bassin de Paris, puisqu'elle constitue l'une des principales unités sédimentaires du bassin produisant du pétrole (Perrodon and Zabek, 1990; Javaux, 1992). L'épaisseur totale des formations étudiées comprises entre l'Aalénien-Toarcien le Bajocien et le Callovien varie entre 120 et 200 m dans la zone étudiée.

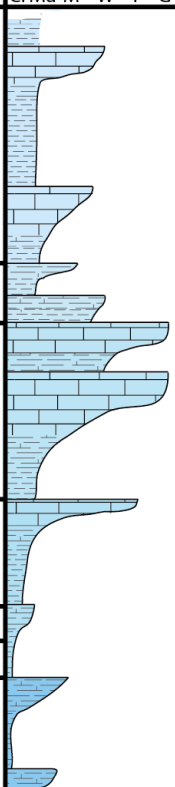
Echelle chronostratigraphique (Odin, 1994)			Cote	Longjumeau-1 Cl Ma M W P G	Formations	Séquences Mégnién & Mégnién 1980		
Jurassique	Sup.	Oxfordien	1350					
			1400					
	Moyen	Callovien	1450					
			1500				Dalle nacrée	D.7
			1550				Oolithe Blanche	D.6
			1600				Calcaires marneux à <i>Pholadomyes</i>	D.4-5
			1650				Grande Oolithe	D.3
			1700				Marnes à <i>Ostrea acuminata</i>	D.2
	Inf.	Aalenien	1750					D.1
			Toarcien				1800	
Pliensbachien				1850				

Figure II-16 – Log du puits le Longjumeau dans l’Essonne, présentant le Jurassique supérieur et ses formations. Nous avons estimé la lithologie du puits en utilisant les observations sur cuttings effectués lors du forage.

Le puits de Longjumeau (Longjumeau-1, LJU-1, Figure II-16) est un exemple de puits étant présent dans la partie ouest de la zone modélisée. Il illustre l’arrivée de faciès plus marneux dans la partie ouest du bassin (Figure II-17, Figure II-18).

Le Bajocien est constitué d’une formation d’un fin banc calcaire sporadique à sa base, pris ensuite dans les marnes à *Ostrea acuminata* (Figure II-16, Figure II-17, Figure II-18). Des dépôts de calcaires plus compacts de style wackestone à packstone appartenant à la formation de la Grande Oolithe sont également présents dans la partie sommitale des dépôts du Bajocien (Figure II-16, Figure II-17, Figure II-18).

La base du Bathonien retrouve les marnes à *Ostrea Acuminata* (Figure II-16, Figure II-17, Figure II-18).

Entre les marnes à *Ostrea Acuminata* et l'Oolithe Blanche se trouve la formation des calcaires marneux à *Pholadomyes* (Figure II-16, Figure II-17). Ces roches sont des alternances de marnes et de bancs de calcaires fins (Figure II-16, Figure II-17, Figure II-18).

Les roches de l'Oolithe blanche sont présentes sur une grande partie du bassin, s'étendant pratiquement sur toute l'étendue du Dogger calcaire (Figure II-17). Elles sont caractérisées par des packstones à grainstones oolithiques présentant parfois des niveaux de rudstones à bioclastes.

La partie ouest de la zone étudiée se caractérise également par la disparition de faciès de lagon du comblanchien (et du comblanchoïde) pourtant très présent 30 km plus à l'est (Figure II-17, Figure II-18) et en couverture dans la carrière de Massangis. Les dépôts lagunaires sont dominés par la présence de pelloïdes et quelques bioclastes, allant de mudstones à rudstones en passant par des packstones et des grainstones. Cependant, les faciès les plus grossiers et énergétiques (grainstones et autres) peuvent se faire rares dans certaines parties de la formation.

La formation de la Dalle Nacrée est présente au-dessus de la formation des calcaires de Comblanchien ou de l'Oolithe blanche et se compose de roches allant de marnes à des grainstones poreux en passant par des alternances marno-calcaires (Figure II-17, Figure II-18, Figure II-19). Les dépôts les plus carbonatés se situent principalement à la base de la formation mais ne sont pas présents sur l'ensemble du bassin. Ces niveaux producteurs sont visibles dans la zone de Chailly (Figure II-19) ou de Coulommès (Purser, 1972; Javaux, 1992).

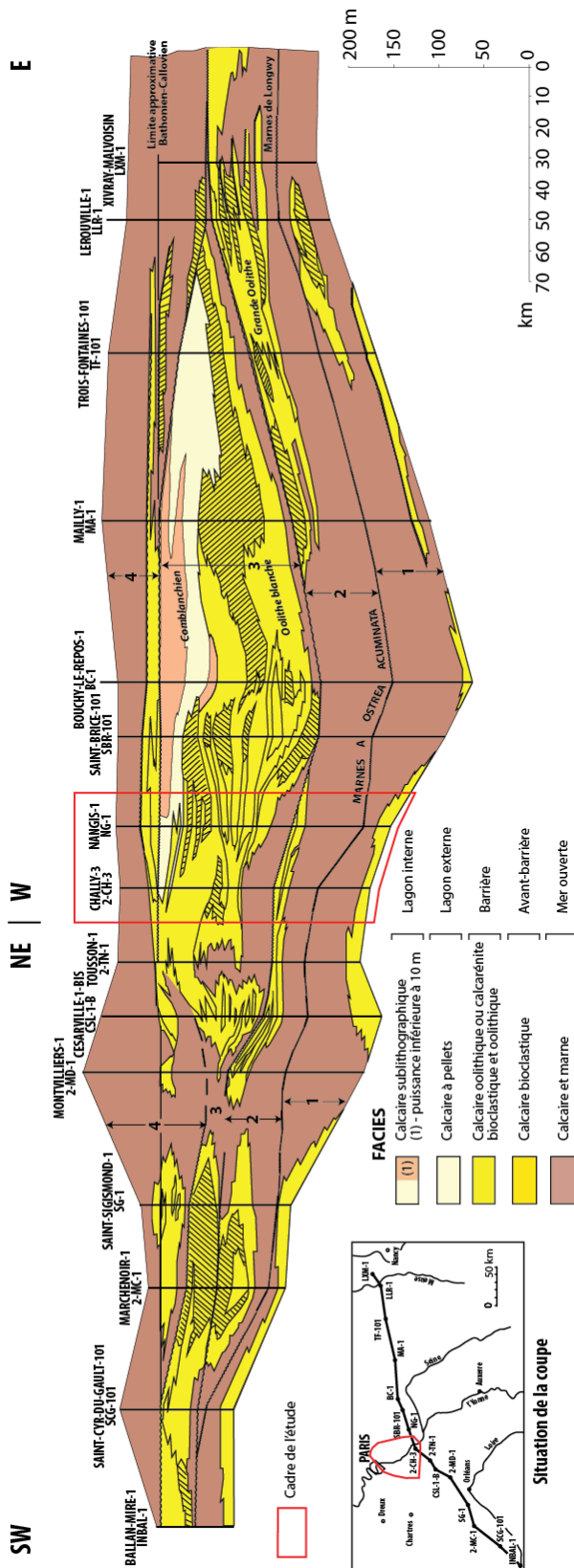


Figure II-17 – Schéma d'évolution du « Dogger calcaire » du Bassin de Paris reconstitué à partir des sondages redessinés Mégien et Mégien (1980).

L'architecture du réservoir a été étudiée par l'observation de puits forés avant 1980 et publiée par Mégnien et Mégnien (1980). Cette représentation du réservoir montre six faciès interprétés en environnements de dépôts : (1) Deux faciès de calcaires sublithographiques interprétés en lagon interne (2) un calcaire à pellets interprété en lagon externe (3) un calcaire oolithique ou calcarénite bioclastique et oolithique interprété en dépôts de barrière (4) un calcaire bioclastique interprété en avant-barrière et enfin (5) des calcaires et marnes interprété en mer ouverte. Le transect du Dogger produit par Mégnien et Mégnien (1980) traverse la partie sud de la zone d'étude du modèle de subsurface (en rouge, Figure II-17). Ce transect montre que dans la partie sud, la majorité du Bathonien supérieur est composé de (1) Calcaires oo-bioclastiques (en jaune) (2) de Calcaires sublithographiques (en rose et beige). Enfin, l'apparition de dépôts de calcaires oolithiques d'âge inférieur à ceux du Bathonien (formation de la Dalle Nacrée d'âge Callovien) au-dessus montre un potentiel de réservoir observé et documenté dans la zone de Chailly (Figure II-20, Perrodon et Zabek (1990)). Le transect de Mégnien et Mégnien (1980) (Figure II-17) montre également entre les puits de Saint-Sigismond et de Césarville la présence d'un membre appelé Sillon marneux. Ce sillon réapparaît légèrement plus à l'Est. Ce retour du sillon marneux dans la zone d'étude de subsurface est observable sur la carte publiée par Mégnien et Mégnien (1980), observable à la surface de la séquence 3 (Figure II-18, découpage de Mégnien et Mégnien (1980)) dans le secteur de Marolles. Sous la surface de la séquence 3, le Sillon marneux s'épaissit et va de plus en plus vers l'Est lorsque l'on descend dans les formations. Cette avancée du sillon marneux est observable dans le puits de Longjumeau (Figure II-16). L'influence du sillon marneux se voit dans ce puits par l'apparition de dépôts plus marneux sous la première corniche du Bathonien (Figure II-16). D'autres transects plus récents traversant la zone d'étude en subsurface passent par les puits CBG-1D et GCAH-2 (Figure II-18, Nader et al., 2016) .

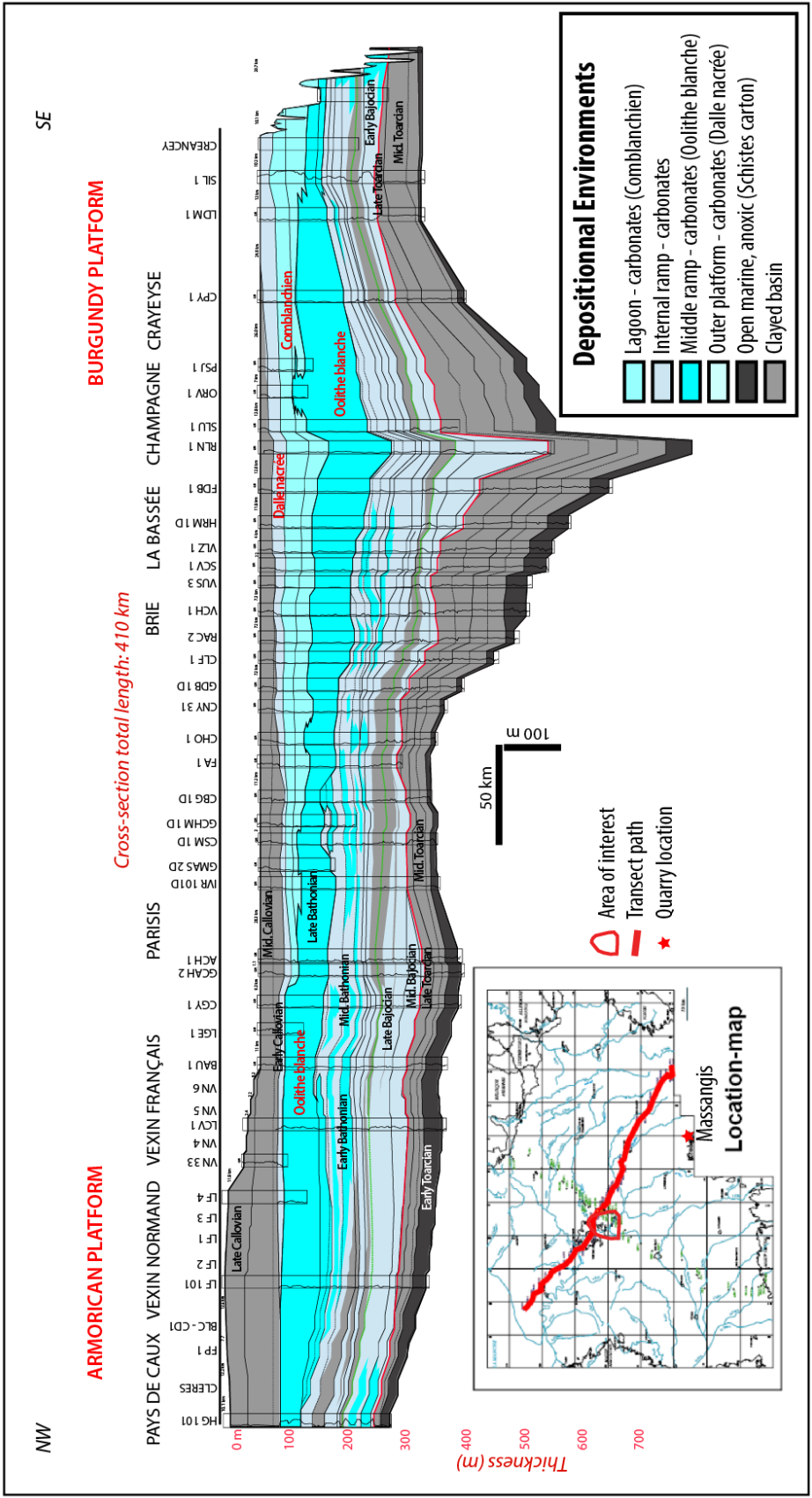


Figure II-18 -Transect du Bassin de Paris entre le Pays de Caux et le Barrois montrant l'évolution de différentes formations du Jurassique moyen ; modifié de Nader et al. (2016).

Ce transect permet d'avoir un aperçu de l'architecture du réservoir dans la partie nord de la zone d'étude de subsurface (Figure II-18). Il montre un niveau relativement uniforme de rampe médiane associée à l'Oolithe Blanche dans la partie centrale du bassin, recouverte par un lagon progradant d'Est en Ouest. Au maximum régressif de la séquence 3, ce lagon occupe la majorité de la partie Est du bassin. La zone d'étude de subsurface se situe à l'interface entre les dépôts de lagon à l'Est, qui viennent s'affiner vers l'ouest, et des dépôts de barrière (rampe médiane) et sous des dépôts de rampe externe (Dalle nacrée, Figure II-18). Cette barrière est large d'une vingtaine de kilomètres au maximum régressif de la séquence 3 et est orientée Nord-Nord-Ouest à Sud-Sud-Est (Figure II-19). Le sillon marneux, qui est une passée marneuse indiquant un approfondissement en mer ouverte se déploie parallèlement aux dépôts centraux de barrière et est large d'environ 40 km (Figure II-19). A l'Ouest, d'autres dépôts de barrière et d'avant-barrière sont observés.

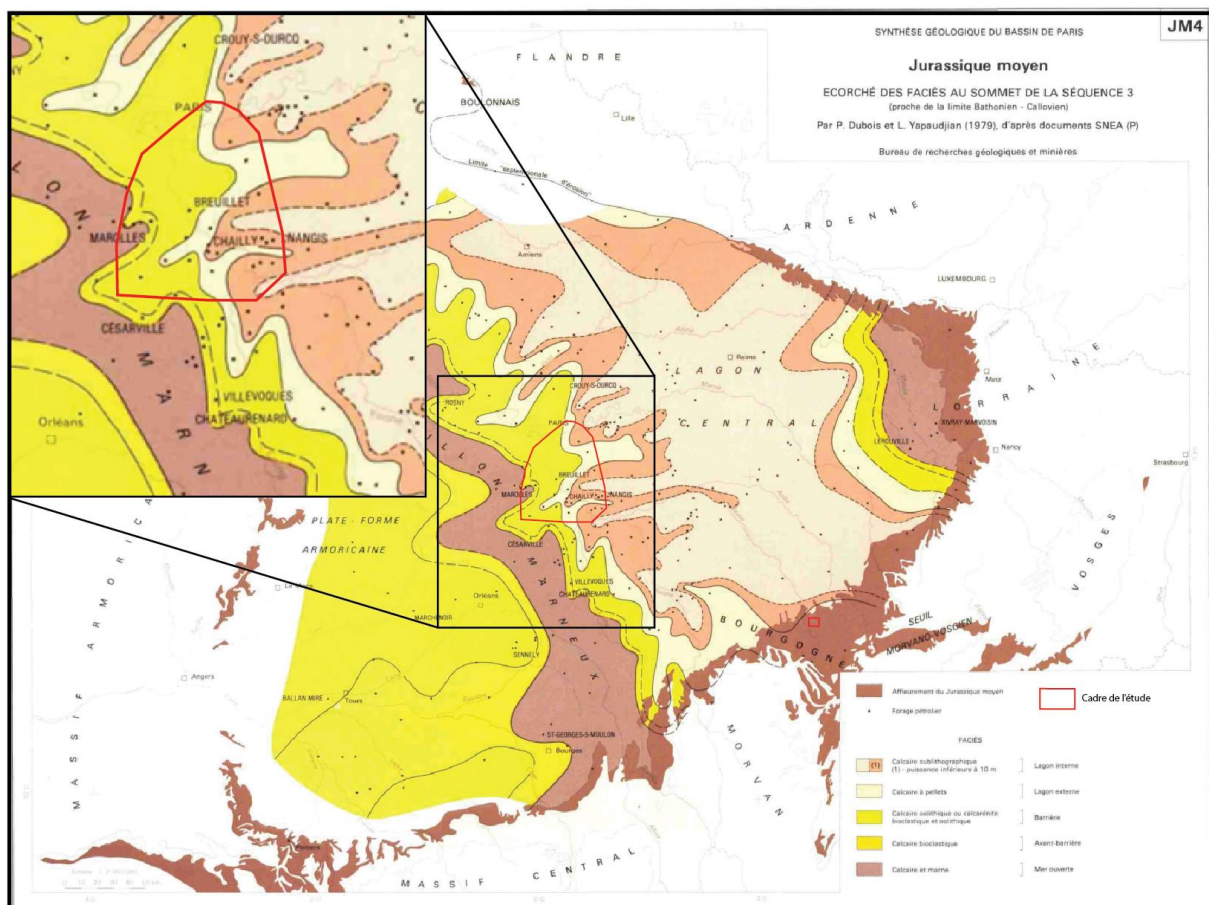


Figure II-19 – Ecorché au sommet du Bathonien (séquence 3) (Mégnyen and Mégnyen, 1980).

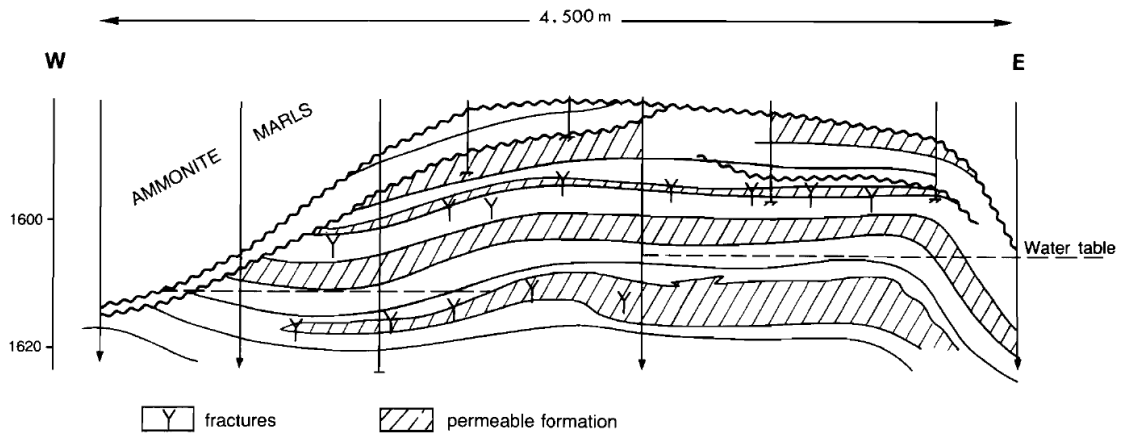


Figure II-20 – Coupe de la zone productrice de Chailly présentant des dépôts perméables dans la dalle nacrée. Issu de Perrodon et Zabek (1990).

Les calcaires du Jurassique moyen du centre du Bassin de Paris de Paris peuvent être composés de quatre séquences de dépôts principaux, comme synthétisées dans la Figure II-21 par Mégnien et Mégnien en 1980 :

- Une séquence Aalénienne à Bajocienne, entre la discontinuité D.1 à la base des calcaires du Jurassique moyen et la discontinuité D.2 à la base des Marnes à *Ostrea acuminata* ou des Marnes de Longwy.
- Une séquence du Bajocien supérieur entre la discontinuité D.2 à la base des Marnes à *Ostrea acuminata* ou des Marnes de Longwy et la discontinuité D.3 au sommet de la Grande Oolithe dans l'Est du Bassin de Paris ou le Jura.
- Une séquence Bathonienne entre les discontinuités D.3 et D.4, regroupant les Formations de l'Oolithes Blanche et du Comblanchien, ainsi qu'une insertion de marnes des Marnes à *Ostrea acuminata*
- Une séquence Callovienne entre les discontinuités D.4 et D.7 comprenant la Dalle nacrée.

- Un niveau d'oolithes ferrugineuses reconnaissable dans le bassin se dépose au-dessus de la séquence D.7.

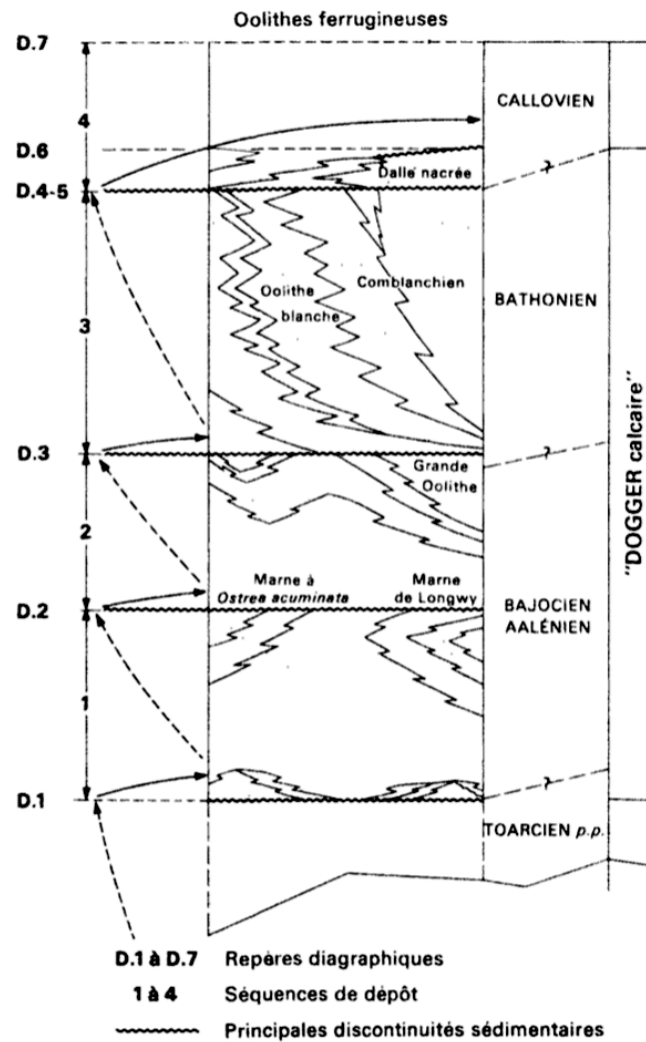


Figure II-21 – Les 4 séquences type du Jurassique moyen dans le Bassin de Paris (Mégnién and Mégnién, 1980).

Purser (1972) a reconnu trois « lithoclines » dans les carbonates du Jurassique moyen de l'est du Bassin de Paris, correspondant à des paquets biosédimentaires et formant trois séquences régressives (Figure II-22). La lithocline ou « séquence élémentaire » est marquée par une rétrogradation rapide à la base (transgression) composée par des argiles recouvrant les calcaires juste au-dessus la discontinuité puis une transition progradante (régression) vers des marnes à la base puis des calcaires peu profonds

(oolithique ou fin), se terminant par une discontinuité se marquant par une surface de type *hardground* (Purser, 1972). La séquence type est marquée par les dépôts suivants (Figure II-23) :

- (1) des argiles correspondant à des environnements profonds et calmes d'offshore inférieur,
- (2) des alternances marnes/calcaires déposées dans des environnements d'offshore supérieures,
- (3) des calcaires à texture grainstones à grains oolithiques déposés dans des eaux marines peu profondes à haute énergie et formant probablement des dunes oolithiques,
- Et (4) des calcaires lagunaires présentant des faciès boueux, marquant des conditions protégées, avec localement des rudstones à peloïdes, oncolithes et bioclastes, marquant des environnements de haute énergie en domaine de lagon.

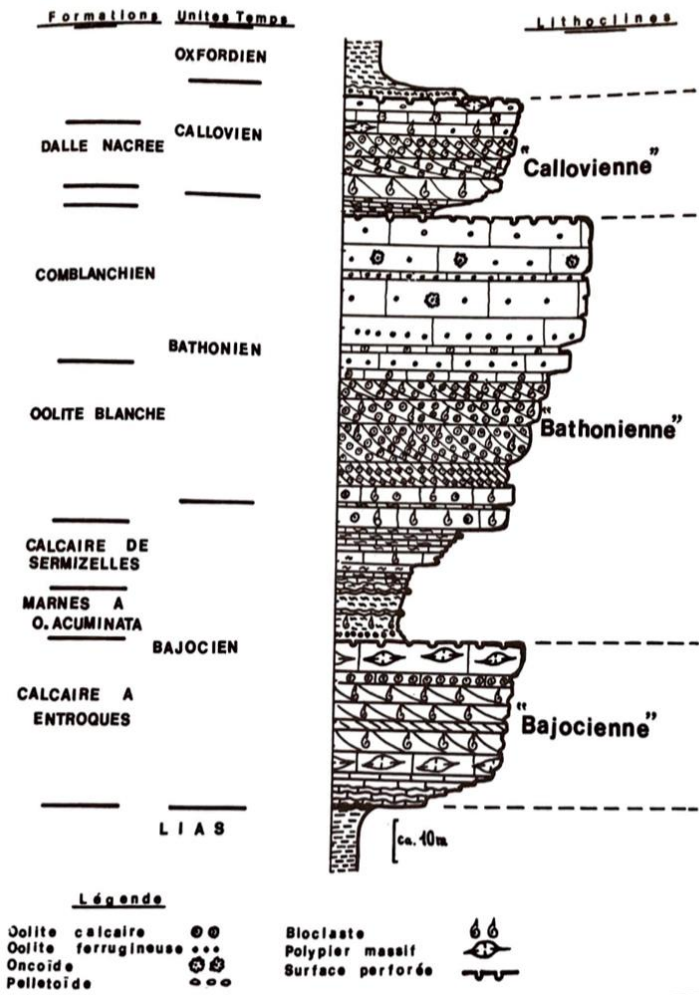


Figure II-22 – Coupe générale montrant les formations géologiques dans les affleurements de l'Yonne (Purser, 1972).

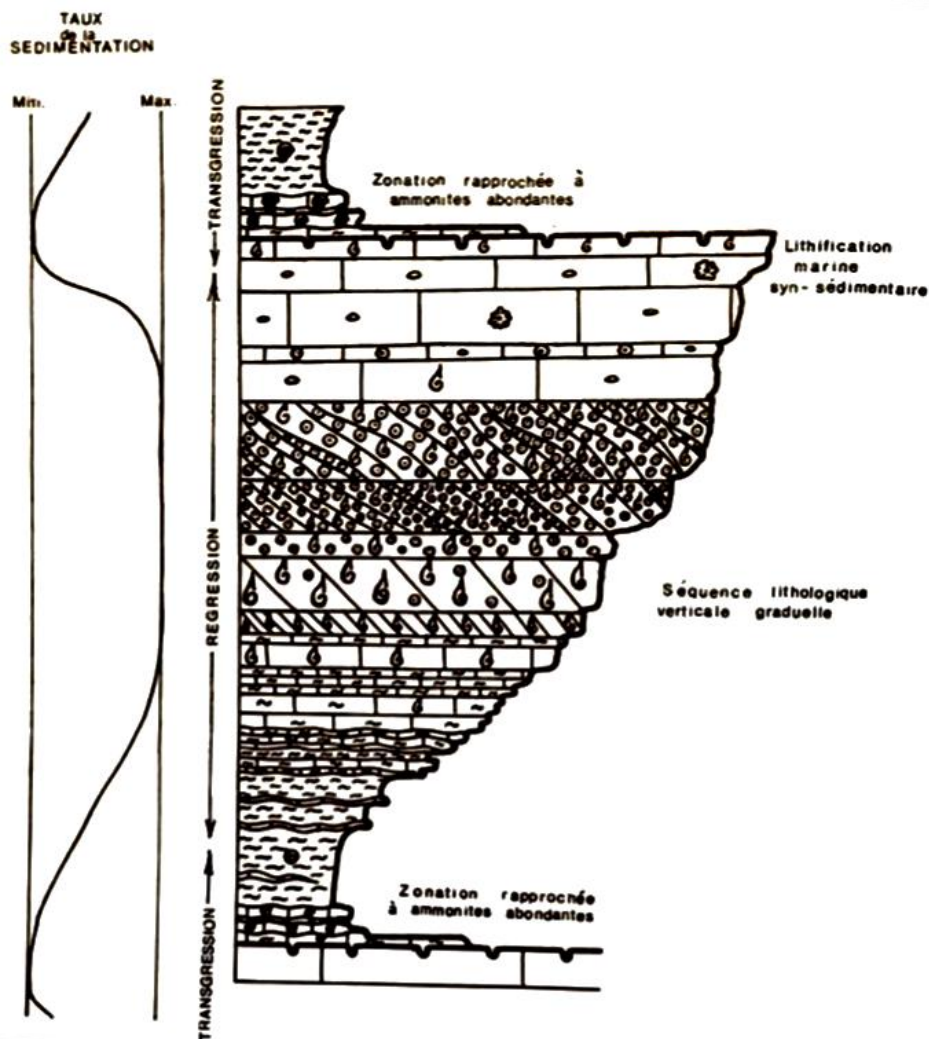


Figure II-23 – Lithocline élémentaire de Purser (1972) valable pour le Bathonien du Bassin de Paris.

Dans la zone d'étude, la lithocline du Bathonien est bien reconnue depuis les Marnes à *Ostrea acuminata* à la base jusqu'à la Formation des Calcaires de Combanchien (Figure II-21, Figure II-22). La couverture est constituée d'une formation sédimentaire argileuse et marneuse datée du Callovien inférieur ou moyen à l'Oxfordien inférieur (Vail et al., 1987; Perrodon and Zabek, 1990). Dans cette roche couverture, une couche métrique d'ooïdes ferrugineuses forme une couche très bien définie que l'on retrouve dans toutes les diagraphies de puits et rapports de fin de sondage du Bassin de Paris (Vail et al., 1987) (Figure II-16, Figure II-18, Figure II-21, Figure II-24). La faune d'ammonites présente dans cette couche permet de dater précisément cette couche du Callovien supérieur (zones d'Athleta

et de Lamberti) à l'Oxfordien inférieur (zone de Cordatum) (Vail et al., 1987; Gaumet, 1997; Collin et al., 2005), (Figure II-24).

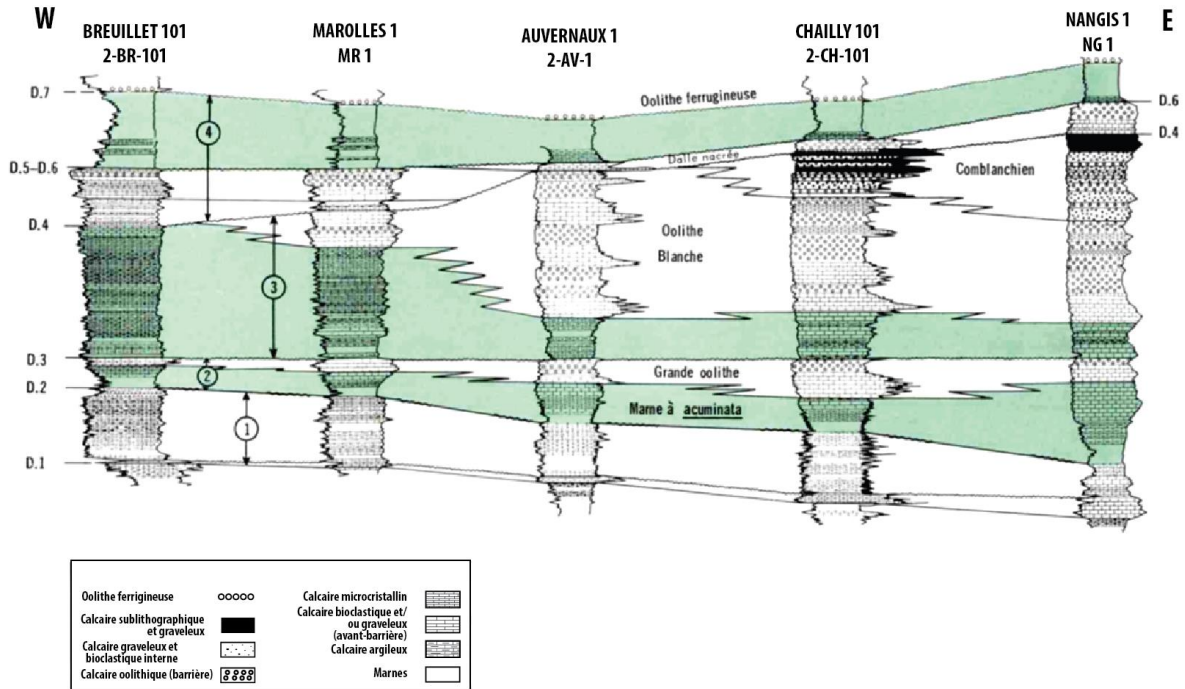


Figure II-24 – Transect présenté dans Mégnien et Mégnien (1980) dans la zone d'étude et présentant les formations traversées par les puits.

Ce marqueur est largement observé dans les dépôts du Bassin de Paris et est utilisé dans de nombreux rapports géologiques et diagraphies de puits comme une couche indiquant le Callovien tardif à l'Oxfordien précoce (Vail et al., 1987; Gaumet et al., 1996; Gaumet, 1997). Sous ce marqueur, et comme présenté dans les Figure II-17, Figure II-18 et Figure II-24 et correspondant à la surface D.7, les surfaces D.5 et D.6 sont condensées en une seule surface et représentent la surface supérieure de la Dalle nacrée sur ce transect (Figure II-24). Cette formation n'est pas continue sur l'ensemble du transect mais n'apparaît que dans la zone Est. A l'Est, la Dalle nacrée s'arrête sur la surface D.4. Après Auvernaux vers l'Est cependant, les dépôts sont plus carbonatés. Tous ces dépôts représentent la séquence 4.

La séquence 3 de ce transect (Figure II-24) débute avec la surface D.4. A l'Est, la formation du calcaire de Comblanchien disparaît entre Chailly et Auvernaux. Sous les calcaires du Comblanchien, la formation de l'Oolithe Blanche s'affine en allant vers l'Ouest. Cet affinement est à relier avec l'influence du Sillon marneux dans la zone (Figure II-19). Enfin, sous l'Oolithe blanche, les Calcaires à Pholadomyes représentent les dépôts plus distaux de la zone et leur base indique le début de la séquence 3, délimitée par la surface D.3. La séquence D.3 est donc une séquence indiquant une régression marine dans la zone et contient les formations d'âge Bathonien.

Sous la surface D.3, les formations d'âge Bajocien sont représentées par un fin niveau de carbonates correspondants à des dépôts synchrones de la formation de la Grande Oolithe trouvable plus à l'Est en Bourgogne (Figure II-17). Elle succède aux dépôts de la formation des marnes à *ostrea acuminata*. Ces deux formations représentent la séquence 2 comprise entre la surface D.3 et D.2.

Les roches situées entre les surfaces D.2 et D.1 sont d'âge Bajocien-Aalénien et représentent la séquence 1 (Mégny et Mégny (1980), Figure II-17, Figure II-21, Figure II-24).

Les travaux antérieurs à 1989 ont été repris et approfondis et ont permis les premières modélisations à l'échelle du bassin (Rojas et al., 1989) (Figure II-25, Figure II-26). Rojas et al. (1989) propose un découpage en 4 faciès du réservoir du Dogger (1) Plateforme interne micritique et graveleuse, (2) Barrière oolithique, (3) Avant barrière oolithique et bioclastique et (4) Plateforme externe micrograveleuse biogène. Un découpage lithoséquentiel des formations a été effectué et indiquant les différentes variations de micro-faciès (Figure II-26). Les niveaux de micro-faciès similaires sont reliés entre différents puits dans des transects (Figure II-26).

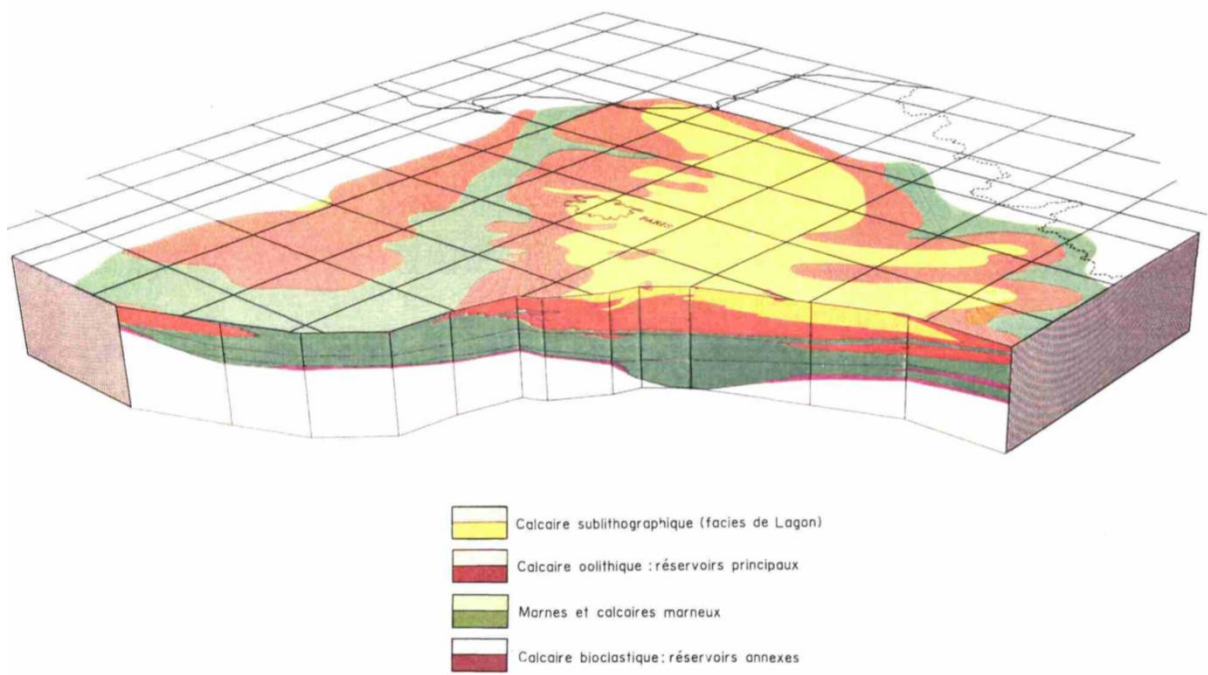


Figure II-25 – Schéma de la répartition des faciès à l'échelle du réservoir (Rojas et al., 1989).

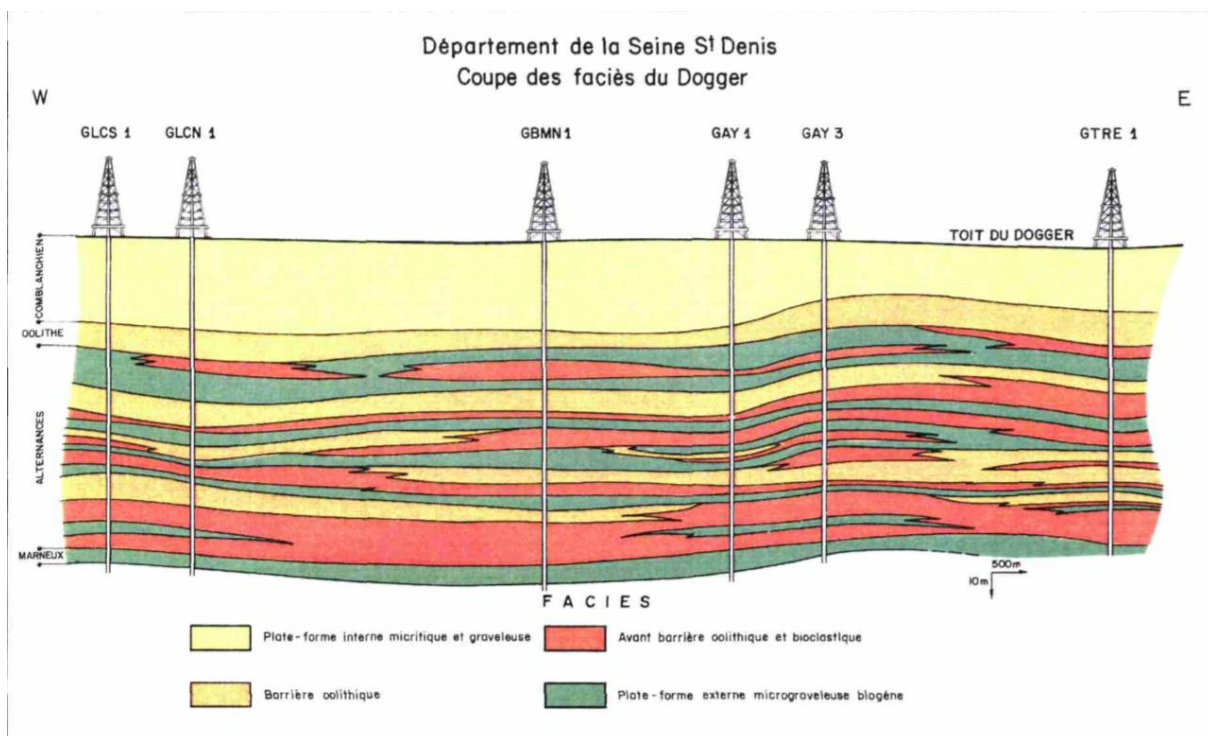


Figure II-26 – Coupe des faciès du Dogger dans le département de la Seine-St-Denis (Rojas et al., 1989).

Les calcaires jurassiques du Bassin de Paris ont été sélectionnés par Vail et al. (1987) pour la première application du modèle stratigraphique sismique (Vail et al., 1977) dans un bassin intracratonique. Suite à cette première application, les « lithoclines » de Purser (1972) ont été interprétées comme des séquences stratigraphiques de second ordre (Jacquin et al., 1992, 1998; Vincent et al., 2021). Dans les années 1990, des travaux biostratigraphiques ont permis de croiser les zonations des ammonites avec celles des brachiopodes, notamment dans les coupes situées dans la zone de sédimentation distale (dans le département de la Nièvre) (Garcia et al., 1996). Ces travaux ont permis d'établir des zonations spécifiques d'association de brachiopodes à une résolution identique à celle à laquelle a été observée la zonation des ammonites (Garcia et al., 1996; Garcia and Dromart, 1997). Ces zonations ont permis de dater avec précision les carbonates du Bathonien et du Callovien dans les forages d'exploration pétrolière du Bassin de Paris (Garcia et al., 1996; Gaumet, 1997). Sur la plate-forme carbonatée, les nombreux brachiopodes collectés par les paléontologues dijonnais ont permis d'établir des associations de brachiopodes, typiques de chaque niveau stratigraphique (à la zone d'ammonite près) (Garcia et al., 1996; Gaumet, 1997) (Figure II-27). D'un point de vue stratigraphie séquentielle, ces niveaux marquent des surfaces d'inondation maximale (Figure II-27).

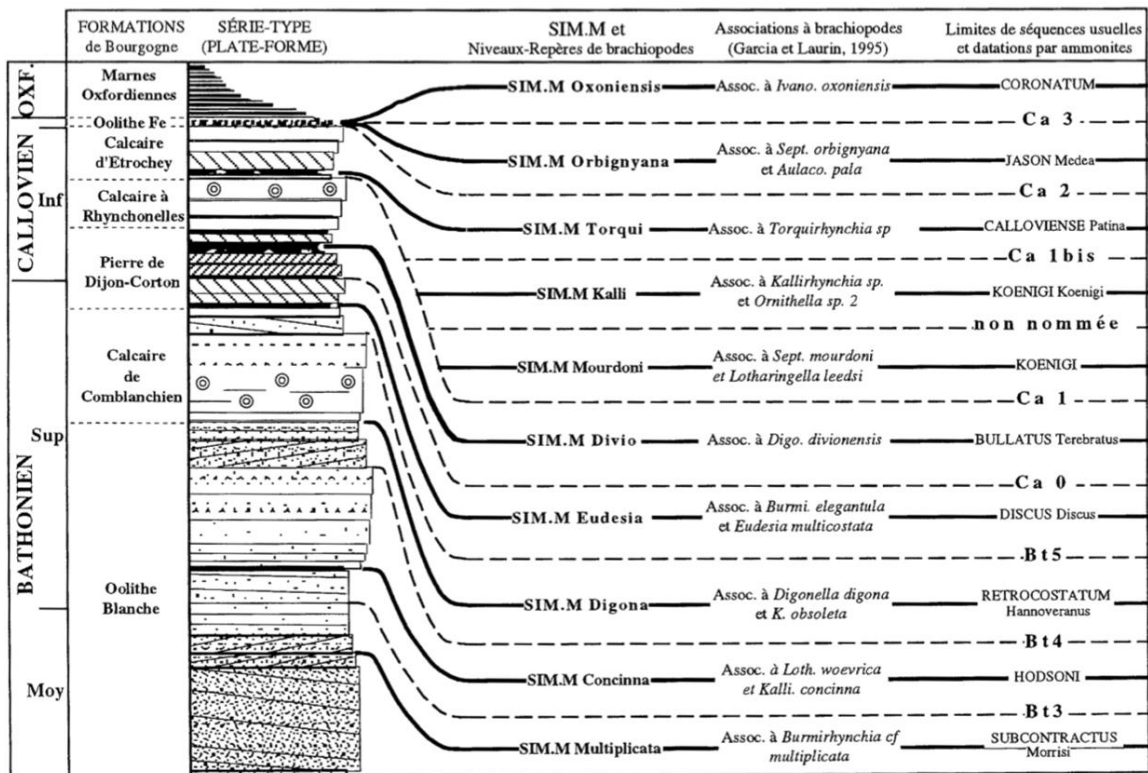


Figure II-27 – Contrôle stratigraphique des faciès de l'Oxfordien au Bathonien moyen (J. P. Garcia et al., 1996).

Jacquin et al. (1992, 1998) ont détaillé un cadre de stratigraphie séquentielle de troisième ordre, qui a été reporté dans les forages du Bassin de Paris par Gaumet (1997). De la base du Bathonien à la fin du Callovien moyen, quatorze séquences de troisième ordre ont été caractérisées (Garcia et al., 1996; Gaumet, 1997; Jacquin et al., 1998). Les surfaces d'inondation maximale de chaque séquence sont bien marquées par une association spécifique de brachiopodes, permettant de bien caractériser l'âge de chaque séquence (Garcia et al., 1996; Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021) (Figure II-29, Figure II-30). Ce découpage stratigraphique effectué par Gaumet (1997) (Figure II-28) est solide car appuyé par des calages biostratigraphiques dans certains puits. Ce découpage effectué par Gaumet (1997) est pris comme référence dans cette étude (Figure II-28).

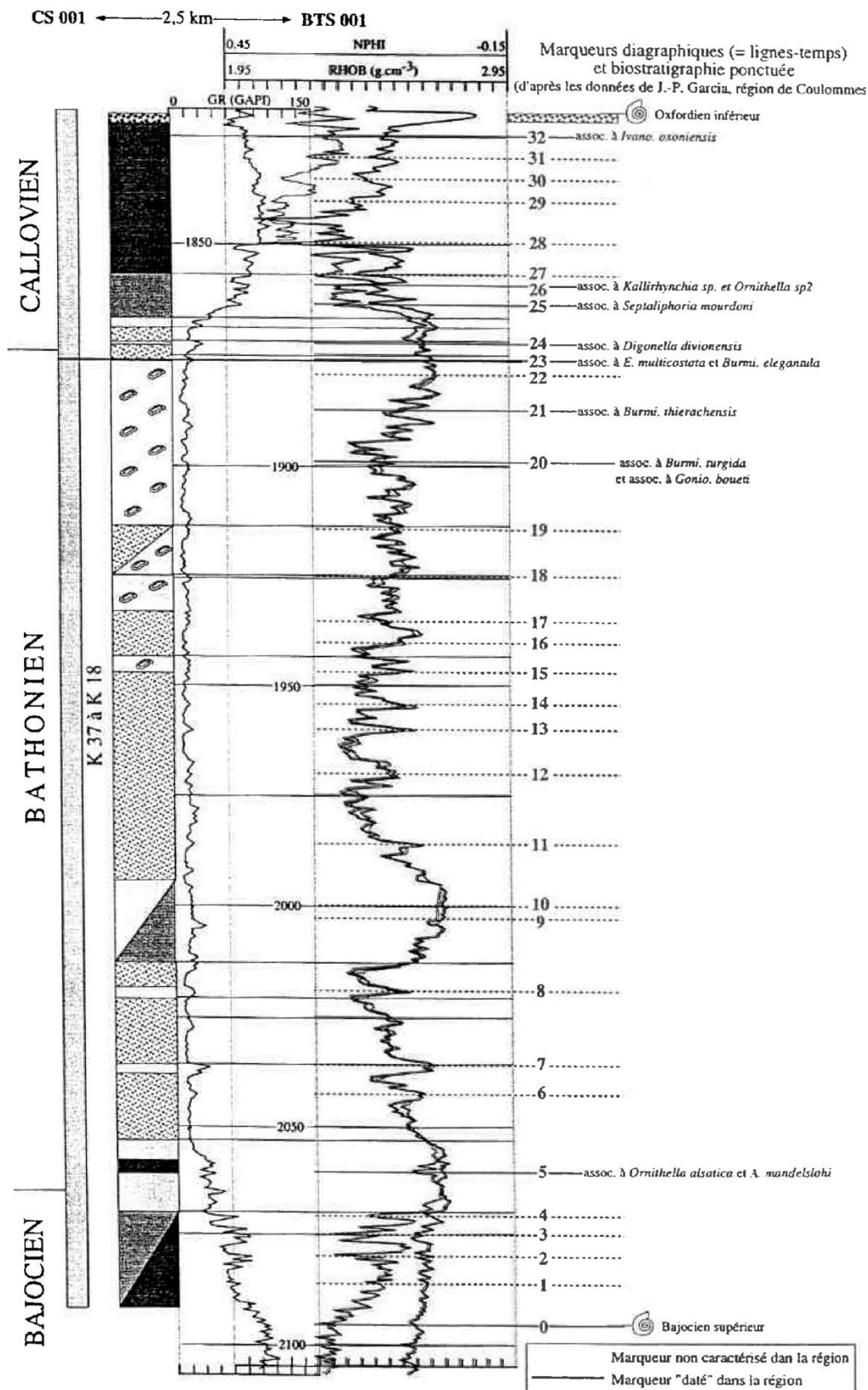


Figure II-28 – Calage des surfaces d'inondation maximale dans les puits de Coulommes (CS001 et Berthus BTS001) par Gaumet (1997).

Le contexte chronostratigraphique du Bassin de Paris repose sur des études biostratigraphiques déterminés à partir de l'observation d'ammonites dans des affleurements et forages de toute l'Europe au cours des dernières décennies. Ces ammonites représentent des marqueurs stratigraphiques spécifiques du Jurassique moyen distal, dont les zonations sont synthétisées par Cariou et al. (1997). Ces recherches sont croisées avec les brachiopodes observés dans les formations du Jurassique moyen du Bassin de Paris (Garcia et al., 1996, Figure II-29). Les surfaces stratigraphiques principales correspondant aux données publiées dans l'Est du Bassin de Paris ont été suivies au travers de transects (Gaumet, 1997; Nader et al., 2016a). Le Jurassique moyen se compose des étages du Callovien, du Bathonien, du Bajocien et de l'Aalénien (Figure II-29, Figure II-30) qui sont décrits à la suite.

Aalénien-Toarcien

L'Aalénien-Toarcien du Bassin de Paris est très variable à l'échelle du bassin dont les dépôts sont plutôt d'origine détritique (argiles, sables, grès ou oolithes ferrugineuses) et très argileux à la base. Dans la région de l'Île-de-France, au sommet de l'Aalénien, des formations plus carbonatées correspondant à des alternances marno-calcaires apparaissent au-dessus, d'une puissante formation argileuse d'âge Toarcien principalement (Mégnyen and Mégnyen, 1980). Les zones à ammonites de l'Aalénien sont en grande partie lacunaires dans la zone, correspondant aux zones à *opalinum*, *murchisonae*, *bradforensis* et *concaum*, reprenant les séquences de 3^{ème} ordre MJI au sommet de MJIII, séquences reconnus à l'Ouest du Bassin (Andrieu et al., 2016, Figure II-29, Figure II-30).

Bajocien

Dans le Bassin de Paris, le Bajocien se segmente en deux parties principales : le Bajocien inférieur, et le Bajocien supérieur. La transition entre l'Aalénien et le Bajocien inférieur correspond à la transition

entre la zone à ammonites *concaum* et *discites*. Le Bajocien inférieur correspond aux zones à ammonites *discites*, *laeviuscula*, *propinquans* et *humphriesianum*, reprenant les séquences de 3^{ème} ordre MJIV et MJV (Figure II-29, Figure II-30). Le Bajocien inférieur est argilo-marneux dans la zone étudiée.

Le Bajocien supérieur débute avec la zone à ammonites *niortense*, et comprend les zones *garantiana* et *parkinsoni*. Ces zones correspondent aux séquences de 3^{ème} ordre MJVI et MJVII (Figure II-29, Figure II-30). Les associations de brachiopodes présentes dans ces zones sont *Rhynchonella proxima* et *Ferrythyris ferryi* (Figure II-29 Figure II-30).

La base du Bajocien marque le début d'un grand cycle transgressif de 2nd ordre allant du sommet de l'Aalénien jusqu'au Bathonien inférieur. Dans la zone d'étude subsurface, la base du Bajocien inférieur est marneuse, plus carbonatée que le sommet. Le Bajocien supérieur correspond à la formation des Marnes à *Ostrea acuminata*, très argileuse, dont le sommet laisse apparaître une régression de 3^{ème} ordre marquée par une lithologie plus carbonatée, pouvant correspondre à l'équivalent stratigraphique de la formation de la *Grande Oolithe* du Jura présentant une fine épaisseur de dépôts localement très carbonatés (forage de Longjumeau Figure II-16 et Figure II-24).

Bathonien

En fonction des différentes définitions, le Bathonien se découpe en deux (Gradstein et al., 2012) ou trois (Hardenbol et al., 1998). Le découpage le plus récent en deux séquences sera retenu.

Le Bathonien inférieur regroupe les zones d'ammonites *zigzag*, *tenuiplicatus*, *progracilis*, *subcontractus* et *morrissi*. Ces zones reprennent les séquences MJVIII et MJIX du Jurassique moyen (Figure II-29, Figure II-30). Les associations de brachiopodes observées dans la zone *zigzag* sont *R. thurmanelloidea*, *Rocheityris curvata* et *Globirhynchia sp.*, mais c'est l'ammonite *zigzag* qui donne son nom à la surface d'inondation maximale. Les zones *tenuiplicatus*, *progracilis* et la base de la zone à

subcontractus sont marquées par l'association de brachiopodes *Tubithyris globata*, qui donne son nom à la surface d'inondation maximale. Enfin, la partie supérieure de *subcontractus* et la zone à *morrisoni* représentent la séquence MJIX, avec l'association à *Burmyrhynchia multiplicata*, qui donne son nom à la surface d'inondation maximale.

La séquence de 3^{ème} ordre MJIX clot le grand cycle de 2^{ème} ordre Aalénien Bathonien moyen (Figure II-30). Au cours de cette grande séquence, les Marnes à *Ostra acuminata* passe verticalement aux dépôts carbonatés pouvant correspondre à la Grande Oolithe du Jura ou à l'Oolithe miliaire de Lorraine, marquant une régression. Cette régression laisse place à une transgression menant aux dépôts des calcaires marneux à *Pholadomyes* puis de l'Oolithe Blanche, progradant depuis l'Est.

Le Bathonien supérieur débute avec la partie terminale de la zone à ammonites *morrisoni*, puis se poursuit avec les zones *hodsoni*, *orbis* et *discus*. Les zones à *hodsoni* et *orbis* sont représentées par la séquence de 3^{ème} ordre MJX, et la zone à *discus* par la séquence de 3^{ème} ordre MJXI. L'association de brachiopodes de la zone à *hodsoni* comprend *Lotharingella woevrica* et *Kallirynchia concinna*. Cette dernière donne son nom à la surface d'inondation maximale. La zone à *orbis* des *Digonella Digona*, qui donnent leur nom à la surface d'inondation maximale de la séquence de 3^{ème} ordre MJX. Enfin, la zone à *discus* présente des *Eudesia multicosata* qui prêtent leur nom à la surface d'inondation maximale de la séquence de 3^{ème} ordre MJXI et aux Marnes à *Eudesia* (Figure II-29, Figure II-30).

Le Bathonien supérieur marque le début de la transgression du cycle de 2^{ème} ordre Bathonien moyen – Oxfordien inférieur. Elle marque un début de ré ennoisement qui connaîtra son paroxysme au cours de l'Oxfordien inférieur. Les formations proximales déposées tendent à devenir plus distales. Dans la zone d'étude de subsurface, les dépôts de l'Oolithe Blanche continuent à prograder sur les dépôts des Calcaires marneux à *Pholadomyes* de l'Est vers l'Ouest. Les dépôts des Calcaires du Comblanchien progradent de l'Est vers l'Ouest dans la partie sommitale du Bathonien supérieur.

Callovien

Le Callovien a été intensivement étudié lors de travaux sur la formation de la Dalle nacrée au cours de l'expansion de la production pétrolière du Bassin de Paris (Garcia, 1992; Javaux, 1992). Le Callovien se découpe en trois parties, le Callovien inférieur, le Callovien moyen et le Callovien supérieur. Le Callovien inférieur regroupe les zones à ammonites *herveyi*, *koegini* et *calloviense*. La zone à *herveyi* présente des brachiopodes *Lotharingella gremifera* et *Digonella divionensis*, qui donnera son nom à la surface d'inondation maximale (MFS Divio). La zone à ammonites *koegini* présente entre autres les brachiopodes de la famille des *Septaliphoria mourdoni* (MFS Mourdoni). Les zones *herveyi* et *koegini* forment la séquence de 3^{ème} ordre MJXII (Figure II-29, Figure II-30). La zone à ammonites *koegini* empiète légèrement dans l'association de brachiopodes de la zone suivante (*calloviense*). Cette dernière est caractérisée par la présence de *Digonella marcoui*, *Ornithella sp. 2* et *Kallirhynchia sp.* (MFS Kalli). La zone à ammonites *calloviense* marque la séquence de 3^{ème} ordre MJXIII (Figure II-29, Figure II-30).

Le Callovien moyen est défini par deux zones à ammonites, la zone à *jason*, présentant des brachiopodes de la famille de *Septaliphora orbinyana* et des *Auloco pala*, ainsi que la zone à *coronatum*. Ces deux zones à ammonites encadrent la séquence de 3^{ème} ordre MJXIV.

Enfin, le Callovien supérieur est également défini par deux zones à ammonites, la zone à *athlea* et la zone à *lamberti*. Elles caractérisent la séquence MJXV qui cloture le Callovien et le Jurassique moyen (Figure II-29, Figure II-30).

Etage/Zones		associations Brachiopodes
Callovien supérieur	163,5 <i>lamberti</i>	
	163,8 <i>athleta</i>	
Callovien moyen	164,2 <i>coronatum</i>	
	164,5 <i>jason</i>	<i>Septaliphora orbinyana</i> <i>Aulaco pala</i>
Callovien inférieur	164,6 <i>calloviense</i>	<i>Kallirhynchia</i> sp. and <i>Ornithella</i> sp. 2 Ass. <i>Digonella marcoui</i> ----- MFS Kalli
	164,9 <i>koenigi</i>	<i>Septaliphoria mourdoni</i> ---- MFS Mourdoni <i>Lotharingella leedsii</i> , <i>Ornithella</i> sp1 Ass. <i>Goniorhynchia buteo</i> Ass.
	165,5 <i>herveyi</i>	<i>Digonella divionensis</i> and <i>Lotharingella gremifera</i> ---- MFS Divio
Bathonien supérieur	166,1 <i>discus</i>	<i>Eudesia multicostata</i> and <i>B. elegantula</i> Ass. ----- MFS Eudesia
	166,2 <i>orbis</i>	<i>B. thierchensis</i> and <i>B. proteiformis</i> , <i>Digonella Digona</i> <i>Kutchirhynchia cf obseleta</i> Ass. ----- MFS Digona
	166,4 <i>hodsoni</i>	<i>Lotharingella woevrica</i> and <i>Kallirhynchia concinna</i> Ass. --- MFS Concinna
Bathonien inférieur	166,6 <i>morrissi</i>	<i>Burmihynchia</i> cf. <i>multiplicata</i> Ass. ----- MFS Multiplicata
	166,8 <i>subcontractus</i>	
	166,9 <i>progracilis</i>	
	167,4 <i>tenuiplicatus</i>	<i>Tubithyris globata</i> Ass. ----- MFS Globata <i>holothyris depressa</i>
	167,6 <i>zigzag</i>	<i>R. thurmanelloidea</i> ----- MFS "Zigzag" <i>Rocheityris curvata</i> <i>Globirhynchia</i> sp. Ass.
	168,3 <i>parkinsoni</i>	<i>Ferrythyris ferryi</i> et "R." <i>edwardsi</i> Ass. ----- MFS "Acris"
Bajocien supérieur	168,7 <i>garantiana</i>	<i>Rhynchonella proxima</i>
	169,1 <i>niortense</i>	
Bajocien inférieur	169,4 <i>humphriesianum</i>	<i>Monsardithyris buchmaniana</i>
	169,7 <i>propinquans</i>	
	169,8 <i>laeviuscula</i>	
	170,1 <i>discites</i>	
	170,3	

Figure II-29 – Associations de brachiopodes du Jurassique moyen recalées sur l'échelle biostratigraphique à ammonites, d'après Garcia et al. (1996) ; âges d'après Gradstein et al. (2012) ; issu de Andrieu (2016).

Le Jurassique moyen est donc une série bien connue et contrainte, avec des études de faunes endémiques à certains étages, voire certaines zones au sein d'étages (cf. le Callovien inférieur, Figure II-30). De plus, des études portant sur la stratigraphie séquentielle du Jurassique moyen sont effectuées depuis plus de 40 ans, offrant un cadre bien déterminé (Purser, 1972). Au cours du Jurassique moyen, le Bassin de Paris connaît plusieurs épisodes transgressifs et régressifs de 3^{ème} ordre au sein de deux séquences incomplètes et une séquence complète de 2^{ème} ordre (Figure II-30). La régression du cycle 6 ou cycle Camien-Toarcien, l'ensemble du cycle 7 ou cycle Aalénien-Bathonien moyen, et enfin la transgression du cycle 8, ou cycle Bathonien moyen–Oxfordien moyen (Figure II-30).

SERIES	ETAGES	ZONES			ZONE D'ETUDE (Andrieu 2016)				SEQUENCES EUROPEENNES STANDARDS				
		TETHYAN	SUBBOREAL	BOREAL	SEQUENCES (2 ^{ème} ordre)	SEQUENCES (3 ^{ème} ordre)	LIMITES DE SEQUENCES	SURFACES D'INONDATION MAXIMALE	(3 ^{ème} ordre)	(2 ^{ème} ordre)			
					Caen Montbron								
JURASSIQUE SUPERIEUR	OXFORDIEN	SUPERIEUR	bimammatum	pseudo-cordata	rosenkranzi		SEQUENCE LJVII		bimammatum	Ox8		Cycle Oxfordien supérieur-Tithonien	
			bifurcatus	cautisnigrae	serratum						Ox7		
			transversarium	pimulus	glosense tenuiseratum		SEQUENCE LJVI	Ox6	glosense	Ox6			
			plicatilis	catatum densiplicatum		SEQUENCE LJV	Ox5	tenuiseratum	Ox5				
						SEQUENCE LJIV	Ox4	densiplicatum	Ox4				
						SEQUENCE LJIII	Ox3	densiplicatum	Ox3				
	CALLOVIEN	MOYEN		cordatum			SEQUENCE LJII	Ox2	cordatum	Ox2		Cycle Bathonien moyen-Oxfordien moyen	
		INFERIEUR		mariae				SEQUENCE LJI		mariae	Ox1		
JURASSIQUE MOYEN	BATHONIEN	MOYEN										Cycle Bathonien moyen-Oxfordien moyen	
		INFERIEUR		lamberti				SEQUENCE MJXV	Cal4	athleta	Ox0		Call5
				coronatum				SEQUENCE MJXIV	Cal3	jason	Call4		
	CALLOVIEN	MOYEN										Cycle Bathonien moyen-Oxfordien moyen	
		INFERIEUR		Gracilis	jason calloviense	calloviense		SEQUENCE MJXIII	Cal2	calloviense	Call3		
				koegini				SEQUENCE MJXII	Cal1	macrocephalus	Call1		
				herveyi	Macrocephalus								
BATHONIEN	MOYEN										Cycle Bathonien moyen-Oxfordien moyen		
	INFERIEUR		retroco. bremeri	discus orpis			SEQUENCE MJXI	Bt4	hollandi	Call0		Bat5	
			subcontractus	hodsoni morisi			SEQUENCE MJX	Bt3	hodsoni	Bat4			
			progracilis				SEQUENCE MJIX	Bt2	subcontractus	Bat3			
BAJOCIEN	MOYEN										Cycle Aalenien-Bathonien moyen		
	INFERIEUR		zigzag				SEQUENCE MJVIII	Bt1	zigzag	Bat2		Bat1	
BAJOCIEN	MOYEN										Cycle Aalenien-Bathonien moyen		
	INFERIEUR		parkinsoni				SEQUENCE MJVII	Bj5	parkinsoni	Bj5			
			garantiana niortense				SEQUENCE MJVI	Bj4	niortense	Bj4			
			humphriesianum				SEQUENCE MJV	Bj3	humphriesianum	Bj3			
AALENIEN	MOYEN										Cycle Aalenien-Bathonien moyen		
	INFERIEUR		laeviuscula discites				SEQUENCE MJIV	Bj2	laeviuscula	Bj2			
			concovum				SEQUENCE MJIII	Bj1	concovum	Bj1			
			bradforensis										
AALENIEN	MOYEN										Cycle Carnien-Toarcien		
AALENIEN	INFERIEUR											Cycle Carnien-Toarcien	

Figure II-30 – Séquences de la zone d'étude replacées dans leur cadre temporel et comparées aux séquences européennes (Hardenbol et al., 1998) ; issu de Andrieu (2016).

II.5 Contexte pétrophysique

La longue histoire d'exploitation pétrolière a été à l'origine de très nombreuses études afin de caractériser la pétrophysique des roches, notamment des calcaires du Jurassique moyen. Dans la périphérie du bassin, plusieurs études ciblant le Jurassique ont été menées (Coudert and Jaudin, 1988; Brosse et al., 2010).

Des recherches sur la pétrographie des roches du bassin menées par les équipes des Université de Paris-Sud (Orsay), de l'Université de Bourgogne ou encore de l'IFPEN ont permis de mieux cerner les phases de cimentation et/ou de dissolution dans les calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris et d'observer l'influence de la stratigraphie séquentielle sur leur développement (Purser, 1972, 1978; Bruce H. Purser, 1985; Durllet and Loreau, 1996; Loreau et al., 1999; Vincent et al., 2007, 2011; Brigaud et al., 2009; Brigaud et al., 2014; Nader et al., 2016a). Ces principes ont pu être exploités dans des études plus récentes dans la partie plus méridionale de la France (Andrieu et al., 2015, 2017). Ces recherches montrent la complexité du réseau poreux à fine échelle et l'influence de la diagenèse sur les perméabilités.

Dans les années 2000, le programme PICOREF « Piégeage du CO₂ dans les réservoirs géologiques en France », porté par l'IFPEN, a permis d'étudier les caractéristiques des calcaires du Jurassique moyen pour un potentiel stockage géologique de CO₂. Le site d'étude prospecté est localisé entre Melun, Auxerre et Troyes, dans une zone définie par un carré de 70 km × 70 km, et s'étendant sur environ 4000 km², sur quatre départements : la Seine-et-Marne, l'Yonne, l'Aube et la Marne. Ce site d'étude est localisé entre les deux sites étudiés dans le cadre de cette thèse, à quelques dizaines de kilomètres (environ 80 km) au nord du site de la carrière de Massangis et à moins de 30 km de Melun. Massangis a d'ailleurs été observée au cours de l'étude PICOREF afin de caractériser certains facies dans les affleurements (Delmas et al., 2010). Des transects normalisés au niveau à oolite ferrugineuses (Repère Infra-Oolithique des pétroliers : R.I.O) sont également produits. Cette étude s'appuie sur les données déjà largement disponibles issues de l'exploitation pétrolière datant de plus de 50 ans dans la région,

ainsi que de nouvelles données de pétrophysique, campagnes de terrain et des lignes sismiques. Cette étude a permis de créer une base de données rassemblant environ 6800 mesures couplées de porosité et de perméabilité (Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010). Couplée à une étude pétrographique, le réservoir a pu mieux être caractérisé avec une microporosité étendue dans l'Oolithes Blanche (Figure II-31), une porosité intergranulaire dans quelques échantillons du calcaire Comblanchien et dans beaucoup d'échantillon de la Dalle nacrée, formant l'essentiel du réservoir dolomitisé (Delmas et al., 2010).

Les propriétés de porosité et de perméabilité ont été étudiés par Delmas et al. (2010) dans ces trois différentes formations en déterminant les faciès des échantillons basés sur leur texture (Figure II-31, Figure II-32).

Les échantillons provenant de l'Oolithe Blanche (Figure II-31) présentent de bonnes porosités, que ce soit pour les grainstones, les packstones ou les wackestones. Cependant, la perméabilité des échantillons reste faible (entre 0.01 et 5 mD). Ces valeurs sont dues à une microporosité peu connectée, quelle que soit la texture de l'échantillon. Cependant, les packstones et wackestones présentent globalement des valeurs légèrement plus élevées que les grainstones (Figure II-31). Cette différence peut provenir du fait que la matrice présente dans les roches au liant plus boueux ont pu conserver une microporosité intacte là où les grainstones qui possèdent un espace intergranulaire complètement bloqué par des croissances de cristaux de dolomite sont moins interconnectés.

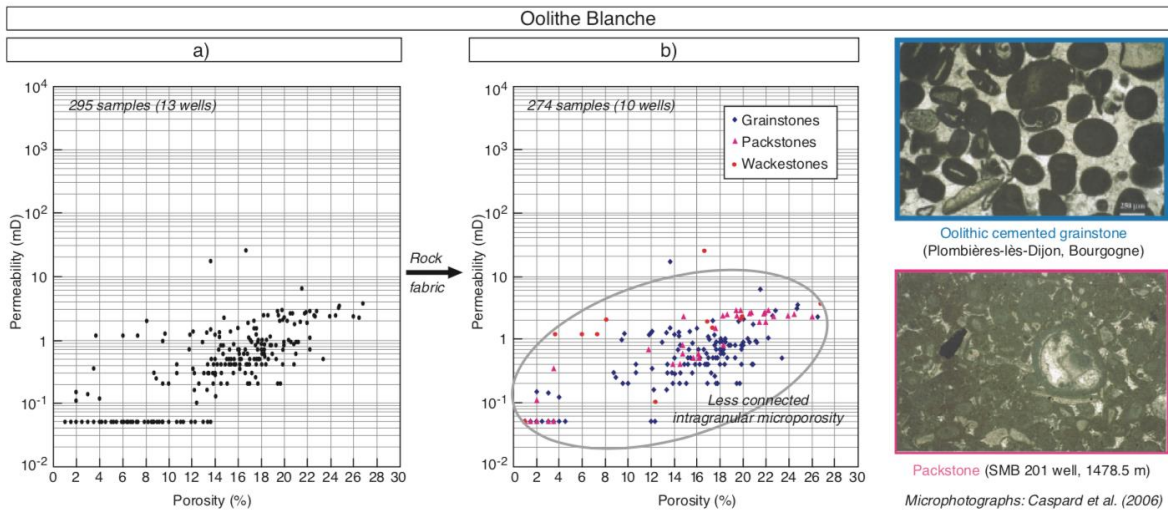


Figure II-31 – Répartition des propriétés pétrophysiques au sein de la formation de l’Oolithe Blanche en fonction des textures des échantillons au sud de la Champagne (Delmas et al., 2010).

La même approche a été menée sur les échantillons du Comblanchien (Figure II-32), ne montrant pas une meilleure perméabilité dans les faciès d’origine micritique aussi marquée que dans les échantillons de l’Oolithe Blanche. Cependant, une meilleure perméabilité induite par des stylolithes (plus présents dans les roches n’ayant pas subis de précipitations de ciments précoces) est observée.

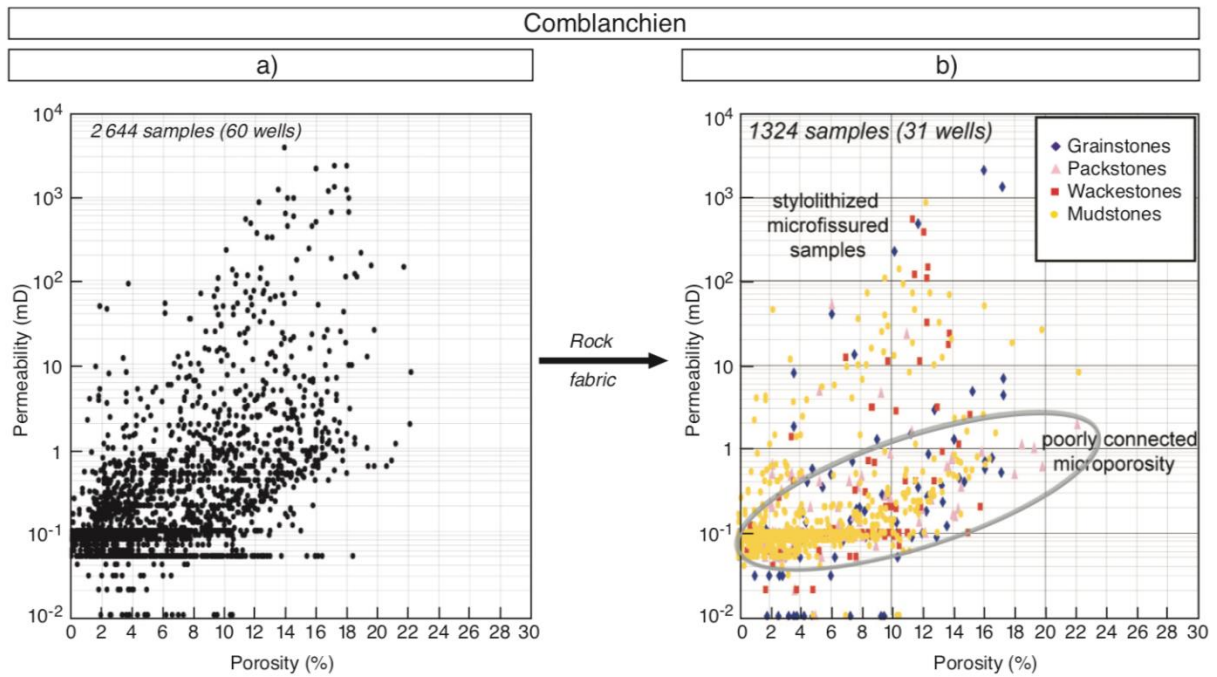


Figure II-32 – Répartition des propriétés pétrophysiques au sein de la formation du Comblanchien en fonction des textures des échantillons au sud de la Champagne (Delmas et al., 2010).

Enfin, la Dalle Nacrée qui regroupe la majorité des échantillons de l'étude montre également que les faciès (textures) des échantillons influent fortement sur l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques (Figure II-33). Les échantillons les plus perméables présentent des microfractures, mais ces dernières ne sont pas prévisibles. Ensuite, les faciès de grainstones sont potentiellement très perméables dans les porosités les plus élevées (de 10 à 1000 mD entre 10 et 18% de porosité), bien que quelques packstones soient présent dans cette classe de valeurs nommée « *grain-dominated fabrics* » (Figure II-33). Les « *mud-dominated fabrics* » présentent des valeurs de perméabilité globalement bien plus faibles (entre 0.1 et 1 mD pour 8 à 18% de porosité), tandis que les mudstones représentent des faciès à la porosité et à la perméabilité faibles (Figure II-33).

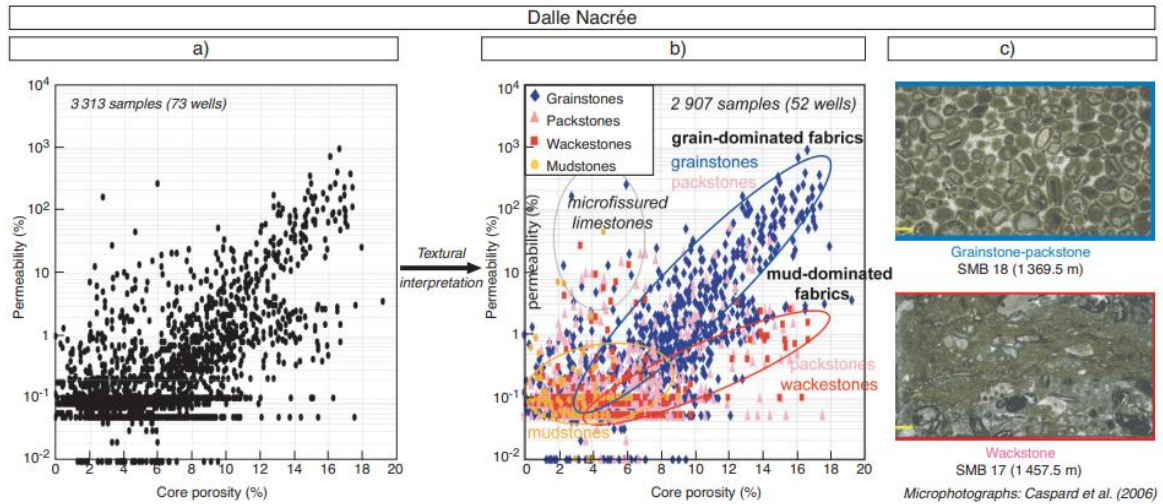


Figure II-33 – Répartition des propriétés pétrophysiques au sein de la formation de la Dalle Nacrée en fonction des textures des échantillons au sud de la Champagne (Delmas et al., 2010).

Finalement, en combinant toutes les données disponibles (Figure II-34) et à l'aide du log de Saint-martin-de-Bossenay-1 (Figure II-35, foré en 1959), il est possible de déterminer que le puits et la zone présentent 4 réservoirs, les réservoirs A et B compris dans la formation de la Dalle Nacrée, tandis que les réservoirs C et D sont localisés dans la formation du Comblanchien (Figure II-35). Ces observations ponctuelles (au niveau d'un puits) se recoupent avec les données issues des différents sondages de la zone PICOREF qui présentent des valeurs de réservoirs perméables dans formations de la Dalle Nacrée et du Comblanchien (perméabilité supérieure à 1 mD), tandis que le comportement des données de la formation de l'Oolithe Blanche se rapprocherait plutôt d'un réservoir microporeux et peu perméable (Figure II-34). La porosité de la Dalle Nacrée et du Comblanchien se mélangent pour donner des propriétés similaires à celles d'un réservoir à porosité intergranulaire et macroporeux plus conventionnel (Figure II-34).

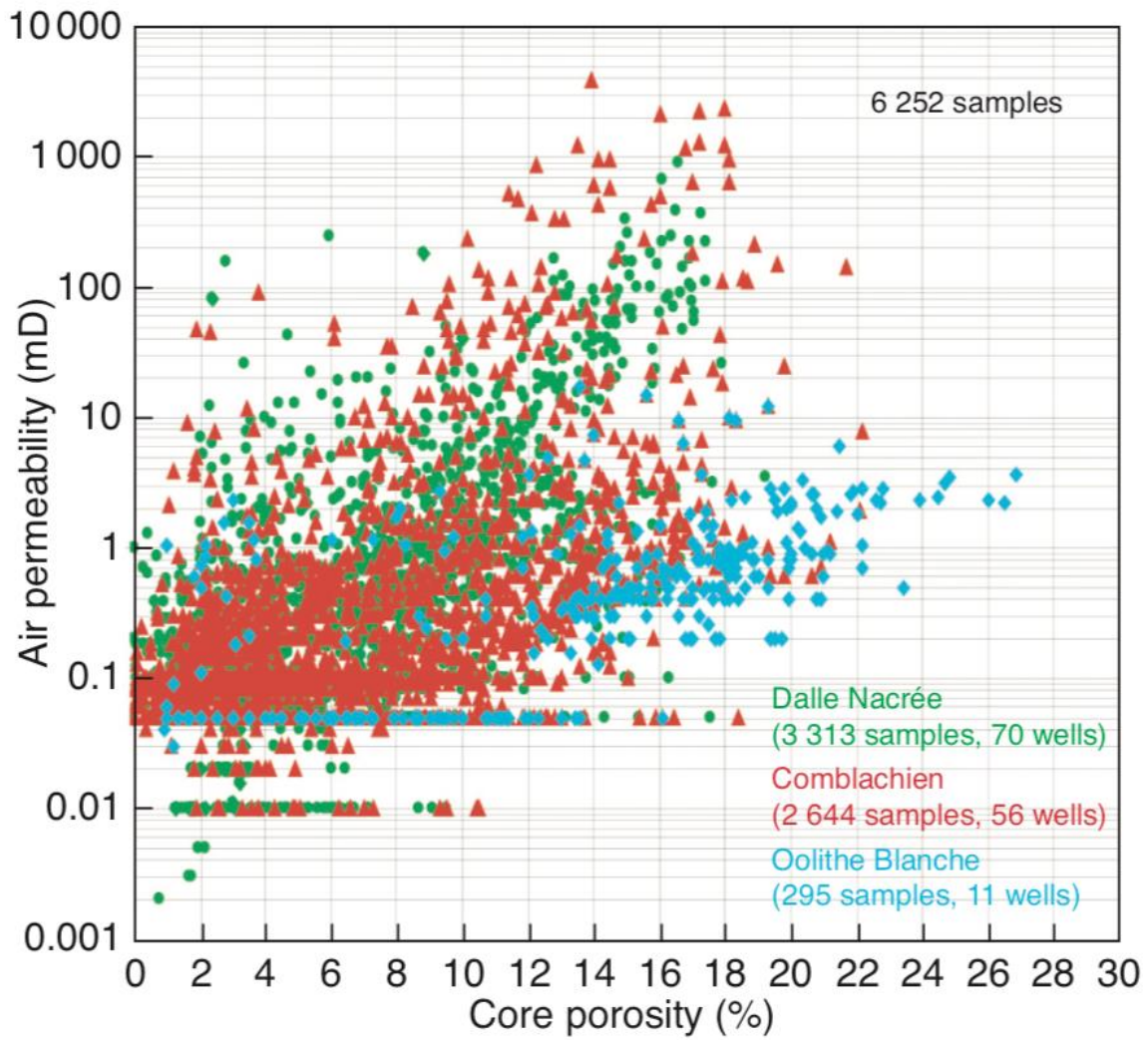


Figure II-34 – Combinaison des jeux de données des propriétés pétrophysiques des trois formations des carbonates du Jurassique moyen de la zone PICOREF (Delmas et al., 2010).

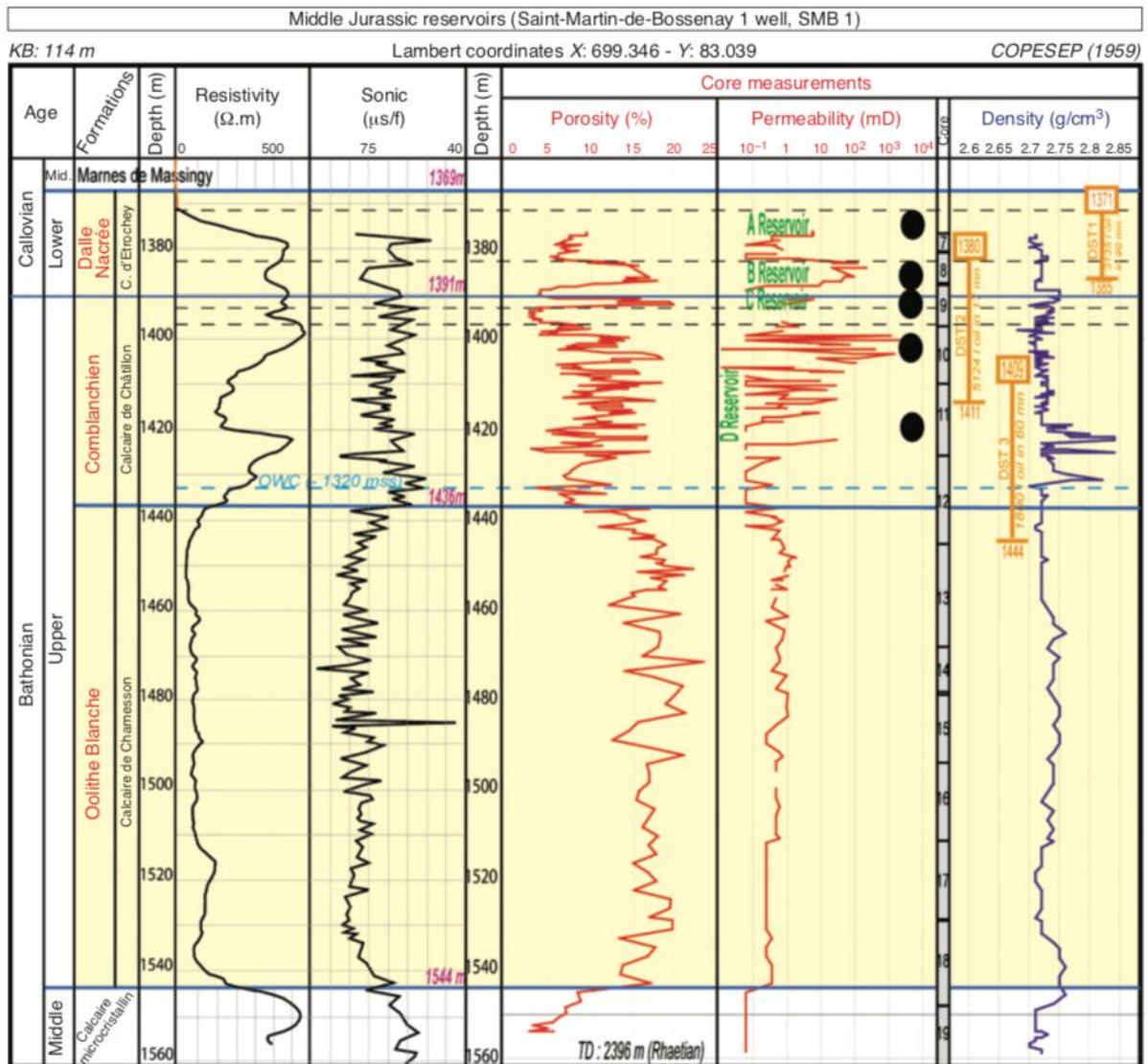


Figure II-35 – Log de Saint-Martin-de-Bossenay-1 (SMB-1) foré en 1959, présentant les mesures diagaphiques effectuées sur ce puits (Delmas et al., 2010).

Le site de Bures à l'Est du Bassin de Paris abrite un centre de recherche géré par l'Andra afin d'évaluer la faisabilité d'un stockage de déchets radioactifs dans une couche argileuse d'âge jurassique. Les études des carbonates du Jurassique moyen ont permis une caractérisation des porosités, perméabilités et ondes acoustiques des calcaires du Jurassique moyen, formant le soubassement de la couche argileuse visée pour le stockage de déchets radioactifs (Brigaud et al., 2010; Brigaud, Vincent, Durllet, et al., 2014). Des périodes de cimentation intense donnent au calcaire de faibles qualités réservoir. Globalement très peu poreux et perméable à l'Est du Bassin de Paris, des niveaux poreux et

de perméabilité variable peuvent être localement caractérisés. Deux types de niveaux poreux sont alors caractérisés : (1) un niveau poreux à porosité intergranulaire importante (porosité > 10% et perméabilité entre 10 mD et 1000 mD) et (2) un niveau à microporosité étendue (Figure II-36).

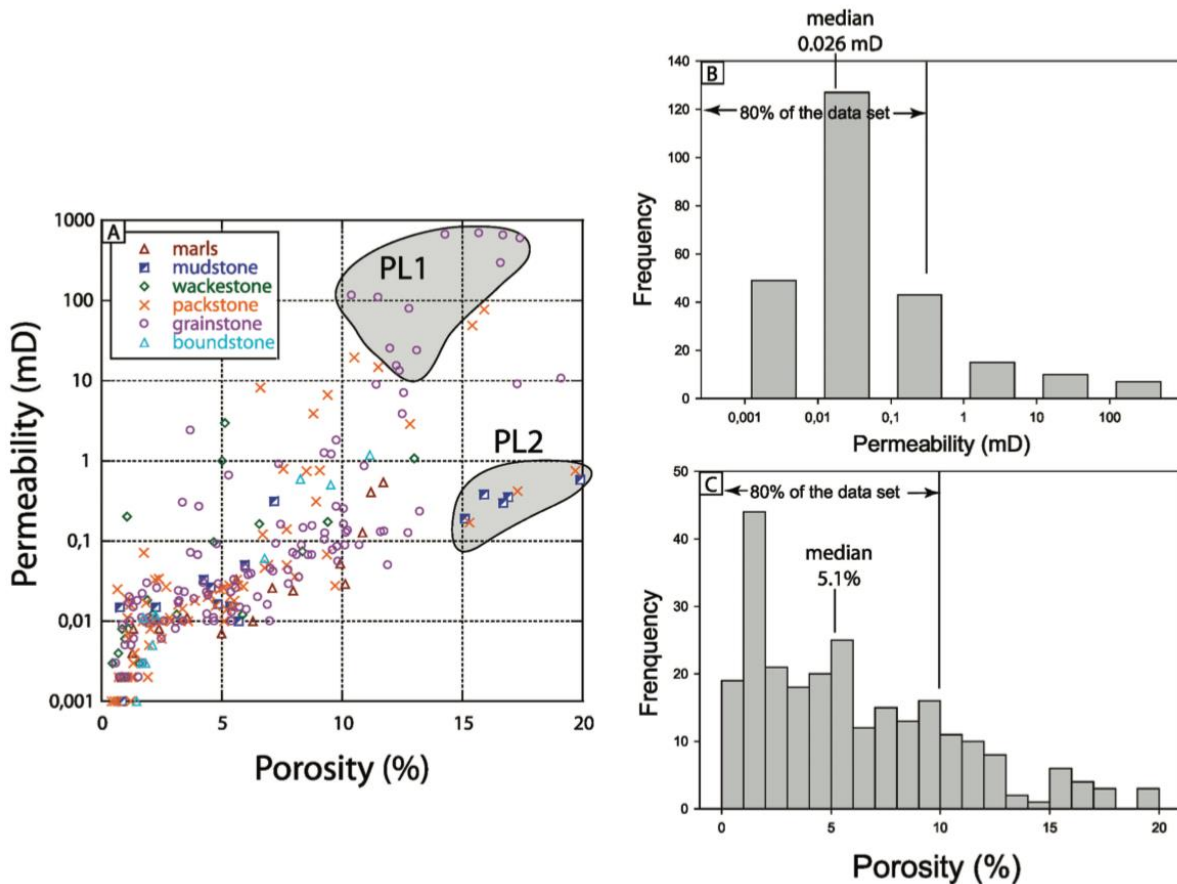


Figure II-36 – A – Analyses de porosité-perméabilité issu de carottes du Jurassique Moyen de l’Est du Bassin de Paris, trié par texture. B – Distribution des données de perméabilités issues de plugs (80% des données sont sous 0.35 mD). C – Distribution des données de porosité plug (80% des données sont sous 10%) (Brigaud et al., 2010).

Dans leur publication, Brigaud et al. (2014b) présentent le puits de Montiers-sur-Saulx EST433 dans lequel des niveaux macroporeux (Figure II-37) et microporeux sont présents (Figure II-37, Figure II-38). Ces niveaux hétérogènes peuvent présenter différentes réponses et une observation en lame mince peut s’avérer nécessaire. L’échantillon E406 (Figure II-37) est un grainstone avec beaucoup de calcite de blocage, et des grains de 100 à 500 μm . La porosité y est faible (3.7%) et la perméabilité également (0.01 mD). La taille de seuil mesuré par injection mercure indique de très petits pores (0.06 μm). Cet échantillon est caractéristique de la formation de la Dalle Nacrée dans le puits EST433, caractéristique

d'un faciès à texture grainstone fortement cimenté (Figure II-37). L'échantillon E409 dans l'Oolithe de Fréville, équivalent stratigraphique de la fin de l'Oolithe Blanche du centre du Bassin de Paris, est un grainstone poreux avec des grains d'une taille similaire à l'échantillon E406. Cependant, la porosité y est bien plus forte (15.7%) et la perméabilité également (690 mD). Cette différence s'explique en partie par la faible présence de calcite de blocage rendant la porosité interparticulaire plus importante et proposant donc une taille de seuil de pores de 32 μm (Figure II-37).

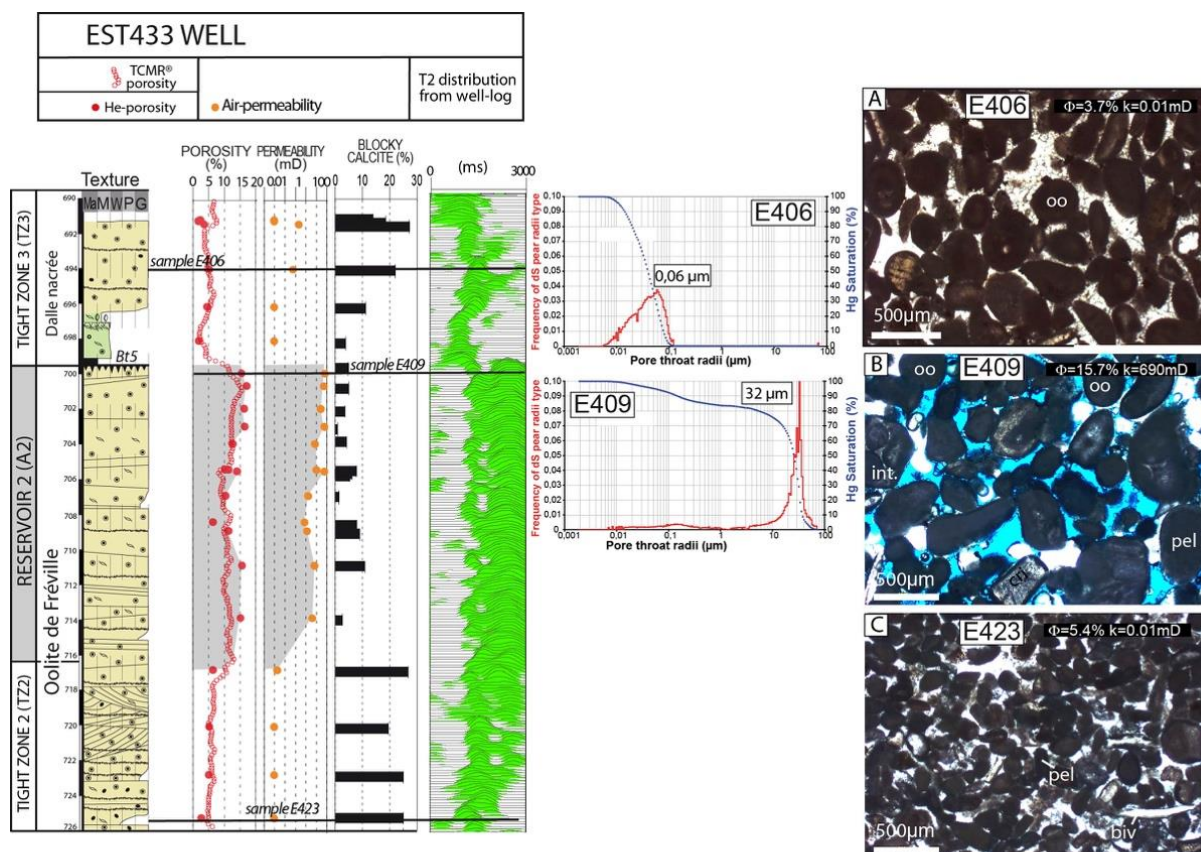


Figure II-37 – Log sédimentologique, porosité plug, perméabilité plug, pourcentage de calcite de blocage, distribution des temps de relaxation T2, taille de seuil de pores et observation au microscope photonique dans le puits EST433, à Bure (Meuse). (Brigaud, Vincent, Durllet, et al., 2014).

Sous l'Oolithe de Fréville, les calcaires de Chaumont sont des calcaires boueux à texture principalement micritiques, équivalent aux faciès boueux, de lagon, du centre du bassin de Paris. Les échantillons prélevés dans ces niveaux montrent cependant qu'une variation de la cristallisation de la micrite peut entraîner de fortes variations dans les caractéristiques de la microporosité (Figure II-38). L'échantillon

E435 présente une micrite non/peu automorphe avec une très faible porosité (2.2%) et une très faible perméabilité (0.01 mD) (Figure II-38). Les cristaux ont une taille de l'ordre du μm et sont fortement liés entre eux, la taille de seuil de pores qui en ressort est de $0.015 \mu\text{m}$ (Figure II-38). Les échantillons E442 et E445 eux, présentent des cristaux mieux formés d'une taille allant de 2 à $4 \mu\text{m}$. La porosité s'en trouve affectée et passe à 19.9%. La perméabilité est aussi améliorée, de façon plus modeste, passant à 0.58 mD (Figure II-38). La taille de seuil de pores passe de $0.015 \mu\text{m}$ dans E435 à 0.25 à $0.30 \mu\text{m}$, rendant la microporosité plus exploitable (Figure II-38).

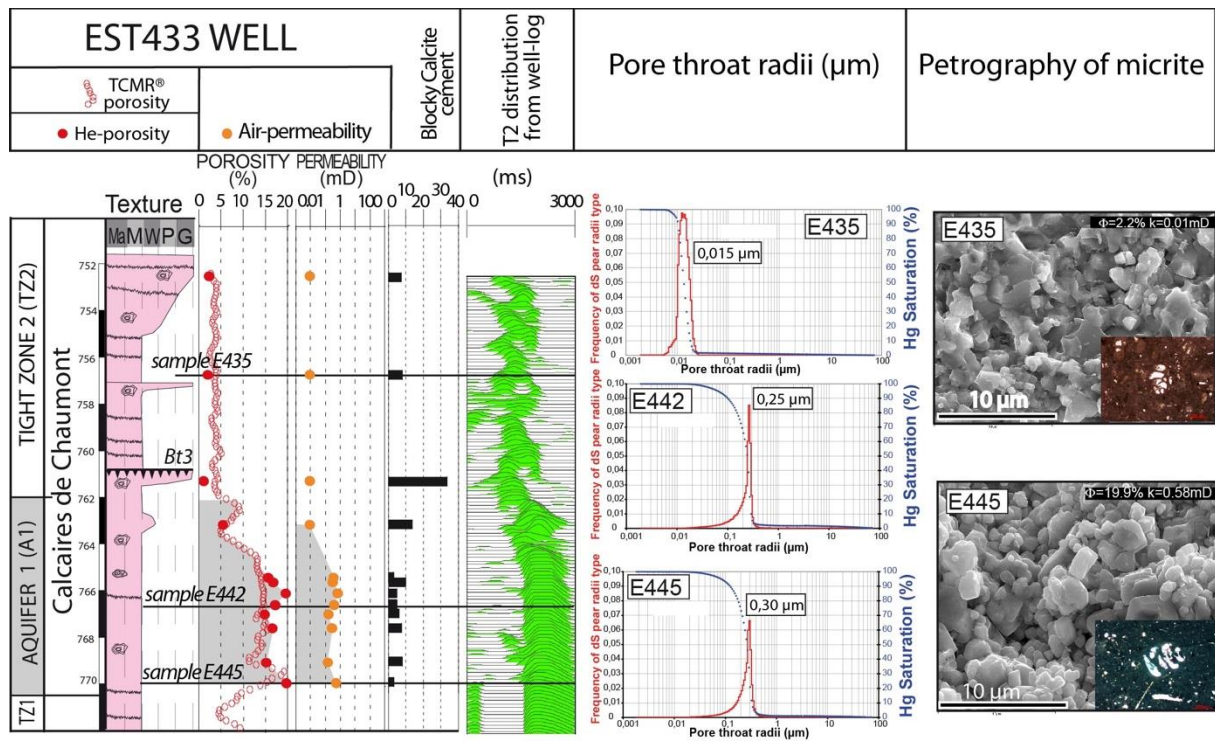


Figure II-38 – Log sédimentologique, porosité plug, perméabilité plug, pourcentage de calcite de blocage, distribution des temps de relaxation T2, taille de seuil de pores et observation au microscope électronique à balayage dans le puits EST433, à Bure (Meuse).

Cette variabilité de propriétés pétrophysiques au sein d'un même faciès et d'une même texture (grainstone oolithique ou mudstone) montre la forte hétérogénéité du milieu poreux des carbonates du Bathonien du Bassin de Paris, ou des carbonates en général (Figure II-39, Nurmi, 1986). Les échantillons observés dans le cadre du projet PICOREF (Delmas et al., 2010) sont représentatifs de la

catégorie « vuggy dolomite wackestones » et « packstones lime mud » pour la majorité. L'échantillon E435 de la zone Andra de Bure appartient aux « wackestones mudstones », l'échantillon E445 est dans la zone « Cocolith chalk pore diameter <1 µm » et le E409 serait dans les « grainstone particle diameter = 300 µm ». La prise en compte de cette hétérogénéité dans les échantillons est un des enjeux de la présente thèse.

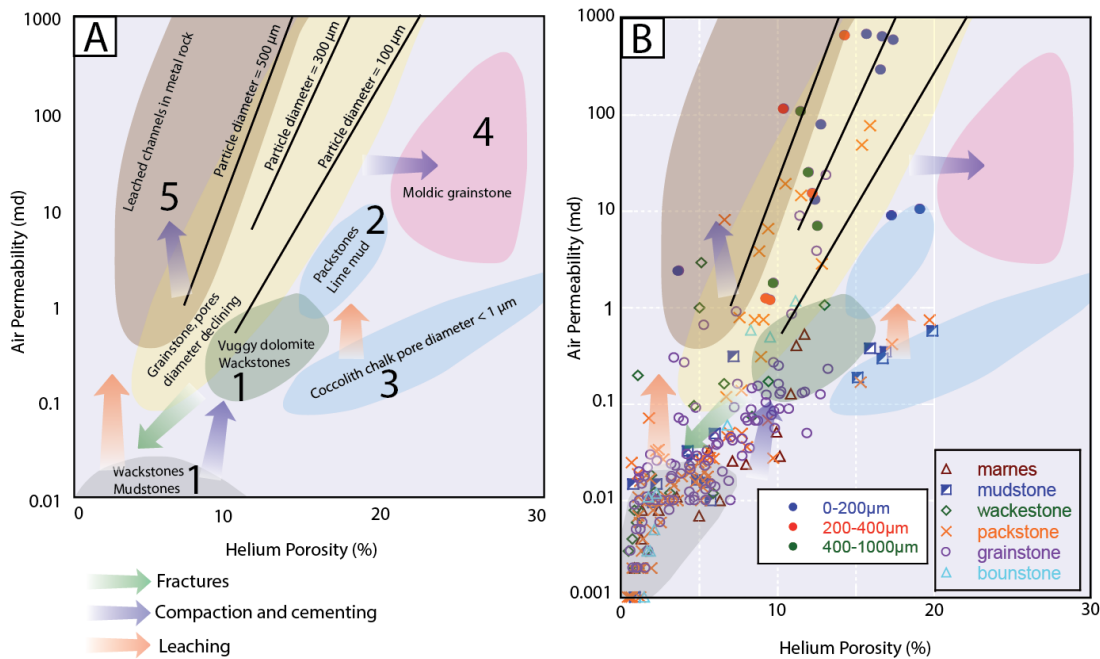


Figure II-39 – A- Abaque de Nurmi, définissant des relations pour les calcaires de textures différentes (Nurmi, 1986). B- Données de porosité et perméabilité de l'Est du Bassin de Paris (Brigaud, 2009).

Peu de données pétrophysiques ont été publiées dans la région de l'Île-de-France. Les données issues des travaux d'exploration ou d'exploitation pétrolière restent la plupart du temps inédites ou peu exploités (exemple Brosse et al., 2010 ; Delmas et al., 2010). Cependant, des données de porosité et de perméabilité, mesurées sur les carottes du puits géothermique d'Aulnay-sous-Bois à cinq kilomètres au Nord-Est de Paris, ont été publiées dans un rapport de référence en géothermie du bassin (Figure II-40, Rojas et al., 1989). Les valeurs de porosité relevées sont comprises entre 9% et 24.5%, et la perméabilité est comprise entre 0.8 et 200 mD. Huit niveaux producteurs avec leurs débits propres

sont relevés, d'une épaisseur de quelques mètres au mieux (Figure II-40). Les débits sont compris entre 3 et 50 m³/h pour un total de 132 m³/h, une majorité de la production provenant de l'ensemble oolithique (Oolithe Blanche), soit 102.7 m³/h, ou 78% de la production. L'ensemble comblanchien (Calcaires du Comblanchien) produit quant à lui 29.3 m³/h, soit 22% de la production totale (Figure II-40).

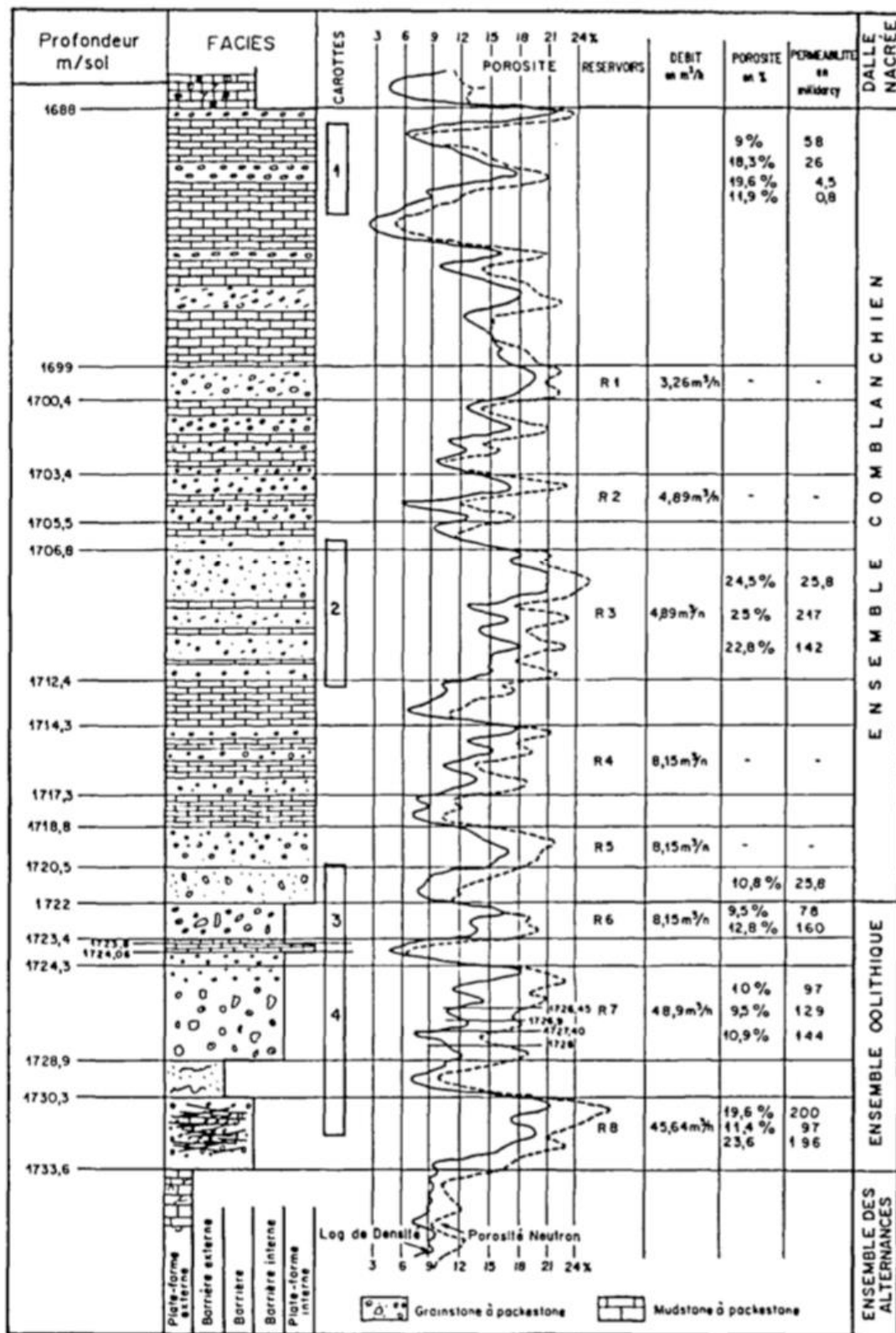


Figure II-40 – Log sédimentaire et des données pétrophysiques du puits carotté d'Aulnay-sous-Bois (Rojas et al., 1989).

Des travaux de modélisation de réservoirs ont été produits dans le Bassin de Paris (Est du Bassin de Paris, Brigaud et al., 2014, mais aucun modèle ne représente la zone d'étude de subsurface. De plus,

certaines modèles 3D sont simplifiés, représentant la porosité et la perméabilité comme étant horizontalement constantes (Antics et al., 2005; Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010) (Figure II-41). La seule hétérogénéité de propriétés disponible dans ces modèles se fait dans l'axe vertical.

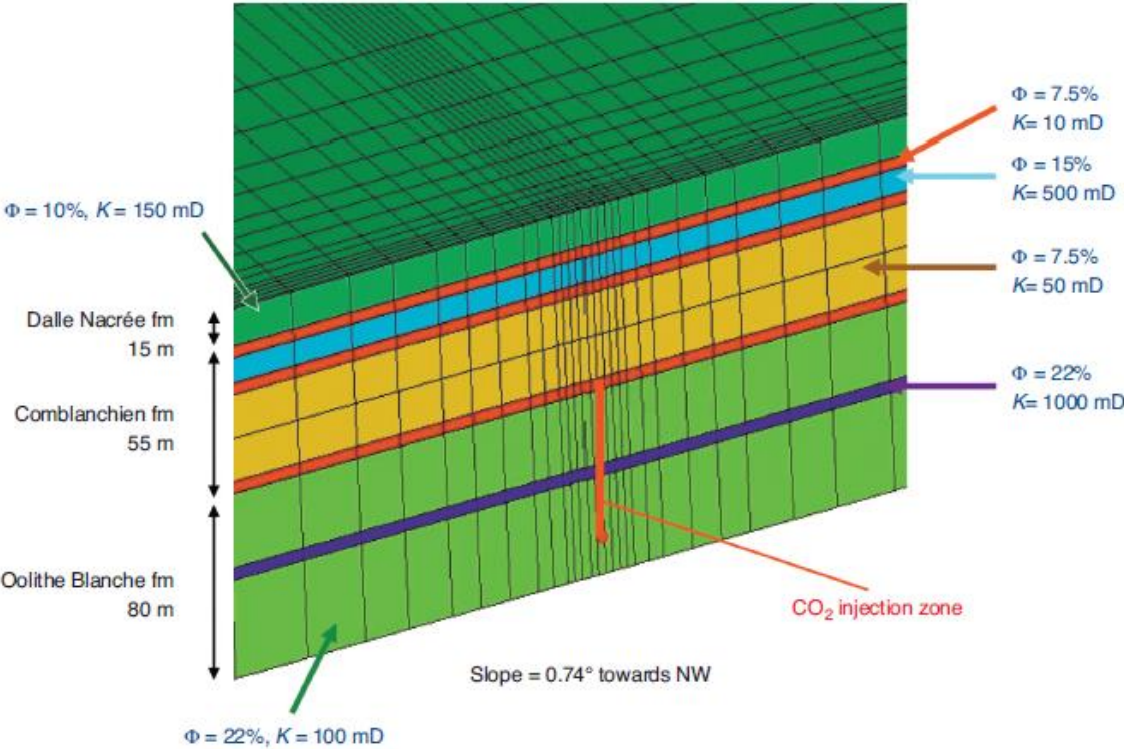


Figure II-41 – Grille à niveaux homogènes issu de Brosse et al. (2010).

II.6 Contexte géothermique

Deux aquifères sont principalement exploités à des fins géothermiques de basse à moyenne enthalpie : les calcaires du Jurassique moyen, et les sables du Crétacé inférieur (Figure I-11). Deux autres aquifères ont été localement exploités : les grès du Trias (Achères, tentative infructueuse à Cergy-Pontoise) et les calcaires du Lusitanien dans le Jurassique supérieur (Provins). En 2022, 76 doublets, 9 triplets et 7 puits simples ont produit ou produisent de la chaleur à partir des quatre principaux aquifères géothermiques d'Île-de-France, pour un total de 186 puits (Tableau I-2). Parmi ces 186 puits, 166 puits ont visé la production géothermique dans les calcaires du Jurassique moyen :

- (1) 1 puits géothermique simple (Carrière-sur-Seine) à l'arrêt,
- (2) 69 doublets géothermiques dont 37 sont toujours en production active en 2022, 2 sont en cours de lancement (Rueil-Malmaison et Vélizy) et 30 sont à l'arrêt,
- (3) et 9 triplets géothermiques, tous étant actifs actuellement.

Les aquifères du Crétacé sont également exploités dans la région (Néocomien et Albien, 17 puits), avec 6 doublets et 5 puits simples implantés. Parmi ces ouvrages, les 6 doublets sont actifs et deux puits simples (Orsay et Saint-Germain-en-Laye) sont actuellement fonctionnels. Le puits d'Orsay permet de chauffer une piscine, tandis que celui de Saint-Germain-en-Laye fourni de la chaleur à un immeuble de résidences. Le statut des 3 derniers puits simples est inconnu, mais ils sont probablement à l'arrêt. Enfin, la dernière cible pour la géothermie en Île-de-France est le Trias (2 puits). Seul un doublet a été implanté dans cet aquifère (Achères) et est à l'arrêt depuis 1989. Enfin, l'aquifère du Lusitanien accueille un puits simple (Provins) qui est dans un état inconnu.

Les calcaires du Jurassique moyen sont donc la principale cible de la géothermie dans la région de l'Île-de-France. Parmi les 78 doublets ou triplets réalisés, 36 sont utilisés dans le modèle géologique réalisé au cours de cette thèse (Annexe II p. 343). Au sein de ces 36 installations, 26 produisent encore de l'énergie géothermique à ce jour. L'exploitation géothermique dans les calcaires du Jurassique moyen

utilise des eaux géothermiques à une profondeur de 1,2 à 2 km, produisant de l'eau à une température allant de 50 à 80°C, et réinjectant l'eau à environ 40°C (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010), (Figure II-42). La distribution souterraine et la compilation des températures ont été réalisées par Housse et al. (1976), Le Nir et al. (2008), Bonté et al. (2010) ainsi que Lopez et al. (2010). La température de l'aquifère montre une hétérogénéité relativement élevée à l'échelle régionale (Figure II-42).

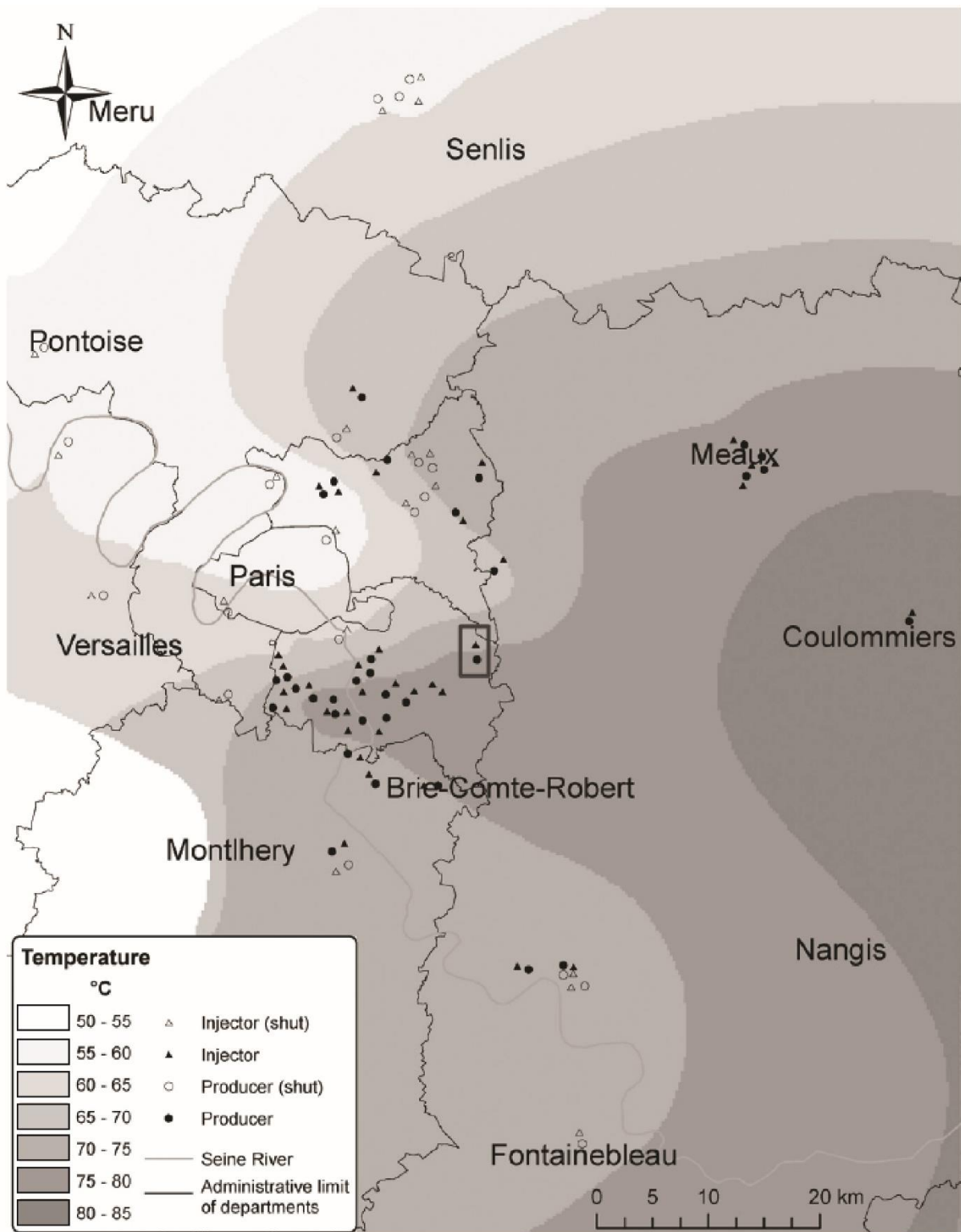
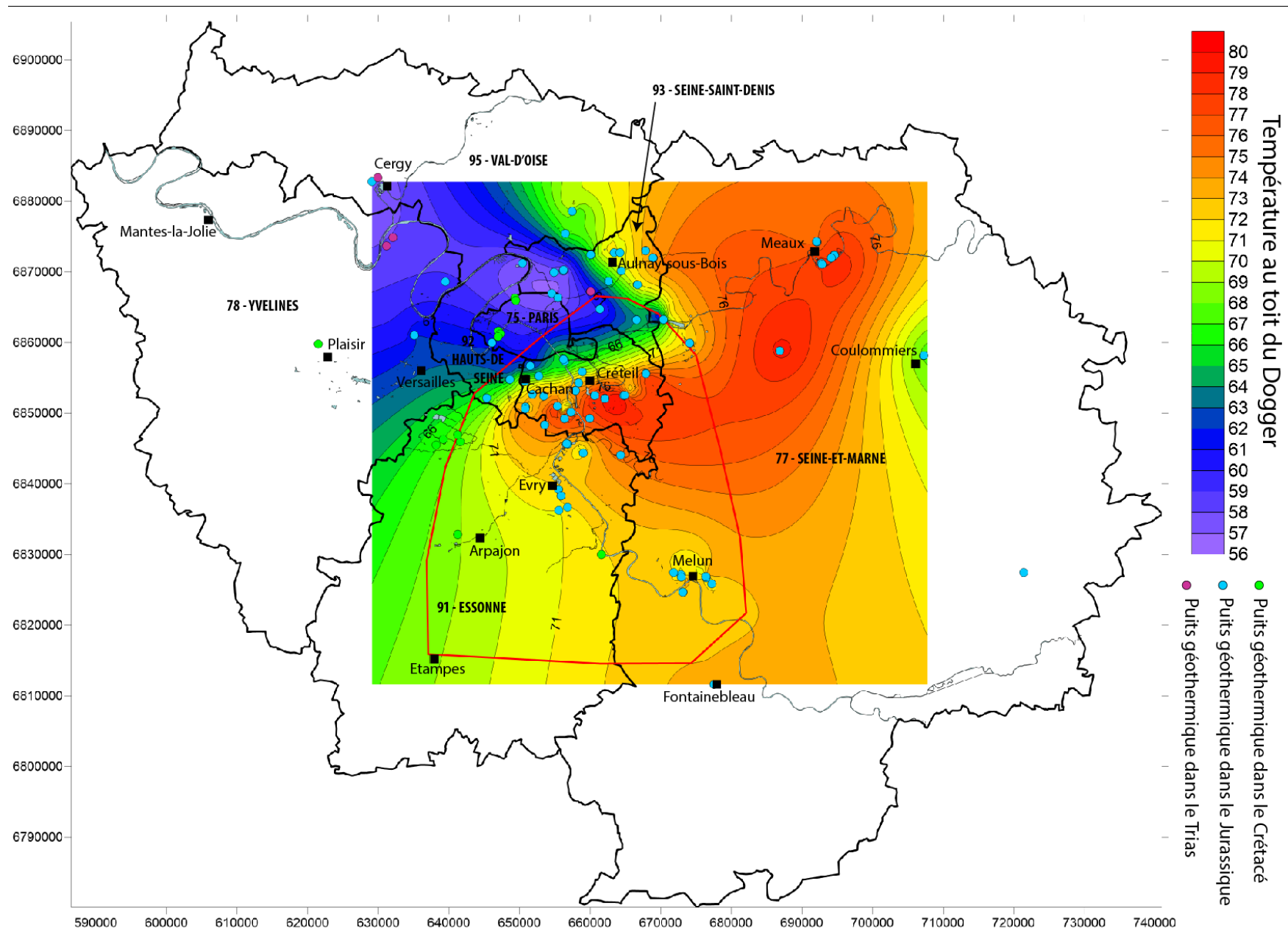


Figure II-42 – Carte des températures et des puits géothermaux dans le Bassin de Paris. La carte des températures est modifiée de Rojas et al. (1989), issu de Lopez et al. (2010).

Les températures minimales sont observées dans la partie nord de la zone d'étude, sous Paris et le département de la Seine-Saint-Denis (Figure II-42, Figure II-43), où les températures sont autour de 50°C, à 1650 m de profondeur, ce qui donne des gradients géothermiques moyens faibles à 23°C/km (la valeur moyenne de température de surface a été établie à 12°C à l'échelle du département de l'Essonne¹⁰). Les températures dans la zone d'étude sont maximales au sud-est de Créteil (autour de 80°C à 1640 m de profondeur donnant un gradient géothermique de 41,4°C/km) et au sud de Cachan (à l'est de Fresnes, à 72°C autour de 1500 m de profondeur, donnant un gradient thermique de 40°C/km, Figure II-43).

¹⁰

<https://public.tableau.com/app/profile/pierre5058/viz/TemperaturesmoyennesmensuellesenFrancepardpartement/Tmoyennepardpartement>



1

2 Figure II-43 – Carte de l'Île-de-France localisant les départements, les principales villes, la localisation des puits géothermiques, la carte des températures au toit du Dogger a été générée avec
 3 les températures au toit du réservoir du Jurassique moyen par simple krigeage avec le logiciel QGIS. La cadre rouge localise la zone d'étude de subsurface.

Par exemple, de Fresnes au sud de Paris, la température chute de 18°C (15°C en prenant en compte la différence de profondeur), passant de 72°C dans le puits GFR1D de Fresnes (à 1530 m de profondeur, gradient thermique de 39,2°C/km) à 54°C au sud des frontières de Paris dans le puits GBA1 situé à Bagneux (à 1440 m de profondeur, gradient thermique de 29,2°C/km). L'existence des températures anormalement froides pourrait être expliquée par une zone de fracturation diffuse, conduisant à une recharge de la nappe du Jurassique moyen par des eaux plus froides provenant des aquifères supérieurs du Crétacé (Dentzer et al., 2018).

Bonté présente en 2013 une compilation de données issues de puits du Bassin de Paris et en tire un gradient moyen de 34,9°C/km avec une température moyenne de surface de 10°C (Figure II-44). Cette compilation de données montre que le Bassin de Paris présente des températures variables à une même profondeur, visible par la largeur du nuage de points dans le graphique pouvant dépasser 20°C (Figure II-44). En considérant une température de surface moyenne de 12°C, le gradient s'en retrouve légèrement modifié aux alentours de 34.5°C/km.

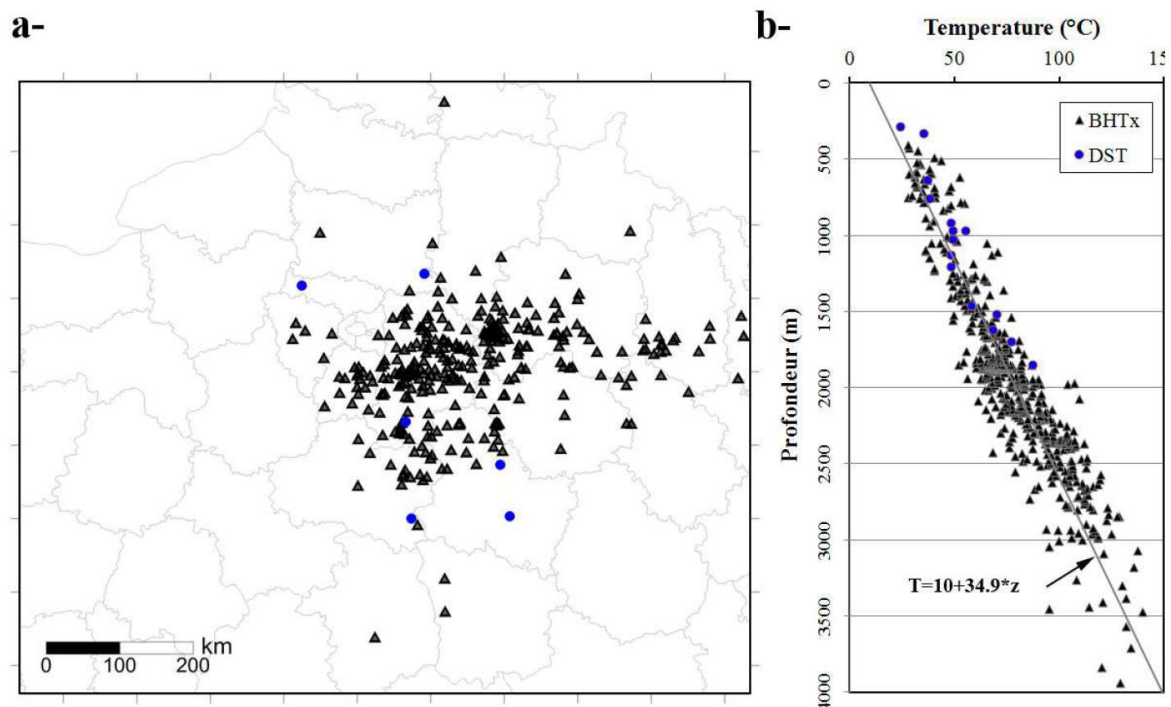


Figure II-44 – Gradient géothermique observé dans le Bassin de Paris, issu de Bonté et al. (2013).

Les gradients géothermiques déterminés par Torelli et al. (2020) pourraient être mis en relation avec les trois différents domaines de socle du Bassin de Paris. Les 2 puits provenant du bloc le plus à l'Ouest (Domaine Armoricaïn, AD, Figure II-45) présente un gradient plus important (environ 40°/km) que les 2 puits provenant des deux autres blocs à l'Est (environ 30°/km, Domaine Interne, ID, Zone Saxo-Thuringienne, STZ, Figure II-45). La zone d'étude de subsurface se situe au Sud de Paris (marqué par une étoile dans la Figure II-45), potentiellement présentant un gradient plus faible que celui observable plus à l'Est du bassin.

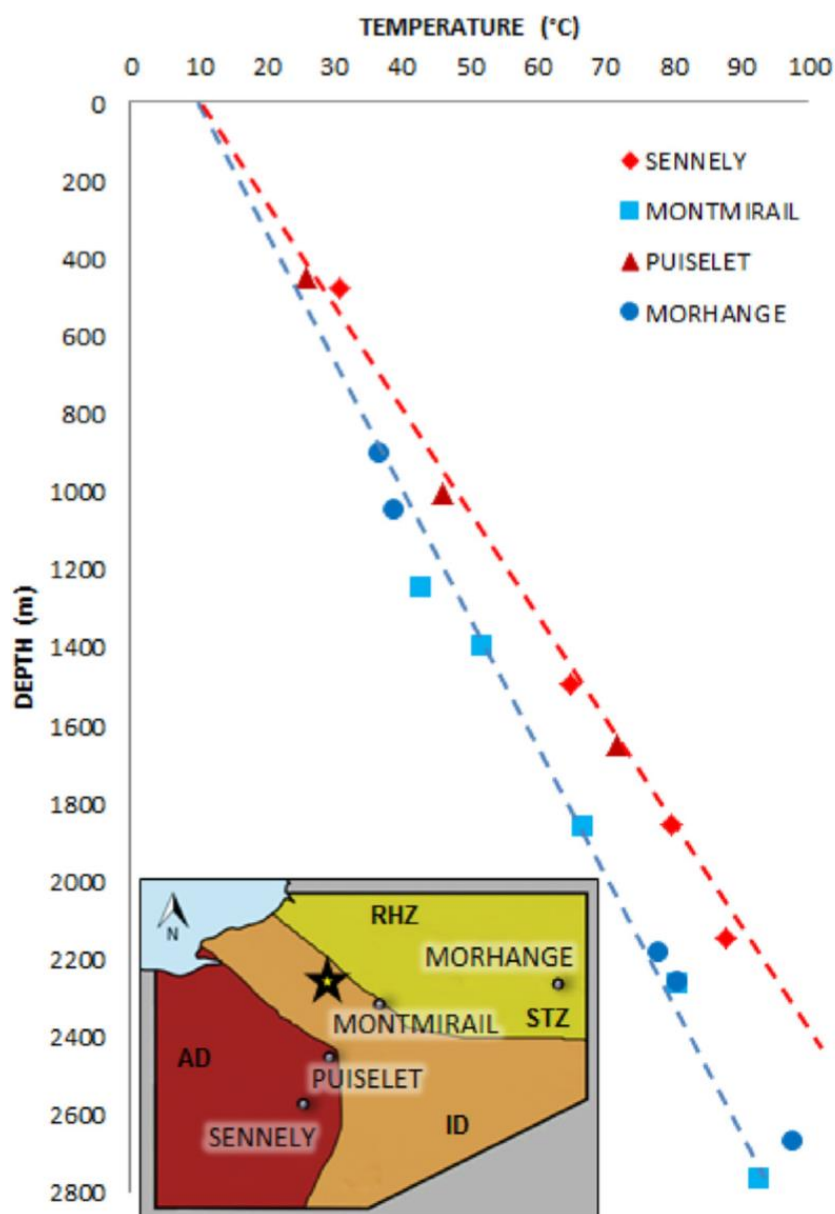


Figure II-45 – Diagramme profondeur/température de différents puits reposant sur différents types de socles. L'étoile jaune localise Paris. La ligne bleu pointillés indique le gradient géothermique moyen de 30°C/km de la région la plus froide. La ligne rouge pointillés représente le gradient géothermique moyen de 40°C/km dans un domaine de socle plus chaud (Torelli et al., 2020).

Les gradients géothermiques de 35°C/km à 37°C/km, voire 42°C/km localement, sont élevés, mais restent dans les valeurs attendues pour un bassin sédimentaire intracontinental. Les températures attendues à l'échelle du bassin pour des profondeurs entre 1000 et 4000 m de profondeur ont été modélisées par Bonté et al. (2010). A l'échelle de l'Île-de-France, les températures au centre du bassin (entre 30 et 45°C) sont plus faibles que les températures alentours (entre 50 et 55°C). A l'échelle de la France, les températures moyennes sont plus proches de 45/50°C à 1000 m de profondeur (Figure II-46). Le Sud-Est du Bassin aquitain et le graben du Rhin présentent des valeurs élevées à cette profondeur pouvant aller jusqu'à 75°C (Figure II-46).

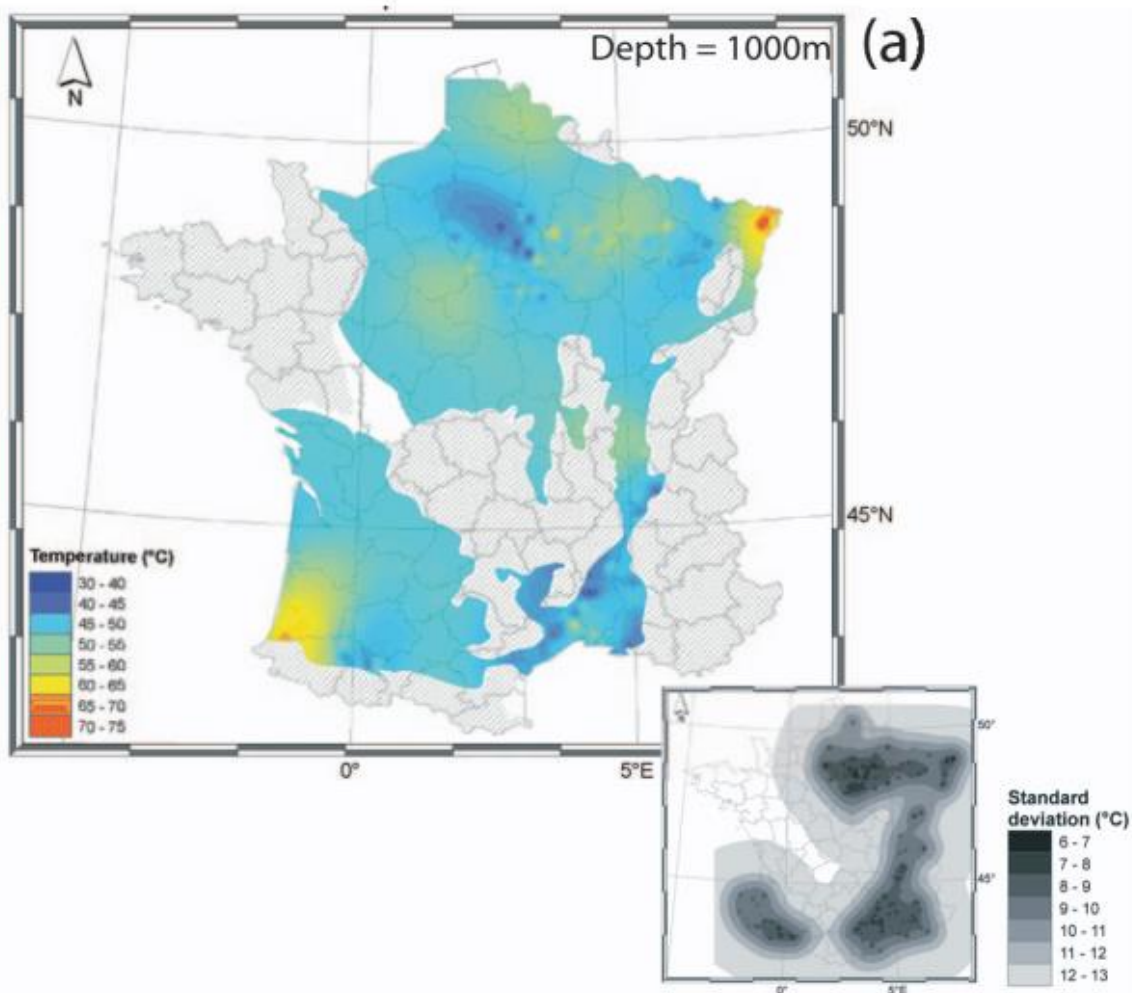


Figure II-46 – Figure issue de Bonté et al. (2010) présentant les températures en France à 1000 m de profondeur.

A une profondeur de 2000 m, la tendance observée à 1000 m tend à s'inverser, et l'anomalie thermique présentant des valeurs inférieures (entre 65 et 70°C) tend à s'effacer dans notre zone d'étude et à se décaler vers le Nord-Est. Dans la zone d'étude, les températures sont comprises entre 65 et 85°C (Figure II-47). Le Bassin aquitain présente une évolution des températures classique avec des valeurs supérieures à celles observées à 1000 m. Dans le graben du Rhin, les températures continuent d'augmenter avec la profondeur avec le gradient géothermique (Figure II-47).

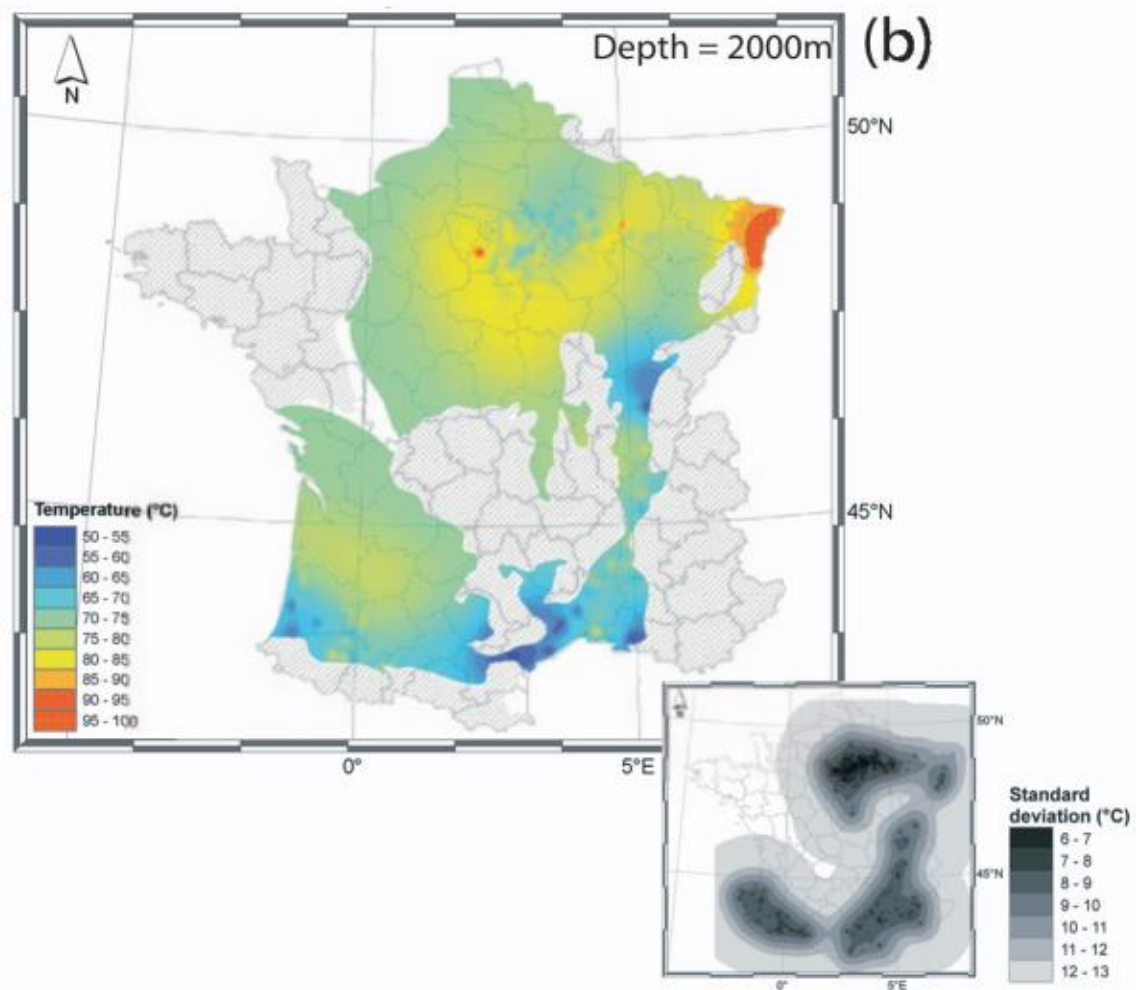


Figure II-47 – Figure issue de Bonté et al. (2010) présentant les températures en France à 2000 m de profondeur.

A 3000 m, les températures observées dans le centre du Bassin de Paris atteignent entre 110 et 125°C. Les températures dans le Bassin aquitain sont supérieures à celles trouvées à 2000 m, entre 80 et 110°C (Figure II-45, Figure II-47). Les températures dans le graben du Rhin semblent présenter un gradient plus faible entre 2000 et 3000 m, la zone ne gagnant qu'une dizaine de degrés et passant de 100 à 110°C (Figure II-47, Figure II-48).

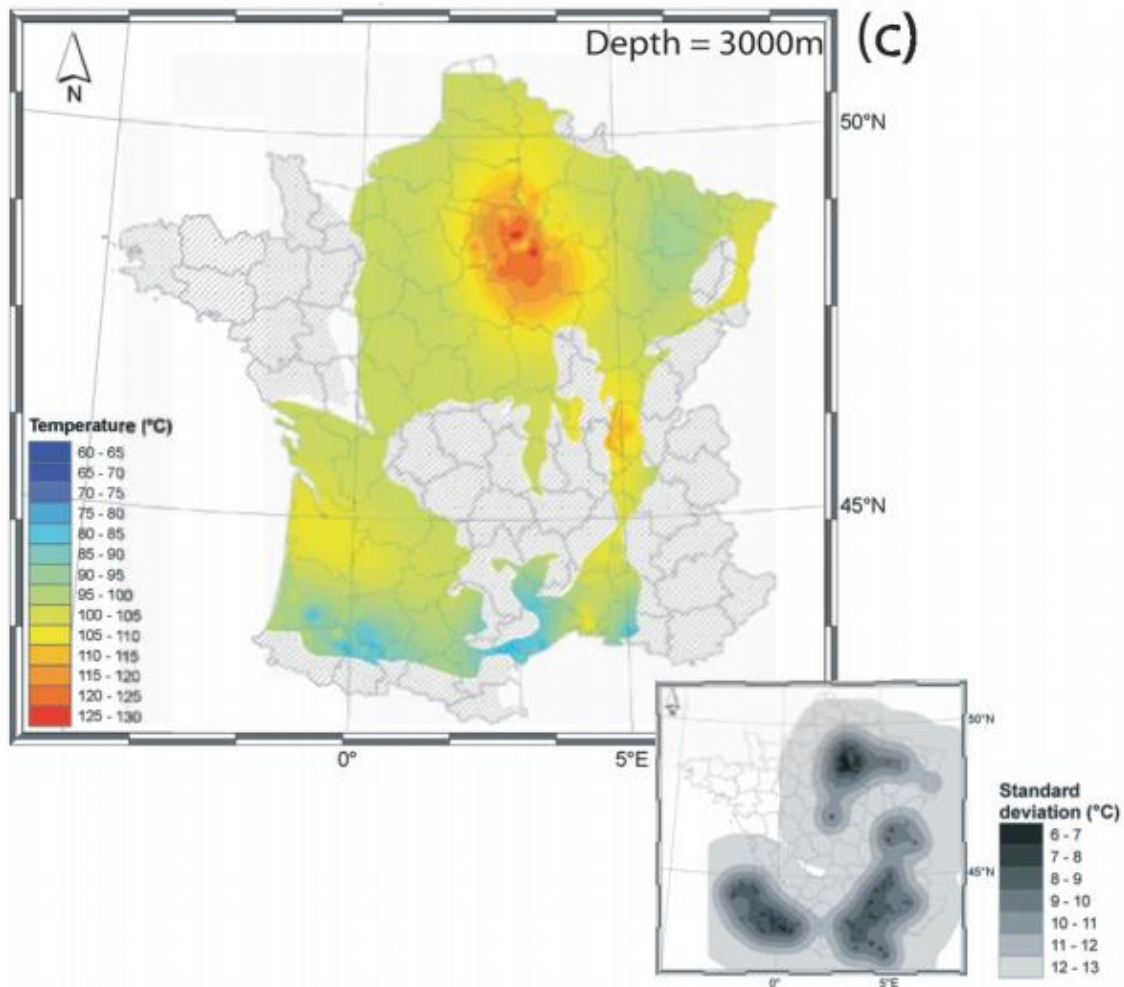


Figure II-48 – Figure issue de Bonté et al. (2010) présentant les températures en France à 3000 m de profondeur.

A une profondeur de 4000 m, les températures tendent à s'homogénéiser à l'échelle de la France aux alentours de 120 à 145°C (Figure II-49 – Figure issue de Bonté et al. (2010) présentant les températures en France à 4000 m de profondeur.). Une anomalie est observée dans la zone de l'Ardèche, du Gard et la Lozère.

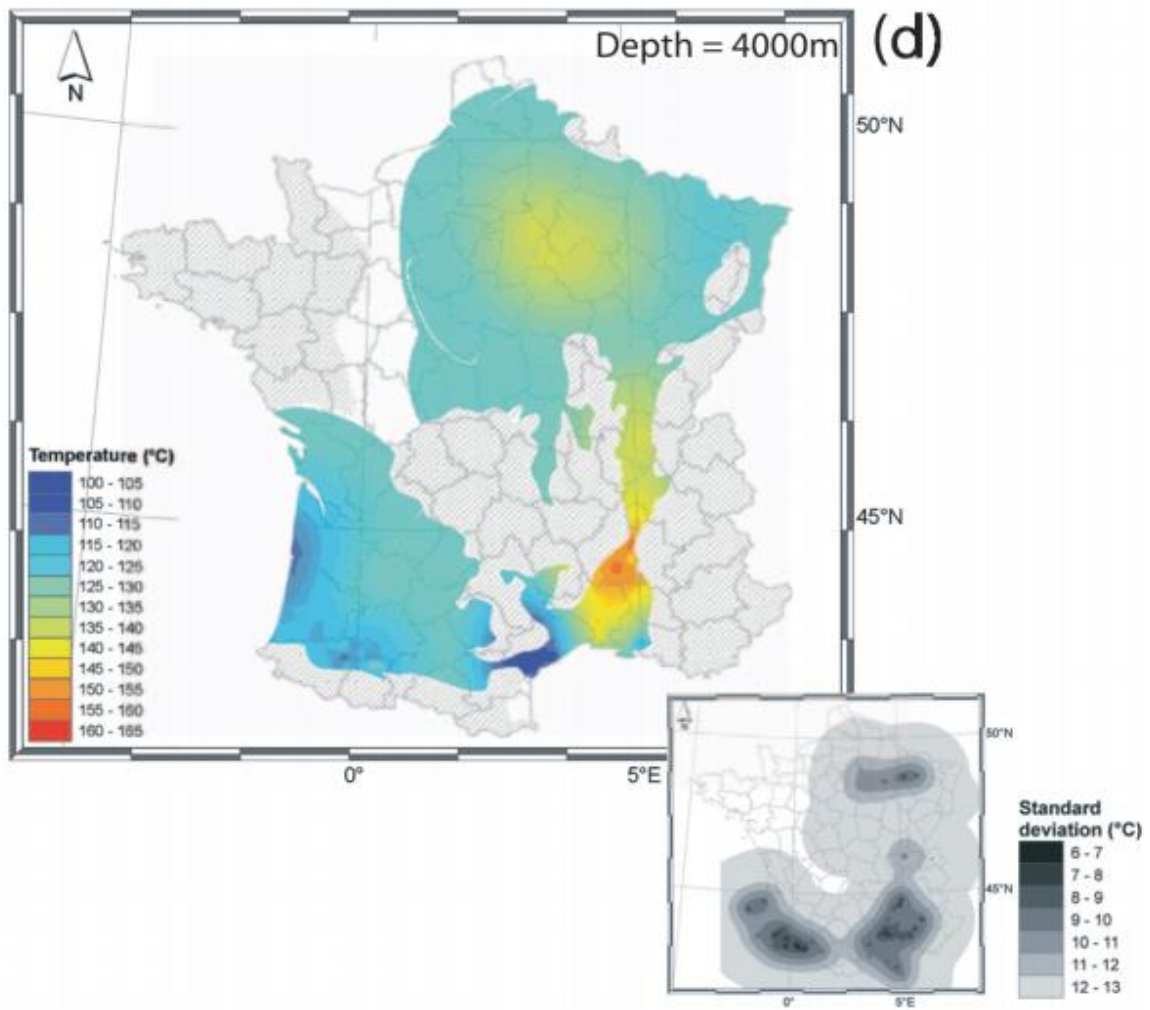


Figure II-49 – Figure issue de Bonté et al. (2010) présentant les températures en France à 4000 m de profondeur.

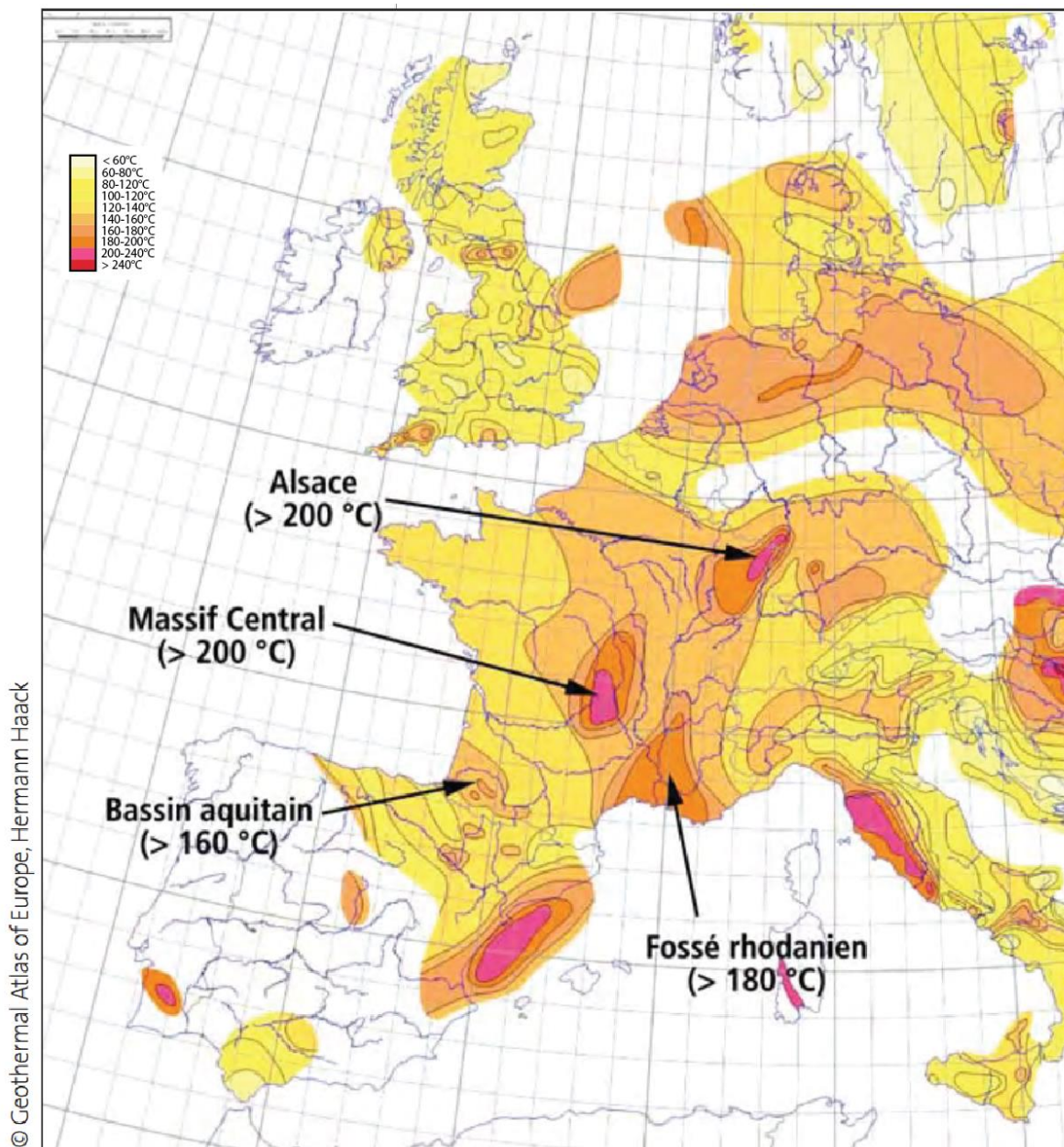


Figure II-50 – Carte des températures de l'Europe à 5 km de profondeur (Bouchi-Lamontagne et al., 2008).

A l'échelle de l'Europe, différents patchs d'anomalies de température sont observables dans le Golfe de Valence, dans le Bassin aquitain, le fossé rhodanien, le Massif central et l'Alsace (Figure II-50 – Carte des températures de l'Europe à 5 km de profondeur (Bouchi-Lamontagne et al., 2008).). Dans ces zones, les températures atteignent à 5 km de profondeur 180 à 200°C. La région du Bassin de Paris se trouve aux alentours de 140°C (Figure II-50 – Carte des températures de l'Europe à 5 km de profondeur (Bouchi-Lamontagne et al., 2008).). Ces températures sont dans la bonne moyenne des valeurs observées dans la région.

Les valeurs du gradient géothermique observées dans la Figure II-43 et Figure II-44, compatible avec de la géothermie de moyenne enthalpie, suivent une tendance dans la région de l'Europe de l'Ouest. Les cartes de température en fonction de la profondeur montrent une anomalie de température dans le Bassin de Paris, mais également dans le Massif central, le fossé Rhodanien et l'Alsace (Figure II-50 – Carte des températures de l'Europe à 5 km de profondeur (Bouchi-Lamontagne et al., 2008)). Ces anomalies peuvent être observées également en reprenant le flux de chaleur à l'échelle de l'Europe (Cloetingh et al., 2010). Les flux de chaleurs pointent également les anomalies de température de l'Alsace, du Massif central et du fossé Rhodanien, présentant les flux les plus élevés de France métropolitaine. Le flux d'environ 110 m.W.m^{-3} dans la partie la plus productive, tandis que le bassin de Paris présente des valeurs comprises entre 70 et 100 m.W.m^{-3} , le plaçant dans la moyenne des valeurs de l'Europe occidentale (Figure II-50 – Carte des températures de l'Europe à 5 km de profondeur (Bouchi-Lamontagne et al., 2008)).

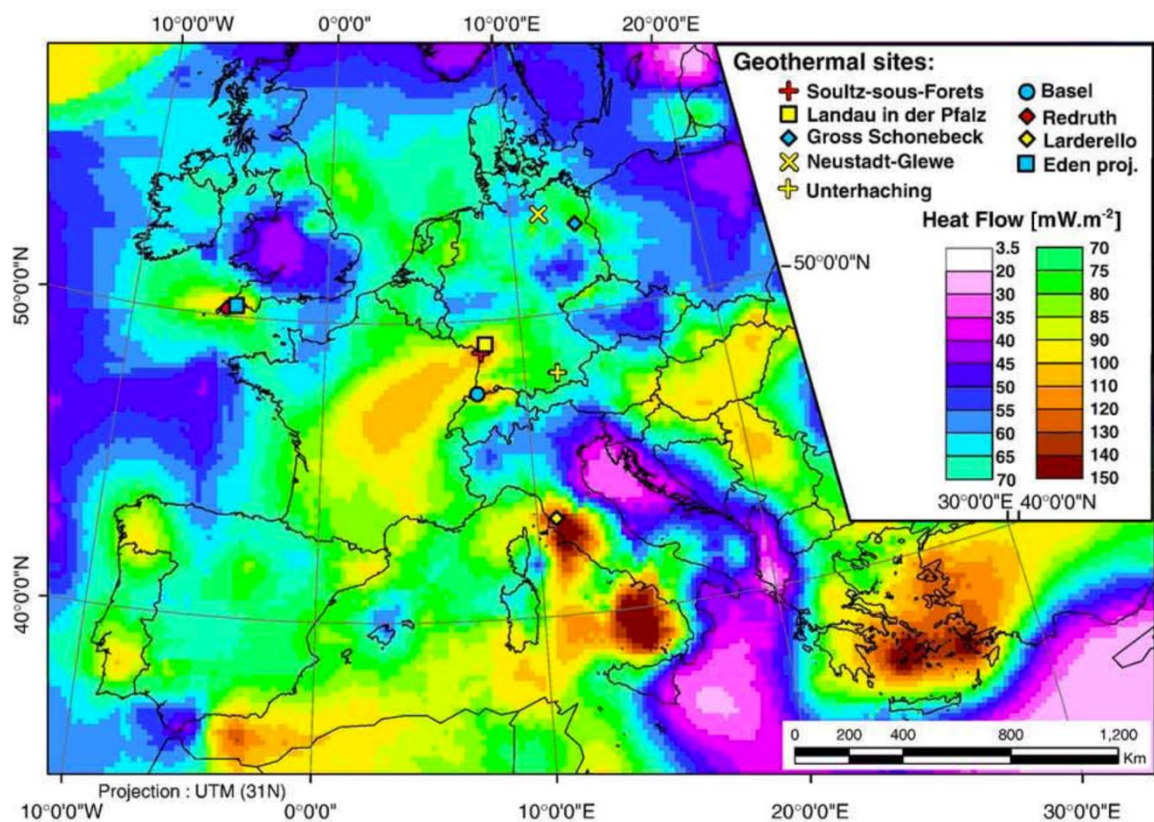


Figure II-51 – Carte du flux de chaleur à l'échelle de l'Europe (Cloetingh et al., 2010).

Afin d'expliquer ces variations, plusieurs causes peuvent être considérées. L'anomalie de température observée sous le Massif central et l'Alsace sont reliés dans la littérature à une cellule de convection mantellique prenant place à la discontinuité entre le manteau inférieur et le manteau supérieur à environ 670 km de profondeur (Hoernle et al., 1995; Ritter et al., 2001), (Figure II-52).

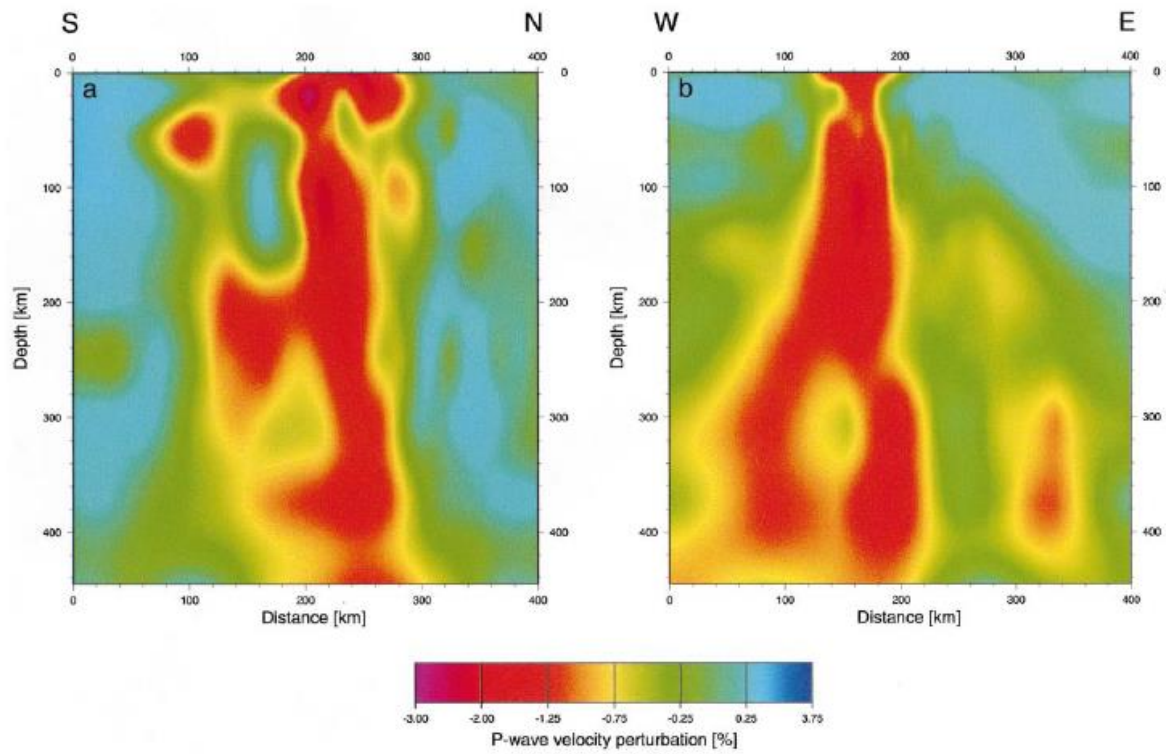


Figure II-52 – Coupes NS/EW centrées sur le graben du Rhin et le panache Eifel ; issu de Ritter et al. (2001).

Vp perturbations

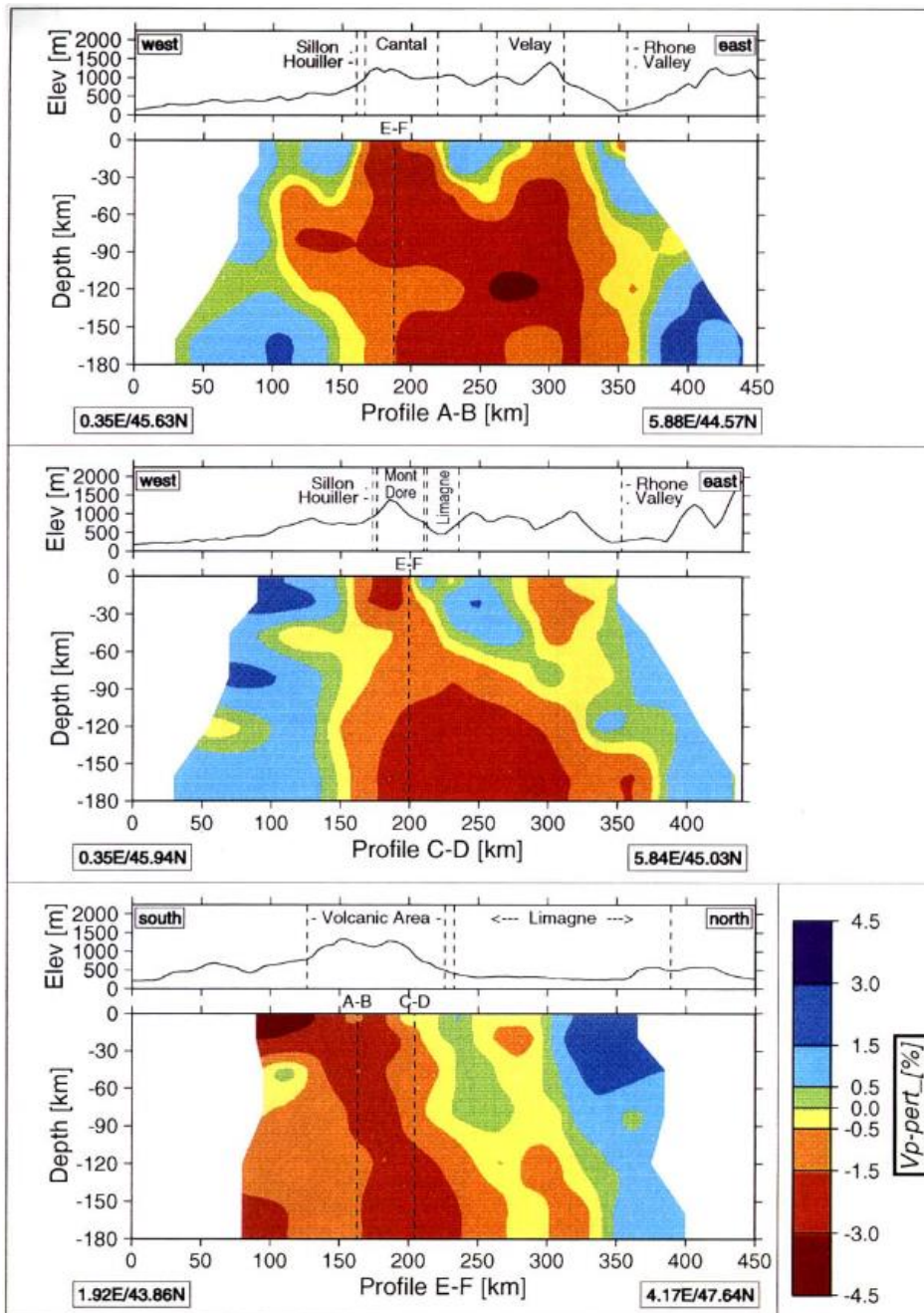


Figure II-53 - Coupes verticales allant jusqu'à 180 km à travers le modèle d'inversion 3-D sous la zone sismique. La topographie est indiquée au-dessus de chaque coupe ainsi que les noms des principales régions tectoniques. Les lignes verticales en pointillés correspondent à la position des coupes (Granet et al., 1995).

Un autre panache est observé sous le Massif central (Figure II-53). Ce panache se localise sous les régions du Cantal et du Mont Dore. Les panaches du Massif central et de l'Eifel pourraient avoir un très faible impact sur les températures que l'on peut observer dans le du Bassin de Paris.

Les panaches produisant les volcanismes du Massif Central, du graben du Rhin, des canaries et du cap d'Agde seraient potentiellement apparentés à des points chauds provenant d'une source plus profonde, située à 670 km de profondeur, ce qui expliquerait l'étendue de la zone d'influence présentée par Oyarzun et al. (1997) (Figure II-52). Il s'agirait donc de petits panaches se développant dans le manteau supérieur (asthénosphère) issus de la concentration de chaleur produite par l'apport advectif d'un plus gros panache s'écrasant sur la limite manteau supérieur/manteau inférieur.

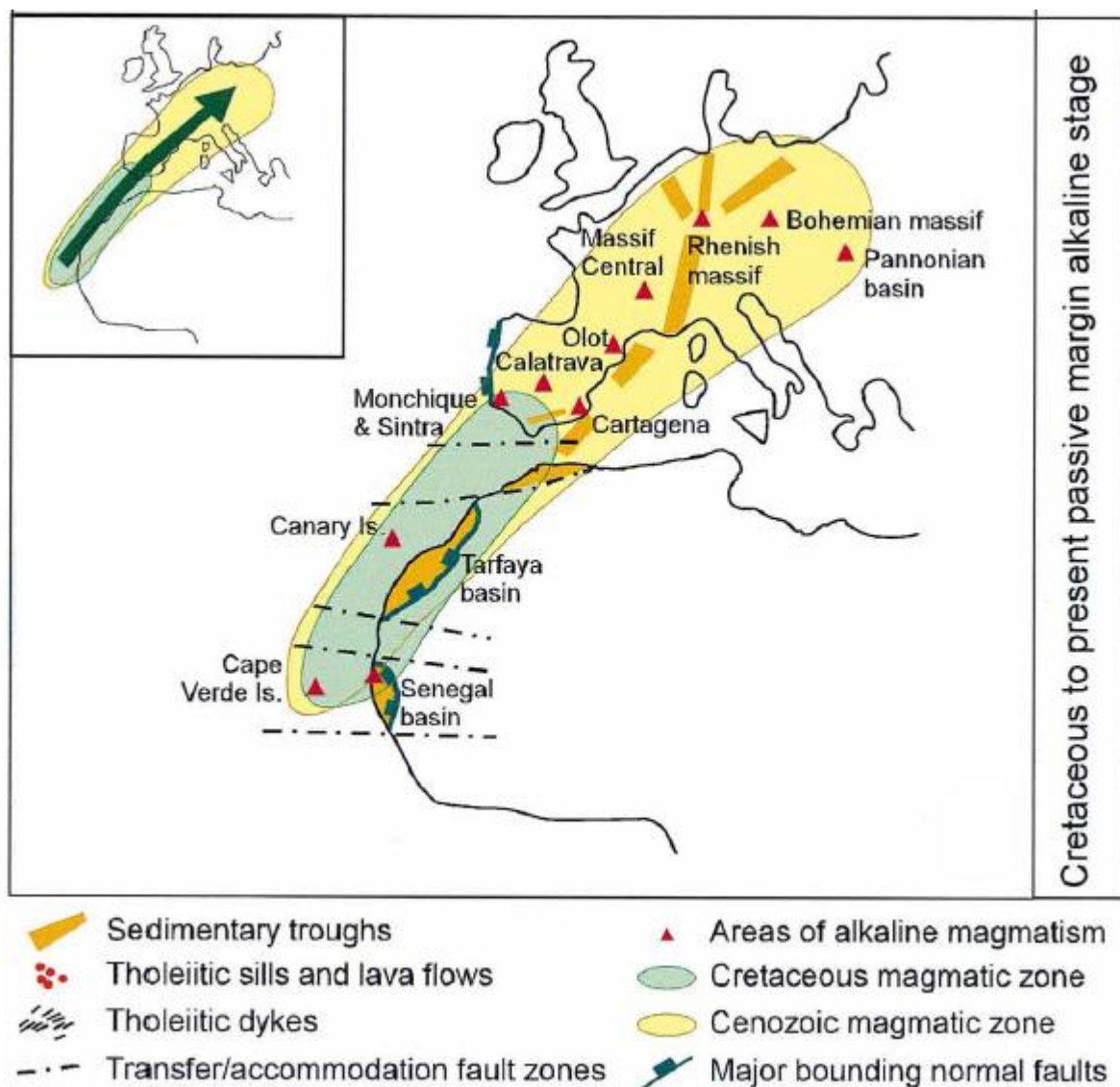


Figure II-54 – Représentation de la zone d'influence du panache mantellique par tomographie sismique ; issu de Oyarzun et al. (1997).

Ce gradient géothermique élevé dans le Bassin de Paris peut aussi être causé par la géodynamique de la région. Lors de l'orogénèse Hercynienne/Varisque, le bassin s'est formé par déformation de la croûte suite aux fortes pressions de part et d'autre de la chaîne. À la suite de la disparition de cette dernière, et malgré un taux d'accumulation de sédiments élevé, une extension a eu lieu, distendant la lithosphère, et la faisant s'amincir dans la région, en plus de l'effondrement de l'orogène dans la région. Ces événements sont anciens, mais la zone d'influence des températures élevées dans le manteau inférieur permettrait d'expliquer la conservation de l'amincissement de la lithosphère dans la région de l'Europe de l'Ouest aux alentours de 80 à 120 km depuis l'effondrement de la chaîne Hercynienne (Ritter et al., 2001). Ces éléments conduisent donc à un gradient géothermique relativement élevé dans toute la région d'Europe de l'Ouest.

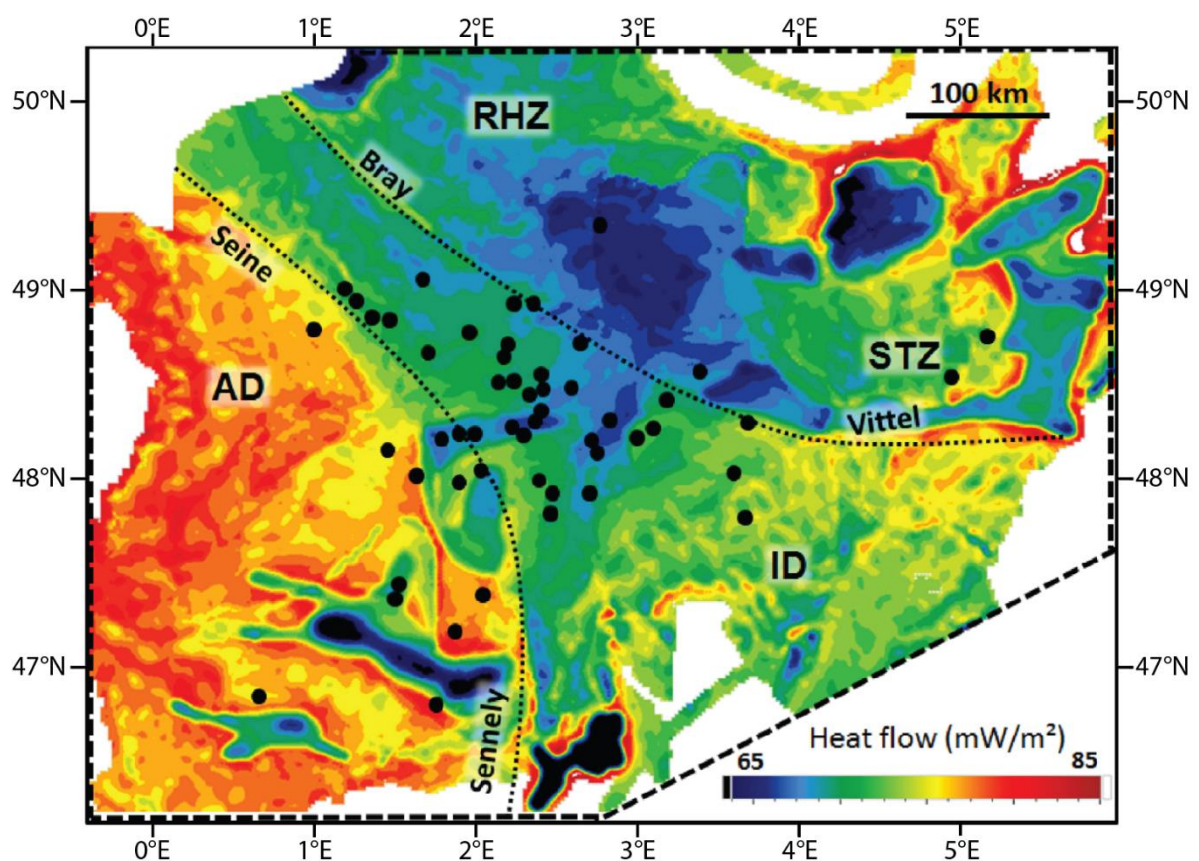


Figure II-55 – Flux de chaleur actuel du Bassin de Paris (en mW/m^2). Les variations du flux de chaleur révèlent l'hétérogénéité des roches des domaines du socle, séparés par les grandes failles et marquées par des traits en pointillés. Les points noirs présentent les puits de calibration de la carte. AD = Armorican Domain, ID = Internal Domain, STZ = Saxo-Thuringian Zone, RHZ = Reno-Hercynian Zone (Torelli et al., 2020).

Les flux de chaleur les plus élevés se retrouvent dans la zone Armorican Domain (AD) à l'Ouest, pouvant atteindre 85 mW/m^2 juste au-dessus de la croûte la plus radiogénique (Figure II-55). Le bloc Rheno-Hercynian Zone / Saxo-Thuringian Zone (RHZ/STZ) montre au contraire l'effet d'une couche épaisse de sédiments à faible conductivité thermique sur le flux de chaleur, diminuant ce dernier à moins de 65 mW/m^2 . Enfin le domaine central ID entre les failles de Seine-Sennely et de Bray-Vittel a un flux de chaleur intermédiaire aux alentours de 70 mW/m^2 .

Tous ces conditions tendent à produire dans le Bassin de Paris une anomalie du gradient géothermique allant jusqu'à 40°C/km entre la surface et le Jurassique Moyen (Figure II-42, Figure II-55).

II.7 Contexte hydrodynamique

L'écoulement des eaux souterraines et la salinité ont été étudiés, et permettent de raffiner les simulations en intégrant les sens d'écoulements des aquifères (Fabris, 1975; Aubertin et al., 1987; Wei et al., 1990; Menjoz et al., 1993). Les flux sont tracés à l'aide de cartes piézométriques et d'isotopes et de la concentration de sels provenant d'eaux extraites de puits au moment des études. Une carte du flux théorique superposé à la densité peut être observée dans Menjoz et al. (1993) (Figure II-56). Cette carte indique une direction préférentielle de l'écoulement de la nappe allant du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Ce courant, d'une vitesse estimée de 0.05 m.a^{-1} (Menjoz et al., 1993), est bloqué à l'Ouest par une ceinture argileuse peu perméable et à l'Est par des dépôts argileux proche de la surface.

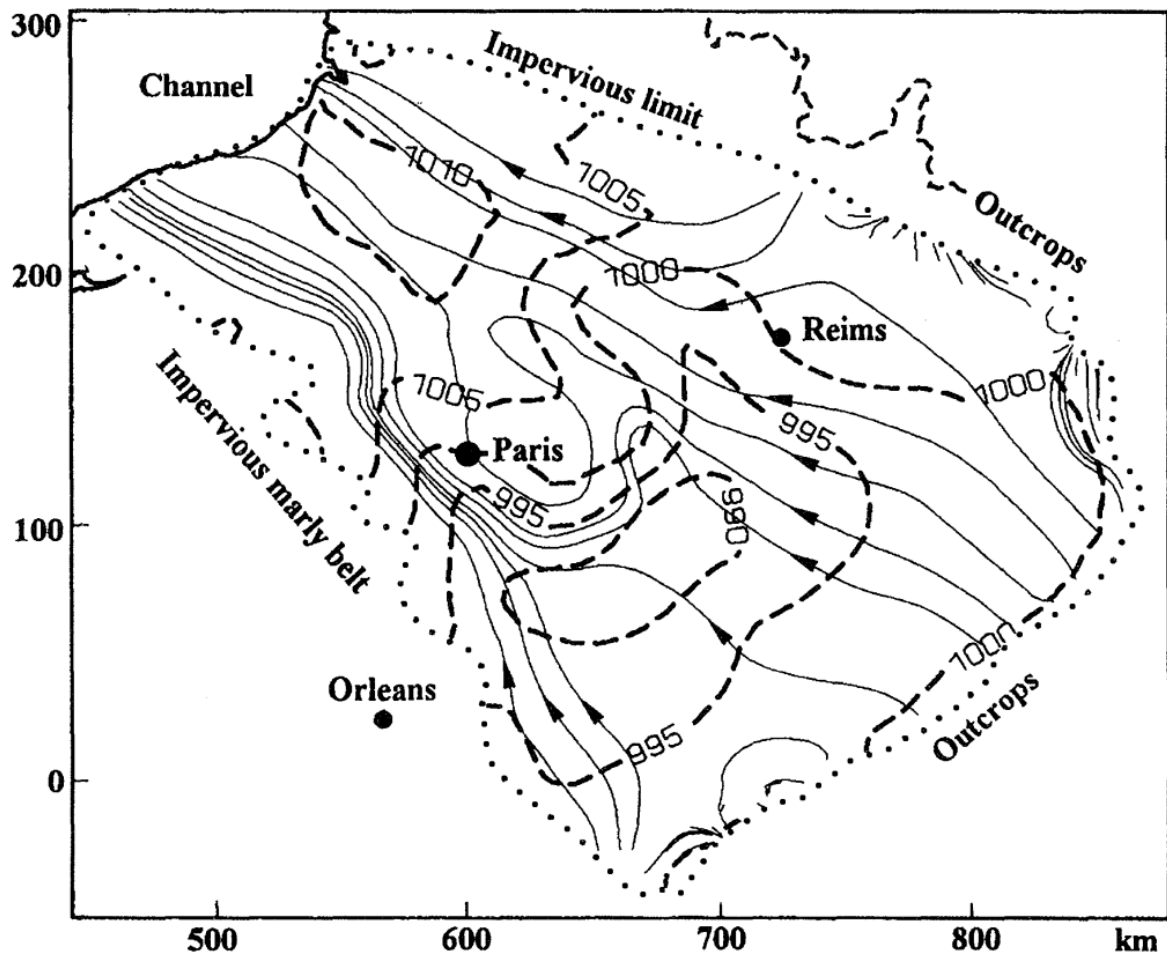


Figure II-56 – Carte du flux régional et de la densité des fluides (tirets) et du déplacement de la nappe du Dogger (Jurassique moyen) ; issu de Menjoz et al. (1993).

Une carte des vitesses d'écoulement a été produite par Menjoz et al. (1993) et montre dans la zone d'étude de subsurface des valeurs de transmissivité variant entre moins de $5 D.m^{-1}$ et plus de $50 D.m^{-1}$ (Figure II-57). Ces variations à l'échelle régionale permettent de comprendre qu'une grande quantité des fluides traversant l'aquifère du Dogger sont captés par cette zone à forte transmissivité drainant les flancs en contact avec les ceintures de marnes imperméables (Menjoz et al., 1993, Figure II-57).

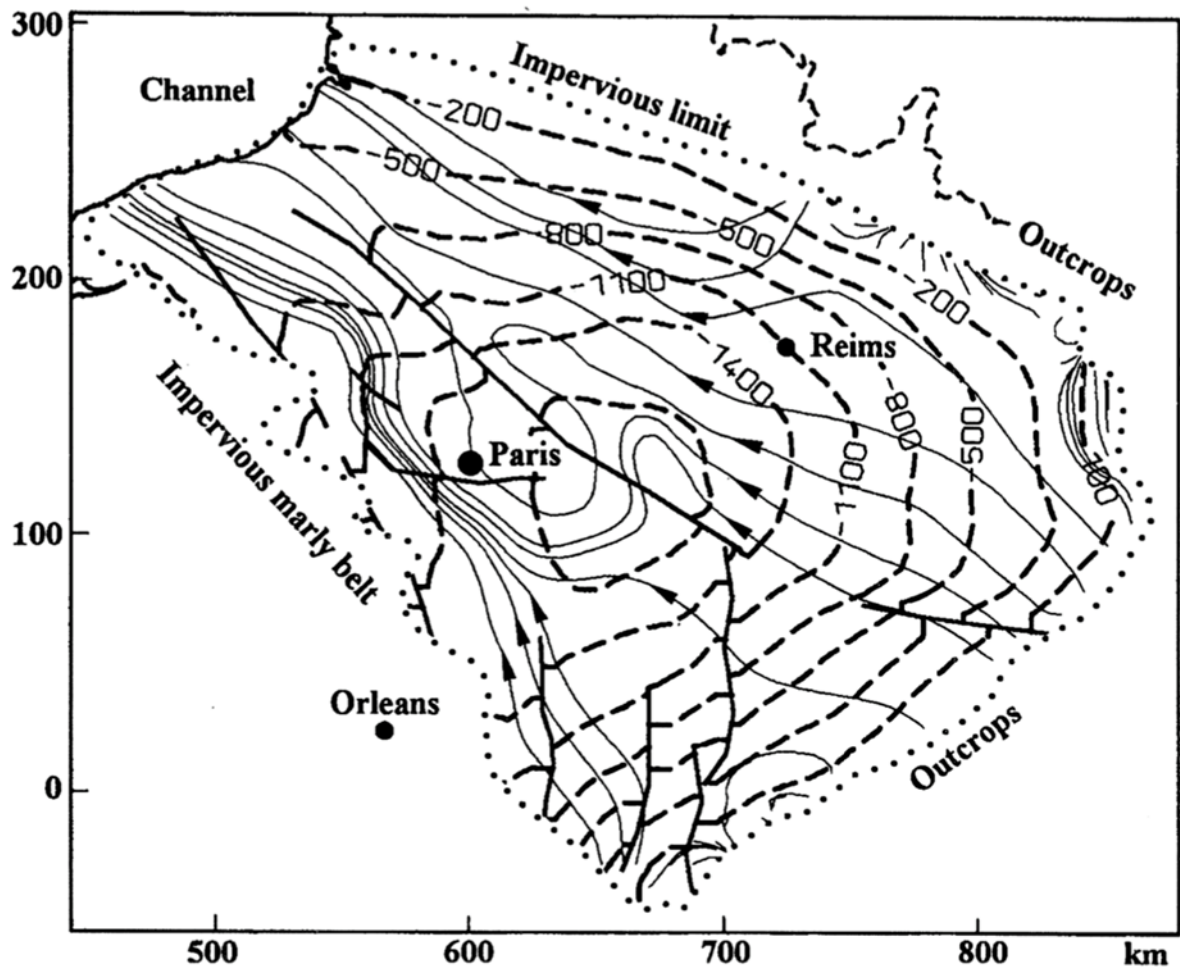


Figure II-57 – Flux de la nappe du Dogger et profondeur de l'aquifère (tirets) ; issu de Menjoz et al. (1993).

Cette carte a permis de préparer l'implantation de doublets en prenant en compte l'écoulement de la nappe, afin de retarder au maximum une percée d'une bulle froide en plaçant le puits producteur vers le Sud-Est et le puits réinjecteur vers le Nord-Ouest.

Chapitre III : Matériel et méthodes

Mon travail se base principalement sur des informations de forages. Ces forages proviennent principalement de la période d'exploration pétrolière et de la géothermie. Dans le Bassin de Paris, du pétrole est produit depuis 1958 lorsqu'il fut découvert pour la première fois à Coulommes (Perrodon and Zabek, 1990). Au total, 285 millions de barils de pétrole¹¹ (soit 39.9 millions de tonnes) ont été produits à partir des deux réservoirs principaux : (1) le sommet des calcaires du Jurassique moyen (formation de la Dalle nacrée) et (2) les grès triasiques de Chaunoy (Perrodon and Zabek, 1990). L'exploration pétrolière du bassin de Paris a débuté à la fin de la première guerre mondiale (Hanot, 2011). Cependant elle a connu un réel développement après la seconde guerre mondiale, suivant l'arrivée de nouveaux véhicules et d'une nouvelle façon de consommer. A partir des années 1950, la démocratisation des nouveaux moyens de locomotion a créé un besoin d'hydrocarbures sans précédent dans l'histoire de France. Afin de répondre à cette demande, de très nombreux puits d'exploration et de production ont été forés dans le bassin. C'est à partir de 1951 que des campagnes de forage de grande ampleur prennent forme, usant de nouvelles technologies comme la gravimétrie ou l'interprétation sismique (Hanot, 2011). Ces campagnes mettent en évidence plusieurs formations comprenant des indices d'hydrocarbures dans le Néocomien (Crétacé inférieur), le sommet des calcaires du Jurassique moyen et les grès triasiques de Chaunoy. La découverte à Coulommes en 1958 du premier champ pétrolier du Dogger (56 barils, ou 8m³ d'huile durant 1958), ouvre la porte aux découvertes des champs de Chailly-en-Bière, Brie et Saint-Martin-de-Bossenay au cours de 1959. Ces découvertes dans le Dogger s'accompagnent de découvertes dans les formations sableuses du Crétacé inférieur (Néocomien). Une quinzaine de champs sont ouverts et entre 1958 et 1960, 85 millions de barils (12 millions de tonnes) sont produits (Perrodon and Zabek, 1990). L'exploitation du pétrole du bassin de Paris continue au cours des décennies suivantes jusque dans les années 1970 avec l'arrêt des campagnes d'exploration. Au cours des années 1980, les recherches reprennent et de nouvelles

¹¹ Source : <https://www.ecologie.gouv.fr/ressources-en-hydrocarbures-france>

campagnes de prospection permettent de produire de gros volumes de nouveau. Ce nouvel élan de la production connaît cependant une nouvelle décroissance dans les années 1990-2010 (Hanot, 2011). Après 2010, une réévaluation de la situation sera proposée, mais la contestation écologiste, soutenue par des pressions politiques interdiront toute recherche future d'hydrocarbures dans la région.

Cependant, en parallèle de ces énergies carbonées, au cours des années 1980 une nouvelle alternative d'exploitation du sous-sol commence à se dessiner : la géothermie. Cette forme d'énergie qui consiste à récupérer la chaleur contenue dans l'eau et les roches en profondeur a connu une première forte période au cours des années 1980 et voit l'implantation de nombreux doublets géothermiques dans la région sud-francilienne dans les aquifères du Crétacé et du Jurassique. Une nouvelle période de forage a repris depuis quelques années. Certaines opérations sont nouvelles (Grigny, Bobigny, Plateau de Saclay, Rueil-Malmaison, Vélizy) alors que d'autres ont reforé l'aquifère, à proximité de puits géothermiques forés dans les années 1980, afin de prolonger la durée de vie du réseau de chaleur en l'optimisant, à l'instar des trois doublets de Cachan (deux doublets forés dans les années 1980, puis un dernier en 2017).

La première installation géothermique dans le Bassin de Paris a été initiée à la fin des années 1960 à Melun (Rojas et al., 1989). L'opération consistait à forer deux puits ciblant les calcaires du Jurassique moyen (Formations Oolite Blanche et Calcaires de Comblanchien) de 1600 à 1700 m (fond du puits) de profondeur pour former une boucle la plus fermée possible avec un puits de production et un puits d'injection, une technologie connue sous le nom de doublet géothermique (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010).

Au cours de cette étude, deux chantiers majeurs ont été abordés et ont nécessité la mise en place de deux méthodologies faisant appel à des jeux de données bien distincts. L'objectif de cette partie sera d'expliquer la méthode suivie à des lecteurs ayant déjà des notions des différents logiciels abordés.

Les forages des puits intégrés dans ce modèle s'étalent sur une longue période, les plus vieux datant de la fin des années 1950, et les plus récents ayant été forés en 2017. Cette grande disparité induit des changements de technologie importants au travers de l'histoire de l'exploitation du Bassin de Paris.

Ce chapitre s'axera donc sur trois parties principales :

- 1) Une description de l'étude des carottes et des lames minces.
- 2) Une explication de la méthode de fabrication du modèle statique de sub-surface du Dogger du Bassin de Paris.
- 3) Une explication de la méthode de fabrication du modèle de terrain de la carrière de Massangis (Yonne, France).

III. 1 Intégration des données de carottes et de lames minces

Au cours de cette thèse, deux carottes auront été décrites, 191 lames minces ont été produites et observées. Il s'agit des carottes de Vert-Saint-Denis-1 (VSD-1) sur 31 m et Sergines-1 (SER-1) sur 79 m pour un total de 110 m. Ces carottes traversent les formations du Bathonien, mais ne traversent pas les formations du Callovien inférieur.

III. 1 – A) Travail sur les échantillons et carottes

Les carottes de Vert-Saint-Denis-1 (VSD-1) et Sergines-1 (SER-1) ont été décrites dans la carothèque du BRGM à Orléans. Ces carottes traversent les formations du Comblanchien et de l'Oolithe Blanche. Les figures sédimentaires, grains, textures et stylolithes ont été relevés sur place et indexés sur des feuilles de log.

Des échantillons ont également été prélevés sur ces carottes afin de fabriquer des lames minces. Un échantillon représentatif du réservoir oolithique a été analysé avec un scanner employant la microtomographie aux rayons X (*micro-Computed Tomography scan*, μ CT Scan, IFPEN). Un total de 34

lames sont produites dans ces deux forages, 24 dans le puits de Vert-Saint-Denis-1, et 10 dans le puits de Sergines-1 (Tableau III-1).

D'autres produits de puits ont été exploités afin de produire des lames minces. Ces puits ont été forés utilisant des méthodes dites « destructives », à savoir en ne préservant que des fragments des roches traversées et en produisant des fragments de roches remontant avec la boue de forage, appelés de *cuttings*. Cette méthode destructrice est à mettre en opposition à des méthodes « conservatrices » qui permettent de conserver les roches et produire des carottes comme dans les cas de Vert-Saint-Denis-1 ou Sergines-1. Au total 122 lames minces provenant de *cuttings* ont été observées et codées en faciès dans les puits (Tableau III-1). Cependant 58 de ces 122 lames minces n'ont pas été décrites mais uniquement classées par faciès.

Enfin, d'autres lames minces ont été produites d'échantillons de roches provenant de la carrière de Massangis. Au total, 35 lames minces ont été produites à partir de ces échantillons (Tableau III-1).

Localisation	Abréviation	Nombre de lames
Aéroport de Paris 1	GADP-1	6
Aéroport de Paris 2	GADP-2	5
Bagneux 1	GBA-1	10
Bagneux 2	GBA-2	13
Cachan 1	GCAH-1	12
Cachan 2	GCAH-2	29
Fresnes 3	GFR-3	16
Sergines 1	SER-1	10
Vert-Saint-Denis-1	VSD-1	24
Villejuif 1	GVIL-1	12
Villejuif 2	GVIL-2	19
Massangis	MAS	35

Tableau III-1 – Tableau récapitulatif des lames minces disponibles.

Les lames issues d'échantillons de carotte ou de la carrière (Vert-Saint-Denis-1, Sergines-1 et Massangis) sont produites utilisant le procédé classique de fabrications de lames. Une résine bleue est employée pour remplir les pores et les observer plus facilement au microscope optique (Leica DM 750P).

Les *cuttings* récupérés dans les forages sont récupérés puis lavés à l'eau distillée et triés afin de conserver les éléments les plus grossiers. Ensuite, les *cuttings* restants sont indurés dans une résine bleutée avant d'être préparés pour la confection d'une lame mince. Ce procédé est issu de la méthodologie de la thèse de Makhloufi (2013) (Figure III-1).

III. 1 – B) Préparation des *cuttings*

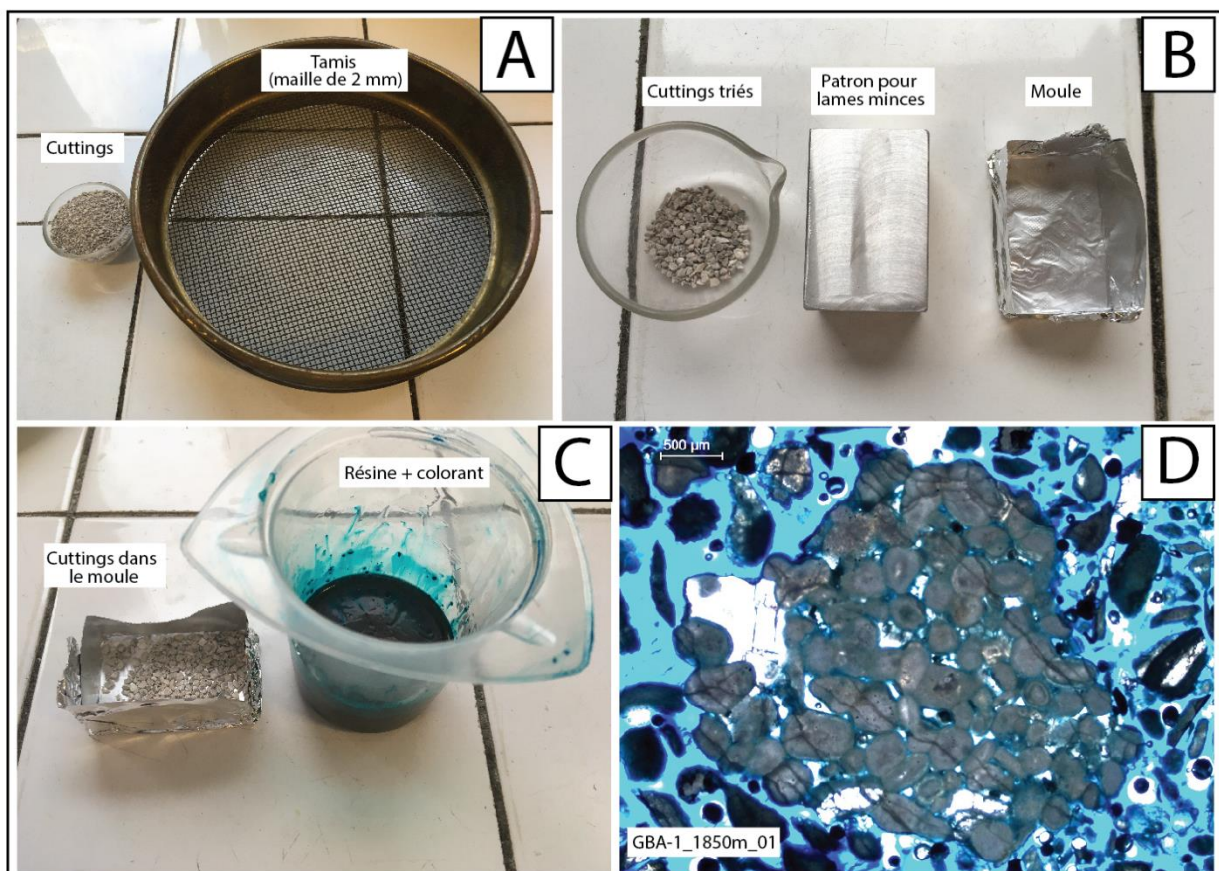


Figure III-1 – A – *Cuttings* du puits de Bagnoux (GBA-1) et tamis de 2 mm. B – *Cuttings* après triage, seule la fraction supérieure à 2 mm est conservée. Un patron en aluminium aux dimensions des lames minces est utilisé pour modeler un moule à partir de papier d'aluminium. C – *Cuttings* triés avant d'être inclus dans la résine (Araldite 2020) et le colorant bleu. D – Lame mince contenant des *cuttings*.

Cette méthode d'induration de *cuttings* permet d'avoir un aperçu des formations traversées, bien qu'il y ait la possibilité de voir plusieurs faciès cohabiter. Cela est dû à la remontée des *cuttings* dans la boue de forage, qui peut ramener des fragments de différentes profondeurs en même temps.

Un fragment de l'échantillon carotté VSD-1_1712.9m, niveau considéré très poreux et perméable, car présentant des pores visibles à l'œil nu, a été analysé à l'IFPEN (Institut Français du Pétrole et des Energies Nouvelles) au μ CT Scan afin de pouvoir imager les différents réseaux poreux (Gao et al., 2021).

III. 2 Intégration des données de puits dans le modèle de subsurface du Bassin de Paris

III. 2 – A) Présentation du jeu de données diagraphiques

Le premier objectif de cette étude est d'établir une base de données contenant l'ensemble des diagraphies disponibles et intégrables sur les puits présents dans la zone. Pour qu'un puits soit considéré comme « intégrable », il doit présenter certaines propriétés :

- Une géolocalisation exacte de la tête de puits (Infoterre, rapports de fin de sondage, entêtes de diagraphies, ...)
- Un relevé de trajectoire avec pendage et azimuth (dans le cas de puits déviés)
- Une diagraphie de calage afin de pouvoir appliquer la stratigraphie séquentielle type Gamma Ray ou Sonique (ce point est contournable si une description lithostratigraphique précise des formations existe)
- Des diagraphies autres à ajouter au modèle (Salinité, porosité, perméabilité, NPHI, Rhob, résistivité, TCMR, ou toute autre donnée de puits calée en profondeur)

Si un puits répond à ces différents critères et qu'il se situe dans la zone d'intérêt, il est considéré comme étant un bon candidat à son intégration dans le modèle final.

Les données de puits sont issues de la base de données « Banque du Sous-Sol » du BRGM (accessible sur <https://infoterre.brgm.fr/>), de notre partenaire GEOFLUID et de la littérature. Au total, 168 puits sont considérés dans cette étude incluant les puits hors de la zone d'étude de Berthuis et Sergines. La liste des puits utilisés est accessible en Annexe II (p. 343) 23 puits ont pu être partiellement ou

totalément ajoutés dans le modèle, ne nécessitant qu'un ajout dans l'index de localisation des puits (*well heads*) et une trajectoire (*well path*).

Un total de 146 puits nécessitait d'être partiellement ou totalement numérisés avant d'être intégrés au modèle final. Afin de pouvoir intégrer ces puits présentant une grande variété d'origines et de diagraphies, une méthode de numérisation des courbes diagraphiques (log de fin de sondage, rapport de fin de sondage en .pdf) a été mise en place afin de permettre une extraction au format .las (Figure III-2). Cette méthode permet donc d'extraire un maximum d'informations des puits disponibles et sera détaillée ci-dessous.

III. 2 – B) Localisation des puits

Pour qu'un puits soit intégré, il est nécessaire d'avoir en premier lieu sa position dans la zone d'étude. Cela permet de créer un index de puits importables dans le logiciel Petrel©. Cependant, une méthode de géolocalisation unique doit être utilisée. Dans cette étude, une géolocalisation basée sur le CRS (*Coordinate Reference System*) **UTM84-31N : WGS 1984 Zone 31 North, Meter** est utilisée. Ce CRS utilise des coordonnées GPS exprimées en degrés, ce qui peut nécessiter des conversions avec les données de tête de puits anciens souvent fournies en Lambert (version I à IV étendues). Le site <https://geofree.fr> a été utilisé afin d'effectuer ces transformations.

Il faut également renseigner :

- Le nom du puits
- Son acronyme
- Le type de puits (exemple : puits pétrolier ou géothermique) sous la forme d'un code numérique 0 ou 1
- la géolocalisation en degrés en suivant l'UTM 84-31N

- Un attribut de mesure verticale parmi *Ground Level (GL)*, *Kelly Bushing (KB)*, *Rotary Table (RT)*. Le *Ground Level* a été priorisé dans le projet.
- Une valeur pour situer la tête de puits dans l'axe vertical de l'espace 3D du modèle
- Une valeur de profondeur totale (*Total depth, TD*)

Ces données sont précédées d'un en-tête (*header*) permettant au logiciel d'exploiter les données et présentant les différents items présents dans le fichier.

Exemple d'en-tête:

```
# Petrel well head
# Coordinate reference system X, Y: UTM84-31N ("MENTOR:UTM84-31N:WGS 1984
UTM, Zone 31 North, Meter") [SIS,502456]
# Coordinate reference system Latitude, Longitude: GCS_WGS_1984 [EPSG,4326]
# Unit in X and Y direction: m
# Unit in depth: m
# Unit in Latitude and Longitude direction: dega
VERSION 1
BEGIN HEADER
Name
UWI
Well symbol
Latitude
Longitude
well datum name
well datum value
TD (MD)
END HEADER
"Pt-1" "Puits-1" 1 XX°XX'XX"N X°XX'XX"E "GL" XX XXXX
"Pt-2" "Puits-2" 1 xx°XX'XX"N X°XX'XX"E "GL" XX XXXX
```

Ce fichier se suffit à lui-même pour créer tout index de puits dans un projet Petrel© et peut être importé directement.

III. 2 – C) Identification des trajectoires de puits

Une fois les puits localisés, leur trajectoire doit être relevée. Deux cas sont observables :

- Les puits verticaux (ou pseudo-verticaux, pente inférieure à 1°)
- Les puits déviés

Dans le cas des puits verticaux, la trajectoire à rentrer correspond à la cote de fin de forage (ou *Total depth*). Ces valeurs doivent être reportées dans la fenêtre de contrôle de trajectoire des puits (*well trajectory spreadsheet*).

Dans le cas de puits déviés, les valeurs du pendage et de l'azimut doivent être rentrées pour certaines profondeurs (en mètres déviés) afin de créer une trajectoire. Ces données peuvent être obtenues en les relevant dans des rapports de fin de sondage RFS), sur les logs de fin d'ouvrage (LFO), ou des diagraphies classiques.

Ces données peuvent être intégrées comme précédemment dans la *well trajectory spreadsheet*.

III. 2 – D) Numérisation, intégration et interprétation des diagraphies dans le modèle de subsurface du Bassin de Paris

La numérisation des diagraphies précède leur intégration dans le projet. Elle permet de relever les données de fichiers scannés et de les intégrer sous le format ASCII (.las). Cette opération s'effectue de trois façons différentes :

- 1) Numérisation sur le logiciel Neuralog®. Ce logiciel permet de créer un fichier .las (format ASCII) permettant d'être intégré sur un projet Petrel® et représente la majorité des données ajoutées (Annexe II p. 343) (Figure III-2). Les données d'entrée sont des fichiers .pdf, .tiff, .jpeg ou tout autre format d'image. Le processus de numérisation consiste à créer des axes d'ordonnée et d'abscisse pour chaque diagraphie et retracer la courbe afin d'avoir des valeurs exportables au format ASCII (.las).
- 2) La seconde méthode consiste à extraire manuellement des valeurs issues de mesures ponctuelles dans les puits et de les réinjecter ensuite dans le projet. Pour créer ces .las il est

nécessaire de reporter la cote de la mesure (en mètres déviés si possible, côte forage) et la valeur en question à côté. Ce processus a été utilisé afin d'intégrer dans l'étude des valeurs de plugs de porosité (%), de perméabilité (mD), des valeurs de pression (bar), salinité (g.L⁻¹) et température (°C).

Exemple :

PROFONDEUR	TEMPERATURE	PRESSION	SALINITE
1984.5	70.8	170.21	23

- 3) La troisième méthode se repose sur la boîte à outils développée par Schlumberger permettant d'extraire des données d'un fichier en binaire et de le transcrire en ASCII (Figure III-2). Ce processus permet de passer d'un fichier en extension .lis ou .dlis utilisé par les compagnies de forage et de diagraphie à un fichier importable dans le projet final.

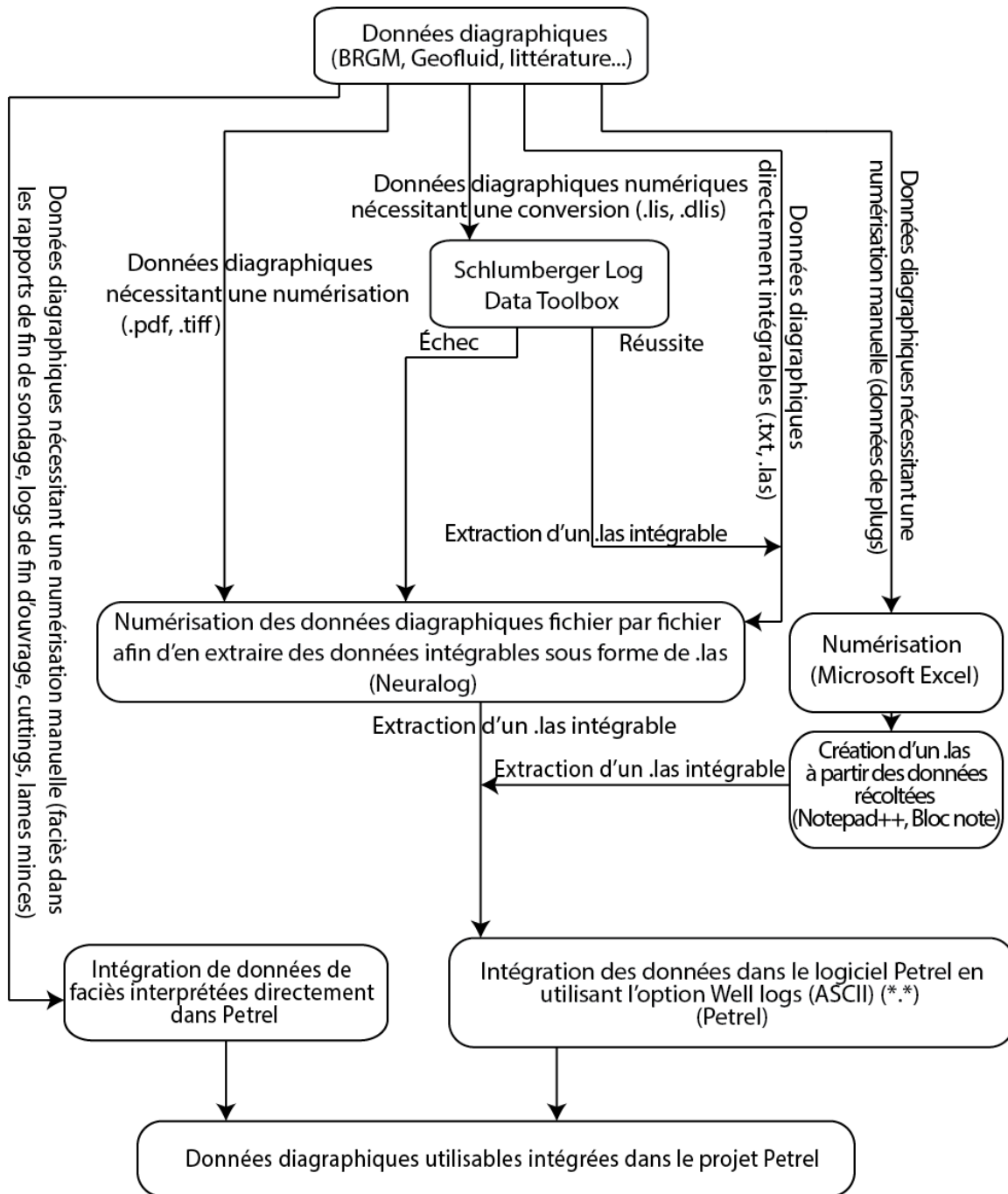


Figure III-2 – Workflow de l'étude de subsurface du Bassin de Paris.

Les données .las sont ajoutées aux puits correspondants dans le projet global, et archivées dans la base de données des puits (Figure III-2).

III. 2 – E) Création d'un modèle géologique de sub-surface

III. 2 – E) 1. Création des surfaces stratigraphiques

Afin de caler au mieux les puits entre eux et de reconnaître les mêmes surfaces, la stratigraphie séquentielle est utilisée. Le calage de la stratigraphie séquentielle est effectué en se basant sur les travaux des équipes de l'Université de Bourgogne, de l'Université de Lyon et de l'IFP sur la stratigraphie du Bassin de Paris (Dromart et al., 1996; J.-P. Garcia et al., 1996; J.P. Garcia et al., 1996; Gaumet et al., 1996; Garcia and Dromart, 1997). Ce calage repose sur l'observation d'associations de brachiopodes dans les dépôts marneux de l'Est du Bassin de Paris corrélés aux observations des zones à ammonites correspondantes. Un travail de corrélation a été effectué par Gaumet (1997). Le puits Berthuis-001 proche de la zone d'étude au centre du Bassin de Paris provenant de Gaumet (1997) est corrélié avec le puits de Champigny-sur-Marne-1 (CSM-1D) présent dans la zone d'étude (Figure III-3).

Les horizons stratigraphiques correspondant aux maximums régressifs sont utilisés comme repères stratigraphiques dans les puits du modèle. Les maximums transgressifs sont aussi présents mais plus difficiles à placer, et seul le Repère Infra-Oolithique (R.I.O.) apparaissant en général dans les descriptions de puits est utilisé. Au total, 18 horizons sont codés dans le projet, 14 horizons strictement représentant des maximums régressifs du Callovien, Bathonien et Bajocien (Ca 4, Ca 3, Ca 2, Ca 1bis, Ca 1, Ca 0, Bt 5, Bt 4, Bt 3, Bt 2, Bt 1, Bt 0, Bj 4, Bj 3), un maximum d'enneisement (R.I.O.), et 3 horizons représentant respectivement le top des formations aaléniennes, la base des formations toarciennes et le socle.

Ces horizons sont corrélés puits à puits. Ces points corrélés fournissent un nuage de points permettant de créer des surfaces stratigraphiques continues à l'échelle de la zone d'étude et définies dans celle-ci en utilisant une limite de la zone de traitement (appelée également *Boundary*) (Figure III-4). L'outil *Make surface* est utilisé pour créer lesdites surfaces, avec un positionnement automatique de la grille, une taille de cellule de grille de 50 m x 50 m. Le paramètre d'algorithme utilisé dans cette partie peut être le *Convergent gridder* ou le *Minimum curvature*, car ils n'exercent qu'une influence minime sur des surfaces de cette échelle avec relativement peu de points de contrôle. Cette étape est importante

car les surfaces sont utilisées comme base à la modélisation de la grille et la création de la surface déchirée par les failles (Figure III-4).

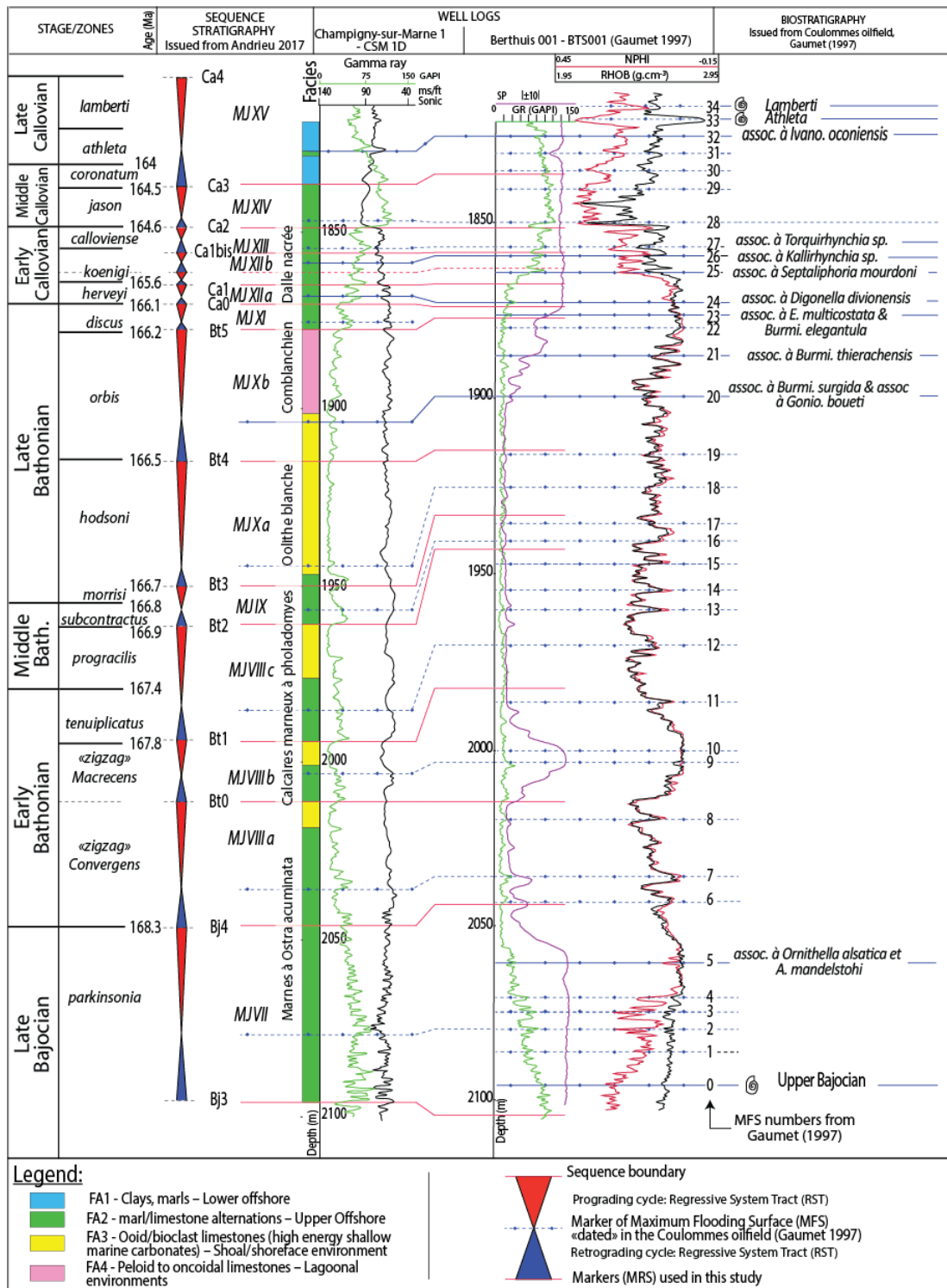


Figure III-3 – Figure illustrant le calage stratigraphique des surfaces dans cette étude.

III. 2 – F) Modélisation des failles et de la grille

III. 2 – F) 1. Préparation des plans de faille

L'incorporation des failles permet de modéliser au plus réaliste une grille.

Dans un premier temps, les coordonnées des tracés des failles au sommet du Dogger et au sommet du Trias (données provenant du BRGM) sont intégrées dans le modèle et décalés en profondeur de façon à avoir les *polylines* du Dogger au-dessus du modèle et celles du Trias en dessous. Cela permet d'encadrer le modèle de subsurface. Ces *polylines* sont jointes en utilisant l'outil *Polygon editing*, afin de créer une unique *polyline* servant à créer une surface représentant le plan de faille estimé.

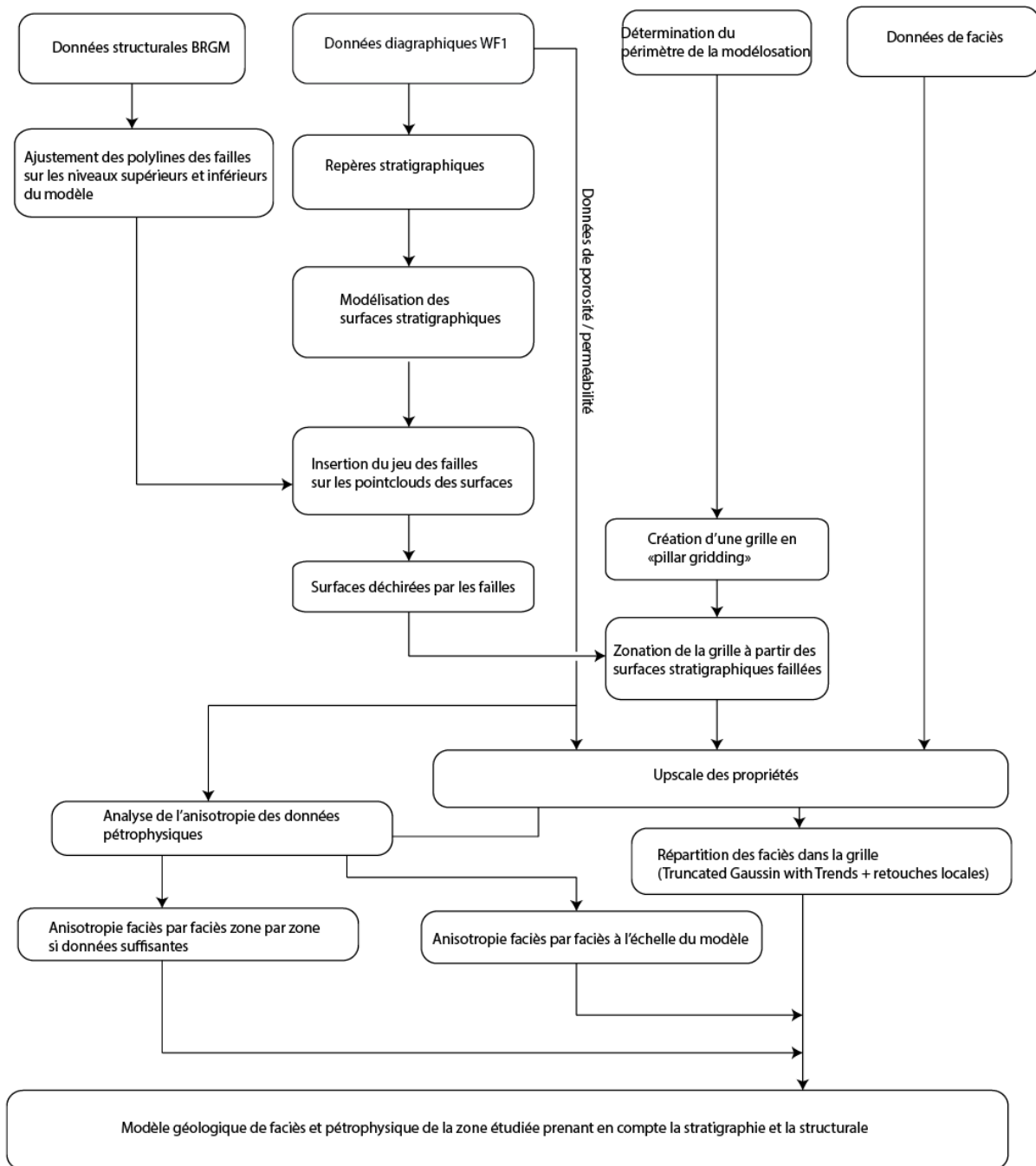


Figure III-4 – Figure d’illustration du processus de réalisation de la grille habillée en faciès et en propriétés pétrophysiques de l’étude de la zone du centre du Bassin de Paris.

III. 2 – F) 2. Impact des failles sur la surface déformée

Afin de déterminer le jeu des failles du modèle, il est normalement nécessaire de quantifier leur déplacement à l’aide de transects sismiques. Cependant, comme aucun transect n’a pu être observé au cours de la création de ce modèle, un processus autre a dû être développé. Le jeu et tracé des failles

a été estimé utilisant des indices dans la bibliographie (Beccaletto et al., 2011; Dentzer et al., 2018) et la déformation des surfaces stratigraphiques dans les puits autour de la faille.

Une fois le décalage estimé, la surface stratigraphique la mieux stratigraphiquement calée et la plus représentée dans la partie supérieure du modèle (si possible la surface supérieure, ici la surface choisie est la surface R.I.O.) est transformée en un nuage de points (point set). Pour modéliser le déplacement des failles, la surface stratigraphique supérieure choisie transformée en nuage de points est décalée en utilisant le *Point editing* utilitaire autour des failles en fonction du jeu que l'on veut y imposer.

Ces nuages de points supplémentaires locaux seront utilisés par la suite pour modéliser la grille aux jeux des failles.

III. 2 – F) 3. Création du structural model

Une fois les surfaces des failles créées et la surface d'impact modifiée, il est nécessaire de créer une grille. Cette grille doit être assez fine afin de rendre compte des hétérogénéités observées, mais une finesse excessive pourrait rendre le modèle trop lourd pour des simulations. Il est donc nécessaire de bien considérer la résolution du modèle final.

Une première indication à considérer consiste à regarder la résolution du jeu de données de base : les positions des données de puits. Globalement, une cellule devra être deux fois plus petite de côté que la distance la plus courte entre deux puits. Ceci permet d'éviter que des données de deux puits différents puissent se recouper dans la même cellule. Cette condition de taille n'est pas forcément utilisable partout dans un modèle où de nombreux doublets géothermiques sont présents, mais cette règle permet tout de même d'avoir une idée de la taille moyenne nécessaire d'une cellule.

La grille réalisée est une grille simple (*simple grid*), et elle ne consiste pas en une grille avec des raffinements locaux aux abords des puits, grilles pouvant être plus complexes à interpréter pour les

logiciels de simulations hydrodynamiques et thermiques. Ces raffinements n'ont pas semblé nécessaires dans le cadre de l'étude actuelle.

La première étape de fabrication de la grille consiste à créer le squelette permettant de déterminer l'emprise du modèle final. Une grille simple (*simple grid*) est créée dans la zone d'étude en incorporant le périmètre de l'étude et les marqueurs stratigraphiques supérieur et inférieur considérés (surfaces Ca 4 et Bj 4).

La deuxième étape consiste à importer des surfaces et autres données d'entrée permettant de raffiner les surfaces utilisables dans le modèle (repères stratigraphiques, surfaces stratigraphiques, nuages de points, structures de failles, ...). La grille est ensuite transformée en utilisant le *pillar gridding* permettant de créer des décalages entre des cellules afin de rendre le modèle réaliste vis-à-vis du décalage aux endroits des failles. Ces failles pourront être utilisées par la suite pour modifier les propriétés (perméabilité par exemple) à leur alentours.

Chaque surface renseignée dans la construction du modèle délimite une zone pour le logiciel. Si 10 surfaces sont utilisées dans la création du modèle, cela produira au total 9 zones. Cette étape s'effectue dans l'onglet "*Layers*" du menu structural modeling.

Une fois ces étapes réalisées, la grille incorpore un modèle structural et une finesse qui permettront de déterminer la finesse du modèle final.

III. 2 – G) Injection de propriétés de faciès et pétrophysiques dans la grille

III. 2 – G) 1. Préparation et mise à l'échelle des données de puits (upscale)

La mise à l'échelle des données de puits consiste à prendre les données présentes dans une cellule de la grille (classiquement sur la trajectoire d'un puits) et va, au travers d'algorithmes choisis, assigner une valeur déterminée à la cellule traversée.

Les données de faciès sont mises à l'échelle en utilisant l'algorithme *Most of*, qui consiste à prendre la valeur la plus présente dans la cellule. Aucune pondération n'a été utilisée dans les faciès. Cet algorithme fonctionne particulièrement bien ici car les données de faciès sont des données discrètes. Au final, l'*upscaling* des faciès permet d'obtenir 6384 cellules codées dans la grille. Ces données seront considérées comme de la "*hard data*" au même titre que les données de diagraphies de base.

La porosité est mise à l'échelle en utilisant l'algorithme *arithmetic average* qui reprend les données présentes dans une cellule et les moyenne pour les résumer en une seule valeur. Cet algorithme a été retenu, car il permet de prendre en compte toutes les valeurs de porosité et rend bien compte des variations à l'échelle de plusieurs cellules et du modèle. Au final, la mise à l'échelle des porosités permet d'obtenir 1686 cellules codées dans la grille.

La perméabilité est mise à l'échelle en utilisant l'algorithme *geometric average* qui reprend les données présentes dans une cellule et les moyenne en une seule valeur. Cet algorithme ci a été retenu car il s'agit du meilleur algorithme d'upsacle disponible dans Petrel afin d'avoir la plus faible erreur possible (Salazar et Villa, 2007) Au final, l'*upscaling* des perméabilités permet d'obtenir 469 cellules codées dans la grille.

III. 2 – G) 2. Répartition des propriétés de faciès dans la grille

Les propriétés de faciès sont réparties zone par zone dans le modèle. Une zone est l'espace entre deux surfaces dans un modèle. Elles sont réparties en utilisant l'algorithme *Truncated Gaussian with Trends*. Cet algorithme permet un excellent contrôle de l'extension horizontale et verticale des associations de faciès ainsi que de leurs contacts respectifs en suivant des limites imposées par l'utilisateur. Ces limites peuvent être placées en interprétant les cellules mises à l'échelle dans l'interface de paramétrage de l'algorithme.

Des retouches locales peuvent être ensuite apportées afin de corriger des zones spécifiques, couche par couche à l'aide de l'outil *brush* dans les utilitaires de grille.

III. 2 – G) 3. Répartition des propriétés pétrophysiques dans la grille

Les propriétés pétrophysiques, nommément la porosité et la perméabilité, sont soumises en premier lieu à une étude de l'anisotropie afin de déterminer une direction préférentielle dans la répartition des données.

Dans un premier temps, une carte d'anisotropie est réalisée sur l'ensemble de la zone, sur la propriété avec le plus de cellules codées (ici la porosité) à l'aide de l'outil *variogram map* des options disponibles dans la propriété. Pour le pas d'échantillonnage, il suffit de prendre la taille de la zone d'étude et de la diviser par 40 (limite imposée par le logiciel) (Figure III-5A).

Une fois la *variogram map* réalisée, elle permet de déterminer une direction préférentielle d'anisotropie des valeurs. Cet outil peut normalement être utilisé pour mesurer des anisotropies directement sur la carte de variogramme (*variogram map*). Cependant, l'emprise du modèle et la présence de faciès aux comportements pétrophysiques supposés très différents nous oblige à prendre ces données avec précaution. Aussi, seule la direction principale de l'anisotropie observée sera utilisée pour contraindre les étapes suivantes.

Les données de porosité sont filtrées par faciès et de deux façons différentes. Premièrement, les données de porosité sont considérées à l'échelle de l'ensemble des zones. Cela permet d'avoir une valeur déterminée pour chaque faciès qui pourra être appliquée par défaut dans les zones n'ayant pas suffisamment de données pour alimenter une étude de variogrammes. Généralement, les variogrammes sont étudiés avec des pas (*lag distance*) resserrés, permettant d'étudier les variations des variogrammes à 50 mètres près, lorsque le volume de données est suffisant.

Dans un second temps, les zones avec une densité de données suffisantes dans certains faciès sont reprises. Les zones spécifiques peuvent être remaniées par la suite dans les algorithmes de répartition des propriétés pétrophysiques.

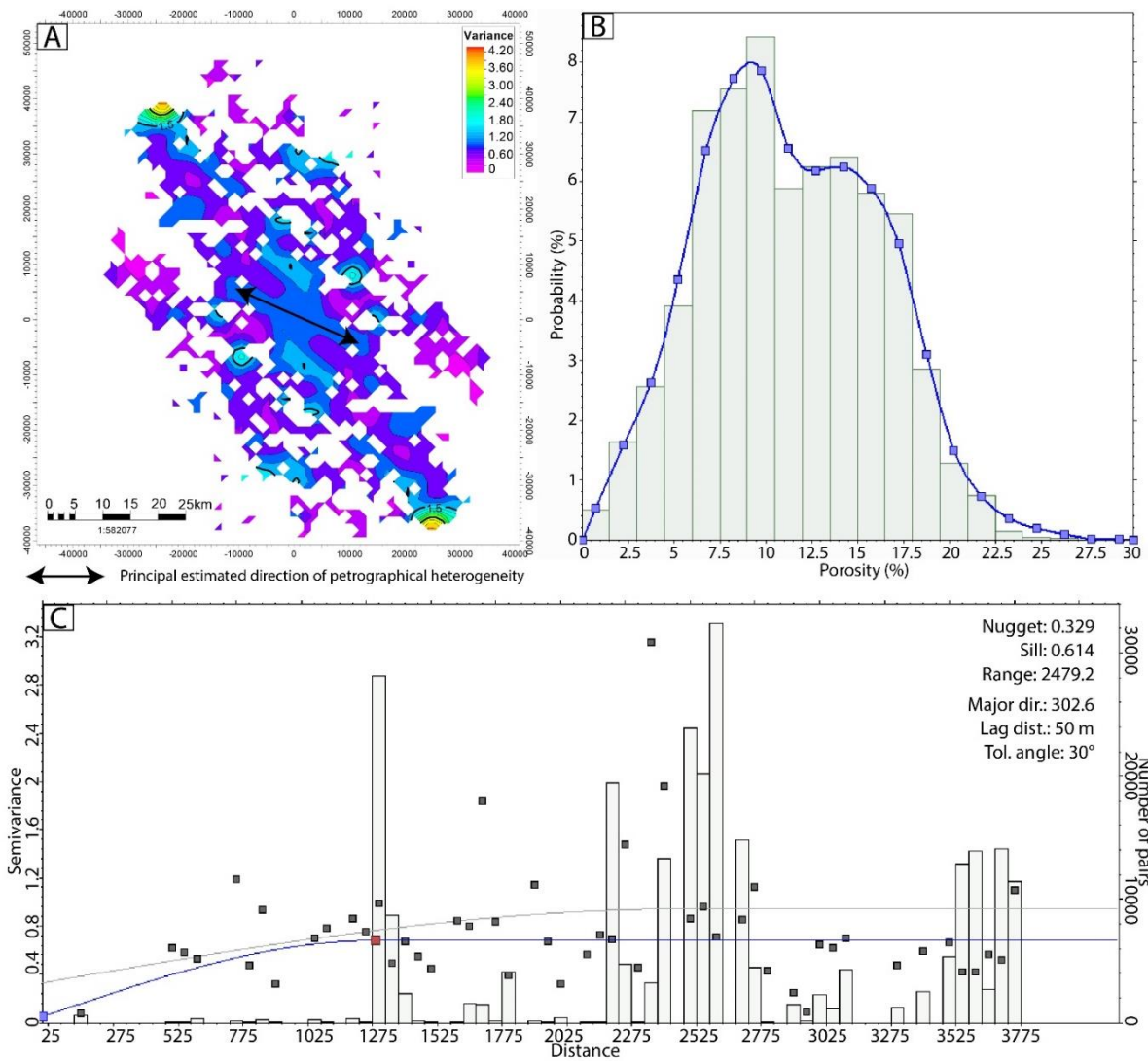


Figure III-5 – A – variogram map de la propriété de porosité. B – Répartition des données de porosité à l'échelle de l'intervalle Bt 5 à Bt 4 dans les faciès de lagon. C – Variogramme de répartition des paires dans le faciès de lagon entre Bt 5 et Bt 4. Les barres représentent le nombre de paires, les points la semivariance.

III. 2 – G) 4. Répartition des propriétés de faciès dans la grille

Lorsque les géostatistiques des faciès sont obtenues, il est possible de les répartir de façon à ce que les données soient statistiquement fiables.

Les algorithmes peuvent être appliqués en plusieurs étapes. Une première étape consiste à utiliser la *Random Function Simulation* contrainte en termes de faciès et de zones. Un calcul préliminaire est réalisé à l'échelle du modèle, en utilisant le *Random Function Simulation* pour déterminer une première répartition dans tous les faciès pour la porosité et la perméabilité.

La répartition de la perméabilité est liée à la porosité à l'aide de l'option de *co-kriging*. Cette relation est utilisable tout au cours de la modélisation des différentes zones. Les faciès les plus développés dans les zones comprises entre les surfaces stratigraphiques Bt 5 et Bt 3 peuvent être candidates à un retraitement des répartitions des propriétés pétrophysiques. Les répartitions des modélisations de propriétés pétrophysiques sont contrôlées par :

- 1) Le faciès, qui déterminera les valeurs possibles des porosités et perméabilités (Figure III-5B)
- 2) L'anisotropie des corps (Figure III-5A,C)
- 3) L'algorithme (ici le *Random Function Simulation*)
- 4) Dans le cas de la perméabilité, elle dépend également de la porosité car il est possible de les lier avec l'option de *co-kriging*

Cette méthode permet donc la réalisation d'un modèle statique de faciès, porosité et perméabilité statistiquement réaliste et reposant sur des observations de puits et de carottes.

III. 2 – G) 5. Répartition des propriétés annexes

Certaines autres propriétés sont nécessaires à l'exploitation d'un modèle statique pour des simulations dynamiques de géothermie.

Les propriétés injectées dans le modèle proviennent de données de puits représentant certains indicateurs ponctuels qui ne doivent pas forcément être présents dans l'ensemble du modèle. Les propriétés intégrées de cette façon sont :

La température

La salinité

La pression

Les débits de puits

Globalement, les méthodes pour injecter ces données ont déjà été présentées précédemment. Cependant, il est possible de retravailler ces données afin d'en extraire des cartes permettant de déterminer leurs variations à l'échelle régionale. Ce travail a été réalisé pour les données de salinité et de températures. Les températures et salinités sont mesurées au sabot du puits, c'est à dire au toit du réservoir Bathonien, ce qui correspond à la surface dénommée dans notre étude Bt5. Les températures et salinités sont utilisées comme attributs, localisées en profondeur dans les puits, pour produire une surface. Ces températures ou salinités sont utilisés comme référentiel en lieu et place de la profondeur afin de produire une surface représentant les variations de propriétés.

III. 3 Création d'un modèle géologique de surface exploitant des données de terrain et des données photogrammétriques

Au cours de la thèse, il est devenu clair que l'observation d'un analogue de terrain pour les formations de sub-surface serait intéressante afin d'étudier l'évolution des dépôts et leur influence sur les développements de bulles froides dans des modèles de plus grande échelle. La carrière de Massangis, située dans l'Yonne près du village de Massangis (Figure II-1) a été retenue car elle présente des dépôts d'âge Bathonien supérieur stratigraphiquement synchrone à la partie centrale des dépôts observés dans le modèle de sub-surface réalisé (Vincent et al., 2021). Il a donc été nécessaire de mettre au point une méthode afin d'extraire des données géologiques issues d'observations dans une carrière en utilisant la photogrammétrie (Figure III-6).

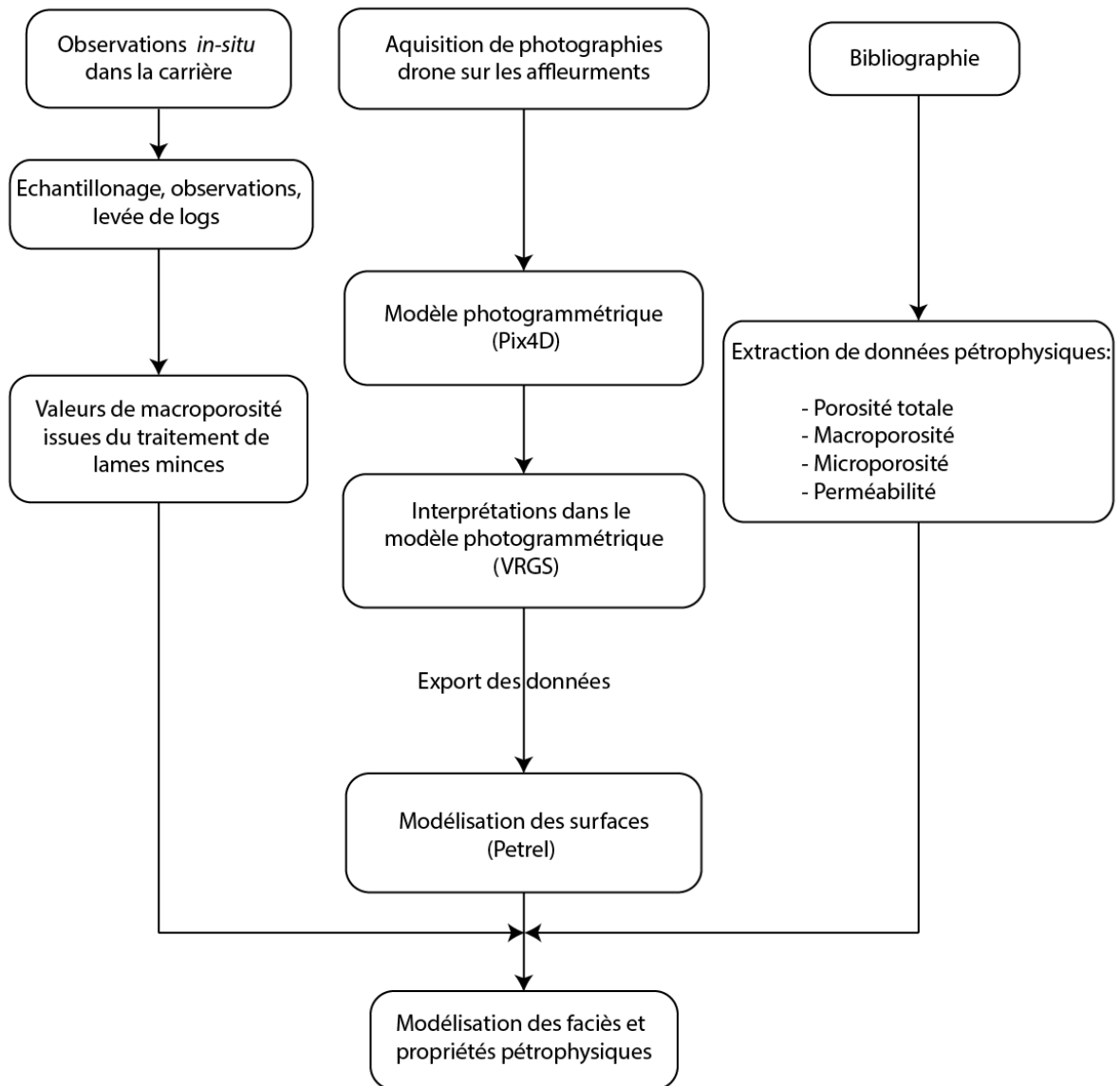


Figure III-6 – Figure d’illustration du processus de réalisation de la grille habillée en faciès et en propriétés pétrophysiques de l’étude d’une carrière dans le Bassin de Paris (Massangis, Yonne).

III. 3 – A) Utilisation de de Pix4D et création d’un modèle photogrammétrique

III. 3 – A) 1. Données de terrain

Les données issues du terrain peuvent être séparées en trois catégories distinctes :

- Les observations *in-situ* sur les roches (aspect, texture, grains, ...) permettant de lever des logs et coupes

- L'échantillonnage des roches présentes dans la carrière
- Les photographies géoréférencées obtenues par drone afin de préparer un modèle photogrammétrique

III. 3 – A) 1. A. Les observations *in-situ* sur les roches

Les observations des roches et levés de logs sédimentologiques dans plusieurs points de la carrière aident à comprendre la succession verticale des dépôts. Cela permet de mieux préparer les stratégies de numérisation des affleurements et de savoir où les plans de vols devront être les plus denses afin d'obtenir un modèle photogrammétrique suffisamment précis. Cette précision est à déterminer en fonction des objectifs de la mission et des attentes du modèle géologique final. Il est donc nécessaire de bien observer la structure de l'affleurement avant toute opération de numérisation.

Dans le cas de Massangis, les structures à numériser se situent sur les plans de coupe exploités par les carriers. La zone supérieure (Zone 3, Figure III-7) de la carrière recouvre par des dépôts stratiformes associés à des dépôts de lagon (Loreau and Bailly, 1996; Casteleyn et al., 2011; Makhloufi et al., 2013; Vincent et al., 2021). Ces derniers sont facilement reconnaissables et ne nécessitent pas de nombreux vols afin d'être correctement numérisés. Cette zone est délimitée avec la zone 2 par la surface régressive Bt 4 à sa base.

La zone intermédiaire (Zone 2, Figure III-7) est plus complexe et présente les dépôts les plus intéressants pour l'étude. Ils sont décrits comme de larges corps progradants (Loreau and Bailly, 1996; Casteleyn et al., 2011; Makhloufi et al., 2013; Vincent et al., 2021). Ces corps nécessitent une attention particulière et seront la cible de vols dits « vols falaise » qui seront détaillés plus bas. Elle se situe entre la surface régressive Bt 4 à son sommet et la surface d'inondation maximale marquée par *R. Concinna* (MFS *Concinna*, Figure III-3, Figure III-7).

Enfin, la zone inférieure (Zone 1, Figure III-7) est constituée de dépôts tidaux qui présentent des figures sédimentaires de petite ampleur (quelques centimètres à dizaines de centimètres) mais qui sont

globalement à la base de la carrière. Une zone au centre de la carrière est également exploitée et montre des dépôts globalement stratiformes (Loreau and Bailly, 1996; Casteleyn et al., 2011; Makhloufi et al., 2013; Vincent et al., 2021). Elle est délimitée à son sommet par la surface de transgression marquée par des *R. Concinna*.



Figure III-7 – Figure d'illustration des différentes zones présentes dans la carrière.

III. 3 – A) 1. B. L'échantillonnage des roches

L'échantillonnage des calcaires a été réalisé au cours de la phase de reconnaissance dans la carrière, en même temps que les levés des logs sédimentologiques. Les échantillons proviennent de plusieurs zones de la carrière répartis au travers des différents faciès alors observés (Figure III-8).

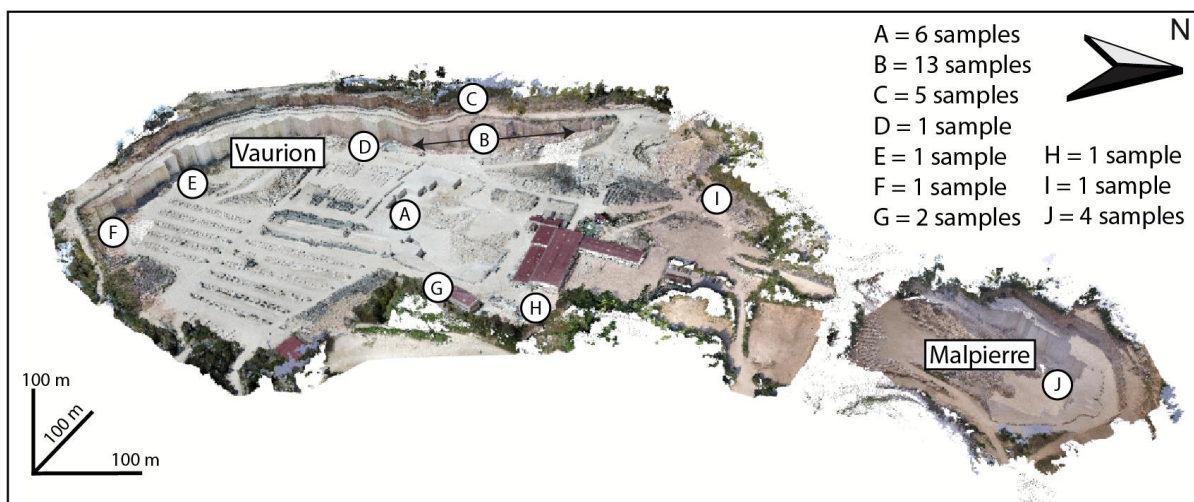


Figure III-8 – Plan de la carrière avec localisation des lames minces issues d'échantillons de roche.

Au total, les échantillons ont permis de fabriquer 35 lames minces nommées MAS-XXX. (Tableau III-2).

La carrière de Massangis est en réalité composée de deux parties, la carrière de Vaurion au sud et la carrière de Malpierre au nord (Figure III-8)

Point de localisation	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
Nombre d'échantillons	6	13	5	1	1	1	2	1	1	4
Nom de l'échantillon	MAS 1	MAS 5	MAS 18	MAS-1-19	MAS 6	MAS 3.1	MAS 4.1	MAS 5.1	MAS 2-01	MP 1
	MAS 2	MAS 7	MAS 19				MAS 4.2			MP 2
	MAS 3	MAS 8	MAS 20							MP 3
	MAS 4	MAS 9	MAS 21							MP 4
	MAS BAS 1	MAS 10	MAS 22							
	MAS BAS 2	MAS 11	MAS 23							
		MAS 12								
		MAS 13								
		MAS 14								
		MAS 15								
		MAS 16								
		MAS 17								

Tableau III-2 – Tableau récapitulatif des échantillons prélevés dans les carrières de Massangis et de Malpierre.

III. 3 – A) 1. Préparation des vols de drone

Les données de drone ont été récoltées avec un drone Mavic Pro 2 (Dji™) équipé d'une caméra d'une résolution de 20 Méga Pixel. Un total de 7900 photos géoréférencées a été acquis dans la carrière

Les vols de drone sont séparés en deux types (Figure III-9) :

- Les vols plans, ou vols d'altitude
- Les vols falaise

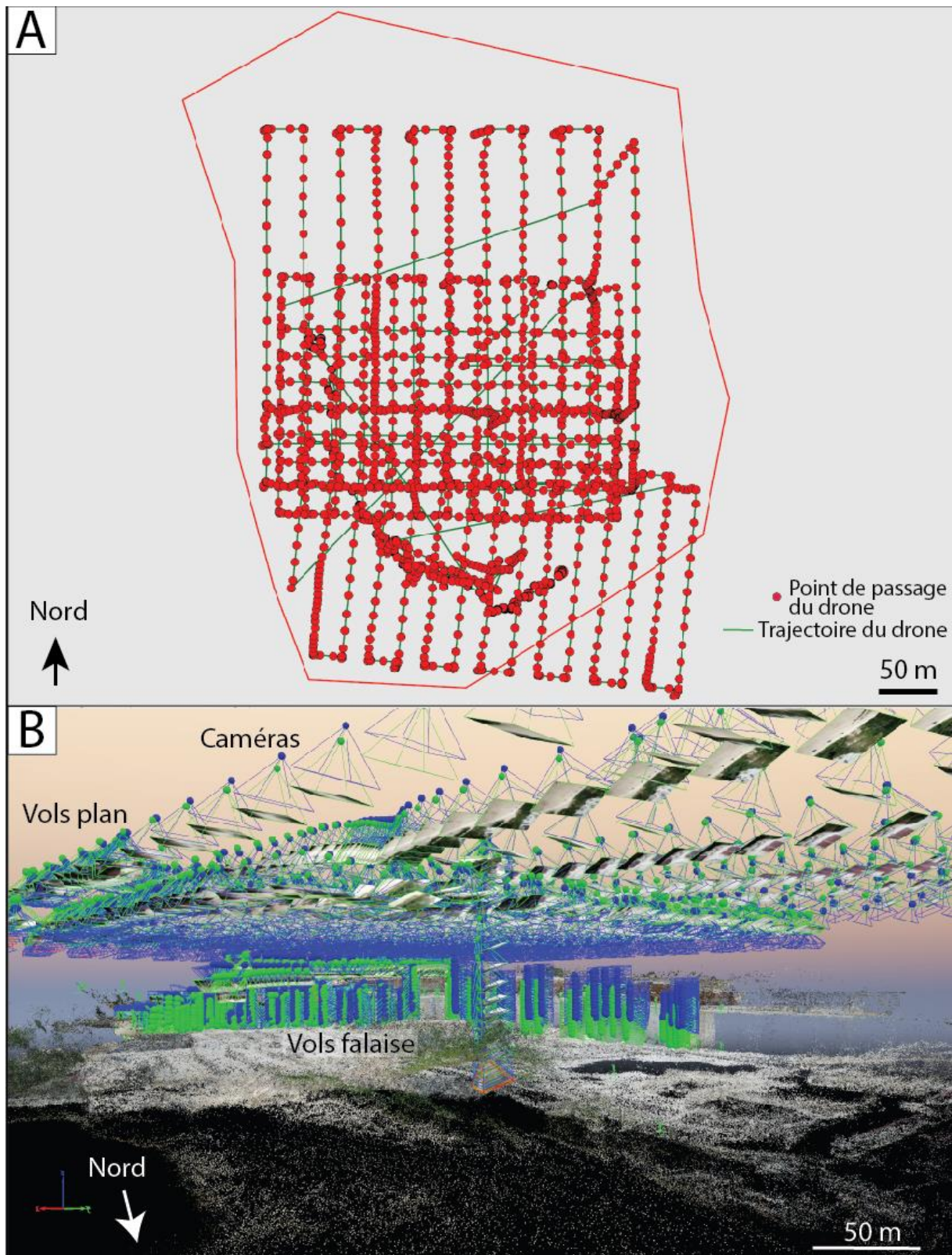


Figure III-9 – A – Carte de la répartition des prises de vue drone dans la 146arrière de Vaurion. B – Répartition des caméras et des différents vols dans la carrière de Vaurion.

Les vols plans sont des vols permettant de produire des images géoréférencées d'un vol d'altitude (ici à 60 m de la base de la carrière) et constante afin de réaliser un cadrillage de la zone d'étude. Il permet en général de caler les multiples jeux de photos entre eux.

Les vols falaise sont des vols permettant de donner une précision et une granularité à la résolution du modèle numérique de terrain (Figure III-10). Ils permettent de prendre d'importants jeux de données sur des affleurements verticaux ou pseudo verticaux à une faible distance, augmentant de fait la résolution de photos. Le drone prend des photos entre 3 et 10 m de la falaise. La surface totale de la zone représente 0.4 km² (40.04 hectares).

Distance (m)	A7R IV 24 mm	DJI X5S MFT 15 mm	Mavic 2 Pro	A7 III 24 mm	DJI X5 & X5R MFT 15 mm	P4P & P4A	GHS 12 mm	Air 2S	Mavic Air 2 12 Mpx mode	Mavic Mini	Anafi IMX230	Mavic Pro IMX377	Spark IMX386 (?)	Mavic Air IMX477 (?)	P3P, P3A, X3, P4 IMX117
10	0,16	0,22	0,23	0,25	0,25	0,27	0,28	0,29	0,35	0,35	0,28	0,33	0,34	0,36	0,43
15	0,23	0,33	0,35	0,37	0,37	0,41	0,42	0,44	0,52	0,53	0,42	0,49	0,52	0,55	0,64
20	0,31	0,44	0,47	0,49	0,50	0,55	0,56	0,59	0,69	0,70	0,56	0,65	0,69	0,73	0,85
25	0,39	0,55	0,59	0,62	0,62	0,68	0,69	0,73	0,86	0,88	0,70	0,82	0,86	0,91	1,06
30	0,47	0,66	0,70	0,74	0,75	0,82	0,83	0,88	1,04	1,05	0,84	0,98	1,03	1,09	1,28
40	0,62	0,88	0,94	0,99	1,00	1,10	1,11	1,17	1,38	1,40	1,11	1,30	1,38	1,45	1,70
50	0,78	1,10	1,17	1,24	1,25	1,37	1,39	1,47	1,73	1,76	1,39	1,63	1,72	1,82	2,13
60	0,93	1,32	1,41	1,48	1,50	1,64	1,67	1,76	2,07	2,11	1,67	1,96	2,07	2,18	2,55
70	1,09	1,54	1,64	1,73	1,75	1,92	1,94	2,05	2,42	2,46	1,95	2,28	2,41	2,55	2,98
80	1,24	1,76	1,88	1,98	1,99	2,19	2,22	2,34	2,76	2,81	2,23	2,61	2,76	2,91	3,41
90	1,40	1,98	2,11	2,23	2,24	2,46	2,50	2,64	3,11	3,16	2,51	2,93	3,10	3,27	3,83
100	1,55	2,20	2,35	2,47	2,49	2,74	2,78	2,93	3,46	3,51	2,79	3,26	3,44	3,64	4,26
110	1,71	2,42	2,58	2,72	2,74	3,01	3,05	3,22	3,80	3,86	3,06	3,59	3,79	4,00	4,68
120	1,87	2,64	2,82	2,97	2,99	3,29	3,33	3,52	4,15	4,21	3,34	3,91	4,13	4,36	5,11
130	2,02	2,86	3,05	3,21	3,24	3,56	3,61	3,81	4,49	4,57	3,62	4,24	4,48	4,71	5,53
140	2,18	3,08	3,29	3,46	3,49	3,83	3,89	4,10	4,84	4,92	4,18	4,56	4,82	5,09	5,96
150	2,33	3,30	3,52	3,71	3,74	4,11	4,16	4,40	5,18	5,27	4,18	4,89	5,17	5,46	6,38

Figure III-10 – Tableau des résolutions (cm/pixels) pour différents modèles de drones. Source : Pale à drone. Drone employé : Mavic 2 Pro. Les couleurs représentent les valeurs acceptables pour la surface au sol couverte par un pixel en fonction de la distance de vol.

III. 3 – A) 2. Création d'un modèle photogrammétrique de terrain

Les différents vols effectués sur l'affleurement sont réunis dans un unique projet dans le logiciel Pix4D. Pix4D est un logiciel permettant d'interpoler les pixels de photographies, les données de géolocalisation et un point localisé dans l'espace. Les 7900 photographies sont séparées en 3 jeux différents. Un jeu contenant les vols le long des falaises et vols plans recoupant la zone de la carrière de Vaurion, et un autre jeu contenant les vols de falaise et vols plan de la carrière de Malpierre (Figure III-8). Des plots de couleur ont été positionnés dans la carrière afin de vérifier que le calage des photos est bien effectué par le logiciel. Chaque jeu est constitué de plusieurs vols, ce qui complexifie le traitement des photographies car l'erreur de géoréférencement de l'appareil n'est pas constante entre

les jeux. Ces décalages peuvent être réduits par les étapes de pré-traitement offerts par le logiciel. Cependant, si ce pré-traitement n'est pas suffisant, alors un phénomène de double-surfaces peut se produire sur le modèle.

Si certains décalages persistent, alors il faut créer des points d'ancrage partagés (*manual tie points*) entre les jeux de photographies avant de réoptimiser les positions des caméras (nom donné à une photographie géoréférencée dans le logiciel Pix4D) pour fusionner les double-surfaces. Les positions des sous-projets drone sont intégrées dans un projet Pix4D qui regroupe l'ensemble. Les *manual tie points* positionnés précédemment et qui se recoupent entre au moins deux modèles doivent avoir le même nom afin d'être rassemblés en un seul point. Il est nécessaire d'avoir au minimum 3 points de la sorte afin que les deux modèles puissent se localiser entre eux.

Une fois le traitement initial terminé et les surfaces de l'affleurement reconstituées, le nuage de points est densifié par le logiciel. Ce nuage de points peut être nettoyé afin de rendre la surface du modèle la plus constante avec le nuage le plus dense et fin possible.

Ce nuage est ensuite repris afin d'en tirer un maillage 3D avec une finesse réglable (un arbre d'une profondeur de 11 nœuds a été utilisé dans la carrière). Sur ce maillage est appliqué des fragments de photographies issues de caméras les plus proches et parallèles au plan du polygone disponibles.

Le modèle obtenu est donc composé de deux parties :

- un maillage 3D représentant le MNT (Modèle Numérique de Terrain) de l'affleurement considéré, exporté sous forme d'un .fbx ou un .obj (752 020 nœuds, 1 510 551 triangles).

- Un fichier de texture de 1.01 Gpixels, avec une surface de 0.94 cm² couverte par chaque pixel.

III. 3 – B) Etude d'un modèle photogrammétrique de terrain dans VRGS

Le logiciel VRGS (*Virtual Reality Geological Studio*) développé par David Hodgetts est utilisé (Hodgetts et al., 2007; Hodgetts, 2010).

L'objectif de cette étape est de pouvoir effectuer des mesures précises à différents endroits de la carrière. En combinant les observations de terrain avec celles qui peuvent être réalisées sur le modèle photogrammétrique, deux jeux de mesure principaux seront effectués :

- Relevé des surfaces des cliniformes de la zone 2 sous forme de lignes de polygone (une ligne passant par des points géoréférencés) (Figure III-11).
- Relevé des pendages des cliniformes à l'échelle du modèle à l'aide de l'outil disponible dans VRGS (Figure III-11).

Ces données sont exportées sous forme d'un *Shapefile* (.shp) pour les tracés des cliniformes, et sous forme d'un tableur (.svg) pour les directions.

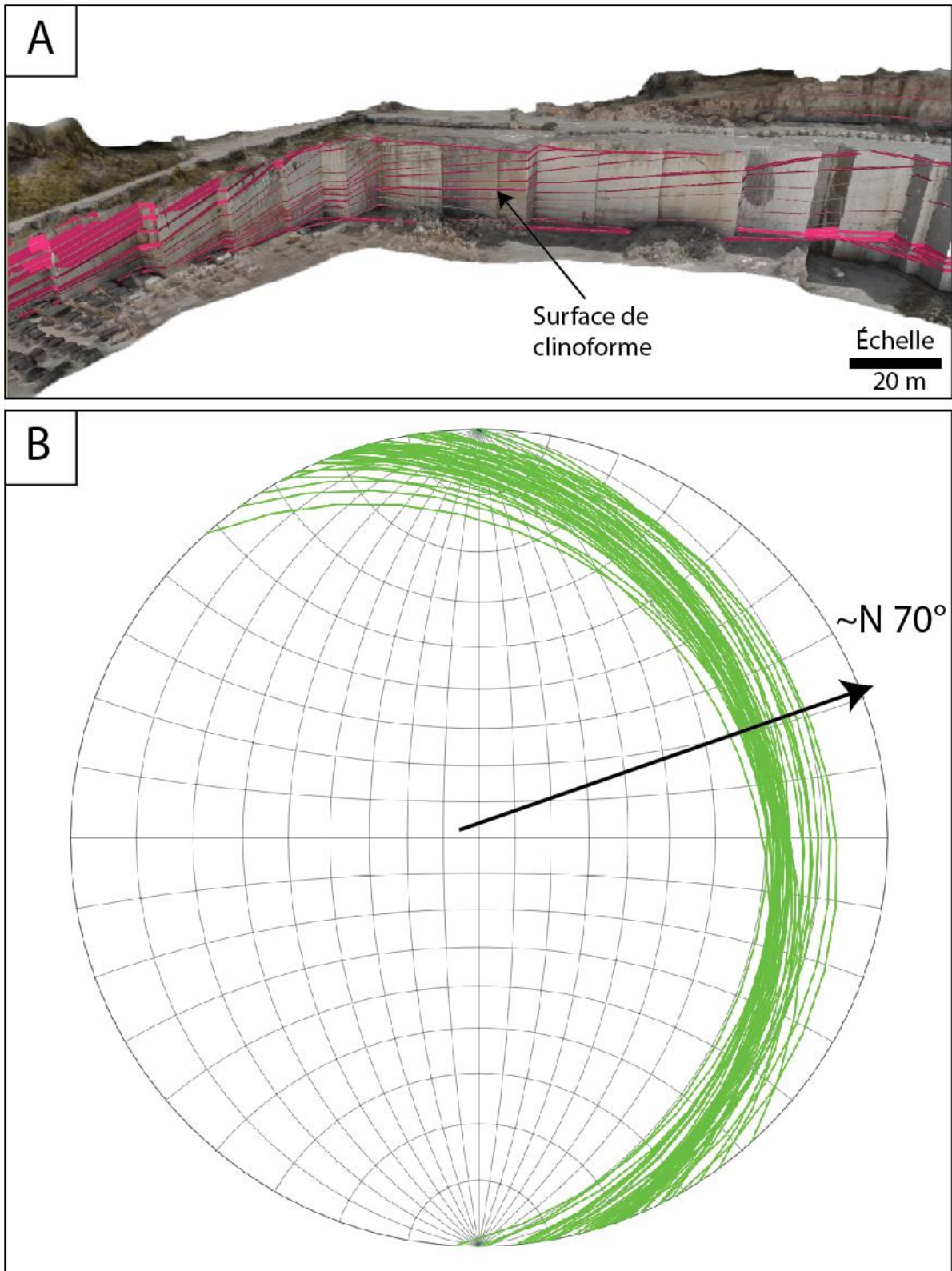


Figure III-11 – A – Modèle photogrammétrique de la carrière habillé sur VRGS avec les surfaces des clinoformes sélectionnés pour l'export. B – Direction principale des clinoformes relevée sur le modèle photogrammétrique de la carrière sur VRGS.

III. 3 – C) Création d'un modèle statique de faciès

Le logiciel Petrel© est utilisé pour produire la modélisation des différentes propriétés de la carrière.

III. 3 – C) 1. Importation des données de MNT, photogrammétrie, lames minces, faciès et pétrophysique

Cette étape permet d'importer toutes les données nécessaires au projet dans le géomodeleur Petrel©

Le MNT est importé sous forme d'un *point set* dans Petrel©. Ce nuage de points représente en réalité les nœuds du maillage 3D produit dans Pix4D. Cependant, la localisation de la carrière doit être calibrée en utilisant les données de décalage du modèle photogrammétrique produit et trouvable dans les fichiers du projet Pix4D. Ce décalage est utilisé sur le nuage de points dans Petrel© à l'aide de la fonction *Translate*. Une fois le MNT localisé, une surface est créée en utilisant le nuage de points afin de recréer la surface de la carrière dans le projet Petrel©.

Le même procédé est employé pour intégrer les polygones issues de VRGS. Ces lignes représentent donc les surfaces des cliniformes observés le long du front de taille de la carrière (Figure III-11A).

Les lames minces sont localisées dans la carrière à l'aide de logs à l'intérieur de la carrière. Les logs sont localisés dans le MNT à l'aide d'un *pointset* permettant de relever les positions en XYZ. Lorsque la localisation est obtenue, des faux puits verticaux sont positionnés. Ces puits permettent de localiser verticalement les échantillons.

Les faciès déterminés sur le terrain et les lames minces sont ajoutés en tant que diagraphies supplémentaires dans les puits aux cotes correspondants aux échantillons. Enfin, les données pétrophysiques issues de la bibliographie (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhoulfi et al., 2013) et de la porosité extraite de l'analyse d'image (utilisation du seuillage de la résine bleue sur les lames minces) sont intégrées comme diagraphies le long des puits factices positionnés dans la carrière (Figure III-12B). Ces propriétés pétrophysiques sont triées comme suit :

- Total porosity
- Macroporosity
- Microporosity
- Permeability

Les valeurs de ces propriétés sont positionnées sur les puits aux cotes des échantillons. Les échantillons non localisés sur des puits sont positionnés dans des niveaux similaires sur un puits proche. Afin qu'ils soient positionnés dans les bons faciès, une correspondance entre les faciès de l'étude et ceux observés dans les lames minces est effectuée.

III. 3 – C) 2. Prolongation des clinoformes dans l'espace

Pour obtenir une bonne représentativité des objets sédimentaires dans le modèle final, l'objectif est de générer une structure de grille qui reprend les caractéristiques géométriques des corps des clinoformes. Les polygones représentant les clinoformes précédemment incorporés dans le modèle sont isolés une à une dans une fenêtre 2D sous Petrel®, puis répétées dans une direction N70 à travers toute la zone modélisée (Figure III-11B). Ces nuages de points sont étendus de manière à parfaitement couvrir la surface du modèle. Ils sont ensuite transformés en surfaces. Ces surfaces sont recoupées par des surfaces qui représentent Bt 4, MFS *Concinna* ou même dans le lagon.

III. 3 – C) 3. Construction de la grille

Ces surfaces sont utilisées dans la création d'une grille fine reproduisant les géométries des objets observés.

Premièrement, une grille simple est créée. Cette grille est définie dans le périmètre déterminé par l'étude (ici le pourtour des carrières) et avec un pas de 1 m x 1 m en XY. Les surfaces sont ensuite utilisées comme horizons dans le but de découper les différentes zones du modèle et y intégrer la structure des objets sédimentaires et des couches géologiques principales. Enfin, le *layering* du modèle

est géré, zone par zone pour produire une grille reprenant les structures recherchées. La grille produite comporte un total de 60 millions de cellules mais seulement 9.9 millions de ces cellules sont actives. Cette différence entre ces deux valeurs s'explique par le fait que les zones dans lesquelles se situent les clinofformes recoupent la surface de la base de ces derniers. Aux abords de la surface, la finesse des cellules est telle qu'elles ont un volume pratiquement vide, et sont donc désactivées.

III. 3 – C) 4. Habillage du modèle en faciès

Les faciès sont *upscale* (mis à l'échelle d'une valeur représentative par cellule) dans la grille en utilisant l'algorithme du *most of*. Cet algorithme permet de prendre le faciès le plus représenté dans un puits et de l'appliquer aux cellules traversées par le puits. Au total, 901 cellules sont remplies avec des données de faciès. Cela représente une très faible portion du modèle. Afin d'habiller le modèle en faciès, il est donc nécessaire d'utiliser les observations faites à l'aide du drone afin de déterminer la présence et la couverture de faciès à l'échelle du plan de coupe de la carrière. Ce travail est fait en se basant sur les observations *in-situ* et sur le modèle photogrammétrique réalisé en amont (Figure III-12).

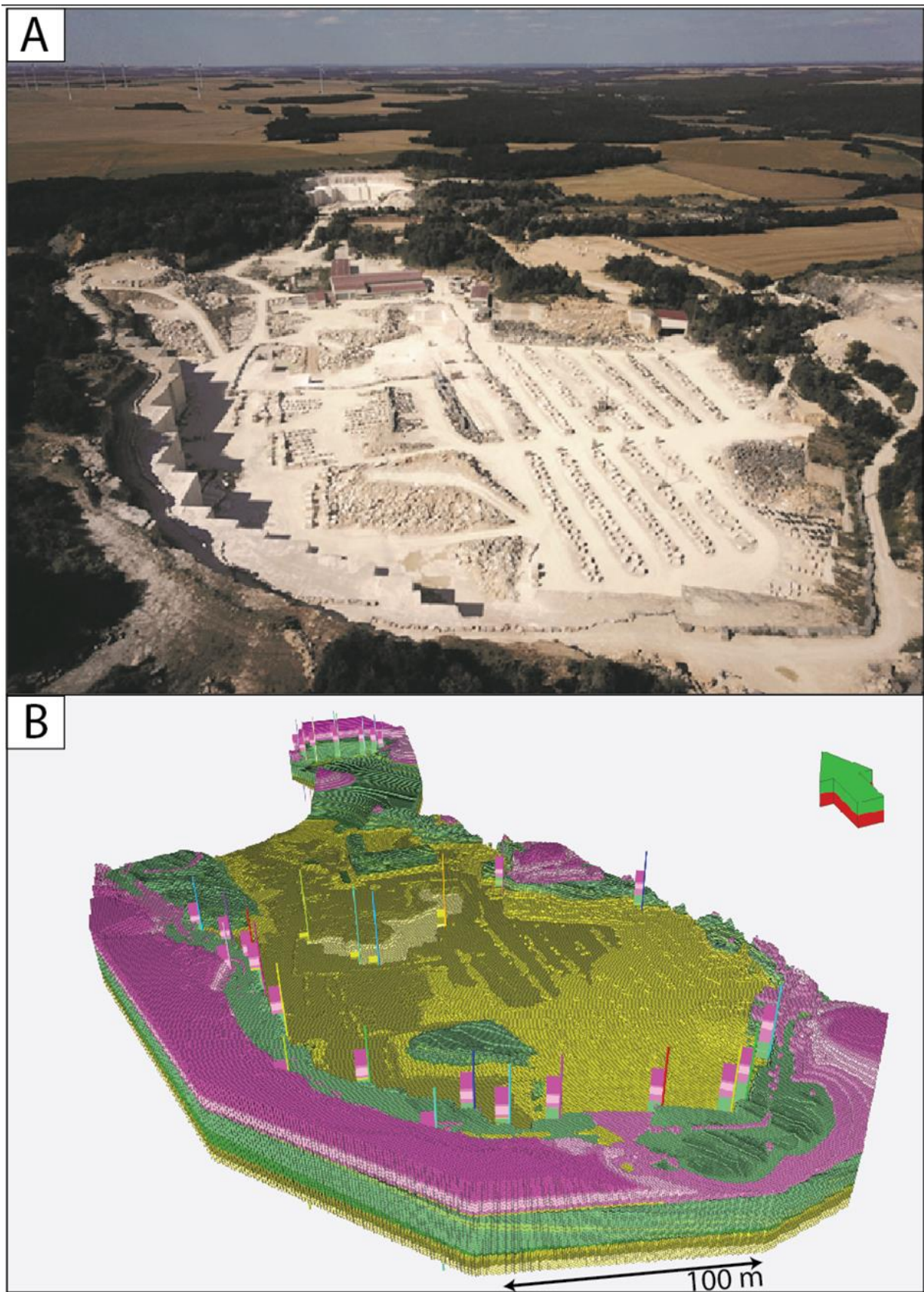


Figure III-12 – A – Photo panoramique drone de la carrière (aout 2018). B- Panorama habillé en faciès du modèle photogrammétrique de la carrière.

Des puits supplémentaires sont créés afin de permettre d’avoir des points de repère et de contrôle qualité dans le modèle.

La modélisation des faciès est faite zone par zone, en utilisant les algorithmes :

- *assign value* pour les zones où le faciès est unique et constant (certaines zones du lagon au sommet de la zone 3 ou dans les dépôts tidaux de la base de la zone 1).
- *Truncated Gaussian Simulation* avec un réglage des proportions des faciès pour les zones restantes dans les zones 1 et 3.
- *Truncated Gaussian with Trends* dans toute la zone 2. L’utilisation de cet algorithme permet de contraindre fortement la répartition des faciès en fonction des paramètres que l’on donne en amont. Les trends reprennent le pendage et la direction des corps observés dans la carrière.
- *Object modelling (Stochastic)* dans le cas de faciès très localisés et ayant une forme et localisation définie. Cet algorithme a été utilisé dans une seule zone, à la base de la zone 3 afin de modéliser des dépôts d’influence tidale.

III. 3 – C) 5. *Intégration des propriétés pétrophysiques*

Les propriétés pétrophysiques sont de deux classes différentes (porosité et perméabilité), avec trois sous-classes dans le cas de la porosité :

- Porosité totale : représente la porosité de tout type dans le modèle. Cette porosité provient de la littérature (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi, 2013). Elle représente l’addition de la macroporosité et de la microporosité.
- Macroporosité : représente la porosité contenue dans des pores de grande taille. Cette porosité issue de la littérature, mais également de l’observation de lames minces au microscope photonique (seuillage par analyse d’image avec le logiciel Jmicrovision sur le bleu de la coloration de la porosité).

- Microporosité : représente la porosité contenue dans les pores de petite taille. Elle est issue de la littérature (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi, 2013).
- Perméabilité : représente la capacité d'une roche à être traversée par un fluide. Exprimée en mD (milli Darcy), elle est issue de la littérature (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi, 2013).

Une étude géostatistique visant à déterminer le maximum, le minimum, la moyenne et la déviation standard dans chaque propriété pétrophysique et pour chaque faciès est effectuée en utilisant le logiciel SigmaPlot® et les outils d'étude statistique incorporés dans Petrel©. Ces informations sont ensuite injectées dans le *Petrophysical modeling*. Aucune analyse de variogramme n'est possible car trop peu de données sont disponibles dans la carrière. Les variogrammes utilisés dans la répartition des propriétés sont les variogrammes par défaut. Ils ont un ratio d'anisotropie de 1 :1 (donc isotropes) et une épaisseur n'excédant pas celle des corps sédimentaires dans lesquels le faciès correspondant est présent.

Finalement, ce modèle permet une bonne modélisation déterministe des faciès, surtout le long des surfaces observées par le drone. Cependant, la répartition des données pétrophysiques pêche par l'incapacité d'observer les variations des propriétés pétrophysiques dans l'espace par manque d'échantillons et d'observations. Cependant, le jeu de données, bien qu'éparse, permet d'avoir une bonne idée de la variance des valeurs pour de plupart des faciès.

Chapitre IV : Propriétés géologiques de réservoirs géothermiques dans le Bassin de Paris.

Cette partie est rédigée sous la forme d'une publication soumise dans Geothermics.

Auteurs : Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeyen, H., Catinat, M., Andrieu, S., Mouche, E., Fleury, M.

IV. 1 Titre : Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: from core scale to 3D regional reservoir dimension. Submitted to Geothermics

Titre en Français : Changement d'échelle dans les propriétés géologiques d'un réservoir géothermique carbonaté de classe mondiale en France : de la carotte à celle d'un modèle 3D

Résumé : Comptant environ 12 millions d'habitants, l'agglomération parisienne concentre 48 unités de production de chaleur, exploitant la capacité calorifique d'un aquifère situé à 1,5 km de profondeur, les calcaires du Bathonien. Avec environ 1,7 TWh de production annuelle, c'est l'un des aquifères les plus productifs au monde pour le chauffage urbain. L'enjeu actuel pour la région parisienne sera de multiplier par 3 la production des réseaux de chaleur utilisant la géothermie afin de réduire notre dépendance aux énergies fossiles pour les réseaux de chaleur (40% en 2020 en France). En l'absence de modèle détaillé du réservoir géothermique, un risque géologique fort est pris lors du forage. Par exemple, un puits récent, foré à Grigny (20 km au sud de Paris), s'est avéré être un échec en termes de transmissivité avec une très faible épaisseur de calcaires perméables (épaisseur productrice métrique). L'objectif principal de cette étude est de créer une base de données numérique et un modèle géologique 3D de cet aquifère afin de minimiser les risques géologiques et d'optimiser la localisation des futures opérations géothermiques autour de Paris. En compilant des données de 168 puits, un modèle géologique 3D à haute résolution d'une taille de 360 m³ avec 12,2 millions de cellules a été produit, codé avec des associations de faciès sédimentaires, la stratigraphie séquentielle, la porosité (Φ), et la perméabilité (k). Environ 20% des faciès oolithiques et bioclastiques présentent une

bonne qualité de réservoir ($\Phi > 13\%$ et $k > 350$ mD), notamment dans deux séquences réservoirs de haute qualité ciblées dans cette étude. Ces faciès d'intérêt correspondent probablement à des dunes géantes et à une barrière progradant d'est en ouest. Dans ces faciès, les zones perméables ont en général une épaisseur de 4m et forment des taches de 1600 m x 1100 m, en moyenne, allongées perpendiculairement à la pente de dépôt supposée. Des cartes 2D et 3D de température, salinité, porosité, transmissivité et perméabilité permettent de mieux comprendre les zones intéressantes pour l'exploration géothermique, comme cela a été démontré autour de Grigny. Ce modèle permet de mieux appréhender l'hétérogénéité du réservoir pour la prospection géothermique, et de réduire le risque lors de l'implantation des puits des futurs doublets. Des modèles locaux détaillés peuvent être extraits pour mieux anticiper l'implantation de nouveaux doublets dans des zones où les puits existants sont déjà denses.

Abstract

The greater Paris area has some 12 million inhabitants and 48 heating network production units that exploit the heat capacity of a 1.5 km deep aquifer, the Bathonian limestone. This is one of the most productive aquifers in the world for district heating with an annual output of about 1.7 TWh of energy. The current challenge for Paris is to triple the number of heating networks using geothermal energy so as to reduce dependence on fossil fuels (40% in 2020 in France). As no detailed model of the geothermal reservoir is available, drilling involves geological risk. A recent well, drilled at Grigny (20 km south of Paris), turned out to be a failure in terms of transmissibility because the bed of permeable limestones it tapped into was very thin (metre-scale). The main aim of this study is to create a digital database and a 3D geological model of this aquifer in order to minimize geological risks and optimize the location of future geothermal operations around Paris. By compiling data from 168 wells, we construct a high-resolution 3D geological model of 360 km³ size (about 40 km x 50 km x 0.2 km), made up of 12.2 million cells and displaying sedimentary facies, sequence stratigraphy, porosity (Φ) and permeability (k). About 20% of the oolitic and bioclastic facies are of good reservoir quality ($\Phi > 13\%$ and $k > 350$ mD), especially in two targeted high-quality reservoir sequences. These facies of interest probably correspond to giant dunes and to a shoal/barrier prograding from east to west. In these facies, permeable zones are generally 4 m thick and form patches of 1600 m x 1100 m, on average, elongated perpendicular to the depositional slope. 2D and 3D maps of temperature, salinity, porosity, transmissivity and permeability allow us to better understand the areas of interest for geothermal exploration, as demonstrated around Grigny. This model helps us to better apprehend the heterogeneous character of the reservoir for geothermal prospection and to reduce the risk of future doublets during well implantation. Detailed local models may be extracted to better anticipate the implantation of new doublets in areas with already densely spaced existing wells.

Keywords: limestone, Paris Basin, Jurassic, 3D geomodelling, reservoir, facies, geothermics

IV. 1 – A) Introduction

The use of renewable energies has progressed in France over the last 10 years from 250 TWh in 2010 to 322 TWh in 2020, and they now make up 23% of the country's total energy production (Beck et al., 2021; Phan et al., 2021). Despite the presence of large aquifers in sedimentary basins, deep geothermal heat accounts for only 0.6% of renewable energy production in France with 2 TWh in 2020 (Beck et al., 2021; Phan et al., 2021). Heating networks are largely dependent on fossil fuels (40% in 2020) and deep geothermal energy represents less than 6% of the energy mix of heating networks in France (Phan et al., 2021). France's energy-climate strategy is to produce 5 TWh of geothermal heat by 2028, compared to 1 TWh in 2010, and 2 TWh in 2020 (Beck et al., 2021; Phan et al., 2021). The greater Paris area (Figure IV- 1A) has exceptional deep geothermal energy resources, exploited in two main aquifers: (1) the Middle Jurassic limestones between 1.5 and 2 km depth with a temperature range of 55–80 °C and (2) the Lower Cretaceous sandstones, between 0.5 km and 0.8 km depth and at 30–38 °C (Lopez et al., 2010; Bel et al., 2012). This geothermal energy is mainly used for district heating (Lund and Toth, 2021). Eighty-four geothermal well doublets or triplets have been drilled in the greater Paris area since 1969 with 54 still active in 2022 in these two main reservoirs. The greater Paris region is home to the highest concentration of low-energy geothermal heating network production units in the world (Lund and Toth, 2021). While a single conventional production network unit in the Middle Jurassic aquifer provides heating for 4000 to 6000 housing units, all the production units together provide direct collective heating for 6–7% of the 12 million inhabitants of the greater Paris area. With 48 geothermal heating units currently producing geothermal water, the Middle Jurassic carbonate is the main aquifer exploited in the greater Paris area, and one of the most productive in the world, supplying 1.7 TWh of energy per year. As some areas of the aquifers are intensively exploited, the objective of tripling geothermal energy production implies targeting new areas around Paris. Feedback from recent operations in the area has shown technical and/or scientific obstacles to overcome to achieve the efficient and sustainable operation of geothermal doublets, such as the high but unquantified risk of low permeability / thin reservoir strata (metre-scale), the risk of interference between geothermal

systems or the risk of early thermal breakthrough. There is a real risk that an installation may not reach a geothermal resource with sufficiently high transmissivity and temperature to ensure the project is cost-effective during its lifetime. Sites with poor transmissivity are very difficult to predict and constitute real obstacles for the future development of geothermal energy in the greater Paris area. In the late 1980s, pioneering work by the French Geological Survey (BRGM) proposed maps of facies, porosity and transmissivity of the Middle Jurassic carbonate reservoir based on 110 wells drilled between 1976 and 1986 (Rojas et al., 1989). These maps have been used to guide the development of new operations since the 1990s, but they do not reliably predict low transmissivity areas because they fail to integrate small-scale variations in facies, porosity and permeability. Although 671 wells have been drilled for petroleum exploration or production since the 1950s, and 186 wells have been drilled for geothermal production, there is currently no detailed 3D reservoir model on the regional scale compiling all the well data of the Middle Jurassic limestones (Lopez et al., 2010). As no 3D heterogeneous geological model is currently available, a recently drilled well at Grigny (well GGR-2, same location as GGR-1 Figure IV- 1) turned out to be a failure in terms of water flow as it tapped into very thin beds of porous limestones (metre-scale). Geological models would help to reduce the risk involved in future geothermal operations around the Paris region for various doublet implantations (Lopez et al., 2010). Hydro-dynamic simulations are currently based on highly simplified synthetic models, assuming one homogeneous productive layer or multiple permeable layers (2 to 7 layers) with homogeneous hydraulic conductivity (typically 10^{-6}m.s^{-1}) or homogeneous permeability (typically 5 Darcys), separated by impermeable strata (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010; Le Brun et al., 2011; Ungemach et al., 2019). In Middle Jurassic limestones, with an emphasis on the Bathonian limestones, permeabilities actually exhibit a high degree of spatial heterogeneity across all scales, depending largely on the depositional environment and the subsequent diagenetic processes (Brigaud et al., 2010; Brigaud, Vincent, Carpentier, et al., 2014). In order to achieve the energy-climate objective set out for France and for the greater Paris area (Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019) it is essential to de-risk future operations that are often supported by public investors (public authorities

such as municipalities, agglomerations, the Greater Paris metropolitan area, etc.). This can be done by better predicting variations in the 3D carbonate reservoir and the reservoir quality of the Middle Jurassic limestones. The main problem is to find a way to spatially interpolate the porosity and permeability measured on rock samples or estimated by well logging from the centimetre or even micrometre scale to the scale of the entire reservoir (hundreds of metres to kilometres). The objective of this work is to propose a fine-scaled geological model (XYZ dimension of the entire model of about 40 km x 50 km x 0.2 km and XYZ cell dimension of 100 m x 100 m x 3.73 m on average), based on upscaled porosity and permeability data measured from mini-cores and well logs and revealing small-scale heterogeneities.

This objective was achieved through the following steps:

1. data compilation (well log, porosity and permeability) on a volume of 360 km³ through the creation of a new, reliable and exploitable database by digitizing old well-logs available in .pdf or .tiff to ASCII format;
2. facies heterogeneity analysis by description of cores and cuttings and determination of facies with good reservoir qualities;
3. construction of the reservoir architecture by conducting high-resolution sequence stratigraphy correlation (third-order sequences) and determining the sequence(s) presenting the best reservoir quality;
4. definition of a method for upscaling facies distribution applicable to the Middle Jurassic carbonate platform;
5. definition of a method for upscaling porosity and permeability from mini-core scale to regional reservoir proportions;
6. creation of temperature maps of the geothermal water in the reservoir, temperature gradient, salinity and transmissivity, to better map the geothermal characteristics;

7. construction and prediction of reservoir heterogeneity on the regional scale in a 3D grid composed of 12.2 million cells of X, Y, Z dimensions of 100 m x 100 m x 3.73 m size (on average for Z) using Petrel© geomodeller.

Our major objective is to construct a 3D static model of petrophysical properties. The resulting 3D model is a prerequisite for thermo-hydro-dynamic simulations and for optimizing the location of future geothermal operations around Paris.

IV. 2 – B) Geological, geothermal and structural settings

This study is based on the well log data available for a specific area of the Paris Basin, between Paris and Melun (Figure IV- 1A-B), located in the centre of the greater Paris area, including the south-eastern part of Paris, containing the north-eastern part of the Essonne department (Palaiseau, Evry, Arpajon), a part of the Hauts-de-Seine department, the Val-de-Marne department (Créteil), the southern part of the Seine-Saint-Denis department and the western part of the Seine-et-Marne department (Melun) (Figure IV- 1B). Only well data are exploited as **very few** seismic data is available in the area (Beccaletto et al., 2011; Dentzer et al., 2018; Drouiller et al., 2019; Allo et al., 2021). The area is crossed by only few 2D seismic lines from the 1980s but the data is too sparse to be useful in a precise study of the reservoir architecture.

IV. 2 – B) 1. Structural, palaeogeographic and stratigraphic settings

The Paris Basin is an intracratonic sedimentary basin, characterized by three major episodes: (1) extension with crustal thinning from the Permian to the end of the Jurassic, marking a period of intense subsidence; (2) a period of slow subsidence (Early Cretaceous–Eocene) with an increased rate during the Late Cretaceous; and (3) a period of uplift since the Neogene (Brunet and Le Pichon, 1982; Guillocheau et al., 2000; Brigaud, Vincent, Carpentier, et al., 2014). The basement of the basin is composed of Permian-Carboniferous sedimentary deposits and Palaeozoic granitic and metamorphic rocks. It stretches from east to west for about 600 km, from the edge of the Armorican massif in the west to the Vosges massif in the east (Guillocheau et al., 2000). From north to south, the Paris Basin extends from the English Channel to the Massif Central. The structural context of the Paris Basin centre has recently been reappraised from seismic data (Beccaletto et al., 2011; Dentzer et al., 2018). These studies reveal faults within the study area, such as the Beynes-Meudon fault-anticline system and the Valpuseaux fault (Figure IV- 2B). The Beynes-Meudon fault complex originated from the N–S compressive Pyrenean phase that peaked in the Paris Basin during the Late Eocene (Bergerat, 1984; Guillocheau et al., 2000; Lenoir et al., 2021). The Valpuseaux fault is rooted in the basement and forms

the south-eastern boundary of the Hurepoix block inherited from the Gondwana-Avalonia collision (Cazes and Torreilles, 1988; Autran et al., 1994; Averbuch and Piromallo, 2012; Briais et al., 2016).

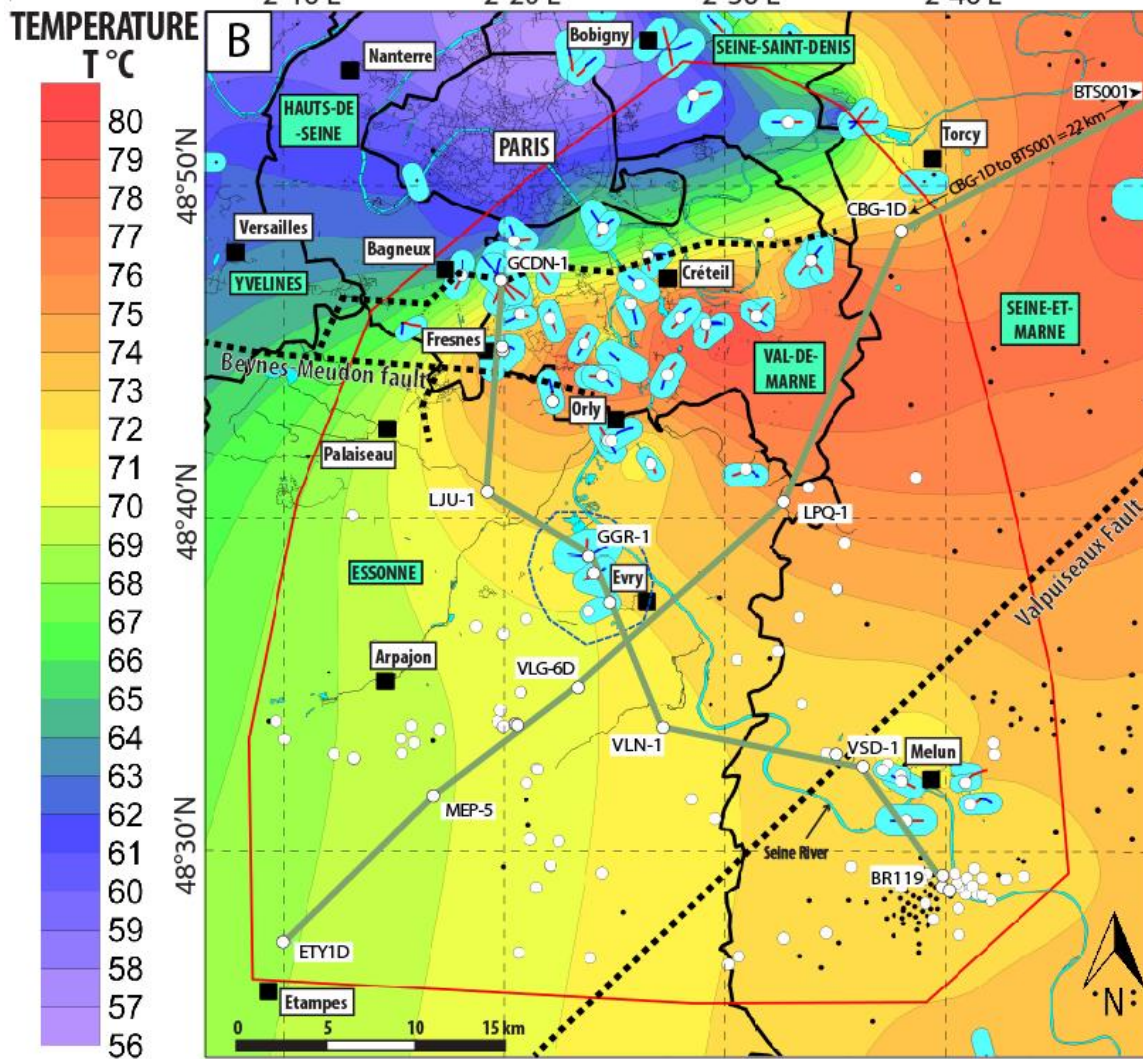
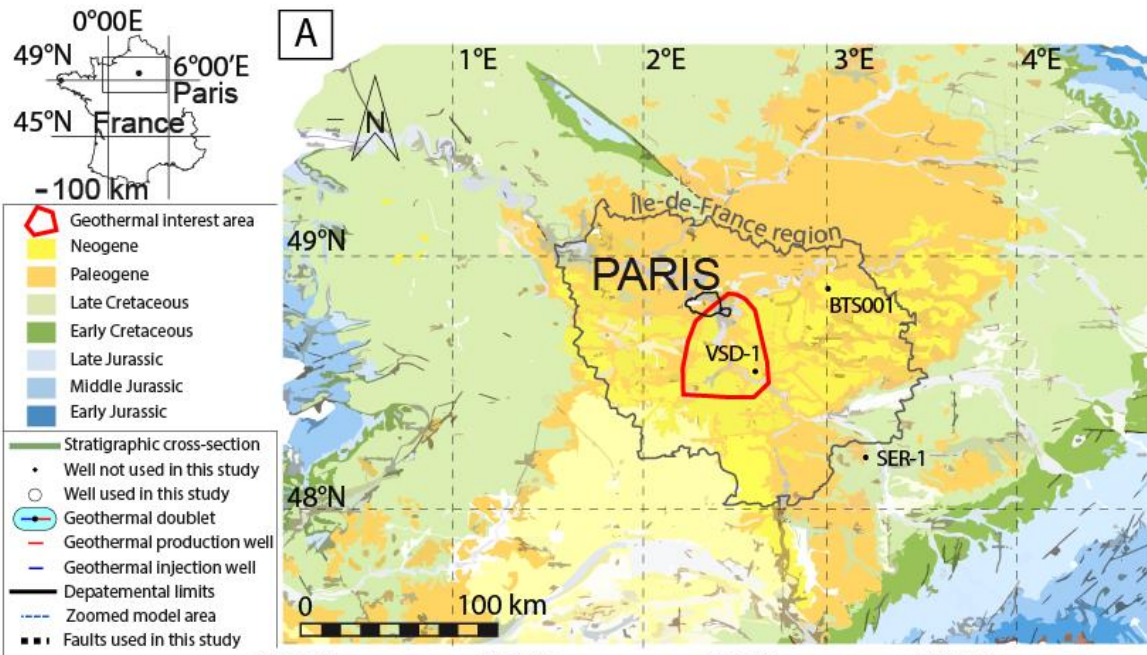


Figure IV- 1 - A- Location of the study area in the Paris Basin on a simplified geological map of the northern part of France with the greater Paris boundary (grey outline: administrative Ile-de-France Region) and study area (red outline). B- Location of the wells on a temperature map at the top of the Bathonian aquifer. Blue ellipses: geothermal doublets in the aquifer used in the study; black dots: wells present in the region; white dots: wells used in this study. The following abbreviations are used: GCDN-1 (Geothermal Cachan Doublet North-1), CBG-1D (Croissy-Beaubourg-1D), BTS001 (Berthuis-1), LJU-1D (Longjumeau-1), GGR-1 (Geothermy Grigny-1), LPQ-1 (Le-Petit-Quincy-1), VLG-6D (Vert-le-Grand-6D), VLN-1 (Villoison-1), MEP-5 (Marolles-en-Hurepoix-5), VSD-1 (Vert-Saint-Denis-1), ETY-1D (Etrechy-1D), BR119 (Brie-119). The transect illustrated in Figure IV- 9 is located between ETY-1D in the SW and BTS001 in the NW, the transect illustrated in Figure IV- 10 is located between GCDN-1 in the NW and BRIE-119 in the SE. Names in blue boxes are French administrative departments, their boundaries being indicated by black lines.

During the Middle Jurassic, the study area was a vast epicontinental sea located at subtropical latitudes of about 30° to 25°N. This marine domain was open to the Atlantic, Tethys and Northern seas (Contini and Mangold, 1980; Thierry and Barrier, 2000). Deposits from the upper Bajocian to lower Callovian consist of alternating marls and carbonates. From bottom to top, the five sedimentary formations can be described as follows (Figure IV- 2B, Mégnien and Mégnien, 1980; Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010):

(1) The *Marnes à Ostrea acuminata* consist of marls ranging from a few metres to nearly 50 m thickness, deposited in lower to upper offshore environments and dated from the late Bajocian to the mid Bathonian (*zigzag* ammonite zone).

(2) The *Calcaires marneux à Pholadomyes*, dated from the mid Bathonian, are mainly composed of marls deposited in upper offshore environments. Ooid limestone patches are present locally. The thickness of this formation varies from 30 to 60 m.

(3) The *Oolithe Blanche* Formation consists of ooid limestones deposited on a high-energy shallow platform (Vincent et al., 2021). This formation is the main reservoir for geothermal energy in the Middle Jurassic limestones (Rojas et al., 1989, Lopez et al., 2010). The thickness of this formation varies from 50 to 100 m.

(4) The *Calcaire de Comblanchien* consists of micritic limestones and oncoidal-bioclastic limestones. This formation migrates from the south-eastern to the north-western part of the basin (Gaumet et al., 2001) (Figure IV- 2B). Small production levels are found locally in this formation. This formation is absent west of Paris (Figure IV- 2A, B).

(5) The top of the Middle Jurassic limestones is composed of a thin (from a few metres to 20 m) limestone level of early Callovian age called the *Dalle Nacrée* Formation. It is a well-known oil reservoir in the Paris Basin (Perrodon and Zabek, 1990; Javaux, 1992). To avoid oil contamination of geothermal fluids, boreholes are cemented down to the base of the *Dalle Nacrée* Formation (Lopez et al., 2010).

The total thickness of the upper Bajocian to lower Callovian formations is about 200 m in the study zone. Purser (1972) recognized three “lithoclines” in the Middle Jurassic limestones of the eastern Paris Basin, corresponding to biosedimentary packages and forming three regressive sequences. These three sequences form a progressive upward transition from clays and marls to shallow marine limestones, topped by a hardground surface (Purser, 1972). In the study area, the Bathonian lithocline is well-recognized from the *Marnes à Ostrea acuminata* at the base to the *Calcaire de Comblanchien* formation at the top. The cap rock consists of clayey and marly sedimentary formations dated from the early/mid Callovian to the early Oxfordian (Vail et al., 1987; Perrodon and Zabek, 1990). In this cap rock, a well-defined metre-thick iron ooid layer appears in all the well-logs of the Paris Basin (Vail et al., 1987). It is dated by ammonite fauna from the late Callovian (*athleta* and *lamberti* zones) to the early Oxfordian (*cordatum* zone) (Vail et al., 1987; Gaumet, 1997; Collin et al., 2005, Figure IV- 2A, Figure IV- 3).

The Jurassic limestones of the Paris Basin were selected by Vail et al. (1987) for the first application of the seismic stratigraphic model (Vail et al., 1977) in an intracratonic basin. Following this first application, Purser’s “lithoclines” were interpreted as second-order stratigraphic sequences (Jacquin et al., 1992, 1998; Vincent et al., 2021). In the 1990s, biostratigraphic work resulted in the cross-referencing of the ammonite zonation with brachiopod zonations, particularly in sections located in the distal sedimentation area (in the Nièvre department) (J.-P. Garcia et al., 1996). This work combines the brachiopod association zonation with the ammonite zonation, increasing the resolution (J.-P. Garcia et al., 1996; Garcia and Dromart, 1997). This zonation enabled the Bathonian and Callovian carbonates to be dated accurately in oil exploration boreholes in the Paris Basin (J.-P. Garcia et al.,

1996; Gaumet, 1997). On the carbonate platform, the brachiopod-rich levels correspond to maximum flooding surfaces (J.-P. Garcia et al., 1996; Garcia and Dromart, 1997). Jacquin et al. (1992, 1998) detailed a third-order sequence stratigraphy framework, which has been described in the boreholes of the Paris Basin by Gaumet (1997). From the base of the Bathonian to the end of the middle Callovian, 14 third-order sequences have been recognized (J.-P. Garcia et al., 1996; Gaumet, 1997; Jacquin et al., 1998). The maximum flooding surfaces of each sequence exhibit a specific brachiopod association, enabling us to date these sequences (J.-P. Garcia et al., 1996; Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021) (Figure IV- 2B).

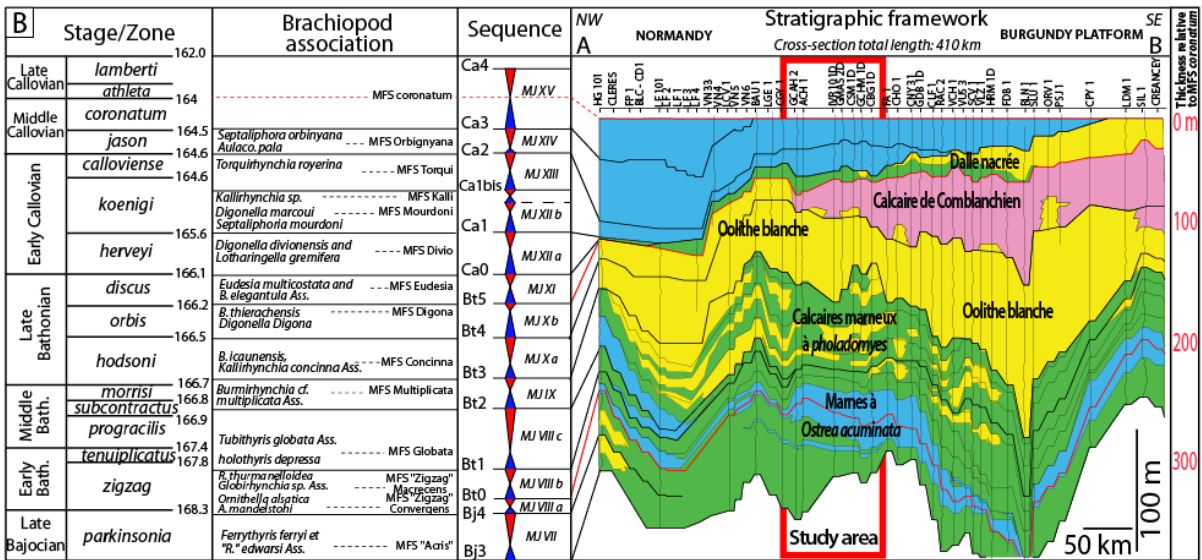
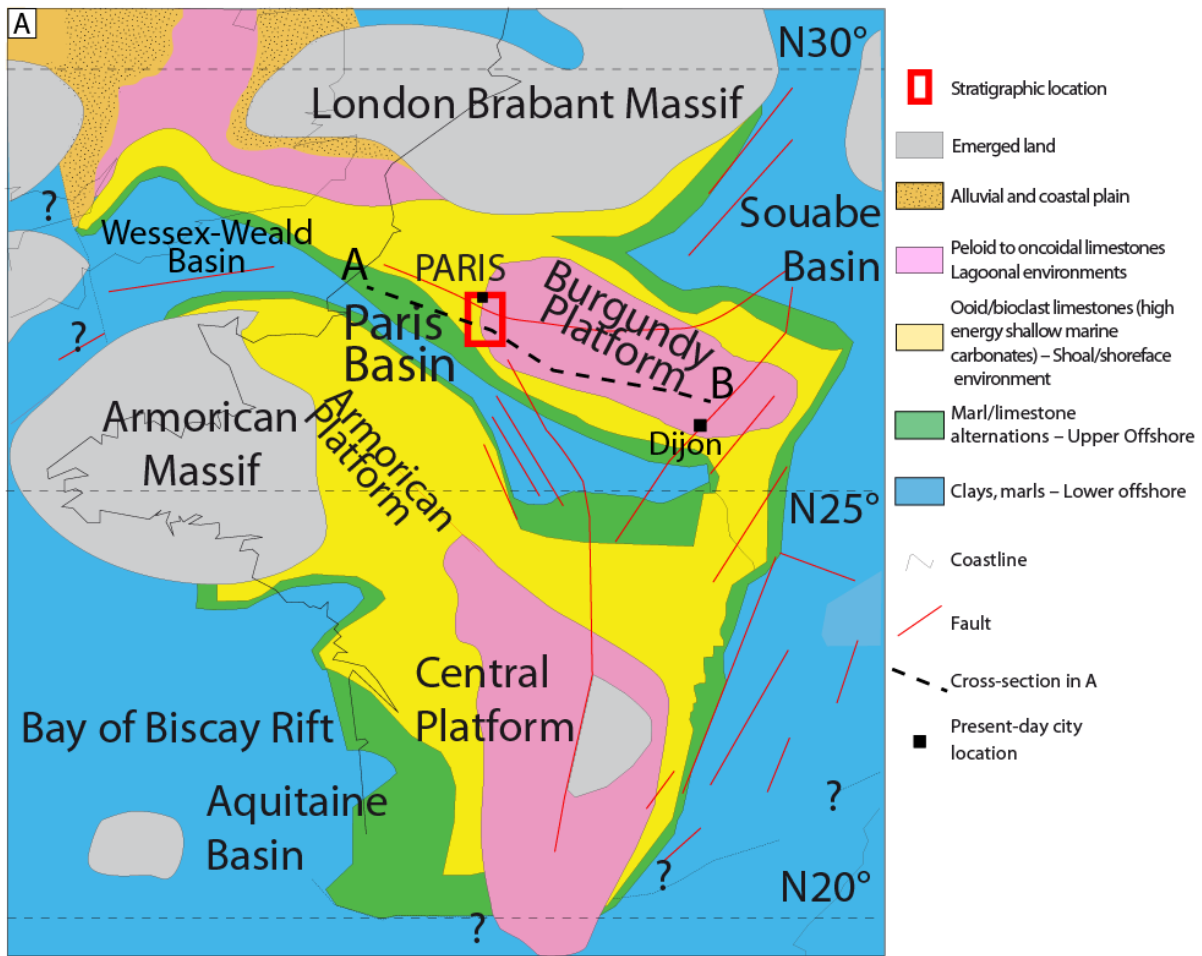


Figure IV- 2 - A- Palaeogeographic map of France and part of England during the Late Bathonian with the location of the study area, adapted from Hendry (2002) and Brigaud et al. (2009). The same colour code for facies association types has been used in subsequent figures. The red rectangle in the figures marks the study area. B- Schematic lithostratigraphic section of the Middle Jurassic carbonates reconstructed from wells drilled in the Paris Basin modified from (Nader et al., 2016b), flattened at the top to the iron ooid layer (Callovian/Oxfordian boundary).

IV. 2 – B) 2. Geothermal setting

The first geothermal development in the Middle Jurassic limestones of the Paris Basin was initiated in the late 1960s at Melun (Rojas et al., 1989). The operation consisted in drilling two wells targeting the Bathonian limestones (*Oolite Blanche* and *Calcaire de Comblanchien* formations) from 1600 to 1700 m depth to form an open loop with one production well and one injection well, a technology known as a geothermal doublet (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010). A total of 78 doublets or triplets have produced or are producing geothermal water ranging from 55 to 80 °C, which is re-injected into the Middle Jurassic limestone aquifer at about 40 °C (Figure IV- 1B) (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010). Of the 78 installations, 36 geothermal doublets and triplets lie within the study area and were drilled into or through the Middle Jurassic carbonate reservoir (Figure IV- 1B). Subsurface temperatures were compiled by Housse et al. (1976), Le Nir et al. (2008), Bonté et al. (2010) and Lopez et al. (2010). The temperature of the aquifer is heterogeneous (Figure IV- 1B). The lowest temperatures are found in the northern part of the study area, below Paris and the Seine-Saint-Denis Department (Figure IV- 1B), reaching about 50 °C at a depth of 1650 m (thermal gradient about 23 °C/km). Temperatures in the study area are highest south-east of Créteil (around 80 °C at a depth of 1660 m, thermal gradient of 40.9 °C/km) and south of Cachan (east of Fresnes, around 75 °C at a depth of 1590 m, thermal gradient of 39.6 °C/km). From Fresnes to the south of Paris, the temperature drops by 18 °C from 72 °C in Fresnes GFR1D well (1600 m below the surface, thermal gradient of 37.5 °C/km) to 54 °C south of the Paris boundary in the GBA1 well located at Bagneux (1510 m below the surface, thermal gradient of 27.8 °C/km, Figure IV- 1B). All the gradients are computed assuming a mean surface temperature of 12 °C. A possible explanation for temperatures dropping locally by nearly 20°C at the top of the reservoir may be the presence of pervasive fractures, leading to downward flow from the Cretaceous aquifers, but this explication is still debated in the community (Dentzer et al., 2018). The temperature in the western part of the study zone is not well defined as no geothermal wells are available and historical exploration wells did not report reliable well temperatures (Fabris, 1975). Additional

information on groundwater flow and salinity can be found in the works of Fabris (1975), Aubertin et al. (1987), Wei et al. (1990), Menjot et al. (1993) and Matray and Chery (1998).

IV. 3 – C) – Material and methods

IV. 3 – C) 1. Cores, well-logs, petrophysical data, temperature and salinity

The digital database was compiled from logs, reports and other technical data from 168 wells available in the subsurface database of the French Geological Survey (BRGM, <https://infoterre.brgm.fr/>). The well logs generally consisted of gamma-ray logs (GR, 151 logs), sonic logs (delta time, DT, 74 logs), resistivity logs (mainly laterolog deep, LLd and laterolog shallow, LLs, 62 logs), spontaneous potential logs (SP, 39 logs) and calliper logs (CAL, 5 logs). Porosity logs (neutron porosity, NPHI, neutron, NEUT, total combinable magnetic resonance, TCMR or related) were available for 76 wells and density logs (Rho_b) for 39 wells. A permeability Schlumberger Doll Research (k_{SDR}) log was available for the Cachan GCAH-2 well only. Routine petrophysical analyses of porosity (Φ) and permeability (k) from mini-cores were compiled from well-reports, from 40 wells for Φ (4561 measurements in total) and from 37 wells for k (4480 measurements in total). Φ -k data was tabulated in an Excel spreadsheet and converted into “.las” data files to be included in Petrel©. Sixty-four wells included water temperatures, and 66 wells reported salinity values in the aquifer. All the log data are available in the supplementary data sheet (Supplementary Table A). Logs for 25 wells from drilling operators were directly imported into Petrel© whereas logs from 146 wells were first digitized in ASCII format from “.tiff” or “.pdf”, using Neuralog© software and then imported into the Petrel© software. Well coordinates, trajectory, logs, temperature, salinity and Φ -k data measured on mini-cores were imported into the Petrel© software. The finalized digital data base comprises 168 wells in the study area (94 oil exploration wells and 74 geothermal wells). The Segines-1 and Berthuis-001 wells are considered in this study as reference wells but are not included in the final modelled zone. The well list is available in Supplementary Table A and Φ -k data in Annexe III (p.363).

IV. 3 – C) 2. Petrography and sequence stratigraphy

Vert-Saint-Denis 1 (VSD1) and Sergines 1 (SER1) well cores, stored at the BRGM core storing facility, were described. Thirty-four samples for these two core-wells as well as 123 cutting samples from nine other wells (Paris Aiport 1&2, Bagneux 1&2, Fresnes 3D, Cachan 1&2, Villejuif 1&2, Supplementary data 1) were selected for thin-section manufacturing. These thin sections were impregnated with blue resin to highlight the porosity and easily differentiate it from the diagenetic calcite cements. To obtain thin sections from cuttings, samples were extracted from the drilling mud and cleaned. Once dry, they were sorted (clast diameter of more than 1 mm) in order to extract the coarser fraction of each sample. These 157 thin-sections enabled us to determine facies, facies associations, pore space and diagenetic cements in the reservoir. These thin sections were observed and described under an optical microscope (Leica DM750 P). A Micro-Computed Tomography scanner (μ CT scan) was used to investigate the 3D pore space at high resolution in a sample in the Vert-Saint-Denis 1 well (VSD-1_1712,9m). The μ CT scans were performed at IFPEN with a microtomograph X EasyTOM from RX Solution.

Following the definition of Embry and Johannessen (2017), sequence stratigraphic interpretations were performed, integrating data from 168 wells (Figure IV- 1). Depositional sequences, composed of a transgressive and a regressive cycle (Depositional T-R sequences), are bounded either by subaerial unconformities (SU), or by maximum regressive surfaces (MRS) when no evidence of exposure is observed. Maximum flooding surfaces (MFS) mark the boundary between deepening-upward and shallowing-upward trends. Subaerial unconformities or maximum regressive surfaces correspond to sequence boundaries (SB), labelled following the definition of Garcia et al. (1996), Gaumet (1997) and Hardenbol et al. (1998), and recently compiled in Thomas et al. (2021) for the Bathonian of the Paris Basin. For the sequence stratigraphy and biostratigraphic framework, the well-known Coulommès oilfield discovery in 1958 was taken as the reference (Gaumet, 1997). Brachiopod fauna in the

Coulommes 001 well (CS001) provided a reference for sequence stratigraphy in the Middle Jurassic limestones (Gaumet, 1997). Wells were correlated between Coulommes and Berthuis (BTS001) by Gaumet, (1997) and throughout the basin (Gaumet, 1997; Delmas et al., 2010; Houel and Delmas, 2013). As brachiopod levels correspond to maximum flooding surfaces (MFS) in this platform, Gaumet (1997) used 34 MFSs to define third-order sequences (Figure IV- 3). In this study, we also included the location of MRSs. A total of 15 MRSs and 15 MFSs were correlated from BTS001 to Champigny-sur-Marne 1 well (CSM1D) (Figure IV- 3). These surfaces were propagated along the 168 wells of the study area. Following the labelling of Garcia et al. (1996), Gaumet (1997) and Hardenbol et al. (1998), two MRSs (Bj3 and Bj4) are defined in the Bajocian, six in the Bathonian (Bt0 to Bt5) and six in the Callovian from Ca0 to Ca4 (Figure IV- 3).

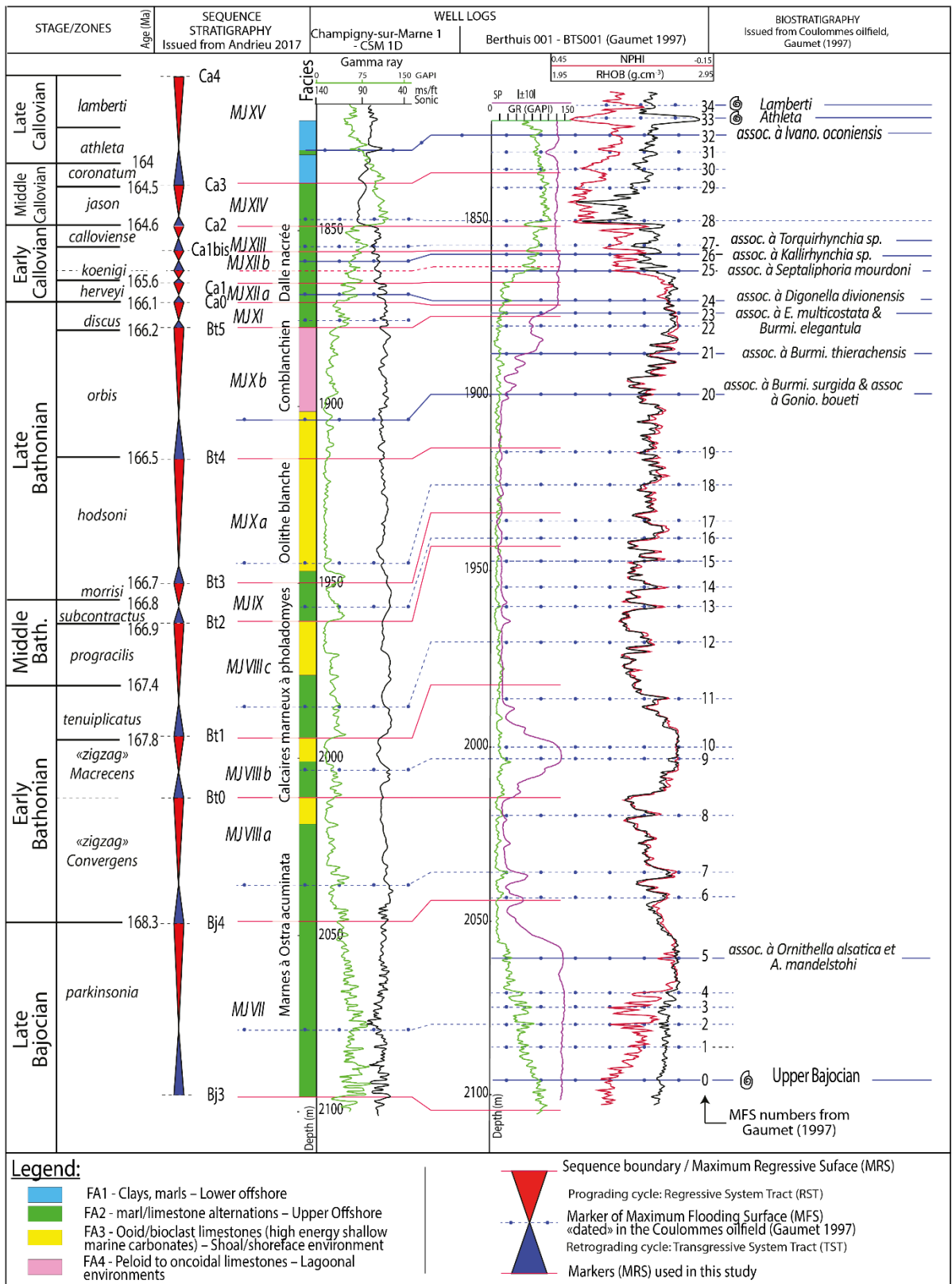


Figure IV- 3 - Biostratigraphic and well-log calibration between Champigny-sur-Marne (CSM 1D) well (see Figure IV- 2B for location in the study area) and the reference well of Berthuis 001 (BTS001) in the Coulommès oil field. The biostratigraphy of this oil field, including the well-log of BTS001, is defined by Gaumet (1997). The CSM 1D well is also present in Figure IV- 2A.

IV.. 3 – C) 3. Facies, stratigraphic and petrophysical 3D modelling

IV. 3 – C) 1. a. 3D grid creation

Eighteen stratigraphic surfaces were defined on well sections in Petrel©: MRSs from Bj3 to Ca4, the iron oolite layer (condensed MFSs *Athleta* and *Lamberti*), the Toarcian/Aalenian top, the Toarcian/Aalenian base and the basement top. Of these 18 stratigraphic surfaces, 14 (surfaces Bj4 to Ca4) were used to define 13 stratigraphic zones in the model (sequences MJVII, MJVIIIa, MJVIIIb, MJVIIIc, MJIV, MJXa, MJXb, MJXI, MJXIIa, MJXIIb, MJXIII, MJXIV, MJXV, Figure IV- 3). The other surfaces were not within the stratigraphic framework of the model. Four facies associations were encoded in 168 wells using well logs, well reports, cuttings and core samples. Two cross-sections at regional scale were produced, one oriented North–South and one oriented East–West. To ensure compatibility with other software, the corner point gridding algorithm (based on the pillar gridding algorithm) was used to create the 3D grid. Faults were modelled using the structural maps provided by the BRGM (Beccaletto et al. (2011) and Dentzer et al. (2018)). They were then transformed as fault sticks in Petrel© and used as inputs in the structural and fault framework of the model. Cell size was set to 100 m in the I and J (horizontal) directions. A total of 52 layers were modelled with 3.76 m mean thickness in the K direction. This resulted in a grid of 12.2 million cells.

IV. 3 – C) 1. b. Property upscaling

The facies log was upscaled using the “most of” method without weighting. This method took the values of the log going through the cell and encoded the cell with the most commonly represented value. In total, the model has 6384 facies cells encoded using this method.

The well-interpreted and porosity-calibrated NPHI (28 logs), NMR (1 log) and NEUT (7 logs) as well as the min-core data (40 logs) were combined and upscaled to maximize cells containing porosity data (1686 cells). Sixty-nine porosity logs were considered for upscaling porosity in the model (Supplementary data 1). Mini-cores were the calibrating tool for the neutron-based data. Mini-cores

and TCMR data were prioritized over NPHI-based data. The porosity logs were then upscaled using the arithmetic averaging method. This method took the average value of all the data points of a well crossing a cell. Thirty-eight permeability logs were used for upscaling (37 permeabilities from mini-cores and one from NMR). The permeability data were upscaled using the geometric averaging method. The temperature and salinity properties were upscaled using the arithmetic averaging method, but existing data is sparse, composed mainly of production temperature and usually represented as one value for the reservoir temperature in the well. Temperature data is given in 65 wells at the top of the reservoir, measured at the beginning of the geothermal production. Only one well presents a continuous temperature log.

IV. 3 – C) 1. c. Facies, porosity, and permeability modelling

The “Truncated Gaussian with Trends” algorithm was used to model facies associations, stratigraphic zone by stratigraphic zone. This algorithm allowed us to define sharp boundaries between facies associations. In order to respect the defined facies boundaries, facies variogram body sizes were set relatively small (500 by 500 m). Facies were locally refined to better fit the stratigraphic well correlation diagrams (brush tool). This step was very important as the petrophysical properties are highly correlated to the facies (Nurmi, 1986; Borgomano et al., 2008; Tomassetti et al., 2018; Trippetta et al., 2021).

For porosity, and depending on the facies, the transformation part of the Data Analysis with Petrel© was used to prepare the data and determine the distribution used in the model (i.e. input truncation and normal score). For the normal score transformation, the “define curve” option was used to match the porosity distribution with facies from the mini-core data in the wells and to apply it statistically in the entire volume of the model. The same approach was used for permeability with the addition of a logarithmic transformation to account for the porosity versus permeability logarithmic relationship. To detect the anisotropy of the data, a variogram map based on the upscaled porosity was created. This map shows variograms computed in several directions over the dataset. It displays a 2D variance,

enabling us to identify whether there is a preferential direction of anisotropy within the model and to determine the azimuth to be used in the data analysis. This direction was indicative only, as the whole data set was considered and the analysis could not be performed zone by zone nor facies by facies. As shown by Trippetta et al. (2021), the variogram and data analysis are a crucial part of the modelling process and should not be overlooked when enough data are available. First, the variogram was deduced for the whole model using the anisotropy direction detected on the variogram map and using the raw well-log data. Four variograms were made for each facies association for the porosity and for permeability properties considering all the stratigraphic zones. In the reservoir zones (from Bt5 to Bt3 for porosity, and Bt5 to Bt4 for permeability), four supplementary variograms were made.

An analysis of these data enabled us to determine a covarying range and to create a cut-off for out-of-range values (input truncation and normal score transformations) for each facies association. This operation was conducted on the overall model to populate all zones with properties, and then zone by zone, facies by facies in the key zones of the reservoir with high data density. The Truncated Gaussian Simulation algorithm was used to partition the data according to the distribution estimated during the data analysis and used as trends. The same process was used for permeability, adding a co-kriging constraint so that the logarithmic permeability distribution followed the volume porosity property trend.

IV. 4 – A) Results

IV. 4-- A) 1. Sedimentary facies

Texture, cements, allochems and sedimentary structures are the main characteristics used to determine the facies and facies associations (Table IV-1). The sedimentological log of Vert-Saint-Denis-1 core (Figure IV- 1B) passing through the *Oolithe Blanche* and *Calcaire de Comblanchien* formations has been chosen as the reference section for the Middle Jurassic carbonates (Figure IV- 4A, B) (C.E.P.,

1964). The sedimentological log illustrates the facies variations observed in cores and thin sections (Figure IV- 4A). Well logs (Laterolog Deep resistivity, Neutron porosity and Gamma ray), porosity and permeability from the well report (C.E.P., 1964) have been recorded (Figure IV- 4A). Facies associations, porosity and permeability on mini-cores have been upscaled on the vertical cell scale (Figure IV- 4A). Thirteen facies are identified for the entire study, grouped into four depositional environments (FA – Facies Associations) ranging from lower offshore to lagoon (Figure IV- 4, Figure IV- 5, Table IV-1). Facies associations have been defined for the eastern part of the Paris Basin in the synthesis of Brigaud et al. (2014a) on Jurassic formations. Distribution of facies associations is shown on a theoretical profile from the lower offshore in the outer ramp to lagoon in the inner ramp (Figure IV- 5).

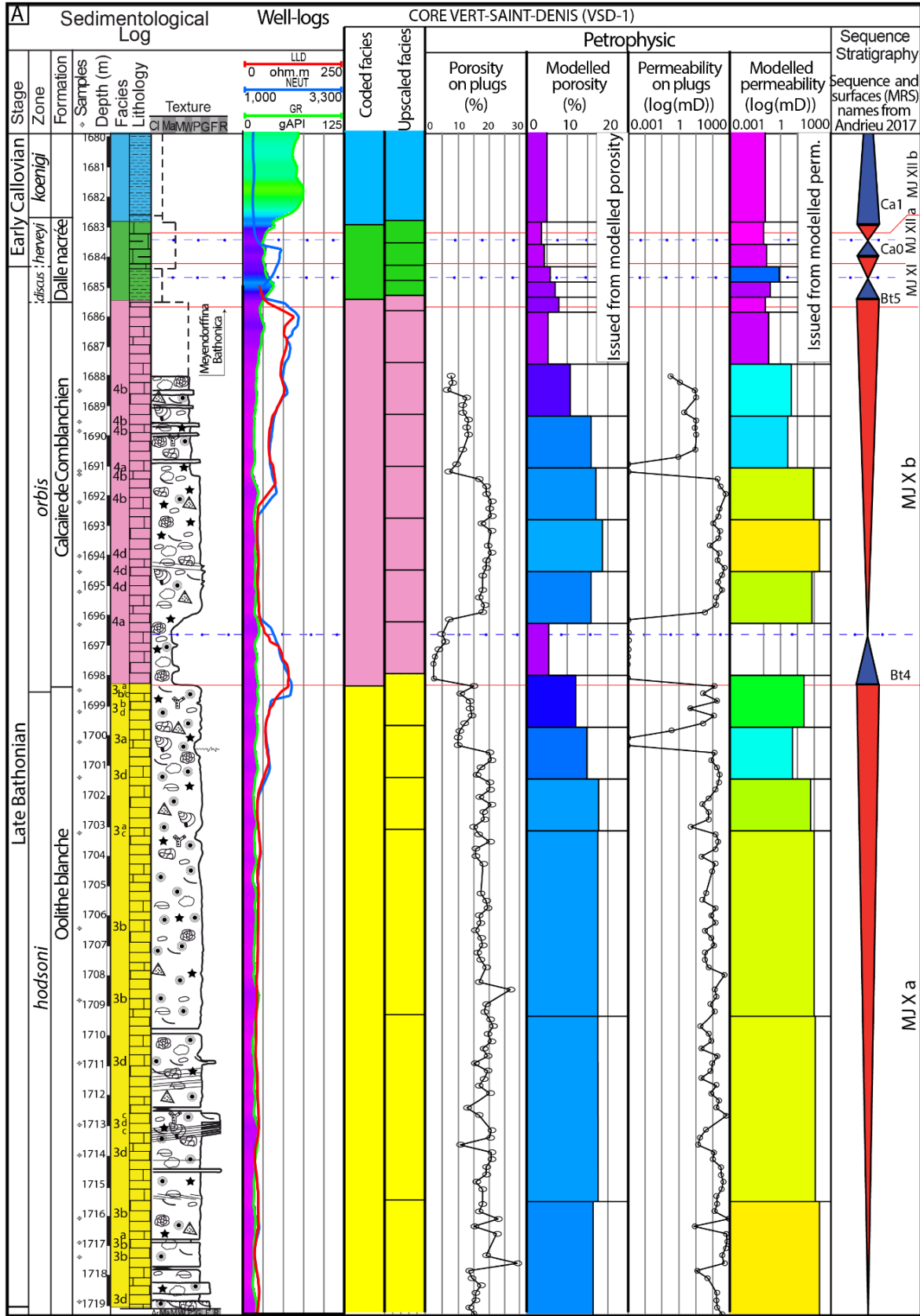


Figure IV- 4 - A - Section of the Vert-Saint-Denis-1 core located in the Paris Basin (VSD-1 located in Figure IV- 1). This core section displays the sedimentological log with the constituent allochems and texture, well-logs laterolog deep (LLD), neutron (NEUT) and gamma-ray (GR) and facies association codes. Porosity and permeability measured on mini-cores and sequence stratigraphy have been reported. Upscaled values of facies, porosity and permeability are also reported.

B D Z E G M L	Fauna		Allochems		Texture		
	Bivalves Bryozoans Brachiopods	Gastropods Foraminifera Coral fragments	Echinoderms Foraminifera	Ooids Oncooids	Intraclasts Pelloids	Ma:Marl M: Mudstone W: Wackestone	P: Packstone G: Grainstone R: Rudstone
	Surface				Lithology		
	hardground				Shoal Clays Marls alternances		
FA4 - Peloid to oncoidal limestones – Lagoonal environments			FA3 - Ooid/bioclast limestones (high energy shallow marine carbonates) – Shoal/shoreface environment			RST Regressive Systems Tract Transgressive Systems Tract TST	
F4a - Peloidal wackestone/packstone with foraminifera and echinoderms F4b - Low to moderately cemented peloidal grainstone F4c - Oncolithic floatstone F4d - Rudstone with intraclasts			F3a - Peloidal packstone with bioclasts F3b - Low to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts F3c - Highly cemented oopeloidal grainstone with bioclasts F3d - Rudstone to grainstone with bivalves and intraclasts				
FA2 - Marl/limestone alternations – Upper Offshore			FA1 - Clays, marls – Lower offshore				

Figure IV- 4B - Legend of the core section presented in Figure IV- 4A.

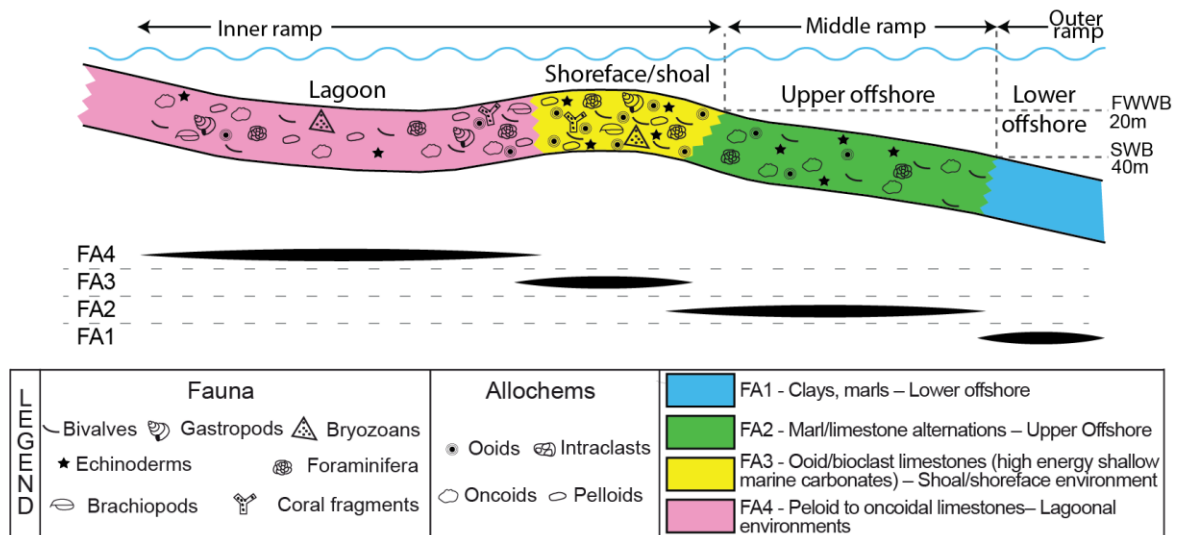


Figure IV- 5 - Distribution of the Bathonian facies associations on a theoretical downdip profile. This synthetic profile shows the succession of the facies across the platform, depending on bathymetry.

IV. 4-- A) 1. a. Clays, marls – Lower offshore environment (facies association FA1)

Description – Two facies are grouped in the lower offshore facies association (Figure IV- 5): (1) marls (facies F1a) and (2) clays (facies F1b) (Figure IV- 4, Figure IV- 5 and Figure IV- 6A, and Table IV-1). Facies F1a is composed of clays and silts (Table IV-1). Faunas are composed of ammonites, belemnites, brachiopods and echinoderms. Facies F1a occurred mainly during the Callovian, and locally during the late Bajocian and early Bathonian (Figure IV- 3 and Figure IV- 4). Facies F1b is composed exclusively of clays (Figure IV- 4, Figure IV- 5 and Figure IV- 6A, Table IV-1). Although this facies mainly appears in the Callovian deposits, forming the cap-rock of the aquifer, some local appearances are also detected in the late Bajocian deposits.

Interpretation – The absence of hydrodynamic sedimentary structures, the presence of ammonites and belemnites, bivalves or brachiopods in life position, and abundant bioturbation indicate very low energy conditions in an open distal marine environment, below the storm wave base, probably at a water depth of more than 40 m (Andrieu et al., 2016) (Figure IV- 5). Considering the predominance of clays and marls in this facies, effective porosity and permeability are expected to be very low. This facies forms the cap rock of the reservoirs and locally impermeable layers in the *Calcaires marneux à Pholadomyes*.

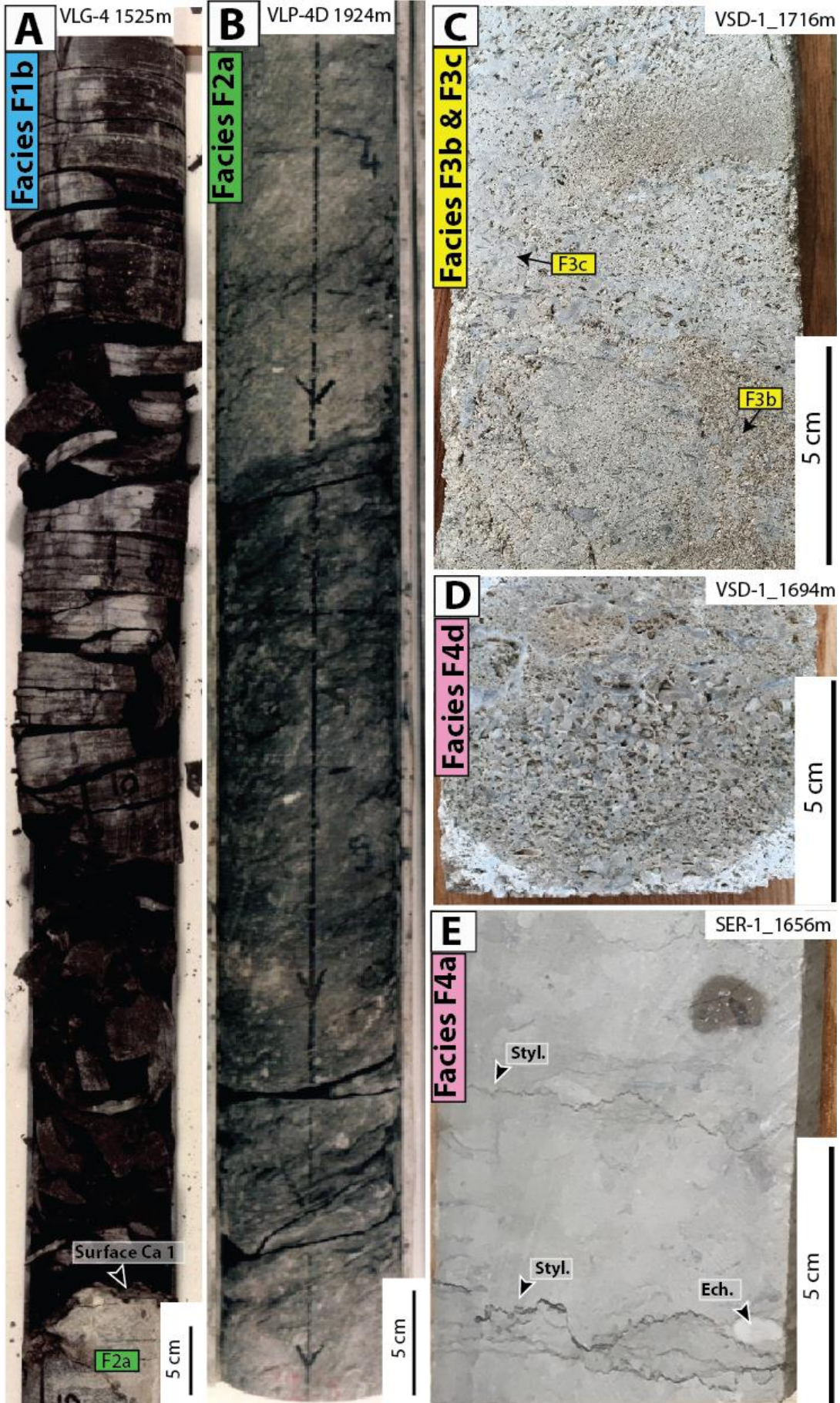


Figure IV- 6 - A- Core picture of clays (facies F1b, lower offshore from the Vert-Le-Gr 4 well (VLG-4, 1525 m)). B- Core picture of marls (facies F2a, upper offshore) from the Vert-Le-Petit-4D well (VLP-4D, 1924 m). C- Oo-bioclastic grainstone (facies F3b and F3c, shoal) from the Vert-Saint-Denis-1 (VSD-1) core (1716 m). D- Intraclast grainstone (facies F4d, lagoon) from the Vert-Saint-Denis-1 (VSD-1) core (1694 m). E- Peloidal wackestone (facies F4a, lagoon from the Sergines-1 (SER-1) core (1656 m).

IV. 4-- A) 1. b. Alternating marls and mud-dominated limestones – Upper offshore environment (facies association FA2)

Description – This facies association contains three facies: (1) alternating marls and peloidal wackestone to packstone (facies F2a), (2) siliciclastic bioturbated packstone (facies F2b), and (3) marls with iron ooids (facies F2c), (Table 1, Figure IV- 4, Figure IV- 5 and Figure IV- 6B). Wackestone to packstone layers in Facies F2a are composed of peloids, quartz, clays, foraminifera, bivalves, echinoderm fragments, crinoids and gastropods. The main characteristic of this facies is the clear alternations of marl layers and packstone layers (Table IV-1; Figure IV- 5 and Figure IV- 6B). Facies F2b is roughly composed of the same bioclasts as the packstone of facies F2a but is more continuous vertically (Table IV-1; Figure IV- 5). Facies F2c consists of marly deposits rich in iron ooids (Table IV-1). This facies also includes peloids and quartz grains. Facies F2c is present in all wells, forming a thin (metres-thick) and very well-defined marker across the Paris Basin. The ammonite fauna dated this layer from the late Callovian (*lamberti* Zone) to the early Oxfordian (*cordatum* Zone) (Vail et al., 1987; Gaumet, 1997; Collin et al., 2005).

Interpretation – Silty, marly or mud-dominated facies mark a calm environment. Some sandy or bioclast-rich layers are slightly graded with undulating draping lamination, suggesting storm-graded beds. The depositional zone is situated between the storm wave base and the fair-weather wave base, probably at a water depth of 20 to 40 m (Andrieu et al. (2016) and Brigaud et al. (2018), Table IV-1, Figure IV- 4). Considering the predominance of clays and marls in this facies, effective porosity is expected to be very low as is the effective permeability. This facies association mainly occurred in the *Calcaires marneux à Pholadomyes* and *Dalle Nacrée* Formations (Figure IV- 4A)

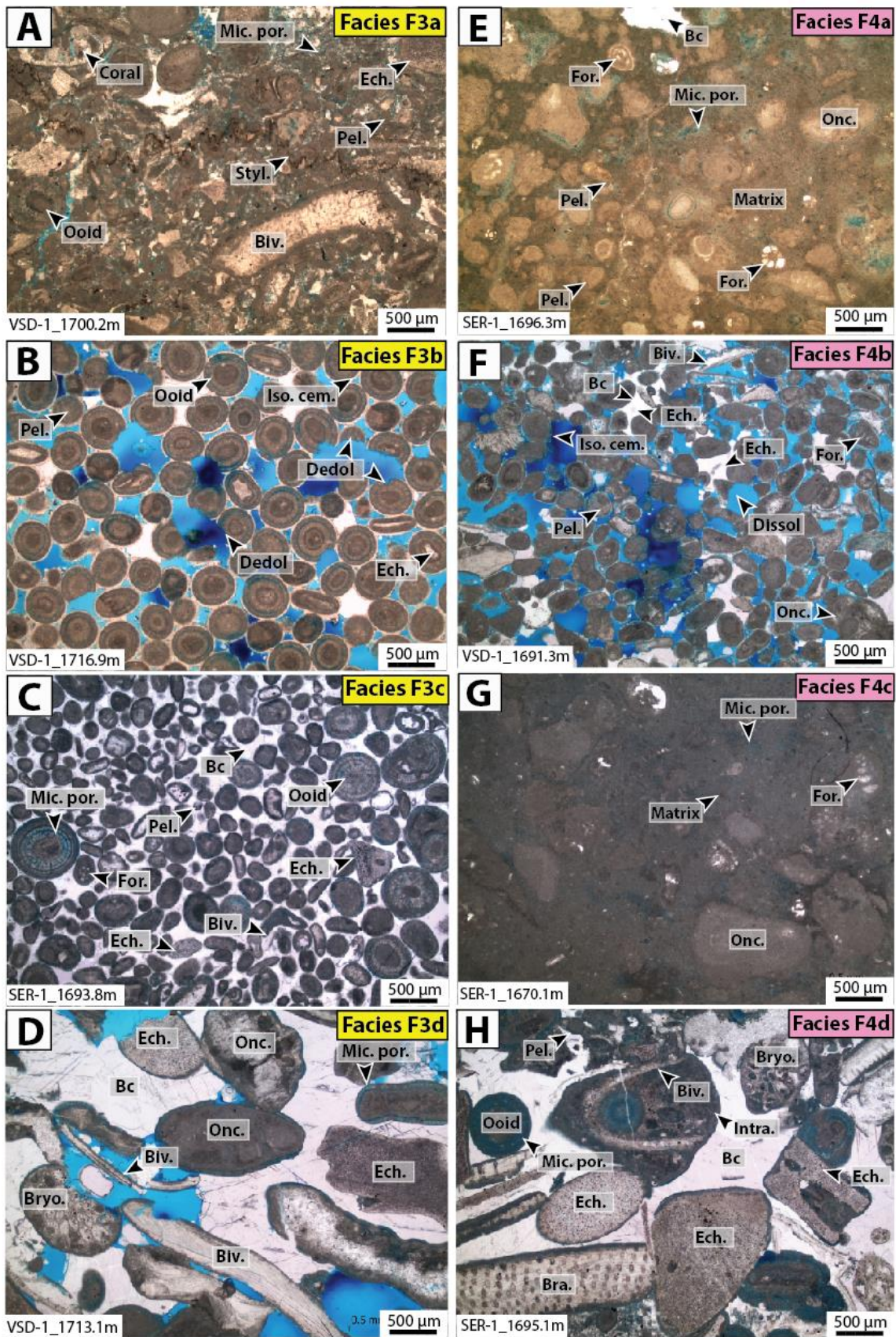


Figure IV- 7 - A- Ooid packstone with bioclasts displaying bivalves (Biv.), peloids (Pel.), echinoderm fragments (Ech.), coral fragments (Coral). Porosity appears in blue and is low in this sample. Some micro-porosity is still present. B- Low to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts with peloids (Pel.), echinoderm fragments (Ech.), isopachous cements (Iso. Cem.),

dedolomitization (Dedol.). The porosity appears in blue due to the resin impregnation. C- Highly cemented ooloidal (Pel.) grainstone with bioclasts with echinoderm fragments (Ech.), bivalves (Biv.), foraminifera (For.). Micro-porosity (Mic. Por.) is present in ooids. D- Rudstone to grainstone with bivalves (Biv.) and intraclasts, oncoids (Onc.), echinoderm fragments (Ech.), bryozoans (Bryo.) and blocky calcite (Bc). Porosity (in blue) is variable but can sometimes be very substantial. E- Peloidal (Pel.) wackestone/packstone with foraminifera (For.), echinoderm fragments (Ech.) and oncoids (Onc.). Blocky calcite (Bc) fills macroporosity. Micro-porosity is still present. F- Low to moderately cemented peloidal (Pel.) grainstone with echinoderm fragments (Ech.), bivalves (Biv.) and oncoids (Onc.). Blocky calcite (Bc) and isopachous cements (Iso. Cem.) reduce the porosity (in blue), while dissolution (Dissol) enhances it. G- Oncolithic (Onc.) floatstone with foraminifera (For.). H- Rudstone with intraclasts (Intra.), peloids (Pel.), echinoderm fragments (Ech.), brachiopods (Bra.) and bryozoans (Bryo.). Blocky calcite (Bc) is present, micro-porosity (Mic. Por.) is present in the cortex of some grains. SER-1 corresponds to Sergines-1 and VSD-1 to Vert-Saint-Denis-1.

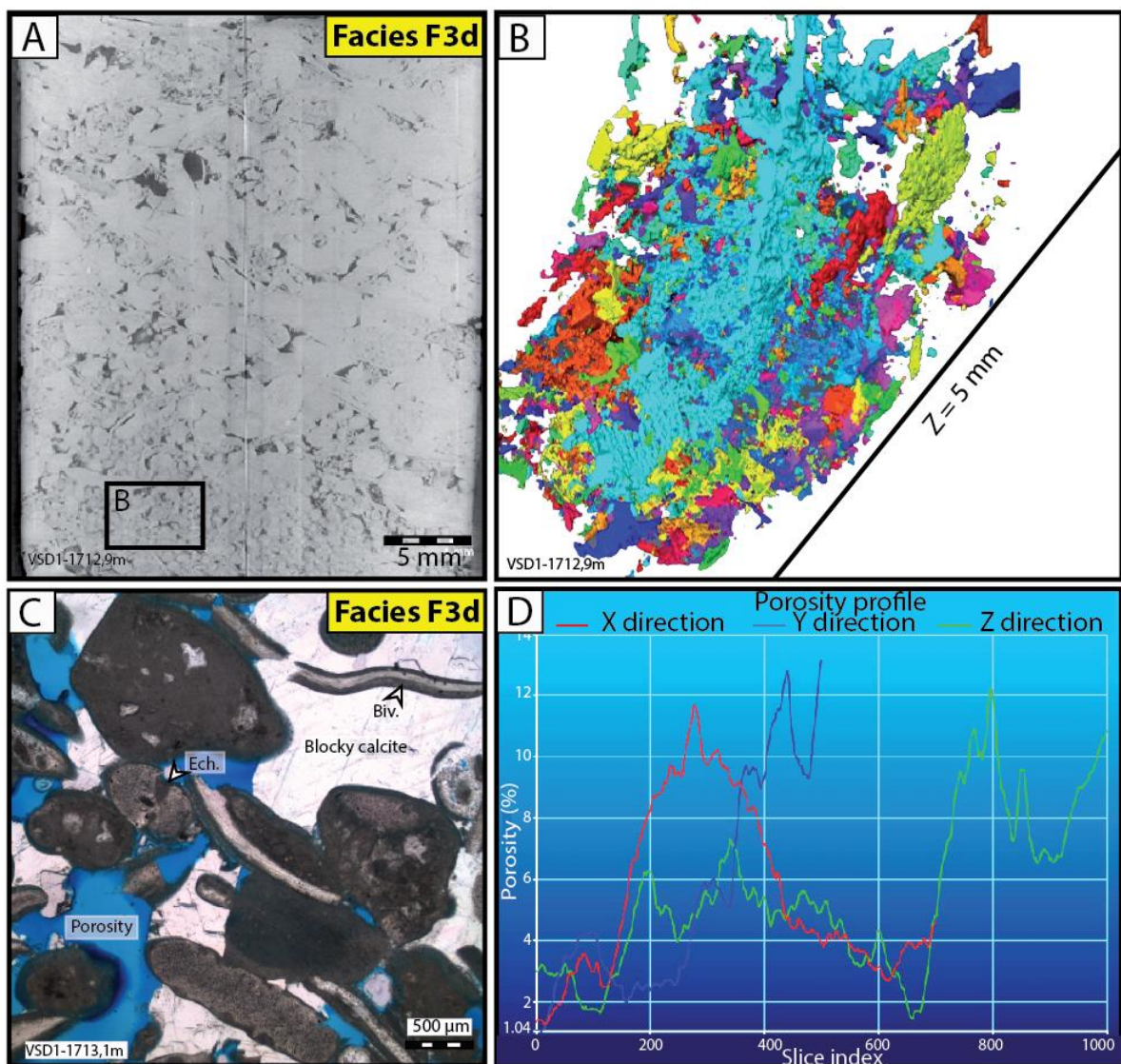


Figure IV- 8 - A- Picture of the VSD1-1712,9m sample dominated by F3d facies (Rudstone to grainstone with bivalves and intraclasts) B- 3D porosity representative volume elements (RVE) visualized using μ CT scan at IFPEN on a mini-core sample from the VSD1 core (1712,9m sample in measured depth). Each individual pore (not connected to others) is depicted in a separate colour. C- Thin section located in the VSD1 core, 20 cm beneath the sample analysed for 3D porosity (1712,9m sample). D- Graph of the porosity distribution in each of the three directions in the VSD1-1712,9m sample. Each colour corresponds to a separate pore space.

IV. 4-- A) 1. c. Ooids or bioclast-dominated facies – Shoal environment (facies association FA3)

Description – This facies association encompasses four grain-supported facies: (1) peloidal packstone with ooids and bioclasts (facies F3a), (2) low to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts (facies F3b), (3) highly cemented ooid-peloidal grainstone with bioclasts (facies F3c) and (4) ooid-oncoidal rudstone to grainstone with bioclasts and intraclasts (F3d) (Figure IV- 4, Figure IV- 5, Figure IV- 6C-E and Figure IV- 7A-D). Facies F3a is a packstone composed mainly of peloids, bivalves, echinoderm fragments, ooids and rare oncoids, coral fragments, intraclasts, foraminifera (in ooids), bryozoans and gastropods (Figure IV- 7A). Grain sizes range from 100 μm to 2 mm (Figure IV- 7). In this facies association, it is the only facies with a bounding matrix phase and it has a packstone texture. The matrix is unevenly distributed in the facies and interparticle porosity can sometimes be observed. This facies displays compaction textures, reducing the effective porosity and permeability (Table IV-1, Figure IV- 7A). Facies F3b is a grainstone mainly composed of 200–500 μm -large ooids. Peloids are present, together with oncoids, intraclasts and bioclasts (bivalves, echinoderm fragments, foraminifera, bryozoans and gastropods, Table IV-1, Figure IV- 5, Figure IV- 6C, Figure IV- 7B). Large interparticle pores (100–500 μm) form the microporosity, considered as effective porosity. Early isopachous cements, typical of early marine cement, are present. This early cement limits mechanical compaction, maintaining large intergranular pore space with sharp borders. Limited blocky calcite zones are also present (Figure IV- 7B). Locally, part of the ooids and blocky calcite have been dissolved, suggesting a late dissolution process. Facies F3c is mainly composed of ooids, with common content of peloids, oncoids, bivalves and rare intraclasts, echinoderm fragments, foraminifera, bryozoans, gastropods and coral fragments. This facies is very similar to F3b, but differs with blocky calcite cement filling intergranular space (Figure IV- 7C). Only microporosity in some ooids is present (Table IV-1, Figure IV- 7A, Figure IV- 7C). F3d is a grainstone to rudstone composed of common intraclasts, gastropods, bivalves, brachiopods and echinoderm fragments, with rare ooids, peloids, oncoids, bryozoans and foraminifera (Figure IV- 7D). This facies was deposited in thin layers with millimetric

bivalve and brachiopod shell fragments. Millimetre-sized blocky calcite cement fills the intergranular space. Dissolution forms 200 µm to 2 mm pores (Figure IV- 7D). CT scan 3D models of the porous network show that, despite a high porosity value, pores are not well connected to each other in facies F3d (Figure IV- 8B). At the microscale, this facies displays moderate porosity and moderate permeability around 100 mD. Porosities extracted from the CT scan have similar variations in all three directions, ranging from 2 to 12% (Figure IV- 8). Horizontal permeability is anisotropic with a minimum of 70 mD and a maximum of 145 mD. Vertical permeability is close to the maximum horizontal value (Figure IV- 8). This facies presents a good effective porosity and permeability overall but it is less common than F3b in this facies association (Table IV-1).

Interpretation – The presence of echinoderms, brachiopods or bryozoans suggests well- oxygenated water with normal salinity. Common sigmoid cross-bedding in sandwaves and grainstone/rudstone textures indicates shallow and high-energy wave-dominated conditions in an oolitic shoal complex (Figure IV- 4). Based on pore development observed in thin sections, two groups of facies have been distinguished. Facies F3a and F3c are considered as having low reservoir potential due to the presence of a mud-matrix, high compaction (F3a) and the development of highly blocky calcite (F3c). Facies F3b and F3d are the main reservoir facies in the shoal environment. Facies F3b is more common than F3d, which only appears in thin but locally very porous and permeable layers. Pores with rhomb shapes suggest dedolomitization in facies F3b (Figure IV- 7B). The dolomite is entirely dissolved, while blocky calcite and clasts have been only partially affected by dissolution. Dissolution appears to be an important process of porosity development in the reservoir. This facies association mainly occurred in the *Oolithe Blanche* Formation (Figure IV- 4A).

IV. 4-- A) 1. d. Peloid to oncoidal facies – Lagoon environments (Facies association FA4)

Description – This facies association encompasses four grain-supported facies with peloid dominant non-bioclastic components: (1) peloidal wackestone to packstone with foraminifera and echinoderms (facies F4a), (2) low to moderately cemented peloidal grainstone (facies F4b), (3) oncoidal packstone

to floatstone (facies F4c) and (4) rudstone with intraclasts (facies F4d) (Table IV-1, Figure IV- 7E-H). Facies F4a is mainly composed of peloids, with common oncoids, foraminifera (presence of *Meyendorfina bathonica*), echinoderm fragments, bivalves and rare ooids, bryozoans, gastropods, brachiopods and coral fragments. Grain size ranges from 200 to 800 μm . This facies is mud-dominated, with a wackestone to packstone texture and it displays low effective porosity and permeability, mainly microporosity in the matrix between the grains (Table IV-1, Figure IV- 6E). Facies F4b is mainly composed of peloids but differs from facies F4a by the absence of a mud matrix. This facies has a grainstone texture and exhibits high effective porosity and permeability (Figure IV- 6F). Grain size varies from 100 to 400 μm , displaying 50 to 500 μm pore sizes with very high microporosity. Cementation is directly related to the echinoderm content, around which syntaxial cement systematically develops. As echinoderm fragments are rare, cementation is not well developed in facies F4b (Figure IV- 6F). Local dissolution of grains improves the porosity of this facies. Facies F3c is mainly composed of oncoids (grain size from 100 μm to 5 cm), with common peloids, and rare bivalves, foraminifera and gastropods. This facies is matrix-supported with a packstone to floatstone texture. No macro-pores are observed in this facies, resulting in very low effective porosity and permeability (Table IV-1, Figure IV- 7G). Facies F4d is composed mainly of intraclasts, with common oncoids, bivalves, brachiopods and rare foraminifera, gastropods and green algae. Pores are rare due to calcite overgrowths (Table IV-1, Figure IV- 7H).

Interpretation – The dominance of peloid-ocoid dominated facies and the muddy matrix indicates low-energy environments, probably within a lagoon. As for the shoal environment, two groups can be distinguished in this facies association. A first group is composed of the non-porous and impermeable facies F4a and F4c (permeability from 0.1 mD to a few mD in the Vert-Saint-Denis-1 well). A second group displays high effective porosity and permeability and contains facies F4b (permeability from 0.5 mD to >1500 mD in the Vert-Saint-Denis-1 well). Facies F4d may belong to the first or second group

depending on its degree of cementation. This shows that, even in a sheltered environment like a lagoon, porous and permeable rocks are present and must be modelled. Petrographically, facies association FA4 has lower reservoir value than facies association FA3, but some local non-cemented granular facies (F4b) may form productive layers. This facies association mainly occurs in the *Calcaire de Comblanchien* Formation (Figure IV- 4A), dated as Late Bathonian by *Meyendorfina bathonica* (Loreau and Bailly, 1996; Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021).

Depositional environments and corresponding facies and/or facies association	Lithofacies	Non-bioclastic components	Bioclastic components	Energy and Depositional environment	Texture (Dunham, 1962)	Sorting and grain size	Porosity	Diagenesis	Reservoir potential
Lower Offshore, Palaeodepth >40 m (Facies association FA1 - Clays, marls)	F1a - Marls	Silts, clay	-	Very low energy, Lower Offshore	Mudstone	-	No effective porosity	-	Non-existent
	F1b - Clays	Clay	-	Very low energy, Lower Offshore	Mudstone	-	No effective porosity	-	None-existent
Upper Offshore, Palaeodepth 20–40 m (Facies association FA2 - Alternating marls and mud-dominated limestones)	F2a -Alternating marls and peloidal wackestone to packstone	Peloids (A), Quartz (C), Clay (C)	Foraminifera (F), Bivalves (F), Echinoderm fragments (C), Crinoids (R), Gastropods (R)	Low to moderate energy, Upper Offshore	Packstone, Wackestone	Poorly sorted	No macroporosity / very low microporosity in micritic matrix	Micritization, early microsparitic cement, stylolithization, pyrite	Unusable

	F2b - Siliciclastic bioturbated packstone	Peloids (A), Quartz (C), Clay (C)	Foraminifera (F), Bivalves (F), Echinoderm fragments (C), Crinoids (R), Gastropods (R)	Low to moderate energy, Upper Offshore	Packstone	Poorly sorted	Sparse intraparticle macroporosity, microporosity in micritic matrix	Micritization, early microsparitic cement, stylolithization, pyrite	Unusable
	F2c - Marls with iron ooids	Peloids (A), Ferruginous ooids (C), Quartz (C), Clay (C)		Low to moderate energy, Upper Offshore	Wackestone, Mudstone	Poorly sorted	No macroporosity / microporosity in micritic matrix		Unusable
Shoal Environment - Shoreface, Palaeodepth <20 m (Facies association FA3 - Ooids or bioclastic-dominated facies)	F3a - Peloidal packstone with ooids and bioclasts	Ooids (C), Peloids (C), Oncooids (C), Intraclasts (R)	Bivalves (F), Echinoderm fragments (F), Crinoids (F), Gastropods (C), Brachiopods (C), Bryozoans (R), Coral fragments (R), Foraminifera	High energy, Shoal	Packstone	Poorly sorted	Sparse interparticle porosity. Mouldic macroporosity in dissolved bioclasts. Microporosity in ooid cortex	Syntaxial cement, micritization, recrystallization, stylolithization, frequent concavo-convex contacts between grains, dissolution of bioclasts	Low

			a (R), Algae (R)						
	F3b - Low to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts	Ooids (A), Peloids (C), Oncoids (VR), Intraclasts (VR)	Bivalves (C/R), Echinoderm fragments (R), Foraminifera (in ooids) (R), Bryozoans (R), Gastropods (R)	High energy, Shoal	Grainstone	Very well sorted	Interparticle macroporosity, mouldic macroporosity, intraparticle microporosity (ooid cortex)	No cement to local blocky calcite, grain micritization. Isopachous cement. Concavo-convex contacts can appear on some grains, mostly when isopachous cement is not observed. Some styloliths. Local syntaxial cement growth around echinoderm fragments. Dedolomitization	Very high

	F3c - Highly cemented ooid-peloidal grainstone with bioclasts	Ooids (A), Peloids (A/C), Oncoids (C), Intraclasts (R)	Bivalves (C/R), Echinoderm fragments (C/R), Foraminifera (R), Bryozoans (R), Gastropods (R), Coral fragments (R)	High energy, Shoal	Grainstone	Well sorted	Rare interparticle pores. Microporosity is present in ooid cortex.	Extensively developed blocky calcite. Recrystallized bioclasts. Syntaxial cement growth near echinoderms and non-isopachous cements.	Low to very low
	F3d - Ooid-oncoidal rudstone to grainstone with bioclasts and intraclasts	Intraclasts (C), Ooids (R), Peloids (R), Oncoids (VR)	Brachiopods (F), Bivalves (F), Gastropods (C), Echinoderm fragments (C), Bryozoans (R), Foraminifera (R)	High energy, Shoal	Grainstone /Rudstone	Very poorly sorted	Variable intraparticle porosity depending on cementation. Rare microporosity in ooid cortex.	Developed blocky syntaxial cement around echinoderm, recrystallized bioclasts, isopachous cement around most grains.	High

Lagoon environments, Palaeodepth <20 m (Facies association FA4 - Peloid to oncoidal facies)	F4a - Peloidal wackestone/packstone with foraminifera and echinoderms	Peloids (A), Oncoids (C), Ooids (VR)	Foraminifera (F) (presence of <i>Meyendorfi na bathonica</i>), Echinoderm fragments (C), Bivalves (C), Bryozoans (R), Gastropods (R), Brachiopods (R), Coral (VR)	Low to moderate energy, protected environments, Lagoon	Wackestone / Packstone	Poorly sorted	Low to absent macroporosity, microporosity in micritic matrix and dissolved grains	Very local syntaxial cement growth near echinoderms, matrix recrystallization, sparse dissolution, stylolithization	Low
	F4b - Low to moderately cemented peloidal grainstone	Peloids (A), Oncoids (C), Ooids (C/R), Intraclasts (R)	Bivalves (C), Echinoderm fragments (R), Bryozoans (R), Gastropods (R), Foraminifera (C)	Moderate energy protected environments, Lagoon	Grainstone	Well sorted	High macroporosity within pore throats, excellent connectivity. Few grains with intraparticle porosity (recrystallized bioclasts and ooids)	Recrystallized bioclasts, moderate local syntaxial cement growth near echinoderms and irregular cements around the grains, local dedolomitization	High

	F4c - Oncolitic floatstone	Oncoids (A), Peloids (C)	Bivalves (R), Foraminifera (R), Gastropods (VR)	Low to moderate energy, protected environments, Lagoon	Floatstone	Very poorly sorted	Microporosity in matrix	Recrystallized bioclasts	Very low
	F4d - Rudstone with intraclasts	Intraclasts (A), Oncoids (C)	Bivalves (C), Brachiopods (C), Foraminifera (R), Gastropods (VR), Algae (R)	Moderate energy, protected environments, Lagoon	Grainstone /Rudstone	Very poorly sorted	High macroporosity within pore throats (rarer than in F4c). Few grains with intraparticle porosity (recrystallized bioclasts and ooids)	Non-isopachous and sporadic dog tooth cement around some grains. Extensive syntaxial cement growth around few big echinoderm fragments, pyrite, possible dedolomitization	Low to medium (depends on the development of blocky calcite growth)

Table IV-1 Facies table for the facies associations with sorted samples from cores. VR = Very rare < 5% R = Rare < 10%; C = Common 10 – 20%; F = Frequent 20 – 50%; A = Abundant > 50%

IV. 4 - A) 2. Facies architecture and sequence stratigraphy

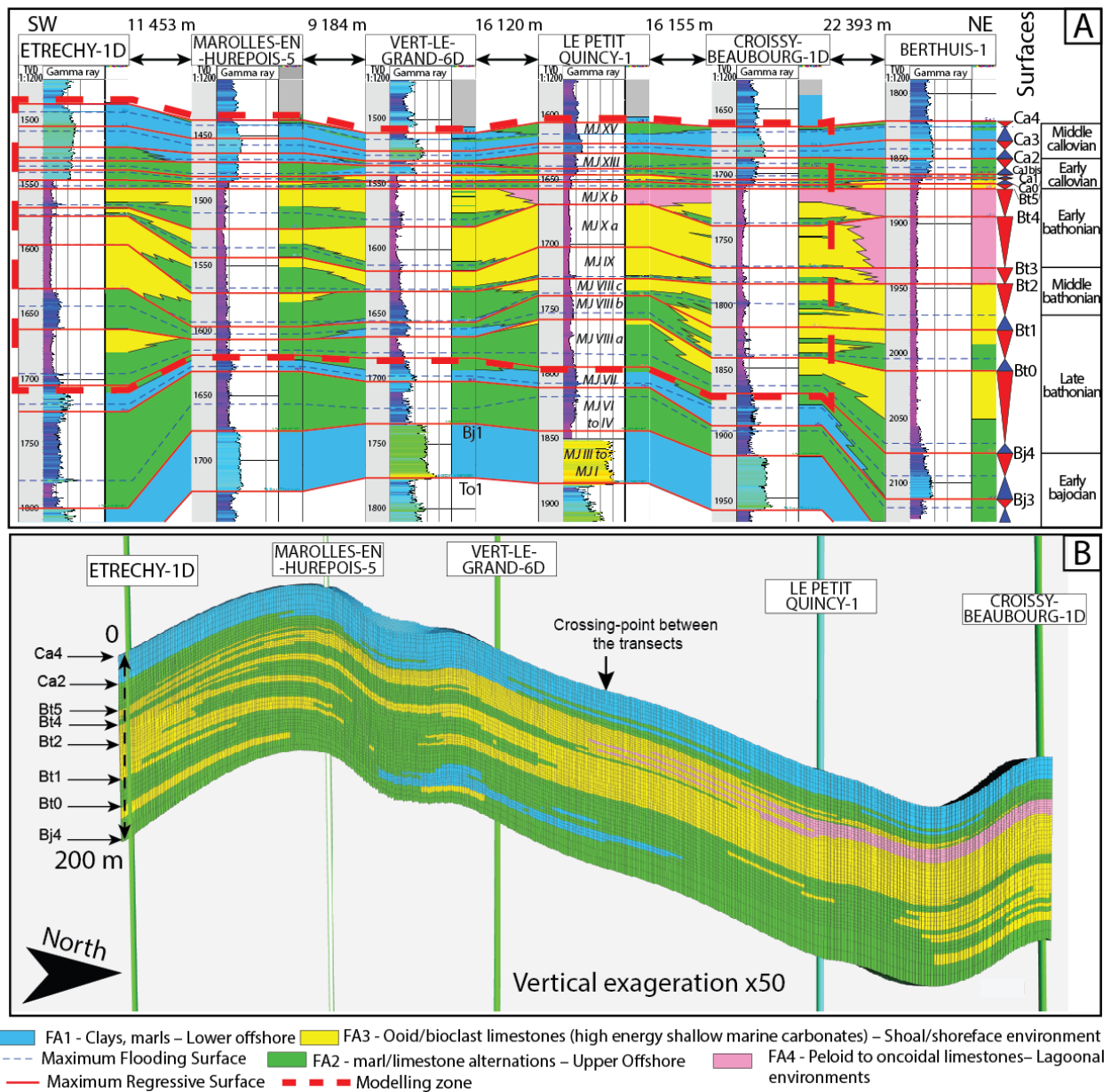


Figure IV- 9 - A - Stratigraphic cross-section from SW to NE, between the Etrechy-1D well and the Berthuis-1 well. This cross-section is located in Figure IV- 1B. Each well is represented with depth, gamma ray values and facies. Berthuis-1 is not in the model zone but is a reference well for the stratigraphic sequence in the Paris Basin (Gaumet, 1997). B - Same stratigraphic cross-section as A, extracted from the 3D model in Petrel© (except Berthuis-1 well). This section represents the final facies model with well locations and stratigraphic surfaces (vertical exaggeration is set to 50).

The SW–NE stratigraphic cross-section from the Etrechy-1D to Berthuis-1 wells allows us to reconstruct vertical and lateral facies heterogeneity (Figure IV- 9A). The Berthuis-1 well is located outside the area modelled in this study. It allows us to correlate the stratigraphic sections of the model with the facies and biostratigraphic attribution of the Coulommès oil field (Gaumet, 1997). The Early Bajocian

sequences beneath B_{j4} are not modelled. They exhibit alternating marls, clays and packstones (Figure IV- 9B). Between B_{j4} and B_{t2} (sequences VIIIa, VIIIb, VIIIc), the facies associations described on wells mainly correspond to marls and packstones of the upper offshore environment (facies association FA2), and locally oolitic deposits (facies association FA3) at the Croissy-Beaubourg-1D and Etrechy-1D wells. In the Vert-le-Grand-6D well, oolitic facies are absent, and clay layers (lower offshore) are predominant (Figure IV- 9). Between B_{t4} and B_{t2} (sequences MJIX and MJXa), the dominant facies along the cross-section are ooid limestones (facies association FA3). Marl-limestone alternations are still present at the base of each sequence, corresponding to the flooding of the platform (Figure IV- 9). In the western part of the cross-section (between the Etrechy-1D and Vert-le-Grand-6D wells), alternating marls and limestones (facies association FA2) clearly dominate and form a trench (Figure IV- 9). These marl-limestone deposits vastly reduce the reservoir properties of the area. Between B_{t5} and B_{t4} (sequence MJXb), the *Calcaire de Comblanchien* Formation (facies association FA4) is present between the Le Petit Quincy-1 well and the Croissy-Beaubourg-1D well between B_{t5} and B_{t4} surfaces (Figure IV- 9B). This formation is thicker towards the Berthuis-1 well, where the oolitic shoal facies (facies association FA3) passes laterally into lagoonal facies (from B_{t2} to B_{t5} surfaces). West of the lagoon (west of the Le Petit Quincy-1 well), facies are dominated by oolitic deposits (at Vert-le-Grand-6D). In sequence MJXb, westwards, the dominant facies association is alternating marl/packstone (upper offshore environment: facies association FA2), corresponding to the distal part of the carbonate ramp. In sequence MJXb, oolitic limestones correspond to a shoal environment. Between Ca₂ and B_{t5} surfaces (sequences MJXc to MJXIII), the *Dalle Nacrée* formation consists mainly of alternating marl and limestone, with local ooid or bioclastic limestones at Berthuis between B_{t5} and Ca₁ or at Vert le Grand and Le Petit Quincy between Ca₂ and Ca₀. The cross-section shows the homogeneity of the cap rock (middle Callovian deposits) in the section (Figure IV- 9). From Ca₄ to Ca₂ surfaces, deposits are mainly composed of clays (lower offshore facies association FA1).

The second transect illustrates the facies architecture between Cachan in the northwest and the historic oil field of Chailly-en-Bière in the south-eastern part of the study area (Figure IV- 1B, Figure IV- 10).

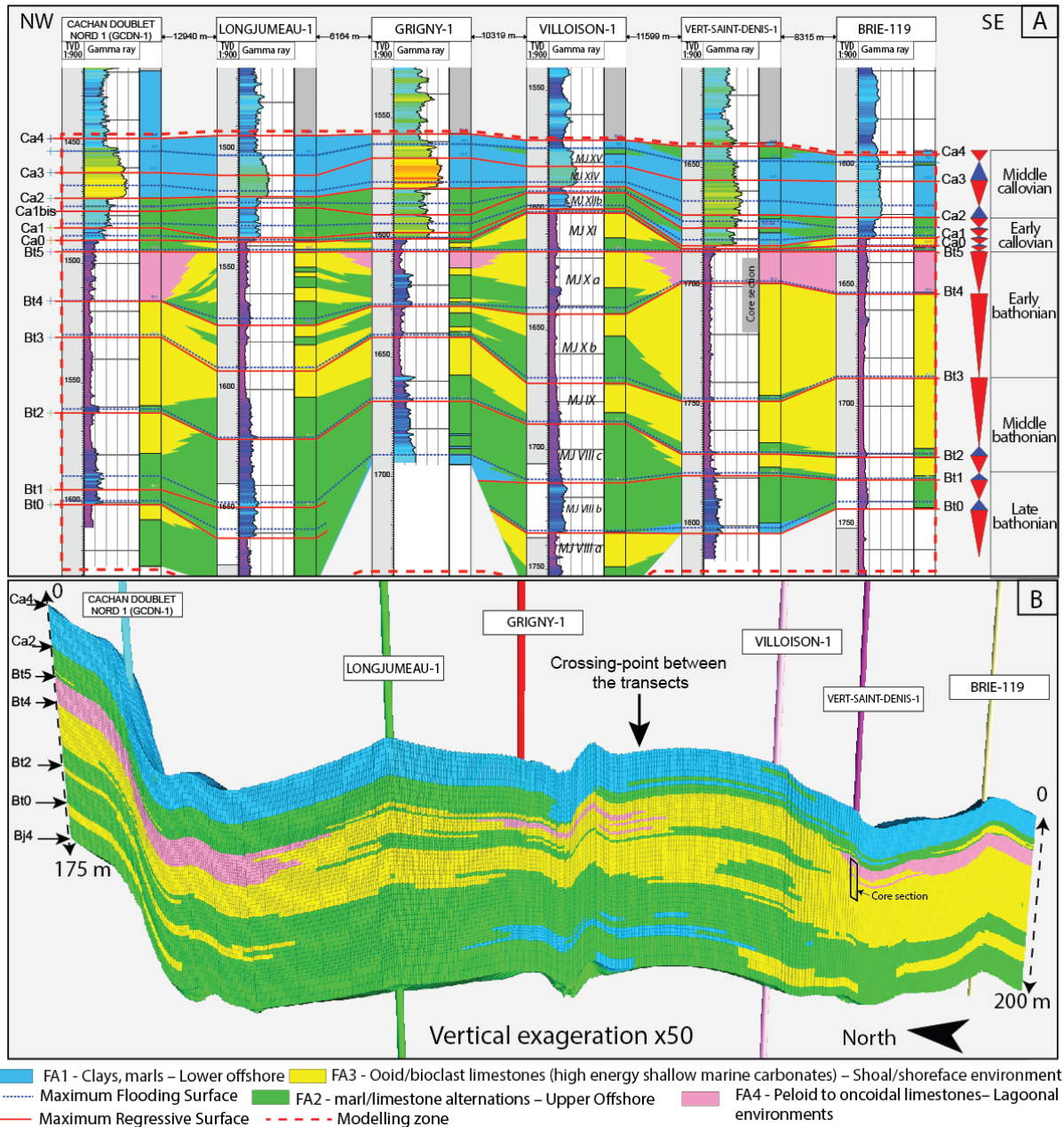


Figure IV- 10 - A - Stratigraphic cross-section from NW to SE, between Cachan Nord-1 well and BRIE-119 well. This cross-section is located in Figure IV- 3B. Each well is represented with depth, gamma ray values and facies. B- Same stratigraphic cross-section as A, extracted from the 3D model in Petrel©. This section represents the final facies model with location of wells and stratigraphic surfaces (vertical exaggeration is set to 50). TVD: True Vertical Depth.

Below the Bt2 surface, the facies are mainly marl-limestone alternations (facies association FA2), with local development of oolitic deposits just below maximum regressive surfaces Bj4, Bt0 and Bt2. Some clay deposits typical of a lower offshore environment (facies association FA1) are also present just above the Bj4, Bt0 and Bt1 surfaces in the Grigny-1 well, corresponding to maximum flooding surfaces (Figure IV- 10A-B). Between Bt4 and Bt2, although the reservoir is mainly composed of oolitic facies, alternating marl and limestone are present at the base of the sequences (MJIX and MJXa sequences) between Longjumeau-1 and Villoison-1 wells (Figure IV- 10). These marly layers are thinner in the north-west and south-east of the study area (Figure IV- 10). In sequence MJXb deposits, marl-limestone alternations (facies association FA2) pass vertically into oolitic grainstone (facies association FA3) in the Longjumeau-1, Villoison-1 and Grigny-1 wells (Figure IV- 10). A lagoon (facies association FA4) developed at the top of the sequence in the Grigny well. In the western and northern part of the study area, sequence MJXb deposits are composed exclusively of lagoonal facies. In this sequence, the oolitic limestones form an oolitic shoal or barrier, protecting sheltered lagoons located around the Cachan-1, Grigny-1 and Brie-119 wells. This cross-section exhibits a similar architecture for the middle Callovian deposits as the E–W cross section (Figure IV- 9), ranging from Ca0 to Ca4. An exception is found at the base of the lower Callovian deposits near Brie-119 and Villoison-1, with the presence of the oolitic facies corresponding to the reservoir of the *Dalle Nacrée* formation (Javaux, 1992). These deposits are usually framed between Bt5 and Ca1.

The third-order depositional sequences described display a regressive stacking pattern. Facies pass upwards from (1) lower offshore marls or clays into (2) upper offshore marl/limestone alternations, (3) ooid limestones, and (4) lagoonal peloid to oncoidal facies (Figure IV- 9 and Figure IV- 10). Sequences never contain the complete succession of facies, and most of them form vertical successions passing upwards from marl/limestone alternations into ooid limestones. Sequences MJIX, MJXa and MJXb are the most complete sequences with a vertical succession passing upwards from marl/limestone alternations into ooid limestones and into peloid to oncoidal facies (Figure IV- 9 and Figure IV- 10).

IV. 4 - A) 3. Facies modelling

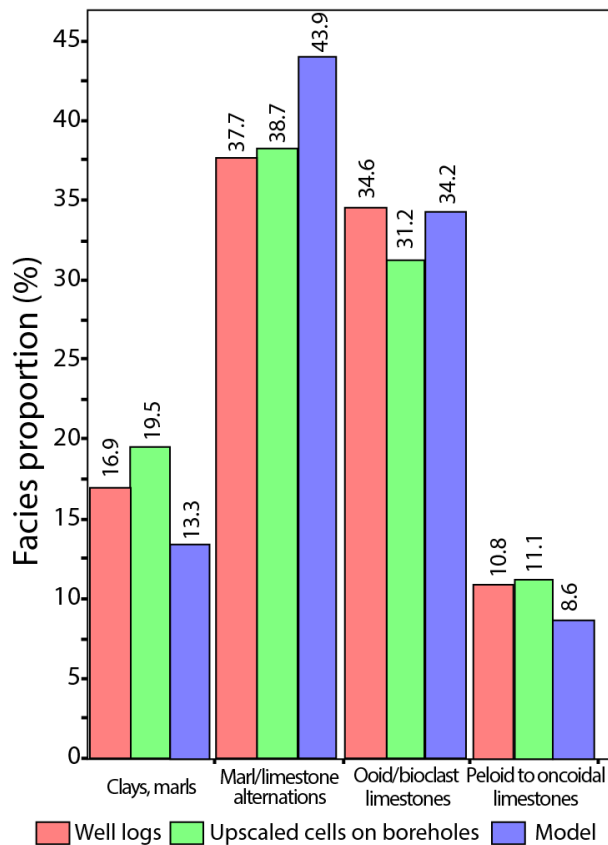


Figure IV- 11 - Facies association proportion in well logs, in upscaled cells along each well and in the entire model (12.2 million cells).

Using the two cross-sections and a view of the upscaled cells in each well, facies associations in each stratigraphic sequence have been computed using the “truncated Gaussian with trends” algorithm. This algorithm is well suited for modelling large-scale ordered facies progradation and retrogradation defining transgressive systems tracts and regressive systems tracts (Brigaud, Vincent, Durlet, et al., 2014). For each zone, this algorithm requires a workflow to be followed (Brigaud, Vincent, Carpentier, et al., 2014): (1) choose the facies and check the facies order, (2) set up the depositional geometry, i.e. edit the transition lines between the facies (boundaries of the facies belts), and (3) decide on the variogram ranges (spatial extension of facies belts) and variances (degree of interfingering between facies belts). The “truncated Gaussian with trends” algorithm is used to model the evolution of the depositional system in time and space in each zone. Detailed cross-sections and palaeogeographic maps from hard data (e.g., facies in wells) at the bottom and base of each sequence are used to design facies trends and honour hard data from each well. To control the quality of facies modelling, we

compared the facies association proportion in wells to ensure they are statistically compatible (Figure IV- 11) with the percentage of each facies association in the upscaled cells in the wells and in the entire grid. In well logs, facies association content is very homogeneous: clays (facies association 1) = 16.9%; marl/limestone alternations (facies association 2) = 37.7%; ooid limestones (facies association 3) = 34.6% and peloid to oncoidal facies (facies association 4) = 10.8%. Facies contents (in percentage) in upscaled cells and in the entire model are similar to well logs, except for the marl/limestone alternations in the entire model, that seem to be over-estimated (43.9%), at the expense of clays (facies association 1). Since these rocks are not considered reservoirs, no impact is expected on the reservoir location. Facies evolution can be observed in 2D maps or in 3D along the model (Figure IV- 12). It appears that in the modelled area, the early–late Callovian deposits act as a cap rock for the reservoir, with the partial exception of the Brie region, where some ooid limestones are present (Figure IV- 12). In the north-western area, the anticline structure of Beynes-Meudon forms a major structural feature of the geothermal reservoir (in the Cachan area). The ramp was deepening westward as attested by the progressive transition from muddy lagoon and ooid shoals (facies associations FA3 and FA4) to upper offshore marl-limestone alternations (facies association FA2) (Figure IV- 12). The lagoonal facies association is mainly present in the eastern and northern parts of the model, and it progrades westward in sequence MJXb. Deposits of sequences MJIX and MJXa form a good reservoir in most of the study area. They are mainly composed of ooid limestones, with some marl and limestone alternations at the bottom of the sequences. The reservoir facies passes into marl-limestone alternations in the western part of the study area (Figure IV- 12B, C). Below the Bt2 surface, the likelihood of encountering reservoir facies is low, except locally in the eastern part (Figure IV- 10), with more distal deposits ranging from marls to clays.

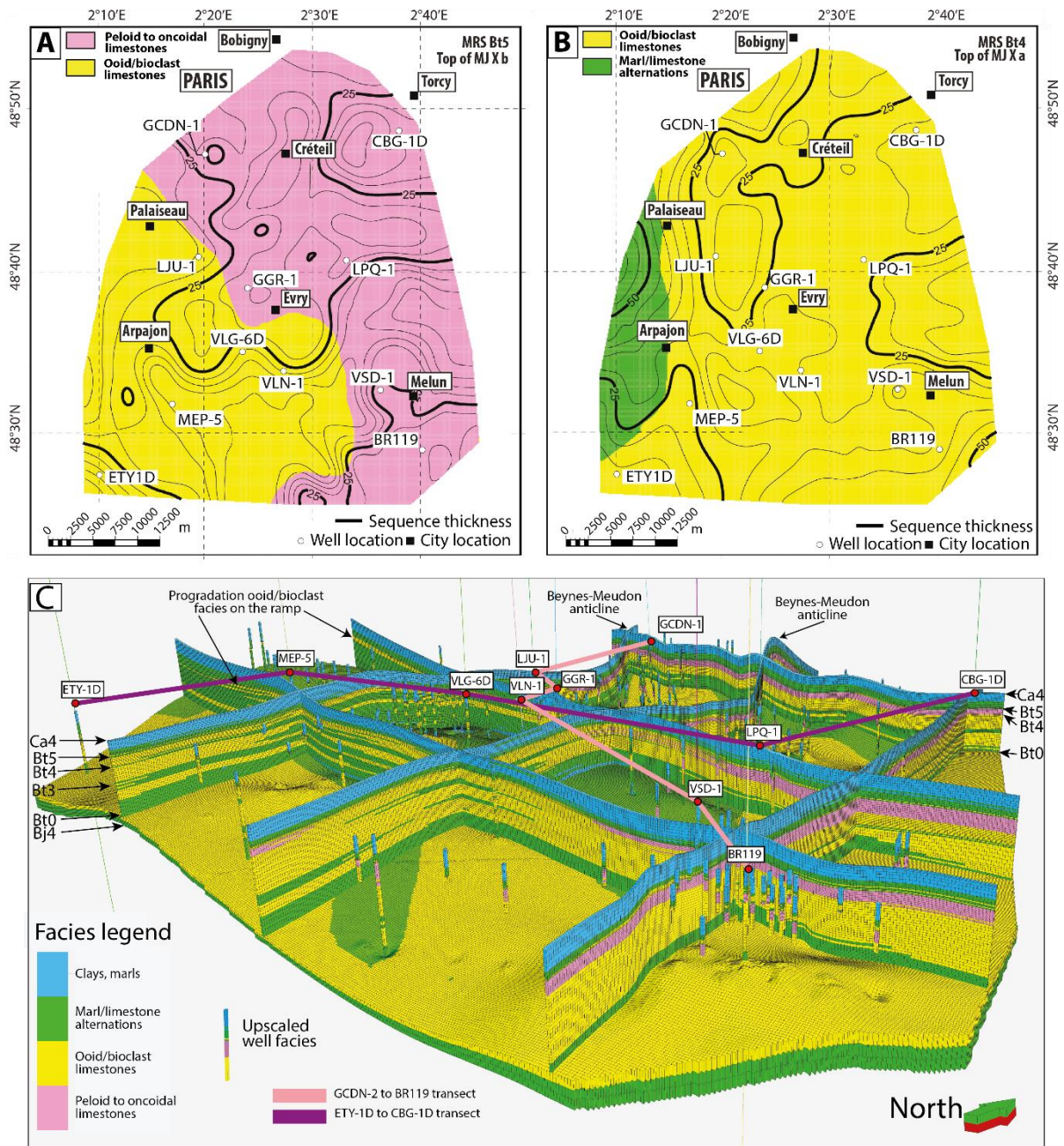


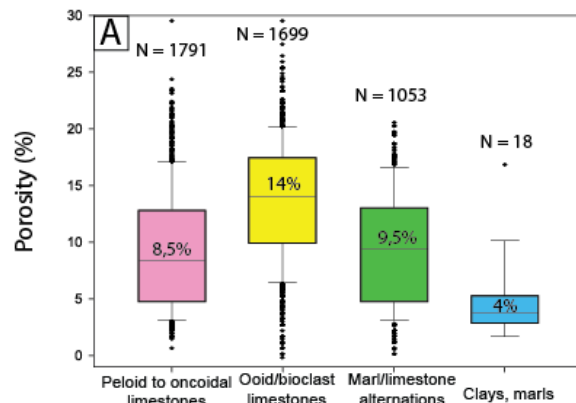
Figure IV- 12 A - Facies map at the top of Bt5 maximum regressive surface with the thickness (black line) of the sequence MJXb deposits. B- Facies map at the top of Bt4 maximum regressive surface with the thickness of sequence MJXa deposits. C- View of the entire 3D model with cross-sections generated by Petrel© showing facies association architecture. Facies association is upscaled in each well. Only the bottom three layers (of 52 layers) are displayed.

IV. 4 - A) 4. Petrophysical characteristics

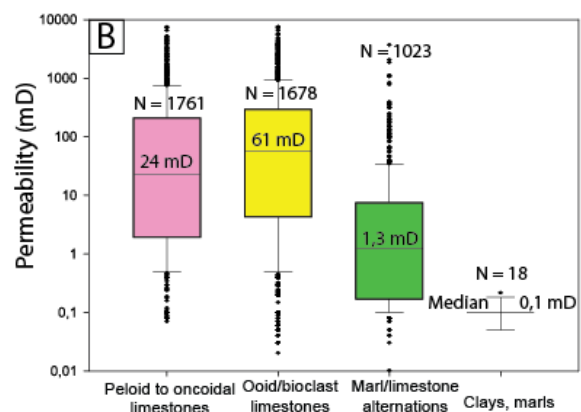
Figure IV- 13 - A- Mini-core porosity sorted by facies association. B- Mini-core permeability sorted by facies association. C- Mini-core and NPHI log porosity upscaled data sorted by facies association. Note that values differ widely between A and C in the marl/limestone alternations and clay facies associations. This is a known phenomenon of uncalibrated Neutron Porosity (NPHI) data in shales (Serra, 1979). D- Mini-core and Schlumberger Doll Research (SDR) permeability upscaled data sorted by facies association. The line inside the box is the median, and the top and base of the box correspond to the 25 and 75% quartiles. The horizontal bars represent the 5% (for the bottom bar) and the 95% (for the upper bar) of the data range. The dots represent the data out of range.

The porosity measured on mini-cores ranges between 0% and 39% (Figure IV- 13A). The best porosities are found in ooid limestones (3rd quartile at 17%), however, they may also be also particularly low (<5%, Figure IV- 13A). In ooid limestones, the median of mini-core data indicates 14% porosity confirming that these facies are of good reservoir quality (Figure IV- 13A). The lagoonal facies have lower median porosity (8.5%), but may locally display better porosity values, up to 25% (Figure IV- 13A). Marl-limestone alternations have a better median porosity than peloid to oncoidal limestones (median of 9.5%, Figure IV- 13A), and clays/marls have the lowest effective porosities (median of 4%, Figure IV- 13A). Note that few data are available for the

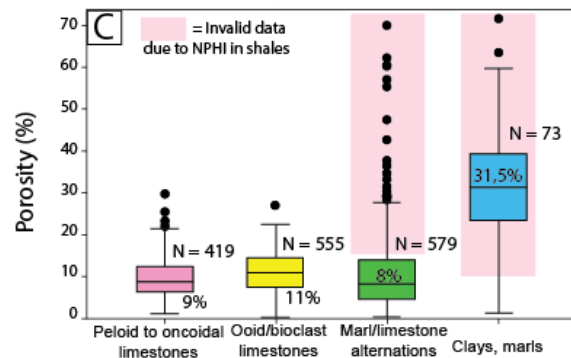
Mini-core porosity sorted by facies association



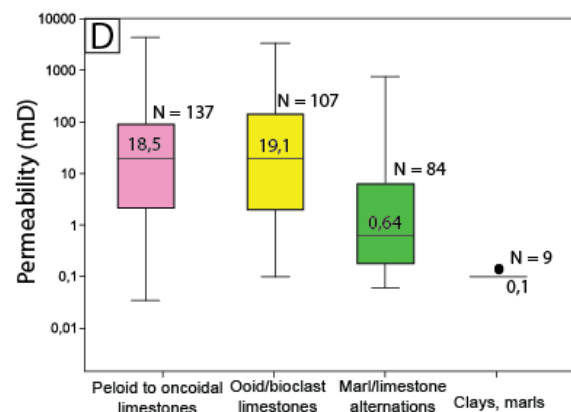
Mini-core permeability sorted by facies association



Mini-core and NPHI log porosity upscaled data sorted by facies association



Mini-core and k_{SDR} log permeability upscaled data sorted by facies association



clayey/marly facies (N = 18, Figure IV- 13A). The marl/limestone alternation and clay/marl facies present in the upper and lower offshore deposits are less porous overall and considered as non-reservoir or cap rocks.

The permeability measured on mini-cores ranges between 0.01 mD and 8783.5 mD (Figure IV- 13B). Permeability values of lagoonal and oolitic limestones present very large ranges from 0.01 mD to 8711 mD for the lagoonal limestones and from 0.01 mD to 8783.5 mD for the oolitic limestones (Figure IV- 13B). The median value in oolitic limestone is 61 mD whereas the median value of permeability in lagoonal facies is 24 mD, showing that these two sedimentary facies are of good reservoir quality (Figure IV- 13B). Marl-limestone alternations and clays have significantly lower permeabilities (median of 1.3 mD and 0.1 mD, Figure IV- 13B).

NPHI logs are known to be specifically unrealistic in marls and clayey deposits if they are treated for limestone porosities (Serra, 1979). Mini-core porosity never exceeds 20%, whereas the 4th quartile has an unrealistic value of 28% for marl-limestone alternation (Figure IV- 13C). Porosity greater than 10% in clayey deposits and greater than 15% in marl-limestone alternations has been filtered by data analysis during modelling (Figure IV- 13C). Upscaled porosity of ooid limestones in wells is lower (median at 11%, Figure IV- 13C) than mini-core porosity and porosity of the lagoonal facies has similar porosity in the upscaled wells as mini-core porosity (median value of 9%, Figure IV- 13C).

The upscaled permeabilities have been computed for each well in the same way as upscaled porosity [mean median, but using the geometric mean]. Permeabilities range between 0.1 mD and 4000 mD (Figure IV- 13D). The lagoonal and oolitic limestone permeabilities (mini-cores and k_{SDR}) are similar (median at 18.5 mD and 19.1 mD respectively, Figure IV- 13D). Marl-limestone alternations and clays have significantly lower upscaled permeability values (median of 0.64 mD and 0.1 mD).

Horizontal and vertical porosity and permeability are positively correlated, except for a few samples that reveal greater vertical permeabilities than horizontal permeabilities (Figure IV- 14).

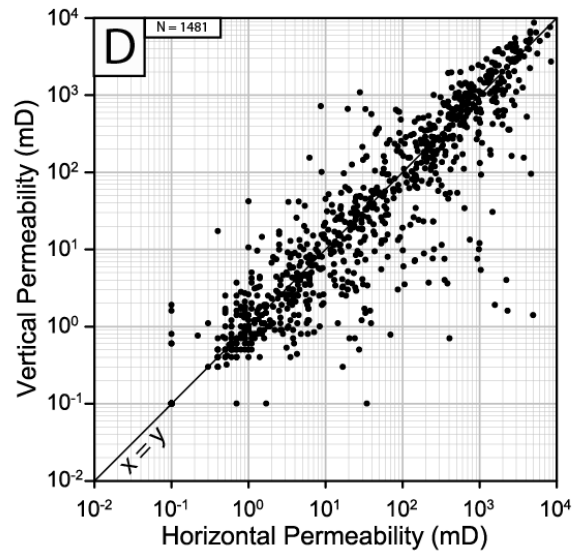
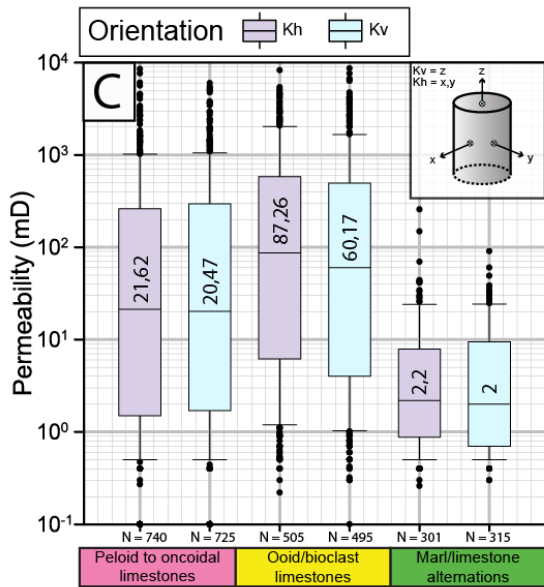
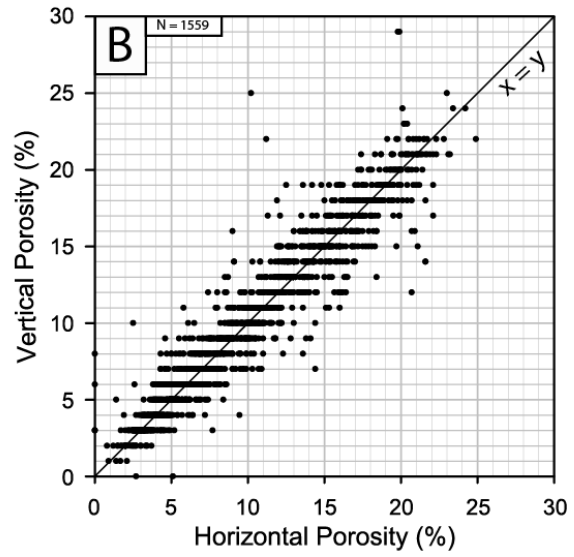
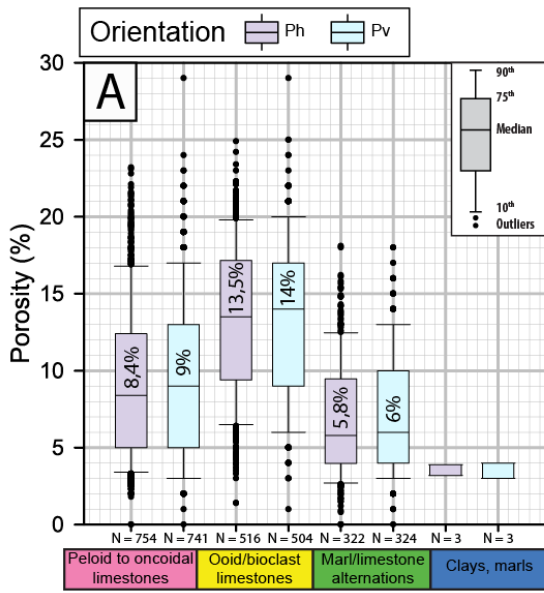


Figure IV- 14 - A- Vertical and horizontal porosity distribution across each facies association. B- Porosity distribution in vertical and horizontal directions. C- Vertical and horizontal permeability distribution across each facies association (excluding clays, where no data could be found). D- Permeability distribution in vertical and horizontal directions.

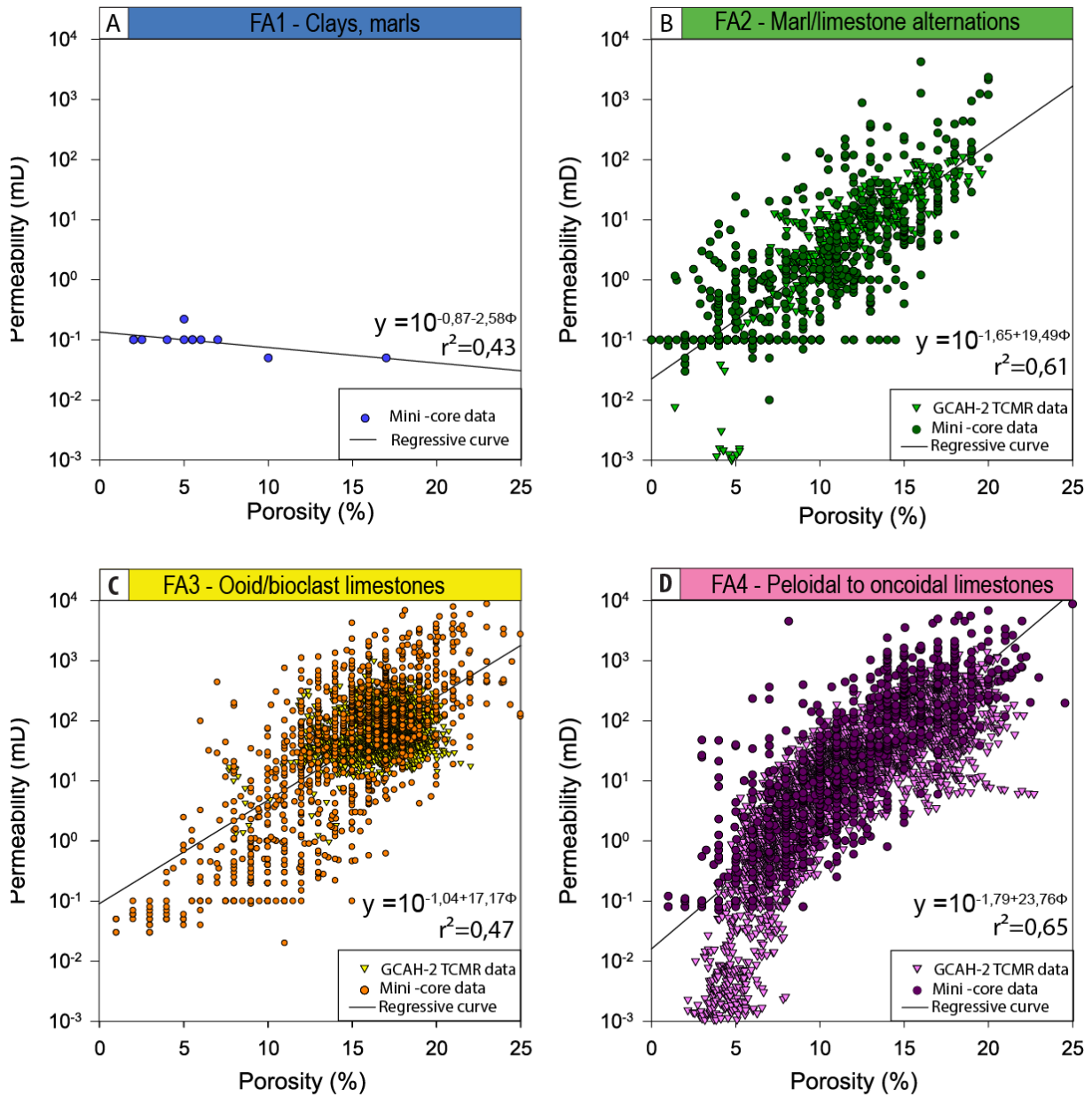


Figure IV- 15 - Porosity vs. permeability mini-core data and borehole (GCAH-2) well-logs (TCMR and K_{SDR}) sorted by facies association (A for clays and marls, B for marl-limestone alternations, C for ooid/bioclast limestones and D for peloid to oncoidal limestones). Linear regression lines are plotted on the graphs. Regressive curves are computed only with mini-core porosity and permeability (not with NMR). Values of permeability equal to 0.1 mD on mini-core data are linked to physical detection limits of measuring devices. Φ are expressed in %.

Porosity vs logarithmic permeability relationships are presented in Figure IV- 15 according to facies. The data available for the clay/marl facies association (FA1) are not sufficient to determine a possible correlation between porosity and permeability (Figure IV- 15A). However, a data cluster is observed with very low permeability (Figure IV- 15A). The marl/limestone alternation facies association (FA2)

presents two datasets, (1) mini-core data and (2) porosity from TCMR versus k_{SDR} data originating from GCAH-2 (Figure IV- 15B). Overall, the data in the FA2 is concentrated between 5 to 15% porosity, but with quite low permeability (0.1 to a few mD). The ooid/bioclast limestone facies association (FA3) presents a cloud of data clustered in a zone of higher porosity and permeability (Figure IV- 15C). This cloud is present between 10 and 20% of porosity and from 10 to 1000 mD permeability (Figure IV- 15C). This trend is mainly observed on the mini-core data, whereas TCMR/ k_{SDR} tend to show a more homogenous distribution (Figure IV- 15C). In the peloid to oncoidal limestones, the sample distribution follows a linear regression between 8 and 25% of porosity (Figure IV- 15D). The lower porosity range, from 2 to 8%, follows a steeper linear regression line (Figure IV- 15D). Overall, there is a good overlap between mini-core data and data from the TCMR log (Figure IV- 15D). They follow a linear regression line (with permeability expressed as a logarithm) and display a symmetric dispersion for facies associations 2 (marl/limestone alternations), 3 (ooid/bioclast limestones) and 4 (peloid to oncoidal limestones) (Figure IV- 15).

IV. 4 - A) 5. Porosity and permeability distribution in the grid

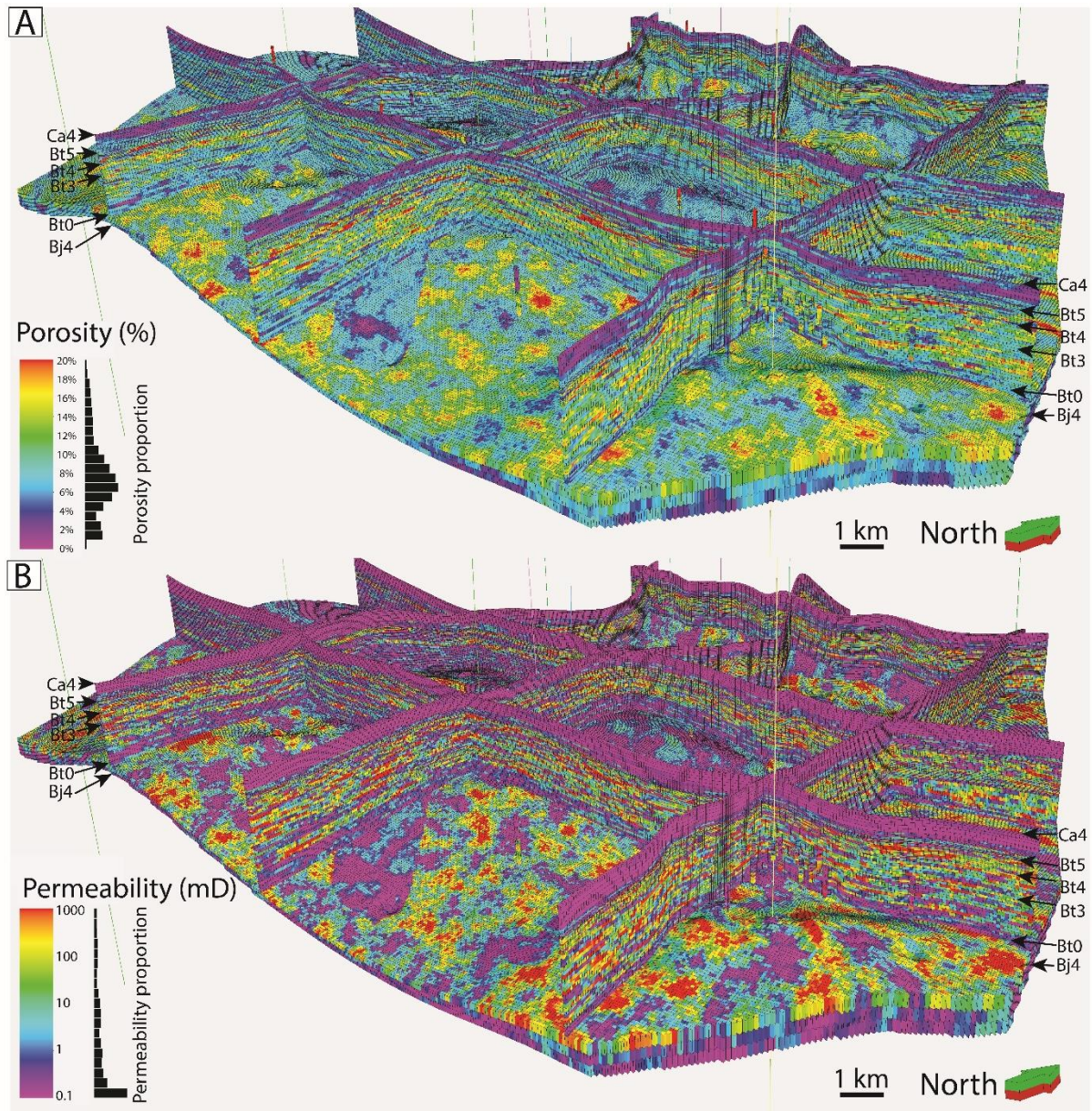


Figure IV- 16 - A- View of the porosity model from the south-east with vertical cross-sections showing facies variations. Stratigraphic surfaces are arrowed. B- View of the permeability model from the south-east with vertical cross-sections showing porosity variations.

Of the 12.2 million cells of the entire grid, 6384 cells have upscaled facies, 1686 cells have upscaled porosity and 469 cells have upscaled permeability. Permeability data are only available in a small number of wells (34 wells) as it is not a property that could be easily logged in ancient wells. Porosity, on the other hand, was often logged using mini-core plugs or neutron-derived logs. All these cells with

upscaled data represent cells where original data issued from the reports or well logs are present as hard data and can be observed in the corresponding well path. Considering the size of the modelled area, a variance map of the average porosity of all sequences flattened to the Bt5 surface, is produced using 40 lags of up to 1 km (Figure IV- 17). A lag distance of more than 1 km is unsuitable for the variance map in this study as the anisotropy is less than 2 km; the lag distance should be at least half the size of the studied object to be properly detected, Table 2). Since this model is large, variogram maps cannot be used to accurately determine the anisotropy, thickness, length and width of possible carbonate geobodies (porous layers of oolitic dunes, emerged islands, or less-cemented units; Brigaud et al., 2014). For the level of precision aimed at, variogram mapping is only used to detect the main direction of geobodies in a wide area (40 km in X, 40 km in Y). A main direction of N110° is detected (Figure IV- 16A). This direction is the main direction of the oolitic barriers around Paris at the end of the Bathonian, and this direction is in general perpendicular to the slope of the ramp (Enay and Mangold, 1980; Mégnien and Mégnien, 1980; Purser, 1980; Rojas et al., 1989). To better determine the anisotropy values and to complete the direction, an individual variogram is calculated for each facies association with the Data Analysis tool of Petrel© using porosity and permeability distributions from well-logs (Figure IV- 16C, Table IV- 2). The anisotropy of the different facies associations is determined first across the entire model and is then refined at the scale of the two targeted high-quality reservoirs deposited during sequences MJXb and MJXa (Figure IV- 17C, Table IV- 2). This step enhances the accuracy of the petrophysical data propagation across these two important sequences, especially for high reservoir-quality facies associations (1) ooid limestones and (2) lagoonal facies (Table IV- 2).

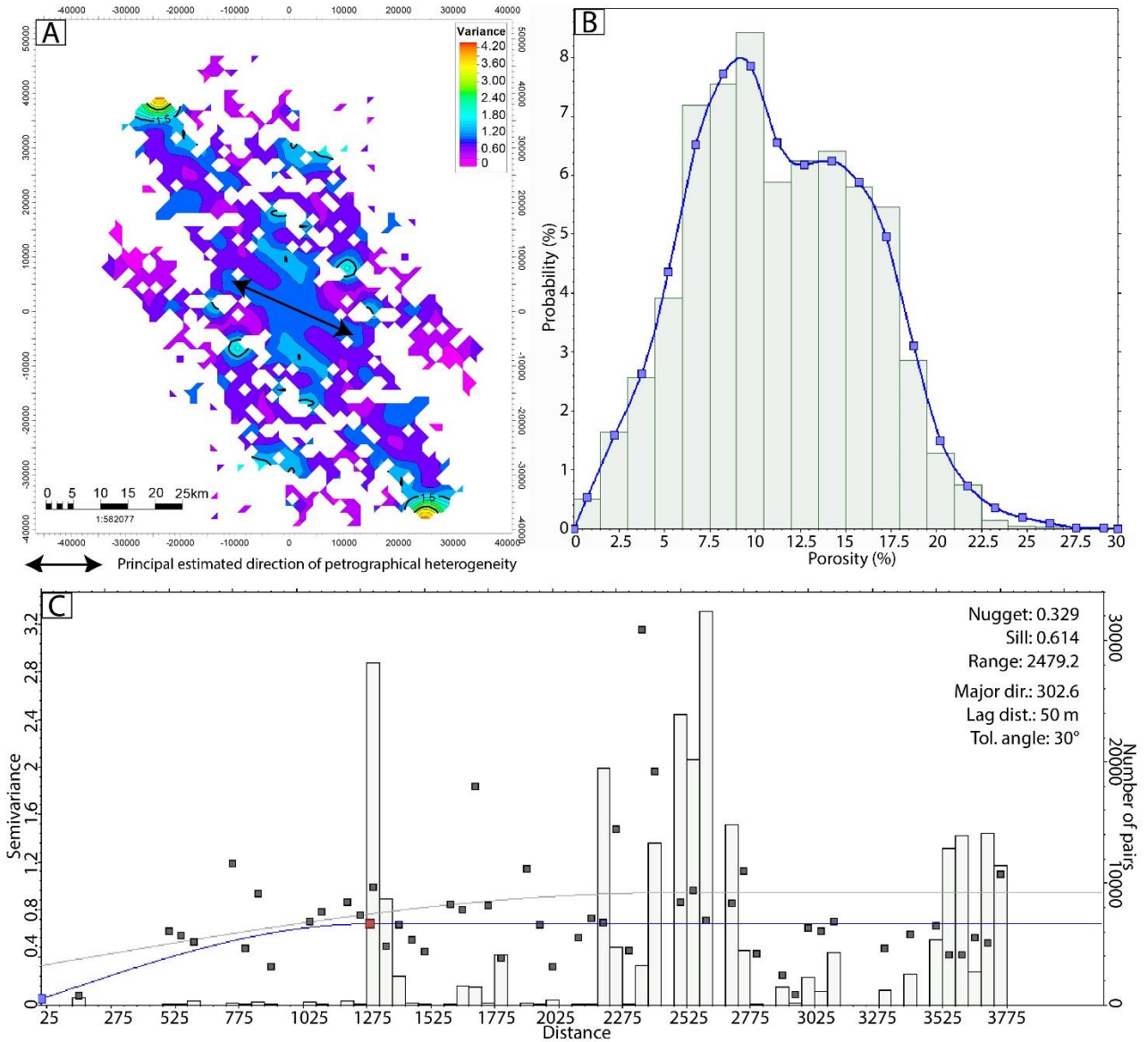


Figure IV- 17 - A- Variogram map of the porosity across the model showing the regional anisotropy of the property. B- Distribution of the raw porosity data in the ooid/bioclastic facies association. C- Example of the data analysis in Petrel© of a property (vertical semi-variance of the porosity in the lagoon) across the zone MJXb of the model.

When calculating the anisotropy, the lag distance parameter is very important as it will determine the resolution and accuracy steps for the studied property. For the anisotropy analysis, as the horizontal lag distance is 50 m, the value is rounded to 50 m, and the uncertainty is +/-25 m (Figure IV- 17C, Table IV- 2). In the vertical direction, the lag distance is set from 1.5 to 6 m, depending on the facies association and the thickness of the studied zone. The well-log data from the mini-cores are taken as a standard to calibrate the “Data Analysis” distribution.

Anisotropy values of porosity (m)					
Zone		Clays, marls	Marl/limestone alternations	Ooid/bioclast limestones	Peloidal to oncoidal limestones
Entire model	Major range (m)	2150	1500	1300	1000
	Minor range (m)	2150	1000	1050	850
	Vertical range (m)	6	3	6	6
Bt5-Bt4 (sequence MJXb)	Major range (m)	N.P.	L.D.	1850	950
	Minor range (m)	N.P.	L.D.	1150	850
	Vertical range (m)	N.P.	L.D.	8	6
Bt4-Bt3 (sequence MJXa)	Major range (m)	N.P.	L.D.	1150	N.P.
	Minor range (m)	N.P.	L.D.	850	N.P.
	Vertical range (m)	N.P.	L.D.	4	N.P.
Anisotropy values of permeability (m)					
Zone		Clays	Marl/limestone alternations	Ooid/bioclast limestones	Peloidal to oncoidal limestones
Entire model	Major range (m)	2150	1200	1600	850
	Minor range (m)	2150	900	1100	750
	Vertical range (m)	6	3	4	6
Bt5-Bt4 (sequence MJXb)	Major range (m)	N.P.	L.D.	L.D.	850
	Minor range (m)	N.P.	L.D.	L.D.	750
	Vertical range (m)	N.P.	L.D.	L.D.	6
Bt4-Bt3 (sequence MJXa)	Major range (m)	N.P.	L.D.	L.D.	N.P.
	Minor range (m)	N.P.	L.D.	L.D.	N.P.
	Vertical range (m)	N.P.	L.D.	L.D.	N.P.

Table IV- 2 - Anisotropy values used in the model, obtained from the Data Analysis. All measurements are in metres. (N.P. = Not Present in the zone, L.D. = Low Data, meaning no clear statistical distribution is identified).

The Gaussian Random Function Simulation algorithm propagates porosity within the grid following the anisotropy of porosity for each facies association of the general model or following the anisotropy of porosity for specific facies associations in the MJXb and MJXa sequences (Table 2). The variograms used to populate porosity in ooid/bioclast limestones are mainly elongated perpendicular to the depositional slope, with a general relationship of 1300 m x 1050 m and a thickness of 6 m in all sequences, 1850 m x 1150 m and a thickness of 8 m for sequence MJXb, and 1150 m x 850 m and a thickness of 4 m for sequence MJXa (Table 2). The variogram for marl/limestone alternations also shows a correlation distance mainly elongated perpendicular to the depositional slope, with a general relationship of 1500 m x 1000 m and a thickness of 3 m in all sequences. Anisotropy is low for mud-dominated limestones with variograms giving elongated porous layers of 1000 m x 850 m and a thickness of 4 m for all sequences (Table 2). The porosity variogram for clay facies does not exhibit anisotropy, with a correlation distance size of 2150 m x 2150 m (Table 2).

Permeability is modelled in a similar way using distributions of permeability in well-logs, spatial variograms (Table 2) and the Gaussian Random Function Simulation algorithm (Brigaud, Vincent, Durllet, et al., 2014). As the permeability is correlated with the facies but also with porosity (Figure IV-15), a co-kriging of permeability against porosity is used in the Gaussian Random Function Simulation. Permeability and porosity are co-kringed using a local varying mean as a correlation and porosity as a secondary variable (Figure IV-15). Each facies association is submitted to its respective variogram to introduce some heterogeneity into the reservoir (Figure IV-16A-B). In clays, the same variograms are used to populate porosity and permeability. Ooid/bioclast limestones are mainly elongated perpendicular to the depositional slope, with a general relationship of 1600 m x 1100 m and a thickness of 4 m in all sequences (Table 2). The variogram for marl/limestone alternations also shows a correlation distance mainly elongated perpendicular to the depositional slope, with a general relationship of 1200 m x 900 m and a thickness of 3 m in all sequences. Anisotropy is low for mud dominated limestones with variograms giving elongated porous layers of 850 m x 750 m and a thickness of 6 m for all sequences (Table 2). Facies type has a huge influence on the range of porosity

and permeability of a cell in the model (Figure IV- 13 and Figure IV- 16, Trippetta et al., 2021). The final porosity and permeability distributions are displayed in Figure IV- 16, showing the heterogeneity in the 3D grid along transects.

Histograms are used to compare the distribution of petrophysical properties between well logs, upscaled cells and the total model classes after property modelling. These graphs help to perform quality control on the petrophysical properties (porosity and permeability) for each coded facies in the model to verify whether the Data Analysis and data transformation steps were correctly executed (Table IV- 2; Figure IV- 18).

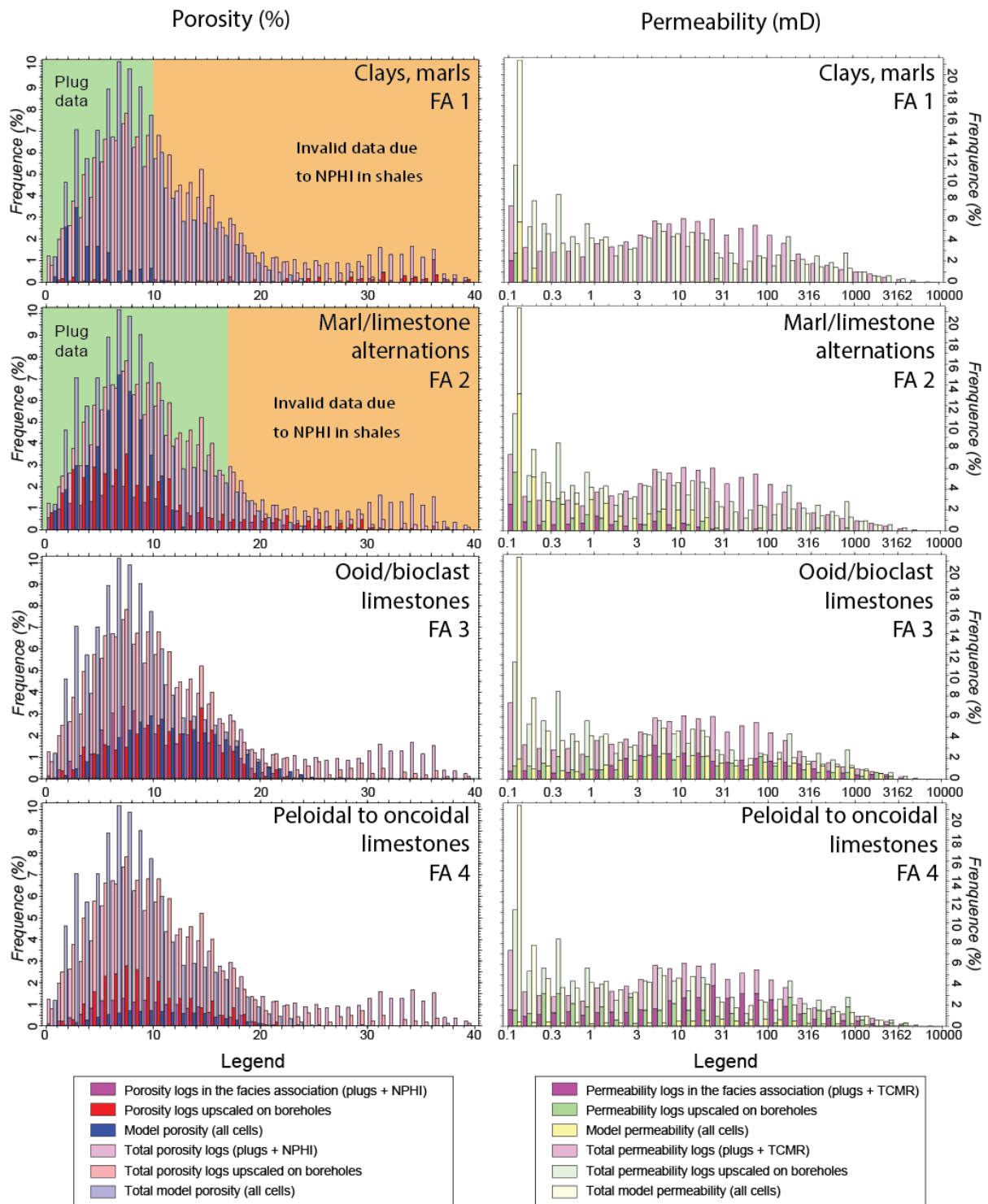


Figure IV- 18 - Porosity and permeability distribution in the different facies associations compared between the final model, upscaled cells in boreholes and original data in mini-cores given as a percentage of the total number of cells or measured data. The data distribution is displayed in darker colours for each facies, and the distribution of values in all cells of the model, independent of facies, is given in a lighter shade. Mini-core data are used as a reference dataset to match the property distribution in the model. The graphs are separated into 40 columns.

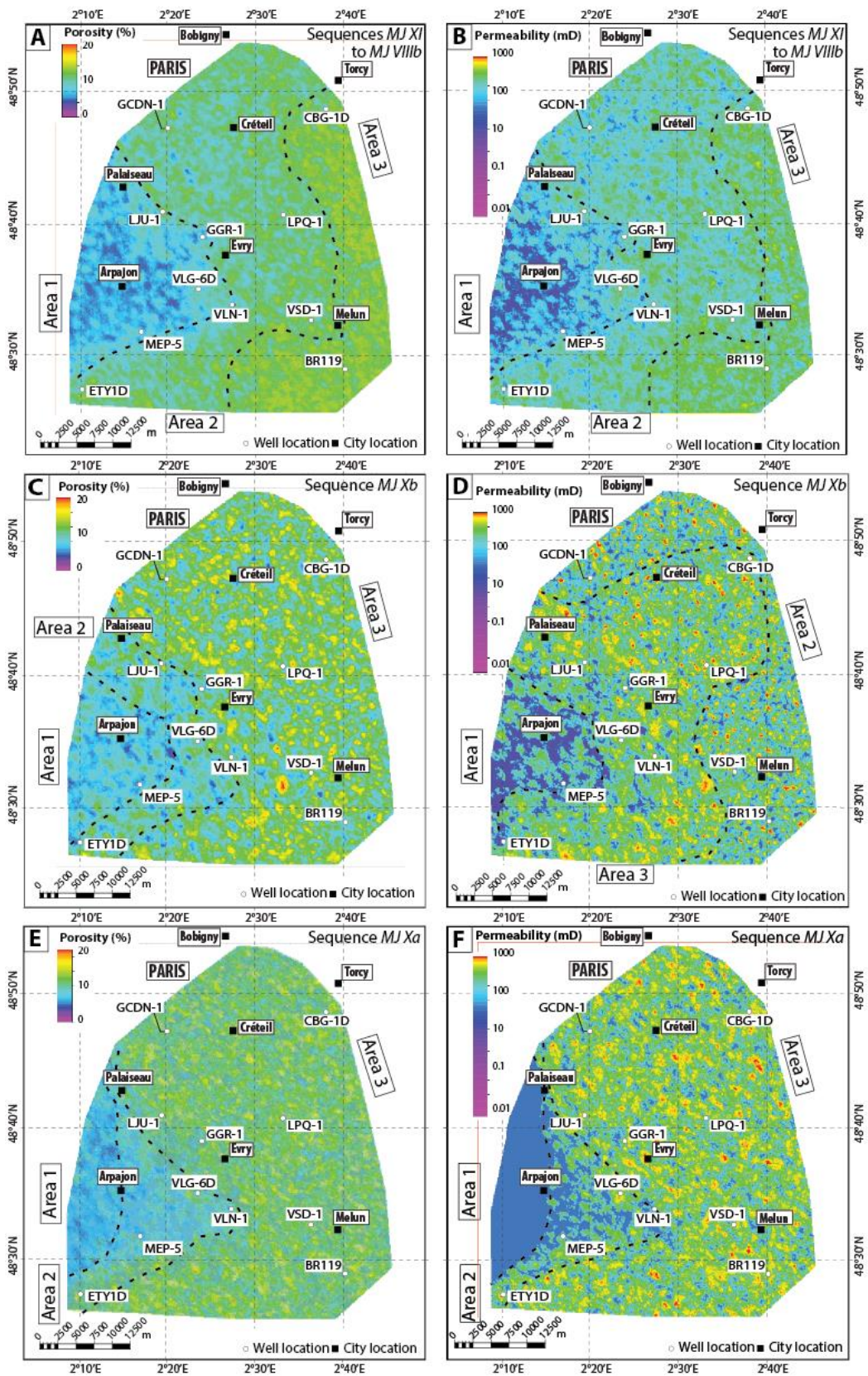


Figure IV- 19 - A- Average porosity map of sequences MJVIIIb to MJXI. B- Average permeability map of sequences MJVIIIb to MJXI. C- Average porosity map of sequence MJXb. D- Average permeability map of sequence MJXb. E- Average porosity map of sequence MJXa. F- Average permeability map of sequence MJXa. Dashed lines delimit areas discussed in the main text.

Porosity and permeability can be extracted on a regional scale (Figure IV- 19) and averaged to quickly localize areas with high geothermal potential (Figure IV- 19). An area around Arpajon, from Palaiseau, Grigny, Vert-Le-Grand to Marolles-en-Hurepoix exhibits poor reservoir properties for MJVIIIb to MJXI (area 1 in Figure IV- 19A-B). On the other hand, the best reservoir quality is identified in the eastern part of the model, and south of Melun, with high-permeability patches reaching a few hundreds of mD (Area 3 in Figure IV- 19A-B). Rojas et al. (1989) already presented permeability maps indicating low global permeability in the western part of the studied zone with an overall eastward increasing trend. Between these two areas, intermediate porosities are present (area 2 in Figure IV- 19A). As the most productive reservoir facies are located in MJXa and MJXb sequences, average porosity and permeability in these two sequences allow us to refine the characterization of spatial heterogeneity of reservoir quality (Figure IV- 21C-F). In sequence MJXb, the area around Arpajon is not very suitable for a geothermal exploitation (area 1 in Figure IV- 19D). However, some porous and permeable patches are predicted. This corresponds to the westward progradation of ooids or bioclastic grainstone facies forming a shoal at the end of the Bathonian. An area from Creteil to the southern part of the model is characterized by the presence of many very permeable kilometre-scale patches (area 3 in Figure IV- 19D), from a few hundred mD (yellow) to 1 D (red, Figure IV- 19D). This area is the best suited for geothermal prospects in this sequence (Figure IV- 19C-D). The rest of the studied zone, north of Creteil and south-east of Melun (area 2 in Figure IV- 19D) is characterized by smaller highly permeable patches (Figure IV- 19D). In sequence MJXa, a non-permeable area is clearly identified east of Palaiseau and Arpajon (area 1 in Figure IV- 19F). A triangular area, between Palaiseau/Arpajon and Evry (area 2 in Figure IV- 19F), presents highly heterogeneous reservoir quality, with local permeable patches up to a few hundred mD (green to yellow, Figure IV- 19B), separated by larger areas of impermeable patches (blue, Figure IV- 19). In the rest of the modelled zone, the averaged petrophysical properties are very good and display numerous high-permeability patches (around one kilometre in size) separated by non-permeable kilometric patches (area 3 in Figure IV- 19F).

IV. 4 - A) 6. Temperature, salinity, transmissivity and thermal gradient

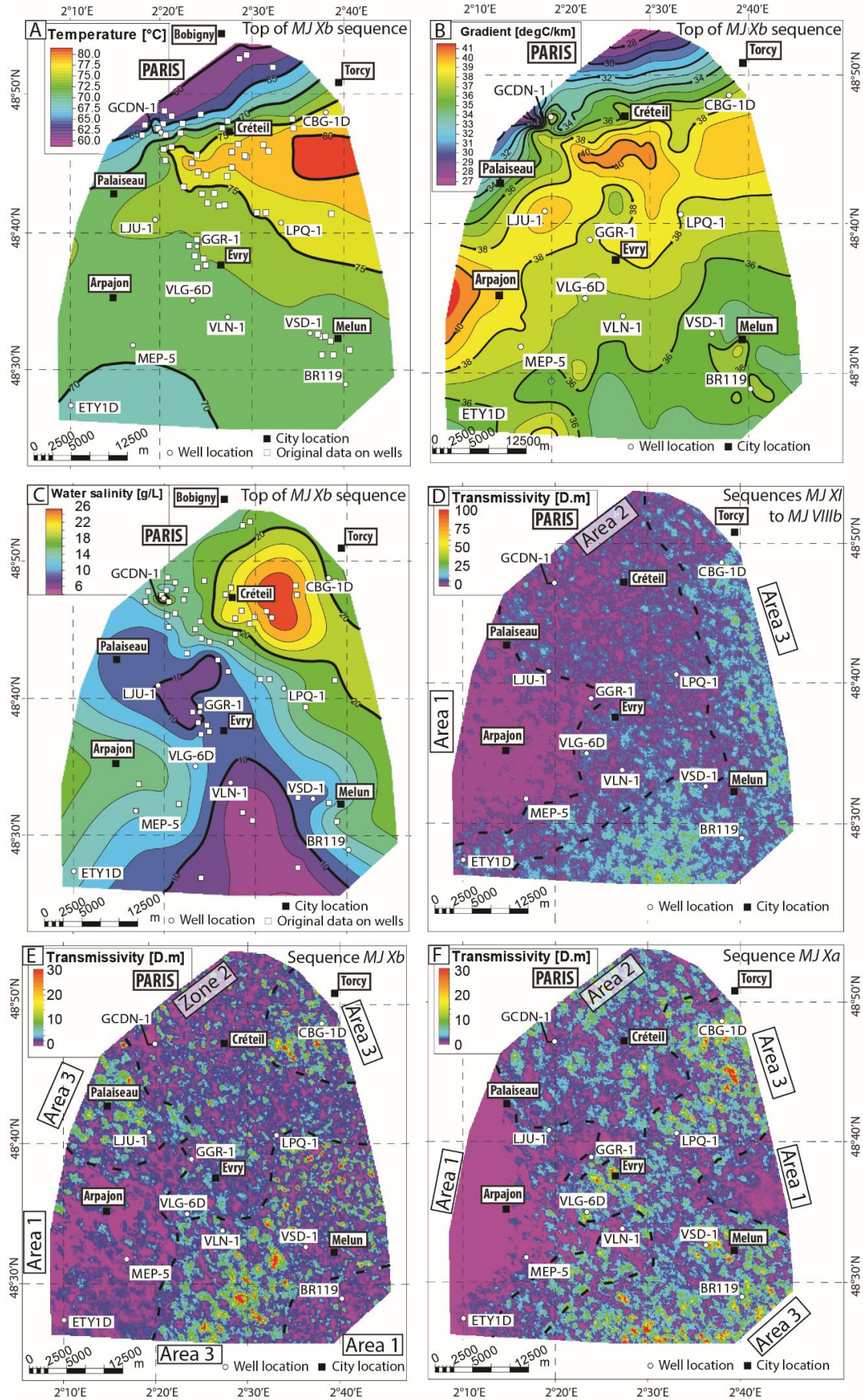


Figure IV- 20 - A- Temperature map at the top of the late Bathonian (Bt5) created from well data. B- Temperature gradient map at the top of the late Bathonian (Bt5) created from well data. C- Salinity map at the top of the late Bathonian (Bt5) created from well data D- Transmissivity map of reservoir between Sequences MJXI to MJVIIIb. E- Transmissivity map of Sequence MJXb. F- Transmissivity map of Sequence MJXa.

A map has been constructed from the temperatures available in the well reports at the top of the reservoir using a convergent interpolation algorithm, helping to understand the temperature distribution (Figure IV- 20A). The south-eastern part of the study area does not have useful data, has temperature data in the area are issued from the drilling reports and are not usable as they are. Temperatures show high variability ranging from 58 °C in the northern part of the area to 82 °C in the western part (Figure IV- 20A). Also, in the southwest of the studied area, no trustworthy temperature could be extracted from the old well data available in this specific area. A transition from low temperatures of about 60 °C around Paris to high temperatures of 80 °C in the eastern part of the model is clearly visible (Figure IV- 20A). Using our data base, a geothermal gradient map using temperature and depth maps of the top of the reservoir has been extracted (Figure IV- 20B). The gradient resulting from this study at the top of sequence MJXb indicates some interesting variations with regard to the raw temperature map (Figure IV- 20B). A corridor of high gradient can be observed running from Arpajon to the south of Torcy, with values around 40 °C/km, which is in the high range of geothermal gradients in the Paris Basin, and more generally in intracratonic basins (Fabris, 1975; Rojas et al., 1989). The southern part of the basin presents homogeneous values of around 36 °C/km (Figure IV- 20B). In the northern part of the model, however, the gradient drops drastically to 27 °C/km around Paris, which is still useful for geothermal energy if the petrophysical properties are good enough to ensure a good flow in the wells. As for temperature, salinity at the top of the reservoir is calculated using the convergent interpolation algorithm. Compared to temperature, a different pattern appears for salinity (Figure IV- 20C). A corridor of low salinity (less than 10 g/L) is present from Palaiseau through Evry to the south of the model, as already described by Rojas et al. (1989) and Matray and Fontes (1990). Higher values, reaching 26 g/L are observed west of Creteil (Figure IV- 20C).

With our data base, we also calculated distribution of transmissivity on maps (Figure IV- 20D-F). We combined the permeability maps averaged for groups of sequences or individual sequences with the thickness maps to obtain an estimation of the possible transmissivity of the reservoir (Figure IV- 20D-F). This property is bound to the calculated permeability in the model, averaged between the cells of a sequence multiplied by the thickness of the sequence. In Bathonian limestones (sequences MJVIIIb to MJXI), the lowest transmissivity is located around Arpajon (area 1 in Figure IV- 20D) whereas the most transmissive areas are located in the eastern and southern parts of the modelled zone with transmissive patches of 50 D.m (area 3 in Figure IV- 20D). This is due to the fact that sequences MJVIIIc and MJIX are mainly composed of ooid/bioclast limestone facies in the eastern part of the model (Figure IV- 10A and Figure IV- 12C). In the west, sequences MJVIIIc and MJIX consist mainly of low transmissivity marl/limestone alternations (Figure IV- 10A and Figure IV- 12C). Intermediate transmissivity patches (about 10 D.m) are present around Créteil and north of Evry (area 2 in Figure IV- 20D), due to the smaller vertical thickness of ooid/bioclast limestones of sequences MJVIIIc and MJIX (Figure IV- 12C). In detail, the MJXb sequence presents very good transmissivity around Palaiseau, between Créteil and Torcy, and west of Melun (area 3 in Figure IV- 19E). Area 2 also presents some interesting zones, forming scattered patches around 10 D.m (green in Figure IV- 20E). Transmissivity is low in the south-west and south-east of the model, due to the occurrence of mud-dominated facies without a granular facies unit (Area 1 in Figure IV- 20E). The MJXa sequence presents very low transmissivity in the western and eastern parts of the model (area 1 in Figure IV- 20F). An intermediate area (area 2 in Figure IV- 20F) presents local patches of tens of D.m and a high potential area (area 3 in Figure IV- 20F) presents short-wavelength patches of 30 D.m.

IV. 5 -A) Discussion

IV. 5 -A).1. 3D Temperature, salinity, transmissivity and thermal gradient heterogeneity on the regional scale

The high heterogeneity of petrophysical properties is known (Housse et al., 1976; Rojas et al., 1989; Le Nir et al., 2008; Lopez et al., 2010) and is confirmed by the supplementary data added to our model. Namely, temperature, thermal gradient, salinity and transmissivity have been mapped in the study zone (Figure IV- 20D-F). The eastward deepening of the top of the reservoir from a vertical depth of 1460 m in Paris (temperature 58 °C), to 1660 m (temperature 82 °C) around Torcy is not sufficient to explain the 20 °C increase in temperature and could only explain a drop of 4 °C to 8°C. Furthermore, the top of the reservoir is located at less than 1400 m depth near Arpajon (temperature 68 °C), showing that there is more to the temperature variations of the reservoir than the burial depth of the considered zone, thus asking for another mechanism to provide the drop in observed temperatures in the northwest of the studied area. This local geothermal gradient variation from 27 °C/km to 40 °C/km (Figure IV- 20B) is not well understood. To explain the heterogenous geothermal gradient in the reservoir, Rojas et al. (1989) suggested (1) possible heat flux variation or, from pressure gradient, (2) fluid flow in the reservoir such as cold horizontal water flows from west of the greater Paris area to the north of Paris. This horizontal fluid flow goes contrary to the rest of the formation water flows (Rojas et al., 1989). The regional flow, reconstructed by Menjot et al. (1993), shows water flows from the southeast to the northwest, going from the Middle Jurassic limestone outcrops in Burgundy and Lorraine areas (Eastern Paris Basin) toward the English Channel. Regional flow modelling at the Paris Basin scale shows a possible effect of flow velocity increase to explain a positive anomaly of + 10 °C south of Paris (Menjot et al., 1993). However, on re-interpreted seismic profiles, Dentzer et al. (2018) identified reduced seismic amplitude along chimneys corresponding to pervasive fractures. Cold water drawdown flows, from the Late Jurassic to Early Cretaceous aquifers, along these chimneys, could partly explain the 20 °C fall in temperature between the northern and eastern parts of the model (Dentzer et al., 2018).

The transmissivities are in the same range as published earlier (Rojas et al., 1989), from less than 5 D.m west of Palaiseau to 50–75 D.m around Créteil. However, the transmissivity maps extracted from our model provide higher resolution showing locations of small transmissive patches unknown hitherto (Figure IV- 20D-F). Transmissivity at the doublet scale has a high uncertainty when no well data is available. Nonetheless, this study helps to better determine interesting areas of high transmissivity (locally above 50 D.m in the area 3, Figure IV- 20D) providing trends and better understanding of the variations at regional scale. The focus on the sequences MJXa and MJXb highlights the best areas of geothermal energy in the southern part of the greater Paris area (Figure IV- 20E-F).

IV. 5 - A) 2. 3D heterogeneity of porosity and permeability of the geothermal reservoir

IV. 5 – A) 2. a. 3D heterogeneity at the core scale

In the high reservoir-quality facies association (facies association FA3; ooid/bioclust limestones), the pore network is relatively heterogenous. Whereas pore sizes of facies F3b are relatively homogenous, with pores between 100 and 500 μm and very well connected (Figure IV- 7B), facies F3c, which presents a grain type similar to the excellent reservoir facies F3b, displays intergranular spaces filled by large blocky calcite, reducing the porosity to intraparticle micropores (Figure IV- 7C). The lack of micrite and the presence of well-formed ooids (diameter of 400 to 500 μm ; Figure IV- 7B) indicate a high-energy environment, corresponding either to oolitic shoal or giant dunes (Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021). The diagenesis plays an important role in the reservoir quality of this facies association. Isopachous cements protected the rock against any decrease in its intergranular pore space during compaction (Purser, 1978; Brigaud et al., 2010; Brigaud, Vincent, Carpentier, et al., 2014). Dedolomitization enhanced the effective porosity of facies F3b, and probably F3d (Figure IV- 7B-D), as already observed in the Coulommès oilfield 20 km from the study area (B. H. Purser, 1985), or in the Massangis outcrop analogue in Burgundy (Thomas et al., 2021). Facies F3d exhibits larger pores than facies F3b, from 100 μm to 2 cm, although they are less interconnected (Figure IV- 7D, Figure IV- 8). Large calcite crystals grew between bioclastic grains, especially along echinoderm fragments, filling

pore space. Facies F3c is another good example of the diagenesis effects on reservoir properties. The heterogeneity of carbonate cementation is difficult to predict and modelling of individual facies is complex due to the scarcity of core samples in our study area. The mud-dominated limestone facies association also has heterogenous reservoir quality. Facies F4a and F4c were deposited in a calm environment where carbonate mud could settle, leading to the formation of muddy facies with poor reservoir qualities. Facies F4b and F4d present grainstone to rudstone textures, indicating the presence of local moderate-energy zones in the otherwise calm lagoon (Rankey, 2014; Harris et al., 2015). Facies F4b is the only facies in this association displaying high porosity and permeability. As in facies F3b, pores are well connected and from 50 μm to 500 μm in size. Facies F4b forms permeable patches in a mud-dominated environment. Unfortunately, it has not been possible to model this individual facies due to the scarcity of core descriptions. Facies F4d, while similar in grain type and texture to facies F3d, underwent more intense carbonate cement development. The porosity only exists as intraparticle porosity, as very well described around Saint-Martin-de-Bossenay (Delmas et al., 2010) (Figure IV- 7H). Permeabilities can also exhibit a high degree of spatial heterogeneity at all scales, which largely depends on the depositional environment and the subsequent diagenetic processes. High porosity and permeability values are clearly controlled by (1) a high-energy environment, (2) low carbonate cement development and (3) dissolution. A micro-CT scan of the porous media reveals marked heterogeneity of pore space, as demonstrated for facies F3d (Figure IV- 8). Facies F3d has a grainstone to rudstone texture and is composed of common intraclasts, gastropods, bivalves, brachiopods and echinoderm fragments. Large pore spaces up to the millimetric scale and thin layers with millimetric bivalve and brachiopod shells probably induced strong horizontal permeability anisotropy (from 70 mD to 145 mD) and relatively high vertical permeability (135 mD). Heterogeneous millimetre-large blocky calcite

crystals cementing the intergranular space and local dissolution led to complex pore media at the centimetric scale.

IV. 5 – A) 2. b. 3D heterogeneity at the doublet or multi-doublet scale

At the multi-doublet scale, our model allows us to view 3D heterogeneity in the grid. In the area around Evry, eight doublets provide a high-resolution picture of facies, porosity and permeability distribution. At this scale, our model clearly shows that porous areas form patches of about 1500 m x 1000 m and thickness of 6 m on average in ooid/bioclast limestones, separated by low-porosity (<10%) units (Figure IV- 21A-B). Stratigraphically, these porous patches are mainly located just below maximum regressive surfaces Bt5 and Bt4, in sequences MJXa and MJXb (Figure IV- 21B). Local porous patches, smaller in size (1000 m x 850 m x 6 m), are located in mud-dominated limestones, in granular facies (Figure IV- 21A-B). As permeability is correlated to porosity, permeable bodies also form slightly larger patches (1600 m x 1100 m x 4 m) disconnected from each other (Figure IV- 21C). It is important to note that this distribution is strongly controlled by facies association distribution in the model. Around Evry, the ooid/bioclast limestones form a wedge prograding westward (Figure IV- 21A). Total thickness of the ooid/bioclast limestones decreases from east to west, from 50 m to 28 m respectively at the reservoir scale (Figure IV- 21A). For example, the Grigny 2 well (GGR2) has 3 m of oolitic limestone and 6.5 m of mud-dominated limestone facies (which could also have some local high reservoir quality) in sequence MJXb. In sequence MJXa, 19 m of oolitic limestones with marl/limestone alternations are found (Figure IV- 21A). A few kilometres further southeast, a good reservoir example can be observed in the Evry 1 well (GEV1) with 32 m thickness for sequence MJXb and MJXa (Figure IV- 21A). In the Grigny 2 well (GGR2), the high quality ooid/bioclast limestones change laterally into marl/limestone alternations, which have low reservoir quality. As no model was available before the installation of the Grigny doublet, a geological risk has been taken to drill GGR2 in this area. The GGR2 well turned out to be a failure in terms of transmissivity with very thin beds of porous limestones (metre-scale). The 3D zoom extracted from our model clearly shows the thickening of the marl/limestone alternations and thinning

of the oolitic limestone reservoir from GGR-1 to GGR-2. This is an indication that our model could de-risk future operations and provide a tool to assist investors in deciding on the drilling of future geothermal wells by providing risk criteria for future projects (Figure IV- 21).

Use of 3D seismic data is increasing in the exploration and production of geothermal resources in European basins (Munich, Vienna, ...). 3D seismic is proving to be a very promising tool to strengthen the predictions of geothermal resources (Casini et al., 2010; Lüschen et al., 2011; Drouiller et al., 2019; Salaun et al., 2020). This kind of data is, however, not available in our study area, but it would be an excellent addition to de-risk the implementation of new doublets as it could help to localize areas of high potential in **zones** where well data is not present nearby and its general use should be seriously discussed also for the Paris area (Drouillet et al., 2019). Deep neural networks are also a promising method to estimate porosity and permeability in the Middle Jurassic geothermal reservoir from old 2D seismic lines acquired in the 1980s and well log data (Allo et al., 2021).

The facies property model is very deterministic. This is due to the “Truncated Gaussian with Trends” algorithm, enabling the possibility to strongly influence the facies repartition both horizontally and vertically inside a zone (zone as a thickness layer in the model, here, depositional sequence) to constrain the property to mimic the “trends” observed in the facies data.

The porosity and permeability properties are, however, distributed randomly in the volume, such as to respect the variograms, histograms and hard data issued from the upscaling process. A good way to reduce the uncertainty of porosity and permeability prediction as the distance of a cell increases from the closest cell containing hard data would be to use 3D seismic data, precise gravimetry and recalculated/synthetic well logs to populate the grid with usable trends. This could enhance the predictability of properties in the volume.

Creating synthetic logs from other well logs could be a way to de-risk the future operations, allowing to provide more upscaled cells in the model. For example, it is possible to create a permeability log by

applying porosity-permeability relationships from the Neutron logs. However, in this study, we used only real data from well logs as synthetic logs could be a new vector of uncertainty.

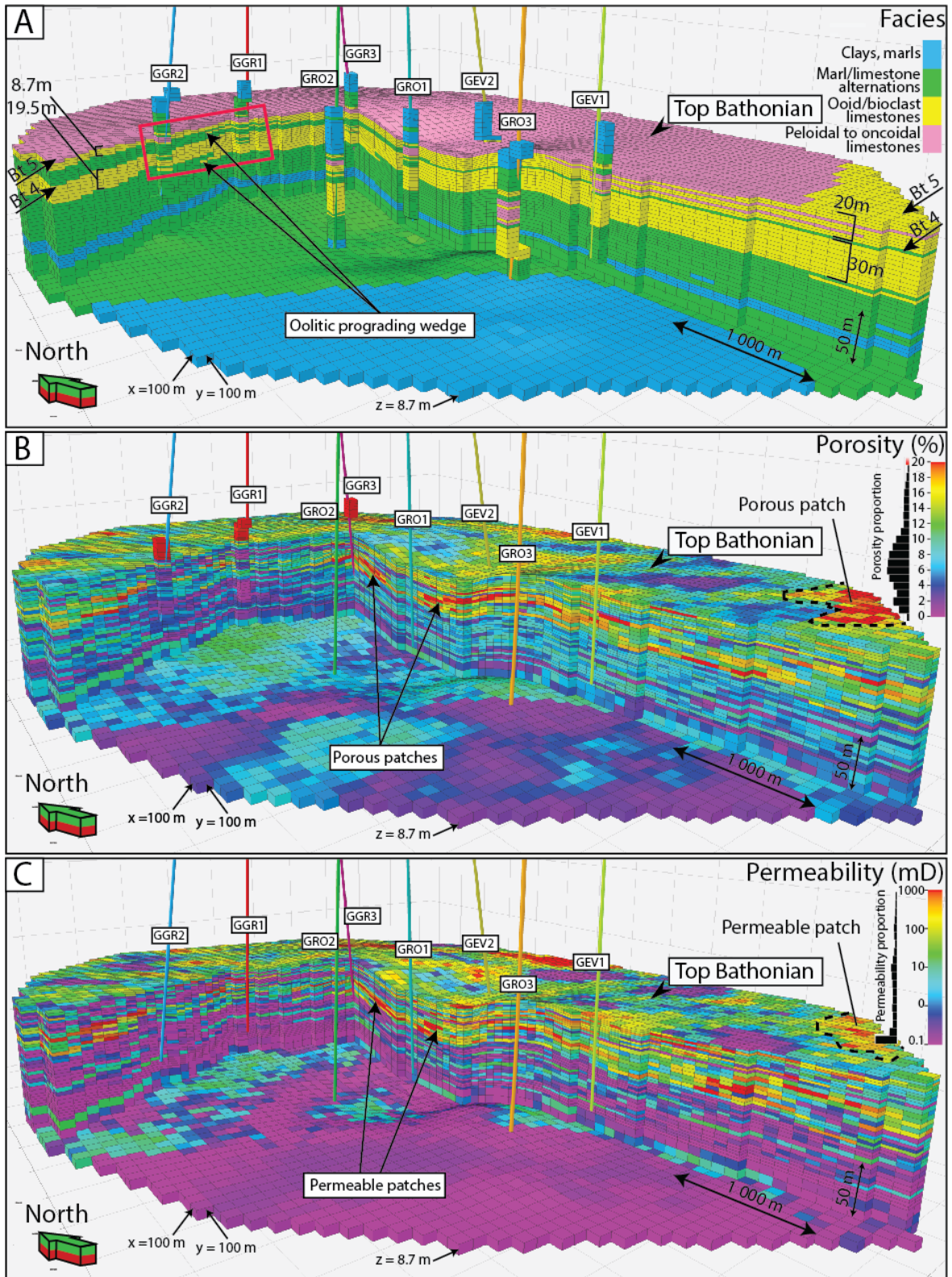


Figure IV- 21 - Close look at the zone of the Grigny Bathonian reservoir highlighted in Figure IV- 3. A- Facies distribution. B- Porosity distribution. C- Permeability distribution. The red rectangle highlights the reservoir thinning discussed in the main text.

IV. 6 – A) Conclusions

In order to guide the positioning of future geothermal doublets, this paper presents the first high-resolution 3D reservoir model of the Middle Jurassic geothermal reservoir in the south-eastern greater Paris area (about 40 km x 50 km x 0.2 km). This 3D model, compiling all the available well-log data for the area, details the geological architecture and specifies 3D reservoir heterogeneity of the late Bajocian to early Callovian limestones. It provides a predictive tool to assist in decision-making on potentially low-risk areas for future geothermal development in a carbonate reservoir. The main outcomes of this study are:

1. The creation of a digital database compiled for 168 wells. This database includes 4561 porosity and 4480 permeability values from routine analysis of mini-cores from 40 wells in Petrel©. It is the most complete database of the Middle Jurassic geothermal reservoir in this part of the basin.
2. The late Bajocian to early Callovian deposits contain 13 facies grouped into 4 facies associations: (1) clays and marls from lower offshore, (2) marl/limestone alternations from upper offshore, (3) ooid/bioclast limestones from shoreface, and (4) mud-dominated lagoonal limestones. A large proportion of the oolitic facies have good reservoir quality (25% of the porosities are higher than 17% and permeabilities higher than 340 mD). The granular facies located in the mud-dominated facies association locally has good reservoir units (25% of the porosities above 12.7% and permeabilities above 252 mD).
3. A high-resolution sequence stratigraphy scheme was constructed on the ammonite biozone scale, with the identification of 12 third-order depositional sequences (MJXIVb to MJVIIIa), that can easily be integrated into existing stratigraphic schemes on the basin scale and more generally on the scale of the western European basins. Sequences MJXa and MJXb (*hodsoni* and *orbis* Zone) form the two targeting sequences for geothermal development.

4. Facies association distribution defined in the 168 wells are upscaled using the “most of” function on Petrel© to populate the grid using the Truncated Gaussian with Trends (TGWT) algorithm, applied sequence by sequence. The facies model presents facies heterogeneity in 53 layers to maintain a very good vertical resolution (average of 3.73 m). This facies model locates the ooid/bioclast limestone wedge, prograding from east to west.

5. Porosity and permeability along wells are upscaled to the model layering by calculating with Petrel© the arithmetic average for the porosity, and the geometric average for the permeability. Of the 12.2 million cells of the entire grid, 6384 cells have upscaled facies, 1686 cells have upscaled porosity and 469 cells have upscaled permeability.

6. The temperature of geothermal water ranges from 51 °C to 79.3 °C. A temperature gradient map generated shows heterogeneous geothermal gradients, from high values (37 to 41 °C/km) in a vast area between Etrechy in the southwest and Croissy-Beaubourg in the northeast, to low gradients of about 27 °C/km, around Paris itself. The area presenting the highest temperature gradients also presents good petrophysical reservoir qualities and transmissivities on average. The salinity ranges from moderate salinities of about 6 g/L in the south to 26 g/L in the north.

7. To achieve a good level of detail for the porosity and permeability distribution, individual variograms, by facies association on the scale of the two targeted high quality reservoir sequences MJXb and MJXa, are used to populate porosity and permeability in the grid. This resulted in the occurrence of permeable patches of 1600 m x 1100 m and a thickness of 4 m elongated perpendicular to the depositional slope in the ooid facies and permeable patches of

granular facies with a size of 850 m x 750 m x vertical thickness of 6 m in the mud-dominated lagoon.

This work is supported by the UPGEO “UPscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEOthermal energy” program funded by the Agence Nationale de la Recherche [ANR-19-CE05-0032-01]. We would like to dedicate this work to Andro Mikelic, who left us in 2020, and who was a driving force behind the construction of the UPGEO project and who more generally developed many research activities in mathematics on upscaling and fluid flow in porous media. This work is also supported by the “Geothermal water circulation in heterogeneous aquifers” project funded by the “Paris-Saclay Initiative d’Excellence”, a state aid program managed by the Agence Nationale de la Recherche [ANR-11-IDEX-0003]. University Paris-Saclay benefits from the Schlumberger Software Donation Program. We are grateful to Schlumberger for the academic license for Petrel© software and for very valuable support in its utilization. We also thank Anaëlle Guillevic, Maë-Berinda Babadoudou, Maoli Compay (bachelor students), Vivien Folliot, Anne-Sophie Canivet, Myriam Mansour, Codjo Thomas Florent Essou (master students) for the digitalization of wells using Neuralog.

We also thank the anonymous reviewers who helped with their comments to increase the clarity of the first manuscript version.

Data availability

Datasets of the 3D model are available as a .rar file which can be found at <https://doi.org/10.17632/kd6dyfwg5f.1>, an open-source online data repository hosted at Mendeley Data. This file can be read only with Schlumberger software Petrel©, version 2019.2 and later. It contains an extracted grid of the model including zones, facies, porosity and permeability propagated in the volume, as well as temperature and salinity with their representative maps. Supplementary Table A summarizes the wells manager available in Petrel©. It contains the well names, positions,

maximum depth, type of well, origin of the data and a summary of the available well logs.

Supplementary Table B, an Excel sheet, resumes all the petrophysical data available from mini-cores and integrated in the model, as well as the temperatures and salinities.

Appendices

Supplementary Table A: Well manager spreadsheet summarizing well names, positions, maximum depth, type of well, origin of the data and available well logs.

Supplementary Table B: Porosity, permeability, temperature and salinity spreadsheet. All the data are reported by well name, depth and facies type.

References

- ADEME, 2020, Coûts des énergies renouvelables et de récupération en France, Rapport ISBN: 979-10-297-1365-1: ADEME, 100 p.
- ADEME, and BRGM, 2008, La Géothermie. Quelles technologies pour quels usages? 2eme edition, Rapport.
- Aigner, T., U. Asprion, J. Hornung, W.-D. Junghans, and R. Kostrewa, 1996, Integrated outcrop analogues studies for triassic alluvial reservoirs: examples from southern Germany: *Journal of Petroleum Geology*, v. 19, no. 4, p. 393–406, doi:10.1111/j.1747-5457.1996.tb00446.x.
- Allo, F., J.-P. Coulon, J.-L. Formento, R. Reboul, L. Capar, M. Darnet, B. Issautier, S. Marc, and A. Stopin, 2021, Characterization of a carbonate geothermal reservoir using rock-physics-guided deep neural networks: *The Leading Edge*, v. 40, no. 10, p. 751–758, doi:10.1190/tle40100751.1.
- Amour, F., M. Mutti, N. Christ, A. Immenhauser, S. M. Agar, G. S. Benson, S. Tomás, R. Alway, and L. Kabiri, 2012, Capturing and modelling metre-scale spatial facies heterogeneity in a Jurassic ramp setting (Central High Atlas, Morocco): *Metre-scale facies modelling: Sedimentology*, v. 59, no. 4, p. 1158–1189, doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01299.x.
- Amour, F., M. Mutti, N. Christ, A. Immenhauser, G. S. Benson, S. M. Agar, S. Tomás, and L. Kabiri, 2013, Outcrop analog for an oolitic carbonate ramp reservoir: A scale-dependent geologic modeling approach based on stratigraphic hierarchy: *AAPG Bulletin*, v. 97, no. 5, p. 845–871, doi:10.1306/10231212039.
- Analy, M., A. Bel, M. Bouzit, and M. Le Brun, 2012, Évaluation des possibilités de développement de la géothermie sur le territoire de l'opération d'intérêt national de l'ÉPADESA, BRGM/RP-60953-FR: 189 p.

- Andrieu, S., B. Brigaud, J. Barbarand, and E. Lasseur, 2017, Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: The Bathonian of western France (Aquitaine Basin): *Marine and Petroleum Geology*, v. 81, p. 169–195, doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.01.005.
- Andrieu, S., B. Brigaud, J. Barbarand, E. Lasseur, and T. Saucède, 2016, Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: From the western France platform to the western Tethyan domain: *Sedimentary Geology*, v. 345, p. 54–84, doi:10.1016/j.sedgeo.2016.09.005.
- Andrieu, S., B. Brigaud, T. Rabourg, and A. Noret, 2015, The Mid-Cenomanian Event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France): *Cretaceous Research*, v. 56, p. 587–607.
- Antics, M., M. Papachristou, and P. Ungemach, 2005, Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach.: p. 14.
- Aubertin, G., Y. Benderitter, Eli. Cordier, F. Doillon, H. Fabris, R. Gable, B. Gaillard, E. Ledoux, and G. de Marsily, 1987, Détermination expérimentale de la vitesse naturelle d'écoulement de la nappe géothermique du Dogger en région parisienne: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 3, no. 5, p. 991–1000, doi:https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.5.991.
- Autran, A., J. P. Lefort, N. Debeglia, J. B. Edel, and J. L. Vignerresse, 1994, Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences, *in* J. Chantaine, J. Rolet, D. S. Santallier, A. Piqué, and J. D. Keppie, eds., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 49–72, doi:10.1007/978-3-642-84915-2_2.
- Averbuch, O., and C. Piromallo, 2012, Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation: *Tectonophysics*, v. 558, p. 70–83.
- Ballevre, M., P. Manzotti, and G. V. Dal Piaz, 2018, Pre-Alpine (Variscan) inheritance: a key for the location of the future Valais Basin (Western Alps): *Tectonics*, v. 37, no. 3, p. 786–817.
- Barbarand, J., F. Quesnel, and M. Pagel, 2013, Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces: *Tectonophysics*, v. 608, p. 1310–1327, doi:10.1016/j.tecto.2013.06.011.
- Beccaletto, L., F. Hanot, O. Serrano, and S. Marc, 2011, Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, no. 4, p. 861–879, doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006.
- Beck, S., O. Ribon, and N. Riedinger, 2021, Chiffres clés de l'énergie édition 2021: Ministère de la transition écologique, 84 p.
- Bel, A., A. Poux, O. Goyénèche, D. Allier, G. Darricau, and J. Lemale, 2012, Etude préalable à l'élaboration du schéma de développement de la géothermie en Île-de-France, RP-60615-FR: 168 p.

- Bergerat, F., 1984, La fracturation nivernaise: Influences bourguignonne et centralienne sur la structuration du Nivernais: *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, v. 21, no. 4, p. 27–31.
- Bohnsack, D., M. Potten, D. Pfrang, P. Wolpert, and K. Zosseder, 2020, Porosity–permeability relationship derived from Upper Jurassic carbonate rock cores to assess the regional hydraulic matrix properties of the Malm reservoir in the South German Molasse Basin: *Geothermal Energy*, v. 8, no. 1, p. 12, doi:10.1186/s40517-020-00166-9.
- Bonté, D., L. Guillou-Frottier, C. Garibaldi, B. Bourguine, S. Lopez, V. Bouchot, and F. Lucazeau, 2010, Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation: *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 181, no. 4, p. 377–390.
- Bonté, D., J. D. van Wees, L. Guillou-Frottier, V. Bouchot, and O. Serrano, 2013, Deep temperatures in the Paris Basin using tectonic-heat flow modelling, *in* *European Geothermal Congress 2013*, Pise, Italy: p. 10.
- Borgomano, J., K.-V. Cittert, J. Van, and J. C. Jauffred, 2001, Anatomy of carbonate bodies for hydrocarbon reservoir modelling: applications, limitations and future developments: *Géologie Méditerranéenne*, v. 28, no. 1, p. 23–26.
- Borgomano, J. R. F., F. Fournier, S. Viseur, and L. Rijkels, 2008, Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 92, no. 6, p. 789–824, doi:10.1306/02210807078.
- Bouchi-Lamontagne, M., J. Varet, N. Bommensatt, F. Coroller, P. Laplaige, F. Boissier, and G. Delobelle, 2008, *La géothermie quelles technologies pour quels usages?* Imprimerie Mame, Tours, Les enjeux des Géosciences, 64 p.
- Brandano, M., L. Tomassetti, F. Trippetta, and R. Ruggieri, 2020, Facies heterogeneities and 3D porosity modelling in an Oligocène (Upper Chattian) carbonate ramp, Salento peninsula, southern Italy: *Journal of Petroleum Geology*, v. 43, no. 2, p. 191–208, doi:10.1111/jpg.12757.
- Briais, J., F. Guillocheau, E. Lasseur, C. Robin, J. J. Châteauneuf, and O. Serrano, 2016, Response of a low subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris basin, preprint: *Sedimentology*, doi:10.5194/sed-7-3587-2015.
- Brigaud, B., C. Durllet, J.-F. Deconinck, B. Vincent, J. Thierry, and A. Trouiller, 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*, v. 222, no. 3–4, p. 161–180, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.002.
- Brigaud, B., B. Vincent, C. Carpentier, C. Robin, F. Guillocheau, B. Yven, and E. Huret, 2014, Growth and demise of the Jurassic carbonate platform in the intracratonic Paris Basin (France): interplay of climate change, eustasy and tectonics: *Marine and Petroleum Geology*, v. 53, p. 3–29, doi:https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.09.008.
- Brigaud, B., B. Vincent, C. Durllet, J.-F. Deconinck, P. Blanc, and A. Trouiller, 2010, Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates: Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France): *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 9, p. 791–807, doi:10.2110/jsr.2010.071.

- Brigaud, B., B. Vincent, C. Durllet, J.-F. Deconinck, E. Jobard, N. Pickard, B. Yven, and P. Landrein, 2014, Characterization and origin of permeability–porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates: From core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic, Paris Basin, France): *Marine and Petroleum Geology*, v. 57, p. 631–651, doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.07.004.
- Brigaud, B., B. Vincent, M. Pagel, A. Gras, A. Noret, P. Landrein, and E. Huret, 2018, Sedimentary architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris Basin, France): *Sedimentary Geology*, v. 373, p. 48–76, doi:10.1016/j.sedgeo.2018.04.011.
- Brommer, M., 2021, Trends in geothermal: riding the wave to Paris: *First Break*, v. 39, no. 6, p. 89–93, doi:10.3997/1365-2397.fb2021048.
- Brosse, É. et al., 2010, Selection and Characterization of Geological Sites able to Host a Pilot-Scale CO₂ Storage in the Paris Basin (GéoCarbone -PICOREF): *Oil & Gas Science and Technology – Revue de l’Institut Français du Pétrole*, v. 65, no. 3, p. 375–403, doi:10.2516/ogst/2009085.
- Brunet, M.-F., and X. Le Pichon, 1982, Subsidence of the Paris basin: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 87, no. B10, p. 8547–8560.
- Cabello, P., D. Domínguez, M. H. Murillo-López, M. López-Blanco, D. García-Sellés, J. L. Cuevas, M. Marzo, and P. Arbués, 2018, From conventional outcrop datasets and digital outcrop models to flow simulation in the Pont de Montanyana point-bar deposits (Ypresian, Southern Pyrenees): *Marine and Petroleum Geology*, v. 94, p. 19–42, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.040.
- Cariou, E., P. Hantzpergue, and Groupe français d’étude du Jurassique (eds.), 1997, *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*: Pau, France, Elf Aquitaine, Bull. centre rech. Elf Explor.-prod. Mém 16, 422 p.
- Casini, M., S. Ciuffi, A. Fiordelisi, A. Mazzotti, and E. Stucchi, 2010, Results of a 3D seismic survey at the Travale (Italy) test site: *Geothermics*, v. 39, no. 1, p. 4–12, doi:10.1016/j.geothermics.2009.11.003.
- Casteleyn, L. et al., 2010, Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin): *Sedimentary Geology*, v. 230, no. 3–4, p. 123–138, doi:10.1016/j.sedgeo.2010.07.003.
- Casteleyn, L., P. Robion, C. David, P.-Y. Collin, B. Menéndez, N. Fernandes, G. Desaubliaux, and C. Rigollet, 2011, An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin: *Tectonophysics*, v. 503, no. 1–2, p. 18–33, doi:10.1016/j.tecto.2010.09.031.
- Cavalleri, C., L. Dahlhaus, A. Reynaldos, G. Sosio, P. Ungemach, M. Antics, and M. Davaux, 2020, Delineating the geothermal structure and flow properties in a sub-horizontal well with the use of wireline and LWD data in a multiphysics approach, *in* SPWLA 61st Annual Online Symposium Transactions: Society of Petrophysicists and Well Log Analysts, p. 14, doi:10.30632/SPWLA-5065.
- Cazes, M., and G. Torreilles, 1988, *Étude de la croûte terrestre par sismique profonde: profil nord de la France; structure hercynienne*: Technip Ophrys editions.

- C.E.P., 1964, Rapport de fin de sondage du puits de Vert-Saint-Denis 1 EMSCO GB 250 BRGM
Id:14.3151.
- Chesley, J. T., A. L. Leier, S. White, and R. Torres, 2017, Using unmanned aerial vehicles and structure-from-motion photogrammetry to characterize sedimentary outcrops: An example from the Morrison Formation, Utah, USA: *Sedimentary Geology*, v. 354, p. 1–8, doi:10.1016/j.sedgeo.2017.03.013.
- Cloetingh, S., J. D. van Wees, P. A. Ziegler, L. Lenkey, F. Beekman, M. Tesauro, A. Förster, B. Norden, M. Kaban, and N. Hardebol, 2010, Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe: *Earth-Science Reviews*, v. 102, no. 3–4, p. 159–206, doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003.
- Collin, P. Y., J. P. Loreau, and P. Courville, 2005, Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France): *Sedimentology*, v. 52, no. 5, p. 969–985, doi:10.1111/j.1365-3091.2005.00728.x.
- Contini, D., and C. Mangold, 1980, Evolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen, *in* R. Enay, and C. Mangold, eds., *Synthèse paléogéographique du Jurassique français: Groupe d'étude français du Jurassique*, Docum. Lab. Géol. Lyon, p. 66–70.
- Corlett, H., D. Hodgetts, J. Hirani, A. Rotevatn, R. Taylor, and C. Hollis, 2021, A geocellular modelling workflow for partially dolomitized remobilized carbonates: An example from the Hammam Faraun Fault block, Gulf of Suez, Egypt: *Marine and Petroleum Geology*, v. 126, p. 19, doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104831.
- Coudert, J. M., and F. Jaudin, 1988, French experience in geothermal energy: *Geothermics*, v. 17, no. 1, p. 195–203, doi:10.1016/0375-6505(88)90014-4.
- Delmas, J., E. Brosse, and P. Houel, 2010, Petrophysical Properties of the Middle Jurassic Carbonates in the PICOREF Sector (South Champagne, Paris Basin, France): *Oil & Gas Science and Technology – Revue de l'Institut Français du Pétrole*, v. 65, no. 3, p. 405–434, doi:10.2516/ogst/2010002.
- Dentzer, J., D. Bruel, M. Delescluse, N. Chamot-Rooke, L. Beccaletto, S. Lopez, G. Courrioux, and S. Violette, 2018, Thermal and seismic hints for chimney type cross-stratal fluid flow in onshore basins: *Scientific Reports*, v. 8, no. 1, doi:10.1038/s41598-018-33581-x.
- Deville, J. P., B. Fritz, and M. Jarrett, 2011, Development of Water-Based Drilling Fluids Customized for Shale Reservoirs: *SPE Drilling & Completion*, v. 26, no. 04, p. 484–491, doi:10.2118/140868-PA.
- Dickson, M. H., and M. Fanelli, 2003, *Geothermal Energy*: Routledge, doi:10.4324/9781315065786.
- Dromart, G., P. Allemand, J.-P. Garcia, and C. Robin, 1996, Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France.
- Drouiller, Y., F. Hanot, E. Gillot, J.-C. Ferran, and L. Michel, 2019, 3D seismic for design and derisking of dual geothermal boreholes in sedimentary sequences and new prospects in the Paris Basin (Adapted methodology using petroleum industry techniques): *Oil & Gas Science and Technology – Revue d'IFP Energies nouvelles*, v. 74, p. 32, doi:10.2516/ogst/2018106.

- Durlet, C., and J.-P. Loreau, 1996, Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies: mise en évidence de surface d'émersion et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (FRANCE): *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, v. 323, no. 5, p. 389–396.
- Embry, A. F., and E. P. Johannessen, 2017, Two approaches to sequence stratigraphy, *in* *Stratigraphy & Timescales*: Elsevier, p. 85–118.
- Enay, R., and C. Mangold, 1980, Synthèse paléogéographique du Jurassique français: Groupe d'étude français du Jurassique, *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 210 p.
- Fabris, H., 1975, Les températures dans les forages - Gisements pétroliers du bassin Parisien et de l'Aquitaine, 75 SGN 062 GTH: BRGM.
- Gao, Y. et al., 2021, Capillarity and phase-mobility of a hydrocarbon gas–liquid system: *Oil & Gas Science and Technology – Revue d'IFP Energies nouvelles*, v. 76, p. 43, doi:10.2516/ogst/2021025.
- Garcia, J.-P., 1992, Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonien-Callovien : impacts sur les communautés benthiques et sur l'évolution des ornithellidés (Terebratellidina), PhD Thesis: Université de Bourgogne, 295 p.
- Garcia, J.-P., and G. Dromart, 1997, The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic: *Sedimentary Geology*, v. 114, no. 1–4, p. 55–79, doi:10.1016/S0037-0738(97)00072-9.
- Garcia, J. P., G. Dromart, F. Guillocheau, P. Allemand, F. Gaumet, C. Robin, and G. Sambet, 1996, Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section, II a: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a- Sciences de la Terre et des Planetes*, v. 323, no. II a, p. 697–703.
- Garcia, J.-P., B. Laurin, and G. Sambet, 1996, Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris; une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-reperes pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 167, no. 3, p. 435–451.
- Gaumet, F., 1997, Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés: le jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée, PhD Thesis: Université de Lyon 1, 296 p.
- Gaumet, F., J.-P. Garcia, G. Dromart, and P. Allemand, 2001, Middle Jurassic production rates and “patchy” architecture of the carbonate systems along the north western Thetysian margin (Paris basin to Subalpine basin): p. 79–83.
- Gaumet, F., J.-P. Garcia, G. Dromart, and G. Sambet, 1996, Contrôle stratigraphique des faciès, géométries et profils de dépôt de la plate-forme carbonatée bourguignonne au Bathonien-Callovien: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 167, no. 3, p. 409–421.
- Gerard, A., and O. Kappelmeyer, 1987, The Sultz-sous-Forets project: *Geothermics*, v. 16, no. 4, p. 393–399, doi:10.1016/0375-6505(87)90018-6.

- Gianolla, P., M. Caggiati, and A. Riva, 2021, The interplay of carbonate systems and volcanics: Cues from the 3D model of the Middle Triassic Sciliar/Schlern platform (Dolomites, Southern Alps): *Marine and Petroleum Geology*, v. 124, p. 104794, doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104794.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz, and G. Ogg, 2012, *The geologic time scale 2012*: elsevier.
- Granet, M., M. Wilson, and U. Achauer, 1995, Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, no. 3–4, p. 281–296, doi:10.1016/0012-821X(95)00174-B.
- Guillocheau, F. et al., 2000, Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints: *Geodynamica Acta*, v. 13, no. 4, p. 189–245, doi:10.1080/09853111.2000.11105372.
- Hanot, F., 2011, Quatre-vingts ans d'exploration pétrolière dans le Bassin parisien: *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*, v. 3, no. 2, p. 53–61.
- Hardenbol, J. A. N., J. Thierry, M. B. Farley, T. Jacquin, P.-C. De Graciansky, and Peter R. Vail, 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in P.-C. De Graciansky, J. A. N. Hardenbol, T. Jacquin, and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: Special Publications of SEPM*, p. 3–13.
- Harrald, J. E. G., A. L. Coe, R. M. Thomas, and M. Hoggett, 2021, Use of drones to analyse sedimentary successions exposed in the foreshore: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 132, no. 3, p. 253–268, doi:10.1016/j.pgeola.2021.02.001.
- Harris, P. M., S. J. Purkis, J. Ellis, P. K. Swart, and J. J. Reijmer, 2015, Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank: *Sedimentology*, v. 62, no. 2, p. 566–589.
- 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*, v. 151, no. 1–2, p. 149–176, doi:10.1016/S0037-0738(01)00236-6.
- Hodgetts, D., 2010, Collection, processing, interpretation and modelling of digital outcrop data using VRGS: An integrated approach to outcrop modelling, in *72nd EAGE Conference and Exhibition - Workshops and Fieldtrips*, Barcelona, Spain: doi:10.3997/2214-4609.20149961.
- Hodgetts, D., R. L. Gawthorpe, P. Wilson, and F. Rarity, 2007, Integrating Digital and Traditional Field Techniques Using Virtual Reality Geological Studio (VRGS), in *69th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2007*, London, UK: European Association of Geoscientists & Engineers, p. cp-27-00300, doi:10.3997/2214-4609.201401718.
- Hoernle, K., Y.-S. Zhang, and D. Graham, 1995, Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe: *Nature*, v. 374, no. 6517, p. 34–39, doi:10.1038/374034a0.
- Houel, P., and J. Delmas, 2013, Synthèse des données géologiques sur le bassin de Paris, *Rapport IFP Rapport n° 63030: IFP Energies nouvelles*, 270 p.
- Housse, B., Ph. Maget, J. Lavigne, H. Fabris, R. Gable, and J. Rojas, 1976, *Potentiel géothermique du bassin parisien, Rapport 74-7-0990*: 155 p.

- Howell, J., M. Chmielewska, C. Lewis, S. Buckley, N. Naumann, and J. Pugsley, 2021, Acquisition of Data for Building Photogrammetric Virtual Outcrop Models for the Geosciences using Remotely Piloted Vehicles (RPVs), preprint: Earth Sciences, doi:10.31223/X54914.
- Jacquin, T., G. Dardeau, C. Durllet, P.-C. de Graciansky, and P. Hantzpergue, 1998, The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe, *in* P.-C. De Graciansky, J. A. N. Hardenbol, T. Jacquin, and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*: Publisher: Special Publications of SEPM, p. 445–466.
- Jacquin, T., J. P. Garcia, C. Ponsot, J. Thierry, and P. R. Vail, 1992, Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris; Depositional sequences and regressive/transgressive facies cycles in marine carbonate settings : example of the Dogger of the Paris Basin: *Comptes rendus de l'Académie des sciences Serie II Fascicule a-Science de la Terre et des Planetes*, v. 315, no. 3, p. 353–362.
- Javaux, C., 1992, La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien: dynamique sédimentaire, séquentielle et diagenétique: place et création des réservoirs potentiels, PhD Thesis: Université de Bourgogne, 342 p.
- Koelbel, T., and A. Genter, 2017, Enhanced Geothermal Systems: The Soultz-sous-Forêts Project, *in* T. S. Uyar, ed., *Towards 100% Renewable Energy*: Cham, Springer International Publishing, Springer Proceedings in Energy, p. 243–248, doi:10.1007/978-3-319-45659-1_25.
- Le Brun, M., V. Hamm, S. Lopez, P. Ungemach, M. Antics, J. Y. Ausseur, E. Cordier, E. Giuglaris, P. Goblet, and P. Lalos, 2011, Hydraulic and thermal impact modelling at the scale of the geothermal heating doublet in the Paris Basin, France, *in* Proceedings of the 36 Workshop on Geothermal Reservoir Engineer, Stanford, California, USA: p. 14.
- Le Nir, M., S. Bézèlgues, C. Ranquet, A. L. Szymanski, G. Darricau, and J. Lemale, 2008, Ressources géothermiques du département de l'Essonne (91), Rapport BRGM/RP-56966-FR: BRGM, 294 p.
- Lenoir, L., T. Blaise, A. Somogyi, B. Brigaud, J. Barbarand, C. Boukari, J. Nouet, A. Brézard-Oudot, and M. Pagel, 2021, Uranium incorporation in fluorite and exploration of U–Pb dating: *Geochronology*, v. 3, no. 1, p. 199–227, doi:https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021.
- Lion, M., B. Ledésert, F. Skoczylas, P. Recourt, and T. Dubois, 2004, How does micropetrography help us to understand the permeability and poromechanical behaviour of a rock? *Terra Nova*, v. 16, no. 6, p. 8, doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00573.x.
- Lion, M., F. Skoczylas, and B. Ledésert, 2004, Determination of the main hydraulic and poro-elastic properties of a limestone from Bourgogne, France: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 41, no. 6, p. 915–925, doi:10.1016/j.ijrmms.2004.02.005.
- Lopez, S., V. Hamm, M. Le Brun, L. Schaper, F. Boissier, C. Cotiche, and E. Giuglaris, 2010, 40 years of Dogger aquifer management in Ile-de-France, Paris Basin, France: *Geothermics*, v. 39, no. 4, p. 339–356, doi:10.1016/j.geothermics.2010.09.005.
- Loreau, J.-P., and P. Bailly, 1996, Géométrie et couleur des couches dans l'oolithe blanche de Massangis (Yonne), Contrat de Recherche Région Bourgogne-Université de Bourgogne-ROCAMAT 2: Dijon, Université de Bourgogne, 82 p.

- Loreau, J. P., C. Durllet, and W. Zimmerle, 1999, Diagenetic stratigraphy of discontinuity surfaces: an application to paleoenvironments and sequence stratigraphy: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 1, p. 381–407.
- Lund, J. W., and A. N. Toth, 2021, Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review: *Geothermics*, v. 90, p. 101915, doi:10.1016/j.geothermics.2020.101915.
- Lüschen, E., M. Dussel, R. Thomas, and R. Schulz, 2011, 3D seismic survey for geothermal exploration at Unterhaching, Munich, Germany: *First Break*, v. 29, no. 1, doi:10.3997/1365-2397.2011002.
- Madjid, M. Y. A., V. Vandeginste, G. Hampson, C. J. Jordan, and A. D. Booth, 2018, Drones in carbonate geology: Opportunities and challenges, and application in diagenetic dolomite geobody mapping: *Marine and Petroleum Geology*, v. 91, p. 723–734, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.02.002.
- Makhloufi, Y., 2013, Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique., Thèse: Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, 197 p.
- Makhloufi, Y. et al., 2013, Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France): *Marine and Petroleum Geology*, v. 48, p. 323–340, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021.
- Mangenot, X., M. Gasparrini, A. Gerdes, M. Bonifacie, and V. Rouchon, 2018, An emerging thermochronometer for carbonate-bearing rocks: $\Delta 47$ / (U-Pb): *Geology*, v. 46, no. 12, p. 1067–1070, doi:10.1130/G45196.1.
- Mangenot, X., M. Gasparrini, V. Rouchon, and M. Bonifacie, 2018, Basin-scale thermal and fluid flow histories revealed by carbonate clumped isotopes ($\Delta 47$) - Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin depocentre: *Sedimentology*, v. 65, no. 1, p. 123–150, doi:10.1111/sed.12427.
- Marques, A., R. K. Horota, E. M. de Souza, L. Kupssinskü, P. Rossa, A. S. Aires, L. Bachi, M. R. Veronez, L. Gonzaga, and C. L. Cazarin, 2020, Virtual and digital outcrops in the petroleum industry: A systematic review: *Earth-Science Reviews*, v. 208, p. 103260, doi:10.1016/j.earscirev.2020.103260.
- Matray, J. M., and L. Chery, 1998, Origin and age of deep waters of the Paris Basin, *in* C. Causse, and F. Gasse, eds., *Hydrologie et géochimie isotopique*: Paris, France, ORSTOM, p. 117–133.
- Matray, J.-M., and J.-C. Fontes, 1990, Origin of the oil-field brines in the Paris basin: *Geology*, v. 18, no. 6, p. 501–504.
- Mégnyen, C., and F. Mégnyen, 1980, *Synthèse géologique du bassin de Paris*: Orléans, Editions du BRGM, 466 p.
- Menjot, A., M. Lambert, and J. M. Matray, 1993, Flow of formation water in the Jurassic of the Paris Basin and its effects: v. 344, p. 159–169, doi:https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0084.
- Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019, *Stratégie Française pour l'énergie et le climat, Programmations pluriannuelles de l'énergie*, Rapport: 400 p.

- Nader, F. H., F. Champenois, M. Barbier, M. Adelinet, E. Rosenberg, P. Houel, J. Delmas, and R. Swennen, 2016a, Diagenetic effects of compaction on reservoir properties: The case of early callovian “Dalle Nacrée” formation (Paris basin, France): *Journal of Geodynamics*, v. 101, p. 5–29, doi:10.1016/j.jog.2016.05.010.
- Nader, F. H., F. Champenois, M. Barbier, M. Adelinet, E. Rosenberg, P. Houel, J. Delmas, and R. Swennen, 2016b, Diagenetic effects of compaction on reservoir properties: The case of early callovian “Dalle Nacrée” formation (Paris basin, France): *Journal of Geodynamics*, v. 101, p. 5–29, doi:10.1016/j.jog.2016.05.010.
- Nieva, D., E. Iglesias, V. Arellano, E. Contreras, M. Cathelineau, and L. Quijano, 1986, Developments in geothermal energy in Mexico—Part four: Evaluation of geothermal resources. Multidisciplinary studies of the Los Azufres Field, Mexico: *Journal of Heat Recovery Systems*, v. 6, no. 3, p. 201–207, doi:10.1016/0198-7593(86)90003-2.
- Nurmi, R., 1986, The land of giants: Middle East Well Evaluation Review, v. 1, p. 7–21.
- Oyarzun, R., M. Doblas, J. López-Ruiz, and J. María Cebra, 1997, Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe: *Geology*, v. 25, no. 8, p. 727, doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0727:OOTCAA>2.3.CO;2.
- Peacock, D. C. P., and E. Corke, 2020, How to use a drone safely and effectively for geological studies: *Geology Today*, v. 36, no. 4, p. 146–155, doi:10.1111/gto.12320.
- Perrodon, A., and J. Zabek, 1990, M 51: Interior Cratonic Basins, *in* Paris Basin: Chapter 32: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins: AAPG Special Volumes, AAPG Special Volumes, p. 633–679.
- Petrovic, A., T. Aigner, and M. Pontiggia, 2018, Facies heterogeneities in a ramp carbonate reservoir analogue: a new high-resolution approach for 3D facies modelling: *Journal of Petroleum Geology*, v. 41, no. 2, p. 155–174, doi:10.1111/jpg.12698.
- Phan, C. et al., 2021, Chiffres clés des énergies renouvelables Edition 2021, 2557–8138: Commissariat général au développement durable, 98 p.
- Pierre, A., C. Durlet, P. Razin, and E. H. Chellai, 2010, Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: Amellago outcrop transect, High-Atlas, Morocco: Geological Society, London, Special Publications, v. 329, no. 1, p. 65–88, doi:https://doi.org/10.1144/SP329.4.
- Purser, Bruce H., 1985, Dedolomite porosity and reservoir properties of Middle Jurassic carbonates in the Paris Basin, France, *in* Carbonate Petroleum Reservoirs: Springer, p. 341–355.
- Purser, B. H., 1985, Dedolomite Porosity and Reservoir Properties of Middle Jurassic Carbonates in the Paris Basin, France, *in* P. O. Roehl, and P. W. Choquette, eds., Carbonate Petroleum Reservoirs: New York, NY, Casebooks in Earth Sciences., p. 341–355.
- Purser, B. H., 1978, Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1, no. 2, p. 83–94.
- Purser, B. H., 1980, Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse: Editions Technip., 388 p.

- Purser, B. H., 1972, Subdivision et interprétation des séquences carbonatées: Mem. BRGM, v. 77, p. 679–698.
- Rankey, E. C., 2014, Contrasts between wave- and tide-dominated oolitic systems: Holocene of Crooked–Acklins Platform, southern Bahamas: *Facies*, v. 60, no. 2, p. 405–428, doi:10.1007/s10347-013-0385-x.
- Ritter, J. R. R., M. Jordan, U. R. Christensen, and U. Achauer, 2001, A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 186, no. 1, p. 7–14, doi:10.1016/S0012-821X(01)00226-6.
- Rojas, J., D. Giot, Le Nindre Y. M, A. Criaud, C. Fouillac, M. Brach, A. Menjoz, J.-C. Martin, and M. Lambert, 1989, Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger, Bassin parisien, France, Rapport BRGM R 30169: 240 p.
- Rubi, R., S. Rohais, S. Bourquin, I. Moretti, and G. Desaubliaux, 2018, Processes and typology in Gilbert-type delta bottomset deposits based on outcrop examples in the Corinth Rift: *Marine and Petroleum Geology*, v. 92, p. 193–212, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.02.014.
- Salaun, N., H. Toubiana, J.-B. Mitschler, G. Gigou, X. Carriere, V. Maurer, and A. Richard, 2020, High-resolution 3D seismic imaging and refined velocity model building improve the image of a deep geothermal reservoir in the Upper Rhine Graben: *The Leading Edge*, v. 39, no. 12, p. 857–863, doi:10.1190/tle39120857.1.
- Salazar, M. O., and J. R. Villa, 2007, Permeability Upscaling Techniques for Reservoir Simulation, *in All Days*, Buenos Aires, Argentina: SPE, p. SPE-106679-MS, doi:10.2118/106679-MS.
- Schmittbuhl, J., S. Lambotte, O. Lengliné, M. Grunberg, H. Jund, J. Vergne, F. Cornet, C. Doubre, and F. Masson, 2022, Induced and triggered seismicity below the city of Strasbourg, France from November 2019 to January 2021: *Comptes Rendus. Géoscience*, v. 353, no. S1, p. 561–584, doi:10.5802/crgeos.71.
- Secundus, C. P., 1st century, *Naturalis historiae*.
- Serra, O., 1979, *Diagraphies différées - bases de l'interprétation. Tome 1 : Acquisition des données diagraphiques.*: Elf-Aquitaine, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod., 328 p.
- Surma, F., and Y. Geraud, 2003, Porosity and Thermal Conductivity of the Soultz-sous-Forêts Granite: *Pure and Applied Geophysics*, v. 160, no. 5–6, p. 1125–1136, doi:10.1007/PL00012564.
- Thierry, J., and E. Barrier, 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, p. 49–110.
- Thomas, H., B. Brigaud, T. Blaise, B. Saint-Bezar, E. Zordan, H. Zeyen, S. Andrieu, B. Vincent, H. Chirol, and É. Portier, 2021, Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic): *Marine and Petroleum Geology*, v. 123, p. 104772.
- Tomassetti, L., M. Brandano, and G. Mateu-Vicens, 2022, 3D modelling of the upper Tortonian-lower Messinian shallow ramp carbonates of the Hyblean domain (Central Mediterranean, Faro

- Santa Croce, Sicily): *Marine and Petroleum Geology*, v. 135, p. 105393, doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.105393.
- Tomassetti, L., L. Petracchini, M. Brandano, F. Trippetta, and A. Tomassi, 2018, Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy): *Marine and Petroleum Geology*, v. 96, p. 254–270, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.06.004.
- Torelli, M., R. Traby, V. Teles, and M. Ducros, 2020, Thermal evolution of the intracratonic Paris Basin: Insights from 3D basin modelling: *Marine and Petroleum Geology*, v. 119, p. 104487, doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104487.
- Trippetta, F., D. Durante, L. Lipparini, A. Romi, and M. Brandano, 2021, Carbonate-ramp reservoirs modelling best solutions: Insights from a dense shallow well database in Central Italy: *Marine and Petroleum Geology*, v. 126, p. 104931, doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.104931.
- Ungemach, P., M. Antics, and M. Davaux, 2019, Subhorizontal well architecture and geosteering navigation enhance well performance and reservoir evaluation A field validation, *in* Proceedings, 44th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California: p. 12.
- Uriarte, G. J. A., 1997, Maturité thermique des sédiments de la bordure sud-est du Bassin de Paris, PhD Thesis: Université de Genève, 146 p.
- Vail, P. R., J. P. Colin, R. Jan du Chene, J. Kuchly, F. Mediavilla, and V. Trifilieff, 1987, La stratigraphie séquentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. III, no. 7, p. 1301–1321, doi:10.2113/gssgfbull.III.7.1301.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum Jr, and S. Thompson III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level : Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation, *in* M 26: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Special Volumes, Geology, Geography, Environmental Science A165 (1977), p. 83–97.
- Vincent, B., B. Brigaud, H. Thomas, and F. Gaumet, 2021, Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinofolds in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications: *Facies*, v. 67, no. 2, p. 1–28, doi:https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4.
- Vincent, B., L. Emmanuel, P. Houel, and J.-P. Loreau, 2007, Geodynamic control on carbonate diagenesis: petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France): *Sedimentary Geology*, v. 197, no. 3–4, p. 267–289.
- Vincent, B., M. Fleury, Y. Santerre, and B. Brigaud, 2011, NMR relaxation of neritic carbonates: An integrated petrophysical and petrographical approach: *Journal of Applied Geophysics*, v. 74, no. 1, p. 38–58.
- Wei, H. F., E. Ledoux, and G. De Marsily, 1990, Regional modelling of groundwater flow and salt and environmental tracer transport in deep aquifers in the Paris Basin: *Journal of Hydrology*, v. 120, no. 1–4, p. 341–358.

IV. 2. Sédimentologie et minéralogie du réservoir argilo-sableux du Crétacé inférieur.

Au cours de ce travail autour des formations réservoir du Bassin de Paris, une partie de l'étude a été effectuée sur le réservoir silicoclastique du Néocomien. Ce réservoir est exploité au Plessis-Robinson, où un doublet exploite l'eau géothermique de ce réservoir. Ce travail a été effectué essentiellement au cours de mon stage de Master 2 intitulé « Liens entre faciès sédimentaires, stratigraphie séquentielle et diagenèse dans les séries silicoclastiques : exemple des sables et grès du Néocomien du Bassin de Paris ». Ce travail entrait dans le cadre du projet « Circulation d'eau géothermique dans des aquifères hétérogènes », financé par l'Initiative d'excellence IDEX Paris Saclay (ANR-11-IDEX-0003), et du programme CLAYCOAT « CLAY COATings in shallow marine deposits to improve reservoir quality prediction » et de la thèse de Maxime Virolle. Lors de cette étude, j'ai pu décrire et lever les logs de cinq carottes, décrire des échantillons et des lames minces, décrire les faciès et effectué une étude DRX sur les échantillons. Ces travaux ont fait l'objet d'une publication dans GSA bulletin (<https://doi.org/10.1130/B35865.1>), et est consultable en Annexe IV (p.365).

Virolle, M., Brigaud, B., Beaufort, D., Patrier, P., Abdelraham, E., Thomas, H., Portier, E., Samson, Y., Bourillot, R., Féliès, H., 2022. Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallow-buried sandstone reservoirs: key role of the source-to-sink context. Geological Society of America Bulletin, 134, 739–761 <https://doi.org/10.1130/B35865.1>

Résumé:

L'origine de la chloritisation des grès (sédimentaire ou diagénétique) et son implication potentielle dans le processus de préservation de bonne qualité réservoir font débat depuis plusieurs décennies. Des grès déposés dans des environnements côtiers du bassin de Paris au Crétacé inférieur, et restés peu à modérément enfouis (400 à 1000 m, température <40°C) jusqu'à nos jours, ont été étudiés. Ces travaux ont montré que la chlorite diagénétique est absente dans les grès de toute la gamme

d'enfouissement considérée. En revanche, de la berthiérine, qui est un phyllosilicate trioctaédrique du groupe de la serpentine ayant approximativement la même chimie que la chlorite, est présente uniquement dans les grès enfouis à plus de 900 m de profondeur. D'origine diagénétique, cette berthiérine est le produit du remplacement en milieu réducteur de minéraux argileux détritiques, tels que la kaolinite et des minéraux hydroxy-alumineux riches en fer, qui sont présents en abondance dans les grès plus faiblement enfouis (400-600m). Dans les grès, les cristallites de berthiérine constituent un tapisserie continu autour des grains détritiques qui présente beaucoup d'analogie avec celui communément décrit pour les chlorites diagénétiques riches en fer (Figure IV- 22). Par ailleurs, des surcroissances de quartz de très petite taille (100 nanomètres au maximum) ont été observées de manière inattendue aux interstices entre les cristallites de berthiérine et la surface des grains détritiques. Les observations montrent que la croissance des cristaux de quartz a été stoppées par les cristallites de berthiérine, indiquant que le processus d'inhibition de la cimentation quartzreuse débute dans les grès avant la formation de chlorite riche en fer. C'est donc la berthiérine qui possède un rôle clé dans le contrôle de la qualité des réservoirs des grès car c'est au moment de la cristallisation de ce minéral ($T^{\circ}C < 40^{\circ}C$, profondeur d'enfouissement $< 1km$) que débute le processus d'inhibition de la cimentation quartzreuse.

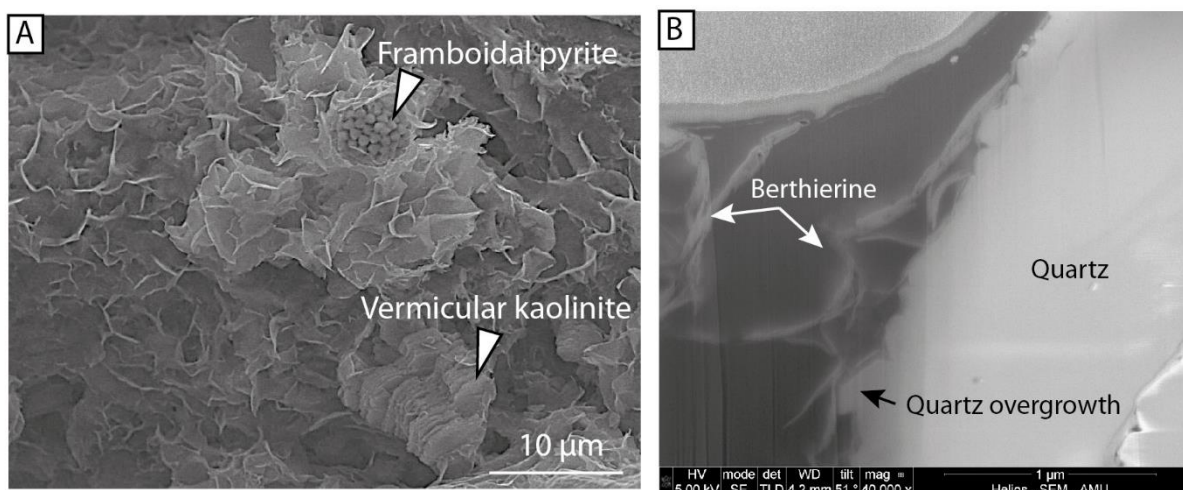


Figure IV- 22 - A- Berthiérine observée au microscope électronique à balayage (MEB) montrant sa structure en nid d'abeil e, avec kaolinite en vermicule et pyrite framboïdale. B- Berthiérine stoppant une surcroissance de quartz observée au MEB.

Chapitre V : Etude sédimentologique et stratigraphique de la carrière de Massangis dans l'optique du développement d'une méthode de modélisation des propriétés de faciès et de données pétrophysiques.

V. 1. Titre : Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic).

titre en français : Contribution de la photogrammétrie par drone à la modélisation 3D des hétérogénéités des réservoirs carbonatés.

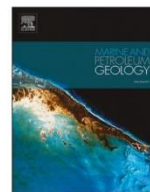
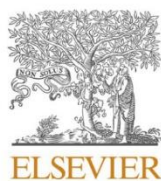
Note : Cette partie a été écrite sous forme d'article publié dans la revue *Marine and Petroleum Geology*. Elle propose une méthodologie innovante permettant aux sédimentologues de travailler sur des affleurements numériques. Elle rend compte des avancées en modélisations d'affleurements et de compréhension du fonctionnement des corps réservoirs dans un analogue aux calcaires du Bathonien du centre du Bassin de Paris. Il s'agit d'un travail permettant de « transporter » rapidement au laboratoire l'affleurement, ce qui permet de localiser les échantillons prélevés, la levée de logs supplémentaires, une cartographie complète et la corrélation des faciès observés sur le terrain. Combinés à l'utilisation de Géomodeleur, ces affleurements numériques peuvent être utilisés pour créer un modèle géologique qui reproduit fidèlement l'architecture des faciès observés et leurs propriétés de porosité et perméabilité. Cette méthodologie permettra de fournir des modèles pétrophysiques 3D, à partir d'un analogue d'affleurement pour les réservoirs géothermiques. Ce travail est une des parties centrales de la thèse. Elle a permis de développer une méthode propre au laboratoire GEOPS de modélisation d'affleurements en 3D à partir de données photogrammétriques et d'observations *in situ* et de lames minces. L'étude a fait l'objet d'une news sur le site du CNRS : « **Contribution de la photogrammétrie par drone à la modélisation 3D des hétérogénéités des réservoirs carbonatés** » : <https://www.insu.cnrs.fr/fr/cnrsinfo/contribution-de-la-photogrammetrie-par-drone-la-modelisation-3d-des-heterogeneites-des>

L'article est disponible au lien suivant : <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>

Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Saint-Bezar, B., Zordan, E., Zeyen, H., Andrieu, S., Vincent, B., Chirol, H., Portier, E., Mouche, E., 2021. Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic). Marine Petroleum Geology, 123, 104772 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>

Résumé : Cette étude montre l'intérêt de la photogrammétrie par drone pour créer un modèle géologique de corps sédimentaires carbonatés complexes à l'échelle du mètre. Bien que la photogrammétrie par drone soit maintenant couramment utilisée pour modéliser le faciès sédimentaire et l'architecture des affleurements de grès, son utilisation n'est pas répandue pour créer des géomodèles de corps sédimentaires carbonatés. La photogrammétrie par drone peut générer des corrélations précises et une analyse détaillée de l'architecture le long de faces verticales inaccessibles d'affleurements. Ce travail modélise les calcaires du Bathonien de la carrière de Massangis (Bourgogne) à titre d'exemple. La carrière couvre une superficie de 0,4 km² et est considérée comme un potentiel analogue du réservoir géothermique d'Oolite Blanche au centre du Bassin de Paris. Le modèle de la carrière de Massangis représente un bon analogue pour la microporosité du réservoir et la porosité secondaire associée à la dédolomitisation. Dix faciès sont décrits et regroupés en trois associations de faciès : (1) cliniformes, (2) faciès tidal à subtidal, et (3) faciès lagunaire. Les cliniformes sont des ensembles de très grandes dunes marines de 15 à 20 m de haut qui ont progressé vers le N70° à travers la plateforme en tant que membre d'un système régressif. Les espaces de pores rhomboédriques moldiques associés à la dédolomitisation sont bien exprimés dans les cliniformes et dans les niveaux bioturbés du faciès lagunaire. La photogrammétrie par drone combinée à l'algorithme « *Truncated Gaussian with Trends* » implémenté dans le logiciel Petrel© est utilisée pour créer un modèle géologique qui reproduit fidèlement l'architecture des faciès observés dans les falaises de la carrière. La photogrammétrie par drone peut être combinée au travail de terrain pour décrire et localiser les faciès et ainsi contraindre la distribution spatiale des propriétés pétrophysiques. Elle

permet également de contraindre les formes des corps sédimentaires dans la grille du modèle pour des modèles géologiques statiques plus réalistes et de fournir des modèles pétrophysiques 3D à partir d'un analogue affleurant pour les réservoirs géothermiques et pétroliers.



Research paper

Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic)

Hadrien Thomas^{a,*}, Benjamin Brigaud^a, Thomas Blaise^a, Bertrand Saint-Bezar^a,
Elodie Zordan^b, Hermann Zeyen^a, Simon Andrieu^c, Benoît Vincent^d, Hugo Chirol^a,
Eric Portier^e, Emmanuel Mouche^f

^a Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France

^b Schlumberger, Software Integrated Solutions, Le Palatin 1, 1, Cours du Triangle, 92 936, La Défense, Cedex, France

^c BRGM, 3 Avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060, Orléans, France

^d Cambridge Carbonate Ltd., 1 rue de Varoux, 21120, Marey-sur-Tille, France

^e CV Associés Engineering, 7 Chemin de la Marouette, 64100, Bayonne, France

^f Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du Climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France



ARTICLE INFO

Keywords:

Carbonates
Digital outcrop modeling
Drone
Photogrammetry
Facies modeling
Reservoir analogue
Pore type

ABSTRACT

This study showcases the value of drone photogrammetry in creating a meter-scale geological model of complex carbonate geobodies. Although drone photogrammetry is now commonly used for modeling the sedimentary facies and architecture of sandstone outcrops, its use is not widespread in creating geomodels of carbonate geobodies. Drone photogrammetry can generate accurate line-drawing correlation and detailed architecture analysis along inaccessible vertical faces of outcrops and permits observations of unreachable places. This work models the Bathonian limestones of Massangis quarry (Burgundy) as an example. The quarry covers an area of 0.4 km² and is considered as an analogue for the *Oolithe Blanche* geothermal reservoir in the center of the Paris Basin. The Massangis quarry model represents a good analogue for reservoir microporosity and secondary porosity associated with dedolomitization. Ten facies are described and grouped into three facies associations (1) clinoforms, (2) tidal to subtidal facies, and (3) lagoonal facies. The clinoforms are sets of very large marine dunes 15–20 m high that prograded N70° across the platform as part of a regressive systems tract. Moldic rhombohedral pore spaces associated with dedolomitization are well-expressed within clinoforms and in the bioturbated levels of lagoonal facies. Drone photogrammetry combined with the “Truncated Gaussian with Trends” algorithm implemented in Petrel® software is used to create a geological model that faithfully reproduces the facies architecture observed in the quarry cliffs. Drone photogrammetry can be combined with field work to describe and locate facies and so constrain the spatial distribution of petrophysical properties. It also helps constraining the shapes of geobodies in the model grid for more realistic geological static models and helps providing 3D petrophysical models from an outcropping analogue for geothermal and petroleum reservoirs.

1. Introduction

In carbonate rocks, the interplay between depositional environments and diagenetic processes can lead to significant variations in reservoir quality making it difficult to predict fluid pathways within and across geobodies in three dimensions (3D) (Ehrenberg et al., 2006a, 2006b; Borgomano et al., 2008; Ronchi et al., 2010). Well-described field analogues can help understanding the geometry of subsurface reservoirs

(Shekhar et al., 2014). For this purpose, limestone outcrops have been extensively studied, along with numerical modeling using different software packages (e.g. Ehrenberg et al., 2006a, 2006b; Rankey et al., 2006; Harris, 2010; Palermo et al., 2010; Amour et al., 2012; Gasparrini et al., 2017; Tomassetti et al., 2018). Amour et al. (2012, 2013) presented a model of facies heterogeneity combining digitalization by LiDAR technologies and geostatistical algorithms in Petrel® for a carbonate ramp analogue in Morocco. Other examples include the

* Corresponding author.

E-mail address: hadrien.thomas@universite-paris-saclay.fr (H. Thomas).

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>

Received 14 May 2020; Received in revised form 13 October 2020; Accepted 15 October 2020

Available online 20 October 2020

0264-8172/© 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved.

outcropping Miocene and Kimmeridgian carbonate ramps in southern Italy and Spain which have been modeled in 3D to better understand the meter-scale facies architecture of the deposits and their heterogeneity (Lipinski et al., 2013; Benson et al., 2014; San Miguel et al., 2014; Tomassetti et al., 2018; Brandano et al., 2020). The development of drone photogrammetry in recent years has eased the quantitative analysis of geological outcrops, even along cliff faces (Schmitz et al., 2014; Cabello et al., 2018; Rubi et al., 2018; Nesbit et al., 2018; Siddiqui et al., 2019). However, most of these digital meter-scale resolution captures were applied to sandstone outcrops (e.g., Hayes et al., 2017; Cabello et al., 2018; Rubi et al., 2018). While geological photogrammetric models exist, complete static geological models including distribution of properties like porosity and permeability in complex sedimentary systems have not yet been created in limestones using these

technologies (Madjid et al., 2018; Marques et al., 2020).

As prototype of such a study, we used the outcropping clinoform formation of the Massangis quarry located in the Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin (Fig. 1). In carbonate rocks, clinoforms are inclined depositional surfaces corresponding to paleo-bathymetric profiles, which are well expressed within progradational sedimentary systems and sometimes form prolific reservoir geobodies (e.g. Plink-Björklund, 2020). A clear understanding of the factors controlling the vertical and lateral heterogeneity of porosity and permeability within clinoforms is fundamental for improving conceptual reservoir models of these sedimentary features (Bryn et al., 2020; Steel et al., 2020). Detailed static architectural models of such clinoforms are rare and still require further research.

The choice of this site is motivated by the fact that the Basin is well

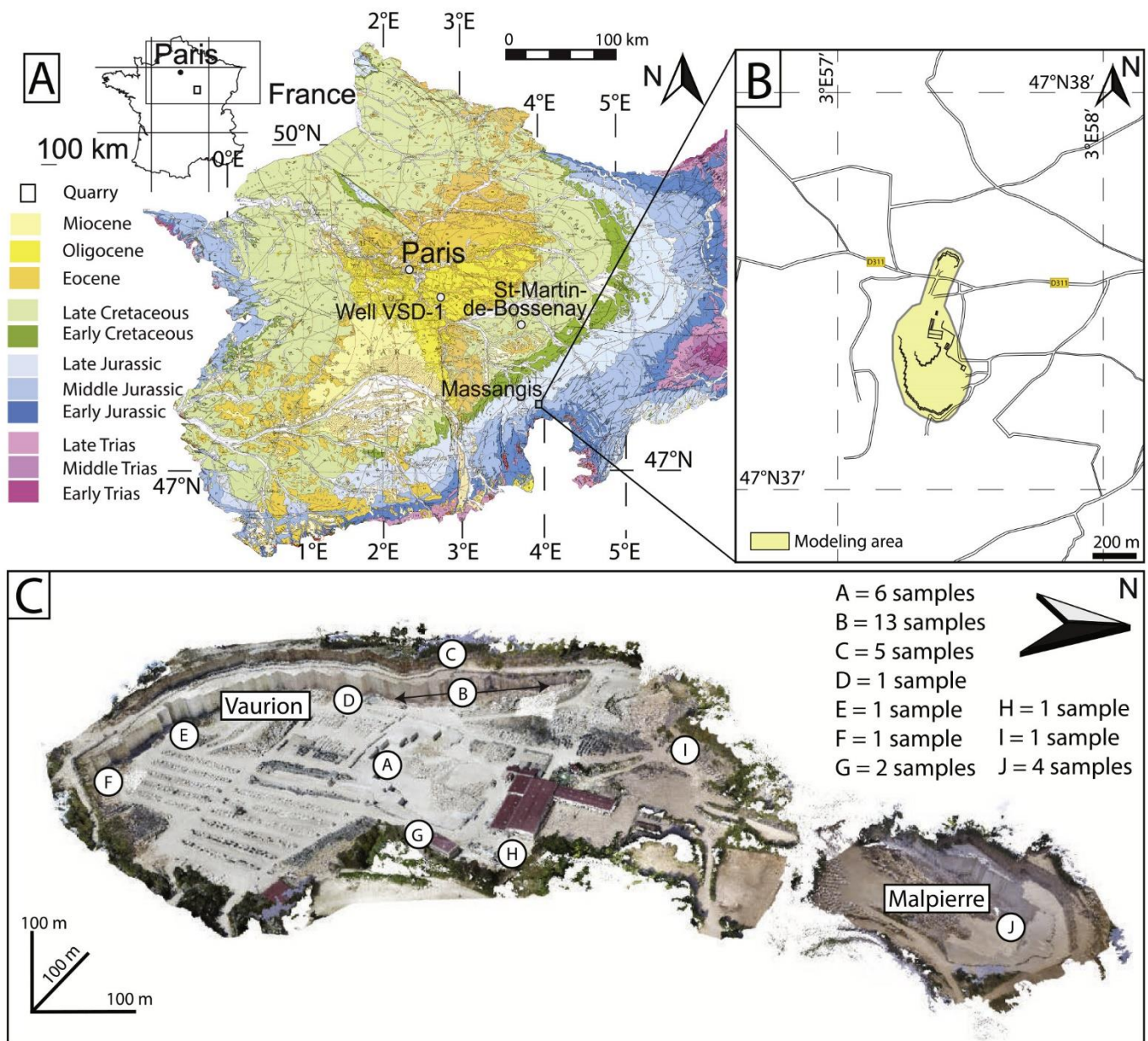


Fig. 1. A- Geological map of the Paris Basin with the quarry location in the south-eastern part of the Basin (Burgundy, France). B- Detailed map of the quarry and its surroundings. C- Aerial view of Massangis quarry with its two sites, Vaurion on the left and Malpierre on the right, with the location of sampling sites and the number of samples taken from each site.

studied, mainly because of its importance as petroleum and geothermal reservoirs and for CO₂ storage (Mougenot, 1999; Brosse et al., 2010; Lopez et al., 2010; Brigaud et al., 2014; Regnet et al., 2015; Drouiller et al., 2019). In particular, Massangis quarry in Burgundy has been studied as a reservoir analogue of the *Oolithe Blanche* Formation (Purser, 1985; Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013; Regnet et al., 2015), a major geothermal reservoir in the Paris Basin (Lopez et al., 2010). Although the sedimentological, diagenetic, and petrophysical frameworks of this reservoir analogue are now well documented (Regnet et al., 2015), no high-resolution 3D reservoir model is available until now for assessing the origin of reservoir heterogeneity. The main objective of this study is to integrate facies and petrographic descriptions, drone photogrammetry, and structural and geostatistical modeling to understand the facies heterogeneity of a carbonate outcrop dominated by clinofolds in the framework of a newly proposed depositional model. The resolution of photogrammetric models provides in sub-meter-scale (X, Y dimensions) to sub-decimeter (Z dimension) observations of facies trends and geobody geometry. We combine the photogrammetric observations with facies interpretation at different scales, from thin-section (micrometers) to core-scale, and to reservoir-scale. These quantitative data and interpretations are then integrated into a reservoir model of a quarry of the Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin using Petrel®.

2. Sedimentological, stratigraphic, and petrophysical frameworks

Massangis quarry is located in the south-eastern part of the Paris Basin, about 150 km south-east of the main geothermal reservoir currently in production around Paris (Fig. 1). The quarry modeled in this study is composed of two production sites: the Vaurion site, the main part of the quarry, and the Malpierre site, north of the D311 road (Fig. 1C). The model area, comprising both sites, is contained in a rectangle 900 m long and 500 m wide.

The quarry contains limestones of Mid to Late Bathonian age. During the Bathonian, the Paris Basin was an epicontinental sea located in subtropical latitudes at about 30° to 25°N and open to the Atlantic, Tethys, and Northern Oceans (Contini and Mangold, 1980; Thierry and Barrier, 2000). Bathonian sedimentation across the Paris Basin consisted of four main types of facies association and corresponding depositional environments (Fig. 2): protected lagoon carbonates, high-energy carbonates (shoreface), low-energy carbonates (upper offshore), and lower offshore marls (Purser, 1975, 1989). The protected lagoon environments are found in the eastern part of the Paris Basin (Fig. 2). They consist of mudstones with oncoids and benthic foraminifera, wackestones/packstones with oncoids, and peloidal grainstones (*Comblanchien* Limestones, Fig. 2). This lagoon was adjacent to high-energy shallow carbonate sedimentation domains characterized by grainstone facies composed of ooids, peloids, bivalve, bryozoan, and gastropod debris (*Oolithe Blanche* Formation, Fig. 2). Shallow carbonate sedimentation also occurred along the Armorican Massif in the western part of the basin (Armorican Platform, Fig. 2). An open marine domain characterized as lower offshore was located in the central part of the Paris Basin, consisting mainly of shales and marls (Fig. 2). A storm-dominated upper offshore domain occurred between the shallow carbonate platform and the deeper zone (Fig. 2).

Based on previous studies of the Massangis quarry, three main parts have been recognized (Loreau and Bailly, 1996; Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). The lower part is mainly composed of tidal deposits. The middle part is made up of limestones displaying large clinofolds up to 15 m-thick representing the main part of the rocks quarried commercially. These two parts of the quarry belong to the *Oolithe Blanche* Formation. The upper part consists of lagoonal deposits, named *Comblanchien* Limestones, capping the large prograding geobodies. Loreau and Bailly (1996) identified two beds including characteristic brachiopod species constraining stratigraphic framework:

Burmirhynchia icaunensis at the top of the lower part and *Burmirhynchia thierachensis* at the base of the upper part. *Burmirhynchia icaunensis* is typical of the ammonite *hodsoni* Zone and *Burmirhynchia thierachensis* of the *orbis* Zone (Fig. 2, Garcia et al., 1996; Garcia and Dromart, 1997). The foraminifer *Meyendorffina bathonica* in the upper part is an additional marker, although of less importance, for the Late Bathonian age of the *Comblanchien* Limestones. The quarry deposits are thus dated to the Late Bathonian, *hodsoni* to *orbis* Zones (Fig. 2A), spanning from 166.1 Ma to 165.1 Ma.

Despite several detailed sedimentological studies, the genetic origin of the 15 m-thick prograding clinofold complex unit is still debated. Casteleyn et al. (2010) and Makhloufi et al. (2013) interpreted the clinofold as a shoal system separating a protected lagoon from more open marine environment. However, marls typical for a laterally protected lagoon and open marine facies are absent in local studies. More recently, Vincent et al. (2017) re-interpreted these clinofolds as giant (very large) migrating dunes on a large gently sloping bank flanking the Burgundy platform.

Stratigraphic sequences and sedimentary geometries of the Bathonian deposits in the Paris Basin have been recognized since the pioneering work of Vail et al. (1987), and have been refined by various studies (Jacquin et al., 1992, 1998; Garcia et al., 1996; Gaumet et al., 1996; Brigaud et al., 2014). Depositional sequences are composed of transgressive and regressive systems tracts bounded by sequence boundaries (Catuneanu et al., 2011). The maximum flooding surfaces (MFS) of each sequence, marking the boundary between deepening-upward to shallowing-upward trends, are well dated by the occurrence of ammonite fauna and, more often, specific brachiopod-rich beds in the Paris Basin (Garcia et al., 1996 b; Garcia and Dromart, 1997). The brachiopod association found in the lower part of Massangis quarry corresponds to the *Concima* MFS (*hodsoni* Zone) and that of the upper part of the quarry marks the *Digona* MFS (*orbis* Zone, Fig. 2). The sequence boundaries Bt3 and Bt4 located in this time window are identified in the quarry on the basis of sequence stratigraphic analysis (Vincent et al., 2017). All these surfaces are placed within the standard European Ammonite Zones (Fig. 2, Gradstein et al., 2012).

Petrophysical data from outcrops of the Massangis quarry were acquired during the last decade. Three types of porosity and permeability data from this quarry were compiled for the present study (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013) representing a total of 36 porosity and 10 permeability measurements. 18 total porosities come from plug samples taken from five large oriented blocks using water saturation within about 20 cubic decimeters each. On the same blocks, the 10 permeabilities were measured using N₂ as fluid. 9 macroporosities (corresponding to pores exceeding 10 µm) were measured on thin-sections using a threshold surface and 9 microporosities were deduced. Additional petrophysical data, acquired by Casteleyn et al. (2010, 2011) and Makhloufi et al. (2013) in two nearby quarries (Ravières and Bierry-les-Belles-Fontaines), were added: 85 porosities (50 total porosity, 17 macroporosity and 18 microporosity) and 33 permeabilities. Data from Ravières and Bierry-les-Belles-Fontaines are considered to be useable in this model as both of them have the same microfacies and depositional environments as shown by Casteleyn et al. (2010, 2011) and Makhloufi et al. (2013). The Bierry-les-Belles-Fontaines quarry is 17 km distant from Massangis at 47°36'42.2" N 4°10'45.3"E. The Ravières quarry is 23 km distant from Massangis at 47°43'41.8"N 4°13'36.2"E. The lateral continuity of the studied platform allows transposing the petrophysical properties from these 2 other quarries to Massangis. A total of 164 petrophysical values (121 porosities and 43 permeabilities) from literature were thus added to populate the reservoir model.

3. Material and method

Facies analysis was conducted including a description of lithology, texture, bedding pattern, sedimentary structures, and faunal content

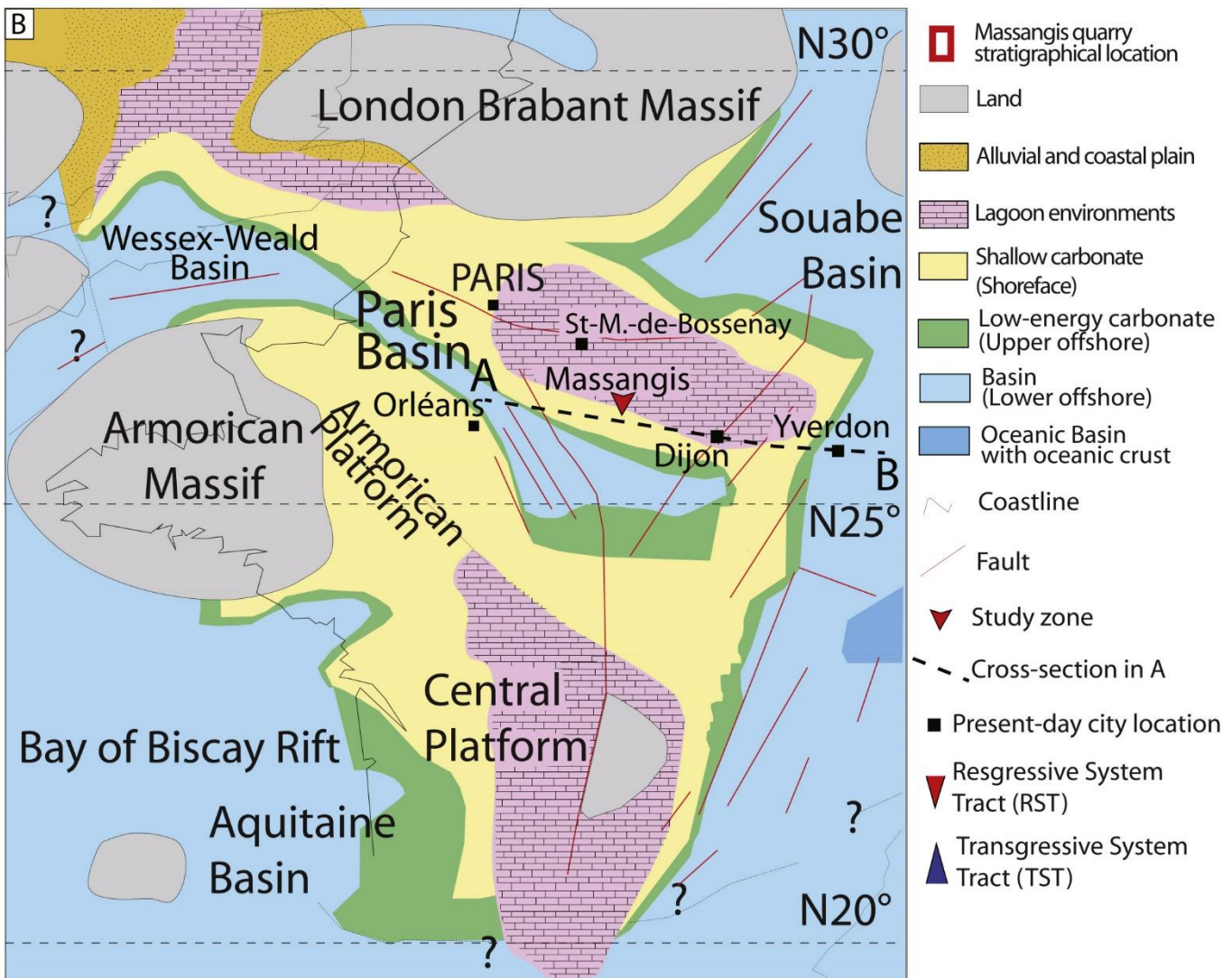
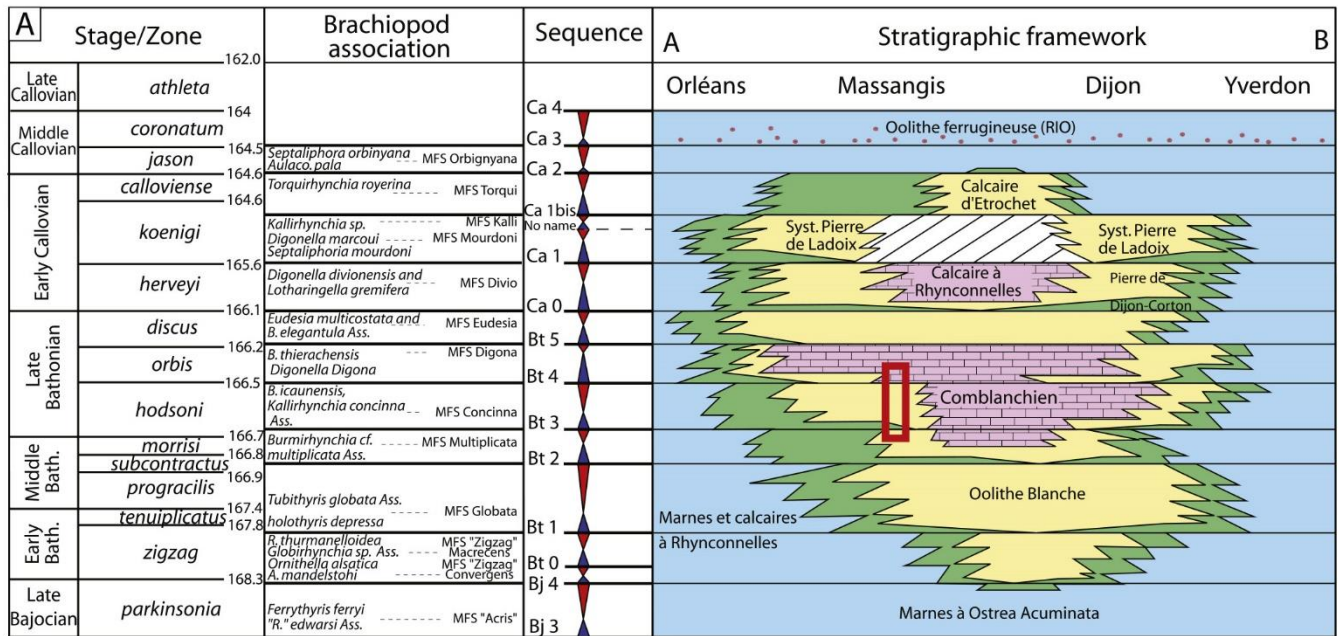


Fig. 2. A- Chrono-stratigraphic framework of a west-east transect across the Paris Basin and location of Massangis quarry (profile A-B on the map below). B- Paleogeographic map of France during the Late Bathonian with the location of the quarry.

(Fig. 1). Field observations included sample collection, facies description of all accessible cliffs, logging at seven separate locations in the quarry (sampling points A, B, C, F, G, H and J, Fig. 1C), and drone photogrammetry. Paleodepths were estimated for each facies by examining their sedimentary structures, textures, and allochems.

Macrofacies analysis was supplemented by detailed observation of pore types and diagenetic features on 35 blue resin-impregnated thin sections using the JMicrovision® software (JMicrovision®, Roduit, 2008). Petrophysical data from the studies of Casteleyn et al. (2010, 2011) and Makhloufi et al. (2013) were assigned to specific facies based on the depositional environment described by the authors (total porosity, macroporosity, microporosity, and permeability). Measures that could not be associated with confidence were excluded from the dataset.

As pointed out by Catuneanu et al. (2011), surfaces selected as sequence boundaries vary from one sequence stratigraphy approach to another and the choice typically depends on which surfaces are best expressed in each situation. The surfaces described in this study underline a transition between different depositional environments and correspond to maximum regressive surfaces. The surfaces Bt4 and Bt3 (Fig. 2) were therefore used to characterize the evolution of facies in the geological model. Moreover, we did not differentiate between Highstand Systems Tract and Lowstand Systems Tract and they are grouped here within a single Regressive Systems Tract (Embry, 2009; Catuneanu et al., 2011).

The photogrammetric model was created from 7900 photos taken with a Mavic Pro 2 (Dji™) drone equipped with a 20 Mega Pixel resolution camera. Image resolution was about 2.3 cm/pixel. Planar overflights were necessary to cover most of the quarry. Vertical flights were

used to cover the vertical quarry walls more accurately, allowing closer study of the sedimentary formations. The study area covers 0.4 km² (40.04 ha). All pictures were georeferenced with an on-board GPS, gyroscope, and accelerometer. The photogrammetric model was created with Pix4D® software. The software outputs are a point cloud file (.xyz) composed of 67 million points, and a file containing mesh triangles (.obj) at high resolution (752 020 nodes, 1 510 551 triangles). Because all points are georeferenced, we obtain a high-resolution Digital Elevation Model (DEM). The texture file (.jpg) represents the orthoprojection of the pictures in the dataset oriented and located on the triangles of the mesh (covered area of point with RGB color code: 0.94 cm² in Pix4D, size of the texture file computed: 1,01 GPixels, size of the texture file used in VRGS®: 268 MPixels, excluding some parts of the photogrammetric model of the quarry) allowing us to reconstruct a 3D Digital Outcrop Model (DOM). The 3D object (.obj), with the texture file (.jpg), was then imported into Virtual Reality Geological Studio (VRGS®), a software package developed by Hodgetts (2010) (Fig. 3) to interpret the sedimentary structures. The sedimentary and stratigraphic surfaces observed in the DOM were manually digitalized to create polylines exported in polygon (.ply) format (Fig. 3).

Petrel® software (Schlumberger) was used to build the geomodel. The georeferenced point cloud extracted from Pix4D® (.xyz) was imported in Petrel® as a pointset to recreate a DOM, adding the offset used by the software as a transition in Petrel® to precisely locate the point cloud of the quarry. These points were interpolated to generate a topographic surface using the “make surface” tool built-in Petrel®. The geocellular model is 917 m long, 380 m wide, and 49 m-thick. The top and the base were defined by the highest and lowest topographic points, which also correspond to the top and bottom of the sedimentary section.

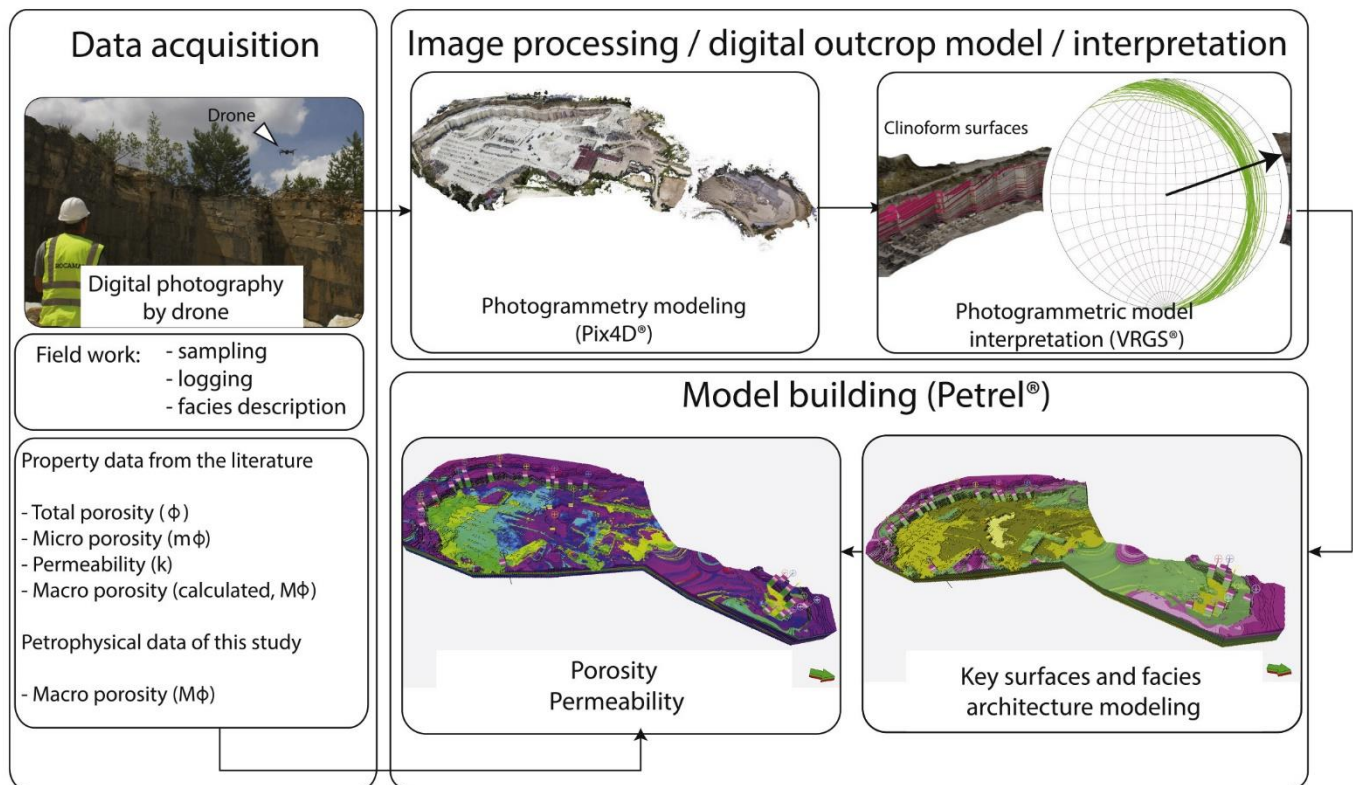


Fig. 3. Overview of the workflow for generating the 3D facies, porosity, and permeability model. First the pictures were captured by a drone equipped with 20 Mega Pixel camera and GPS during two days of field work at Massangis quarry. Sample observations were made on thin sections and macroporosity acquired by image analysis. Previous petrophysical data were collected from the literature (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). Images were processed using Pix4D® and the resulting Digital Outcrop Model interpreted using Virtual Reality Geological Studio (VRGS®). Facies, porosity, and permeability were modeled using Petrel® software. Note the stereonet (upper right) showing the dips and azimuths observed on the beddings of clinoforms (data in the Supplementary Material Table S1).

Polylines were imported from VRGS® software as guidelines for creating surfaces and clinofolds in Petrel®. To generate the surfaces, the poly-lines were converted to point clouds and replicated in a 2D window, perpendicular to the direction of the accretion of the clinofolds (Fig. 3, Supplementary Material Table S1). Surfaces were then modeled using the “Make surface” tool of Petrel® and using the point clouds generated previously as input. This process has been repeated for the 16 original polylines transformed to surfaces. The modeled zones between the surfaces were set to “conformable”, except for a bioturbated surface below the clinofold surfaces used as “base” and the surface on top of the clinofolds used as “erosional”. In addition to 7 logs measured at the sampling sites in the quarry, 23 synthetic numerical logs were created in the photogrammetric model to position the sedimentological logs and samples. The cell size of the resulting 3D grid was set to 1 m × 1 m for the XY dimensions. The Z-size depends on the thickness of the sub-zones, averaging 0.88 m. The resulting 3D grid is composed of a total of 60 632 040 cells. The model framework is composed of three zones delimiting the main sequence boundaries. The “Truncated Gaussian with Trends” algorithm was used to accurately model facies on the cliffs of the quarry based on the upscaled facies logs created using the samples and observations on the photogrammetric model. Four petrophysical properties were created (total porosity, macroporosity, microporosity, and permeability). They were modeled individually for each facies using the “Gaussian Random Function Simulation” algorithm. Specific distributions were assigned to each facies, including minimum, maximum, mean and standard deviation. These values were determined using a facies by facies statistical analysis of the petrophysical data. The anisotropy of the properties could not be constrained and has therefore not been used. For closer control of the distribution of the properties related to the facies (“facies bias”), co-kriging relationships were established between total porosity and the other two porosity properties (macroporosity and

microporosity). Permeability was co-kringed to total porosity as a trend and macroporosity as a collocated co-kriging property. Readers will need to bear these points in mind for a better understanding of the workflow in the following sections.

4. Results

4.1. Facies

Ten facies were identified for the entire stratigraphic interval under study, defining three depositional environments (facies associations) ranging from upper offshore to lagoon (Fig. 4). Observations and descriptions are summarized in Table 1. A synthetic sedimentological log of the quarry illustrates the stratigraphic succession and the depositional environments (Fig. 5). In this section, we describe each facies association in detail from the most distal to the most proximal facies.

4.1.1. Clinofolds (facies association FA1)

Description - Four facies are grouped in the “clinofolds” facies association based on dominant texture and allochems (Fig. 4): (1) marls (facies F1a), (2) bioturbated peloidal crinoidal packstones (facies F1b), (3) peloidal packstones with crinoids (facies F1c), and (4) ooids and peloidal grainstones with crinoids (facies F1d). Facies F1a is composed of marls, containing few bioclasts, principally crinoids and echinoderm fragments (Fig. 4, Table 1, Figs. 5, Fig. 6A). In the quarry, marls appear to be very rare and have been observed only once at the base of some clinofolds. Marls were deposited at the bottom of the clinofolds and subhorizontal planar laminations are observed (Fig. 6B). Facies F1b is a bioturbated peloidal crinoidal packstone (Figs. 4, Fig. 5, Fig. 6 C&E, Table 1). Some layers contain bivalves and crinoids. Intense bioturbation is also observed in this facies with *skolithos* and *cruziana*

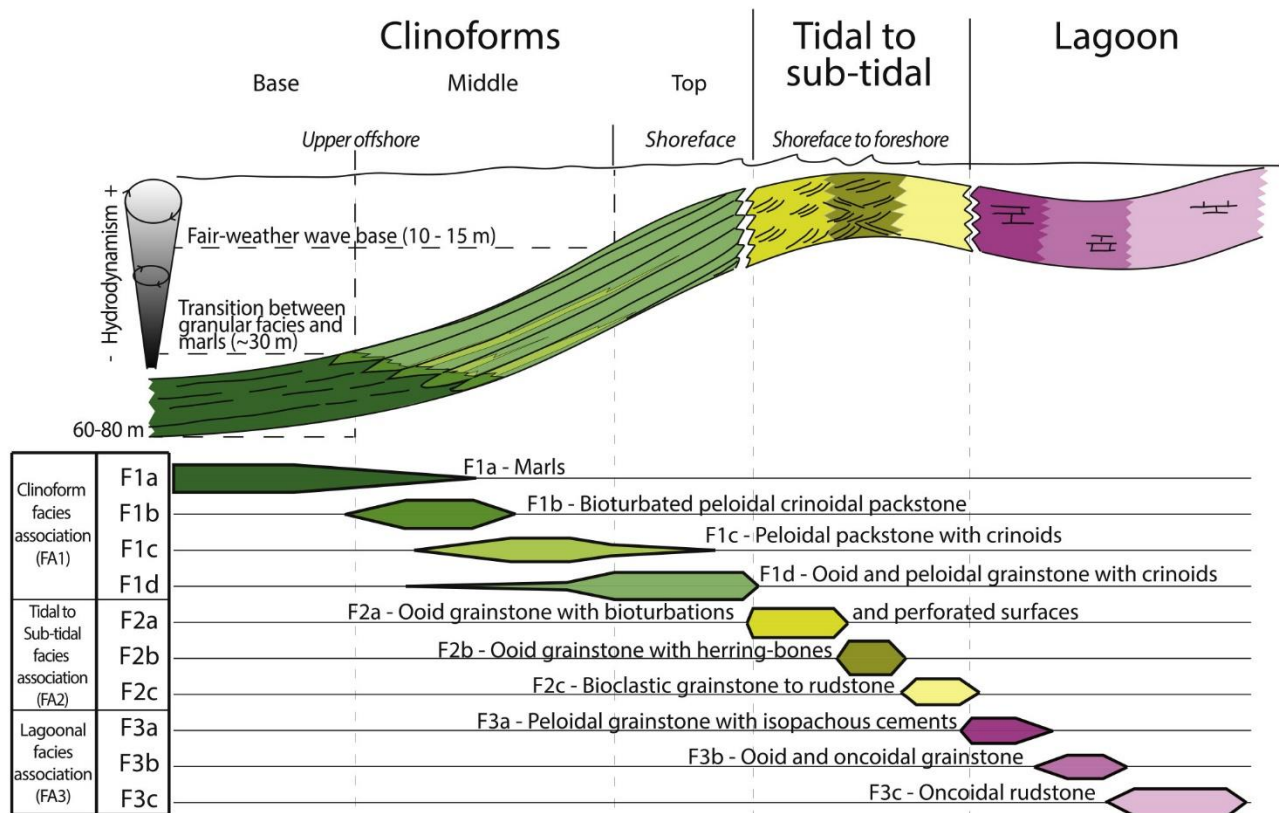


Fig. 4. Distribution of the Bathonian facies on a theoretical downdip profile from the bottom of the clinofolds to the lagoonal environment. This synthetic profile shows the succession of the facies on the platform, depending on bathymetry. The same colour code for facies types has been used in subsequent figures.

Table 1

Facies table of the samples from the quarry. R = Rare <10%; C = Common 10–20%; F = Frequent 20–50%; A = Abundant >50%.

Facies association	Lithofacies	Non-bioclastic-components	Bioclastic components	Sedimentary, biogenic features	Depositional environment	Texture/ Granulometry min: 5% Max: 95%	Porosity	Diagenesis	Samples
FA1 Clinoforms	F1a - Marls	Intraclasts (C)	Echinoderms (C), Crinoids (C)	Offshore		Marl			
	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone	Superficial ooids (C), Concentric ooids (R), Peloids (F), Oncoids (R), intraclasts (C)	Echinoderms (F), Crinoids (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Bivalves (R), Gastropods (R)	Bioturbations (<i>skolithos</i> , <i>cruziana</i>)	Offshore	Packstone Min: 115 µm Mean: 240 µm Max: 390 µm	Intraparticle microporosity, dedolomitization	Micritization, local blocky calcite, dolomitization	Mas:6-2.01-3.01-4.01-4.02-5.01 MA-1-19
	F1c - Peloidal packstone with crinoids	Superficial ooids (C), Concentric ooids (R), Peloids (C), Oncoids (R)	Echinoderms (C), Crinoids (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Bivalves (R), Gastropods (R)		Shoreface	Packstone Min: 100 µm Mean: 260 µm Max: 550 µm	Intraparticle microporosity, dedolomitization	Micritization, local blocky calcite, dolomitization	Mas:10
	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	Superficial ooids (F), Peloids (C), Oncoids (VR)	Echinoderms (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Crinoids (R), Bivalves (R), Gastropods (R), Foraminifera (R), Coral fragments (R)		Shoreface	Grainstone Min: 100 µm Mean: 290 µm Max: 590 µm	Intraparticle, interparticle, dedolomitization	Blocky calcite, micritization	MAS:7-8-9-11-12-13-14-15 MP-2
FA2 Tidal to sub-tidal	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	Concentric ooids (A), Peloids (C), Oncoids (R)	Echinoderms (C), Bivalves (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Serpulids (R), Coral fragments (R), Gastropods (R), Foraminifera (R)	Small ot medium dunes, perforations, perforations, bioturbations (<i>Thalassinoides</i>)	Shoreface wave-dominated	Grainstone Min: 145 µm Mean: 430 µm Max: 890 µm	Intraparticle, in matrix (rare matrix appearance), interparticle (inside bioturbations), dedolomitization	Early isopachous cement, early micritization, early microsparitic geopetal cement, blocky calcite, local dedolomitization, pyrite	MAS:BAS-1 BAS-2-3-4
	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	Concentric ooids (A), Peloids (C), Oncoids (R)	Echinoderms (C), Bivalves (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Serpulids (R), Coral fragments (R), Gastropods (R), Foraminifera (R)	Herring bones, small to medium dunes	Tidal	Grainstone Min: 130 µm Mean: 310 µm Max: 595 µm	Intraparticle, in matrix (rare matrix appearance), interparticle (inside bioturbations), de dolomitization	Early isopachous cement, early micritization, early microsparitic geopetal cement, blocky calcite, local dedolomitization, pyrite	MAS: 2-5 MP-1-3
	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	Concentric ooids (A), Peloids (C), Oncoids (R)	Echinoderms (C), Bivalves (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Serpulids (R), Coral fragments (R), Gastropods (R), Foraminifera (R)		Shoreface	Grainstone Min: 95 µm Mean: 450 µm Max: 1010 µm	Intraparticle, in matrix (rare matrix appearance), interparticle (inside bioturbations), dedolomitization	Early isopachous cement, early micritization, early microsparitic geopetal cement, blocky calcite, local dedolomitization, pyrite	MAS-1-16-17-18
FA3 Lagoon	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	Ooids (F), Peloids (C), Oncoids (R)	Brachiopods (R), Bryozoans (R), Echinoderms (R), Bivalves (R), Foraminifera (R), Coral fragments (R)		Lagoon	Grainstone Min: 70 µm Mean: 210 µm Max: 495 µm	Dedolomitization, intraparticle	Isopachous cements, blocky calcite, micrite	MAS: 22-23
	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	Ooids (A), Peloids (C), Oncoids (R), Grapestone (R)	Foraminifera (C), Brachiopods (R), Bryozoans (R), Echinoderms (R), Bivalves (R), Green	Small dunes, bioturbations	Lagoon – wave-dominated	Grainstone Min: 115 µm Mean: 365 µm Max: 860 µm	Dedolomitization (interparticle), intraparticle	Isopachous cements, blocky calcite, micrite	MAS: 19-21 MP-4

(continued on next page)

Table 1 (continued)

Facies association	Lithofacies	Non-bioclastic-components	Bioclastic components	Sedimentary, biogenic features	Depositional environment	Texture/Granulometry min: 5% Max: 95%	Porosity	Diagenesis	Samples
	F3c - Oncoidal packstone to floatstone	Oncoids (C), Ooids (R), Peloids (C)	algae (R), Gastropods (R), Bivalves (C), Foraminifera (C), Brachiopods (R), Echinoderms (R), Bryozoans (R), Gastropods (R)	Lagoon		Packstone, Rudstone Min: 150 µm Mean: 720 µm Max: 2430 µm	Intraparticle, interparticle	Micrite, oxides, microsparite	MAS: 20

ichonofacies (Fig. 6E). It is located at the base of the clinofolds. Pores of 50–100 µm size form the macroporosity and have a geometric rhomb shape created by diagenetic dedolomitization (Fig. 6D). This pore type may be characterized as moldic. Facies F1c is a peloidal packstone with crinoids (Fig. 4, Table 1, Fig. 6F). The main difference with facies F1b is the absence of bioturbations. It also differs from facies F1b in that it is found higher up in clinofold sets (Fig. 6G). Pores are 50–400 µm geometric rhombs and are formed by the same dedolomitization process as F1b. Facies F1d is an ooid and peloidal grainstone with crinoids (*Apiocrinus* sp., Loreau and Bailly, 1996) and bivalves (Figs. 5 and 6G&H, Table 1). Bioclast alignments underline the bedding. Blocky calcite and syntaxial cement fill the interparticle space, leaving only microporosity within the peloids and ooids.

Interpretation – Marls (facies F1a) and bioturbated peloidal crinoidal packstones (facies F1b) are interpreted as having been deposited in an upper offshore environment below the fair-weather wave base, as indicated by their muddy textures, bioturbations (*skolithos* and *cruziana* ichonofacies), and their basal position within clinobeds. As peloidal packstones (F1c) were located higher up in the clinobeds, they probably formed in upper offshore to lower shoreface environments. Ooid and peloidal grainstones (F1d) formed in shoreface environments, as indicated by their high-energy granular texture and their position high up in the clinofolds.

4.1.2. Wave to tide-dominated ooid grainstones (facies association FA2)

Description - This facies association encompasses several grain-supported facies mainly composed of ooids and crinoids (Figs. 4 and 5). Facies F2a is an ooid grainstone containing crinoids (*Apiocrinus* sp.), bivalves, brachiopods, and oncoids. Two perforated surfaces and one bioturbated surface (*Thalassinoides*) have been observed in this facies (Fig. 7A–D, Table 1). Sigmoid and planar cross-bedding in marine carbonate sand medium dunes measuring several tens of centimeters is common (Fig. 5). Porosity is widespread due to dedolomitization preferentially affecting the sedimentary infill of perforations in hardgrounds. Facies F2b is an ooid grainstone with crinoids, gastropods, bryozoans, peloids, and herring-bone stratification (Fig. 7A, B, E, Table 1). Observed porosity corresponds mainly to microporosity within ooids (Fig. 7F). No bioturbations or perforations are observed in facies F2b (Fig. 7B, E). Facies F2c is a bioclastic grainstone to rudstone, with concentric ooids, peloids, bivalves, echinoderms, gastropods, brachiopods and rare bryozoans, serpulids, and coral fragments (Figs. 5, 7G and 7H). Blocky calcite cements are well-developed in this facies and the main pore type is microporosity.

Interpretation – The widespread perforations, grain-supported textures, and bioclast fragments indicate high-energy environments. In facies F2a, sigmoid and planar cross-bedding in small to medium dunes indicate shallow high-energy wave-dominated conditions in a shoreface environment. Besides, herring-bone stratification in facies F2b indicates tidal influence in high-energy shoreface to foreshore environments.

4.1.3. Lagoonal environments (facies association FA3)

Description - Facies association FA3 (Fig. 4) encompasses three facies: (1) peloidal grainstone with isopachous cements (facies F3a, Figs. 5, Fig. 8A and B), (2) ooid and oncoidal grainstone (facies F3b, Figs. 5, Fig. 8C and D), and (3) oncoidal packstone to floatstone (facies F3c, Figs. 5, Fig. 8C, E). Facies F3a is composed of ooids, bioclasts, and foraminifera *Meyendorffina bathonica* (Figs. 5 and 8A and B, Table 1). It is located at the top of the quarry (Figs. 5 and 8A and B, Table 1). Facies F3b (Fig. 5, Table 1) is rich in ooids and contains oncoids, peloids, and bioclasts (foraminifers e.g. *Meyendorffina bathonica*, bivalves, coral fragments). This facies also displays cross-stratification (Fig. 5) and microporosity is dominant. Facies F3c has a mud-supported texture (packstone to floatstone) dominated by centimeter-size oncoids with bioclasts (bivalves, foraminifers *Meyendorffina bathonica*, miliolids) (Figs. 5 and 8C, E, Table 1).

Interpretation - The dominance of mud-supported textures and

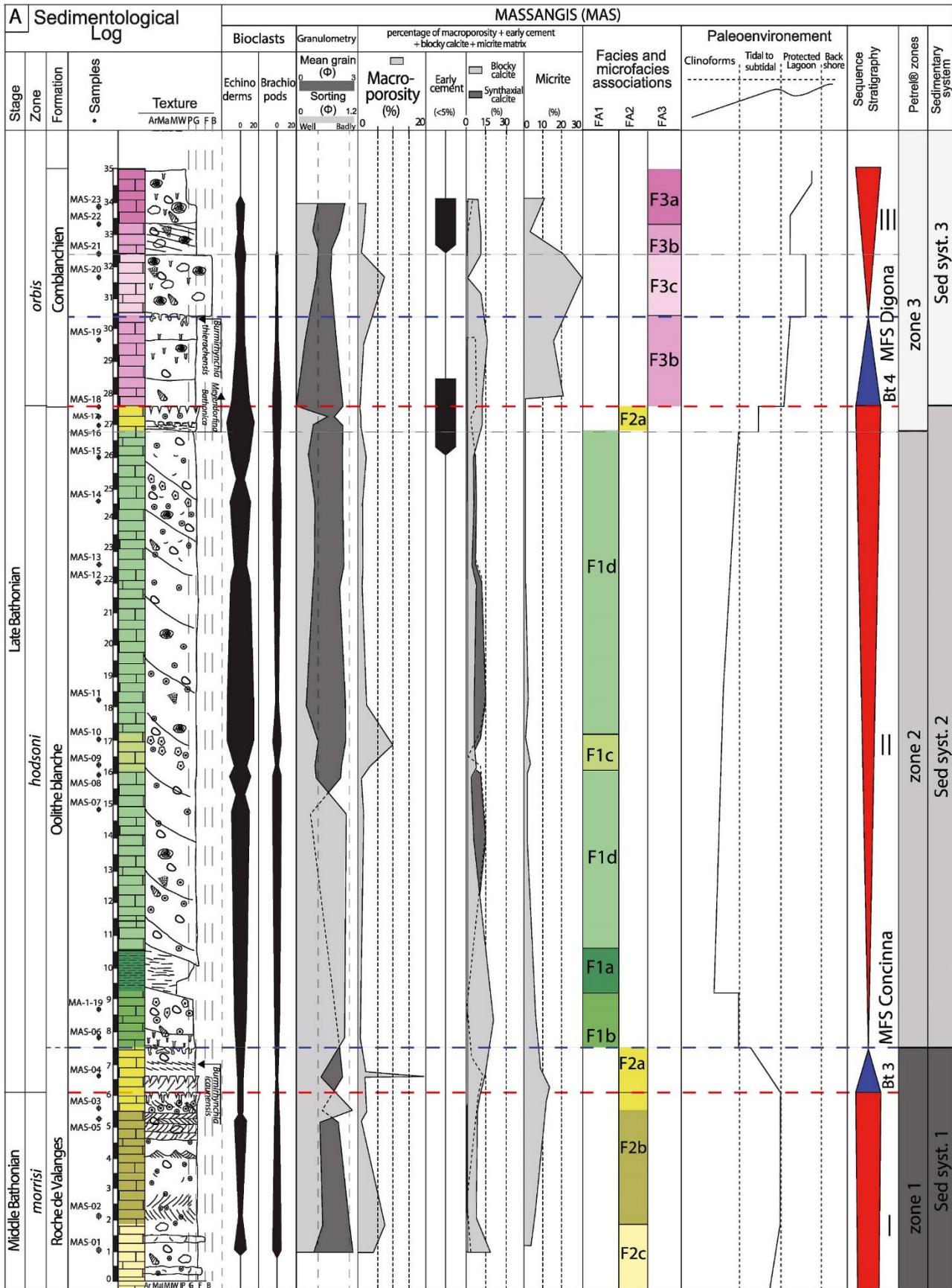


Fig. 5. a. Synthetic sedimentological log of Massangis quarry illustrating facies, paleoenvironment interpretation, and sequence stratigraphy. Fig. 5b. Legend of the log of the quarry (Fig. 5a).

B M Z D	Fauna			Allochems		Texture	
	Bivalves Gastropods Echinoderms Bryozoans Bioturbations Foraminifera	Superficial ooids Oncoids Pelloids	Ma: Marl P: Packstone B: Boundstone M: Mudstone G: Grainstone W: Wackestone F: Floatstone				
	Sedimentary structure					Lithology	
	3D tidal dunes Dunes Cross-bedding stratification (Herring-bones)			Limestone Marl/marlstone			
					Surface		
					hardground Bioturbated surface		
FA3 - Lagoonal environment				FA2 - Tidal to subtidal environment			
F3c - Oncoidal rudstone		F2c - Bioclastic grainstone to rudstone					
F3b - Ooid and oncoidal grainstone		F2b - Ooid grainstone with herring-bones					
F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements		F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces					
FA1 - Clinofolds of very large dunes							
F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone					
F1c - Peloidal packstone with crinoids		F1a - Marls					

Fig. 5. (continued).

planar stratification both indicate low-energy conditions. The presence of peloids and very well-preserved gastropods is evidence of a sheltered lagoonal environment (Fig. 4). The scattered grain-supported layers are either local tidal deposits (channels, bars) or storm wash-over deposits.

4.2. Sequence stratigraphy and architecture

4.2.1. Stratigraphic framework

Three depositional sequences are identified along the studied stratigraphic interval (Fig. 5). Considering a time range of about 1 My for the interval under study based on (Gradstein et al., 2012), the average duration for each cycle is 0.3 My. Only the upper part of the regressive systems tract of the lowest sequence is observed (Sequence I, Fig. 5). It corresponds to the ooid grainstone facies with herring bones under tidal influence (facies F2b, Fig. 7B, E). This regressive systems tract is capped by the Bt3 maximum regressive surface (MRS), which is well expressed by a hardground (Figs. 5 and 7G).

Sequence I is sub-horizontal and easy to follow on the outcrop. The transgressive systems tract of Sequence II is characterized by a 2 m-thick ooid grainstone deposit with cross-stratifications of several tens of centimeters in small to medium dunes. The top 50 cm is bioturbated.

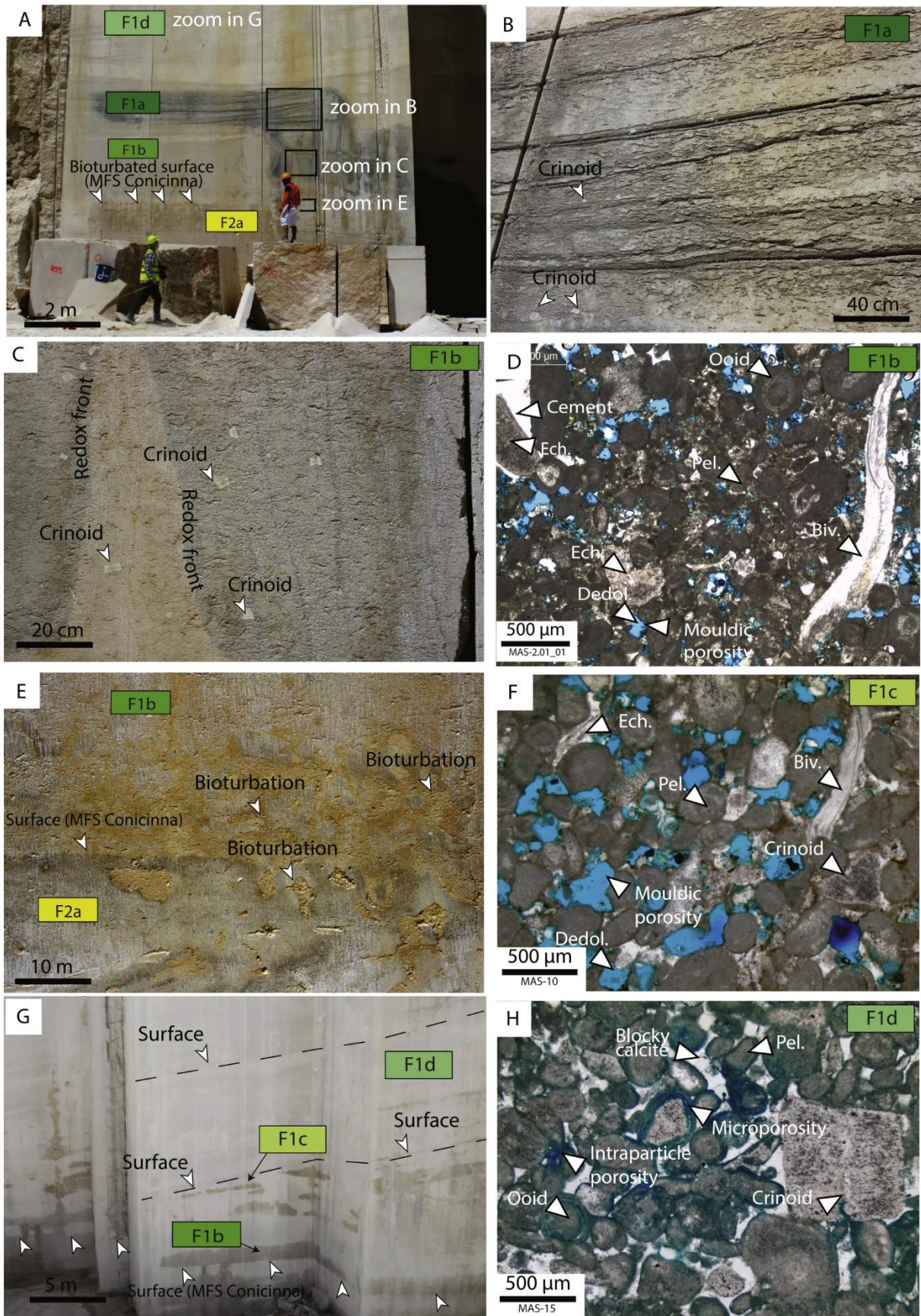
The maximum flooding surface of Sequence II is located along a very well expressed and developed bioturbated surface (MFS *Concinna*, Figs. 5 and 6E). The surface forms a very good marker at the quarry scale. The regressive systems tract of this Sequence II marks a shift from upper offshore (facies F1a) to shoreface facies (facies F1d). It corresponds to a 15–20 m-thick succession of clinofolds composed of peloidal and ooid or bioclastic grainstone (facies association FA1, Fig. 5). The main direction of progradation of the clinofolds is N70°. The bottom of the clinofolds is composed mainly of a highly bioturbated facies F2b, and locally of marls (facies F1a). Near the toe of the clinofolds, deposits are tangential to the base, and the dip of the sets is 7°. The dip angle steepens along the clinofold sets reaching a maximum of 25°. The top of the clinofolds exhibits a hardground corresponding to the maximum regressive surface Bt4.

The transgressive systems tract of Sequence III is composed of 7 m-thick lagoonal facies (Facies F3b) topped by a bioturbated surface corresponding to the maximum flooding surface (MFS *Digona*, Figs. 5 and 8C). The regressive systems tract of Sequence III is characterized by the

development of lagoonal packstone to floatstone (facies F3c, Fig. 8C, E).

4.2.2. Facies modeling

To model the 3D facies heterogeneity of the carbonate deposits as accurately as possible, we adopted an iterative approach using stochastic methods such as the Petrel® “Truncated Gaussian with Trends”, “Object Modeling”, and “Assign Value” algorithms. The 3D geomodel encompasses the three sequences and four surfaces identified by sequence stratigraphy. The two maximum regressive surfaces, Bt3 and Bt4, and the two maximum flooding surfaces, MFS *Concinna* and MFS *Digona*, were digitized on VRGS®. Sixteen clinofold surfaces were also digitized on VRGS® as polylines. As some clinofolds could not be observed in some parts of the quarry, initial clinofolds were duplicated (29 times) with the same tangential dip (20°) and azimuthal (N70°, Fig. 3, Table S1) inclination to create a complete and continuous layout of the clinofolds from south to north, bringing the number of clinofold surfaces to 45. A total of 52 surfaces (45 clinofold surfaces and 7 structural modeling surfaces) were thus integrated into the model. Note that there is no difference between clinofold surfaces and structural modeling surfaces from the software point of view. We used these surfaces to distinguish three zones (Petrel zones) in the geomodel, representing the sequences, to populate the facies properties. The first zone (zone 1) groups Sequence I and the transgressive systems tract of Sequence II, both displaying a horizontal sedimentary pattern. The top of zone 1 corresponds to the maximum flooding surface MFS *Concinna* (Fig. 5). The second zone (zone 2) corresponds to the clinofolds, which belong to the regressive systems tract of Sequence II and are bounded by the MFS *Concinna* at the base and the maximum regressive surface Bt4 at the top (Fig. 5). Because of the particular geometry of the clinofolds, we modeled this unit separately to make the geometry of the cells fit the clinofold geobodies. All the clinofold surfaces (set as “conformable”), the Bt4 surface on top (set as “erosive”) and the MFS *Concinna* (set as “base”) were used as inputs in the “horizons” window of the “structural modeling” panel to limit the toes of clinofolds in Petrel®. The third zone (zone 3) is composed of Sequence III, from the Bt4 maximum regressive surface to the top of the quarry. With the 52 surfaces created in the model, the three zones were divided into 51 sub-zones. For Zones 1 to 3, the “simple grid” algorithm was used. Based on fieldwork and the 3D photogrammetric model on Pix4D, 30 measured (7) and synthetic



(caption on next page)

Fig. 6. A- Photograph of a vertical face of excavation of the quarry showing facies F1a marls, F1b bioturbated peloidal crinoidal packstone, F1d ooid and peloidal grainstone with crinoids, and F2a ooid grainstone with bioturbations and hardgrounds. The bioturbated surface is arrowed (*Thalassinoides*). B- Detail showing facies F1a marls with some crinoids. C- Close-up of facies F1b bioturbated peloidal crinoidal packstone with a redox front. D- Facies F1b bioturbated peloidal (Pel.) crinoidal packstone with echinoderms (Ech.), bivalves (Bi.), and ooids under microscope (sample MAS2.01). Note the secondary macroporosity (moldic porosity) due to a dedolomitization phase. E- Blow-up of the bioturbated surface and lithoclasts between F1b and F2a made by *Thalassinoides*. F- Facies F1c peloidal (Pel.) packstone with crinoids, bivalves (Bi.), and echinoderms (Ech.) (sample MAS-10). Note the porosity of this facies is due to a more intense phase of dedolomitization (Dedol.). G- Example of facies F1d from the photogrammetric model of the quarry showing clinoform surfaces. H- Thin section example of facies F1d, peloidal (Pel.) and ooid grainstone with crinoids (sample MAS-15). Note the blocky calcite between the grains. Refer to Fig. 4 for colour code of facies types. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

(23) well logs were created to populate the model, providing matching points for the facies modeling (Fig. 9). The 23 synthetic logs were created according to the facies observations made in the photogrammetric model on VRGS® to map the vertical facies heterogeneity observed in the photogrammetric model (Fig. 9A-C). Once the facies were upscaled, we used the “Truncated Gaussian with Trends” algorithm implemented in Petrel® to closely control the distribution of the facies in the prograding trend in zone 2. It was also partially used in zone 1 and zone 3. Using this algorithm involves following a specific workflow for each zone: (1) choose the facies and check the facies order, (2) edit the transition of facies within the 51 sub-zones and (3) decide on the spatial extension of facies belts. For zone 1 (tidal to subtidal facies) and the lagoonal zone 3, other algorithms were marginally used coupled with statistical data analysis to obtain a satisfactory result for the facies distribution when compared to the photogrammetric model (Fig. 9). The “Object Modeling (stochastic)” function was used to create geobodies (e.g. lenticular objects of tidally influenced facies F2c observed on top of the clinoforms in zone 2, Fig. 9). These lenticular geobodies cap the clinoform deposits and are rarely preserved but they have been seen in a few spots in the quarry (Fig. 9). The dimensions of the lenticular geobodies have been conservatively determined by measuring them on the photogrammetric model to reduce possible exaggerations on the semi-variogram range. They are created by wave influence at the top of the clinoforms due to a lower sea level. In addition, the “Assign Value” algorithm was used, where only one facies could be seen in a few sub-zones (F2b, F3c, Fig. 9).

4.3. Petrophysical characteristics and modeling

Four pore types, illustrated in Fig. 10, are observed in thin sections: (1) intergranular pores (Fig. 10D) (2) vuggy, cavernous network linked to the dedolomitization of burrows within bioturbation surfaces or within perforations on hardgrounds (Fig. 10C), (3) moldic pores linked to the dissolution of dolomite rhombs (Fig. 10A), (4) and microporosity (Fig. 10C). We observe that bioclasts went through a micritization phase (ooids, peloids, micritized bioclasts, oncoids, foraminifers). Micritized grains are generally microporous throughout the log section. Micropores measure less than 10 µm and are well expressed by the greenish/bluish colour of resin in micritic grains (after the definition of Deville et al., 2011). Microporosity is homogeneously present within the model. Some microporosity is present even within the facies with the highest macroporosity.

Four petrophysical properties are thus included in the model: (1) total porosity, (2) macroporosity, (3) microporosity, and (4) permeability. They populate the grid according to their statistical distribution in each facies (Fig. 11).

In the model and accordingly to the petrophysical data, total porosity ranges from 11.3 to 20.6%, macroporosity from 0 to 15%, microporosity from 4.8 to 20.6%, and permeability from 0.1 to 5 mD (Table 2 and Supplementary Table S2). Macroporosity is variable in facies association FA1. No significant macroporosity is attributed to marls (facies F1a). The permeability data were not previously measured and a low range of total porosity (0.1–5%) and permeability (0.1–0.2 mD) is assigned from literature references (wackestone and mudstone zone of Nurmi, 1986). Measurements made on equivalent marl deposits in the Middle Jurassic of the Paris Basin (Brigaud et al., 2010) support these values. In facies

association FA1, the macroporosity ranges from 0.2 to 9% in F1b, from 8.5% to 15% in F1c, and from 0 to 3.3% in F1d. In this facies association, macropores are dominated by moldic pores forming euhedral rhombs or approximate rhombs. They are clearly related to the dissolution of dolomite crystals. It appears in thin-sections that facies F1c is the most porous and has been modeled this way in the static model. Facies F1b, which has also some of the highest macroporosity values of the dataset, is present at the base of the clinoforms. It thus appears that facies F1b and F1c are connected and both present good macroporosity, enlarging the area that could be qualified as fair reservoir, if we consider high permeability values. Total porosity in facies F1c ranges from 13.3 to 20.3%, demonstrating that microporosity contributes to the pore network. In facies association FA2, macropores range from 0.2 to 9.7% in F2a from 0 to 8.1% in F2b, and from 3.6% to 4.3% in F2c. Facies F2a displays high porosity in thin layers of a few centimeters on the hardgrounds, corresponding to the dedolomitization in perforations (mean of 2.6%). The dedolomitization of this facies is associated with bioturbation (Purser, 1985; Loreau and Bailly, 1996). Dedolomitization of burrows generates vuggy pores along hardgrounds or bioturbated surfaces (Purser, 1985). In lagoonal facies association FA3, macroporosity ranges from 0 to 2% in F3a, from 0.5% to 1.4% in F3b, and from 0% to 8% in F3c. Even if the different types of porosities vary across the geo-model, the permeability is quite low in general, ranging from 0.1 to 5 mD in most facies.

The petrophysical distribution “Gaussian Random Function Simulation” (GRFS) is used to populate the entire grid with properties, considering each facies independently (Fig. 12). To populate all cells, even where no direct measurements exist, statistical values extracted from the data distribution (range, mean, and standard deviation) are defined and used to constrain the algorithm (Table 2). To add a degree of heterogeneity in the final petrophysical model it is possible to input anisotropy in the property body to create variations of said property in a constant facies when the GRFS algorithm is applied. To illustrate the natural relationship between the facies and the petrophysical properties, all properties are upscaled to the model scale using the “arithmetic averaging” and “facies bias” options. The “total porosity” distribution is generated for each facies in all zones (Fig. 12A). The same method as for total porosity is used to upscale macroporosity and microporosity (Fig. 12B-C). However, to improve control of the property distributions, macroporosity and microporosity are co-kriged with the volume of the total porosity using the local varying mean correlation, which treats secondary data as a location-dependent mean. Finally, as with porosity properties, “permeability” is upscaled and populated in the grid using the same methodology (Fig. 12D). Permeability is co-kriged against total porosity as a trend, and macroporosity as a collocated co-kriging property which uses a correlation coefficient of the previously modeled secondary variable estimated internally in Petrel®.

5. Discussion

5.1. Depositional model

Three sedimentary systems developed successively during the Middle to Late Bathonian in Massangis quarry (Figs. 5 and 13). The first sedimentary system, developing during the deposition of the regressive of Sequence I and the transgressive systems tract of Sequence II, is

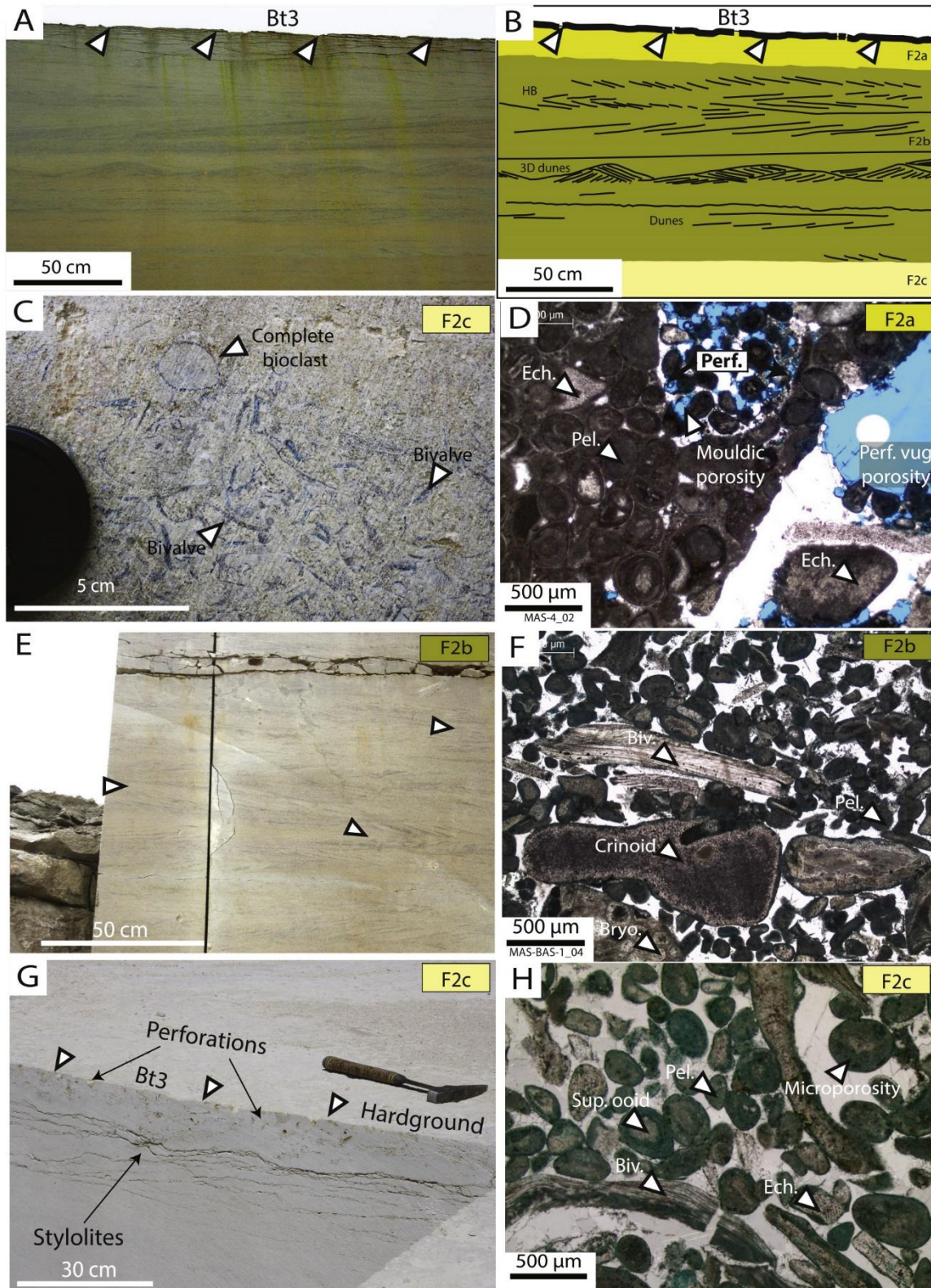


Fig. 7. A- Photograph of the tidal facies at the base of the quarry in the *Oolithe Blanche* Formation. B- Sketch from photo A showing sedimentological features and facies. C- Detailed photograph of facies F2c with bioclasts. D- Facies F2a ooid grainstone presenting peloids (Pel.), echinoderms (Ech.), and bioturbations (sample MAS-4). Perforations are the only porosity in the samples; they may cause vugs, increasing facies porosity. E- Photograph of facies F2b with cross-stratification and herring-bones (arrows). F- Facies F2b ooid grainstone with bryozoans (Bryo.), echinoderms (Ech.), and bivalves (Bi.), sample MAS-BAS-1. G- Photograph of facies F2c with perforations of the hardground and stylolites. H- Facies F2c bioclastic grainstone to rudstone (sample MAS-1) with peloids (Pel.), bivalves (Biv.), echinoderms (Ech.), superficial ooids (sup. Ooid) and well-developed blocky calcite cement. Refer to Fig. 4 for colour code of facies types. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

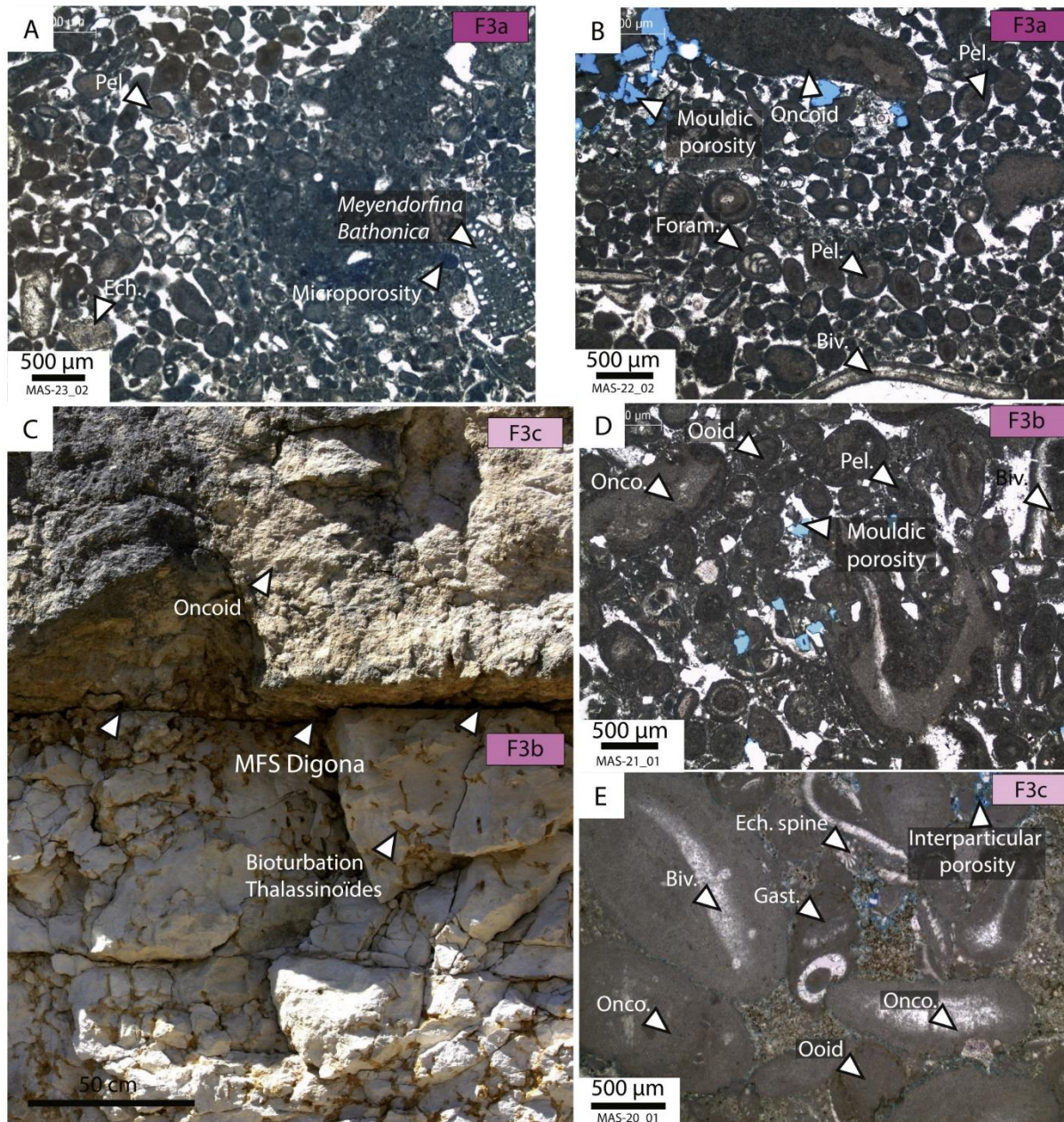


Fig. 8. A- Facies F3a peloidal (Pel.) grainstone with echinoderms (Ech.) and isopachous cements (sample MAS-23). B- Facies F3a peloidal (Pel.) grainstone with foraminifers (Foram.), bivalves (Bi.) and isopachous cements (sample MAS-22). C- Photograph of the outcrop with facies F3b and F3c. D- Facies F3b ooid and oncoidal grainstone with Oncooids (Onco.), ooids, peloids (Pel.), bivalves (Bi.) and dedolomitization (Dedol.) (sample MAS-21). E- Facies F3c oncoidal (Onco.) rudstone with gastropod (Gast.), bivalves (Biv.), and echinoderm spines (Ech. Spine) presenting interparticle pores (sample MAS-20). Refer to Fig. 4 for colour code of facies types. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

dominated by intertidal to shoreface ooid environments, characterized by less than 10–15 m water depth considering classic depths for wave zonation (Sahagian et al., 1996; Plint, 2010; Andrieu et al., 2017; Fig. 13A). The facies of this first sedimentary system are topped by the highly bioturbated *Concinna* maximum flooding surface, which is visible over the entire Burgundy platform (Jacquin et al., 1992) and as far as the western Paris Basin (Andrieu et al., 2016). Clinoforms formed during the regressive systems tract of Sequence II (Late Bathonian) and correspond to sedimentary system 2 (Figs. 5 and 13). The bottomset of the clinoforms is marked by marls (facies F1a) or intensively bioturbated peloidal facies (F1b). The base of the clinoform (F1b) prograded on top of the marls (F1a, where they are visible) above the bioturbated surface (MFS

Concinna). Facies F1a and F1b, at the bottom of Sequence II, characterize the maximum bathymetry recorded in the three sedimentary systems and may be associated with the maximum flooding interval. Ooid grainstones with trough cross-bedding of several tens of centimeters (F2a) locally developed at the top of the clinoforms, above the fair-weather wave base, in the shoreface zone, probably at a water depths ranging between 5 and 15 m, marking the end of the regressive system tract of Sequence II (Figs. 5, 9 and 13B). The top surface of clinoforms is sharp (maximum regressive surface Bt4), locally topped by facies F2a, suggesting possible erosion and sediment remobilization of the top of clinoforms geobody. The present height between the base and the top of the clinoforms is about 15–17 m (Figs. 5 and 9). Considering

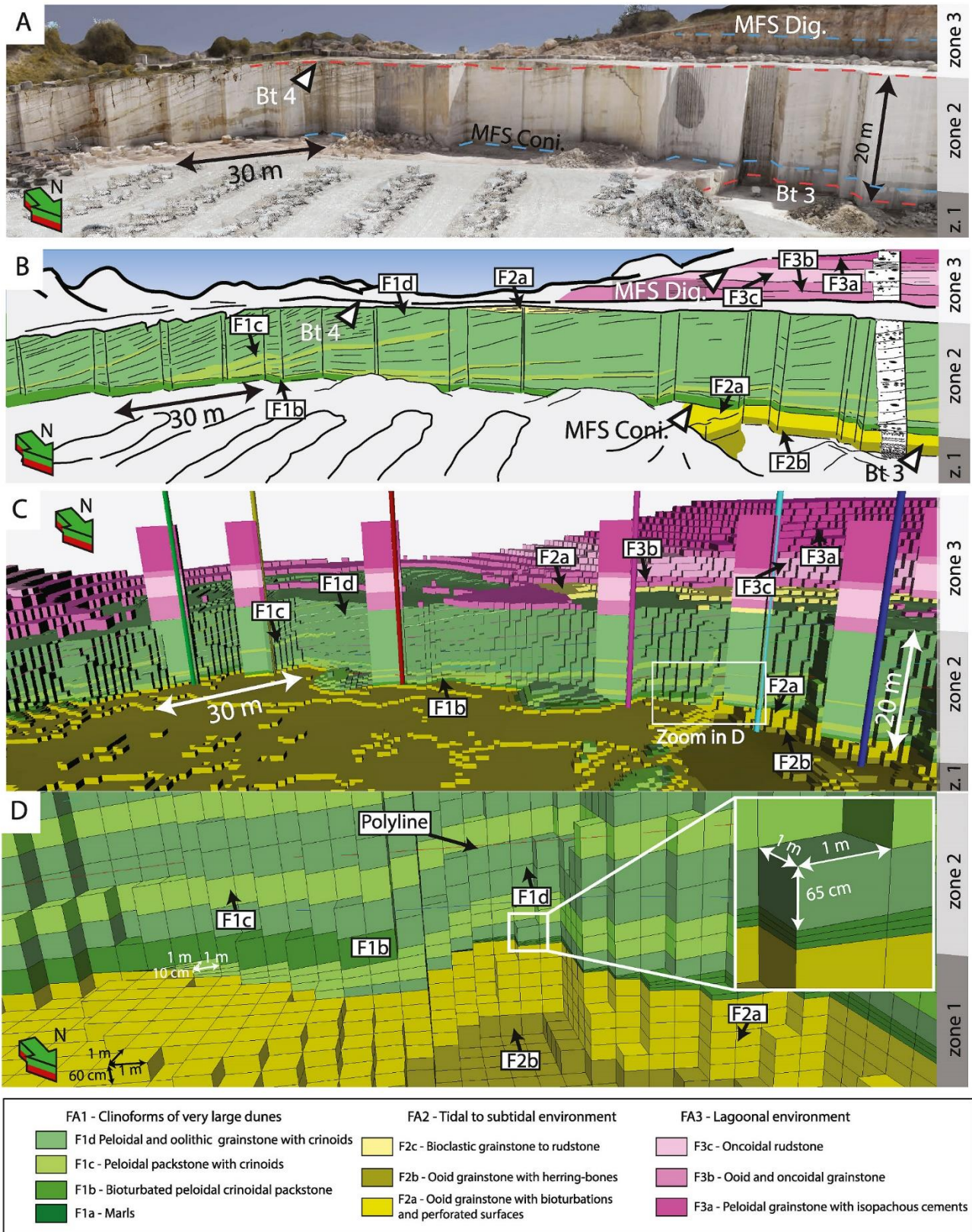


Fig. 9. A- Panoramic view of the 3D model in VRGS®. B- Panorama of the quarry painted, showing the facies heterogeneity observed in the quarry. C- Relief-extruded part of the same part of the quarry showing the correlation between the field and photographic observations and the final facies model when controlled by the logs using synthetic logs. D- Close-up snapshot of the cells of the model with their dimensions. Note the clinoform polylines appearing out of the cliffs of the modeled quarry.

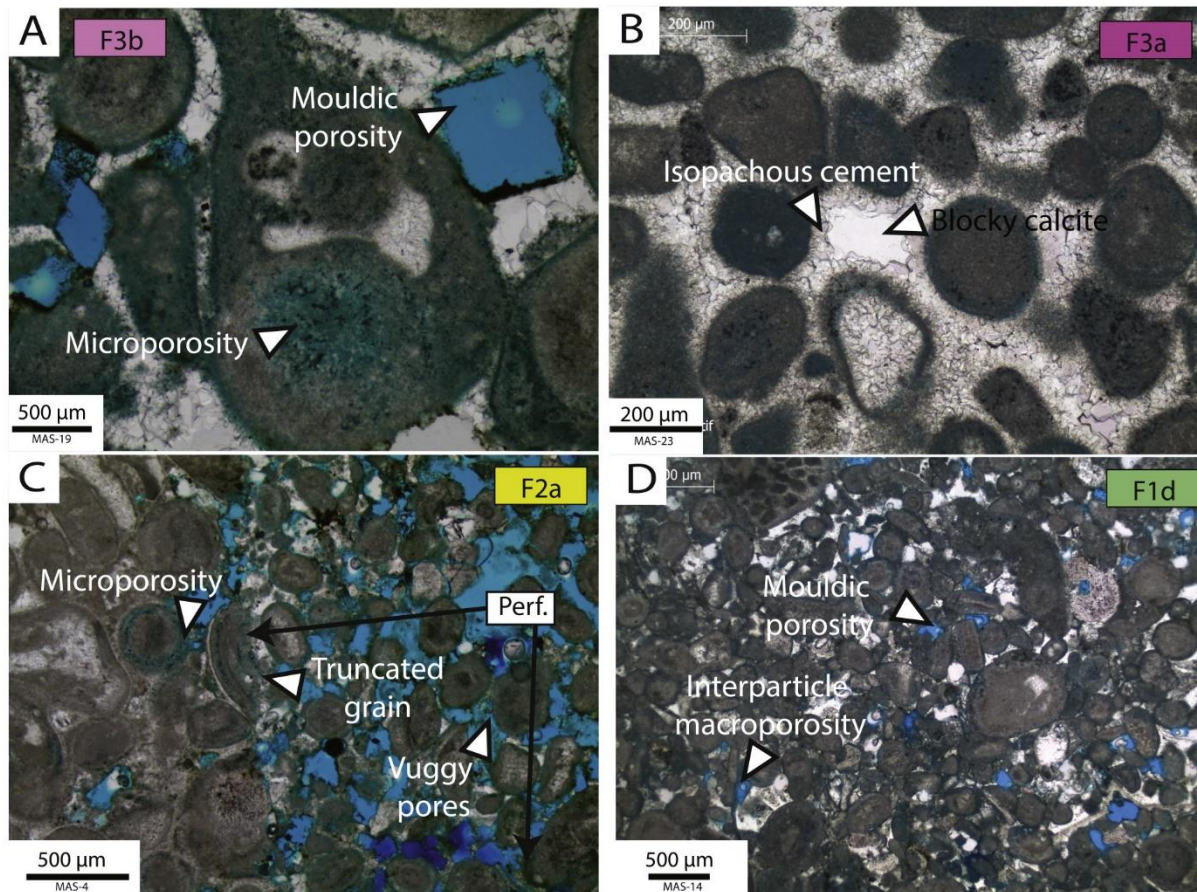


Fig. 10. A- Thin section of sample MAS-19 illustrating some moldic macroporosity (dedolomitization-induced) and microporosity. B- Thin section showing porosity totally blocked by cements (MAS-10). C- Thin section showing truncated grains on hardground in facies F2a exhibiting microporosity and vuggy pores linked to dedolomitization perforation (MAS-4). D- Thin section of sample MAS-14 with moldic macroporosity and intergranular microporosity.

that the Bathonian formations had an overburden of 1000–1500 m (Barbarand et al., 2013; Mangenot et al., 2018), the decompaction factor for grainstones is about 1.2 (Goldammer, 1997). The initial thickness of the clinofolds thus ranged between 18 and 20 m. Previous interpretations suggested that clinofolds correspond to a shoal complex forming the transition between a protected lagoon and a more open marine domain (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). From this oolitic shoal, oolitic lobes prograded to a shallow tidally dominated lagoon. However, lagoon deposits and prograding oolitic lobes have never been observed or characterized in local studies simultaneously (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). The thickness of the clinofolds in Massangis quarry does not match the expected thickness from prograding platform wedges (e.g. Pomar et al., 2015). The height of the clinofolds is consistently lower than for the Bathonian oolitic prograding platform wedge of Combe Brune quarry (Aquitaine basin, Andrieu et al., 2017). Indeed, Combe Brune quarry presented clinofolds with an initial height of 35–60 m (Andrieu et al., 2017). A Middle Jurassic oolitic shoal system with a lagoon has been studied by Pierre et al. (2010) along the Amellago cliffs (High Atlas, Morocco). Clinofolds observed there prograde to the basinal domain, and the progradation of oolitic lobes toward the lagoon is very flat (Pierre et al., 2010). We propose here, following Vincent et al. (2017), that the clinofolds correspond to sets of very large marine dunes of about 15–20 m height prograding N70° across the platform during a regressive systems tract (Fig. 13B). The paleobathymetry at the base of these very large dunes at the beginning of the regressive system tract could be 4 times the height of the very large dunes, i.e. 60–80 m (Yalin, 1977; Dalrymple and Rhodes, 1995). Such sedimentary structures are

currently observed in the English Channel or on the Georges Bank on the USA/Canadian Atlantic Continental Shelf, for example (Todd and Shaw, 2009; Ferret et al., 2010). Very large dunes on Georges Bank are 12 m high and they develop at a water depth of 50 m (in the troughs between very large dunes, Todd and Shaw, 2009). The third sedimentary system corresponds to the lagoonal environment of Sequence III (Fig. 13C).

5.2. Value of coupling drone acquisition with reservoir modeling

Drone photogrammetry allows detailed observation of the facies architecture along vertical and inaccessible faces of the quarry and from new angles. Compared to LiDAR technologies commonly used in carbonate studies (Enge et al., 2007; Buckley et al., 2008; Rotevatn et al., 2009; Marques et al., 2020), drone photogrammetry allows to take pictures from unreachable places. Drones are easier to use and move around in remote places than the other technologies actually used in the field (e. g. LiDAR). Quarries producing building stone and having vertical fronts cut at right angles are particularly suitable for 3D modeling. Kilometer scale drone acquisition is easy, relatively rapid (2 days of acquisition in this quarry) and the photogrammetric models are rather precise (mean ground sample of the photography dataset = 1.72 cm; note that only the most accurate pictures were used to get the value of the final model down to 0.94 cm). The complex geometries of clinofolds from hundred meters to kilometer scale within a carbonate platform can be easily observed, analysed, and interpreted after fieldwork with the photogrammetric model. The combination of direct outcrop observations and numerical models allows us to observe the complex geometries of the progradation within the stratigraphic framework in real 3D

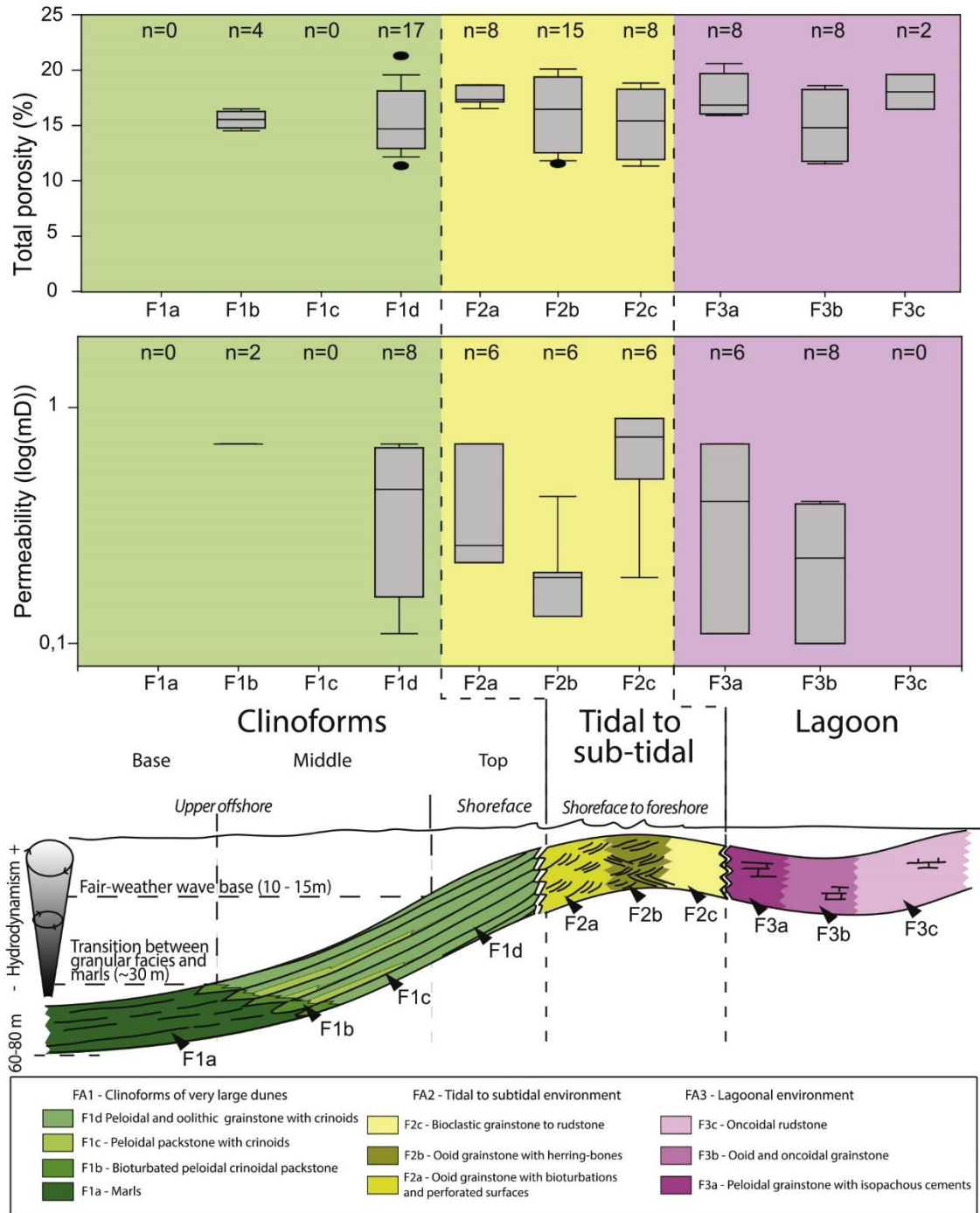


Fig. 11. Total porosity and permeability distribution of the different facies in the quarry along the synthetic depositional profile. In the upper part of the figure, the horizontal bars represent the 5% (for the bottom bar) and the 95% (for the upper bar) of the data range. The dots represent the data out of range.

(Figs. 9 and 14). Coupled with a detailed and complete facies description, the photogrammetric model provides a continuous representation of architectures along the cliffs. Using VRGS®, it is then possible to manually draw surfaces on outcrops. All the datasets are easily imported into a geomodeler software package such as Petrel® (e.g., .ply, .obj., .las format files). Continuous spot observations of facies in the photogrammetric model are used to create a reliable model using the “Truncated Gaussian With Trends” algorithm. Recent investigations have shown the benefits of the “Truncated Gaussian With Trends”, “Truncated Gaussian Simulation”, or “Sequential Indicator Simulation” algorithms when working with shallow carbonate ramp systems (Brigaud et al., 2014;

Tomassetti et al., 2018). When continuous facies architecture observation and interpretation along a cliff is possible, “Truncated Gaussian with Trends” is suitable for creating a close-to-reality model because it is possible to control the geometry of facies transitions through the use of facies belts. This algorithm allows us to model reliable facies transitions and to easily reproduce heterogeneity when continuous images are available on the photogrammetric model. It helps to create a facies order with a configured facies geometry (facies belts) for each of the 51 zones of the model. This tool can be used to produce a highly deterministic facies model along the cliffs of the quarry where observations from the photogrammetric model are made to control the transitions, and the

Table 2
Data ranges used for the population of petrophysical properties.

Properties																
Facies	Total porosity (%)				Macro porosity (%)				Micro porosity (%)				Permeability (mD)			
	Min	Max	Mean	Std dev	Min	Max	Mean	Std dev	Min	Max	Mean	Std dev	Min	Max	Mean	Std dev
F1a ^a	0.1	5	3	2	0	0.2	0.1	0.1	0.1	4.8	2.9	2.8	0.1	0.2	0.2	0.1
F1b	14.5	16.5	15.5	0.9	0.2	9	6.5	3.6	5.5	14.3	12.3	2	0.1	4	2	2
F1c ^b	13.3	20.3	17	1	8.5	15	10.3	2.5	5.3	8.3	6.2	2	0.1	5	3	2
F1d	11.3	21.3	15.5	2.9	0	3.3	1.3	1.1	8.1	21.3	14.5	3.9	0.1	0.7	0.4	0.3
F2a	16.5	18.7	17.7	0.8	0.17	9.7	2.6	4.7	6.8	18.5	12.7	5.9	0.2	0.7	0.4	0.2
F2b	11.5	20.1	16.1	3.2	0	8.1	1.3	2.8	3.5	18.1	13.4	2.5	0.1	0.4	0.2	0.1
F2c	11.3	18.8	15.3	3	3.6	4.3	3.9	0.5	7	15.2	11.1	4.2	0.2	0.9	0.7	0.3
F3a	15.9	20.6	17.5	1.9	0	2	0.4	0.9	14	20.6	16.3	0.22	0.1	0.7	0.4	0.3
F3b	11.5	18.6	14.9	3.2	0.5	1.4	1	0.5	10.2	18.1	14.8	1.8	0.1	0.4	0.2	0.2
F3c	16.5	19.6	18	2.2	0	8	2.7	4.6	8.4	19.6	14.5	3.8	0.1	0.7	0.6	0.3

^a = ranges for F1a – marls, theoretically determined by the texture and the property behaviour of this type of rocks (Brigaud et al., 2009 from Nurmi, 1986).

^b = ranges for F1c – peloidal packstone with crinoids, ranges were determined by projecting the macroporosity values measured on the samples of facies F1c onto the existing literature datasets (Brigaud et al., 2009 from Nurmi, 1986; Makhloufi et al., 2013).

main directions of the clinofrom geometry are used to extend the facies. Facies volumes can therefore be considered to be reliable at the quarry resolution XYZ 1 km × 0.4 km × 0.05 km, which is a valuable approach for reservoir exploration and exploitation (Fig. 14). Observations made on well-constrained clinofroms from the photogrammetric model transcribe the geobodies to a higher level in the grid when compared to a simple “layer-cake” grid model without any implemented architecture, creating a built-in geobody geometry induced by the clinofrom surfaces (Cabello et al., 2018). Coupling drone acquisition to an outcrop study permits facies observation on larger scales with a high degree of fidelity, and allows to obtain better visuals (orthophotographs), measure beddings (dip and azimuth) and use polylines to export isolated geobodies (Hodgetts, 2010; Tomassetti et al., 2018; Brandano et al., 2020; Marques et al., 2020).

5.3. Origin of the reservoir heterogeneities and possible reservoir analogues

The reservoir qualities of the studied carbonates are mainly controlled by two pore types: (1) microporosity and (2) secondary rhombic molds. Blocky calcite cements and syntaxial overgrowths from crinoids reduced the intergranular porosity, which is rarely and poorly preserved in all the samples, even in grainstone textures. However, microporosity is developed in the micrite inside of grains (or due to micritization) and more rarely in the matrix, giving pore volumes of about 10–20%. In facies association FA2 and FA3, characterized by high microporosity, the porosity-permeability relationship fits well with the relationship in microporous reservoirs, with permeability less than 5 mD (Nurmi, 1986; De Periere et al., 2011) (Fig. 15). The rhombic pores are due to a dedolomitization process implying dissolution of a dolomite cement, precipitated as non-interlocking euhedral to subhedral rhombs between grains, and creating secondary pore space (Makhloufi et al., 2018). Manganot et al. (2018) dated dolomite crystals using U/Pb geochronology in cores from the Middle Jurassic oolitic reservoir located 150 km north-west of Massangis and concluded that the dolomite probably precipitated during the Early Cretaceous. In the eastern Paris Basin at 150 km north east of Massangis, oolitic facies with dolomite associated to syn-burial precipitation were estimated as Early Cretaceous too (Brigaud et al., 2009). Dolomite dissolution sometimes tends to mimic intergranular porosity. However, irregular grains with flat surfaces and small depressions indicate that dolomite crystals were dissolved (Fig. 10A, D). The existence of reservoirs principally characterized by moldic dedolomitized porosity implies a partial dedolomitization of intergranular space within oolitic or peloidal deposits as a cement and the preferential dissolution of dolomite, preserving calcite grains (Purser, 1985). Precipitation of dolomite cement and later dedolomitization are identified mainly in FA1, especially in facies F1b and F1c, and

are also well-expressed at a metric scale in facies F3b, in relation to the bioturbated surface below MFS *Digona*. The moldic porosity due to dedolomitization is also observed in much thinner layers in facies F2a due to dissolution in the perforations of the hardground characterizing Bt3. These diagenetic phases closely control the macroporosity in our model and produce a major control over reservoir heterogeneity in the limestone of this study. Dedolomitization and development of microporosity in micrite are probably related to flow of freshwater during telogenesis consecutive to the uplift of the limestones during the Cenozoic (Barbarand et al., 2013).

Porosity - permeability (phi-k) data from the Vert-Saint-Denis VSD-1 borehole (C.E.P., 1964, Fig. 1A), which is drilled into the geothermal reservoir of the Mid to Late Bathonian *Oolithe Blanche* Formation near Paris, are presented in a phi-k cross-plot together with the phi-k of Massangis quarry (Fig. 15; C.E.P., 1964). At 1600 m depth, close to the center of the Paris Basin, the *Oolithe Blanche* formation displays different properties than at Massangis quarry, with permeabilities exceeding 10 mD (C.E.P., 1964). Porosity is dominated by intergranular pores remaining partially uncemented during burial and allowing high permeabilities from 100 mD to 1–3 Darcy (Robelin and Giot, 1987; Rojas et al., 1989). In contrast, the *Oolithe Blanche* reservoir at the subsurface 70 km north of Massangis (Figs. 1A and 2B), studied for CO₂ storage, has very similar properties to those found at Massangis quarry (phi: 10–20% and k: 0.1–5 mD, Fig. 15, Delmas et al., 2010) with microporosity largely dominant independently of depositional textures. Despite high total porosity (15–20%) flow properties are rather poor because of pore throats smaller than 1 μm (Delmas et al., 2010). Some highly permeable reservoirs of the Paris Basin subsurface are characterized by dedolomitization processes resulting in porosities of 10–20% and permeabilities of 10 mD to 1 D (Purser, 1985). Small oil fields of the Paris Basin (Coulommès, Chailly-en-Bière, and Saint-Martin-de-Bossenay) are locally dominated by secondary moldic rhombohedral pore spaces in 2–5 m-thick ooid units (Purser, 1985). Moreover, the Late Jurassic geothermal reservoirs in the Geneva Basin (Switzerland) are controlled by dedolomitization either through calcite replacement or dissolution in granular facies (Makhloufi et al., 2018). Dedolomitization is also well-expressed in the Late Jurassic of the French and Swiss Jura Mountains (Rameil, 2008). Hence our model appears to be an interesting analogue for subsurface ooid reservoirs in which microporosity and moldic porosity is due to dedolomitization. The reservoir of Saint-Martin-de-Bossenay is described as such, and a correlation can be found between the characteristics measured in the samples of the study and the samples analysed in the quarry of Massangis (Fig. 15; Delmas et al., 2010). These variations in properties between the different stratigraphic analogues found in the center (Vert-Saint-Denis 1 well data) and on the edge of the Paris Basin (Massangis quarry, Saint-Martin-de-Bossenay by Delmas et al., 2010) could be explained by

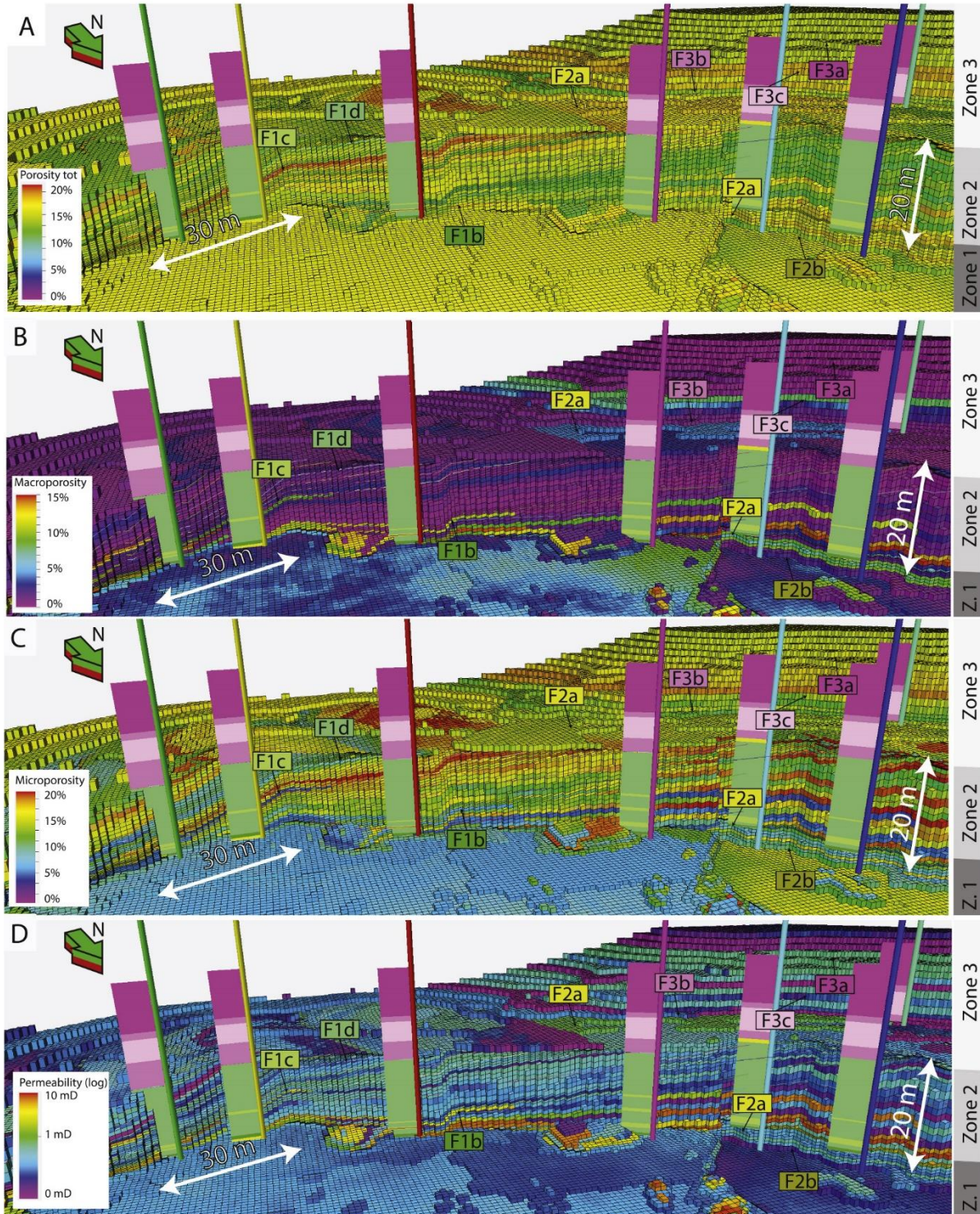


Fig. 12. Relief-extruded views of the different petrophysical properties in the geomodel (note the logs representing the facies). A – Total porosity, B – Macroporosity, C- Microporosity, D – Permeability. Refer to Fig. 4 for color code of facies types. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

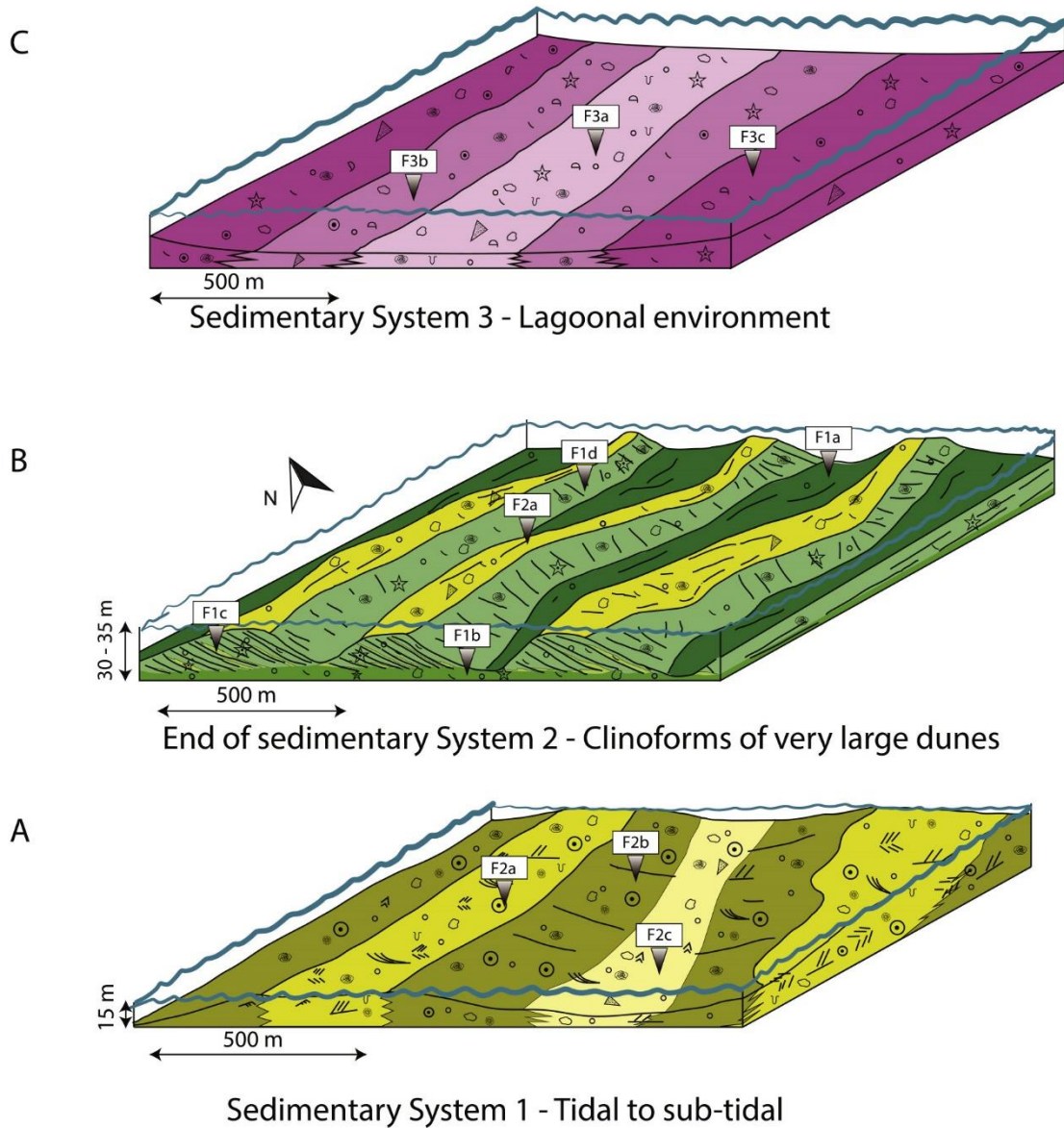
the variation in the depositional environment, the diagenetic history of these zones and by different burial conditions.

6. Conclusion

Massangis quarry allows us to observe a cross-sectional analogue of a prograding oolitic clinoform depositional system. Our work leads us to

the following conclusions:

- (1) A new depositional model for the Late Bathonian clinoforms in Massangis quarry is proposed: the clinoforms correspond to sets of very large marine dunes of about 15–20 m in height prograding N70° across the platform. Examples of such sedimentary structures are currently observed in the English Channel or on the



FA3 - Lagoonal environment	FA2 - Tidal to sub-tidal environment
F3c - Oncoidal rudstone	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone
F3b - Ooid and oncoidal grainstone	F2b - Ooid grainstone with herring-bones
F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces
FA1 - Clinofolds of very large dunes	
F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone
F1c - Peloidal packstone with crinoids	F1a - Marls

Fig. 13. Depositional model detailed in three steps: (A) Sedimentary system 1 corresponding to Sequence I and the of Sequence II; (B) End of sedimentary system 2 corresponding to the Regressive Systems Tract of Sequence II; and (C) Sedimentary system 3 corresponding to Sequence III. Please refer to Fig. 5b for the legend of organic/inorganic elements.

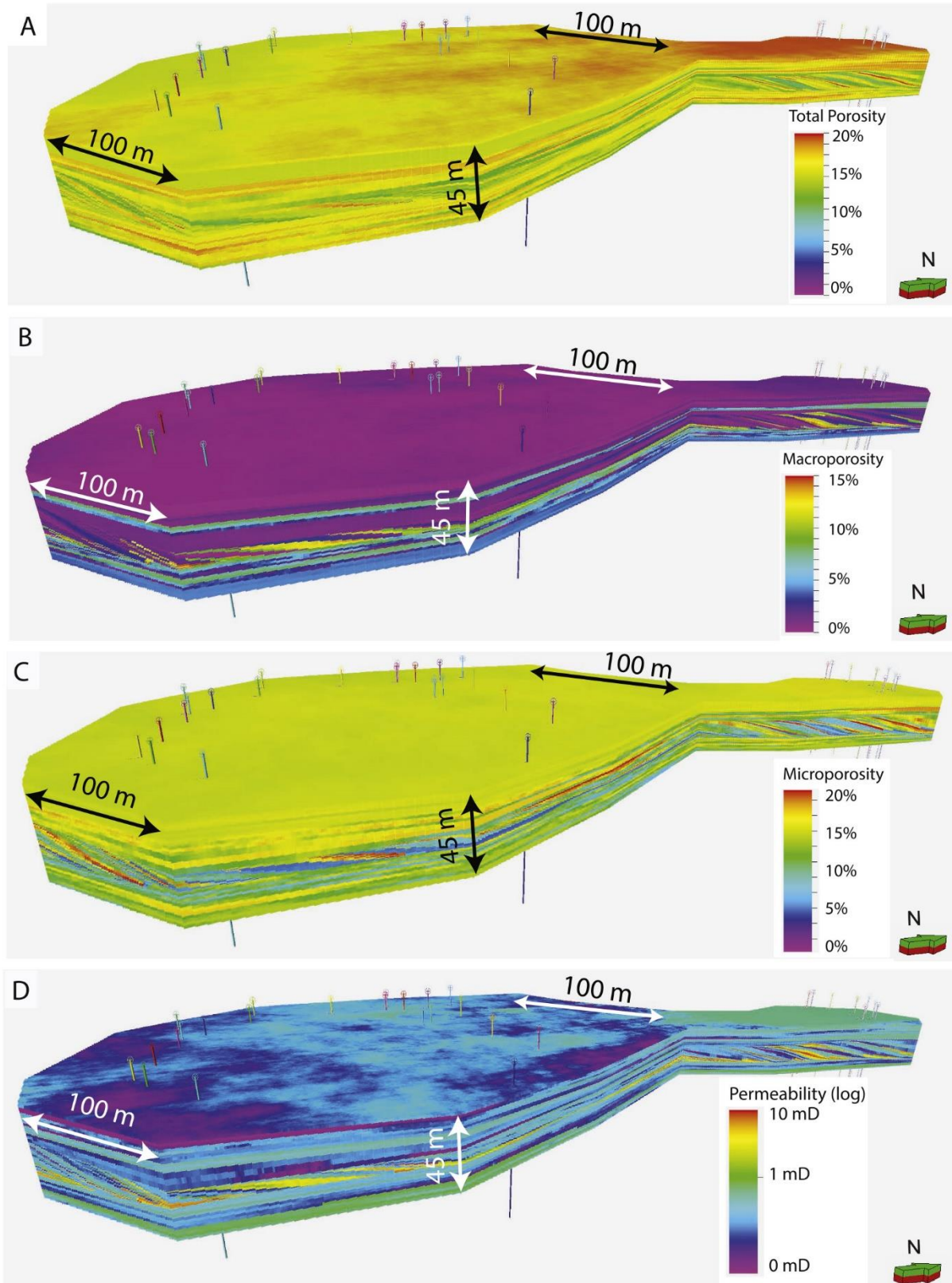


Fig. 14. Complete model of the Massangis quarry with continuous properties.

Georges Bank in Canada. This outcrop analogue for a world class carbonate geothermal reservoir in the Paris Basin could be used as a proxy for clinoform-based geobodies around the world.

(2) The use of drone photogrammetry makes it possible to constrain the facies architecture and heterogeneities even along inaccessible vertical faces of the quarry. Integration with field observations can greatly reduce the uncertainties of a model that arise

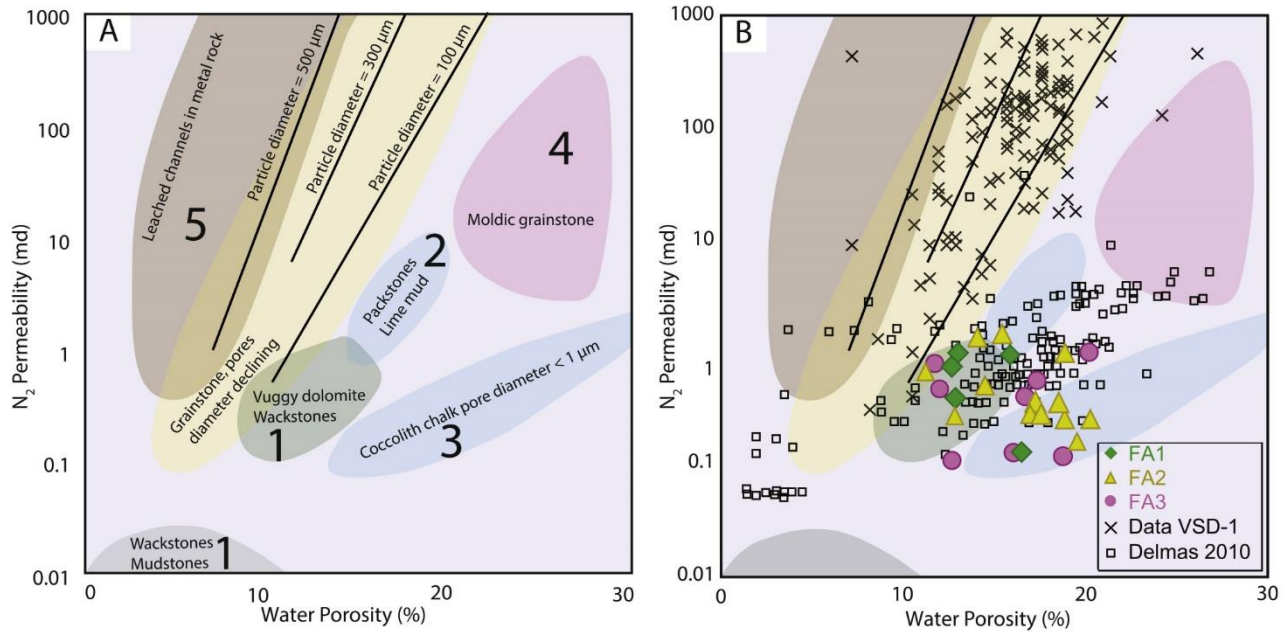


Fig. 15. A - Nurmi's abacus defining the relations between porosity and permeability in different carbonate textures (Middle East, Nurmi, 1986). B – Graphical representation of the samples of the quarry and data from the Vert-Saint-Denis VSD-1 borehole and *Oolithe Blanche* reservoir around Saint-Martin-de-Bossenay (PICOREF Sector, Delmas et al., 2010).

from the structural framework or crude property modeling. The reduced uncertainty of the facies model reduces the uncertainty of the porosity and permeability properties in the final model. Another interesting aspect of the use of drones is the possibility of precisely studying outcrops from different perspectives after field work without the need of carrying heavy equipment. More outcrops will be observable with ease and at low cost.

- (3) Using a combination of Pix4D®, VRGS®, and Petrel® software packages, it is possible to model complex geobodies in reservoirs with a highly detailed architecture serving as a basis for improved reservoir simulations. This enables us to better understand and model the complexity of a clinoform-type depositional environment. The use of surfaces generated in the grid helps in creating a realistic architecture model at cell level. This makes it possible to create a petrophysical model of clinoform geobodies in carbonates with a resolution never obtained before. By following the workflow exposed in this paper, it is possible to model rapidly any kind of complex-shaped geobody in a 3D space. The association of a fast acquisition method coupled with photogrammetric modeling allows extracting additional quantitative information at any time in the laboratory within a virtual outcrop, such as logs, facies observations and mapping, dips and azimuth measurements of sedimentary structures. These measurements and quantitative information are some keypoints of the benefit of drone photogrammetry in this modeling workflow. This approach enables in a further step accurate hydro-dynamic simulation in complex and heterogenous reservoirs.
- (4) The relationship between the different porosities and permeabilities indicates that the Massangis quarry model is a good analogue for reservoirs exhibiting both microporosity and secondary porosity associated with dedolomitization. While Massangis quarry has often been studied as an analogue of the *Oolithe Blanche* geothermal reservoir of the center of the Paris Basin, the porosity types and resulting permeabilities are different. However, some oil-reservoir units of the Middle Jurassic limestones of the Paris Basin exhibit similar moldic rhombohedral pore spaces. This model could thus serve as an analogue for a carbonate reservoir dominated by rhomb-molds.

CRediT authorship contribution statement

Hadrien Thomas: Conceptualization, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Writing - original draft, Visualization. **Benjamin Brigaud:** Conceptualization, Methodology, Investigation, Resources, Writing - original draft, Visualization, Supervision, Project administration, Funding acquisition. **Thomas Blaise:** Methodology, Software, Writing - original draft. **Bertrand Saint-Bezar:** Conceptualization, Methodology, Software, Investigation, Resources, Writing - review & editing. **Elodie Zordan:** Conceptualization, Methodology, Software, Resources, Writing - review & editing, Supervision. **Hermann Zeyen:** Conceptualization, Investigation, Writing - original draft, Supervision, Funding acquisition. **Simon Andrieu:** Writing - review & editing, Supervision. **Benoît Vincent:** Writing - review & editing. **Hugo Chirol:** Conceptualization, Methodology, Software, Investigation. **Eric Portier:** Writing - review & editing. **Emmanuel Mouche:** Writing - review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We thank Polycor for allowing us access to the quarry and for authorizing drone photogrammetry. This work is supported in part by the “Geothermal water circulation in heterogeneous aquifers” project funded by the “Paris-Saclay Initiative d'Excellence”, a state aid program managed by the Agence Nationale de la Recherche (ANR-11-IDEX-0003). This work is also supported by the program UPGEO “Upscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEothermal energy” funded by the Agence Nationale de la Recherche (ANR-19-CE05-0032-01). University Paris-Saclay benefits from the Schlumberger Software Donation Program. We are grateful to Schlumberger for the academic license for Petrel software and for very valuable support throughout its utilization. We also thank Virtual Reality Geological

Studio (special thanks to David Hodgetts) and Pix4D for providing annual academic licenses for VRGS® and Pix4D®. We thank Sketchfab® for providing a free online repository. We sincerely thank the two anonymous reviewers who helped to greatly improve the manuscript and Laura Tomassetti as the guest editor of this special issue.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>.

Data availability

Datasets of the 3D model of Massangis quarry containing the Digital Outcrop Model (DOM), construction surfaces, facies and petrophysical data are included in the rar file, which can be found at <https://data.mendeley.com/datasets/fcdg3vjvjd/1>, an open-source online data repository hosted at Mendeley Data. This file can be read only with Schlumberger software Petrel®, version 2019.2 and later. The 3D photogrammetric model of Massangis quarry can be found on Sketchfab at <https://skfb.ly/6RYGF> with highlights.

References

- Amour, F., Mutti, M., Christ, N., Immenhauser, A., Agar, S.M., Benson, G.S., Tomás, S., Alway, R., Kabiri, L., 2012. Capturing and modelling metre-scale spatial facies heterogeneity in a Jurassic ramp setting (Central High Atlas, Morocco): metre-scale facies modelling. *Sedimentology* 59, 1158–1189. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01299.x>.
- Amour, F., Mutti, M., Christ, N., Immenhauser, A., Benson, G.S., Agar, S.M., Tomás, S., Kabiri, L., 2013. Outcrop analog for an oolitic carbonate ramp reservoir: a scale-dependent geologic modeling approach based on stratigraphic hierarchy. *Bulletin* 97, 845–871. <https://doi.org/10.1306/10231212039>.
- Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., 2017. Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: the Bathonian of western France (Aquitaine Basin). *Mar. Petrol. Geol.* 81, 169–195. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.01.005>.
- Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., Saucède, T., 2016. Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: from the western France platform to the western Tethyan domain. *Sediment. Geol.* 345, 54–84. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.005>.
- Barbarand, J., Quesnel, F., Pagel, M., 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. *Tectonophysics* 608, 1310–1327. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.011>.
- Benson, G.S., Franseen, E.K., Goldstein, R.H., Li, Z., 2014. Workflows for incorporating stratigraphic and diagenetic relationships into a reservoir-analogue model from outcrops of Miocene carbonates in SE Spain. *Petrol. Geosci.* 20, 55–78. <https://doi.org/10.1144/petgeo2013-008>.
- Borgomano, J.R.F., Fournier, F., Viseur, S., Rijkels, L., 2008. Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. *Bulletin* 92, 789–824. <https://doi.org/10.1306/02210807078>.
- Brandano, M., Tomassetti, L., Trippetta, F., Ruggieri, R., 2020. Facies heterogeneities and 3D porosity modelling in an Oligocene (Upper Chattian) carbonate ramp, Salento peninsula, southern Italy. *J. Petrol. Geol.* 43, 191–208. <https://doi.org/10.1111/jpg.12757>.
- Brigaud, B., Durllet, 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). *Sediment. Geol.* 222, 161–180. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.002>.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., Trouiller, A., 2010. Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: effects of depositional environments and diagenetic processes (middle Jurassic, Paris Basin, France). *J. Sediment. Res.* 80, 791–807. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.071>.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Jobard, E., Pickard, N., Yven, B., Landrein, P., 2014. Characterization and origin of permeability–porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates: from core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Mar. Petrol. Geol.* 57, 631–651. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.07.004>.
- Brosse, É., Badinier, G., Blanchard, F., Caspard, E., Collin, P.Y., Delmas, J., Dezayes, C., Dreux, R., Dufournet, A., Durst, P., Fillacier, S., Garcia, D., Grataloup, S., Hanot, F., Hasanov, V., Houel, P., Kervévan, C., Lansari, M., Lescanne, M., Menjzo, A., Monnet, M., Mougín, P., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysset, S., Thionin, I., Thoraval, A., Vidal-Gilbert, S., 2010. Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO₂ storage in the Paris Basin (GéoCarbone -PICOREF). *Oil Gas Sci. Technol. – Rev. IFP* 65, 375–403. <https://doi.org/10.2516/ogst/2009085>.
- Bryn, B.K.L., Ahokas, J., Patrino, S., Schjelderup, S., Hinna, C., Lowrey, C., Escalona, A., 2020. Exploring the reservoir potential of lower cretaceous clinofolds in the fingerjupet subbasin, Norwegian barents sea. *Basin Res.* 32, 332–347. <https://doi.org/10.1111/bre.12407>.
- Buckley, S.J., Howell, J.A., Enge, H.D., Kurz, T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *J. Geol. Soc.* 165, 625–638. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-100>.
- Cabello, P., Domínguez, D., Murillo-López, M.H., López-Blanco, M., García-Sellés, D., Cuevas, J.L., Marzo, M., Arbués, P., 2018. From conventional outcrop datasets and digital outcrop models to flow simulation in the Pont de Montanyana point-bar deposits (Ypresian, Southern Pyrenees). *Mar. Petrol. Geol.* 94, 19–42. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.040>.
- Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badinier, G., Brosse, E., Rigollet, C., 2010. Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche formation (bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). *Sediment. Geol.* 230, 123–138. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.07.003>.
- Casteleyn, L., Robion, P., David, C., Collin, P.-Y., Menéndez, B., Fernandes, N., Desaubliaux, G., Rigollet, C., 2011. An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin. *Tectonophysics* 503, 18–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.031>.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy* 44, 173–245.
- C.E.P., 1964. Vert-Saint-Denis 1 EMSCO GB 250. BRGM Id:14.3151.
- Contini, D., Mangold, C., 1980. Evolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen. In: Enay, R., Mangold, C. (Eds.), *Synthèse Paléogéographique Du Jurassique Français*. Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, pp. 66–70.
- Dalrymple, R.W., Rhodes, R.N., 1995. Chapter 13 estuarine dunes and bars. In: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 359–422. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80033-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80033-0).
- De Periere, M.D., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E., 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: influence on reservoir properties. *Mar. Petrol. Geol.* 28, 1727–1750.
- Delmas, J., Brosse, E., Houel, P., 2010. Petrophysical properties of the middle Jurassic carbonates in the PICOREF sector (south champagne, Paris Basin, France). *Oil Gas Sci. Technol. – Rev. IFP* 65, 405–434. <https://doi.org/10.2516/ogst/2010002>.
- Derville, J.P., Fritz, B., Jarrett, M., 2011. Development of water-based drilling fluids customized for shale reservoirs. *SPE Drill. Complet.* 26, 484–491. <https://doi.org/10.2118/140868-PA>.
- Drouiller, Y., Hanot, F., Gillot, E., Ferran, J.-C., Michel, L., 2019. 3D seismic for design and derisking of dual geothermal boreholes in sedimentary sequences and new prospects in the Paris Basin (Adapted methodology using petroleum industry techniques). *Oil Gas Sci. Technol. – Rev. IFP Energies nouvelles* 74, 32. <https://doi.org/10.2516/ogst/2018106>.
- Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Baechle, G., 2006a. Porosity-permeability relationships in Miocene carbonate platforms and slopes seaward of the great barrier reef, Australia (ODP leg 194, marion plateau). *Sedimentology* 53, 1289–1318. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00817.x>.
- Ehrenberg, S.N., McArthur, J.M., Thirlwall, M.F., 2006b. Growth, demise, and dolomitization of Miocene carbonate platforms on the marion plateau, offshore NE Australia. *J. Sediment. Res.* 76, 91–116. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.06>.
- Enge, H.D., Buckley, S.J., Rotevatn, A., Howell, J.A., 2007. From outcrop to reservoir simulation model: workflow and procedures. *Geosphere* 3, 469. <https://doi.org/10.1130/GES00099.1>.
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T., Lafite, R., 2010. Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 1480–1493. <https://doi.org/10.1002/esp.2051>.
- Garcia, J.-P., Dromart, G., 1997. The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic. *Sediment. Geol.* 114, 55–79. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00072-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00072-9).
- Garcia, J.P., Laurin, B., Sambet, G., 1996. Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris; une échelle biochronologique ponctuee de niveaux-reperes pour la contrainte des correlations sequentielles a haute resolution. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167, 435–451.
- Gasparrini, M., López-Gilla, I., Blázquez-Fernández, S., Rosales, I., Lerat, O., Martín-Chivelet, J., Doligez, B., 2017. A multidisciplinary modeling approach to assess facies-dolomitization-porosity interdependence in a lower cretaceous platform (northern Spain). In: *Characterization and Modeling of Carbonates—Mountjoy Symposium 1*. SEPM (Society for Sedimentary Geology). <https://doi.org/10.2110/sepmsp.109.07>.
- Goldhammer, R.K., 1997. Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *SEPM JSR* 67. <https://doi.org/10.1306/D42684E1-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.
- Harris, P.M., Mitch, 2010. Delineating and quantifying depositional facies patterns in carbonate reservoirs: insight from modern analogs. *Bulletin* 94, 61–86. <https://doi.org/10.1306/07060909014>.
- Hayes, D.A., Timmer, E.R., Deutsch, J.L., Ranger, M.J., Gingras, M.K., 2017. Analyzing dune foreset cyclicity in outcrop with photogrammetry. *J. Sediment. Res.* 87, 66–74. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.93>.

- Hodgetts, D., 2010. Collection, processing, interpretation and modelling of digital outcrop data using VRGS: an integrated approach to outcrop modelling. In: Presented at the 72nd EAGE Conference and Exhibition. Workshops and Fieldtrips, Barcelona, Spain. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20149961>.
- Jacquin, T., Garcia, J.-P., Ponsot, C., Thierry, J., Vail, P.R., 1992. Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris; Depositional sequences and regressive/transgressive facies cycles in marine carbonate settings : example of the Dogger of the Paris Basin. *C. r. Acad. sci., Sér. 2, Méc. phys. chim. sci. univers sci. terre* 315, 353–362.
- Lipinski, C.J., Franseen, E.K., Goldstein, R.H., 2013. Reservoir analog model for oolite-microbialite sequences, Miocene terminal carbonate complex, Spain. *Bulletin* 97, 2035–2057. <https://doi.org/10.1306/06261312182>.
- Lopez, S., Hamm, V., Le Brun, M., Schaper, L., Boissier, F., Cotiche, C., Giuglaris, E., 2010. 40 years of dogger aquifer management in ile-de-France, Paris Basin, France. *Geothermics* 39, 339–356. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.09.005>.
- Loreau, J.-P., Bailly, P., 1996. Géométrie et couleur des couches dans l'oolithe blanche de Massangis (Yonne) (No. 2). Université de Bourgogne, Massangis (Yonne).
- Madjid, M.Y.A., Vandeginste, V., Hampson, G., Jordan, C.J., Booth, A.D., 2018. Drones in carbonate geology: opportunities and challenges, and application in diagenetic dolomite geobody mapping. *Mar. Petrol. Geol.* 91, 723–734. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.02.002>.
- Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menendez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.-P., Swennen, R., Rigollet, C., 2013. Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). *Mar. Petrol. Geol.* 48, 323–340. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021>.
- Makhloufi, Y., Rusillon, E., Brentini, M., Moscarriello, A., Meyer, M., Samankassou, E., 2018. Dolomitization of the upper jurassic carbonate rocks in the Geneva Basin, Switzerland and France. *Swiss J. Geosci.* 111, 475–500. <https://doi.org/10.1007/s00015-018-0311-x>.
- Mangenot, X., Gasparrini, M., Gerdes, A., Bonifacie, M., Rouchon, V., 2018. An emerging thermochronometer for carbonate-bearing rocks: $\Delta 47/(U-Pb)$. *Geology* 46, 1067–1070. <https://doi.org/10.1130/G45196.1>.
- Marques, A., Horota, R.K., de Souza, E.M., Kupssinskii, L., Rossa, P., Aires, A.S., Bachi, L., Veronez, M.R., Gonzaga, L., Cazarin, C.L., 2020. Virtual and digital outcrops in the petroleum industry: a systematic review. *Earth Sci. Rev.* 208, 103260. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103260>.
- Mougenot, D., 1999. Seismic imaging of a carbonate reservoir; the Dogger of the Villeperdue oil field, Paris Basin, France. *Petrol. Geosci.* 5, 75–82. <https://doi.org/10.1144/petgeo.5.1.75>.
- Nesbit, P.R., Durkin, P.R., Hugenholtz, C.H., Hubbard, S.M., Kucharczyk, M., 2018. 3-D stratigraphic mapping using a digital outcrop model derived from UAV images and structure-from-motion photogrammetry. *Geosphere*. <https://doi.org/10.1130/GES01688.1>.
- Nurmi, R., 1986. The land of giants. *Middle East Well Evaluation Review* 1, 7–21.
- Palermo, D., Aigner, T., Nardon, S., Blendinger, W., 2010. Three-dimensional facies modeling of carbonate sand bodies: outcrop analog study in an epicontinental basin (Triassic, southwest Germany). *Bulletin* 94, 475–512. <https://doi.org/10.1306/08180908168>.
- Pierre, A., Durllet, C., Razin, P., Chellaï, E.H., 2010. Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: Amellago outcrop transect, High-Atlas, Morocco. *Geological Society, London, Special Publications* 329, 65–88.
- Plink-Björklund, P., 2020. Shallow-water deltaic clinoforms and process regime. *Basin Res.* 32, 251–262. <https://doi.org/10.1111/bre.12384>.
- Plint, A.G., 2010. Wave- and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. In: James, N.P. (Ed.), *Facies Models*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, pp. 167–199.
- Pomar, L., Aurell, M., Bâdenas, B., Morsilli, M., Al-Awwad, S.F., 2015. Depositional model for a prograding oolitic wedge, Upper Jurassic, Iberian basin. *Mar. Petrol. Geol.* 67, 556–582. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.05.025>.
- Purser, B.H., 1989. Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du bassin de Paris. In: *Dynamique et Méthodes d'étude Des Bassins Sédimentaires*, pp. 145–164.
- Purser, B.H., 1985. Dedolomite porosity and reservoir properties of middle jurassic carbonates in the Paris Basin, France. In: Roehl, P.O., Choquette, P.W. (Eds.), *Carbonate Petroleum Reservoirs, Casebooks in Earth Sciences* (New York, NY).
- Purser, B.H., 1975. Tidal sediments and their evolution in the Bathonian carbonates of Burgundy, France. In: *Tidal Deposits*. Springer, pp. 335–343.
- Rameil, N., 2008. Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: a case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). *Sediment. Geol.* 212, 70–85. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.10.004>.
- Rankey, E.C., Riegl, B., Steffen, K., 2006. Form, function and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. *Sedimentology* 53, 1191–1210. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00807.x>.
- Regnet, J.B., David, C., Fortin, J., Robion, P., Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., 2015. Influence of microporosity distribution on the mechanical behavior of oolitic carbonate rocks. *Geomechanics for Energy and the Environment* 3, 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.gete.2015.07.002>.
- Robelin, C., Giot, D., 1987. Différenciation des cimentations carbonates par cathodoluminescence; cas des réservoirs géothermiques du Dogger d'Aulnay-sous-Bois (Seine-Saint-Denis, France). *Bull. Soc. Geol. Fr. III*, 1023–1032. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.6.1023>.
- Roduit, N., 2008. JMcroVision: image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Ver 1, 2002–2007.
- Rojas, J., Giot, D., Le Nindre, Y.M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjoz, A., Martin, J.-C., Lambert, M., 1989. Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger, Bassin parisien. France (No. R 30169).
- Ronchi, P., Ortenzi, A., Borromeo, O., Claps, M., Zempolich, W.G., 2010. Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Visean–Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). *Bulletin* 94, 1313–1348. <https://doi.org/10.1306/01051009130>.
- Rotevatn, A., Buckley, S.J., Howell, J.A., Fossen, H., 2009. Overlapping faults and their effect on fluid flow in different reservoir types: a LIDAR-based outcrop modeling and flow simulation study. *Bulletin* 93, 407–427. <https://doi.org/10.1306/09300807092>.
- Rubi, R., Rohais, S., Bourquin, S., Moretti, I., Desaubliaux, G., 2018. Processes and typology in Gilbert-type delta bottomset deposits based on outcrop examples in the Corinth Rift. *Mar. Petrol. Geol.* 92, 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.02.014>.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olfieriev, A., Zakharov, V., 1996. Eustatic curve for the middle Jurassic–cretaceous based on Russian platform and siberian stratigraphy: zonal resolution. *AAPG Bull.* 80, 1433–1458.
- San Miguel, G., Aurell, M., Bâdenas, B., Martínez, V., Caline, B., Pabian-Goyheneche, C., Rolando, J.P., Grasseau, N., 2014. Facies heterogeneity of a Kimmeridgian Carbonate Ramp (Jabaloyas, eastern Spain): a combined outcrop and 3D geomodelling analysis. *J. Iber. Geol.* 39, 233–252. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2013.v39.n1.41761.
- Schmitz, J., Deschamps, R., Joseph, P., Lerat, O., Doligez, B., Jardin, A., 2014. From 3D photogrammetric outcrop models to reservoir models: an integrated modelling workflow. Extended Abstracts in Proceedings of the Vertical Geology Conference 2014. University of Lausanne Switzerland, pp. 143–147.
- Shekhar, R., Sahnii, I., Benson, G., Agar, S., Amour, F., Tomás, S., Christ, N., Alway, R., Mutti, M., Immenhauser, A., Karcz, Z., Kabiri, L., 2014. Modelling and simulation of a Jurassic carbonate ramp outcrop, Amellago, high Atlas Mountains, Morocco. *Petrol. Geosci.* 20, 109–123. <https://doi.org/10.1144/petgeo2013-010>.
- Siddiqui, N.A., Ramkumar, M., Rahman, A.H.A., Mathew, M.J., Santosh, M., Sum, C.W., Menier, D., 2019. High resolution facies architecture and digital outcrop modeling of the Sandakan formation sandstone reservoir, Borneo: implications for reservoir characterization and flow simulation. *Geoscience Frontiers* 10, 957–971. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.008>.
- Steel, R.J., Olariu, C., Zhang, J., Chen, S., 2020. What is the topset of a shelf-margin prism? *Basin Res.* 32, 263–278. <https://doi.org/10.1111/bre.12394>.
- Thierry, J., 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., Sandulescu, M. (Eds.), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps - Explanatory Notes*. CCGM/CGMW, Paris, Paris, pp. 49–110.
- Todd, B.J., Shaw, J., 2009. International Year of Planet Earth 5. Applications of Seafloor Mapping on the Canadian Atlantic Continental Shelf, vol. 36. GS.
- Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F., Tomassi, A., 2018. Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy). *Mar. Petrol. Geol.* 96, 254–270. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.004>.
- Vincent, B., Brigaud, B., Gaumet, F., 2017. Large-scale prograding oolitic geometries in the Middle Jurassic “Oolithe Blanche” Formation (Paris Basin, France): new insights about their palaeoenvironmental interpretation. Presented at the 33th International Meeting of Sedimentology, Toulouse, p. 927.
- Yalin, M.S., 1977. *Mechanics of Sediment Transport*, second ed. Pergamon Press, Toronto, p. 298.

Les données supplémentaires sur les orientations des cliniformes sont disponibles dans le tableau en Annexe V (p.391), et les données supplémentaires sur les données pétrographiques relevées dans la carrière sont disponibles dans le tableau de l'Annexe VI (p.393) de la thèse. Enfin, le modèle complet de la carrière, habillé en faciès, en porosités (les trois porosités différentes) et perméabilité, ainsi que le DOM (Digital Outcrop Model) intégré (Figure V-1) sont disponibles à l'adresse suivante : (<https://data.mendeley.com/datasets/fcdg3vjdp/1>).

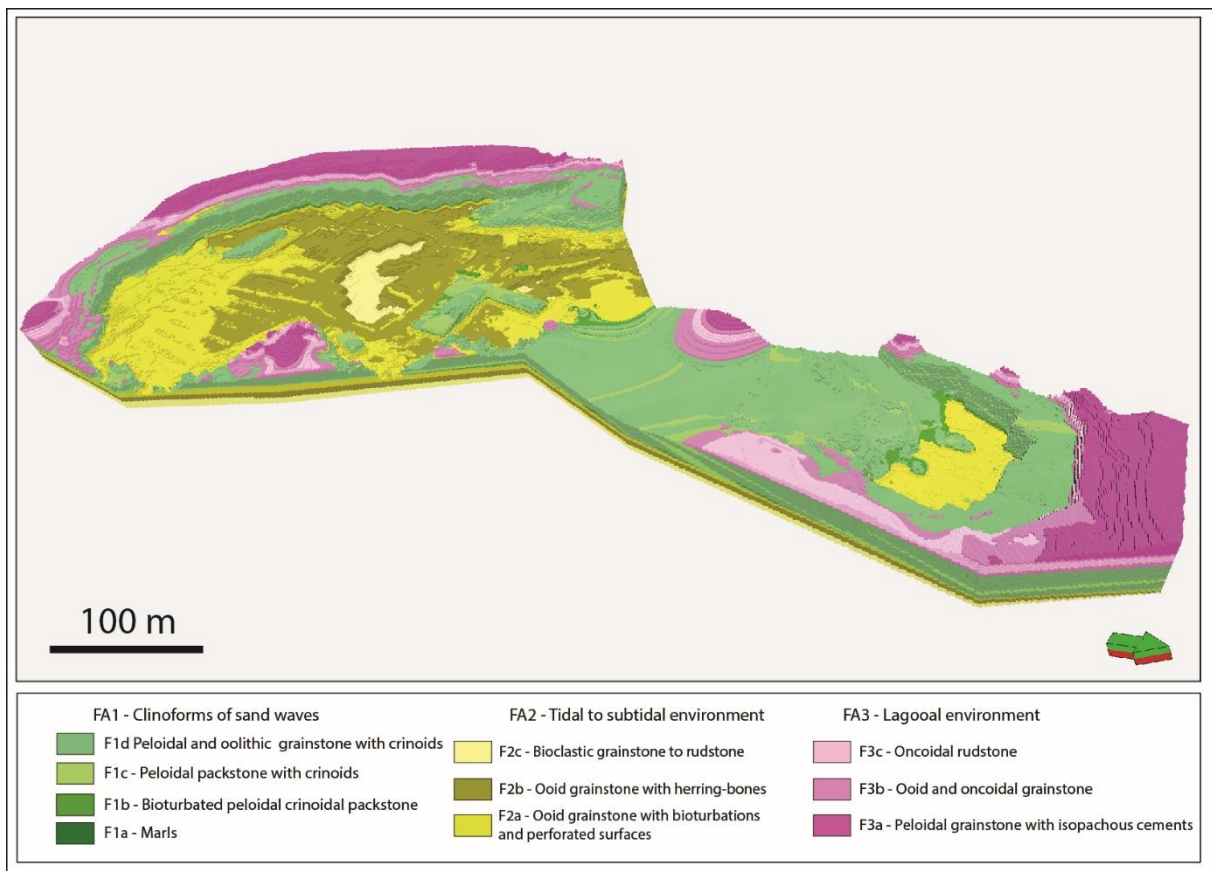


Figure V-1 Capture légendée du modèle de faciès de la carrière de Massangis excavé d'après le DOM produit lors de l'étude photogrammétrique.

La photogrammétrie permet de produire des affleurements numériques (Figure V-) disponibles à l'adresse suivante : <https://skfb.ly/6RYGF>



Figure V-2 Vue du modèle photogrammétrique de la carrière de Massangis disponible sur le site <https://sketchfab.com/>

V. 2. Complément sur la signification sédimentologique des dunes géantes observées dans les calcaires du Bathonien de Bourgogne

Note : Ce complément a fait l'objet d'une publication coordonnée et rédigée par Benoit Vincent, en collaboration avec Benjamin Brigaud, Fabrice Gaumet et moi-même, et publiée dans la revue *Facies*. A partir de ses propres recherches et de données obtenues dans cette thèse, notamment issues de l'étude photogrammétrique et des lames minces de la carrière de Massangis (Chapitre V). L'étude présente une synthèse à l'échelle régionale sur les calcaires du Bathonien. L'ensemble de l'article peut être consulté dans l'Annexe VII (p.399) ou à l'adresse suivante :

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10347-021-00621-4>

Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinofolds in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. *Facies*, 67, 12 <https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4>

Résumé : Les calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris sont étudiés depuis plusieurs décennies, principalement suite au développement de l'exploration et de l'exploitation des hydrocarbures. La formation de l'Oolithe Blanche du Bathonien, qui illustre le développement d'une rampe carbonatée dans le Bassin de Paris, a été moins ciblée par les pétroliers que les calcaires de la toute fin du Bathonien supérieur et Callovien inférieur (Dalle nacrée) en raison d'un potentiel limité en réserves d'hydrocarbures. Les développements récents de la capture et du stockage du CO₂ et les regains d'intérêts pour l'exploration géothermique du centre du Bassin de Paris ont relancé l'attrait pour les affleurements oolithiques de Bourgogne. Dans ces affleurements de Bourgogne, on y observe des clinofolds de grande taille (10-15m de haut) composés majoritairement d'ooïdes et de bioclastes dans la partie supérieure de l'Oolithe Blanche. Ces clinofolds restent énigmatiques et diversement interprétés.

Cinq logs d'affleurement situés en Bourgogne ont été étudiés et complétés par une analyse de microfaciès. Les clinofolds oo-bioclastiques de grandes tailles sont observés au Nord de la Bourgogne

dans deux des cinq coupes sédimentaires. Des corrélations stratigraphiques à haute résolution, contraintes par des marqueurs biostratigraphiques robustes, et intégrées à la paléogéographie régionale, permettent d'interpréter les cliniformes comme des dunes géantes mises en place pendant la phase régressive d'une séquence transgressive-régressive de 3^{ème} ordre. Ces dunes se mettent en place dans la partie Nord de la plateforme de Bourgogne, juste au-dessus de bancs carbonatés riches en bioturbations et brachiopodes, correspondants à un maximum d'inondation. Des corps d'une hauteur minimale de 10-15m et des cuvettes alternent avec des longueurs d'onde d'environ 500-800m, et se sont formés sous une profondeur d'eau minimale d'environ 60m. Cette réévaluation de l'interprétation des cliniformes à grande échelle visibles dans la partie supérieure de la Formation d'Oolithe Blanche, et les estimations paléobathymétriques revisitées, bousculent les interprétations bathymétriques (peu profondes ; <20m) classiquement considérées pour le dépôts oolithiques de l'Oolithe Blanche du Bassin de Paris. Ceci a également des implications immédiates pour les projets en cours de caractérisation et de prospection de subsurface, et pourrait orienter les recherches analogues vers des références publiées plus appropriées.

Chapitre VI : Discussion

VI. 1 Contrôle diagenétique sur les qualités réservoirs

VI. 1 – A) Comparaison de notre jeu de données avec celles de la littérature

Housse et al. (1976) décrivent l'architecture de dépôts dans le bassin au travers de différentes coupes et donnent une première localisation simplifiée des différents réservoirs. L'extension des faciès granulaires dans le bassin sont cartographiées et séparées en dépôts de barrière et de lagon. Le sillon marneux est localisé, et des cartes des réservoirs, températures, transmissivité et profondeur du toit du réservoir sont proposées. Ces cartes sont produites à l'échelle du bassin due à la faible densité de points, surtout sur les bordures (moins de puits étaient forés en 1976).

Rojas et al. montrent en 1989 une porosité du Comblanchien (association de faciès de lagon du Comblanchien) ayant une dualité dans le comportement de la pétrographie et des propriétés réservoir. Une partie des données de porosité et de perméabilités donnent des niveaux peu perméables (inférieur à 60 mD), tandis que d'autres niveaux peuvent dépasser 200 mD. Cela s'explique par des dépôts granulaires composés d'oolithes, oncolithes, péloïdes et bioclastes à texture grainstone au sein même du lagon à faciès majoritairement boueux. Ces faciès ont également été observés lors de l'étude des échantillons de cette thèse dans le centre du bassin. Ces niveaux créent des niveaux réservoir au sein des faciès boueux de lagon. Ils participent et complètent à la production des réservoirs situés dans l'Oolithe Blanche (ensemble oolithique) dont les valeurs de porosité et perméabilité sont similaires, mais permettent des niveaux réservoir plus producteurs. Rojas et al. (1989) proposent que la paléogéographie initiale influence fortement la porosité et perméabilité « fossilisables » (impact de la diagénèse sur la conservation des pores), ne permettant pas d'avoir de bons réservoirs dans les zones plus calmes et boueuses. L'intensité des paléo-courants, qu'ils soient dans le lagon ou la barrière est donc très importante (Rojas et al., 1989). Une étude diagenétique au microscope à

cathodoluminescence (Figure VI-1) montre différentes phases de croissance et de dissolution de ciments dans les échantillons du bassin de Paris (Rojas et al., 1989). Cette étude retrace les différentes phases diagenétiques observables au cours de l'enfouissement des roches du Bathonien au centre du bassin (Figure VI-1). Six phases de cimentations différentes ont été identifiées au cours de l'enfouissement par Rojas et al. (1989) :

- (1) Une phase en eau de mer libre présente au moment du dépôt,
- (2) Une phase réductrice phréatique marine produisant une cimentation précoce (calcite remplissant des vides comme les *birdeyes*). Cette phase de cimentation réduit légèrement la porosité, mais permet d'avoir potentiellement une meilleure résistance à la compaction. La porosité estimée passe de 40 à 30% pour l'Oolithe Blanche, et 35 à 25% pour les grainstones des Calcaires marneux à *pholadomyes*.
- (3) Une phase d'eau météorique produisant une dissolution faible améliorant la porosité de 1 à 2% dans l'Oolithe Blanche.
- (4) Une phase de fluide autochtone en milieu principalement réducteur qui va fortement réduire la porosité du milieu, passant de 32% dans l'Oolithe Blanche à 22% et de 25 à 10% dans les faciès à texture grainstone des Calcaires marneux à *pholadomyes*. Cette réduction en porosité s'explique par une phase de compaction, de recristallisation de l'aragonite ou calcite magnésienne initiale des bioclastes et du développement de cinq phases de sparite et microsparite.
- (5) Une phase de fluides allochtones alternant entre un milieu réducteur et oxydant. Cette phase débute par une phase de dissolution majeure dans l'Oolithe Blanche, récupérant 5 à 30% de porosité en fonction des faciès et des conditions. Cette dissolution majeure n'a pas lieu dans les faciès grainstone des Calcaires marneux à *pholadomyes*. La phase de dissolution est donc essentielle à la genèse des niveaux réservoirs et améliore fortement la présence de bonne porosité dans les réservoirs du Bathonien. S'en suivent une phase de dolomitisation composée

de neuf phases de croissance de dolosparite dans les faciès oolithiques (phases α et β dans la Figure VI-1).

- (6) Enfin, une phase de fluides allochtones en milieu oxydant composé d'une période de fracturation et de dissolution permettant de recréer de la porosité dans l'Oolithe Blanche, bien que cela n'ait encore une fois aucun impact sur les faciès grainstones des Calcaires marneux à *pholadomyes* (restant sous 10% de porosité). Une phase de cimentation de célestite et de calcite réduisant à nouveau la porosité moyenne des formations.

Les fissures et fractures dans le réservoir de l'Oolithe Blanche sont généralement de taille réduite et sont témoins d'une faible activité tectonique. Cette activité tectonique légère se traduit dans la zone modélisée par une faille au Sud-Est (faille de Valpuseaux) et la partie terminale d'une architecture de plis au Nord (anticlinal de Beynes-Meudon). Autour de ces accidents majeurs, de la fracturation localisée dans les roches les plus rigides donnant des fissures pouvant être cimentées par des calcites de blocage. Il est difficile d'observer des fissures non-colmatées dans les cuttings issus de puits car il s'agit de zones de faiblesse dans la roche qui seront donc les zones où la fracturation mécanique des têtes de forage brisera préférentiellement les roches. De plus, dans les conditions d'un forage destructif, difficile de savoir si une fissure non colmatée est due aux forces en présence avant le forage ou à ce dernier. Les fissures et fractures colmatées, elles, devraient pouvoir être identifiables en cuttings, mais aucune n'a été observée. Cependant, certaines ont pu être observées dans les échantillons de carottes (Figure VI-2). Des stylolithes ont également pu être décrits dans les calcaires du Comblanchien. Dans les Calcaires marneux à *pholadomyes*, les déformations ont pu être plus facilement accommodées par la nature marneuse des roches.

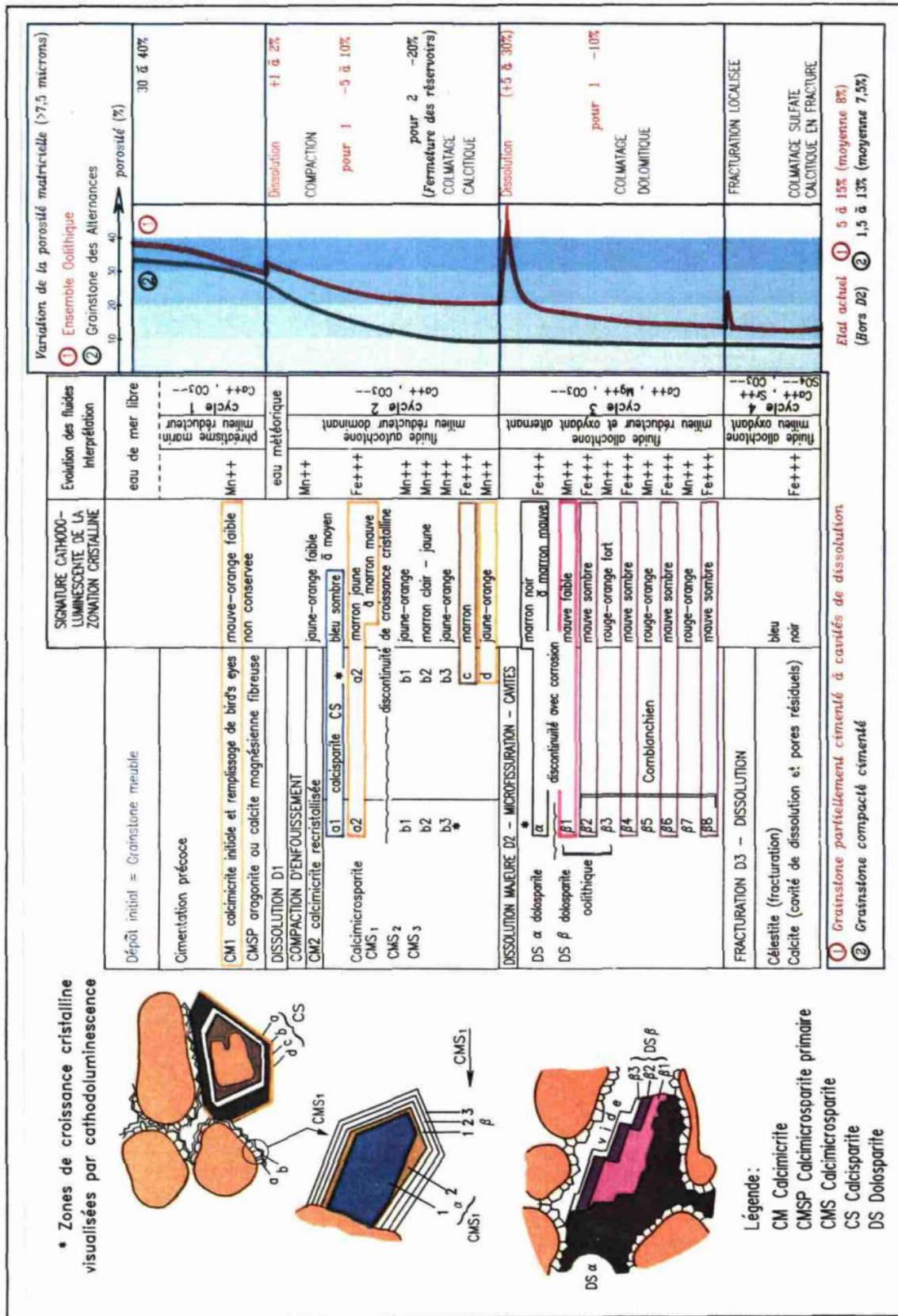


Figure VI-1 – Tableau récapitulatif des étapes de transformations diagenétiques enregistrées par le réservoir Bathonien (Rojas et al., 1989).

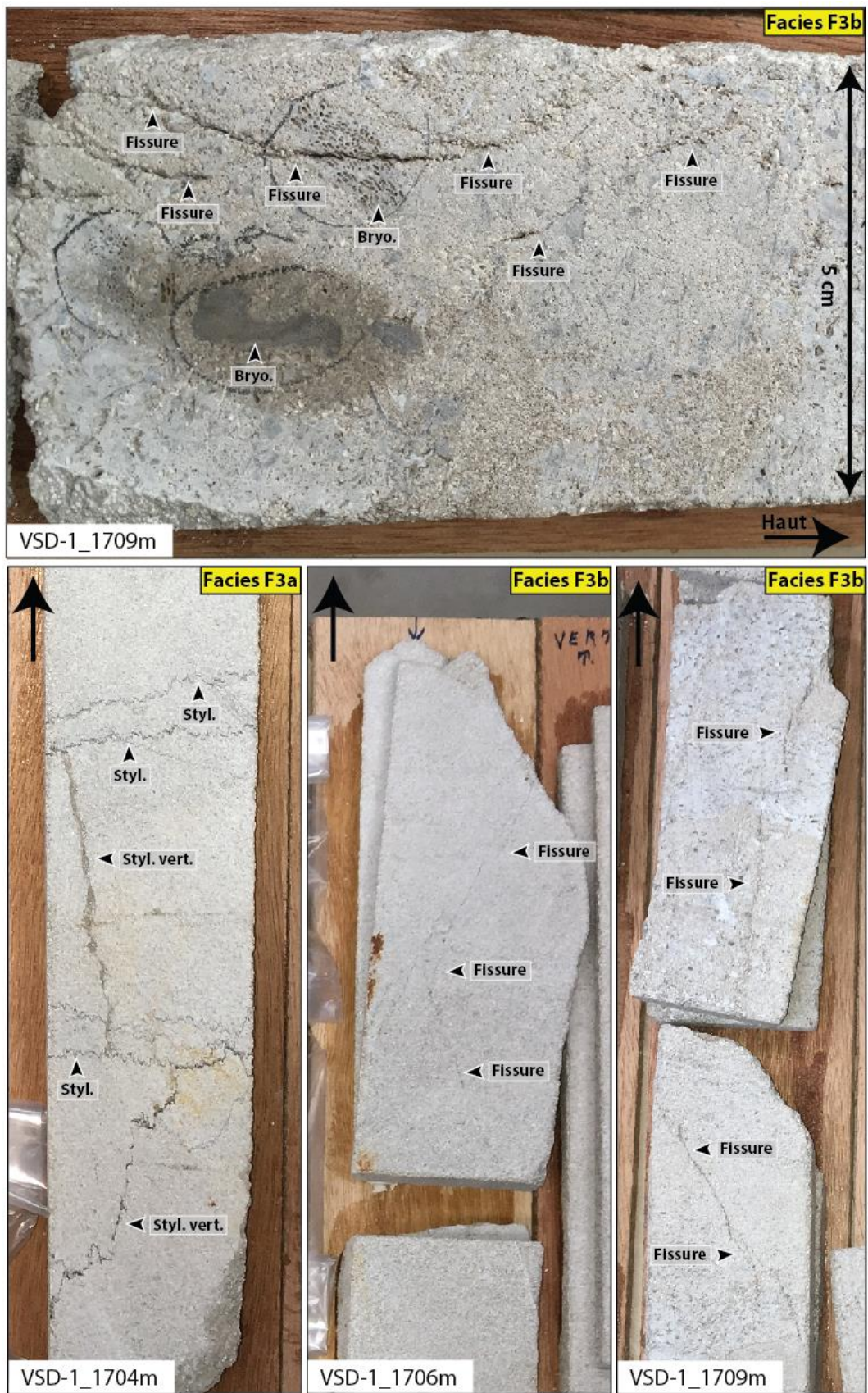


Figure VI-2 – Photo de carotte du puits de Vert-Saint-Denis-1 présentant le faciès F3b (grainstone oolitique avec bioclastes peu à moyennement cimenté) montrant des fissures non colmatées dans la roche.

Ce travail de Rojas et al. (1989) montre donc l'importance de la diagénèse dans la préservation ou la diminution des propriétés pétrophysiques des roches carbonatées. Ce point recoupe donc les observations faites dans la carrière de Massangis et dans les réservoirs proches de la bordure du Jurassique du bassin de Paris (Delmas et al., 2010). L'observation de certaines de ces phases diagenétiques est également possible dans les échantillons du centre du Bassin de Paris.

Afin d'améliorer les simulations de propriétés des roches dans les modèles, une estimation des propriétés poro-élastiques pourra être menée, comme dans les études effectuées dans des formations similaires et à forte porosité dans le Bassin de Paris (Lion et al., 2004, 2004). Ce genre d'études pourrait permettre de renforcer le modèle aux abords des puits en corrigeant les propriétés de porosité et perméabilité avec les variations observées dans les lames (Lion et al., 2004, 2004). La carrière de Massangis n'est pas un parfait analogue des roches observées dans l'étude de Lion et al. (2004), la porosité de Massangis étant très faible par rapport aux 20% observées dans les calcaires d'Anstrude (Yonne). Cependant, elle représente un bon analogue à la porosité et à la perméabilité qui se retrouvent dans la formation de l'Oolithe Blanche du bassin de Paris. Il serait donc possible d'observer des effets minimes de fractures dans les grains sur la perméabilité générale de la roche (Lion, Skoczylas, et al., 2004).

VI. 1 – B) Relation entre diagénèse et les résultats observés dans la thèse, discussion sur les résultats de l'analogue à l'affleurement (Massangis) et du centre du bassin (sub-surface)

En plus des conditions paléoenvironnementales, la diagénèse est un des facteurs ayant un fort contrôle sur la porosité et la perméabilité des carbonates. Une étude de lames minces a permis de mettre en évidence différents phénomènes de diagénèse, certains réduisant la porosité, d'autres l'améliorant. Ce facteur est donc important à envisager, et pourrait être quantifié en estimant les surfaces des différentes phases diagenétiques dans des lames minces.

Association de facies AF4 « facies à péloïdes / oncoïdes », Lagon (Calcaires du Comblanchien)

Les dépôts de lagon sont divisés en quatre faciès allant de textures (1) wackestone/packstone (F4a – wackestone/packstone à péloïdes, foraminifères et échinodermes) à des textures plus granulaires comme des (2) floatstones/rudstones (F4c – floatstone à oncolithes, F4d – rudstone à intraclastes) en passant par (3) des textures grainstone (F4b – grainstone à péloïdes plus ou moins cimenté) (Figure VI-3).

(1) Dans le faciès wackestone/packstone (F4a), la phase de liaison initiale est une micrite peu poreuse et peu perméable. Lors de l'enfouissement, cette micrite, si elle n'a pas subi l'altération dans un fluide météorique lors d'une émergence syn-sédimentaire, peut recristalliser sous la forme d'une micrite compacte rendant le calcaire très compact, peu poreux et peu perméable (Brigaud, Vincent, Durllet, et al., 2014) (Figure VI-3A). Ces dépôts de faible énergie sont parfois soumis à des phases peu importantes de cristallisation de microcalcite ou de dolomite (en remplacement de la micrite) qui peuvent ensuite subir des phases de dissolution partielle (dédolomitisation).

(2) Un faciès rudstone à intraclastes (F4d) et un faciès floatstone à oncolithes (F4c) sont observés dans les lames minces (Figure VI-3D). Les floatstones présentent de la microporosité dans la matrice micritique, pouvant en partie provenir d'une recristallisation précoce de cette dernière lors de courte période d'émergence syn-sédimentaire (Deville et al., 2011; Brigaud, Vincent, Durllet, et al., 2014). Cette hypothèse est étayée par la présence de ciments en ménisques, montrant une influence de la diagénèse dans ce faciès lors des phases primaires de l'enfouissement (Figure VI-3D).

Un faciès de rudstone à intraclastes est également observé dans les lames minces, montrant des éléments de taille hétérogène d'origine bioclastique ou détritique. Les phases de diagénèse de ce faciès sont plus complexes. Une phase de cimentation de calcite en dent de chien non isopaque se

développe autour des grains, suivi d'une phase de calcite de blocage pouvant aller jusqu'à faire disparaître complètement la macroporosité (Figure VI-3B, C).

(3) Le faciès grainstone à péloïdes plus ou moins cimenté (faciès F4b) montre une compaction faible à moyenne, des croissances de ciments syntaxiaux autour de fragments d'échinodermes, des ciments irréguliers autour de grains, une dolomitisation et des bioclastes recristallisés et une dédolomitisation locale et partielle (Figure VI-3B, C). La porosité et la perméabilité sont toutes deux très impactées par la proportion relativement faible de calcite de blocage entre les grains, faisant de ce faciès un faciès avec un potentiel très élevé mais également variable. Des niveaux avec une forte dissolution est également présente dans les autres faciès de lagon, mais le faciès F4b présente déjà des propriétés pétrophysiques intéressantes qui sont encore améliorées par la dissolution. C'est moins le cas dans les autres faciès.

Association de faciès AF4 « faciès à péloïdes / oncoïdes » Lagon (Calcaires du Comblanchien)

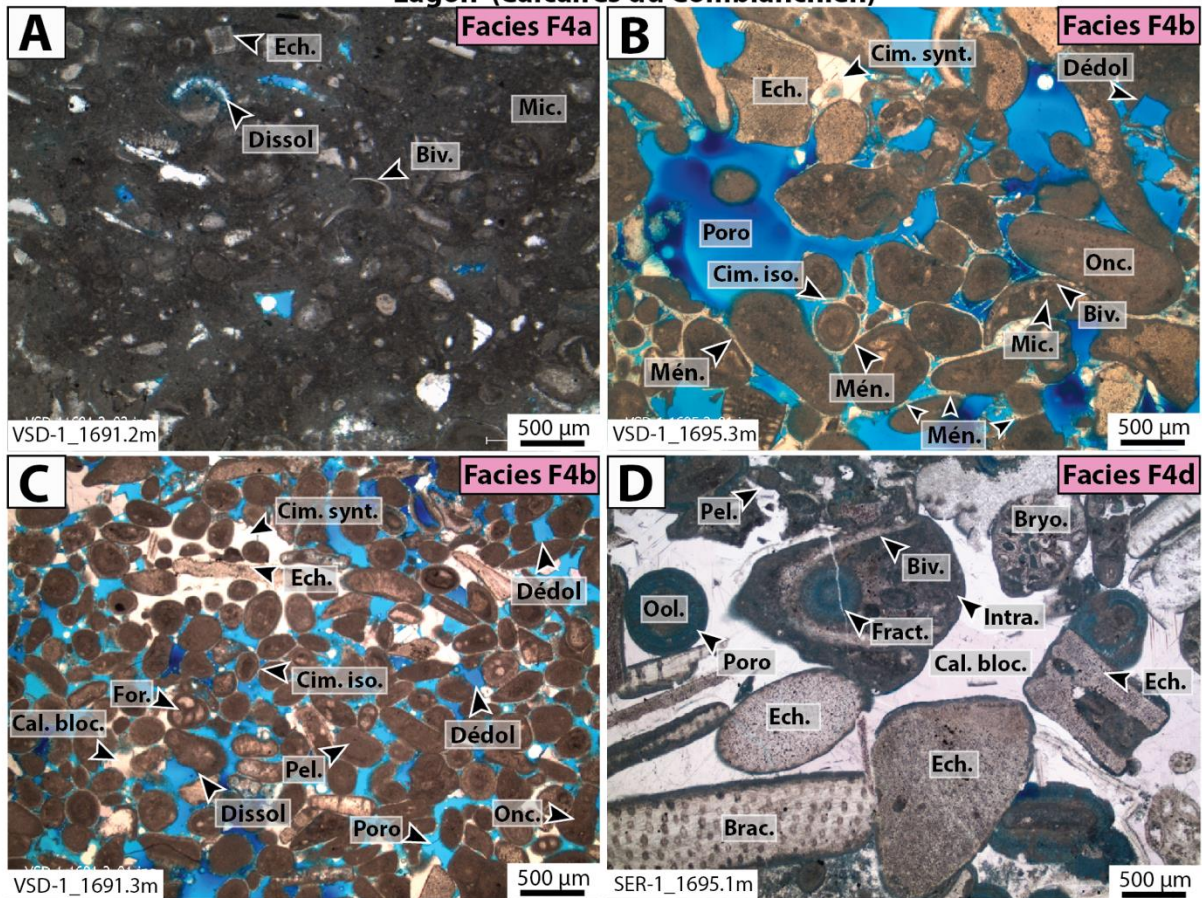


Figure VI-3 – Faciès F4a (wackestone/packstone à péloïdes, foraminifères et échinodermes) présentant des traces de dissolution Ech. (Echinoderme), Dissol (Dissolution), Mic. (Micrite), Biv. (Bivalve). B – Faciès F4b (grainstone à péloïdes plus ou moins cimenté) présentant des ménisques et des ciments isopaques, ainsi que de bonnes propriétés réservoir. Cim. synt. (Ciment syntaxial), Poro (Porosité), Onc. (Oncoïde), Mén. (Ménisque), Dédol (Dédolomitisation). C – Faciès F4b (grainstone à péloïdes plus ou moins cimenté) montrant également de bonnes propriétés réservoir. Cal. bloc. (Calcite de blocage), Pel. (Péloïde), For. (Foraminifère). D – Faciès F4d (rudstone à intraclastes) montrant une porosité complètement détruite par la croissance de calcite de blocage. Brac. (Brachiopode), Ool. (Oolithe), Fract. (Fracture), Intra. (Intraclaste), Bryo. (Bryozoaire). VSD-1: puits Vert-Saint-Denis; SER-1: puits Sergines.

La nomenclature de « *Faciès Comblanchoïde* », issue du nom des calcaires du Comblanchien est proposée par Mégnien et Mégnien (1980), regroupant les faciès de lagon, plus granulaires et parfois plus poreux, du sommet du Bathonien du Bassin de Paris. Ce faciès Comblanchoïde est donc à relier potentiellement aux faciès F4b et F4d observés au cours de cette thèse (Figure VI-3B, C, D).

Globalement, l'association de faciès de lagon présente des faciès peu poreux et peu perméables, à l'exception du faciès grainstone dans le cas où la calcite de blocage ne se serait pas très développée.

La question de l'influence relative des phases de croissance de calcite de blocage et des phases de dissolution peut être discutée dans les faciès appartenant à l'association de faciès à base de péloïdes et oncoïdes. Les faciès F4a et F4c présentent un liant micritique permettant l'existence de microporosité (Figure VI-3A). La recristallisation de cette matrice ne permet cependant pas de catégoriser ces faciès comme des faciès réservoirs, d'autant que la macroporosité est généralement inexistante. Le faciès à texture rudstone F4d est très peu poreux (Figure VI-3D). Les pores restants relèvent de la microporosité intaparticulaire dans des clastes contenant de la micrite et constituant les grains du faciès. La diagénèse est très clairement néfaste aux propriétés réservoir dans le cadre de ce faciès. Le faciès F4b est quant à lui montre (1) une croissance de calcite de blocage plus réduite que dans les autres faciès et (2) une phase de dissolution importante créant des pores augmentant la macroporosité (Figure VI-3B, C).

La diagénèse a donc un impact généralement négatif sur les qualités réservoir de l'association de faciès de lagon, bien que les roches d'origine ne soient pas forcément très propices à la base. Un impact localement positif peut cependant être observé. Le faciès F4b (grainstone à péloïdes plus ou moins cimenté) montre des traces de dissolution, relevant donc d'un rôle positif de la diagénèse dans la préservation et la production de porosité. Les niveaux poreux observables dans cette association de faciès sont donc possibles, mais présents uniquement dans les portions plus granulaires du lagon, avec une énergie plus élevée que la moyenne.

Association de Faciès FA3 « faciès Oolithique ou bioclastique », Shoal ou shoreface (Calcaire marneux à Pholadomyes, Oolithes Blanche, Dalle nacrée)

L'association de faciès oolithiques ou bioclastiques est typique d'environnement de dépôt agité, soumis aux vagues de houle (de beau temps) et se dépose à moins de 20 m de bathymétrie. Il correspond soit à un environnement de shoreface ou de cordon/shoal lorsqu'un lagon est présent. Il regroupe quatre faciès (1) un faciès à texture packstone (F3a – packstone à peloides avec ooides et

bioclastes), (2) deux faciès à texture grainstone (F3b – grainstone oolithique avec bioclastes peu à moyennement cimenté, F3c – grainstone oolithique/péloïdal très cimenté) et (3) un faciès à texture grainstone/rudstone (F3d – grainstone/rudstone avec bioclastes et intraclastes) (Figure VI-4).

(1) Le faciès de texture packstone (F3a – packstone à péloïdes avec ooïdes et bioclastes) présente une matrice micritique fortement recristallisée, de la compaction et des vides moldiques issus de la dissolution de bioclastes. Ici, la diagénèse peut améliorer la porosité et potentiellement la perméabilité par la recristallisation de la micrite et les fissures ouvertes observées dans les lames minces (Figure VI-2). La macroporosité se concentre particulièrement entre les grains, dans de petits espaces vides (Figure VI-4A, B, C). La porosité de ce faciès est cependant principalement représentée par de la microporosité dans la matrice. Ce faciès n'est ce n'est pas un faciès cible pour être un réservoir géothermique car il est faiblement perméable.

(2) Les deux faciès de texture grainstone (F3b – grainstone oolithique avec bioclastes peu à moyennement cimenté, F3c – grainstone oolithique/péloïdal très cimenté) présentent des éléments constituants en proportion et en nature semblables (grains bioclastiques et non-bioclastiques), et souvent une fine frange isopaque de ciment (taille inférieure à 10 μm) se déposant autour des grains très tôt dans l'histoire (diagénèse précoce). Le développement de ce ciment précoce limite la compaction (Figure VI-4A, D, Figure VI-5A). Lorsque cette frange isopaque est absente, la compaction peut être plus importante (Figure VI-4^E). Un ciment en ménisque peut localement se développer entre les grains, ce qui prouve que localement des émergences synsédimentaires peuvent avoir lieu, comme dans l'Est du Bassin de Paris (Brigaud, Vincent, Durlet, et al., 2014) (Figure VI-4B, D). Un ciment de calcite de blocage est soit (1) fortement développé, colmatant ainsi l'intégralité de l'espace intergranulaire (dans le faciès F3c) ou soit (2) très faiblement développé (dans le faciès F3b), permettant donc de conserver une grande partie de la porosité intergranulaire. De plus, une phase de dissolution prend place ensuite et améliore encore les qualités réservoir du faciès F3b et peut permettre de récupérer une macroporosité dans certaines portions du faciès F3c où cette dernière

peut avoir totalement disparu. Cette phase de dissolution découle d'une dolomitisation, puis d'une dédolomitisation laissant des fantômes de dolomite dans les lames minces (Figure VI-4C, F). Dans le faciès F3c cependant, la porosité est intégralement bloquée. La diagénèse est donc ici le principal levier qui déterminera des qualités réservoir, les constituants de base des deux faciès étant globalement les mêmes.

(3) Le faciès F3d à texture rudstone (F3d – grainstone/rudstone avec bioclastes et intraclastes) se met en place dans un environnement de shoreface, plus hydrodynamique. Il se trouve dans des litages obliques, souvent tangentiel à la base et peut correspondre à des dunes 3D. Une frange de ciment très fin (inférieure à 10 μm) et isopaque se développe autour de certains grains. De plus, une calcite de blocage très variable se met en place entre les grains (Figure VI-4A, F). Des recristallisations de bioclastes sont également observées. Dans ce faciès, le degré de développement de la calcite de blocage a donc une importance notable dans le contrôle de la porosité.

Association de Faciès FA3 « faciès Oolithique ou blioclatique » Shoal ou shoreface (Calcaire marneux à Pholodomyes, Oolithes Blanche, Dalle nacrée)

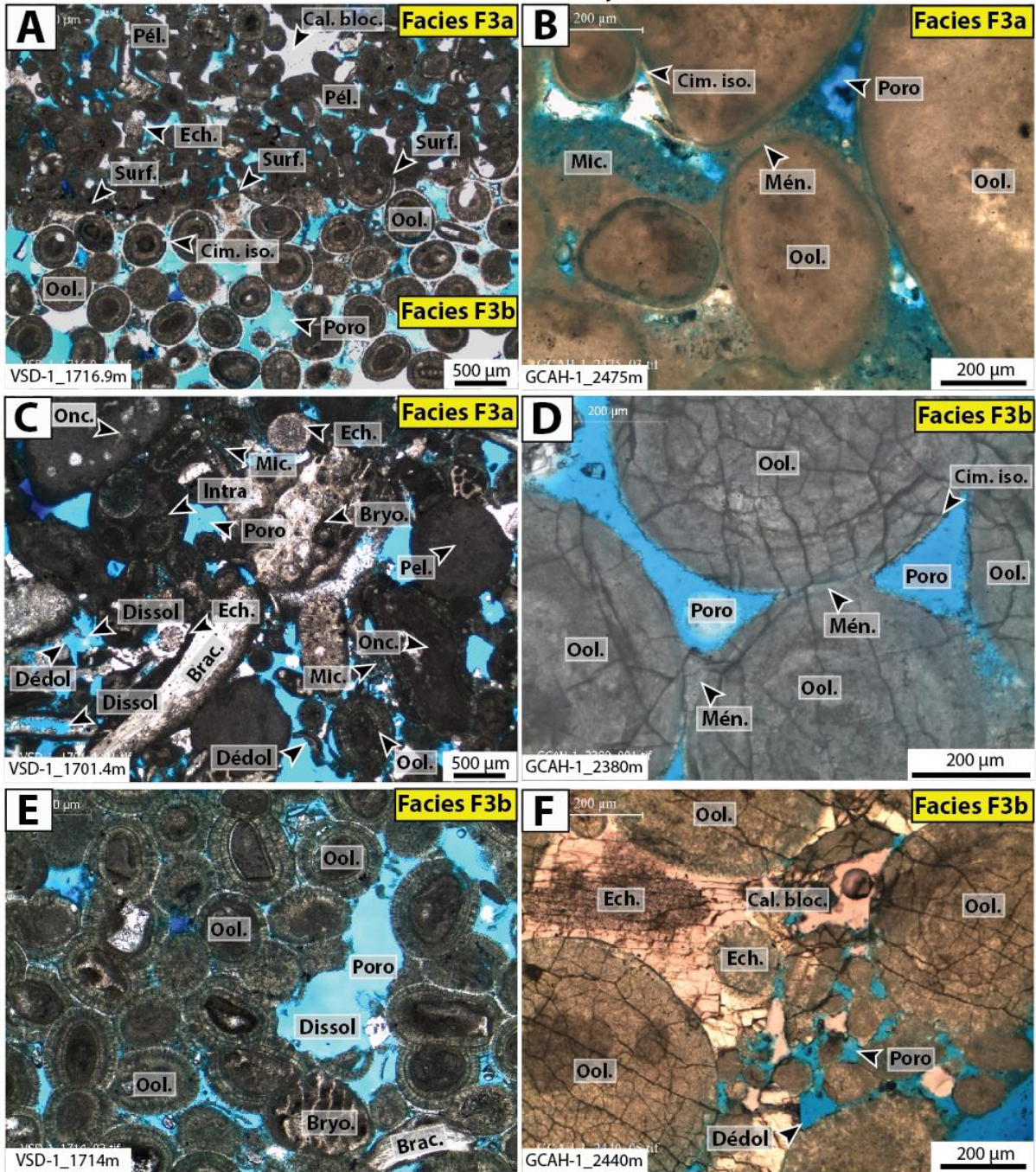


Figure VI-4 – A – Contact entre les faciès F3a (Packstone à péloïdes avec oïdes et bioclastes) et F3b (grainstone oolithique avec bioclastes peu à moyennement cimenté). Les abréviations correspondent à Péloïde (Pél.), Echinoderme (Ech.), Oolithe (Ool.), Ciment isopaque (Cim. iso.), Calcite de blocage (Cal. bloc.), Porosité (Poro) et Surface (Surf.). B – Dépôt de micrite dans le faciès F3a (packstone à péloïdes avec oïdes et bioclastes) présentant des ménisques micritiques entre certains grains et des ciments isopaques. Micrite (Mic.), Ménisque (Mén.). C – Faciès F3a (packstone à péloïdes avec oïdes et bioclastes) présentant des traces de dissolution. Dissol (Dissolution), Brac. (Brachiopode), Bryo. (Bryozoaire) et dédolomitisation. D – Faciès F3b (grainstone oolithique avec bioclastes peu à moyennement cimenté) présentant une bonne porosité, des oolithes peu jointives avec ciments en ménisque. E – Faciès F3b (grainstone oolithique avec bioclastes peu à moyennement cimenté) présentant des oolithes avec des contacts concavo-convex longs signes d'une forte compression. F – Faciès F3b (grainstone oolithique avec bioclastes peu à moyennement cimenté) présentant des traces de dédolomitisation. VSD-1: puits Vert-Saint-Denis; GCAH-1: puits Géothermique de Cachan-1.

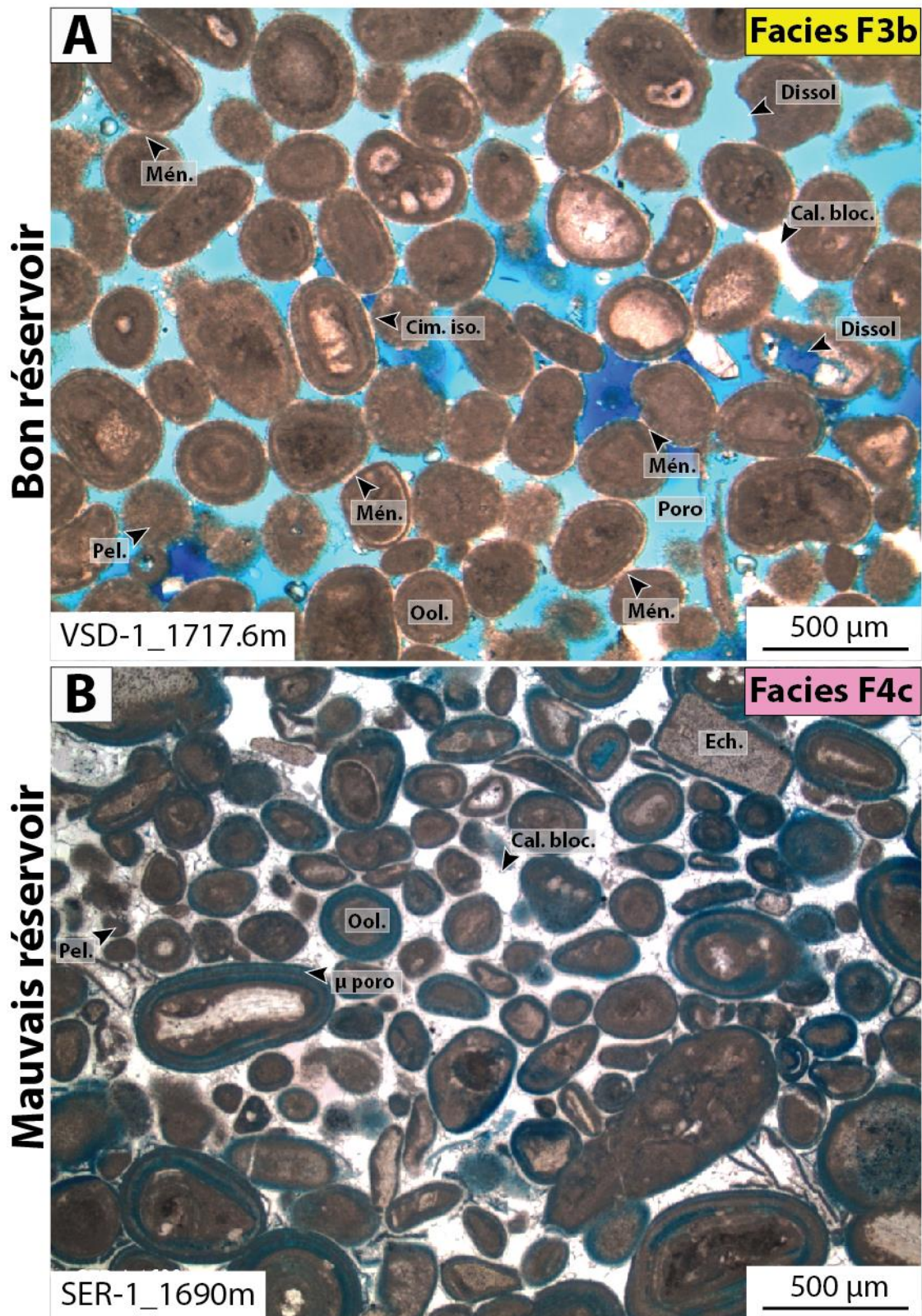


Figure VI-5 – Exemple d’une roche avec de bonnes propriétés réservoir présentant des ciments isopaques et des ménisques entre certains grains. Cette porosité est conservée par une faible compaction, une phase de dissolution et une faible croissance de calcites de blocage. Ménisque (Mén.), Cim. iso. (Ciments isopaques), Poro (Porosité), Ool. (Oolithe), Pel. (Péloïde), Cal. bloc. (Calcite de blocage), Dissol (Dissolution). B – Exemple d’une roche avec de mauvaises propriétés réservoir. La seule porosité

restante est une microporosité dans le cortex des oolithes. Une calcite de blocage très importante c'est développé, détruisant totalement la macroporosité. Ech. (Echinoderme), μ poro (Microporosité). VSD-1: puits de Vert-Saint-Denis; SER-1: puits de Sergines.

Il a été observé au cours des descriptions d'échantillons que le développement de la calcite débute généralement autour de fragments d'échinodermes exposés aux fluides (Figure VI-4F). Ces ciments sont reconnaissables car ils adoptent les mêmes angles d'extinction que les échinodermes dont ils sont natifs.

La question de l'influence des phases de croissance de calcite de blocage (faible croissance ou absence de ciment de blocage) contre les phases de dissolution peut être discutée, car il est possible que le faciès F3b ait connu une phase de dissolution plus importante que le faciès F3c. Il est clair que la dissolution des calcites est très importante pour améliorer les propriétés réservoir, mais elle ne présente cependant pas une part majeure de la macroporosité (Figure VI-4, Figure VI-5). La diagénèse dans les autres associations de faciès n'a pas pu être observées en lames minces par manque de matériel. Cependant, il est possible de spéculer que les faciès de l'association de faciès des alternances marno-calcaires aient également subi une diagénèse (cimentation et compaction de la boue micritique par exemple) au cours de l'enfouissement. Cependant, cette diagénèse n'influe probablement que marginalement sur les propriétés de porosité et de perméabilité dans la région.

Exemple de l'analogie à l'affleurement de la carrière de Massangis

Dans la carrière de Massangis, l'histoire de l'enfouissement est probablement assez proche de celle du centre du bassin avec un maximum atteint, dans le Morvan (à quelques dizaines de kilomètres de distance de Massangis), à la fin du Crétacé estimé à 80°C, soit environ 2000 m d'enfouissement (Barbarand et al., 2013). Par contre, l'exhumation cénozoïque est fortement différente car les dépôts se retrouvent à l'affleurement à Massangis et se trouve à 1500 m vers Paris-Cachan. La diagénèse d'exhumation (télogénèse) est donc forte à Massangis et moins évidente dans le centre du bassin. Il faut bien différencier la possible télogénèse pour comparer les deux sites d'un point de vue diagénétique. Trois environnements de dépôts sont observables, (1) un lagon, (2) de grands cliniformes correspondant à des dunes géantes sous-marines et (3) un environnement de tidal.

Certaines phases diagenétiques restent tout de même similaires entre les deux zones d'étude. Par exemple, certains faciès granulaires présentent des ciments isopaques autour des grains visibles dans les lames minces des deux sites. D'autres présentent des phases de compaction/pression-solution similaires à celles du centre du bassin. Cependant, deux phases diagenétiques sont très différentes en termes de volume de ce qui peut être observé dans le centre du bassin :

- Premièrement, la phase de cimentation de blocage bloque la porosité et la perméabilité d'une grande partie de l'espace inter-granulaire, ne permettant dans certains cas extrêmes aucune circulation de fluides, même dans la microporosité au sein de la matrice de grains comme les péloïdes. Des ciments syntaxiaux autour des échinodermes sont observés dans les échantillons. Ces ciments se développent autour des échinodermes et semblent être des sources préférentielles, focalisant la cimentation autour des échinodermes. Les faciès avec les grands cliniformes correspondant à des dunes géantes sous-marines et les faciès soumis à l'environnement tidal montrent une grande proportion d'échinodermes et présentent des ciments développés au point de bloquer totalement la porosité. Cette phase de cimentation calcitique est précédée ou entrecoupée d'une phase de dolomitisation.
- Deuxièmement, une phase de dédolomitisation est observée. Cette phase est souvent associée à une faible cimentation de calcite dans le réservoir géothermique du centre du Bassin, donc son effet est mineur sur les perméabilités, déjà grande car peu de ciment de calcite. Ici à Massangis, elle se trouve associée à une forte cimentation de calcite, et elle est la principale source de création de d'une porosité non connectée lors de sa dissolution. En effet, les rhomboèdres de dolomite sont disséminés et isolés dans le calcaire. Elle a très peu d'effet sur la perméabilité effective.

La diagénèse est donc un facteur très important dans le développement des propriétés pétrographiques des calcaires. Des phases spécifiques sont identifiées comme étant particulièrement intéressantes et d'autres sont considérées comme étant délétères au développement des qualités

réservoir. Les principales phases diagenétiques améliorant les qualités réservoir sont les phases de cimentation isopaque précoce autour des grains et les ciments en ménisque, réduisant fortement l'impact de la compaction et donc préservant la porosité originelle de la roche au moment de son dépôt. La dissolution est également un procédé pouvant permettre de faire apparaître de la porosité en dissolvant un grain, ou alors de récupérer une porosité perdue par la croissance antérieure d'un cristal (ex : dédolomitisation). A l'inverse, d'autres phases diagenétiques comme la compaction citée plus haut, la forte croissance de ciments de calcite (calcite de blocage) et calcite syntaxiale reliée à l'abondance des échinodermes ou la recristallisation de bioclastes (donc précédemment dissous) réduit, voire anéantit, les propriétés réservoir de certains faciès. Le principal problème reste la prédiction et la répartition spatiale des processus diagenétiques lors de la modélisation statique.

VI. 2 Répartition statistiques des propriétés de faciès, porosité et perméabilité

VI. 2 – A) Répartition des faciès en fonction des algorithmes disponibles

La répartition des faciès en fonction des algorithmes peut être très différente (Tomassetti et al., 2018; Brandano et al., 2020). En effet, le choix d'un algorithme particulier se fait en fonction de la somme de données disponibles sur une zone d'étude, et des projections de représentations déjà existantes dans la littérature ou au cours de l'étude de la région. Les variations dans la répartition des faciès vont être impactées par la sélection de l'algorithme choisi. Les algorithmes se reposant uniquement sur des statistiques de faciès aux puits ne sont plus très courants de nos jours. De plus en plus d'algorithmes prennent en compte d'autres caractéristiques dérivées des statistiques extraites des observations de faciès comme des tendances qui peuvent ensuite être incorporées ou modifiées par l'expérimentateur/modélisateur. L'algorithme estimé le plus efficace utilisé dans ce travail est le *Truncated Gaussian with Trends*. Cet algorithme permet de créer des tendances au sein de chaque séquence, ce qui permet de fortement contrôler la propagation des faciès dans le modèle. Il faut cependant avoir une forte densité de données et des propriétés discrètes de faciès assez peu nombreuses dans la séquence pour être contrôlables. Amour et al. (2013) et Tomassetti et al. (2018, 2022) montrent qu'il est possible de contraindre d'autres algorithmes (ici le *Truncated Gaussian Simulation*) pour représenter des paléoenvironnements. Cet algorithme est à la base de l'algorithme utilisé dans ce travail de modélisation et intègre des *trends* à la variation des faciès (*Truncated Gaussian with Trends*). Il a été combiné avec des probabilités d'apparition de faciès et des coupes stratigraphiques régionales à travers la zone étudiée (puits et affleurements). Le *Truncated Gaussian Simulation* a été utilisé en partie lors de la réalisation du modèle de la carrière de Massangis. Ces deux algorithmes (qui sont en réalité le même avec des options supplémentaires) sont donc très efficaces s'ils sont bien paramétrés et si les données nécessaires à leur exploitation sont disponibles.

In fine, le nombre de quatre associations de faciès modélisées reste faible, mais la qualité des données ne permet pas de les ségréger d'avantage (d'aller dans le détail de chaque faciès de chaque association

de faciès) dans une région aussi grande. Une amélioration pourrait être apportée par une normalisation des signaux diagraphiques afin d'établir de potentiels *rock typing* permettant d'identifier chaque faciès (13 au total). Ceci permettrait de mieux prédire les niveaux poreux dans les puits sans diagraphies de porosité.

VI. 2 – B) les algorithmes, discussion de la corrélation entre les puits et utilisation des variogrammes

La modélisation de propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité) est liée aux faciès appliqués dans la zone et à l'analyse de données des puits. Ces propriétés sont réparties dans les grilles en partant des données connues (*hard data* au niveau des puits), et répartissant les valeurs entre les cellules de façon à respecter les propriétés d'hétérogénéité (variogrammes, histogramme de répartition de la propriété) déterminées pour chaque faciès. Autour des puits, ces données sont réparties en suivant l'algorithme sélectionné (ici le *Gaussian Random Function Simulation*) ainsi qu'une variable appelée *seed*. Un *seed* est un nombre utilisé pour initialiser la génération d'une répartition aléatoire. Si le *seed* change, l'initialisation n'est pas la même et la répartition aléatoire des données sera différente. Le *seed* contrôle donc la répartition des propriétés de porosité et de perméabilité dans les zones non couvertes par les propriétés *upscale* dans les puits. Ainsi, entre chaque simulation, si le *seed* est différent, alors la morphologie des corps poreux dans une zone donnée pourra changer, même si l'histogramme de répartition des données et les variogrammes restent les mêmes (Figure VI-6).

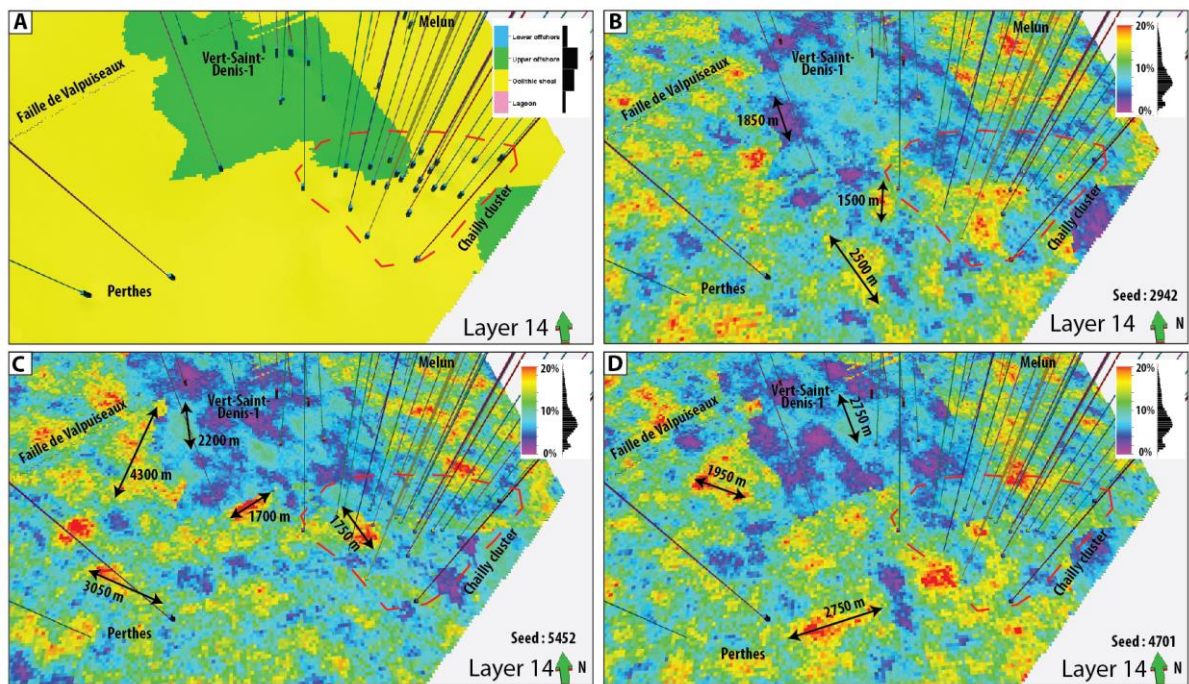


Figure VI-6 – A- Couche 14 de cellules de la partie Sud-Est du modèle de sub-surface habillée en faciès (vers la ville de Melun, et avec les forages du champ pétrolier de Chailly-en-Bière). B- La même couche habillée en porosité avec un seed de 2942 pour tous les faciès. C- Répartition des données avec un seed de 5452 et D avec un seed de 4701. La zone du cluster de Chailly-en-Bière et quelques puits spécifiques sont localisés sur les différentes simulations.

L'influence du *seed* peut être clairement identifiée en observant plusieurs simulations conservant les mêmes paramètres, ne faisant varier que ce paramètre. La répartition de l'histogramme de fréquence de la propriété modélisée reste la même (en haut à droite, Figure VI-6B, C, D), mais des variations de répartition peuvent être observées. Les corps poreux observables dans le faciès de cordon oolithique restent dans des tailles de 1,5 km de long avant de diminuer, créant des patches uniques pouvant aller jusqu'à 2,5 ou 3 km (Tableau VI-1). Des agglomérations de niveaux pouvant aller à plusieurs kilomètres sont également possibles avec cet algorithme (Figure VI-6). Les données aux puits sont également exploitées lors de la modélisation. Cela se traduit par des corps poreux de dimensions et localisations variables, mais dans les zones présentant de nombreux puits *upscale* (zone du *cluster* de Chailly-en-Bière, Figure VI-6), les mêmes puits sont généralement bien connectés entre eux par des corps poreux. Cela s'observe principalement sur la partie Ouest et le centre de la zone des *clusters*, avec des valeurs de porosité comprises entre 10 et 20%.

Valeurs d'anisotropie pour la porosité (m)					
Zone		AF1 – Marnes et argiles	AF2 – Alternance de marnes et boue carbonatée	AF3 – faciès Oolithique ou bioclastique	AF4 – faciès à péloïdes / oncoïdes
Entire model	Major range (m)	2150	1500	1300	1000
	Minor range (m)	2150	1000	1050	850
	Vertical range (m)	6	3	6	6
Bt5-Bt4 (séquence MJ Xb)	Major range (m)	Absent	Insuffisant	1850	950
	Minor range (m)	Absent	Insuffisant	1150	850
	Vertical range (m)	Absent	Insuffisant	8	6
Bt4-Bt3 (séquence MJ Xa)	Major range (m)	Absent	Insuffisant	1150	Absent
	Minor range (m)	Absent	Insuffisant	850	Absent
	Vertical range (m)	Absent	Insuffisant	4	Absent
Valeurs d'anisotropie pour la perméabilité (m)					
Zone		AF1 – Marnes et argiles	AF2 – Alternance de marnes et boue carbonatée	AF3 – faciès Oolithique ou bioclastique	AF4 – faciès à péloïdes / oncoïdes
Entire model	Major range (m)	2150	1200	1600	850
	Minor range (m)	2150	900	1100	750
	Vertical range (m)	6	3	4	6
Bt5-Bt4 (séquence MJ Xb)	Major range (m)	Absent	Insuffisant	Insuffisant	850
	Minor range (m)	Absent	Insuffisant	Insuffisant	750
	Vertical range (m)	Absent	Insuffisant	Insuffisant	6
Bt4-Bt3 (séquence MJ Xa)	Major range (m)	Absent	Insuffisant	Insuffisant	Absent
	Minor range (m)	Absent	Insuffisant	Insuffisant	Absent
	Vertical range (m)	Absent	Insuffisant	Insuffisant	Absent

Tableau VI-1 – récapitulatif des anisotropies dans le modèle du Bassin de Paris. (Insuffisant = trop peu de données dans la zone pour pouvoir obtenir un variogramme cohérent).

VI. 2 – C) La résolution des cartes de température et de gradients produits dans l'étude

La carte de températures dans le modèle a été obtenue à partir des températures observées dans les puits aux alentours du sommet du Bathonien supérieur. Ces températures nécessitent une vérification approfondie car les potentielles erreurs de mesures peuvent s'élever à 12°C (Fabris, 1975). Le tri effectué entre les valeurs de température erronées et celles exploitables a mené à l'exclusion de nombreuses données provenant de puits pétroliers (datant des années 1960 à 1990). Ces valeurs se retrouvent erronées car les températures étaient constatées à la fin de la phase de forage, sans laisser les températures s'homogénéiser dans les puits. La carte de températures produite est donc le résultat des températures vérifiées dans le modèle. Cette carte manque cependant de points de contrôle dans la partie Sud-Ouest, ce qui pose la question de l'exploitabilité dans la région de Palaiseau, Arpajon, Vert-le-Grand, Marolles-en-Hurepoix et Etrechy (Figure VI-7A). Cependant, les cartes de transmissivité en D.m (carte de perméabilité croisé avec carte de profondeur) montrent clairement que la zone n'est pas intéressante pour la géothermie (gros risque de faible épaisseur productrice). De plus, la partie nord semble être moins intéressante, car elle montre clairement une baisse très rapide des températures dans la zone.

Les cartes produites sont dans les grandes lignes assez semblables aux cartes produites précédemment par Rojas et al. (1989) et Lopez et al. (2010). Ce travail permet néanmoins un raffinement et actualisation des cartes antérieures qui couvraient des surfaces beaucoup plus importantes, mais qui avaient accès à moins de données dans la zone (Figure VI-7A).

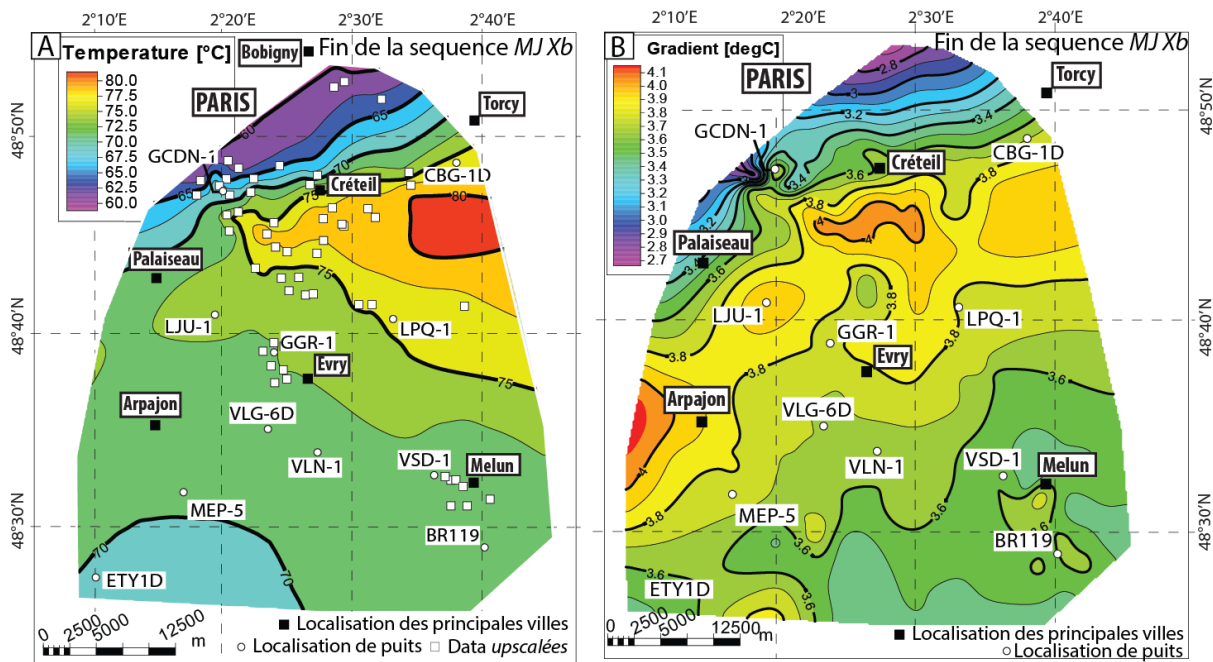


Figure VI-7 – A – Carte de températures au sommet du réservoir du Jurassique moyen dans la zone d'étude de sub-surface. B – Carte des gradients géothermiques du réservoir du Jurassique moyen dans la zone d'étude de sub-surface.

La répartition des données dans la zone montre clairement une absence de points de contrôle dans le quart Sud-Ouest de la zone d'étude de sub-surface (Figure VI-7A). Bien que cette partie du modèle ne présente pas les propriétés les plus intéressantes, des données supplémentaires exploitables dans la zone pourraient permettre de raffiner le modèle de températures pour des simulations à l'échelle régionale. Il serait donc nécessaire d'obtenir les données de production et de maintenance de puits pétroliers dans cette zone afin de pouvoir compléter l'étude des températures dans la partie Sud-Ouest.

Les observations réalisées sur la carte de températures peuvent également être appliquées à la carte de gradient géothermique, car elle reprend pour base la carte de température et la met en relation avec la distance entre la surface et le sommet du réservoir du Jurassique moyen (Figure VI-7B). Cette carte hérite donc des défauts de la carte des températures. Dans la région de Palaiseau, Arpajon, Vert-le-Grand, Marolles-en-Hurepoix et Etrechy, les données issues de températures de puits sont inexistantes. Le gradient est donc dérivé d'une prolongation des tendances trouvées plus à l'Est. Cependant une zone de forte incertitude demeure dans cette partie. Le reste de la carte est très précise

et montre une zone de forts gradients géothermiques entre Longjumeau, Créteil et Croissy-Beaubourg (Figure VI-7B). Néanmoins, la carte des gradients géothermiques est un document inédit qui n'avait pas été proposé (Figure VI-7B).

VI. 3 Quel(s) analogue(s) à l'affleurement pour le réservoir géothermique des Calcaires du Jurassique moyen du Bassin de Paris

La technique de photogrammétrie par drone sur l'affleurement de Massangis permet de générer rapidement une architecture stratigraphique à haute résolution 3D. Elle permet également de contraindre les formes des corps réservoirs dans une grille 3D, pour produire des modèles géologiques statiques plus réalistes. Cette démarche nous a permis de construire un modèle photogrammétrique de la carrière de Massangis en 3D en utilisant 3 logiciels Pix4D©, *Virtual Reality Geological Studio*, et Petrel©. Ce modèle réservoir très précis pourrait ensuite être utilisé pour la simulations dynamique, en testant, par exemple, l'impact de l'hétérogénéités pétrophysique due aux corps sédimentaires (ici cliniformes progradants, (Thomas et al., 2021)). Plusieurs types d'implantations de puits, perpendiculaire ou parallèle aux cliniformes, pourraient être testés. Les questions que nous pouvons nous poser avant d'envisager de telles simulations sont les suivantes :

- Pouvons-nous réellement nous en servir (modèle statique 3D de Massangis) en tant qu'analogue réservoir pour mieux prédire les hétérogénéités à l'échelle du réservoir ?
- Existe-t-il d'autres analogue à l'affleurement qui pourraient être utilisés ?
- Comment la diagénèse observée dans les affleurements peut aider à mieux contraindre d'autres modèles ?
- Quel(s) serai(en)t un/des analogue(s) actuel(s) pour le réservoir géothermique ?
- Comment mieux utiliser les informations des analogues dans la modélisation statique du réservoir ?

VI. 3 – A) Un analogue actuel : Les Bahamas

Le lien entre l'architecture de la plateforme carbonatée à l'échelle régionale et locale est important à prendre en compte, car il peut influencer l'implantation de nouveaux doublets géothermiques. Ce point est particulièrement important dans les séquences du Jurassique moyen MJIXa et MJXb. Petrovic et al. (2018) décrivent les motifs de distribution de faciès dans les rampes carbonatées en utilisant l'algorithme *Multipoint statistical*. Ils utilisent des analogues (actuels ou affleurements) afin de propager des géométries/répartitions de faciès. En utilisant des images d'affleurements et des analogues modernes, une distribution latérale réaliste des faciès peut être prédite (Petrovic et al., 2018). L'utilisation d'un analogue de *shoal* oolithique pour révéler les hétérogénéités des corps bioclastiques est mis en exemple, en utilisant un algorithme sur Petrel© fonctionnant par analyses d'image (Petrovic et al., 2018). L'algorithme utilisé est le *Multipoint statistical*, un algorithme stochastique, qui au contraire du *Truncated Gaussian Simulation* n'a pas besoin de variogramme pour distribuer les propriétés (Petrovic et al., 2018). Il permet d'appliquer des concepts géologiques générés par du *training images* pour distribuer les hétérogénéités avec l'algorithme *multipoint statistical*. L'algorithme *Truncated Gaussian Simulation* a cependant été utilisé afin de poser une base dans un modèle de plus grande envergure (30 x 30 km) avant de reprendre les résultats à une échelle plus petite (10 x 10 km) en utilisant l'algorithme *multipoint statistical* (Petrovic et al., 2018). Nous pouvons essayer d'identifier les environnements actuels qui auraient des répartitions de faciès proches.

Dans notre cas d'étude du centre du Bassin de Paris, durant la séquence MJXb, un cordon oolithique sépare les environnements lagunaires très calmes des zones *offshore* dominées par les tempêtes dans la zone d'étude (Figure VI-8A). La plateforme des Crooked-Acklins dans la partie sud de l'archipel des Bahamas semble constituer un très bon analogue moderne du complexe de cordon oolithique comme le suggère Rankey (2014). Ce cordon moderne composé d'ooïdes a été comparé à la séquence MJXb de cordon oolithique du Bassin de Paris (Figure VI-8B). Les dimensions du *shoal* oolithique du Bassin de Paris, en particulier autour d'Evry, sont similaires aux distributions des faciès modernes, de l'ordre

du kilomètre à quelques kilomètres (Figure VI-8A-B). De possibles deltas de marée de flot et jusant pourraient être présents le long du cordon, créant des lobes de dépôts dans les deux directions.

Le cordon granulaire oolithique/bioclastique de la séquence MJXb présente une hétérogénéité de la porosité et de la perméabilité qui sont probablement associées à la diagenèse (cimentation locale, dissolution locale) et est difficile à prévoir (Figure VI-10).

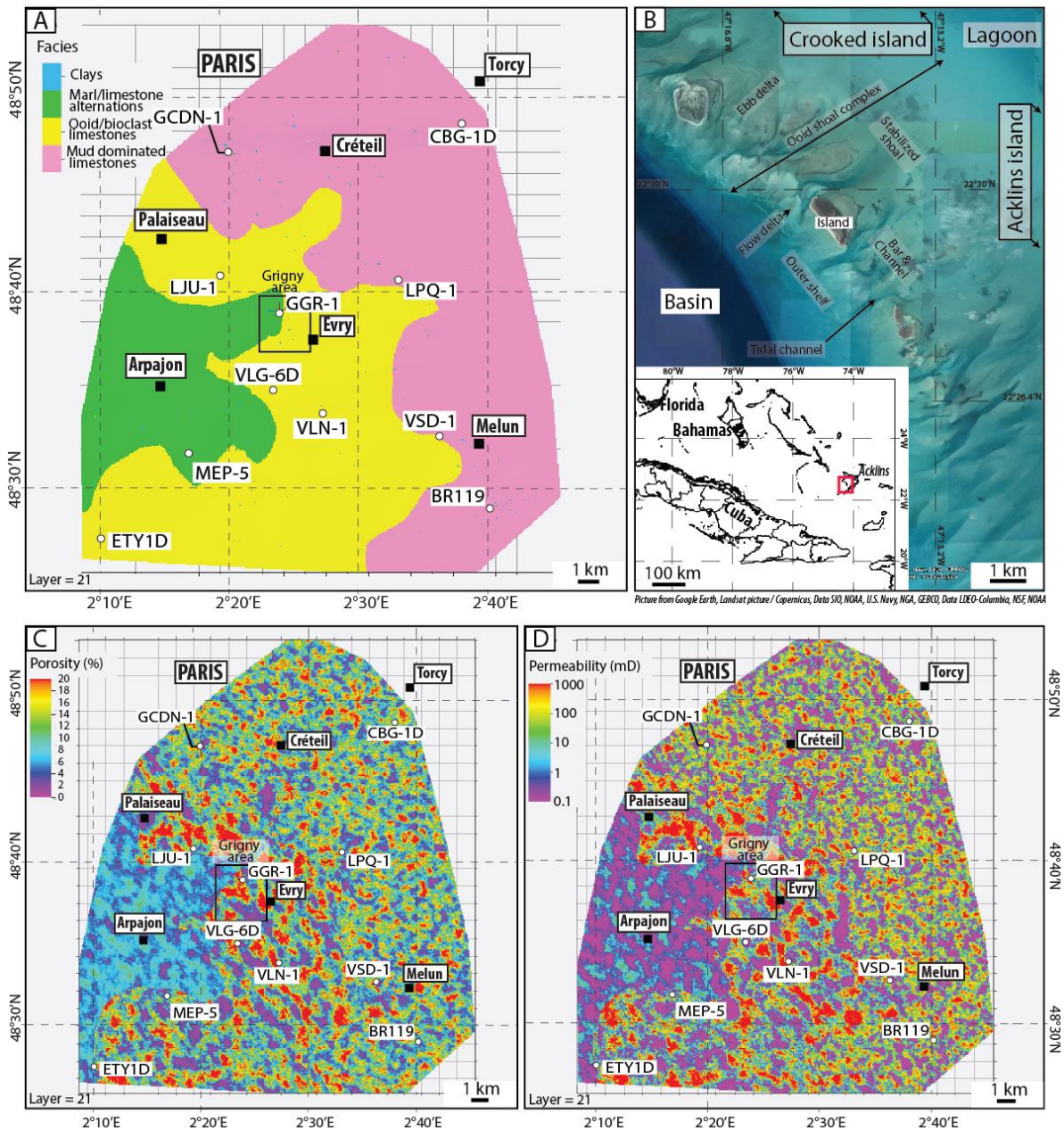


Figure VI-8 – A – Couche numéro 21 du modèle de faciès montrant les variations des associations de faciès au travers de la plateforme Bathonienne. La zone de Grigny est mise en évidence. B – Image satellite des îles Acklins/Crooked dans les Bahamas annoté en suivant les observations de Rankey (2014). C – Répartition de la porosité dans la couche 21 du modèle. – Répartition de la perméabilité dans la couche 21 du modèle.

VI. 3 – B) Un analogue de bordure de plateforme : Les Charentes

L'échec récent de production du puits géothermique de Grigny (GGR2) montre l'importance de bien cartographier / prédire la bordure de la plateforme (Figure VI-9).

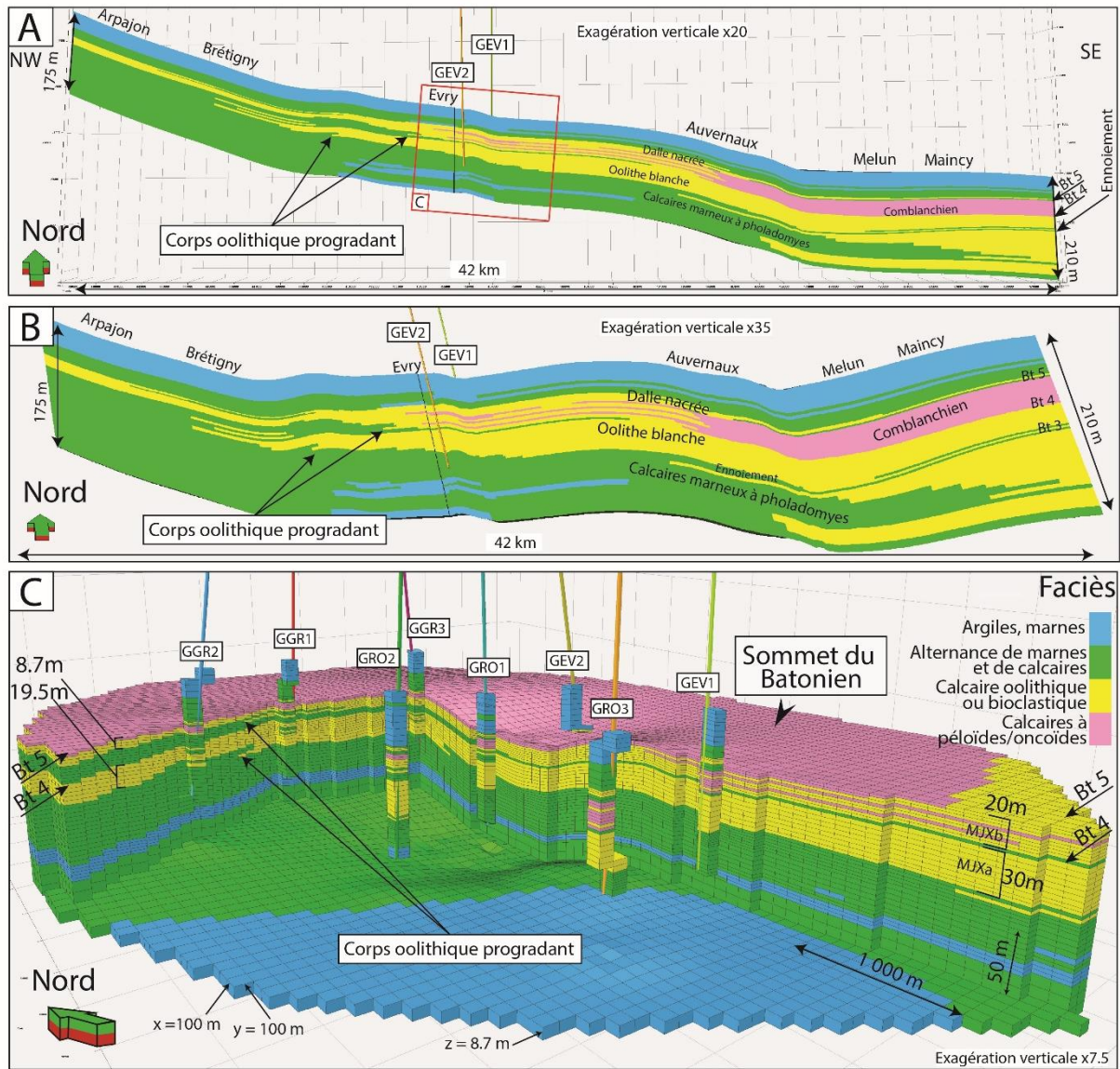


Figure VI-9 – A -Transect ouest-est à travers la zone modélisée passant près d'Arpajon, Brétigny, passe par Evry et proche d'Auvernaux et Maincy. Les différentes séquences peuvent être observées progradant à travers le bassin. B -Transect avec une exagération verticale x35, ouest-est à travers la zone modélisée passant près d'Arpajon, Brétigny, passe par Evry et proche d'Auvernaux et Maincy. Les différentes séquences peuvent être observées progradant à travers le bassin. C – Zoom 3D de la zone d'Evry-Grigny montrant la bordure de plateforme principalement visible dans les séquences MJXa et MJXb.

La plateforme carbonatée du Bathonien dans l'ouest de la France (Charentes, bassin d'Aquitaine) a été considérée également comme un analogue d'affleurement potentiellement intéressant d'une bordure de plateforme (Andrieu et al., 2017). Cinq logs sédimentaires (dont la carrière de Combe Brune) ont été levés par Andrieu et al. (2017) afin de mieux comprendre la dynamique de la paléo-plateforme Bathonienne dans la région. Elle présente (1) des faciès composés d'ooïdes/bioclastes apparaissant sur plusieurs kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres de large (complexe de cordon) et (2) des biseaux progradants oolithiques de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres de large et d'une épaisseur d'une trentaine de mètres formés par des cliniformes à pente forte (20°, Andrieu et al., 2017). Les corps progradants oolithiques forment une unité non cimentée avec une haute qualité de réservoir (Andrieu et al., 2017). Le modèle d'Andrieu et al., (2017) suggère que les meilleures propriétés réservoir seraient plutôt situées en bordure de plateforme interne, c'est-à-dire à la transition avec les alternances marno-calcaires de l'offshore supérieur. L'épaisseur des séquences MJXa et MJXb (30 m et 20 m respectivement) du centre du Bassin de Paris dans la partie proximale est du même ordre de grandeur que dans la bordure de plateforme des Charentes (Figure VI-9). Par ailleurs, l'épaisseur des faciès granulaires (AF3 et AF4) est divisée par 2 (de 20 m à moins de 10 m) en seulement 1 km de distance d'ouest en est, ce qui peut être compatible à une bordure de plateforme progradante. Dans les Charentes, les marnes d'offshore supérieur (association de faciès AF2) ne se retrouvent jamais sur la plateforme interne au Bathonien supérieur, probablement à cause de la rupture de pente de la plateforme. Les ennoiements de 3^{ème} ordre ne sont pas suffisamment importants pour recouvrir de faciès argileux et marneux la partie interne de la plateforme. La bordure de plateforme des Charentes perdure pendant tout le Bathonien, avec des transgressions délimitant au moins deux séquences de 3^{ème} ordre marquées par des niveaux de barrière dans les faciès de lagon, mais pas d'ennoiement par des niveaux argileux. Cette configuration semble différente à celle du centre du Bassin de Paris où les transgressions de 3^{ème} ordre semblent systématiquement ennoyer la plateforme, même interne (Figure VI-9).

La bordure de plateforme des Charentes est donc un analogue potentiel à la bordure de plateforme observé dans les Séquences MJXa et MJXb du centre du Bassin de Paris, mais prise individuellement. Elle ne représente pas bien l'aspect segmenté observé dans notre modélisation 3D par des niveaux marneux correspondant aux ennoiements de 3^{ème} ordre. Ceci vient probablement du fait que les corps progradants ou le talus de la bordure de plateforme sont probablement beaucoup moins inclinés dans le Bassin de Paris par rapport aux Charentes.

VI. 3 – C) La carrière de Massangis

La carrière de Massangis en Bourgogne, située à environ 150 km au Sud-Est de notre zone d'étude, a exposé des calcaires du cordon oolithique formant des dunes géantes de 15 m de haut qui ont progressé à travers la plate-forme pendant le système régressif de la séquence MJXa (Thomas et al., 2021). Ces dunes semblent avoir dominé la sédimentation sur la plate-forme pendant cette séquence MJXa (zone *hodsoni*), comme l'ont récemment suggéré Vincent et al. (2021). La hauteur des dunes a été utilisée pour estimer une paléobathymétrie minimale de dépôt de 60 m (Thomas et al. 2021; Vincent et al. 2021). Dans la séquence MJXa, les faciès oolithique se répartissent sur une très grande aire (échelle de 100 km de longueur, voire plus et plusieurs dizaines de kilomètres de large) le long de la plate-forme (Vincent et al., 2021). Cet analogue stratigraphique ne serait donc à considérer que sur le plan des géométries des corps sédimentaires observés dans la partie basale des carbonates oolithiques/bioclastiques de l'Oolithe Blanche de l'intervalle du Bathonien (Séquence MJXa), et non sur la partie sommitale (Séquence MJXb) où les faciès oolithiques sont plus restreints (kilométrique) et séparent un lagon calme d'un milieu marin ouvert vers le large (offshore). L'histoire de l'enfouissement des roches du Bassin de Paris est relativement similaire jusqu'au cours du Cénozoïque (Barbarand et al., 2013). L'histoire de l'enfouissement des roches au cours du Cénozoïque se différencie entre le centre et sa bordure actuelle avec le Morvan. Les roches du centre du bassin subissent une légère exhumation, mais qui n'est en aucun cas similaire à celle connue par les roches

dans la zone de Massangis, qui se retrouvent à la surface. Cette exhumation peut aller jusqu'à plus de 1500 m. A cause de cette grande variation de la diagénèse et de la télogénèse dans les roches de la carrière de Massangis, le parallèle pétrophysique entre les deux sites est délicat. En effet, la perméabilité des calcaires à Massangis est bien plus faible et ne correspond donc pas aux observations faites dans le centre du bassin sur les carottes disponibles et les mesures pétrophysiques effectuées sur plugs dans ces niveaux au centre du bassin, mais se rapproche plus de la zone de Saint-Martin-de-Bossenay (Figure VI-10, Delmas et al., 2010). Les calcaires de Massangis sont très cimentés, laissant peu d'espace inter-granulaire. Une microporosité élargie de la micrite des grains forme la porosité effective, avec des perméabilités de l'ordre quelques mD, bien inférieures aux perméabilités du réservoir géothermique (plusieurs centaines de mD, Figure VI-10).

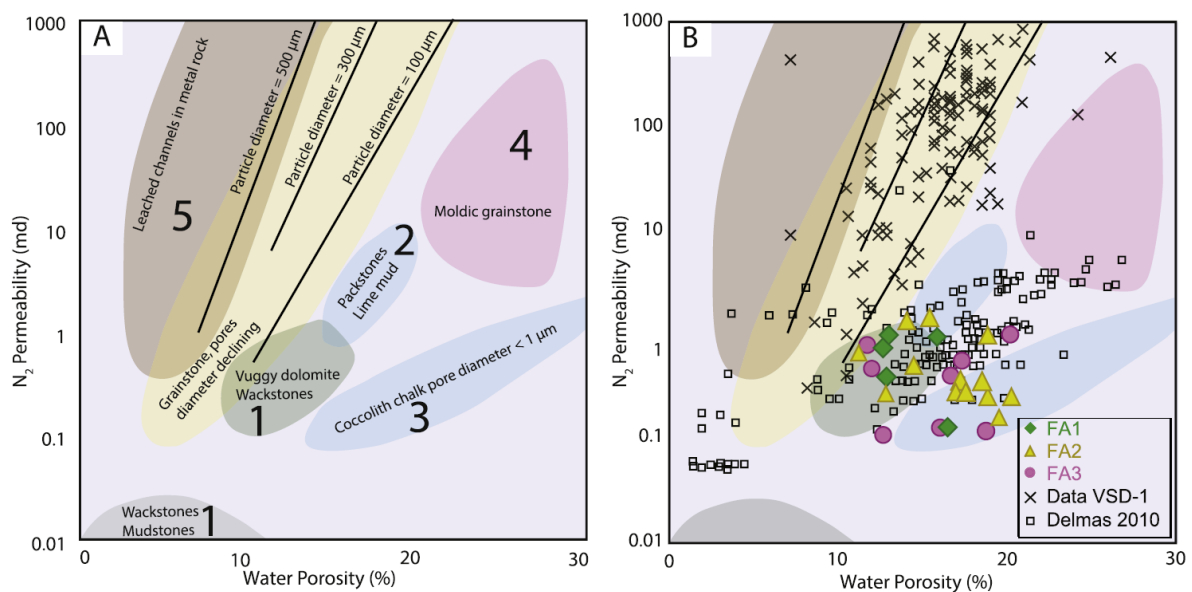


Figure VI-10 – A – Textures des roches reportées sur un diagramme porosité/perméabilité issu de Nurmi (1986). B – Diagramme présenté en A avec les données issues de la carrière de Massangis, les données du puits Vert-Saint-Denis-1 (VSD-1) représentatives des porosité/perméabilité du réservoir géothermique du Jurassique moyen et les données de Delmas et al. (2010) dans la zone d'étude PICOREF de Saint-Martin-de-Bossenay.

VI. 3 – D) Les falaises d'Amellago : un analogue d'une rampe carbonatée

La rampe carbonatée aalénienne (pente homoclinale faible d'environ 1°) très bien exposée du transect d'Amellago pourrait constituer un affleurement analogue aux calcaires du Bathonien du centre du

Bassin de Paris (Figure VI-12A-B, Pierre et al., 2010). Le cordon oolithique est composé de biseaux granuleux à oolithes ou bioclastes progradants, d'une largeur kilométrique à plurikilométrique, formés par des cliniformes à faible angle (2-3° au maximum, Pierre et al., 2010). Sur le plan des faciès, des dépôts proximaux associés à un lagon se déposent sur des dépôts granulaires de barrière ou de shoreface dans la partie Sud-Sud-Ouest (Figure VI-12B). L'ensemble se retrouve segmenté par des dépôts marneux (Figure VI-11, Figure VI-12B). Les bancs de dépôts granulaires de rampe s'affinent vers le Nord-Nord-Ouest pour se perdre dans les argiles (Figure VI-11, Figure VI-12B).

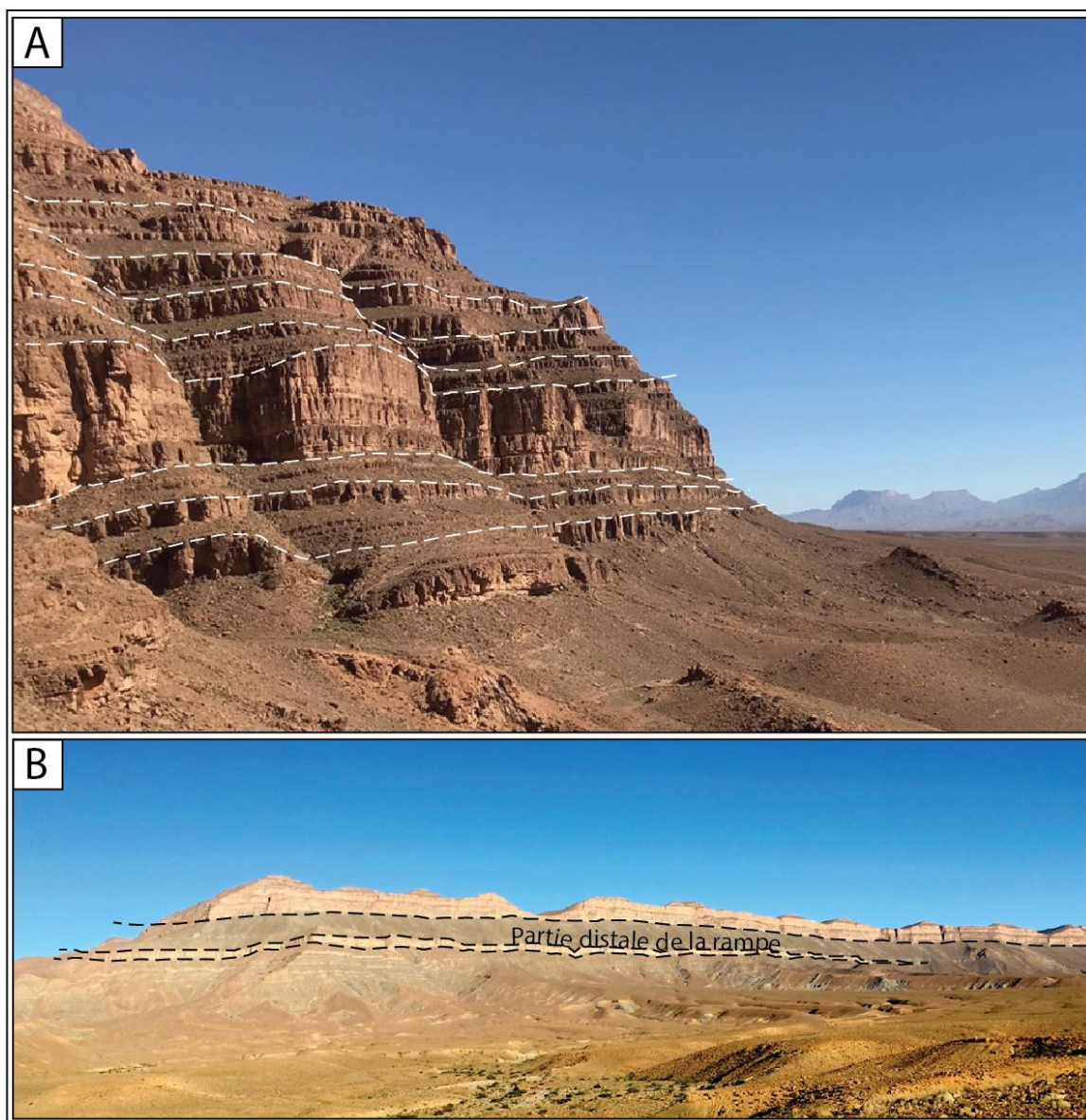


Figure VI-11 – Niveaux argileux segmentant les faciès oolithiques de la rampe d'Amellago (Photo Benjamin Brigaud, novembre 2018), et délimitant des séquences de haute fréquence (4^{ème} ordre probable). B – Partie distale de la rampe d'Amellago (Photo Benjamin Brigaud, novembre 2018).

Le cadre architectural de la zone de sub-surface du Bassin de Paris est comparé à celui de la rampe d'Amellago et semble fortement similaire à celui-ci (Figure VI-12). En effet, les faciès oolithiques progradent depuis l'Est vers l'Ouest au sommet des séquences MJXa et MJXb et disparaissent peu à peu dans les dépôts marneux (Figure VI-12C). Au-dessus des dépôts de barrière, les dépôts de lagon (séquence MJXb) s'affinent également vers l'Ouest. Ces différents cortèges ont de plus des dimensions similaires, le panorama d'Amellago faisant 35 km de long, avec des dépôts de barrière couvrant plus de 30 km, là où le modèle de sub-surface du Bassin de Paris couvre 45 km de long avec la totalité de ce dernier couvert par ces dépôts (Figure VI-12B-C). Sur le plan vertical, les dépôts granulaires et de lagon de la rampe d'Amellago représentent environ 200 m, là où ceux du Bassin de Paris occupent plutôt 150 m à leur paroxysme (Figure VI-12B-C).

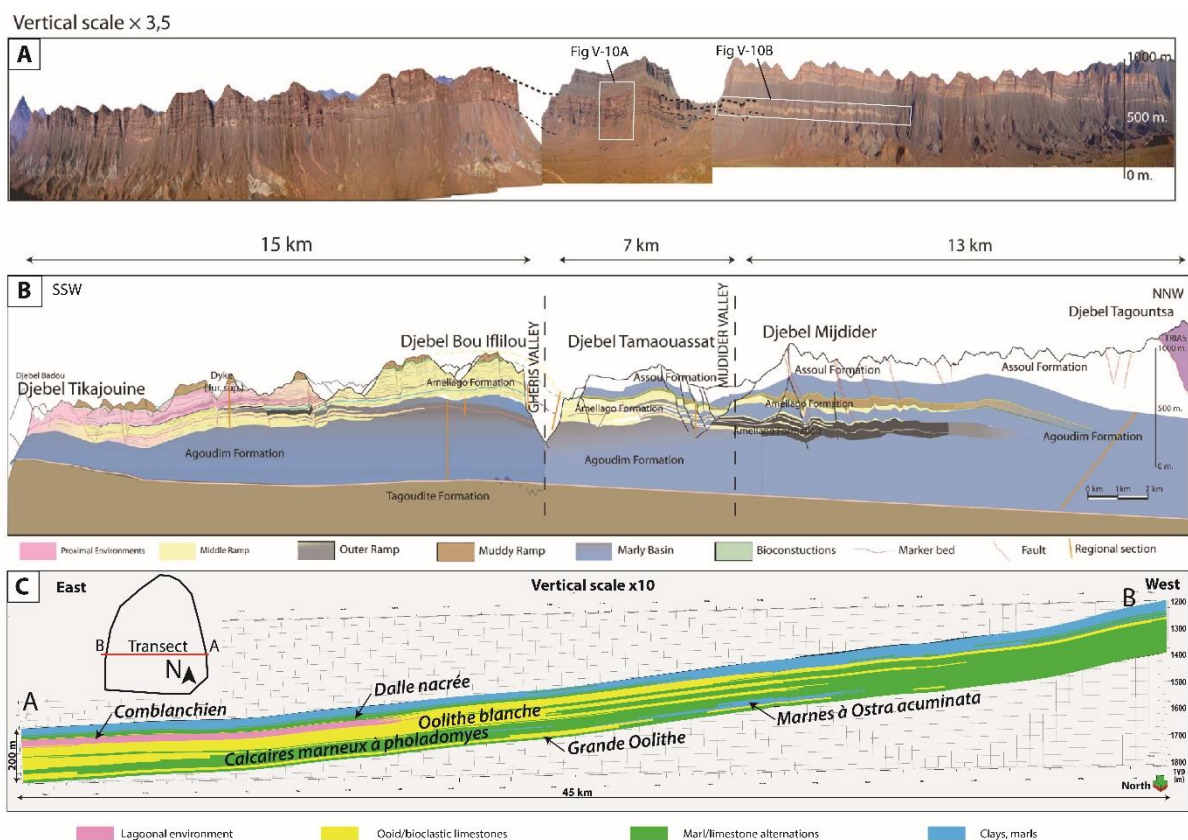


Figure VI-12 – A – Photo reconstituée du panorama de la falaise d'Amellago (Maroc, Pierre et al., 2010). B – Panorama habillé en faciès de la falaise d'Amellago (Maroc, Pierre et al., 2010). C – Coupe Est-Ouest des faciès dans le modèle de sub-surface du Bassin de Paris. L'Est et l'Ouest ont été inversés pour rendre compte de la similarité avec l'affleurement d'Amellago.

Les falaises d'Amellago présente donc un excellent analogue architectural au réservoir géothermique calcaire (Jurassique moyen) du bassin de Paris, que ça soit en taille ou en associations de faciès. Cependant, malgré une très bonne qualité, cette falaise se situe à plusieurs centaines de mètres de hauteur en zone montagneuse et est donc très difficile d'accès et difficile à échantillonner. Par conséquent, aucune étude pétrophysique n'a été réalisée, et aucune comparaison de la dispersion des valeurs de porosité et de perméabilité ne peut être réalisée. La forte cimentation des faciès est peut-être une des raisons supplémentaires pour laquelle aucune mesure n'est disponible. Une étude pétrophysique serait clairement à tester sur ce site sur quelques échantillons favorables.

VI. 3 – E) Synthèse sur les analogues

- Pouvons-nous réellement nous servir du modèle statique de Massangis en tant qu'analogue réservoir pour mieux prédire les hétérogénéités à l'échelle du réservoir ? La carrière de Massangis montre l'architecture de cliniformes progradants qui ont pu être modélisés en fonction de leurs faciès. Ces modélisations peuvent donc servir à mieux comprendre l'hétérogénéité et l'architecture des faciès présents dans des dépôts similaires au centre du Bassin de Paris. Les observations faites sur le modèle de Massangis aident donc à mieux comprendre comment certains faciès se répartissent, potentiellement dans la séquence MJXa. Cependant, notre modèle du centre du bassin représente des associations de faciès. Il est donc difficile de modéliser des corps progradants aussi détaillés que dans la carrière de Massangis, bien que des terminaisons en bout de rampe oolithique/bioclastique puissent faire penser à des cliniformes peu inclinés (Figure VI-9). Les variations impliquées par les cliniformes pourraient cependant être plus facilement modélisées par les variogrammes de propriétés pétrophysiques comme la porosité et la perméabilité, en leur donnant un *dip* (pendage) particulier dans les zones où des cliniformes sont attendus/observés.

Le principal problème de notre modèle est que les perméabilités sont faibles et non comparables au réservoir du centre du bassin. Elles sont en effet deux ordres de grandeur plus faibles par rapport au réservoir calcaire du centre du Bassin (presque 1 D). Les calcaires sont très cimentés. Il faudrait retravailler les données de porosité et perméabilité. Par exemple, transférer le volume de ciment vers un volume de porosité. Par analyse d'image, il faudrait quantifier la surface de ciment, et l'ajouter à la porosité, puis les inverser en perméabilité par les relations phi-k classiques des carbonates. Par ailleurs, le modèle de perméabilité est basé sur les données de la littérature, et les analyses n'ont pas fait apparaître de bonnes perméabilités. Pour Massangis, seules quelques analyses de perméabilité sont disponibles (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). Il serait utile de ré-échantillonner et d'augmenter le nombre de mesures de porosité et perméabilité.

- Existe-t-il d'autres analogues à l'affleurement qui pourraient être utilisés ?

D'autres affleurements ont montré des caractéristiques morphologiques intéressantes. Les carrières dans les Charentes montrent des roches d'âge Bathonien sur une bordure de plateforme appartenant au Bassin de Paris. De plus, les cadres stratigraphique et pétrographique sont bien connus. Cependant, il n'est pas observé de gradation dans la limite entre les faciès de barrière et les faciès distaux de rampe médiane.

La rampe visible dans les falaises d'Amellago est un excellent analogue de formations que l'on observe dans le Bassin de Paris. Cette rampe, visible en coupe grâce à l'érosion montre un transect visible sur près de 35 km. La rampe d'Amellago présente des dimensions très proches de celles modélisées dans la zone d'étude du centre du bassin, totalisant une quarantaine de kilomètres pour une épaisseur d'environ 200 m. Cependant, le manque de propriétés pétrophysiques détaillées dans différents faciès ne permet pas de projeter le jeu de données du Bassin de Paris dans cet analogue. Il reste cependant

un excellent exemple de rampe carbonatée morphologiquement et remarquablement proche des formations carbonatées du réservoir géothermique du Jurassique moyen du Bassin de Paris.

- Quel(s) serai(en)t un/des analogue(s) actuel(s) pour le réservoir géothermique ?

Aujourd'hui, il existe toujours des plateformes carbonatées en cours de formation. L'exemple des Bahamas peut être cité, avec les îles Crooked-Acklins présentant un analogue d'une barrière protégeant un lagon. Cet analogue est probablement un analogue pour la partie du lagon, avec des ouvertures vers la mer ouverte permettant d'avoir des courants produisant des sédiments plus granulaires (analogue possible du Comblanchoïde) et de la barrière délimitant le lagon de la mer ouverte. Cependant, le rapide approfondissement dans les Bahamas n'est probablement pas un bon analogue de la partie plus distale de la région modélisée.

- Comment mieux utiliser les informations des analogues dans la modélisation statique du réservoir ?

La modélisation de faciès ou de caractéristiques pétrophysiques dans les modèles repose sur une part d'aléatoire. Cet effet aléatoire peut être réduit en prenant en compte des données ponctuelles dans le volume modélisé. Ces paramètres peuvent être gérés à l'aide d'algorithmes qui répondent à certaines problématiques si suffisamment de données sont disponibles à la base. L'observation de nombreux analogues présents et passés peut permettre d'utiliser des algorithmes comme le *multipoint statistical* ou *l'image training*. Ces algorithmes reprennent les dimensions de corps d'un faciès observées dans les analogues et les reproduisent dans le modèle statique. Ces algorithmes demandent cependant un processus de collecte de données différent de celui qui a été appliqué au cours de cette thèse.

Chapitre VII : Conclusion

Ce travail de thèse a posé les bases de méthodes de modélisation pour le réservoir du Jurassique moyen du centre de Bassin de Paris, mais a également produit des modèles d'affleurements sédimentaires et produit une base de données permettant une diminution des risques encourus lors de l'étude de nouveaux projets d'unités de production géothermique dans le cadre de la transition énergétique. Les conclusions des 8 objectifs posés en introduction sont détaillés point par point.

1. Compilation d'un jeu de données de forage entre Paris et Melun (diagraphies, porosité, perméabilité, ...) depuis le premier forage pétrolier dans la zone en 1958 à Chailly-en-Bière, jusqu'aux puits géothermiques les plus récents de Cachan.

Les données issues de 168 puits ont été compilées et préparées afin d'être exploitables dans le géomodelleur Petrel©. Cette préparation impliquait une numérisation complète ou partielle des données diagraphiques dans 142 puits distribués dans la zone d'étude du modèle de subsurface. Ces numérisations ont permis la création d'une base de données reprenant des puits provenant de toute l'Île-de-France. Cette base regroupe des données disponibles entre Paris et Melun (diagraphies, porosité, perméabilité, ...) depuis le premier forage pétrolier dans la zone en 1958 à Chailly-en-Bière, jusqu'aux puits géothermiques les plus récents de Cachan. Des zones d'intérêt géothermique ont été mises en évidence dans la zone d'étude. La majorité de la moitié Nord est intéressante sur le plan des températures (bien qu'il existe un front froid à la limite Nord du modèle), et la moitié Est est également une zone très intéressante à exploiter. La zone Sud-Ouest entre Palaiseau, Arpajon et Etrechy reste la zone avec le moins de perspectives géothermiques (pour la géothermie profonde).

2. Hétérogénéités de faciès, en utilisant des carottes, des cuttings (résidus de roche remontés par la boue de forage) issus de forages et des échantillons provenant d'un analogue à l'affleurement

L'observation macroscopique et microscopique d'échantillons (lames minces et cuttings), de carottes issues de forages et d'échantillons provenant de l'analogie à l'affleurement de Massangis dans l'Yonne ont permis de décrire avec précision des hétérogénéités de faciès. Différents types de porosité ont pu être observés. (1) une macroporosité conservée dans les roches de texture grainstone dans le Comblanchien et l'Oolithe blanche, (2) une macroporosité issue de la dissolution de grains, de dolomites et de calcite (3) une microporosité dans la micrite des roches de textures mudstone, wackestone ou packstone. L'observation de ces hétérogénéités de faciès et de propriétés pétrophysiques, couplés avec la stratigraphie séquentielle et les données issues de rapports de fin de sondages, ces hétérogénéités ont pu être cartographiées sous forme d'associations de faciès. Afin de proposer un modèle plus détaillé en termes de faciès, plus de détail dans les données de puits auraient été nécessaires. Cependant, il est possible de décomposer les associations de faciès les plus échantillonnées en différents microfaciès dans de petites régions extraites du modèle principal.

3. Stratigraphie séquentielle haute résolution pour proposer une reconstruction du réservoir du Jurassique moyen (séquences de 3^{ème} ordre) jusqu'aux affleurements en Bourgogne

La méthode développée afin de proposer un modèle géologique permettant une reconstruction du réservoir du Jurassique moyen (séquences de 3^{ème} ordre) jusqu'aux affleurements en Bourgogne impliquant la stratigraphie séquentielle permet une haute résolution dans le découpage des différentes phases de sédimentation des carbonates du Jurassique moyen dans le centre du Bassin de Paris. Les séquences principalement étudiées sont les séquences de 3^{ème} ordre présentes dans le Callovien, le Bathonien et le sommet du Bajocien (séquences MJVII, MJVIIIa, MJVIIIb, MJVIIIc, MJIV, MJXa, MJXb, MJXI, MJXIIa, MJXIIb, MJXIII, MJXIV, MJXV). Ces séquences sont délimitées en leurs bases et sommets par des surfaces de régression maximale. Une surface d'inondation maximale particulièrement bien décrite et continue est également cartographiée. Il s'agit du repère d'oolithes ferrugineuses (ou RIO), utilisé comme repère par les opérateurs de forages au cours de l'exploitation

du bassin. Les niveaux perméables présents dans les associations de faciès du Comblanchien et de l'Oolithe Blanche sont parfois segmentés par des niveaux plus marneux correspondant à des niveaux d'enneigement de la plateforme (MFS = *Maximum Flooding Surface*). Ces niveaux sont une des raisons compartimentant les réservoirs, l'autre étant la diagénèse. Il y a donc une influence de la stratigraphie séquentielle sur les modélisations.

4. Etude sédimentologique, stratigraphique et pétrographique d'un analogue à l'affleurement du réservoir du Bathonien du Bassin de Paris : cas de Massangis (Yonne, France)

La carrière de Massangis a été étudiée comme étant un potentiel analogue à l'affleurement de la zone d'étude centrale du bassin. La fin de séquence MJIX, la séquence MJXa et le début de la séquence MJXb sont visibles à l'affleurement et décrites. Sous le lagon, de grandes dunes de 15-20 m de haut progradent, et seraient un potentiel analogue pour les dépôts granuleux des séquences MJVIIIa à MJVIIIc (possiblement MJIX). La diagénèse produisant un volume conséquent de calcite de blocage reste cependant la principale différence avec les observations faites dans le centre du bassin.

5. Méthodologie permettant de reconstituer un modèle géologique 3D à l'échelle du réservoir (kilométrique)

L'affleurement de la carrière de Massangis a permis de développer une méthodologie reprenant les données de drone afin de reconstruire une surface numérique dans Pix4D® et de l'importer dans VRGS®, puis d'injecter toutes les données disponibles dans Petrel© afin de créer un modèle fin comprenant l'évolution de grands clinofformes à l'échelle de la grille. Cette utilisation de la photogrammétrie par drone intégrant des données de terrain et de laboratoire est assez innovante et n'avait jamais été réalisée sur un affleurement de calcaire. Elle permet de proposer un affleurement numérique rendant compte des hétérogénéités à l'échelle du réservoir (kilométrique). Cette

méthodologie pourrait permettre d'intégrer aux simulations numériques des observations faites sur le terrain des mois auparavant.

6. Mise à l'échelle (*upscaling*) de l'hétérogénéité géologique (faciès, porosité, perméabilité) d'un système carbonaté pour une exploitation géothermique

Une méthode permettant de mettre à l'échelle « *upscale* » les propriétés du modèle appliqué à un système de carbonates pour une exploitation géothermique tenant compte de l'hétérogénéité géologique (faciès, porosité, perméabilité) à différentes échelles (de la lame mince à l'échelle du réservoir) a été proposée. Cette méthode permet de partir de données de puits et de proposer un modèle fin de faciès et de propriétés reproduisant l'hétérogénéité géologique déduite de l'observation des données disponibles, et ont été injectés dans le géomodeleur Petrel©. L'algorithme *Truncated Gaussian with Trends* a été utilisé pour modéliser les associations de faciès, et le *Truncated Gaussian Simulation* a été utilisé pour les propriétés pétrophysiques de porosité et de perméabilité (en faisant une étude statistique sur les données disponibles). Des cartes de température, de gradient et de variation de transmissivité ont également été produites, permettant d'identifier des zones d'exploration préférentielles.

7. Production de deux modèles statiques avec le logiciel Petrel©

Deux modèles Petrel© ont pu être produits dans les carbonates du Jurassique moyen afin de mieux comprendre et prédire l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques dans le réservoir. Un modèle de la carrière de Massangis (résolution de 1 m x 1 m pour une surface de 0.35km²) et un second modèle de sub-surface de 360 km³ dans le Sud de la région Île-de-France. Ce dernier modèle permet de mieux comprendre les variations de porosité et de perméabilité dans la région, ayant une résolution moyenne de 100 m (XY) et 3.73 m (Z). Le modèle de la carrière de Massangis montre des structures à l'échelle

de plusieurs dizaines de mètres, ce qui ne peut pas être rendu dans le modèle de sub-surface, ayant une définition de 100 m x 100 m. Ces deux modèles montrent la complexité de faire apparaître des tendances de fine échelle dans des modèles avec des cellules de plus grande taille. Ces deux modèles peuvent permettre de prédire l'hétérogénéité du réservoir en se basant sur leur répartition de faciès et en l'appliquant à certaines portions d'autres modèles. Ces modèles réalisés dans le cadre de la thèse peuvent servir à produire des modélisations dynamiques. Elles peuvent viser à étudier l'évolution des bulles froides de réinjection afin de déterminer la longévité de nouveaux doublets avant même leur implantation.

8. Analogues anciens et actuels permettant de mieux comprendre certains aspects géométriques et paléoenvironnementaux du réservoir.

Des analogues ont été envisagés afin de mieux comprendre la mise en place des formations rencontrées dans les réservoirs. L'analogue de la carrière de Massangis est proposé comme analogue à la base de la formation de l'Oolithe Blanche et aux dépôts de lagon (bien qu'il faille prendre en compte une diagénèse très développée réduisant la porosité et la perméabilité). La falaise d'Amellago est suggérée être un analogue intéressant au développement de la plateforme dans le bassin. Le profil de rampe est remarquablement similaire, que ce soit en termes de faciès ou en termes d'échelle. Un manque de données pétrophysiques est tout de même à déplorer. Enfin, les Bahamas, notamment l'îlot Crooked-Acklins est envisagé comme étant un analogue actuel à l'environnement de dépôt dans la séquence MJXb avec une interaction entre un lagon et un cordon oolithique qui renvoient à un environnement plus profond et calme.

Perspectives

Dans le cadre des futures explorations et de l'installation de doublets géothermiques, nous recommandons de carotter le réservoir afin de mener des investigations plus poussées et de mieux prédire la distribution des faciès. Il est clair que le manque de carottes disponibles dans notre région constitue un verrou pour mieux comprendre l'architecture des faciès puisque seules des carottes de Vert-Saint-Denis ont été disponibles pour les séquences MJXb et MJXa. Néanmoins, notre nouveau modèle de faciès et de réservoir des calcaires du Bathonien est pertinent pour les prospects de subsurface en donnant un outil pour aider les investisseurs publiques et privés dans la décision pour l'implantation de futurs puits géothermiques.

A l'avenir, un affinement des données de faciès et de pétrophysique serait intéressant afin de pouvoir prédire encore plus efficacement les régions de fort intérêt.

Des données exploitables en température au sommet du réservoir dans le quart Sud-Ouest de la zone d'étude seraient également nécessaires afin de mieux contraindre cette partie du modèle qui n'a que des données de température extrapolées dans la zone.

Des modélisations dynamiques sont également très intéressantes à produire afin d'observer le développement des bulles froides dans le réservoir. Ces modélisations peuvent prendre en compte des variations de *seed* afin d'influer sur la répartition des données pétrophysiques dans l'espace tout en honorant les distributions statistiques. Cela permettrait de réduire l'incertitude issue du caractère aléatoire de la répartition des propriétés pétrophysiques. Cependant, le modèle de faciès peut être considéré comme fixe, et être un cadre de support à la répartition des propriétés pétrophysiques. D'autres méthodes et algorithmes de répartition peuvent également être utilisés si les paramètres nécessaires sont disponibles. Ainsi, de nombreux exemples d'analogues cartographiés avec les faciès

que l'on veut modéliser et avec de nombreuses données pétrophysiques pourront être utilisées pour alimenter un modèle en *image training*.

Cela ne résoudrait cependant pas l'incertitude de la répartition des propriétés pétrophysiques qui peut localement exercer une forte influence sur une modélisation, bien que l'on puisse faire varier les *seed* comme discuté précédemment. Des modélisations peuvent être produites en retirant des puits présentant de la *hard data* afin de mieux quantifier cette incertitude.

La diagénèse est un des contrôles majeurs dans la prédictibilité des hétérogénéités de propriétés pétrophysiques. Cet aspect a été identifié au cours de ce travail, comme les processus de dissolution ou de cimentation, mais il n'a pas été pris comme un paramètre à part entière dont l'extension peut être cartographiée dans le modèle. En effet, le travail sur les associations de faciès a mixé / « dilué » le signal diagenétique, par exemple avec le regroupement des faciès oolithiques cimentés et non cimenté. Les dimensions d'une zone soumise aux processus de dissolution ou de cimentation sont très difficiles à bien cerner. Cependant, les variogrammes de propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) qui représentent des points de données dans l'espace intègrent déjà l'influence de la diagenèse dans les échantillons. On peut donc imaginer que la diagenèse est en partie prise en compte par l'analyse des données disponibles dans le modèle de sub-surface. Dans le cas du modèle de la carrière de Massangis, le découpage des faciès est suffisamment détaillé pour permettre d'effectuer une coupe dans la diagenèse présente au sein d'un même faciès. Cependant, peu de données pétrophysiques ont pu être utilisées dans ce modèle. De plus, d'autres travaux au sein de l'équipe de recherche sont en cours afin de mieux caractériser et contraindre l'effet de la diagenèse dans les modélisations de différentes échelles. L'idée est de travailler plus finement, à l'échelle des faciès, en intégrant clairement la diagenèse.

Bibliographie

- ADEME, 2020, Coûts des énergies renouvelables et de récupération en France, Rapport ISBN: 979-10-297-1365-1: ADEME, 100 p.
- ADEME, and BRGM, 2008, La Géothermie. Quelles technologies pour quels usages? 2eme edition, Rapport.
- Aigner, T., U. Asprion, J. Hornung, W.-D. Junghans, and R. Kostrewa, 1996, Integrated outcrop analogues studies for triassic alluvial reservoirs: examples from southern Germany: *Journal of Petroleum Geology*, v. 19, no. 4, p. 393–406, doi:10.1111/j.1747-5457.1996.tb00446.x.
- Allo, F., J.-P. Coulon, J.-L. Formento, R. Reboul, L. Capar, M. Darnet, B. Issautier, S. Marc, and A. Stopin, 2021, Characterization of a carbonate geothermal reservoir using rock-physics-guided deep neural networks: *The Leading Edge*, v. 40, no. 10, p. 751–758, doi:10.1190/tle40100751.1.
- Amour, F., M. Mutti, N. Christ, A. Immenhauser, S. M. Agar, G. S. Benson, S. Tomás, R. Alway, and L. Kabiri, 2012, Capturing and modelling metre-scale spatial facies heterogeneity in a Jurassic ramp setting (Central High Atlas, Morocco): *Metre-scale facies modelling: Sedimentology*, v. 59, no. 4, p. 1158–1189, doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01299.x.
- Amour, F., M. Mutti, N. Christ, A. Immenhauser, G. S. Benson, S. M. Agar, S. Tomás, and L. Kabiri, 2013, Outcrop analog for an oolitic carbonate ramp reservoir: A scale-dependent geologic modeling approach based on stratigraphic hierarchy: *AAPG Bulletin*, v. 97, no. 5, p. 845–871, doi:10.1306/10231212039.
- Analy, M., A. Bel, M. Bouzit, and M. Le Brun, 2012, Évaluation des possibilités de développement de la géothermie sur le territoire de l'opération d'intérêt national de l'ÉPADESA, BRGM/RP-60953-FR: 189 p.
- Andrieu, S., B. Brigaud, J. Barbarand, and E. Lasseur, 2017, Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: The Bathonian of western France (Aquitaine Basin): *Marine and Petroleum Geology*, v. 81, p. 169–195, doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.01.005.
- Andrieu, S., B. Brigaud, J. Barbarand, E. Lasseur, and T. Saucède, 2016, Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: From the western France platform to the western Tethyan domain: *Sedimentary Geology*, v. 345, p. 54–84, doi:10.1016/j.sedgeo.2016.09.005.
- Andrieu, S., B. Brigaud, T. Rabourg, and A. Noret, 2015, The Mid-Cenomanian Event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France): *Cretaceous Research*, v. 56, p. 587–607.
- Antics, M., M. Papachristou, and P. Ungemach, 2005, Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach.: p. 14.
- Aubertin, G., Y. Benderitter, Eli. Cordier, F. Doillon, H. Fabris, R. Gable, B. Gaillard, E. Ledoux, and G. de Marsily, 1987, Détermination expérimentale de la vitesse naturelle d'écoulement de la

nappe géothermique du Dogger en région parisienne: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 3, no. 5, p. 991–1000, doi:<https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.5.991>.

- Autran, A., J. P. Lefort, N. Debeglia, J. B. Edel, and J. L. Vignerresse, 1994, Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences, *in* J. Chantraine, J. Rolet, D. S. Santallier, A. Piqué, and J. D. Keppie, eds., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 49–72, doi:10.1007/978-3-642-84915-2_2.
- Averbuch, O., and C. Piromallo, 2012, Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation: *Tectonophysics*, v. 558, p. 70–83.
- Ballevre, M., P. Manzotti, and G. V. Dal Piaz, 2018, Pre-Alpine (Variscan) inheritance: a key for the location of the future Valais Basin (Western Alps): *Tectonics*, v. 37, no. 3, p. 786–817.
- Barbarand, J., F. Quesnel, and M. Pagel, 2013, Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces: *Tectonophysics*, v. 608, p. 1310–1327, doi:10.1016/j.tecto.2013.06.011.
- Beccaletto, L., F. Hanot, O. Serrano, and S. Marc, 2011, Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, no. 4, p. 861–879, doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006.
- Beck, S., O. Ribon, and N. Riedinger, 2021, *Chiffres clés de l'énergie édition 2021*: Ministère de la transition écologique, 84 p.
- Bel, A., A. Poux, O. Goyénèche, D. Allier, G. Darricau, and J. Lemale, 2012, *Etude préalable à l'élaboration du schéma de développement de la géothermie en Île-de-France*, RP-60615-FR: 168 p.
- Bergerat, F., 1984, La fracturation nivernaise: Influences bourguignonne et centralienne sur la structuration du Nivernais: *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, v. 21, no. 4, p. 27–31.
- Bohnsack, D., M. Potten, D. Pfrang, P. Wolpert, and K. Zosseder, 2020, Porosity–permeability relationship derived from Upper Jurassic carbonate rock cores to assess the regional hydraulic matrix properties of the Malm reservoir in the South German Molasse Basin: *Geothermal Energy*, v. 8, no. 1, p. 12, doi:10.1186/s40517-020-00166-9.
- Bonté, D., L. Guillou-Frottier, C. Garibaldi, B. Bourguine, S. Lopez, V. Bouchot, and F. Lucazeau, 2010, Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation: *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 181, no. 4, p. 377–390.
- Bonté, D., J. D. van Wees, L. Guillou-Frottier, V. Bouchot, and O. Serrano, 2013, Deep temperatures in the Paris Basin using tectonic-heat flow modelling, *in* *European Geothermal Congress 2013*, Pise, Italy: p. 10.
- Borgomano, J., K.-V. Cittert, J. Van, and J. C. Jauffred, 2001, Anatomy of carbonate bodies for hydrocarbon reservoir modelling: applications, limitations and future developments: *Géologie Méditerranéenne*, v. 28, no. 1, p. 23–26.

- Borgomano, J. R. F., F. Fournier, S. Viseur, and L. Rijkels, 2008, Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 92, no. 6, p. 789–824, doi:10.1306/02210807078.
- Bouchi-Lamontagne, M., J. Varet, N. Bommensatt, F. Coroller, P. Laplaige, F. Boissier, and G. Delobelle, 2008, *La géothermie quelles technologies pour quels usages?* Imprimerie Mame, Tours, Les enjeux des Géosciences, 64 p.
- Brandano, M., L. Tomassetti, F. Trippetta, and R. Ruggieri, 2020, Facies heterogeneities and 3D porosity modelling in an Oligocène (Upper Chattian) carbonate ramp, Salento peninsula, southern Italy: *Journal of Petroleum Geology*, v. 43, no. 2, p. 191–208, doi:10.1111/jpg.12757.
- Briais, J., F. Guillocheau, E. Lasseur, C. Robin, J. J. Châteauneuf, and O. Serrano, 2016, Response of a low subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris basin, preprint: *Sedimentology*, doi:10.5194/sed-7-3587-2015.
- Brigaud, B., C. Durllet, J.-F. Deconinck, B. Vincent, J. Thierry, and A. Trouiller, 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*, v. 222, no. 3–4, p. 161–180, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.09.002.
- Brigaud, B., B. Vincent, C. Carpentier, C. Robin, F. Guillocheau, B. Yven, and E. Huret, 2014, Growth and demise of the Jurassic carbonate platform in the intracratonic Paris Basin (France): interplay of climate change, eustasy and tectonics: *Marine and Petroleum Geology*, v. 53, p. 3–29, doi:https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.09.008.
- Brigaud, B., B. Vincent, C. Durllet, J.-F. Deconinck, P. Blanc, and A. Trouiller, 2010, Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates: Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France): *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 9, p. 791–807, doi:10.2110/jsr.2010.071.
- Brigaud, B., B. Vincent, C. Durllet, J.-F. Deconinck, E. Jobard, N. Pickard, B. Yven, and P. Landrein, 2014, Characterization and origin of permeability–porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates: From core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic, Paris Basin, France): *Marine and Petroleum Geology*, v. 57, p. 631–651, doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.07.004.
- Brigaud, B., B. Vincent, M. Pagel, A. Gras, A. Noret, P. Landrein, and E. Huret, 2018, Sedimentary architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris Basin, France): *Sedimentary Geology*, v. 373, p. 48–76, doi:10.1016/j.sedgeo.2018.04.011.
- Brommer, M., 2021, Trends in geothermal: riding the wave to Paris: *First Break*, v. 39, no. 6, p. 89–93, doi:10.3997/1365-2397.fb2021048.
- Brosse, É. et al., 2010, Selection and Characterization of Geological Sites able to Host a Pilot-Scale CO₂ Storage in the Paris Basin (GéoCarbone -PICOREF): *Oil & Gas Science and Technology – Revue de l’Institut Français du Pétrole*, v. 65, no. 3, p. 375–403, doi:10.2516/ogst/2009085.
- Brunet, M.-F., and X. Le Pichon, 1982, Subsidence of the Paris basin: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 87, no. B10, p. 8547–8560.

- Cabello, P., D. Domínguez, M. H. Murillo-López, M. López-Blanco, D. García-Sellés, J. L. Cuevas, M. Marzo, and P. Arbués, 2018, From conventional outcrop datasets and digital outcrop models to flow simulation in the Pont de Montanyana point-bar deposits (Ypresian, Southern Pyrenees): *Marine and Petroleum Geology*, v. 94, p. 19–42, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.040.
- Cariou, E., P. Hantzpergue, and Groupe français d'étude du Jurassique (eds.), 1997, *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*: Pau, France, Elf Aquitaine, Bull. centre rech. Elf Explor.-prod. Mém 16, 422 p.
- Casini, M., S. Ciuffi, A. Fiordelisi, A. Mazzotti, and E. Stucchi, 2010, Results of a 3D seismic survey at the Travale (Italy) test site: *Geothermics*, v. 39, no. 1, p. 4–12, doi:10.1016/j.geothermics.2009.11.003.
- Casteleyn, L. et al., 2010, Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin): *Sedimentary Geology*, v. 230, no. 3–4, p. 123–138, doi:10.1016/j.sedgeo.2010.07.003.
- Casteleyn, L., P. Robion, C. David, P.-Y. Collin, B. Menéndez, N. Fernandes, G. Desaubliaux, and C. Rigollet, 2011, An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin: *Tectonophysics*, v. 503, no. 1–2, p. 18–33, doi:10.1016/j.tecto.2010.09.031.
- Cavalleri, C., L. Dahlhaus, A. Reynaldos, G. Sosio, P. Ungemach, M. Antics, and M. Davaux, 2020, Delineating the geothermal structure and flow properties in a sub-horizontal well with the use of wireline and LWD data in a multiphysics approach, *in* SPWLA 61st Annual Online Symposium Transactions: Society of Petrophysicists and Well Log Analysts, p. 14, doi:10.30632/SPWLA-5065.
- Cazes, M., and G. Torreilles, 1988, *Étude de la croûte terrestre par sismique profonde: profil nord de la France; structure hercynienne*: Technip Ophrys editions.
- C.E.P., 1964, Rapport de fin de sondage du puits de Vert-Saint-Denis 1 EMSCO GB 250 BRGM Id:14.3151.
- Chesley, J. T., A. L. Leier, S. White, and R. Torres, 2017, Using unmanned aerial vehicles and structure-from-motion photogrammetry to characterize sedimentary outcrops: An example from the Morrison Formation, Utah, USA: *Sedimentary Geology*, v. 354, p. 1–8, doi:10.1016/j.sedgeo.2017.03.013.
- Cloetingh, S., J. D. van Wees, P. A. Ziegler, L. Lenkey, F. Beekman, M. Tesauro, A. Förster, B. Norden, M. Kaban, and N. Hardebol, 2010, Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe: *Earth-Science Reviews*, v. 102, no. 3–4, p. 159–206, doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003.
- Collin, P. Y., J. P. Loreau, and P. Courville, 2005, Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France): *Sedimentology*, v. 52, no. 5, p. 969–985, doi:10.1111/j.1365-3091.2005.00728.x.
- Contini, D., and C. Mangold, 1980, Evolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen, *in* R. Enay, and C. Mangold, eds., *Synthèse paléogéographique du Jurassique français*: Groupe d'étude français du Jurassique, Docum. Lab. Géol. Lyon, p. 66–70.

- Corlett, H., D. Hodgetts, J. Hirani, A. Rotevatn, R. Taylor, and C. Hollis, 2021, A geocellular modelling workflow for partially dolomitized remobilized carbonates: An example from the Hammam Faraun Fault block, Gulf of Suez, Egypt: *Marine and Petroleum Geology*, v. 126, p. 19, doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104831.
- Coudert, J. M., and F. Jaudin, 1988, French experience in geothermal energy: *Geothermics*, v. 17, no. 1, p. 195–203, doi:10.1016/0375-6505(88)90014-4.
- Delmas, J., E. Brosse, and P. Houel, 2010, Petrophysical Properties of the Middle Jurassic Carbonates in the PICOREF Sector (South Champagne, Paris Basin, France): *Oil & Gas Science and Technology – Revue de l’Institut Français du Pétrole*, v. 65, no. 3, p. 405–434, doi:10.2516/ogst/2010002.
- Dentzer, J., D. Bruel, M. Delescluse, N. Chamot-Rooke, L. Beccaletto, S. Lopez, G. Courrioux, and S. Violette, 2018, Thermal and seismic hints for chimney type cross-stratal fluid flow in onshore basins: *Scientific Reports*, v. 8, no. 1, doi:10.1038/s41598-018-33581-x.
- Deville, J. P., B. Fritz, and M. Jarrett, 2011, Development of Water-Based Drilling Fluids Customized for Shale Reservoirs: *SPE Drilling & Completion*, v. 26, no. 04, p. 484–491, doi:10.2118/140868-PA.
- Dickson, M. H., and M. Fanelli, 2003, *Geothermal Energy*: Routledge, doi:10.4324/9781315065786.
- Dromart, G., P. Allemand, J.-P. Garcia, and C. Robin, 1996, Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d’un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France.
- Drouiller, Y., F. Hanot, E. Gillot, J.-C. Ferran, and L. Michel, 2019, 3D seismic for design and derisking of dual geothermal boreholes in sedimentary sequences and new prospects in the Paris Basin (Adapted methodology using petroleum industry techniques): *Oil & Gas Science and Technology – Revue d’IFP Energies nouvelles*, v. 74, p. 32, doi:10.2516/ogst/2018106.
- Durlet, C., and J.-P. Loreau, 1996, Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies: mise en évidence de surface d’émersion et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (FRANCE): *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, v. 323, no. 5, p. 389–396.
- Embry, A. F., and E. P. Johannessen, 2017, Two approaches to sequence stratigraphy, *in* *Stratigraphy & Timescales*: Elsevier, p. 85–118.
- Enay, R., and C. Mangold, 1980, Synthèse paléogéographique du Jurassique français: Groupe d’étude français du Jurassique, Docum. Lab. Géol. Lyon, 210 p.
- Fabris, H., 1975, Les températures dans les forages - Gisements pétroliers du bassin Parisien et de l’Aquitaine, 75 SGN 062 GTH: BRGM.
- Gao, Y. et al., 2021, Capillarity and phase-mobility of a hydrocarbon gas–liquid system: *Oil & Gas Science and Technology – Revue d’IFP Energies nouvelles*, v. 76, p. 43, doi:10.2516/ogst/2021025.
- Garcia, J.-P., 1992, Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonien-Callovien : impacts sur les communautés benthiques et sur l’évolution des ornithellidés (Terebratellidina), PhD Thesis: Université de Bourgogne, 295 p.

- Garcia, J.-P., and G. Dromart, 1997, The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic: *Sedimentary Geology*, v. 114, no. 1–4, p. 55–79, doi:10.1016/S0037-0738(97)00072-9.
- Garcia, J. P., G. Dromart, F. Guillocheau, P. Allemand, F. Gaumet, C. Robin, and G. Sambet, 1996, Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section, II a: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes*, v. 323, no. II a, p. 697–703.
- Garcia, J.-P., B. Laurin, and G. Sambet, 1996, Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris; une echelle biochronologique ponctuee de niveaux-reperes pour la contrainte des correlations sequentielles a haute resolution: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 167, no. 3, p. 435–451.
- Gaumet, F., 1997, Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés: le jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée, PhD Thesis: Université de Lyon 1, 296 p.
- Gaumet, F., J.-P. Garcia, G. Dromart, and P. Allemand, 2001, Middle Jurassic production rates and “patchy” architecture of the carbonate systems along the north western Thetysian margin (Paris basin to Subalpine basin): p. 79–83.
- Gaumet, F., J.-P. Garcia, G. Dromart, and G. Sambet, 1996, Controle stratigraphique des facies, geometries et profils de depot de la plate-forme carbonatee bourguignonne au Bathonien-Callovien: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 167, no. 3, p. 409–421.
- Gerard, A., and O. Kappelmeyer, 1987, The Soultz-sous-Forêts project: *Geothermics*, v. 16, no. 4, p. 393–399, doi:10.1016/0375-6505(87)90018-6.
- Gianolla, P., M. Caggiati, and A. Riva, 2021, The interplay of carbonate systems and volcanics: Cues from the 3D model of the Middle Triassic Sciliar/Schlern platform (Dolomites, Southern Alps): *Marine and Petroleum Geology*, v. 124, p. 104794, doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104794.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz, and G. Ogg, 2012, *The geologic time scale 2012*: elsevier.
- Granet, M., M. Wilson, and U. Achauer, 1995, Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, no. 3–4, p. 281–296, doi:10.1016/0012-821X(95)00174-B.
- Guillocheau, F. et al., 2000, Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints: *Geodinamica Acta*, v. 13, no. 4, p. 189–245, doi:10.1080/09853111.2000.11105372.
- Hanot, F., 2011, Quatre-vingts ans d'exploration pétrolière dans le Bassin parisien: *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*, v. 3, no. 2, p. 53–61.
- Hardenbol, J. A. N., J. Thierry, M. B. Farley, T. Jacquin, P.-C. De Graciansky, and Peter R. Vail, 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *in* P.-C. De Graciansky, J. A. N. Hardenbol, T. Jacquin, and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: Special Publications of SEPM*, p. 3–13.

- Harrald, J. E. G., A. L. Coe, R. M. Thomas, and M. Hoggett, 2021, Use of drones to analyse sedimentary successions exposed in the foreshore: Proceedings of the Geologists' Association, v. 132, no. 3, p. 253–268, doi:10.1016/j.pgeola.2021.02.001.
- Harris, P. M., S. J. Purkis, J. Ellis, P. K. Swart, and J. J. Reijmer, 2015, Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank: *Sedimentology*, v. 62, no. 2, p. 566–589.
- 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*, v. 151, no. 1–2, p. 149–176, doi:10.1016/S0037-0738(01)00236-6.
- Hodgetts, D., 2010, Collection, processing, interpretation and modelling of digital outcrop data using VRGS: An integrated approach to outcrop modelling, *in* 72nd EAGE Conference and Exhibition - Workshops and Fieldtrips, Barcelona, Spain: doi:10.3997/2214-4609.20149961.
- Hodgetts, D., R. L. Gawthorpe, P. Wilson, and F. Rarity, 2007, Integrating Digital and Traditional Field Techniques Using Virtual Reality Geological Studio (VRGS), *in* 69th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2007, London, UK: European Association of Geoscientists & Engineers, p. cp-27-00300, doi:10.3997/2214-4609.201401718.
- Hoernle, K., Y.-S. Zhang, and D. Graham, 1995, Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe: *Nature*, v. 374, no. 6517, p. 34–39, doi:10.1038/374034a0.
- Houel, P., and J. Delmas, 2013, Synthèse des données géologiques sur le bassin de Paris, Rapport IFP Rapport n° 63030: IFP Energies nouvelles, 270 p.
- Housse, B., Ph. Maget, J. Lavigne, H. Fabris, R. Gable, and J. Rojas, 1976, Potentiel géothermique du bassin parisien, Rapport 74-7-0990: 155 p.
- Howell, J., M. Chmielewska, C. Lewis, S. Buckley, N. Naumann, and J. Pugsley, 2021, Acquisition of Data for Building Photogrammetric Virtual Outcrop Models for the Geosciences using Remotely Piloted Vehicles (RPVs), preprint: Earth Sciences, doi:10.31223/X54914.
- Jacquin, T., G. Dardeau, C. Durllet, P.-C. de Graciansky, and P. Hantzpergue, 1998, The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe, *in* P.-C. De Graciansky, J. A. N. Hardenbol, T. Jacquin, and P. R. Vail, eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*: Publisher: Special Publications of SEPM, p. 445–466.
- Jacquin, T., J. P. Garcia, C. Ponsot, J. Thierry, and P. R. Vail, 1992, Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris; Depositional sequences and regressive/transgressive facies cycles in marine carbonate settings : example of the Dogger of the Paris Basin: *Comptes rendus de l'Académie des sciences Serie II Fascicule a-Science de la Terre et des Planetes*, v. 315, no. 3, p. 353–362.
- Javaux, C., 1992, La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien: dynamique sédimentaire, séquentielle et diagenétique: place et création des réservoirs potentiels, PhD Thesis: Université de Bourgogne, 342 p.
- Koelbel, T., and A. Genter, 2017, Enhanced Geothermal Systems: The Soultz-sous-Forêts Project, *in* T. S. Uyar, ed., *Towards 100% Renewable Energy*: Cham, Springer International Publishing, Springer Proceedings in Energy, p. 243–248, doi:10.1007/978-3-319-45659-1_25.

- Le Brun, M., V. Hamm, S. Lopez, P. Ungemach, M. Antics, J. Y. Ausseur, E. Cordier, E. Giuglaris, P. Goblet, and P. Lalos, 2011, Hydraulic and thermal impact modelling at the scale of the geothermal heating doublet in the Paris Basin, France, *in* Proceedings of the 36 Workshop on Geothermal Reservoir Engineer, Stanford, California, USA: p. 14.
- Le Nir, M., S. Bézèlgues, C. Ranquet, A. L. Szymanski, G. Darricau, and J. Lemale, 2008, Ressources géothermiques du département de l'Essonne (91), Rapport BRGM/RP-56966-FR: BRGM, 294 p.
- Lenoir, L., T. Blaise, A. Somogyi, B. Brigaud, J. Barbarand, C. Boukari, J. Nouet, A. Brézard-Oudot, and M. Pagel, 2021, Uranium incorporation in fluorite and exploration of U–Pb dating: *Geochronology*, v. 3, no. 1, p. 199–227, doi:<https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021>.
- Lion, M., B. Ledésert, F. Skoczylas, P. Recourt, and T. Dubois, 2004, How does micropetrography help us to understand the permeability and poromechanical behaviour of a rock? *Terra Nova*, v. 16, no. 6, p. 8, doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00573.x>.
- Lion, M., F. Skoczylas, and B. Ledésert, 2004, Determination of the main hydraulic and poro-elastic properties of a limestone from Bourgogne, France: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 41, no. 6, p. 915–925, doi:10.1016/j.ijrmms.2004.02.005.
- Lopez, S., V. Hamm, M. Le Brun, L. Schaper, F. Boissier, C. Cotiche, and E. Giuglaris, 2010, 40 years of Dogger aquifer management in Ile-de-France, Paris Basin, France: *Geothermics*, v. 39, no. 4, p. 339–356, doi:10.1016/j.geothermics.2010.09.005.
- Loreau, J.-P., and P. Bailly, 1996, Géométrie et couleur des couches dans l'oolithe blanche de Massangis (Yonne), Contrat de Recherche Région Bourgogne-Université de Bourgogne-ROCAMAT 2: Dijon, Université de Bourgogne, 82 p.
- Loreau, J. P., C. Durllet, and W. Zimmerle, 1999, Diagenetic stratigraphy of discontinuity surfaces: an application to paleoenvironments and sequence stratigraphy: *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie*, v. 1, p. 381–407.
- Lund, J. W., and A. N. Toth, 2021, Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review: *Geothermics*, v. 90, p. 101915, doi:10.1016/j.geothermics.2020.101915.
- Lüschen, E., M. Dussel, R. Thomas, and R. Schulz, 2011, 3D seismic survey for geothermal exploration at Unterhaching, Munich, Germany: *First Break*, v. 29, no. 1, doi:10.3997/1365-2397.2011002.
- Madjid, M. Y. A., V. Vandeginste, G. Hampson, C. J. Jordan, and A. D. Booth, 2018, Drones in carbonate geology: Opportunities and challenges, and application in diagenetic dolomite geobody mapping: *Marine and Petroleum Geology*, v. 91, p. 723–734, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.02.002.
- Makhloufi, Y., 2013, Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique., Thèse: Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, 197 p.
- Makhloufi, Y. et al., 2013, Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France): *Marine and Petroleum Geology*, v. 48, p. 323–340, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021.

- Mangenot, X., M. Gasparrini, A. Gerdes, M. Bonifacie, and V. Rouchon, 2018, An emerging thermochronometer for carbonate-bearing rocks: Δ_{47} /(U-Pb): *Geology*, v. 46, no. 12, p. 1067–1070, doi:10.1130/G45196.1.
- Mangenot, X., M. Gasparrini, V. Rouchon, and M. Bonifacie, 2018, Basin-scale thermal and fluid flow histories revealed by carbonate clumped isotopes (Δ_{47}) - Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin depocentre: *Sedimentology*, v. 65, no. 1, p. 123–150, doi:10.1111/sed.12427.
- Marques, A., R. K. Horota, E. M. de Souza, L. Kupssinskü, P. Rossa, A. S. Aires, L. Bachi, M. R. Veronez, L. Gonzaga, and C. L. Cazarin, 2020, Virtual and digital outcrops in the petroleum industry: A systematic review: *Earth-Science Reviews*, v. 208, p. 103260, doi:10.1016/j.earscirev.2020.103260.
- Matray, J. M., and L. Chery, 1998, Origin and age of deep waters of the Paris Basin, *in* C. Causse, and F. Gasse, eds., *Hydrologie et géochimie isotopique*: Paris, France, ORSTOM, p. 117–133.
- Matray, J.-M., and J.-C. Fontes, 1990, Origin of the oil-field brines in the Paris basin: *Geology*, v. 18, no. 6, p. 501–504.
- Mégnién, C., and F. Mégnién, 1980, *Synthèse géologique du bassin de Paris*: Orléans, Editions du BRGM, 466 p.
- Menjot, A., M. Lambert, and J. M. Matray, 1993, Flow of formation water in the Jurassic of the Paris Basin and its effects: v. 344, p. 159–169, doi:https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0084.
- Ministère de la Transition écologique et solidaire, 2019, *Stratégie Française pour l'énergie et le climat, Programmations pluriannuelles de l'énergie*, Rapport: 400 p.
- Nader, F. H., F. Champenois, M. Barbier, M. Adelinet, E. Rosenberg, P. Houel, J. Delmas, and R. Swennen, 2016a, Diagenetic effects of compaction on reservoir properties: The case of early callovian "Dalle Nacrée" formation (Paris basin, France): *Journal of Geodynamics*, v. 101, p. 5–29, doi:10.1016/j.jog.2016.05.010.
- Nader, F. H., F. Champenois, M. Barbier, M. Adelinet, E. Rosenberg, P. Houel, J. Delmas, and R. Swennen, 2016b, Diagenetic effects of compaction on reservoir properties: The case of early callovian "Dalle Nacrée" formation (Paris basin, France): *Journal of Geodynamics*, v. 101, p. 5–29, doi:10.1016/j.jog.2016.05.010.
- Nieva, D., E. Iglesias, V. Arellano, E. Contreras, M. Cathelineau, and L. Quijano, 1986, Developments in geothermal energy in Mexico—Part four: Evaluation of geothermal resources. Multidisciplinary studies of the Los Azufres Field, Mexico: *Journal of Heat Recovery Systems*, v. 6, no. 3, p. 201–207, doi:10.1016/0198-7593(86)90003-2.
- Nurmi, R., 1986, The land of giants: *Middle East Well Evaluation Review*, v. 1, p. 7–21.
- Oyarzun, R., M. Doblas, J. López-Ruiz, and J. María Cebra, 1997, Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe: *Geology*, v. 25, no. 8, p. 727, doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0727:OOTCAA>2.3.CO;2.
- Peacock, D. C. P., and E. Corke, 2020, How to use a drone safely and effectively for geological studies: *Geology Today*, v. 36, no. 4, p. 146–155, doi:10.1111/gto.12320.

- Perrodon, A., and J. Zabek, 1990, M 51: Interior Cratonic Basins, *in* Paris Basin: Chapter 32: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins: AAPG Special Volumes, AAPG Special Volumes, p. 633–679.
- Petrovic, A., T. Aigner, and M. Pontiggia, 2018, Facies heterogeneities in a ramp carbonate reservoir analogue: a new high-resolution approach for 3D facies modelling: *Journal of Petroleum Geology*, v. 41, no. 2, p. 155–174, doi:10.1111/jpg.12698.
- Phan, C. et al., 2021, Chiffres clés des énergies renouvelables Edition 2021, 2557–8138: Commissariat général au développement durable, 98 p.
- Pierre, A., C. Durllet, P. Razin, and E. H. Chellai, 2010, Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp: Amellago outcrop transect, High-Atlas, Morocco: Geological Society, London, Special Publications, v. 329, no. 1, p. 65–88, doi:https://doi.org/10.1144/SP329.4.
- Purser, Bruce H., 1985, Dedolomite porosity and reservoir properties of Middle Jurassic carbonates in the Paris Basin, France, *in* Carbonate Petroleum Reservoirs: Springer, p. 341–355.
- Purser, B. H., 1985, Dedolomite Porosity and Reservoir Properties of Middle Jurassic Carbonates in the Paris Basin, France, *in* P. O. Roehl, and P. W. Choquette, eds., Carbonate Petroleum Reservoirs: New York, NY, Casebooks in Earth Sciences., p. 341–355.
- Purser, B. H., 1978, Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1, no. 2, p. 83–94.
- Purser, B. H., 1980, Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse: Editions Technip., 388 p.
- Purser, B. H., 1972, Subdivision et interprétation des séquences carbonatées: *Mem. BRGM*, v. 77, p. 679–698.
- Rankey, E. C., 2014, Contrasts between wave- and tide-dominated oolitic systems: Holocene of Crooked–Acklins Platform, southern Bahamas: *Facies*, v. 60, no. 2, p. 405–428, doi:10.1007/s10347-013-0385-x.
- Ritter, J. R. R., M. Jordan, U. R. Christensen, and U. Achauer, 2001, A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 186, no. 1, p. 7–14, doi:10.1016/S0012-821X(01)00226-6.
- Rojas, J., D. Giot, Le Nindre Y. M, A. Criaud, C. Fouillac, M. Brach, A. Menjoz, J.-C. Martin, and M. Lambert, 1989, Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger, Bassin parisien, France, *Rapport BRGM R 30169*: 240 p.
- Rubi, R., S. Rohais, S. Bourquin, I. Moretti, and G. Desaubliaux, 2018, Processes and typology in Gilbert-type delta bottomset deposits based on outcrop examples in the Corinth Rift: *Marine and Petroleum Geology*, v. 92, p. 193–212, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.02.014.
- Salaun, N., H. Toubiana, J.-B. Mitschler, G. Gigou, X. Carriere, V. Maurer, and A. Richard, 2020, High-resolution 3D seismic imaging and refined velocity model building improve the image of a deep geothermal reservoir in the Upper Rhine Graben: *The Leading Edge*, v. 39, no. 12, p. 857–863, doi:10.1190/tle39120857.1.

- Salazar, M. O., and J. R. Villa, 2007, Permeability Upscaling Techniques for Reservoir Simulation, *in* All Days, Buenos Aires, Argentina: SPE, p. SPE-106679-MS, doi:10.2118/106679-MS.
- Schmittbuhl, J., S. Lambotte, O. Lengliné, M. Grunberg, H. Jund, J. Vergne, F. Cornet, C. Doubre, and F. Masson, 2022, Induced and triggered seismicity below the city of Strasbourg, France from November 2019 to January 2021: *Comptes Rendus. Géoscience*, v. 353, no. S1, p. 561–584, doi:10.5802/crgeos.71.
- Secundus, C. P., 1st century, *Naturalis historiae*.
- Serra, O., 1979, *Diagraphies différées - bases de l'interprétation. Tome 1 : Acquisition des données diagraphiques.*: Elf-Aquitaine, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod., 328 p.
- Surma, F., and Y. Geraud, 2003, Porosity and Thermal Conductivity of the Soultz-sous-Forêts Granite: *Pure and Applied Geophysics*, v. 160, no. 5–6, p. 1125–1136, doi:10.1007/PL00012564.
- Thierry, J., and E. Barrier, 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, p. 49–110.
- Thomas, H., B. Brigaud, T. Blaise, B. Saint-Bezar, E. Zordan, H. Zeyen, S. Andrieu, B. Vincent, H. Chirol, and É. Portier, 2021, Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic): *Marine and Petroleum Geology*, v. 123, p. 104772.
- Tomassetti, L., M. Brandano, and G. Mateu-Vicens, 2022, 3D modelling of the upper Tortonian-lower Messinian shallow ramp carbonates of the Hyblean domain (Central Mediterranean, Faro Santa Croce, Sicily): *Marine and Petroleum Geology*, v. 135, p. 105393, doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.105393.
- Tomassetti, L., L. Petracchini, M. Brandano, F. Trippetta, and A. Tomassi, 2018, Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy): *Marine and Petroleum Geology*, v. 96, p. 254–270, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.06.004.
- Torelli, M., R. Traby, V. Teles, and M. Ducros, 2020, Thermal evolution of the intracratonic Paris Basin: Insights from 3D basin modelling: *Marine and Petroleum Geology*, v. 119, p. 104487, doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104487.
- Trippetta, F., D. Durante, L. Lipparini, A. Romi, and M. Brandano, 2021, Carbonate-ramp reservoirs modelling best solutions: Insights from a dense shallow well database in Central Italy: *Marine and Petroleum Geology*, v. 126, p. 104931, doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.104931.
- Ungemach, P., M. Antics, and M. Davaux, 2019, Subhorizontal well architecture and geosteering navigation enhance well performance and reservoir evaluation A field validation, *in* Proceedings, 44th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California: p. 12.
- Uriarte, G. J. A., 1997, *Maturité thermique des sédiments de la bordure sud-est du Bassin de Paris*, PhD Thesis: Université de Genève, 146 p.
- Vail, P. R., J. P. Colin, R. Jan du Chene, J. Kuchly, F. Mediavilla, and V. Trifilieff, 1987, *La stratigraphie séquentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du*

bassin de Paris: Bulletin de la Société Géologique de France, v. III, no. 7, p. 1301–1321, doi:10.2113/gssgfbull.III.7.1301.

- Vail, P. R., R. M. Mitchum Jr, and S. Thompson III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level : Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation, *in* M 26: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Special Volumes, Geology, Geography, Environmental Science A165 (1977), p. 83–97.
- Vincent, B., B. Brigaud, H. Thomas, and F. Gaumet, 2021, Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinofolds in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications: *Facies*, v. 67, no. 2, p. 1–28, doi:<https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4>.
- Vincent, B., L. Emmanuel, P. Houel, and J.-P. Loreau, 2007, Geodynamic control on carbonate diagenesis: petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France): *Sedimentary Geology*, v. 197, no. 3–4, p. 267–289.
- Vincent, B., M. Fleury, Y. Santerre, and B. Brigaud, 2011, NMR relaxation of neritic carbonates: An integrated petrophysical and petrographical approach: *Journal of Applied Geophysics*, v. 74, no. 1, p. 38–58.
- Wei, H. F., E. Ledoux, and G. De Marsily, 1990, Regional modelling of groundwater flow and salt and environmental tracer transport in deep aquifers in the Paris Basin: *Journal of Hydrology*, v. 120, no. 1–4, p. 341–358.

Annexe I : Registre des puits géothermiques en Île-de-France, compilation effectuée à partir du site <https://www.geothermies.fr/>. Inj = Injecteur, Prod = Producteur.

Ce tableau représente les données présentées dans le Tableau I-2 de cette thèse.

Nom Puits	OUVRAGES ET OPERATIONS						COORDONNEES SURFACE (TETES DE PUIITS)		RESERVOIRS				SOCIETAL/ENERGIES (site Géothermie)		
	Ouvrage	Type	Forage	Fin	Etat	Niveau exploité	WGS84 (Decimal/Sexagesimal)		Niveaux Producteurs			Températures	Logements	Energie géothermale annuelle produite (MWh)	Cogénération
							Latitude	Longitude	Trans Moy Kh (Dm)	Perméabilité Moyk (D)	Porosité moy (%)				
ACHERES 1	GACH1	Injecteur	1982	Thu Jun 01 1989 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°58'12.6728" N	2°4'18.7370" E	31,4			56,0	Abs	Abs	Abs
ACHERES 2	GACH2	Producteur	1982	Thu Jun 01 1989 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'34.2050" N	2°3'34.6950" E	34,0			60,0			
ALFORTVILLE 1	GAL1	Injecteur	1986		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'38.8754" N	2°25'39.5713" E	52,8		14,5 ou 16,1	75,2	5168	37808	Non
ALFORTVILLE 2	GAL2	Producteur	1986		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'39.1991" N	2°25'39.6210" E	35,3		18,1 ou 19	75,2			
ARCUEIL-GENTILLY 1	GAG1(ST)	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°48'30.924" N	2°20'23.776" E	30	4,2		62 (sabot)	8000	51960,0	Non
ARCUEIL-GENTILLY 2	GAG2	Injecteur	2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°48'31.090" N	2°20'23.623" E	45	3,6		62 (sabot)			
AUBERVILLIERS 1	GPNE1	Producteur	2009		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'2.9513" N	2°22'48.9691" E	18	1,33	13,6	57,4	4162	4408	Oui
AUBERVILLIERS 2	GPNE2	Injecteur	2009		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'3.3268" N	2°22'48.8575" E	24	1,55	15	56,4			
AULNAY-SOUS-BOIS-RDV 1	GAY1	Producteur	1981	Sun May 01 1994 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'12.8336" N	2°30'0.6750" E	44,7		17,3	71,6	Abs	Abs	Abs
AULNAY-SOUS-BOIS-RDV 2D	GAY2D	Injecteur	1981	Sun May 01 1994 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'12.9200" N	2°30'1.4173" E	36,4	1,52	15,0	71,5			
AULNAY-SOUS-BOIS-VGS 3D	GAY3D	Producteur	1983	Sat Jan 01 1994 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'13.0608" N	2°30'42.0271" E	62		23,4	70,7	Abs	Abs	Abs
AULNAY-SOUS-BOIS-VGS 4D	GAY4D	Injecteur	1983	Sat Jan 01 1994 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'13.3070" N	2°30'41.8068" E	67		20	70,3			
BAGNEUX 1	GBA1	Injecteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'27.4121" N	2°18'1.4044" E	9,6	1,07	13,1	62,8 (sabot)/ 63,1 (1837m)	2250	28216	Non
BAGNEUX 2	GBA2	Producteur	2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'27.1223" N	2°18'1.6535" E	6,3	0,789	12,9	66,4 (sabot)/ 67,3 (1935 MD)			

BAILLY- ROMAINVILLIERS 1	GBR1	Producteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'46.8 257" N	2°49'14.6 381" E	13 3		16,5	79,2	Abs	49073	Non
BAILLY- ROMAINVILLIERS 2	GBR2	Injecteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'46.5 679" N	2°49'14.3 908" E	25		16,2	79,3			
BOBIGNY 1	GBD1	Producteur	2020		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'14.2 747" N	2°27'17.6 720" E	50- 55		15- 16	60-63	Abs	Abs	Abs
BOBIGNY 2	GBD2	Injecteur	2020		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'14.2 726" N	2°27'17.2 004" E	50- 56		15- 16	60-64			
BOBIGNY 3	GBD3	Producteur	2020		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'14.3 611" N	2°27'18.1 426" E	50- 57		15- 16	60-65	Abs	Abs	Abs
BOBIGNY 4	GBD4	Injecteur	2020		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°54'14.4 443" N	2°27'18.6 131" E	50- 55		15- 16	60-63			
BONDY 1D	GBO1D	Injecteur	1993	Sun Jan 01 1989 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'0.84 83" N	2°29'22.6 734" E	52		17,6	65,4	Abs	Abs	Abs
BONDY 2D	GBO2D	Producteur	1983	Sun Jan 01 1989 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'1.01 03" N	2°29'22.6 244" E	62, 7		15	65,1			
BONNEUIL-SUR- MARNE 1D	GBL1D	Producteur	1985	Mon Jan 01 2018 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°46'4.53 47" N	2°29'2.36 94" E	75, 3		21	79,3	Abs	Abs	Abs
BONNEUIL-SUR- MARNE 2D	GBL2D	Injecteur	1985	Tue Oct 01 2013 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°46'4.85 83" N	2°29'2.37 05" E	72		20,3	79,7			
BONNEUIL-SUR- MARNE 3	GBL3	Injecteur	2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'4.87 06" N	2°29'2.34 20" E	89				4530	25527	Non
BONNEUIL-SUR- MARNE 4	GBL4	Producteur	2018		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'3.96 34" N	2°29'2.61 71" E	90		18,6	78,8			
BRUYERES-LE- CHATEL	GBC1	Producteur	1981			CRETA CE	48°35'35.5 394" N	2°12'10.9 620" E					Abs	Abs	Abs
CACHAN 1	GCA1D	Injecteur	1983	mai-19	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°47'20.2 438" N	2°19'46.5 748" E	18, 5	2,51	14	64,5 (côte sonde)/ gradient 3,65°C/ 100m	Abs	Abs	Abs
CACHAN 1	GCA3D	Producteur	1984	mai-19	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°47'19.2 725" N	2°19'46.7 220" E	15, 4	1,295	17,5	71 (sonde)/ gradient 3,84/10 0m			
CACHAN 2	GCA2D	Injecteur	1983	mai-19	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°47'19.9 201" N	2°19'46.6 241" E	13, 1 ou 20	1,19	14,5	69,5 (sonde)/ gradient 3,76/10 0m	Abs	Abs	Abs
CACHAN 2	GCA4D	Producteur	1984	mai-19	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°47'19.5 961" N	2°19'46.6 730" E	18, 3	0,8 ou 1,08	15	70 (sonde)/ gradient 3,84/10 0m			
CACHAN 3	GCAH1	Producteur	2017		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'19.7 495" N	2°19'48.0 083" E	27, 5		15	70 (au débit nominal) toit réservoir	41292	8739	Non
CACHAN 3	GCAH2	Injecteur	2018		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'19.7 984" N	2°19'48.0 083" E	30	Pas de flow metrie	15	70 (au débit nominal) toit réservoir			
CARRIERES-SUR- SEINE 1	GCAR1	Producteur	1962		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°54'53.6 922" N	2°10'27.6 668" E	23, 0		17,0	60,8	Abs	Abs	Abs
CERGY- PONTOISE 1 (arrêté dans le TRIAS)	GCY1	Producteur	1980	Tue Jan 01 1991 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	49°2'45.67 52" N	2°2'29.46 91" E	23, 79		19,3	55,4	Abs	Abs	Abs
CERGY- PONTOISE 2	GCY2	Injecteur	1980	Tue Jan 01 1991 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	49°2'26.98 69" N	2°1'49.20 02" E	9,6 6		20,9	57			
CHAMPIGNY 1	GCHM1	Producteur	1985		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'59.8 697" N	2°33'47.2 489" E	51		17,2	78,2	6238	53958	Oui

CHAMPIGNY 2	GCHM2	Injecteur	1985		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°48'0.18 72" N	2°33'47.1 672" E	58		16,1	73,9			
CHAMPIGNY 3	GCHM3	Producteur	2012		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'59.4 204" N	2°33'46.8 936" E	51		16,7	76,8			
CHAMPS-SUR-MARNE-1	GCSM-1	Producteur	18/08/2021		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°50'13. 0060" N	2°35'24.2 182" E					Abs	Abs	Abs
CHAMPS-SUR-MARNE-2	GCSM-2	Injecteur	18/08/2021		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°50'13. 0060" N	2°35'24.2 182" E							
CHATENAY-MALABRY 1	GCTM1	Injecteur	1984	Wed Jan 01 1997 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°46'1.86 24" N	2°15'23.0 346" E	9,4		16	67		Abs	Abs
CHATENAY-MALABRY 2	GCTM2	Producteur	1984	Wed Jan 01 1997 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°46'1.86 24" N	2°15'22.5 450" E	7,4		16	67,6		Abs	Abs
CHELLES 1	GCHE1	Injecteur	1986	Tue Nov 30 2010 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°52'7.05 11" N	2°35'46.8 287" E	27,4		15	66,2		Abs	Abs
CHELLES 2D	GCHE2D	Producteur	1986	Tue Nov 30 2010 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°52'7.05 22" N	2°35'46.3 376" E	32	1,6	15	70,8		Abs	Abs
CHELLES 3	GCHE3	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'7.05 29" N	2°35'46.8 085" E	43,6		17	69,6		6433	20959
CHELLES 4	GCHE4	Injecteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'7.05 40" N	2°35'46.3 178" E	66,3		22,3	57,3		6433	20959
CHEVILLY-LARUE 1	GCHL1	Injecteur	1984	En fonctionnement	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'12.8 604" N	2°21'58.8 456" E	13,03	0,9	10	73,2 (sabot)/ 75,4 (toit réservoir r)	28300	12969 7	Oui
CHEVILLY-LARUE 2	GCHL2	Producteur	1984	En fonctionnement	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'12.6 340" N	2°21'58.5 029" E	22,5	1,73	15	74,1 (sabot)/ 77,2 (toit réservoir r)	28300	12969 7	Oui
CLICHY-BATIGNOLLES 1	P1-ST	Producteur	2014		Actif	CRETA CE INF	48°53'41.3 686" N	2°18'31.2 869" E				27,3		6234	17665
CLICHY-BATIGNOLLES 2	P2	Injecteur	2014		Actif	CRETA CE INF	48°53'30.1 434" N	2°18'39.0 452" E				27,3		6234	17665
CLICHY-SOUS-BOIS 1	GCL1	Producteur	1982	Thu Mar 19 2015 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°54'46.4 134" N	2°32'43.7 575" E	30,68		13,2	70,8		Abs	Abs
CLICHY-SOUS-BOIS 2D	GCL2D	Injecteur	1981	Thu Mar 19 2015 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°54'46.7 914" N	2°32'44.2 198" E	33,6		14,9	70,4		Abs	Abs
COUDRAY-MONTCEAUX	F1		1993			CRETA CE	48° 34' 9" N	2° 28' 46" E						Abs	Abs
COULOMMIERS 1	GCO1	Producteur	1980	Tue May 01 2012 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°49'23.4 109" N	3°5'53.21 04" E	52,48		15,2	85,4		Abs	Abs
COULOMMIERS 2	GCO2	Injecteur	1980	Tue May 01 2012 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°49'23.4 066" N	3°5'53.84 76" E	53,72		15	85,2		Abs	Abs
COULOMMIERS 3	GCO3	Producteur	2011		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'24.9 463" N	3°5'54.94 85" E	50,5		14,8	85		3818	37501
COULOMMIERS 4	GCO4	Injecteur	2011		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'24.9 456" N	3°5'55.53 71" E			12,3	67,35		3818	37501
CRETEIL MONT MESLY 1	GCRT1	Producteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'16.5 648" N	2°27'52.8 080" E	30		14	78,9		19693	59928
CRETEIL MONT MESLY 2	GCRT2	Injecteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'16.8 564" N	2°27'52.6 129" E	33		15,8	77,9		19693	59928
DAMMARIE-LES-LYS 1	GDAM1	Producteur	2017		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°31'18.0 638" N	2°38'11.2 733" E	53			72,8		3500	35111
DAMMARIE-LES-LYS 2	GDAM2	Injecteur	2017		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°31'18.2 899" N	2°38'11.0 623" E	46,9			72,7		3500	35111
EPINAY-SOUS-SENART 1	GESS1	Injecteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°41'45.0 596" N	2°30'54.5 699" E	53,6			75,2		5850	35952
EPINAY-SOUS-SENART 2	GESS2	Producteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°41'45.0 604" N	2°30'54.0 806" E	50,6			75,2		5850	35952

EVRY 1	GEV1	Producteur	1981	Thu Jan 01 1998 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°37'44.2 866" N	2°24'49.8 676" E	16,6			71,8	Abs	Abs	Abs
EVRY 2D	GEV2D	Injecteur	1982	Thu Jan 01 1998 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°37'28.7 828" N	2°23'51.6 829" E	7,6	8,25	14	70,9			
FONTAINEBLEAU 1	GFO1	Producteur	1982	Tue Jan 01 1991 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°24'15.7 939" N	2°41'47.1 509" E	2,7		12,7	74,2	Abs	Abs	Abs
FONTAINEBLEAU 2	GFO2	Injecteur	1982	Tue Jan 01 1991 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°24'15.5 693" N	2°41'47.4 994" E	5,7		13	73,2			
FRESNES 1	GFR1	Injecteur	1986		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°45'21.8 660" N	2°19'52.3 351" E	10,6	1,21	13	71,7 (Sabot)			
FRESNES 2	GFR2	Producteur puis Injecteur	1986		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°45'21.9 888" N	2°19'51.8 797" E	14,8	1,58	16	74,3 (Sabot)	9602	51017	Oui
FRESNES 3	GFR3	Producteur	2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°45'13.2 336" N	2°19'51.9 150" E	17,4	3,08	21,5	74,8 (Sabot)/ 76,5 (2268 MD)			
GARGES-LES-GONESSE 1	GGAR1	Injecteur	1984	Tue Dec 01 1987 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°58'38.4 359" N	2°24'19.7 482" E	82,7		16,6	67,7	Abs	Abs	Abs
GARGES-LES-GONESSE 2	GGAR2	Producteur	1984	Tue Dec 01 1987 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°58'38.7 275" N	2°24'19.5 026" E	52,8		18,5	65,5			
GRIGNY 1	GGR1	Producteur	2016		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°39'6.10 24" N	2°23'45.8 002" E	12,3	0,8	15	72			
GRIGNY 2	GGR2	Injecteur	2016		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°39'5.90 80" N	2°23'46.1 904" E	5	0,54	14	72	11107	66676	Non
GRIGNY 3	GGR3	Injecteur	2017		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°39'5.71 36" N	2°23'46.5 810" E	18	1,5	16	73,2			
ISSY LES MOULINEAUX	Abs	Abs	2012		Actif	CRETA CE	48°49'00.8 "N	2°16'04.0" E					627 logements et 40 000 m2 de bureaux	10981	Oui
ISSY LES MOULINEAUX	Abs	Abs	2012		Actif	CRETA CE	48°49'00.8 "N	2°16'04.0" E							
IVRY-SUR-SEINE 1	GIV1	Injecteur	1983	Tue Feb 01 1994 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°48'54.6 023" N	2°24'22.7 196" E	33,5		15	65	Abs	Abs	Abs
IVRY-SUR-SEINE 2	GIV2	Producteur	1983	Tue Feb 01 1994 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°48'54.3 758" N	2°24'22.3 762" E	37,2		15	64,8			
IVRY-SUR-SEINE 3	GIV3	Injecteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'2.50 97" N	2°24'13.6 739" E	36,7		22,1	66,8	1500	35660	Non
IVRY-SUR-SEINE 4	GIV4	Producteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°49'2.31 56" N	2°24'13.9 187" E	49,4		23,3	64,6			
LA CELLE ST CLOUD 1	GLC1	Producteur	1982	Sun Jan 01 1989 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°50'46.0 406" N	2°6'53.43 73" E	15,5			62,1	Abs	Abs	Abs
LA CELLE ST CLOUD 2	GLC2	Injecteur	1982	Sun Jan 01 1989 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°50'45.9 377" N	2°6'54.60 23" E	13,4		12,7	60,6			
LA COURNEUVE NORD 1	GLCN1	Injecteur	1982	Ancien doublet arrete depuis 2012. Nouveau producteur en 2011 et nouvel injecteur en 2017	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'48.1 249" N	2°24'7.36 49" E	27,3		15,4	56,6	Abs	Abs	Abs
LA COURNEUVE NORD 2	GLCN2	Producteur	1983	Ancien doublet arrete depuis 2012. Nouveau producteur en 2011 et nouvel injecteur en 2017	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'48.6 196" N	2°24'7.44 16" E	18,9		15,8	58,4			
LA COURNEUVE NORD 3	GLCN3	Producteur	2011		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°55'51.6 018" N	2°24'8.99 60" E	50			58,9	3559	35804	Oui
LA COURNEUVE NORD 4	GLCN4	Injecteur	2017		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°55'51.3 343" N	2°24'8.99 28" E	24,5		23,9	57,4			

LA COURNEUVE SUD 1	GLCS1	Producteur	1980		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°55'39.6 610" N	2°23'1.85 86" E	14,7		14,6	58,1	3559	5660	Oui
LA COURNEUVE SUD 2	GLCS2	Injecteur	1980		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°55'40.0 782" N	2°23'2.28 16" E	33,3		14,6	57,9			
LA PORTE ST CLOUD 1	GPSC1	Injecteur	1982	Sat Jul 01 1989 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°50'16.1 819" N	2°15'56.4 631" E	34,5		15,8	61,5	Abs	Abs	Abs
LA PORTE ST CLOUD 2	GPSC2	Producteur	1982	Sat Jul 01 1989 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°50'15.8 582" N	2°15'56.4 635" E	39,2			61,9			
LA VILLETTE 1D	GLAV1 D	Injecteur	1983		Non exploité	JURASSIQUE MOYEN	48°53'44.4 728" N	2°23'33.0 414" E	24,5		15,6	57,3	Abs	Abs	Abs
LA VILLETTE 2D	GLAV2 D	Producteur	1983		Non exploité	JURASSIQUE MOYEN	48°53'44.1 496" N	2°23'32.5 010" E	17,6		14,6	56,9			
LE BLANC-MESNIL 1D	GBMN1 D	Producteur	1983	Fri Dec 30 2011 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'2.13 84" N	2°27'19.4 227" E	56		14	67,5	Abs	Abs	Abs
LE BLANC-MESNIL 2D	GBMN2 D	Injecteur	1983	Fri Dec 30 2011 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°57'2.17 12" N	2°27'18.9 310" E	75		17	65,6			
LE BLANC-MESNIL 3	GBMN3	Producteur	2016		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'2.16 86" N	2°27'18.6 008" E	50		20,6	69,4	4000	23445	Oui
LE BLANC-MESNIL 4	GBMN4	Injecteur	2016		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'2.16 65" N	2°27'18.1 094" E	106		20,3	64,4			
LE MEE-SUR-SEINE 1	GLMS1	Producteur	1977	Tue Aug 31 2010 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°32'38.5 732" N	2°37'56.7 221" E	47,3		14	70	Abs	Abs	Abs
LE MEE-SUR-SEINE 2	GLMS2	Injecteur	1978	Tue Aug 31 2010 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°32'48.9 588" N	2°37'6.48 73" E	50,7		13,7	72,2			
LE-MEE-SUR-SEINE 3	GLMS3	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°32'27.9 103" N	2°37'58.9 408" E	41,2			73,6	6827	53054	Oui
LE-MEE-SUR-SEINE 4	GLMS4	Injecteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°32'27.8 682" N	2°37'58.5 469" E	27,6			70,85			
LE PLESSIS-ROBINSON	Abs	Abs	2012		Actif	CRETACE	48°46'40.2 "N	2°15'08.3" E					4000	8172	Abs
LE PLESSIS-ROBINSON	Abs	Abs	2012		Actif	CRETACE	48°46'40.2 "N	2°15'08.3" E							
L'HAY LES ROSES 1	GHLR1	Injecteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'20.2 548" N	2°20'38.6 722" E	18,27	2,15	15	73,2 (sabot)/ 73,6 (fdp)	28300	129697	Oui
L'HAY LES ROSES 2	GHLR2	Producteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'20.2 548" N	2°20'39.1 621" E	17,5	2,18	15	74,1 (sabot)/ 74,8 (toit réservoir)			
MAISONS ALFORT 1	GMA1	Producteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°48'5.91 62" N	2°26'24.7 290" E	34,5		17	72,4	6961	38261	Oui
MAISONS ALFORT 2	GMA2	Injecteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°48'6.01 27" N	2°26'25.2 193" E	55,4		16	69			
MAISONS ALFORT 3	GMA3	Producteur	1985		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'14.3 336" N	2°26'0.51 72" E	36,3	1,9	19	73,3	5469	30062	Oui
MAISONS ALFORT 4	GMA4	Injecteur	1985		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'14.6 573" N	2°26'0.41 96" E	19,2	2,4	16,1	72,6			
MEAUX BEAUVAL 1	GMX5	Producteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'6.73 74" N	2°55'33.7 832" E	75,4		14,1	77,6	4931	37931	Oui
MEAUX BEAUVAL 1	GMX6	Injecteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'7.12 58" N	2°55'34.0 777" E	79,4		15	78			
MEAUX BEAUVAL 1	GMX10	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'3.66 16" N	2°55'33.1 486" E	74,7		15,3	79,1			
MEAUX BEAUVAL 2	GMX7	Injecteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'52.1 239" N	2°55'12.8 662" E	57		16	78,1			

MEAUX BEAUVAL 2	GMX8	Producteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'52.1239" N	2°55'12.8662" E	76		19,1	77,7			
MEAUX BEAUVAL 2	GMX11	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°57'3.6616" N	2°55'33.1486" E	101		17	77,5			
MEAUX COLLINET 1	GMX1	Producteur	1981		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'27.6004" N	2°54'3.0089" E	77,3		18,1	79,3	1096	12157	Oui
MEAUX COLLINET 2	GMX2	Injecteur	1981		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'21.9077" N	2°54'8.4974" E	70,5		18,5	77,7			
MEAUX HOPITAL 3	GMX3	Injecteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°58'4.8695" N	2°53'33.4313" E	54,7		19	76,5	4030	21571	Oui
MEAUX HOPITAL 4	GMX4	Injecteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°58'6.5032" N	2°53'30.3515" E	41,3		18,5	75,6			
MEAUX HOPITAL 9	GMX9	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°58'7.0291" N	2°53'28.0615" E	57		19,5	76,4			
MELUN L'ALMONT 1	GMEL1	Injecteur	1969		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°32'25.7273" N	2°40'50.5099" E	37,5			71,5	Abs	Abs	Abs
MELUN L'ALMONT 2D	GMEL2	Producteur	1969		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°32'25.7266" N	2°40'50.7536" E	37,5			72			
MELUN L'ALMONT 3	GMEL3	Injecteur	1989		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°32'30.5257" N	2°40'48.2027" E	74			74,7	8948	44728	Oui
MELUN L'ALMONT 4	GMEL4	Producteur	1995		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°32'30.2654" N	2°40'48.5911" E	90			70			
MONTGERON 1D	GMO1D	Injecteur	1980		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°41'53.6395" N	2°26'35.8894" E	27,5		16,9	70,2	1870	11761	Non
MONTGERON 2D	GMO2D	Producteur	1981		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°41'53.8008" N	2°26'36.3790" E	30,5			72,5			
NEUILLY SUR MARNE 1	GNSM1	Producteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'5.7043" N	2°32'39.7475" E	13			64,7	5438	43259	Non
NEUILLY SUR MARNE 2	GNSM2	Injecteur	2013		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'5.5758" N	2°32'39.3058" E	37			63,2			
ORLY 1	GOR1	Injecteur	1981	Wed Dec 14 2011 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°45'0.1861" N	2°25'6.9431" E	60		14,1	76	Abs	Abs	Abs
ORLY 2	GOR2	Producteur	1981	Wed Dec 14 2011 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48° 45' 0" N	2° 25' 7" E	35		11,3	76,9			
ORLY 2 LE NOUVELET 3	GOR3	Producteur	1985	Fri Jul 01 2005 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°44'29.9461" N	2°24'22.8398" E	13,9		13,8	76,9	Abs	Abs	Abs
ORLY 2 LE NOUVELET 4	GOR4	Injecteur	1985	Fri Jul 01 2005 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°44'30.2698" N	2°24'22.8402" E	22,2		13,5	77,1			
ORLY 2 LE NOUVELET 5	GOR5	Injecteur	2007		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°44'29.7438" N	2°24'23.2146" E				62,3	10278	65530	Non
ORLY 2 LE NOUVELET 6	GOR6	Producteur	2007		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°44'29.5174" N	2°24'23.3611" E				77			
ORLY ADP 1	GADP1	Producteur	2010		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°44'0.5111" N	2°22'4.8706" E	14	Voir DOE (p.77)	12	75	6631	15693	Non
ORLY ADP 2	GADP2	Injecteur	2010		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°44'0.7" N	2°22'7.8" E	14 ou 17, 3		11,3	75,1			
PASSY (Fontaine Lamartine)	F		1955			CRETA CE	48°50'0.3815" N	1°55'49.3666" E					Abs	Abs	Abs
PROVINS 1	GPR1	Injecteur	1982			JURASSIQUE SUPERIEUR	48°32'49.2547" N	3°17'24.7013" E					Abs	Abs	Abs
RIS-ORANGIS 1	GRO1	Injecteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°38'35.9513" N	2°24'3.5381" E	20,6		15	71,9	596	23655	Oui
RIS-ORANGIS 2D	GRO2D	Producteur	1982		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°38'35.6276" N	2°24'3.5377" E	22,7		15	71,9			

RIS-ORANGIS 3	GRO3	Producteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°38'35.7824" N	2°24'4.0626" E	9,16	1,27	15,1	72,6			
ROSNY-SOUS-BOIS 1	GRNY1	Producteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'53.7002" N	2°28'23.1776" E	22,5		15,8	60,5	6256	51081	Non
ROSNY-SOUS-BOIS 2	GRNY2	Injecteur	2015		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°52'53.4410" N	2°28'23.6186" E	18,2		16,9	60,2			
REUIL-MALMAISON 1	GRU-1	Producteur	2021		EN PROJET	JURASSIQUE MOYEN	Abs	Abs					Abs	Abs	Abs
REUIL-MALMAISON 2	GRU-2	Injecteur	2021		EN PROJET	JURASSIQUE MOYEN	Abs	Abs							
SAINT-GERMAIN-EN-LAYE	SGL	Producteur	2011		Actif	CRETACE	48°54'6.0084" E	2°3'48.4265" N					Abs	Abs	Abs
SEVRAN AULNAY 1D	GSA1D	Producteur	1982	Fri Sep 01 1989 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'49.8986" N	2°30'50.1858" E	26,42		13,2	69	Abs	Abs	Abs
SEVRAN AULNAY 2D	GSA2D	Injecteur	1982	Fri Sep 01 1989 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°55'49.8000" N	2°30'50.9717" E	21,36		14	70,7			
SUCY-EN-BRIE 1	GSUC1	Producteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'18.5822" N	2°31'17.5908" E	113,8		15	78,8	3000	27033	Non
SUCY-EN-BRIE 2	GSUC2	Injecteur	1984		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'18.4274" N	2°31'13.1329" E	110,8		15	78,1			
SUCY-EN-BRIE 3	GSUC3	Producteur	2008		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°46'19.0891" N	2°31'18.4699" E	109,5		15	71,2			
THIAIS 1	GTHI1	Producteur	1985		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°45'27.2750" N	2°23'33.2214" E	20,08		13,9	75,4	4000	34699	Non
THIAIS 2	GTHI2	Injecteur	1985		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°45'27.2754" N	2°23'32.7318" E	26,17		13	78,5			
TREMBLAY-EN-FRANCE 3	GTRE3	Producteur	2015	Wed Apr 20 2016 00:00:00 GMT+0200	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'49.8498" N	2°34'33.4884" E	73,6		19,2	75,1	4369	39069	Non
TREMBLAY-EN-FRANCE 4	GTRE4	Injecteur	2015	Wed Apr 20 2016 00:00:00 GMT+0200	Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°56'50.0726" N	2°34'33.3440" E	43,7		18,2	74,4			
TREMBLAY-LES-GONESSE 1D	GTRE1D	Producteur	1984	Wed Apr 20 2016 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°56'49.7756" N	2°34'32.3674" E	45		14,5	73,9	Abs	Abs	Abs
TREMBLAY-LES-GONESSE 2D	GTRE2D	Injecteur	1984	Wed Apr 20 2016 00:00:00 GMT+0200	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°56'49.6154" N	2°34'31.6783" E	58,6		15,1	74,2			
VAL-MAUBUEE 1	GVM1	Producteur	2011		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°50'20.6567" N	2°38'50.4046" E	41,5		15,8	72,8	6462	48246	Non
VAL-MAUBUEE 2	GVM2	Injecteur	2011		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°50'20.6228" N	2°38'50.0125" E	34		16,5	72,1			
VAUX LE PENIL 1	GVL1P1	Injecteur	1983	Thu Jan 01 1998 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°31'56.6281" N	2°41'31.0106" E	55			71,9	Abs	Abs	Abs
VAUX LE PENIL 2	GVL1P2	Producteur	1983	Thu Jan 01 1998 00:00:00 GMT+0100	A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°31'56.6296" N	2°41'30.5232" E	55			71,9			
VELIZY						JURASSIQUE MOYEN	Abs	Abs					Abs	Abs	Abs
VELIZY						JURASSIQUE MOYEN	Abs	Abs							
VIGNEUX-SUR-SEINE 1	GVS1	Producteur	1984		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°42'34.5024" N	2°24'48.6079" E	21		15,9	72,9	Abs	Abs	Abs
VIGNEUX-SUR-SEINE 2D	GVS2D	Injecteur	1984		A l'arrêt	JURASSIQUE MOYEN	48°42'34.4279" N	2°24'48.8279" E	24,2		12,3	73,5			
VIGNEUX-SUR-SEINE 3	GVS3	Producteur	2018		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°42'35.0492" N	2°24'38.3306" E				73,7	3535	31141	Non
VIGNEUX-SUR-SEINE 4	GVS4	Injecteur	2018		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°42'35.0489" N	2°24'38.7950" E				72,8			
VILLEJUIF 1	GVIL1	Injecteur	2014		Actif	JURASSIQUE MOYEN	48°47'45.0211" N	2°21'22.1504" E	4,9	0,748	8	66,2 (sabot)/69,1	28300	129697	Oui

Annexe II : Tableau récapitulatif des puits utilisés au cours de l'étude des formations du Bathonien du centre du Bassin de Paris.

Ce tableau liste les différents puits présents et utilisé dans la zone d'étude de sub-surface du modèle du centre du Bassin de Paris. Les puits de Sergines et Berthuis y apparaissent également bien que hors zone car ils ont servi à la caractérisation des faciès et de la stratigraphie séquentielle de la zone. Ce tableau résume le nom (Name) et l'abréviation de chaque puits (UWI), le nombre de lames minces sur carottes ou cuttings produits (Thin-sections), la localisation de la tête de puits (Surface X, Surface Y, Latitude, Longitude), la référence à partir de laquelle est mesurée la profondeur (Well datum name) et la hauteur du puits par rapport au niveau de la mer (well datum value), la profondeur finale du puits (TDSS) la longueur finale du puits (TD), la localisation du fond du puits (Bottom hole X et Y), l'inclinaison maximale du puits (Max inc), l'origine des données (Neuralog® si numérisé sur Neuralog® au cours de cette thèse, BRGM ou GeoFluid), et enfin le détail des différentes diagraphies observables dans les puits.

Name	UWI	Thin-sections produced	Well symbol	Surface X	Surface Y	Latitude	Longitude	Well datum name	Well datum value	TD (TVDSS)	TD (MD)	Bottom hole X	Bottom hole Y	Max inc	Neuralog®	BRGM	GeoFluid	GR	DT	Porosity (plugs)	Model Porosity	Permeability (plugs)	Model Permeability	Facies	Salinity	Pressure	Temperature	SP	NPHI	NPOR	NEUT	SPHI	ILD	LLS	LLD	MSFL	RMICRO	RHOB	DEN	DRHO	MINOR	PEF	LLD1	T2LM	KSDR	Flow	KSDR FINAL	Caliper	
AEROPO RT DE PARIS 1	GADP- 1	6	Geothermal	453 670 .75	539 750 9.80	48° 43'4 4.00 00" N	2°2 2'12 .000 0"E	Ground level	86.0	167 7.2	195 0.0	453 851. 65	539 682 0.12	34.4 0	✓	✓	x	Yes	No	No	Yes	No	No	Yes	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	
AEROPO RT DE PARIS 2	GADP- 2	5	Geothermal	453 670 .75	539 750 9.80	48° 43'4 4.00 00" N	2°2 2'12 .000 0"E	Ground level	86.0	165 4.5	191 8.0	453 486. 02	539 819 0.93	32.1 0	✓	✓	x	Yes	No	No	Yes	No	No	Yes	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No
ALFORT VILLE 1	GAL1		Geothermal	457 939 .56	540 284 9.17	48° 46'3 8.00 00" N	2°2 5'39 .000 0"E	Ground level	35.0	170 0.1	217 0.0	458 215. 55	540 178 9.02	52.7 5	✓	x	x	No	No	No	No	No	No	Yes	Yes	Yes	Yes	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No

Annexe III : Tableau récapitulatif des températures et salinités de puits utilisés au cours de l'étude.

Les valeurs de température et de salinité ont été pour la plupart récupérées dans les rapports de fin de sondage (RFS).

WELLS	Profondeur mesurée - MD (m)	Température (°C)	Salinité (g.l-1)
Aéroport de Paris 1	1814	75	13
Aéroport de Paris 2	1815	65,9	13,1
Arcueil-Gentilly 1	1695	62	17,2
Arcueil-Gentilly 2	1695	62	17
Auvernaux 1	1618		7
Auvernaux 101D	1620		7
Bagneux 1	1763	62,8	15,8
Bagneux 2	1801	66,4	14,8
Bois-Brulés 1	1799		11
Bonneuil-sur-Marne 4	1900	78,8	
Bonneuil-sur-Marne 1D	1997	79,3	22,1
Champigny-sur-Marne 1	2015	78,8	25,3
Champigny-sur-Marne 2	1955	73,9	25,6
Combs la ville 1	1705		18
Créteil Mont-Mesly 1	1849	78,9	23,5
Créteil Mont-Mesly 2	1847	78,9	23
Croissy-Beaubourg 1D	2065		19
Dammarie-la-lys 1	1905	72,8	16,1
Dammarie-la-lys 2	1896	72,7	
Epinay-sous-Sénart 1	1835	75,2	14,9
Epinay-sous-Sénart 2	1850	75,2	14,1
Evry 1	1589	71,8	10,1
Evry 2D	1615	70,9	12
Fresnes 1D	1796	72,2	13,6
GCAH-1	1965	65,5	18,2
GCAH-2	1948	63,4	21,8
Grigny 1	1935	72	10,66
Grigny 2	1956	72	8,5
Grigny 3	2056	72	10,53
Grisy 1	1730	77	19,5
Ivry-sur-Seine 2	1611	64,8	18,9
L'Hay-les-Roses 1	1875	73,2	14,9
L'Hay-les-Roses 2	1725	74,1	16,2
Le Mée sur Seine 1	1682	70	13
Le Mée sur Seine 2	1695	72,2	

Le Mée sur Seine 3	1875	73,6	
Le Mée sur Seine 4	1825	70,85	
Longjumeau 1	1545		10
Maisons-Alfort 1	1867	72,4	21,7
Maisons-Alfort 2	1829	69	22
Marchais 1	1645		9,36
Marolles-en-Hurepoix 1	1492		16,5
Marolles-en-Hurepoix 5	1495		14,5
Montgeron 1D	1750	70,2	
Montgeron 2D	1747	72,5	11,6
Neuilly-sur-Marne 2	1911	63,2	
Orly 2 le Nouvelet 3	1780	76,9	15,3
Orly 2 le Nouvelet 4	1857	77,1	15,3
Perthes 2	1690		7,6
Ris-Orangis 2D	1792	71,9	9,8
Ris-Orangis 3	1960	72,6	10,7
Rosny-sous-Bois 1	2021	60,5	18,7
Rosny-sous-Bois 2	1959	60,2	18,1
Sucy-en-Brie 1	1809	78,8	26,1
Sucy-en-Brie 2	1885	78,1	26,4
Thiais 1	1770	75,4	17,6
Thiais 2	1790	78,5	17
Vaux-le-Penil 1	1638	71,9	
Vert-le-Petit 1D	1698		15
Vigneux-sur-Seine 2D	2180	73,5	10,5
Vigneux-sur-Seine 3	1805	73,7	
Vigneux-sur-Seine 4	1790	72,8	
Villejuif 1	1963	66,2	17,6
Villejuif 2	2085	70,6	16,7
Villejust 1	1545		11,8
Villeneuve-Saint-Georges 1	1834	77,5	18,7
Villeneuve-Saint-Georges 2	1855	76,5	17
Cachan doublet nord 2 (GCDN-2)	1620	69,5	16,5
Champigny-sur-Marne 3	2015	76,8	26,7
Cachan doublet sud 2 (GCDS-2)	2258	70	16,5
Melun 2D	2285	72	
Fresnes 2D	1828	74,3	14,4
Alfortville 1	2037	75,2	19,4
Alfortville 2	1660	75,2	20,3
Maisons Alfort 4	1783	72,6	18
Sucy-en-Brie 3	1985	71,2	27
Vigneux-sur-Seine 1	1572	72,9	10,5
Somme = 76		65	66

Annexe IV : Article scientifique GSA Bulletin

Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallowly buried sandstone reservoirs: Key role of the source-to-sink context

Note : Lors du stage de M2 et au début de la thèse, l'étude des formations réservoir du Bassin de Paris envisagées était plus large. Une partie de l'étude a été effectuée sur les réservoirs silicoclastiques du Néocomien. Lors de l'étude des réservoirs Néocomien, j'ai pu décrire et lever les logs de cinq carottes, décrire des échantillons et des lames minces, décrit les faciès et effectué une étude DRX sur les échantillons. Ces travaux ont fait l'objet d'une publication dans GSA bulletin visible ci-dessous, et trouvable sous le lien suivant : <https://doi.org/10.1130/B35865.1>

Virolle, M., Brigaud, B., Beaufort, D., Patrier, P., Abdelraham, E., Thomas, H., Portier, E., Samson, Y., Bourillot, R., Féliès, H., 2022. Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallow-buried sandstone reservoirs: key role of the source-to-sink context. Geological Society of America Bulletin, 134, 739–761 <https://doi.org/10.1130/B35865.1>

Abstract : La chlorite est reconnue dans le monde entier comme un minéral clé qui empêche le développement de quartz dans les réservoirs de grès profondément enfouis. La chlorite riche en fer est principalement formée par la transformation d'un minéral argileux précurseur; cependant, peu d'études se sont concentrées sur les premières étapes avant la cristallisation de la chlorite. Cette étude a analysé des grès côtiers peu profondément enfouis (400-1000 m) provenant des formations Wealdiennes du Bassin de Paris. La berthierine, un minéral argileux trioctaédrique de 7 Å appartenant au groupe de la serpentine, ayant approximativement la même chimie que la chlorite, mais une structure cristalline différente. Elle a été identifiée dans un puits de 900 m de profondeur mais pas dans un second puits atteignant 400 à 600 m de profondeur. La berthierine a été principalement observée sous forme de couches d'argile autour de grains détritiques avec une texture caractéristique en nid d'abeille. Les observations nanopédrographiques suggèrent que l'organisation texturale en nid d'abeille des particules d'argile trouvées dans les réservoirs de grès enfouis plus

profondément (>1500 m) est acquise à partir d'un précurseur de berthierine à faible profondeur. Cependant, de petites quantités de surcroissances de quartz sont observées à la surface des grains détritiques à faible profondeur et à basse température (inférieure à 40 °C), et on pense que les coatings précurseurs de berthierine sont principalement responsables de l'inhibition des surcroissances de quartz avant la formation de chlorite riche en fer. Cela suggère que le minéral clé qui contrôle principalement la qualité des réservoirs de grès profondément enfouis est la berthierine plutôt que la chlorite riche en fer, ce qui remet en question l'affirmation communément admise selon laquelle le coating de chlorite est le principal processus qui inhibe les proliférations de quartz. Le contexte source-puits du Bassin de Paris au Crétacé inférieur a été décisif en ce qui concerne l'approvisionnement du centre du bassin en sables et en précurseurs d'argile à berthierine (en particulier la kaolinite et les minéraux argileux hydroxy-intercalés riches en fer).

Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallowly buried sandstone reservoirs: Key role of the source-to-sink context

Maxime Virolle¹, Benjamin Brigaud^{1,†}, Daniel Beaufort², Patricia Patrier², Eid Abdelrahman², Hadrien Thomas¹, Eric Portier^{1,3}, Yann Samson⁴, Raphaël Bourillot⁵, and Hugues Féliès⁵

¹Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

²Université de Poitiers, CNRS, UMR 7285 IC2MP, 6 rue M Brunet, TSA 51106, 86073 Poitiers cedex 9, France

³CV Associés Engineering, 7 chemin de la Marouette, 64100 Bayonne, France

⁴Storengy, 12 rue Raoul Nordling, CS 7001, 92274 Bois-Colombes Cedex, France

⁵Géoressources et Environnement, ENSEGID, Bordeaux INP, Université Bordeaux Montaigne, Pessac 33607, France

ABSTRACT

Chlorite is recognized worldwide as a key mineral that inhibits the development of quartz cement in deeply buried sandstone reservoirs. Iron-rich chlorite is mainly formed by the transformation of a precursor clay mineral; however, few studies have focused on the early stages before the crystallization of chlorite. This study analyzed shallowly buried (400–1000 m) coastal sandstones from within the Wealden Group of the Paris Basin. Berthierine, a 7 Å trioctahedral clay mineral belonging to the serpentine group, approximately with same chemistry as chlorite but a different crystal structure, has been identified in a 900-m-deep well but not in a 400–600-m-deep well. Berthierine has mainly been observed as clay coatings around detrital grains with a typical honeycomb texture. Nanopetrographic observations suggest that the honeycomb textural organization of the clay particles found in deeper buried sandstone reservoirs (>1500 m) is acquired from a berthierine precursor at shallow depths. However, small amounts of quartz overgrowths are observed on the surface of detrital grains at shallow depths and low temperature (below 40 °C), and it is believed that precursor berthierine coatings are primarily responsible for the inhibition of quartz overgrowths before Fe-rich chlorite is formed. This suggests that the key mineral primarily controlling the reservoir quality of deeply buried sandstone reservoirs

is berthierine rather than iron-rich chlorite, which challenges the commonly accepted assertion that chlorite coating is the main process that inhibits quartz overgrowths. The source-to-sink context of the Paris Basin during the Early Cretaceous was decisive with respect to the supply of sands and berthierine clay precursors (in particular kaolinite and iron-rich, hydroxy-interlayered clay minerals) to the center of the basin.

INTRODUCTION

Reservoirs located in estuarine formations include abundant chlorite coatings that contribute to the formation of complex heterogeneous reservoirs with moderate to excellent reservoir quality at burial depths of more than 2 km (Ehrenberg, 1993; Bloch et al., 2002; Worden and Morad, 2003; Dowe et al., 2012; Saïag et al., 2016; Worden et al., 2020). It has been demonstrated that authigenic chlorite enhances the reservoir quality in deeply buried sandstone reservoirs by inhibiting the development of quartz overgrowths (Pittman and Lumsden, 1968; Larese, et al., 1984; Dixon et al., 1989; Billault et al., 2003; Morad et al., 2010; Bahlis and De Ros, 2013; Bottig et al., 2017; Worden et al., 2020). Therefore, Fe-chlorite crystals that coat detrital sand grains play a decisive part in preserving unusually high primary intergranular porosity in these reservoirs (Ehrenberg, 1993; Anjos et al., 2003; Worden et al., 2020). Laboratory experiments reproducing mineral nucleation show that Fe-rich chlorite can form from the transformation of precursor clay minerals such as berthierine (an iron and aluminum-rich 7 Å trioctahedral clay mineral belonging to the serpentine group), odinite, or phyllite-V (Odin, 1988; Ehrenberg, 1993; Hornibrook and

Longstaffe, 1996; Ryan and Reynolds, 1996; Aagaard et al., 2000; Ryan and Hillier, 2002; Morad et al., 2010; Beaufort et al., 2015; Haile et al., 2015). Chlorite grain coats have been reported from a wide range of depositional environments, but Fe-chlorite is most commonly found in coastal estuarine and deltaic environments (Dowe et al., 2012; Wooldridge et al., 2017; Griffiths et al., 2018a; Worden et al., 2020). Recent studies confirm that early clay coats formed in modern estuarine environments are mainly composed of detrital clay aggregates (illite, chlorite, kaolinite, and sometimes dioctahedral smectite). So far, berthierine and odinite have not been observed, which suggests that they are not part of the initial sedimentary supply (Wooldridge et al., 2018; Griffiths et al., 2018a, 2018b, 2019; Virolle et al., 2019a).

Even if the chemical elements required for diagenetic Fe-chlorite crystallization did originate from the dissolution of the most reactive detrital minerals, it has been proposed that Fe-rich chlorite does not form directly from solutions by precipitation during eogenesis (Beaufort et al., 2015, and references therein). Instead, diagenetic chlorite is usually formed through complex chloritization processes that involve the formation of a precursor clay mineral (Odin and Matter, 1981; Ehrenberg, 1993; Morad et al., 2010; Worden et al., 2020). Aluminous silicates and iron-rich minerals of the serpentine group such as odinite and berthierine seem to be the primary precursor candidates (Odin, 1988; Ehrenberg, 1993; Hornibrook and Longstaffe, 1996; Ryan and Reynolds, 1996; Aagaard et al., 2000; Ryan and Hillier, 2002; Worden et al., 2020). It is believed that berthierine is either the product of direct neoformation or replacement during early diagenesis (Van Houten and Purucker, 1984) or that the green clay odinite evolves into berthierine

Benjamin Brigaud  <https://orcid.org/0000-0001-6961-2177>

[†]Corresponding author: benjamin.brigaud@universite-paris-saclay.fr.

GSA Bulletin; March/April 2022; v. 134; no. 3/4; p. 739–761; <https://doi.org/10.1130/B35865.1>; 17 figures; 3 tables; 1 supplemental file. published online 28 June 2021

For permission to copy, contact editing@geosociety.org
© 2021 Geological Society of America

739

during early diagenesis to produce the well-organized 7 Å structure (Odin, 1988; Hornibrook and Longstaffe, 1996). With increasing burial depth, these precursors are believed to then be transformed into chlorite via a mixed-layer mineral series under anoxic conditions (Hornibrook and Longstaffe, 1996; Beaufort et al., 2015; Worden et al., 2020).

Several authors have suggested that the formation of Fe-chlorite in sandstones requires sedimentary material that is essential for the formation of clay precursors such as reactive aluminous silicates and iron-rich minerals (Morad et al., 2010; Gould et al., 2010; Beaufort et al., 2015; Aja, 2019; Worden et al., 2020). Although green, Fe-rich marine sands composed of glauconitic minerals (Fe-bearing dioctahedral smectite, glauconitic smectite, glauconitic mica, odinite, and chamosite, an iron-rich 14 Å trioctahedral chlorite, are relatively well-known (Porrenga, 1967; Van Houten and Purucker, 1984; Odin, 1988; Hornibrook and Longstaffe, 1996) in both modern sediments and ancient sedimentary rocks, few studies have documented both the conditions (depth, temperature) and the timing of their formation throughout the shallow burial history of the clastic sediments. In addition, few of the studies document both the petrography and mineralogy of siliciclastic sediments having undergone incipient chloritization at burial depths of 1000 m or more (Hornibrook and Longstaffe, 1996; Tinseau, 2002). In particular, little is known of the origin of berthierine in modern sediments.

Although the clays trapped in modern estuarine sands have been extensively studied in recent years (Wooldridge et al., 2018; Griffiths et al., 2018b; Virolle et al., 2020; Worden et al., 2020), there is a gap in knowledge of the suites of reactions that lead to the transformation of detrital clays into chlorite precursors such as berthierine. Therefore, a case study of shallowly buried clastic sediments in which berthierine has not started its transformation into Fe-chlorite is critically needed to better understanding of the conditions in which this clay mineral precursor forms and initiates chloritization (Hornibrook and Longstaffe, 1996). Pisoids and pseudo-oids composed of berthierine have been identified in outcrops of the Wealden Group sediments in Southeast England (Taylor, 1990). In the Paris Basin, France, green clay minerals were reported in Wealden Group sandstones from core samples (Buissart et al., 1988). In the Paris Basin and in the Weald and Wessex Basins, UK, Lower Cretaceous Wealden Group sediments were mainly deposited in coastal settings that include fluvial, estuarine, deltaic, and shoreface depositional environments (Allen, 1959; Buissart et al., 1988; Allen and Wimbledon, 1991; Thiry et al., 2006; Akinlotan, 2016, 2017). The Wealden Group

sandstones of the Early Cretaceous period within the Paris Basin have not been well characterized in terms of sedimentology and mineralogy (Buissart et al., 1988).

The main goal of this paper is to provide petrographic and mineralogical analyses of green clay minerals in poorly consolidated Early Cretaceous sands having undergone shallow burial (at depths less than 1000 m) during the geological evolution of the Paris Basin. These characterizations will be compared with the results of recent studies that reported detrital clay coats around sands in modern coastal environments (Wooldridge et al., 2018; Griffiths et al., 2018a; Virolle et al., 2019b; Worden et al., 2020; Duteil et al., 2020). The Wealden sediments will be used as an analogue for the eogenetic processes that modern sands undergo. Five wells from the Wealden Group sandstones of the Paris Basin with burial depths ranging from 400 m to 1000 m have been selected to address the following questions related to sedimentology of the Wealden Group sandstones and early clay diagenesis in sandstones:

- (1) Do Wealden Group sandstones allow better characterization of the intermediate diagenetic stage between the formation of detrital clay coats and the crystallization of true Fe-rich chlorite in sandstone reservoirs?
- (2) What are the facies and depositional environments of the Wealden Group sandstones of the Paris Basin?
- (3) What are the clay mineral assemblages of the Wealden Group sandstones of the Paris Basin?
- (4) Are incipient quartz overgrowths present within this reservoir?
- (5) Do incipient pre-chloritization processes already limit the development of early quartz overgrowths?
- (6) What are the detrital clay minerals that are precursors to chloritization?
- (7) What is the source-to-sink context suitable for chloritization?

GEOLOGICAL SETTING

The Paris Basin is located in northern France and forms an intracratonic basin that is ~600 km in diameter. The maximum burial depth reaches ~3200 m in the central basin (Figs. 1A–1B; Guillocheau et al., 2000; Gély and Hanot, 2014). The basement of the Paris Basin is composed of Hercynian and Cadomian crystalline rocks covered by a series of sedimentary deposits laid down from the Triassic to the Miocene (Figs. 1A–1B; Guillocheau et al., 2000; Gély and Hanot, 2014). This basin is surrounded by four Paleozoic massifs: the Armorican Mas-

sif to the west, the Central Massif to the south, the Vosges Massif to the east, and the Ardennes Massif to the north. In its northwestern part, the basin extends from the English Channel to the Wessex and Weald Basins in England. Basin structures and sedimentary formations are very similar on both sides of the English Channel.

Tectonic activity in the Paris Basin ceased at the beginning of the Miocene (Bergerat et al., 2007). From the Early Jurassic to the Oligocene, sediments were deposited in a marine environment that was periodically coastal or lacustrine in a series of transgressive and regressive episodes. Since the Triassic period, the depositional environments have produced a multi-layered aquifer system made up of alternating permeable layers dominated by either lithified or poorly consolidated limestones and sandstones and less permeable layers consisting mainly of marls and clays (Fig. 1A, Mégnien and Mégnien, 1980). During the Early Cretaceous, geological structures of the Paris Basin were controlled by the progressive opening of the North Atlantic Ocean and by the earliest effects of the convergence of the Eurasian and African plates (Guillocheau et al., 2000). During the Early Cretaceous, sedimentation was marked in the Weald, Wessex, and Paris Basins by coastal estuarine to fluvial deposits (Fig. 1C; Dercourt et al., 2000). Paleogeographic reconstructions show that the northeastern Paris Basin was located at tropical to subtropical latitudes during the Late Jurassic–Early Cretaceous (28–35°N; Dercourt et al., 2000). In England, Wealden Group sediments can reach a thickness of ~800–900 m as on the Isle of Wight (Allen, 1959). The thickness of the Wealden Group sandstones appears to be considerably reduced in the central part of the Paris Basin, where it never exceeds 200 m (Buissart et al., 1988). Corresponding deposits on the northeastern edges of the Paris Basin are absent (Thiry et al., 2006). The deposition area during the Early Cretaceous was reduced to a NW–SE-oriented trough connected to the Tethys Sea (Fig. 1C; Buissart et al., 1988; Thiry et al., 2006). During the Early Cretaceous, the Wealden trough extended from the Land of Bray, west of Beauvais, to Burgundy, the region around Dijon (Thiry et al., 2006). Jurassic formations cropped out on both sides of the gutter and were subject to weathering based on the presence of lateritic soils (Thiry et al., 2006). Alternating transgressive/regressive periods influenced the Wealden Group sands that are either (1) continental or (2) marine-shallow marine to coastal (Mégnien and Mégnien, 1980; Rusciadelli, 1996). Wealden Group sandstones represent several second order transgressive/regressive sequences (Rusciadelli, 1996). Up to six second order transgressive/regressive facies cycles have been identified within

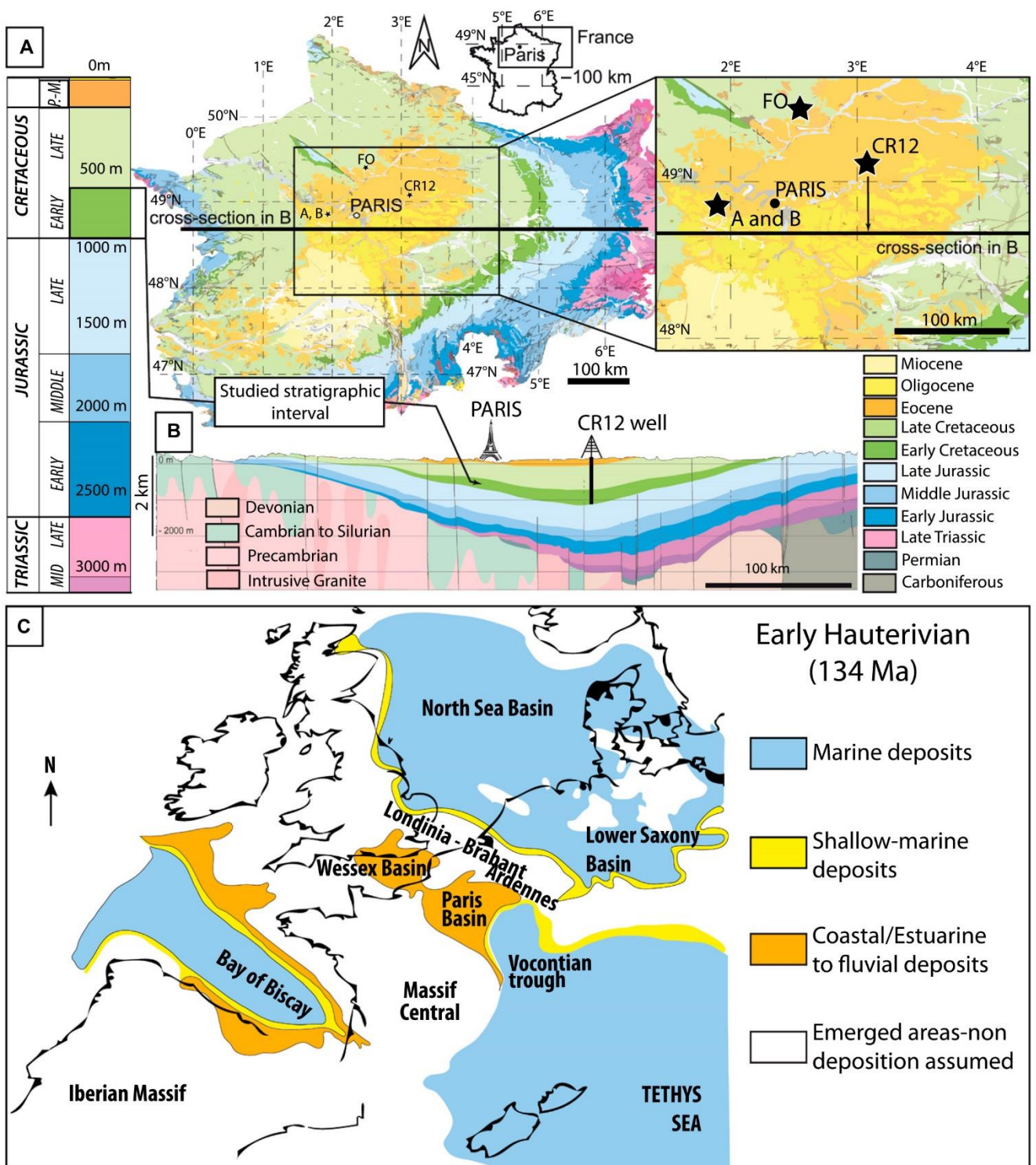


Figure 1. (A) Geological map and generalized column for the Paris Basin (scale 1:1,000,000) show the locations (black stars) of the five Wealden Group sandstone wells examined in this study. FO—Fouilleuse wells (FO-01 and FO-06), Beynes wells (A and B), and CR—Crouy-sur-Ourcq well (CR12). (B) West-east geological cross-section of the Paris Basin is modified after Gély and Hanot (2014). Well CR12 is projected onto the cross-section. (C) Palaeogeographical map of the Paris Basin during the Hauterivian stage (modified from Dercourt et al., 2000).

the overall first order Early Cretaceous transgressive phase (Jacquin et al., 1998). The top of the Wealden Group sandstones is capped by a low-permeability layer known as the Aptian shale (Jacquin et al., 1998). The Lower Cretaceous Wealden Group sandstones of the Paris Basin form a strategic reservoir unit that could supply drinking water to Paris. At depths greater than 500–600 m, this formation is also a potential target for the future development of deep geothermal energy around Paris (Bel et al., 2012). Away from Paris, the Wealden Group sandstones are used for gas storage (Mégnyen and Mégnyen, 1980; Buissart et al., 1988; Vernoux et al., 1997; Bel et al., 2012; Seguin et al., 2015). This interval is generally referred to as the Neocomian reservoir in geochemical or hydrological studies of the Paris Basin (Castro et al., 1998). The reservoir units range from Berriasian to Barremian in age or to the first Aptian–Albian marine layers in the Paris Basin (145 Ma to 195 Ma; Mégnyen and Mégnyen, 1980). Neocomian reservoirs are valuable aquifers for geothermal use in the Paris Basin. Previous studies have indicated current water temperatures of 32 °C at 744 m at Ivry-sur-Seine in the southeastern suburbs of Paris (thermal gradient of 2.7 °C/100 m; Seguin et al., 2015) and 34 °C at 700 m at Bruyère-le-Chatel, located 30 km southwest of Paris (thermal gradient of 3.1 °C/100 m; Le Nir et al., 2009).

MATERIAL AND METHODS

The Wealden Group core samples studied in this report consist of sandstones from three geographical sites in the Paris Basin: (1) Fouilleuse, (2) Beynes, and (3) Crouy-sur-Ourcq (Fig. 1A). Fouilleuse is located 10 km west of the Gournay-sur-Aronde underground gas storage site and ~60 km north-northeast of Paris in the Wealden Group sandstones. Two wells (FO-01 and FO-06) from the Fouilleuse site were studied. Borehole FO-01 was drilled close to Avrechy (Oise), and borehole FO-06 was drilled in 1994 close to Saint-Rémy-en-l'eau (Oise), which is 1.5 km northeast of borehole FO-01. The sandstones studied are located at a depth of 445–510 m in borehole FO-01 and 477–530 m in borehole FO-06. Two wells (A and B) were drilled in the Beynes gas storage site (Yvelines), which is 35 km west of Paris and has been exploited since 1956. Sandstones were sampled at 390–430 m depth at well A and at 420–440 m depth at well B. Lastly, well CR12 was drilled near Crouy-sur-Ourcq on the Germigny-sur-Coulombs underground gas storage site, which is 60 km northeast of Paris, at a depth of 900–970 m. The maximum burial depths of Wealden Group sandstones range from 440 m at Beynes to 1000 m at Crouy-sur-Ourcq. The present day temperature in well CR12 at a

depth of 897 m is 35.5 °C, which yields a thermal gradient of 2.6 °C/100 m. The presence of Upper Cretaceous and Palaeogene sediments suggests that the present-day temperature corresponds to the maximum burial temperature attained and maintained during the last 40 m.y. of the basin's history (Fig. 2; Torelli et al., 2020).

Some 250 m of cores from the five different wells were logged to determine the lithology and vertical facies associations, and 60 rock fragment or plug samples were collected. Mineralogical analyses were conducted on all samples. Forty-seven thin sections were made for detailed petrographic observations.

Petrographic studies were carried out on thin sections and rock fragments using a polarizing optical microscope (Nikon Eclipse E600POL) and a scanning electron microscope (SEM) JEOL IT 500 equipped with a Bruker energy dispersive X-ray spectrometer (EDS) using an XFlash 4030 silicon drift detector. SEM observations were performed in secondary electron imaging (SEI) mode for morphological documentation and backscattered electron (BSE) mode on carbon-coated thin sections for the imaging of chemical contrast and selection of local sites for sporadic chemical analysis. Analytical conditions were 15 kV, 1 nA, a counting time of 50 s, and at a working distance of 11 mm. The standards used for EDS consisted of albite (Na, Al, Si), almandine (Mg, Fe), diopside (Ca), orthoclase (K), and spessartite (Mn). Matrix corrections were performed using the integrated program (PhiRhoZ correction). The reproducibility of the standard analyses was nearly 1.5% for all of the elements except Na, which attained a reproducibility of 3%.

Focused ion beam (FIB) ultra-thin sections were made at the CINaM Center at the Université Aix Marseille, France. The nanofabrication station contains an FEI Helios 600 nanolab SEM coupled to a focused Ga⁺ ion beam column. The sections obtained were ~10 µm × 8 µm × 50 nm in size.

The relative surface area (%) of the macropores and the solid components (coated and non-coated quartz, feldspars, lithics, micas, bioclasts, pyrite, iron-rich carbonates, diagenetic cements, and clay matrix) were quantified from thin sections using the JMicroVision image analysis software employing random grid point counting (Roudit, 2007). A minimum of 800 counts was performed on 20 different images (2.5 mm × 2.5 mm) in each thin section.

The chemical compositions of clay minerals derived from EDS analyses were expressed in oxide weight percentages, and atomic percentages were used to calculate structural formulas on the basis of the stoichiometric number of oxygen. Atomic concentrations were plotted in

ternary diagrams of MR³⁺-2R³⁺-3R²⁺ (Velde, 1985) to determine the compositional field of clay minerals and to highlight mixtures at the micrometer scale from the point count analysis.

X-ray diffraction (XRD) analyses of randomly oriented powders were acquired to determine the bulk mineralogy of each sample using a PANalytical X'Pert diffractometer. X-ray diffractograms of randomly oriented powders were acquired between 4° 2θ and 80° 2θ with a step size of 0.017° 2θ, a time/step of 3 s using CuKα X-ray radiation at 45 kV, 40 mA with a 0.0170 step size. A routine XRD analysis on the fraction of less than 2 µm was acquired at the Géosciences Paris-Saclay Laboratory at Université Paris-Saclay, France, using a PANalytical X'Pert Pro diffractometer using CuKα1 with a 0.0170 step size between 3° 2θ and 35° 2θ at 45 kV and 40 mA. Semiquantitative estimations of kaolinite, chlorite, illite/micas, and smectite were done using MacDiff software (Goethe Universität) based on the peak area of the ethylene-glycol diffractograms summed to 100%; the relative error for the peak area was ± 5%. A second set of detailed diffraction patterns of oriented and randomly oriented preparations of the clay size fraction (less than 2 µm and less than 0.2 µm) was acquired at the Institut de Chimie des Milieux et Matériaux de Poitiers (IC2MP) Laboratory at the Université de Poitiers, France, using a Bruker D8 XRD diffractometer (CuKα radiation) equipped with a LYNXEYE detector. The XRD patterns of randomly oriented powders were recorded over the range of 2–65° 2θ with 0.02° 2θ steps and 5 s per step. XRD patterns of oriented preparations were recorded over the 2–30° 2θ range with 0.02° 2θ steps and 1 s per step.

Due to their poorly consolidated nature, sandstone samples were gently disaggregated in water, and the clay fraction was put in suspension by ultrasonic treatment without grinding. Clay size fractions <2 µm and <0.2 µm were extracted by sedimentation and centrifugation, respectively. No cation exchange was performed on the clay material. Particles less than 0.2 µm in size were extracted from the infra 2 µm clay suspension using a Beckman J2–21 continuous centrifuge rotating at 5000 rotations per minute with a constant flux of the suspension passing through the rotor set at 150 ml per min.

XRD patterns of mixed-layer minerals have been interpreted on the basis of comparison with one-dimensional diffraction profiles calculated using Newmod 2™ software.

Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR) was obtained from the less than 2 µm fraction and only from samples in which X-ray diffraction indicated the presence of berthierine. The mid-infrared (MIR) spectra (400–4000 cm⁻¹) were acquired on KBr

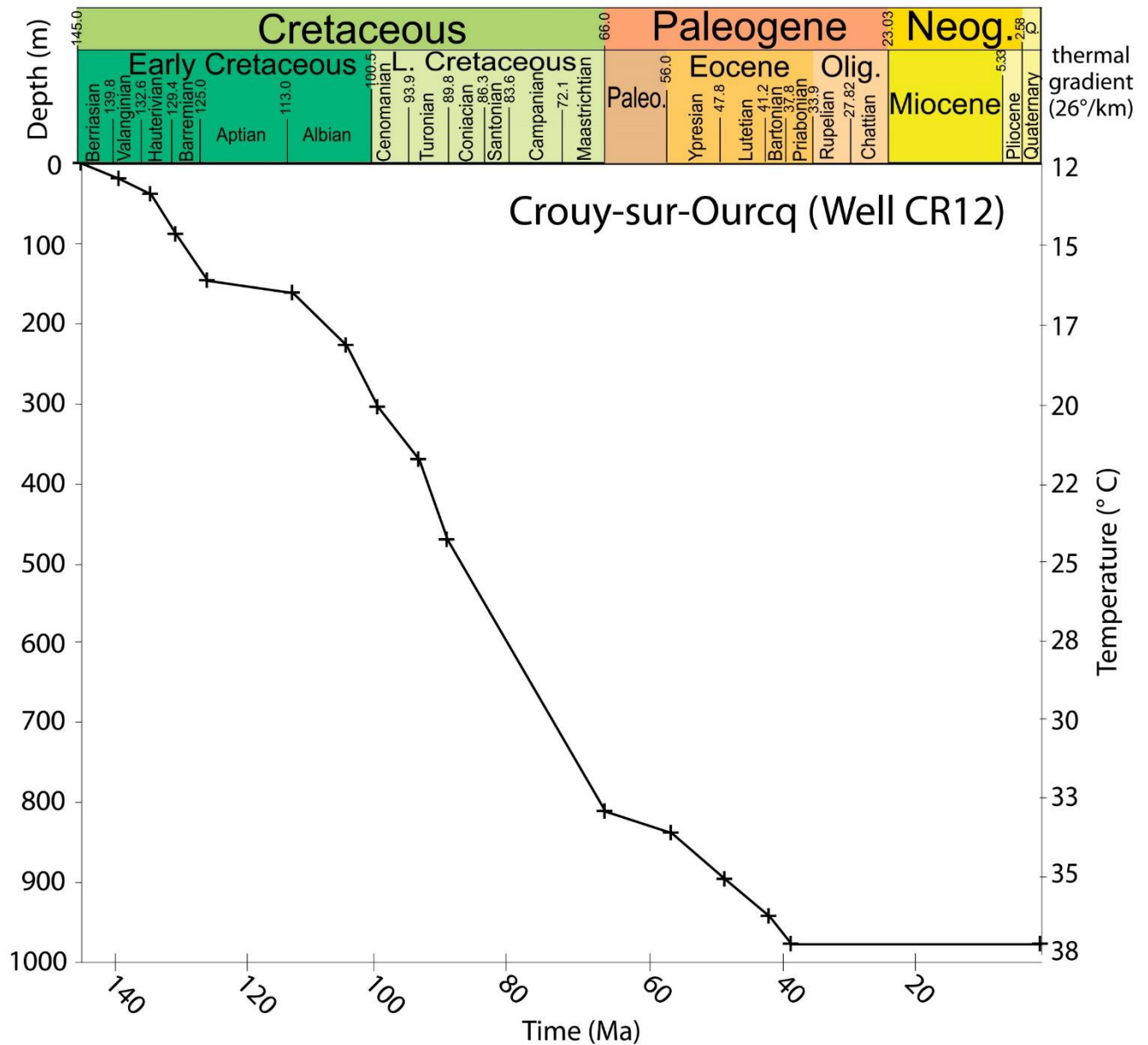


Figure 2. Curve shows burial history for the CR12 well at Crouy-sur-Ourcq, Paris Basin (decompaction was not computed). The geothermal gradient at 2.6 °C/100 m is based on the present-day temperature of 35.5 °C in the well at a depth of 897 m.

pellets using a Nicolet 760 FTIR spectrometer equipped with a potassium bromide (KBr) beamsplitter and a DTGS-KBr detector. The resolution was set to 4 cm⁻¹ with a co-addition of 100 scans. KBr pellets were made with 1 mg of clay material dispersed in 150 mg of KBr powder and pressed under 8 tons for 5 min in a hydraulic press before being dried for 12 h at 200 °C. Heating to 200 °C was used to remove the OH bending and stretching bands of adsorbed water (weakly bonded OH), which absorb infrared radiation in the same range

of frequencies as the OH stretching bands of berthierine (near 3400 cm⁻¹). Details of location, petrographical, and clay mineral compositions by sample are provided in Table S1¹.

¹Supplemental Material. Table S1 displaying sample description and petrographical/mineralogical composition (sample list, well location projection WGS84, sample depth, petrographical and clay mineral quantifications). Please visit <https://doi.org/10.1130/GSAB.S.14637843> to access the supplemental material, and contact editing@geosociety.org with any questions.

RESULTS

Sedimentary Facies

From the core descriptions, we identified the depositional environments as ranging from the most distal (offshore) to the most proximal (alluvial plain) environments. We grouped the facies into five facies associations that are typical of five depositional environments (Fig. 3, Table 1). Observations and descriptions are summarized in Table 1. Well CR12 shows variability in the

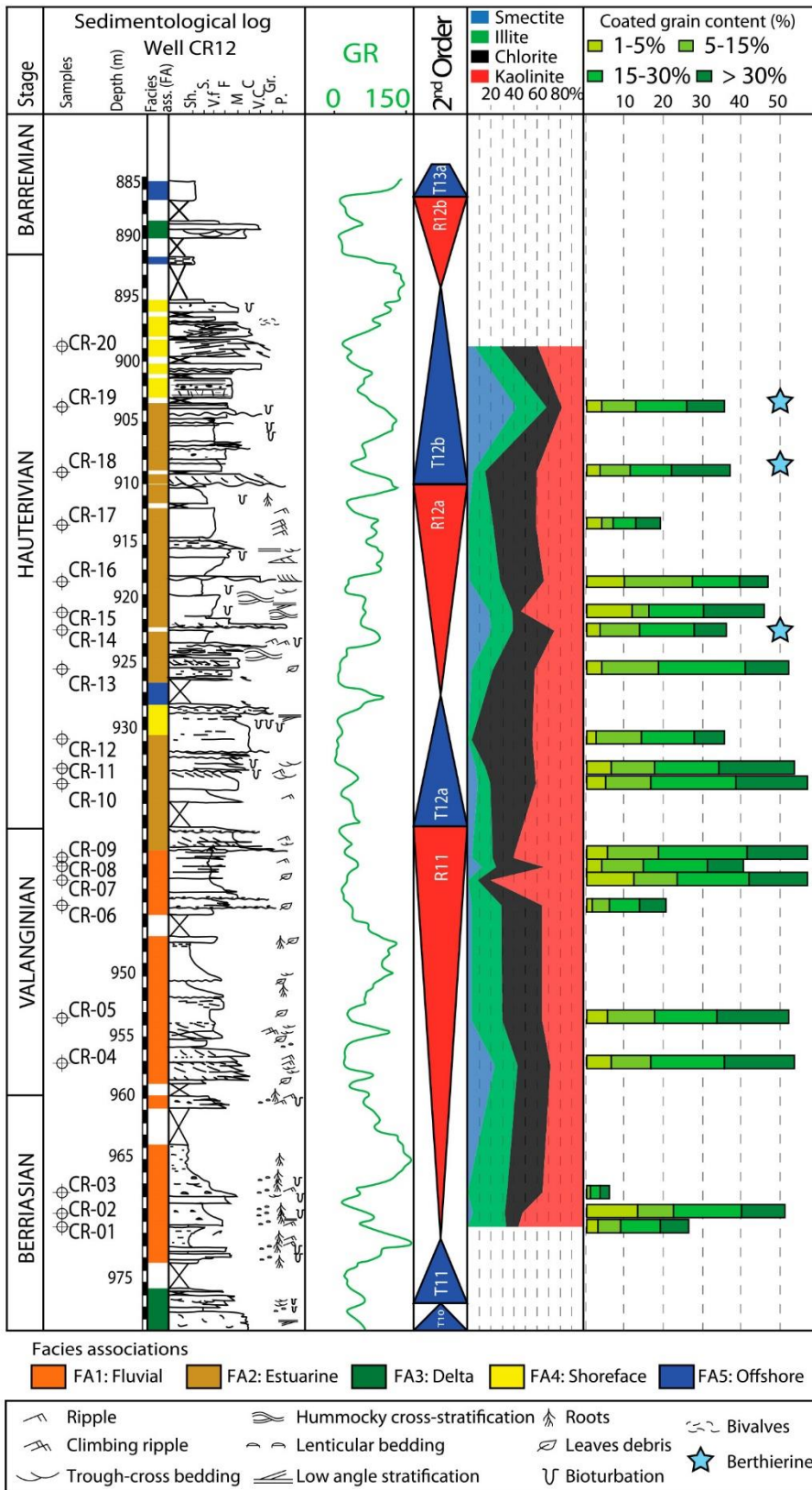


Figure 3. Composite log from well CR12 (Crouy-sur-Ourcq) shows locations of samples, average grain size, sedimentary structures, faunal assemblages, corresponding paleo-environment interpretation, well log gamma-ray, interpreted transgressive/regressive cycles (derived from Rusciadelli, 1996), dominant clay types (XRD < 2 μm fraction), and estimated grain coat coverage for selected samples.

sedimentary environments identified within the Wealden Group sandstones of the Paris Basin (Fig. 3).

The first facies association (FA1) consists of fluvial deposits, such as trough cross-bedded sandstones (which can be locally conglomeratic) with numerous soft mud pebbles, current-rippled sandstones, nodular siltstones, laminated siltstones, dark rooted silty mudstones, and coal beds (Figs. 3 and 4A–4B). This facies association exhibits an overall fining-upward succession ranging from medium to upper fine-grained trough cross-beds to fine-grained, ripple-laminated sandstones. Continental conditions are highlighted by the absence of marine microfossils, the abundance of continental organic material (wood fragments, leaf debris), and the relative abundance of the freshwater algae *Botryococcus spp.* or continental spores *Densoisporites spp.* as reported by Rusciadelli (1996).

The second facies association (FA2) is estuarine (Figs. 4C–4G) and is similar to the well-characterized vertical facies association described on cores from the modern Gironde estuary. FA2 appears to be a mixed environment with some continental indicators, an assemblage of pollens and spores such as *Classopolis spp.* or *Exesipollenites spp.* (Rusciadelli, 1996), and some marine indicators such as *Muderongia crucis*, *Stiphrosphaeridium anthophorum*, and dinoflagellate *Rhynchodiniopsis fimbriat*. This facies association is key to understanding the development of early clay grain coats. Three facies make up this facies association.

- (1) The first facies, F2a, consists of medium-to fine-grained sandstones with trough cross-stratifications separated by thin clay layers. Foresets are highlighted by clay drapes and organic matter (Fig. 4C). Reactivation surfaces are also visible. Compositionally, F2a consists of angular to sub-rounded quartz grains, feldspar, and mica with rare glauconite ooids. Foresets with clay drapes, trough cross-stratifications, reactivation surfaces, and a mix of continental and marine pollens and spores are

TABLE 1. SUMMARY OF FACIES AND FACIES ASSOCIATION IDENTIFIED IN THE WEALDEN GROUP SANDSTONES OF THE PARIS BASIN

Description	Geometry	Bioturbations Fossils / microfossils	Interpretation
FACIES ASSOCIATION FA1 FLUVIAL			
FACIES F1a: Trough cross-bedded, medium to upper fine-grained sandstones, locally conglomeratic. Numerous soft mud pebbles.	Fining-upward, 20–50 cm bedsets.	Roots / Fresh water algae (<i>Botryococcus spp.</i>) continental spores <i>Densoisporites spp.</i> wood and leaf debris.	Fluvial channels, with levees - flood plain
FACIES F1b: Current-rippled, upper fine- to very fine-grained sandstone with leaves and wood debris.	Infra-cm to pluri-cm beds, up to 70 cm bedsets.		
FACIES F1c: Nodular siltstone and laminated siltstone, organic matter-rich, and rooted silty mudstones and coal beds.	Frequently deformed, roots, up to 2–3 m.	Roots, wood and leaf debris, coal intervals.	
FACIES ASSOCIATION FA2 ESTUARINE			
FACIES F2a			
Medium- to fine-grained sandstones, trough cross-bedding intercalated with thin clay layers. Foresets with clay drapes and organic matter debris. Reactivation surfaces. Quartz, feldspars, mica ang. and surrounded grains. Rare glauconite ooids.	10–25 small tidal dunes, reactivation surfaces.	See below.	Tidal bars
FACIES F2b			
(1) Flaser bedding composed of medium-grained, current-rippled sands with muddy flasers; (ii)	mm- to several-mm-thick beds. Amalgamated in besets up to 15–50 cm thick.	Rare bioturbations, mainly <i>planolites</i> . Firm grounds / <i>Glossifungites</i> (917–914 m) - Iron-oxides Continental input: pollens and spores <i>Classopolis spp.</i> or <i>Exesipollenites spp.</i> Marine input: <i>Muderongia crucis</i> or <i>Stiphosphaeridium anthophorum</i> or <i>dinoflagellate</i> <i>Rhynchodiniopsis fimbriat</i> (<i>Rusciadelli, 1996</i>).	Tidal flats
(2) Fine-grained, wavy bedding with mm- to cm-, fine-grained sandy rippled sands draped by tidal slack water clay drapes.			
(3) Lenticular bedding with fine-grained sand ripples, mm of silty linsens, and high-tide slack water clay drape.			
FACIES F2c			
Amalgamated clay drapes, organic matter rich with reed roots, with oxidized pedogenetic horizons. Stratification not always observed due to pedogenetic processes or due to reed roots.	mm-thick laminae. Stratification.	Reed roots.	Supra-tidal marsh
FACIES ASSOCIATION FA3 DELTAIC			
FACIES F3a: Shales, silt, and 10-50 mm current rippled very fine-grained sandstones, with organic matter debris, synaeresis cracks, bioturbated.			
FACIES F3b: Current-rippled, fine-grained sandstones (quartz and goethite ooids) to trough cross-bedded fine to medium sandstones. Foresets highlighted by organic matter debris.	Planar bedding.	Rare bioturbation, <i>planolites</i> . Marine microfossils such as dinoflagellate <i>Muderongia crucis</i> or <i>Oligosphaeridium asterigerum</i> .	Prodelta
FACIES F3c: Silty-claytones to silty sands, with no obvious sedimentary features, locally heavily bioturbated, with cm to pluri-cm intercalation of coal beds and locally rooted.	15–50 cm bedsets, dipping angle 5–10°. Coarsening up trend, 20–80 cm bedsets. 20–250 cm bedsets. coal intercalation.	<i>Planolites</i> , <i>skolithos linearis</i> , <i>teichichnus</i> roots.	Delta plain
FACIES F3d: Silty-claytones to silty sands, with no obvious sedimentary features, locally heavily bioturbated, with cm to pluri-cm intercalation of coal beds and locally rooted.	Fining-up bed sets, with erosive base.	None. Roots?	Distributary channel
FACIES F4 SHOREFACE			
Clean, well sorted, fine- to medium- / coarse-grained sandstones. Low-angle, hummocky and swaley cross-bedding, locally well laminated or scrambled and heavily bioturbated. Occasional dispersed shell fragments. Marine shell lags.	Frequent reactivation surfaces, 35–200 cm bedsets.	<i>Skolithos</i> , frequent <i>ophiomorpha</i> ichnofacies.	Wave action Storm deposits Lower to upper shoreface
FACIES F5 OFFSHORE			
Bioturbated shale with thin horizontal laminae of siltstone. Common bivalves and scattered shell fragments. Rich in organic carbon.	Massive claystones intervals (1–2 m thick) - Low core recovery.	Bivalves, oncoids Coccoliths, foraminifera	Offshore, open marine

consistent with small, sandy tidal dunes that are deposited in subtidal or intertidal zones and form tidal bar deposits in an estuary.

- (2) Facies F2b is characterized by three types of fine bedding that are vertically stacked: flaser bedding composed of medium-grained, current-rippled sands with muddy couplets (Figs. 4D–4E); wavy bedding with alternating millimeter-to-centimeter, fine-grained sandy ripples and amalgamated levels of tidal slack water clay drapes (Fig. 4F); and fine-grained, lenticular to wavy bedding sandy ripples with alternating millimeter-scale silty linsens and high-tide slack water clay and clay drapes (Fig. 4G). Rare bioturbation fabrics are observed that are composed

mainly of *planolites*. The variable bedding types and the mix of continental and marine pollens and spores suggests tidal flat deposits.

- (3) The third facies, F2c, is composed of amalgamated clay drapes rich in organic matter with localized reed roots and oxidized pedogenic horizons. The presence of roots, organic matter, and oxidized pedogenic horizons suggests supratidal marsh facies covering the tidal flat of an estuarine alluvial plain.

As a whole, the FA2 association may be interpreted as ranging from fining-upward tidal bar and tidal channel deposits to prograding estuarine alluvial plain deposits.

The deltaic facies association, FA3, consists of cross-bedded sandstones overlain

by shales and limestones with fragments of marine bivalves, echinoderms, and brachiopods. Vertical tubes of *Skolithos linearis*, *planolites*, or *teichichnus* are present (Fig. 4H), and marine microfossils, such as the dinoflagellate *Muderongia crucis* or *Oligosphaeridium asterigerum* (*Rusciadelli, 1996*), are also present.

Facies F4 is interpreted as a shoreface facies. It is mainly composed of fine- to medium-grained, clean, well-sorted sandstones in 20-cm-thick to 1-m-thick beds with hummocky, swaley, low-angle to horizontal planar cross-stratifications that are locally scrambled and heavily bioturbated (Fig. 4I). Locally, vertical burrows (*skolithos*) are present as well as variably abundant *ophiomorpha* burrows in the coarser sands.

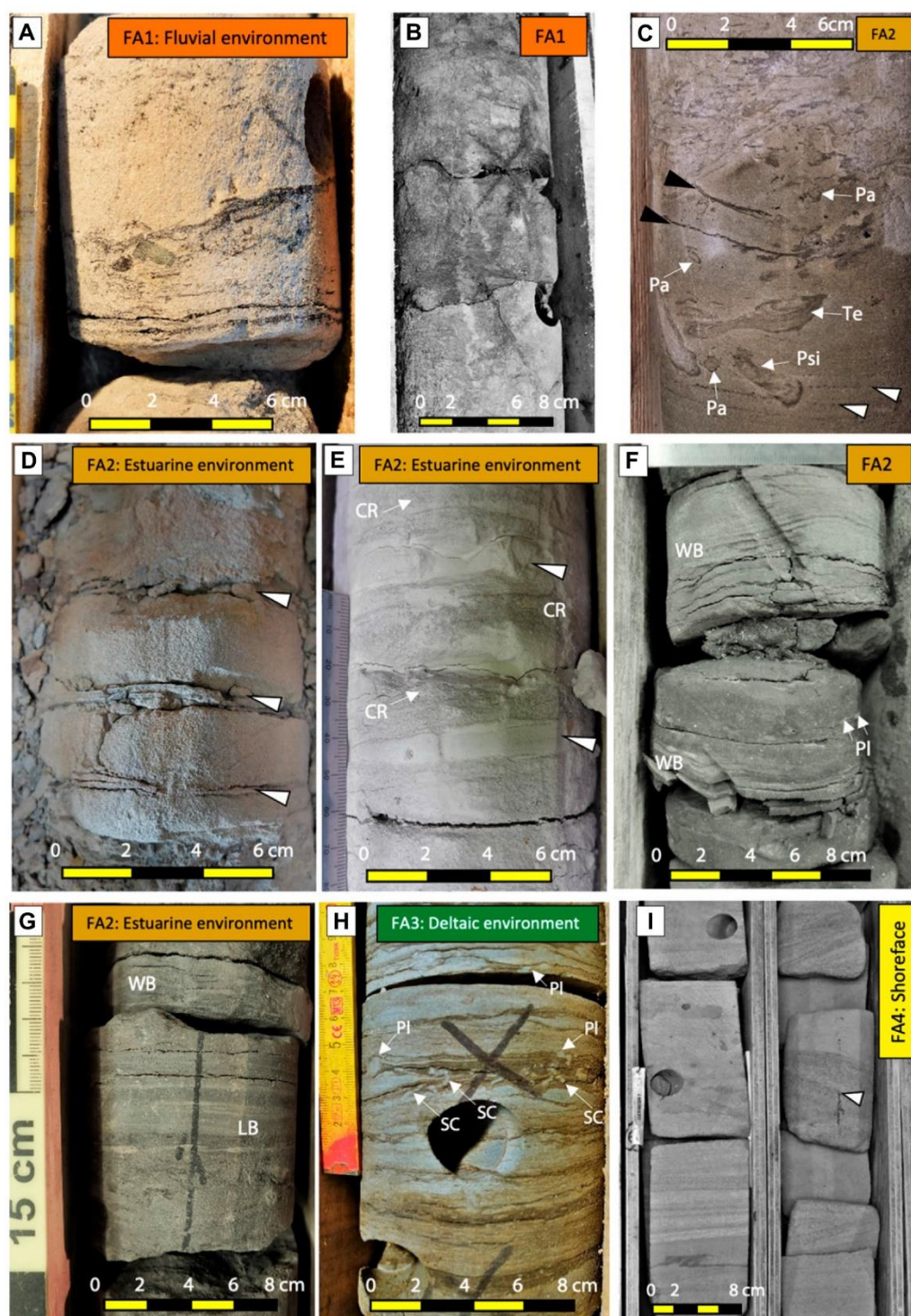


Figure 4. Core photographs show primary facies associations. (A) Fluvial facies association FA1 (well CR12 #CR-03, 967.70 m), composed of medium-grained, trough cross-bedded sandstones with granules and organic debris. (B) Fluvial facies association FA1 (well CR12 #CR-02, 971.90 m), composed of muddy siltstones with coal debris and deformed and compacted root trace. (C) Estuarine facies association FA2 (well CR12 #CR-19, 904.45 m), composed of medium-grained sandstones with foresets underlined by organic debris (black arrows) that is interpreted as small tidal dunes. Trace fossils include *Teichichnus* (Te), *Psilonichnus* (Psi), and *Palaeophycus* (Pa). Dune tops appear eroded and largely bioturbated. (D) Estuarine facies association FA2 (well FO-01, 454.30 m), composed of fine- to medium-grained, current-rippled sandstones with tidal mud couplets (arrows). (E) Estuarine facies association FA2 (well A, 417.80 m), composed of fine-grained sandstones with visible current ripples (CR) and silty-clay drapes (arrows). (F) Estuarine facies association FA2 (well CR12, 940.60 m), composed of heterolithic fine-grained, wavy-bedded (WB) sandstones with clay drapes. Low biodiversity bioturbations (*Planolites*: PI) are present. (G) Estuarine facies association FA2 (well CR12, 914.5 m), composed of very fine- to fine-grained sandstones with clay drapes, lenticular bedding (LB), wavy bedding (WB), and flaser bedding (FB). (H) Deltaic facies association FA3 (well CR12, 978.50 m), composed of alternating claystone

and silty to very fine-grained, current-rippled sandstone with syneresis cracks (SC) and *Planolites* (PI). (I) Shoreface facies association FA4 (well CR12, 897–899 m), composed of well-sorted, medium- to coarse-grained sandstones with low-angle cross stratification and visible *Skolithos* burrows (arrow).

Dispersed marine shell fragments and local accumulations of shells are also present in the upper section (Fig. 3).

Facies F5 consists of shale, with thin horizontal laminae of siltstone, which commonly contains a mixture of bivalves, coccoliths,

foraminifera, and scattered shell fragments. This is interpreted as an offshore facies association.

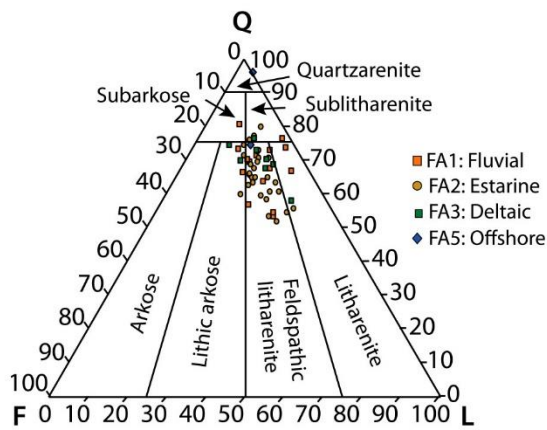


Figure 5. Quartz, feldspar, lithic (QFL) ternary diagrams plot samples from the five wells studied following the classification of Folk (1974). Key to facies nomenclature: FA1—fluvial; FA2—estuarine; FA3—deltaic; F5—offshore

The vertical stacking pattern is complex, and the presence of numerous erosion/reactivation surfaces suggests relatively limited accommodation space.

Mineralogy of Pre-Burial Sediments (Early Cretaceous, Surface Sediments)

Grain Composition and Grain Coating

Sandstones of the Wealden Group of the Paris Basin are mainly composed of quartz (34% on average) and feldspars (5% on average) associated with lithics such as Fe ooids or mud clasts (9% on average) and micas (Figs. 5, 6E and 6G–6H, Table 2). Iron ooids are present in some samples (Figs. 6E and 6G–6H). XRD and scanning electron microscope/energy dispersive X-ray spectroscopy (SEM/EDS) analyses indicate that these ooids are composed of goethite, an iron hydroxide mineral, which crystallized around a quartz sand nucleus (Fig. 6H). Locally, these iron-coated grains can be abundant, forming green sands (Fig. 6E). Grain size varies from well to well but mostly consists of fine- to medium-grained, sub-rounded to sub-angular, moderately well-sorted sandstones that are mostly classified as feldspathic litharenite (Folk classification; Folk, 1974). Minor amounts of lithic arkose, litharenite, or sublitharenite were also identified (Fig. 5, Table 2).

Many of the sand grains are coated by fine-grained material (Figs. 6A–6D) composed of clay, silt, and very fine-grained, non-clay silicates such as coccoliths (Figs. 6B–6F). The clay coats form bridges (Fig. 6A), aggregates (Fig. 6C), ridges (Fig. 6D), or clay drapes around and between quartz grains that are very similar to textures observed in modern estuaries (Wooldridge et al., 2017; Virolle et al., 2019a) (Fig. 6).

All facies associations are coated with variable amounts of detrital clay (Fig. 7); fluvial facies association = 37%, estuarine facies asso-

ciation = 39%, deltaic facies association = 5%, shoreface facies association = 12%, and offshore facies association = 2% (Fig. 7, Table 2). In addition, detrital grain coats are present in all wells (Table S1). In fluvial and estuarine facies associations, detrital coats cover 15%–30% of the surface of sand grains (Fig. 7, Table 2). However, with all facies combined, well CR12 also has the lowest clay fraction (6 wt% on average) compared to 10 wt% and 23 wt% in the Fouilleuse and Beynes wells, respectively (Table S1).

Clay Minerals

XRD analyses of the less than 2 μm clay fraction reveal a clay mineral assemblage that is composed mainly of kaolinite (43% on average based on peak areas), chlorite (26% on average), illite/micas (26% on average), and smectite (5% on average); (Fig. 3 and Table 2). This detrital clay mineral assemblage was observed in all wells (Fig. 3 and Table S1).

XRD patterns obtained from oriented preparations of less than 2 μm particles of the clay coats are reported in Figure 8. They highlight a much more complex mineralogical composition than was obtained from the preliminary routine XRD analysis that considered only mixtures of discrete kaolinite, illite/mica (named illite hereafter for simplicity), chlorite, and smectite (Fig. 3).

Discrete illite and kaolinite are identified by the presence of rational 00l reflections at 9.99 Å, 4.98 Å, 3.33 Å for illite and at 7.14 Å, and 3.57 Å for kaolinite, after air drying and ethylene glycol treatments. In all samples studied, the diffraction maximum at 14.3 Å observed in the air drying state does not fit with the d₀₀₁ reflection of chlorite due to the lack of rational subordinate reflections and due to a partial but limited shift toward lower angle positions (up to 16.3 Å; Fig. 8A) in the ethylene glycol state, which is inconsistent with that of smectite in most samples. Such behavior is typical of iron-rich, hydroxy-interlayered clay miner-

als (HIM) that commonly occur in acidic soil environments and contain Al and Fe cations (Barnhisel and Bertsch, 1989; Meunier et al., 2007; Lanson et al., 2015). In those studies, XRD profiling suggests that hydroxy-interlayered clay minerals (HIM) consist of no less than 10 mineralogical clay phases (Viennet et al., 2015, 2016). Barnhisel and Bertsch (1989) reported that hydroxy-interlayered smectite (HIS) and hydroxy-interlayered vermiculite (HIV) are intermediate mineral phases of the solid-solution series between fully expandable dioctahedral 2:1 phyllosilicates (smectite) and pure Al-chlorite (dombassite). These clays are believed to form during the weathering process in acidic soils, which results in the interlayer Al-hydroxylation and Fe-hydroxylation of 2:1 phyllosilicates (Carstea, 1968).

The XRD patterns of the clay material that partially coats the sand grains are analogous to those reported by Viennet et al. (2015) for the temperate acidic soils in a forest. On the low angle side (i.e., between 10 Å and 17 Å), the XRD patterns obtained after air drying and ethylene glycol treatment are complex:

- (1) In a few samples, the peak shifting toward lower angles after ethylene glycol treatment does not reach the 17 Å d-spacing value of the d₀₀₁ of smectite (Fig. 8A). This observed d-value near 16 Å (Fig. 8E) is attributed to the presence of a hydroxy-interlayered smectite (HIS) clay phase (Barnhisel and Bertsch, 1989; Meunier et al., 2007).
- (2) There is a very limited shift of the 14.3 Å peak after ethylene glycol (EG) treatment (Figs. 8B–8D), which is attributed to the presence of the HIV phase (Barnhisel and Bertsch, 1989; Meunier et al., 2007). This could correspond to the presence of a di-octahedral chlorite-like clay phase that represents the final stage of complete Al-hydroxylation of the interlayer sheet of HIMs and/or to the presence of a very small amount of detrital chlorite (chlorite has been identified from SEM observations in a few samples).
- (3) A very broad diffraction peak (or shoulder) with maxima near 12 Å is seen in the XRD pattern of the air-dried assay (Figs. 8B–8D) with a limited shift toward lower angles after ethylene glycol treatment. Such positions have been interpreted as due to the presence of mixed-layer minerals (MLM) composed of illite and hydroxyl-interlayered layers with, most likely, minor amounts of smectite (Viennet et al., 2015, and references therein).

On the high angle side, the broad peaks observed near 7.7 Å, 4.80 Å, and 3.50 Å are

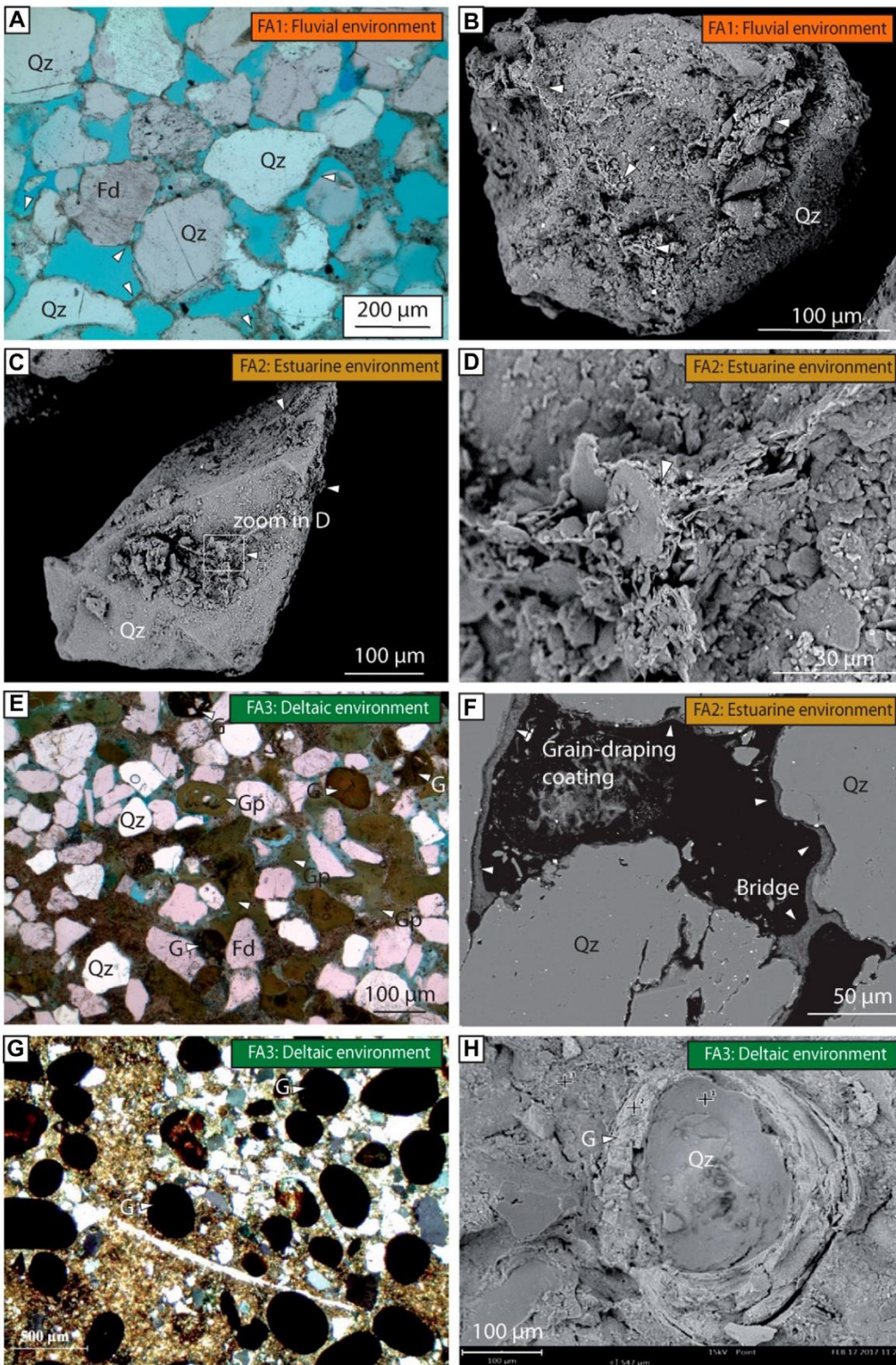


Figure 6. Thin section and scanning electron microscopy (SEM) photomicrographs show fluvial and estuarine samples. (A) Thin section image shows clay-coated sand grains (quartz, feldspars [fd], and lithics) with visible bridges or aggregates (Well CR12, sample CR12-04, 956 m). (B) SEM photomicrograph shows clay-coated quartz grain with visible ridges and/or aggregated clay coats (Well CR12, sample CR12-04, 957 m). (C) SEM photomicrograph shows aggregated clay coat on detrital quartz grain (Well CR12, sample CR12-12, 931 m). (D) Closeup view of C shows that coatings are mainly composed of clay minerals. (E) Thin section image of green-sand containing abundant compacted green peloids (Gp) (Well FO-06, sample FO-06-17, 487.7 m). (F) Backscatter SEM image of polished thin section shows clay grain coats and bridges (Well FO-06, sample FO-06-12, 498.2 m). (G) Thin section image of iron ooid facies shows ooids of goethite (G) (Well FO-01, sample FO-01-10, 448 m). (H) SEM photomicrograph shows detrital quartz (Qz) grain coated by successive laminae of goethite (well FO-06, sample FO-06-15, 490 m).

consistent with the presence of MLM composed of expandable HIMs, especially HIS and non-expandable HIMs with a di-octahedral chlorite structure (i.e., dombassite-like clay phase).

Moreover, comparison of the XRD patterns of clay particles from different grain size populations (Figs. 8C–8D) shows that the amount of discrete illite and kaolinite falls markedly (in

FO6-12 sample to less than 0.2 μm) as they have been replaced by HIMs and complex MLMs in the smaller clay fraction (less than 0.2 μm, Fig. 8D).

TABLE 2. COMPOSITION OF QUARTZ, FELDSPAR, LITHIC, AND CLAY COATS IN SAMPLES ACCORDING TO FACIES

Facies associations	Grain composition					Coated grain content and coat coverage classes (percentage of the outer surface coated)				Clay fraction content and clay assemblage within clay fraction				
	Quartz (%)	Feldspars (%)	Lithic grains (%)	Clays (%)	Others	1-5%	5-15%	15-30%	>30%	Total coated grains (%)	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)
FA1	41	7	12	12	29	5	9	13	10	37	7	23	25	45
FA2	39	8	12	9	32	5	10	13	10	39	10	19	26	45
FA3	33	5	9	9	43	0	1	2	2	5	9	33	26	32
FA4	30	5	8	18	39	4	5	2	1	12	3	20	29	48
FA5	27	2	3	23	46	0	0	1	1	2	0	33	22	44
Total/mean	34	5	9	14	38	3	5	6	5	19	5	26	26	43

The chemical compositions representative of clay particles from pre-burial clay coats (before burial, at the surface) are presented in Table 3 (analyses 1-4). Chemically, the pre-burial clay coats are characterized by a large range of high Al₂O₃ content (from 21% to 37%) and moderate to high iron content expressed as Fe₂O₃ content depending on their weathering origins (3%-15%). When plotted in the MR³⁺-2R³⁺-3R²⁺ ternary diagram (Velde, 1985), the point chemical analyses of detrital clay coats fit within an overall compositional field of dioctahedral phyllosilicates that extends over the fields for illite, dioctahedral smectites, and kaolinite/donbassite (Fig. 9A). Such a compositional field is consistent with the aforementioned XRD identification of pre-burial clay minerals. When plotted in an Fe-Al-Mg ternary diagram (Fig. 9B), the compositional field of pre-burial clays spreads over a large range of Fe content that varies with the relative amounts of soil kaolinite (3%-4% Fe₂O₃) and HIMs (up to 15% Fe₂O₃) in the analyzed particles.

SEM/EDS analyses indicate that green clay minerals forming sand grains are composed of Fe-rich chlorite detrital grains observed in a few samples only (such as FO6-17). Although clay minerals of pedogenic origin have been identified in each well, their relative proportion seems to vary with their sedimentology. Discrete kaolinite is dominant in the sandy facies of the estuarine environment while HIMs and associated MLMs are dominant in sandy/muddy facies of the estuarine environment.

Authigenic Minerals

Based on petrographic observations, we recognize two primary diagenetic stages that were characterized by cementation, dissolution, and recrystallization.

The first stage consists of the crystallization of authigenic pyrite, siderite, ankerite, and vermicular kaolinite. We identified kaolinite in all of the wells studied regardless of sample burial depth.

Pyrite is commonly observed within the detrital clay coats and exhibits a typical framboidal texture. It is composed of spherical aggregates of pyrite octahedrons (0.5-2 μm in diameter) that are frequently embedded in the clay material (Figs. 10A, 10F, and 10J). Framboidal pyrite is very common in reducing marine sediments and has been interpreted to result from pyritization associated with the decay of organic matter mediated by bacteria during the first stage of diagenesis (McKay and Longstaffe, 2003). Blocky crystals of pyrite are relatively rare in these sediments (Fig. 10B).

Fe-rich carbonates occur as euhedral crystals that form a discontinuous coating on the surface of the framework silicates (Figs. 10C-10I). They are believed to have formed as a primary cementation stage during the early diagenesis of the sandstones.

Siderite (Figs. 10C-10F) and ankerite (Figs. 10G-10I) occur as equant or elongate rhombic crystals with a mean size ranging from 10 μm to 100 μm (Figs. 10C-10F) and show

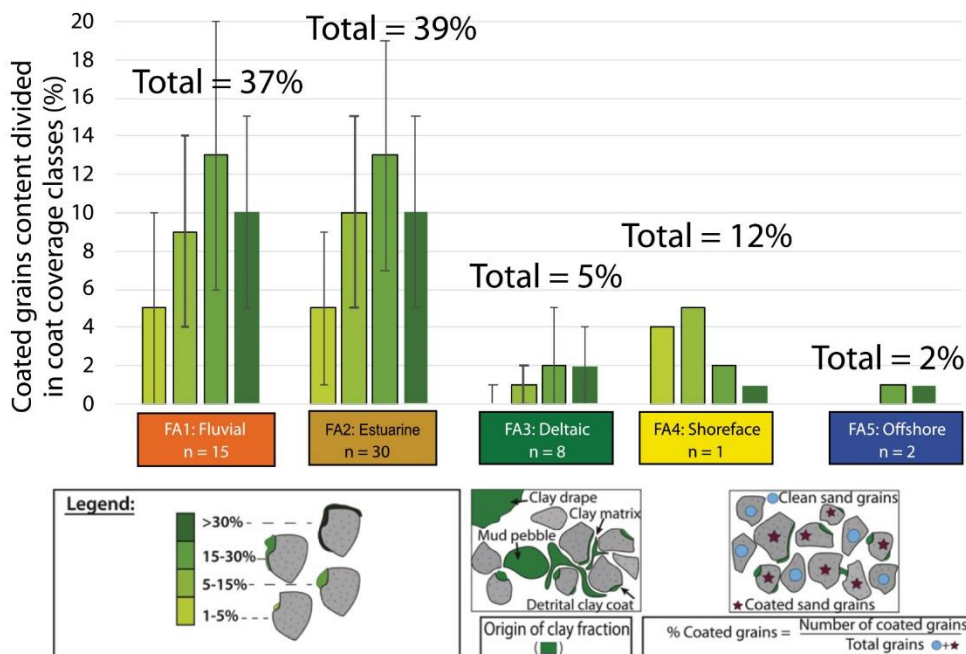


Figure 7. Chart shows average clay coat coverage by facies. The total coat coverage classes are shown above the histograms for each facies. Visual coat coverage estimates are summarized in the legend.

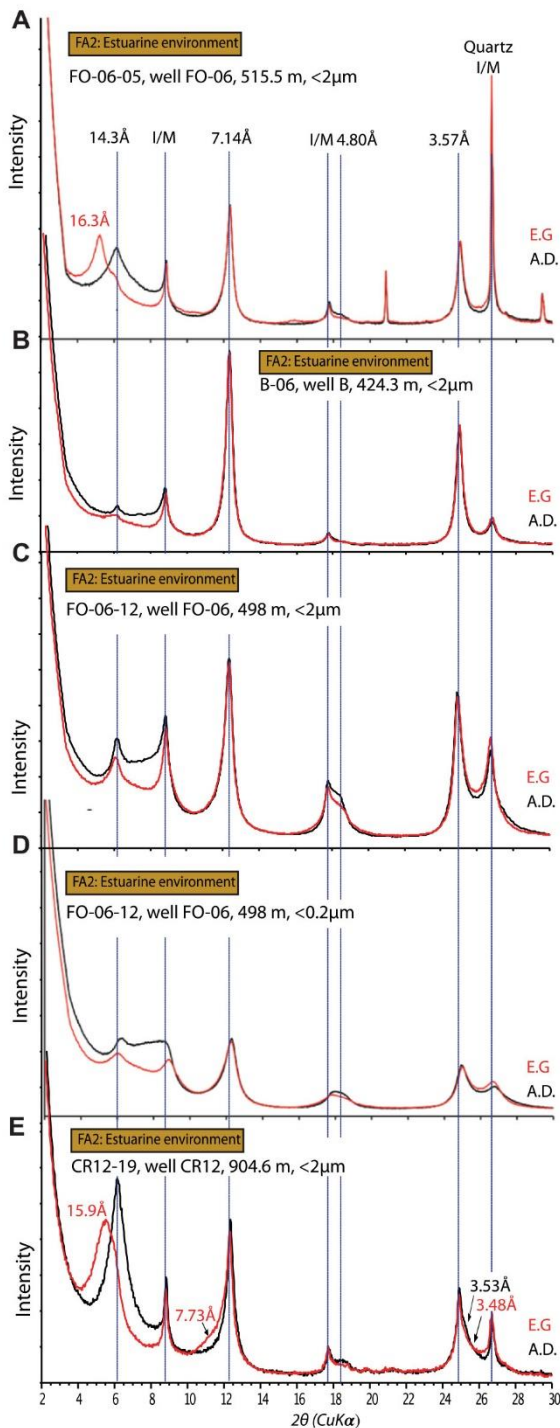


Figure 8. X-ray diffractograms of the pre-burial clays extracted from Wealden Group sandstones are shown. A.D.—air dried; E.G.—ethylene-glycol.

evidence of chemical zoning (Figs. 10E–10F). Siderite is typically associated with the pyrite crystals (Fig. 10F).

SEM observations revealed that the initial clay formation consisted of the precipitation of stacks of relatively coarse-grained, pseudo-hexagonal crystals ($\sim 10 \mu\text{m}$ in diameter) of

vermicular kaolinite on detrital clay coats in the open pore space (Figs. 11A–11B). FTIR spectra of the clay material in the hydroxyl stretching band region of phyllosilicates reveals the four diagnostic bands of kaolinite (i.e., 3695 cm^{-1} , 3668 cm^{-1} , 3652 cm^{-1} , and 3620 cm^{-1}) in all wells studied and indicates

the presence of two types of kaolinite with specific crystal chemical properties (Fig. 11C). In the shallower samples, poorly crystallized kaolinite of detrital origin (characterized by a weak and broad band reflection at 3668 cm^{-1} and a band at 3598 cm^{-1} , which is indicative of vibration of the $\text{AlFe}^{3+}\text{-OH}$ bond (Delincau, 1994)) is particularly abundant. In contrast, deeper samples (CR-12, Fig. 11C) are characterized by well-crystallized kaolinite with sharp diagnostic bands and the absence of the $\text{AlFe}^{3+}\text{-OH}$ bands. This suggests that during the shallow burial history of these sandstones, iron-rich and poorly crystallized kaolinites in the detrital clay matrix underwent recrystallization that resulted in the formation of well-crystallized vermicular kaolinite similar to what has been described by Beaufort et al. (1998).

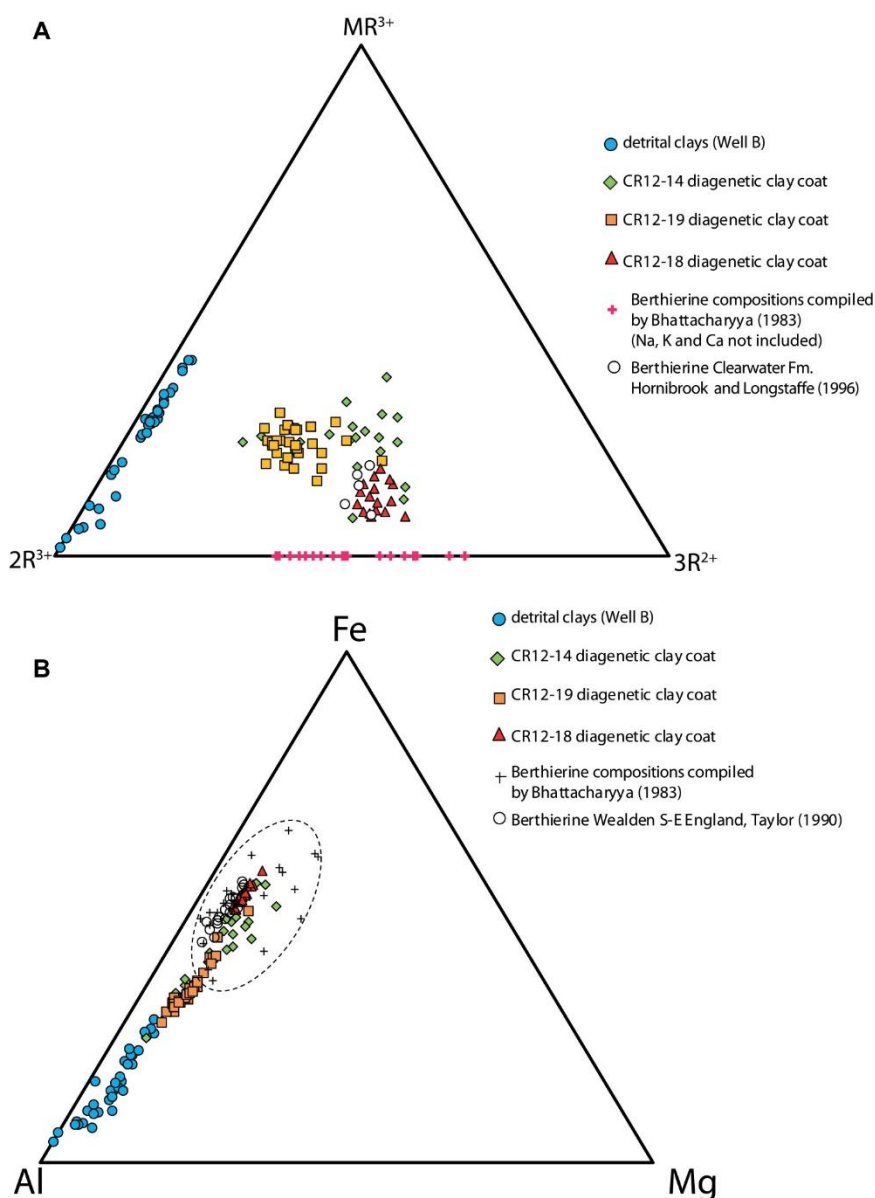
The second stage consists of the crystallization of a thin clay coat composed of tiny flakes of Fe-rich clay minerals that covers both detrital and authigenic minerals during the first stage of diagenesis. These diagenetic clay coats are continuous at the scale of SEM observations and have only been observed in sandstones buried at depths exceeding 900 m (well CR12). SEM observations document the presence of honeycomb, Fe-rich clay coats covering the entire surface of the pre-existing minerals (Figs. 12A–12B). Detailed SEM observations of ultra-thin FIB sections cut perpendicularly to the contact between detrital quartz and authigenic Fe-rich clay coats (Fig. 12C) reveal small (less than 100 nm) quartz overgrowths on the detrital quartz grains. These incipient quartz overgrowths are limited to the interstices between the Fe-rich clay crystallites and the detrital quartz grain surface. This nanopetrographic observation is very similar to that documented from transmission electron microscopy (TEM) investigations at the interface between detrital quartz and Fe-chlorite coats in several sandstone reservoirs (Billault et al., 2003). Moreover, the vermicular kaolinites that formed during the first diagenetic stage show irregular, rounded shapes with eroded edges, which suggest partial dissolution when the kaolinite was in contact with the iron-rich clay particles (Fig. 12B).

The Fe-rich clay minerals, which comprise the diagenetic Fe-rich clay coats, have been identified as berthierine on the basis of XRD, TEM, and FTIR results. Berthierine is difficult to identify from XRD patterns of oriented preparation of the clay fraction because of its intense 00ℓ reflections, which are similar to those of kaolinite (Fig. 13). The Fe-rich clay coating identified by SEM/EDS

TABLE 3. CHEMICAL COMPOSITIONS OF CLAY PARTICLES FROM CLAY COATS WITHIN WEALDEN GROUP SANDSTONES

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45.59	52.90	42.51	46.53	26.37	28.60	27.36	30.10
Al ₂ O ₃	36.47	24.44	26.47	21.84	16.79	19.12	18.12	16.25
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	38.38	34.34	36.47	34.45
Fe ₂ O ₃	3.41	4.36	10.64	12.30	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.14	0.67	1.16	1.15	2.94	2.62	2.63	3.39
TiO ₂	0.10	0.53	0.72	0.59	0.00	0.00	0.04	0.04
MnO	0.05	0.07	0.06	0.00	0.38	0.12	0.12	0.26
Na ₂ O	0.05	0.31	0.34	0.18	0.14	0.14	0.05	0.62
K ₂ O	0.16	1.55	3.72	3.17	0.66	0.69	0.82	0.76
CaO	0.03	1.17	0.38	0.24	0.34	0.37	0.39	0.13

Note: Analyses 1 to 4 are representative of pre-burial clay coats. 1: Detrital kaolinite, sample B-6, well B; 2: smectite-rich detrital clay material, sample B-5, well B; 3-4: hydroxy-interlayered, rich detrital clay material, sample B-12, well B. Analyses 5 to 8 are representative of diagenetic clay coats (authigenic berthierine); analyses 5 to 7: sample CR12-18, well CR12; analysis 8: sample CR12-14, well CR12. Compositions were calculated from energy dispersive X-ray analyses (EDS) in the scanning electron microscopy and expressed in oxide weight percent. For easier comparison, they were normalized to a sum of 86% (which is the theoretical sum of oxide weight percent for dehydrated kaolinite and berthierine). Total iron has been arbitrarily considered as ferric in detrital clays and as ferrous in authigenic berthierine.



and from the XRD patterns of randomly oriented powder preparations (Fig. 14A) such as berthierine has only been identified in samples buried at depths exceeding 900 m (Figs. 9 and 12). These XRD patterns differ from those of shallowly buried samples (depths of less than 500 m; Fig. 14) in that they contain all of the peaks corresponding to the diagnostic hk reflections of berthierine as referenced in the literature (Brindley and Brown, 1980). More particularly, berthierine is unambiguously indicated from a series of peaks marked by an asterisk in Figure 14A (d-spacing = 4.67 Å, 2.68 Å, 1.56 Å, and 1.52 Å, respectively). These peaks are not overlapped by the peaks of kaolinite or any other 2:1 dioctahedral phyllosilicates such as HIMs or illite (Fig. 14A). In addition, the 060 reflection close to 1.56 Å (Fig. 14B) is indicative of a *b* parameter (*b* = 9.36 Å) that is similar to that given in literature for berthierine (Brindley and Brown, 1980). From the XRD results, it appears that the increasing amount of berthierine in the clay fraction of samples buried at depths exceeding 900 m is coupled with a marked decrease in the amount of detrital kaolinite and HIMs (Fig. 14B). No diffraction peaks of chlorite can be identified in the XRD patterns of samples containing berthierine. The broad bands near 3550 cm⁻¹ and 3400 cm⁻¹ observed in the FTIR spectra on dehydrated samples of sandstones in which diagenetic clay coats were observed (Fig. 15) are also key diagnostic features for the identification of natural or synthetic berthierine minerals (Mackenzie and Berezowski, 1984; Rivard et al., 2013, and references therein).

When plotted in the MR³⁺-2R³⁺-3R²⁺ and Al-Fe-Mg ternary diagram, the EDS analyses of the diagenetic clay coats spread over compositional fields (Figs. 10A-10B) that extend between that determined in the pre-burial clays and that of berthierine as determined from data in the literature (Bhattacharyya, 1983, and references therein). More particularly, the chemical composition of the iron-rich particles is very similar to that of berthierine as determined in the Wealden

Figure 9. Ternary diagrams plot the point chemical analyses for the different types of clay particles identified in pre-burial and diagenetic clay coats of the Wealden Group sandstones. (A) MR³⁺-2R³⁺-3R²⁺ diagram (Velde, 1985). (B) Al-Fe-Mg diagram. Iron has been arbitrarily considered as Fe³⁺ in pre-burial clay particles and Fe²⁺ in diagenetic clay particles.

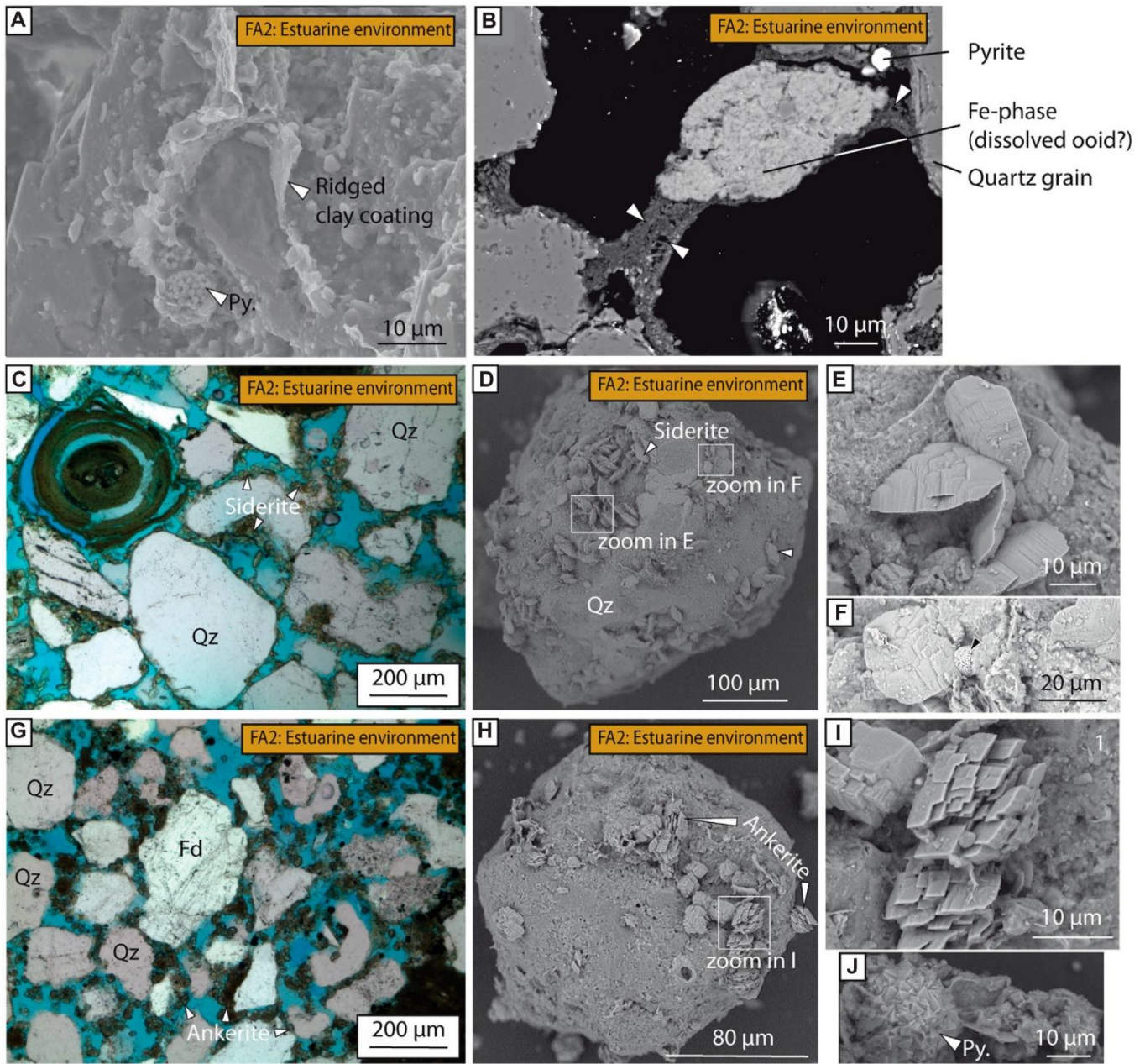


Figure 10. Thin section and scanning electron microscope (SEM) photomicrographs from estuarine samples show: (A) SEM view of framboidal pyrite (Py) embedded within clay coat with ridged texture (Well CR12, sample CR12-12, 931.1 m). (B) Backscatter SEM view of pyrite (Py) embedded within clay coating, a partially dissolved iron-rich ooid, and pore-bridging clay (white arrow) (Well CR12, sample CR12-11, 934 m). (C) Thin section image shows small diagenetic siderite rhombs (white arrow) intermixed with clay grain coat on a detrital quartz grain and ooid grain probably recrystallized in berthierine (Well CR12, sample CR12-18, 909 m). (D–F) SEM views show morphology of rhombic siderite on quartz (Well CR12, sample CR12-18, 909 m). (G) Thin section image shows patchy ankerite grain coat (Well FO1, sample FO1-09, 453.9 m). (H–I) SEM views show the morphology of patchy ankerite on detrital grain (Well FO1, sample FO1-09, 453.9 m). (J) SEM view shows framboidal pyrite intermixed with clay coat. Framboidal or cubic pyrite was observed to be associated with both types of Fe-carbonates (Well FO1, sample FO1-09, 453.9 m). Key: Qz—quartz; Py.—pyrite; Fd—feldspar.

Group sediments in Southeast England (Taylor, 1990). Such an overall compositional field suggests that, in many cases, admixture with,

or juxtaposition to, berthierine of very fine particles of pre-burial clay minerals (illite, smectite, kaolinite, HIMs, etc.) still persists

in the diagenetic clay coat. Locally, the last diagenetic phase is marked by blocky calcite cement filling the residual intergranular space.

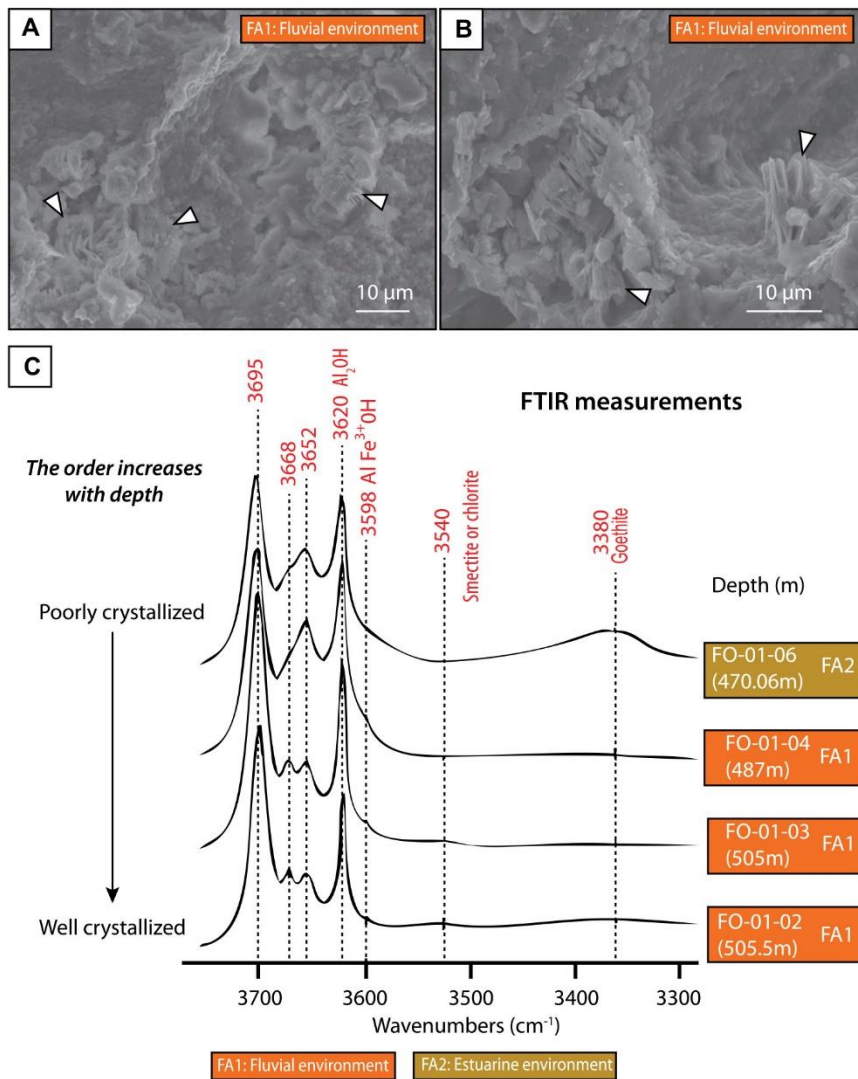


Figure 11. (A–B) Scanning electron microscope (SEM) images show vermicular kaolinite (arrow) intermixed with detrital clay coats partially filling a pore in fluvial facies association (FA1) (Well FO-01, sample FO-01-03, 505 m). (C) Composite Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy spectra of samples from well FO-01 in the OH stretching bands region shows decreasing structural ferric iron content and increasing crystallinity of kaolinite with increasing depth.

DISCUSSION

Paragenetic Sequence of the Wealden Group Sandstones

From the petrographic observations, we specify the timing of the diagenetic events (Fig. 16). This paragenetic sequence was established by cross-referencing and superimposing textural features observed using the optical microscope and SEM (Figs. 10, 12, and 16).

First, detrital clay coats form around sand grains at the time of sedimentation. The min-

eralogy of these detrital clay coats consists of variable quantities of kaolinite, illite, smectite, and HIMs, the relative proportions of which vary depending on the original depositional setting (Table 1). Detrital clay coats consist of various textures such as bridged or ridged clay coats. The percentage of grains with detrital clay coats ranged from 37% in fluvial facies (Table 1) and 39% in estuarine facies (Table 1), which is far higher than the 20% reported from the modern tidal bars of the Gironde estuary but similar to values reported in the estuarine point bars of the Garonne (Virolle et al., 2019a, 2020). Coat cov-

erage is also similar to the alluvial part of the Ravenglass estuary (UK), where the majority of the sand grains are covered by ~30% clay coats (Griffiths et al., 2018a, 2019). Fe ooids are found in wells FO-01 and FO-06 in the deltaic facies (F3b), but also in well CR12. XRD, SEM/EDS, and IR indicate that Fe ooids consist of goethite (Fig. 6H and Figs. 13–15), similar to what has been reported in the Wealden Group sandstones of the Eastern Paris Basin (Brigaud et al., 2018). Considering all facies, the coated grain content is on average higher in the deeper well (CR12, 41%) than in the shallow boreholes (Beynes and Fouilleuse with 23% and 28%, respectively).

During the first stage of diagenesis (eodiagenesis), framboidal pyrite (<20 μm) form in the detrital clay coats, probably in response to the reducing conditions imposed on the marine sediments during the decay of organic matter (McKay and Longstaffe, 2003).

The next event, early in the burial history (at a depth of ~500 m), includes kaolinite recrystallization through a dissolution crystallization mechanism that gradually improves its crystallinity (Fig. 11). At much the same time, siderite and ankerite formed as they are also observed coating grains, including around Fe ooids, which later partly dissolved (Figs. 10C–10I). At greater depths, and only within the deepest well, CR12, some minerals were partially dissolved, including the iron ooids (goethite), kaolinite, and detrital micas (Figs. 10B–10C). Authigenic berthierine crystallized, forming a thin and continuous clay coat on both detrital and earlier eogenetic minerals (Fig. 12). The coat morphology also changed with burial depth from partial coats (ridges, bridges) to more complete berthierine coats around the sand grains (Fig. 12). Berthierine coats completely cover grain surfaces, including eogenetic pyrite and some incipient low-temperature quartz overgrowth (Fig. 12). The growth of quartz was stopped by the formation of the berthierine grain coats (Fig. 12C). Ankerite coatings coexisted with the berthierine, which suggests that iron played a key role in the paragenesis. At even greater depths, within the deepest well (CR12), blocky calcite cement formed and partially filled available intergranular pore space.

It is believed that the precipitation of berthierine is the first step before chloritization and that early berthierine clay coats are the precursor mineral for the iron-rich chlorite, which is frequently observed in deeper buried sandstone reservoirs around the world (Morad et al., 2010; Worden et al., 2020). In our study, it is believed that the berthierine observed at a burial depth of ~900 m marks the initiation of chloritization.

Quartz overgrowths and authigenic berthierine clay coats formed on the surface of detrital

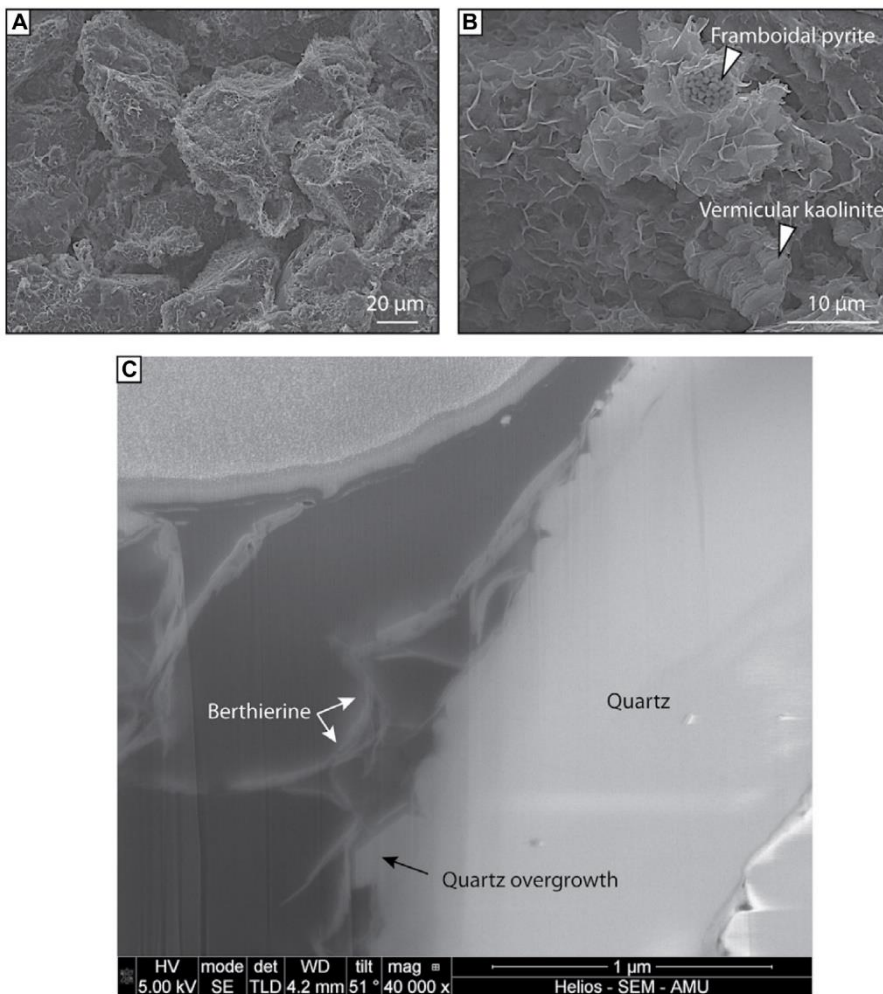


Figure 12. Scanning electron microscope (SEM) images show authigenic clay coats in sample CR12-14 from the estuarine facies. (A) Low-magnification view of clay-coated grains. (B) Close-up shows honeycomb morphology of iron-rich berthierine coating intermixed with framboidal pyrite and vermicular kaolinite. (C) SEM image of an ultra-thin focused ion beam (FIB) section shows the contact between iron-rich clay minerals (berthierine) and the detrital quartz grain small incipient quartz overgrowths that appear to be inhibited by the crystallization of the early berthierine clay coat.

grains of poorly consolidated sandstones buried at depths of less than 1 km. These two minerals are cogenetic, but growth of secondary quartz in the pore space appears to have been prevented by the formation of berthierine crystallites at the base of the diagenetic clay coat. This means that in the Wealden Group sandstones case study, the inhibition of quartz cementation in pore spaces of sandstones, which is of major importance for the preservation of good reservoir quality, was initiated before and not after the conversion of berthierine to Fe-chlorite, as is usually considered in the literature (Pittman and Lumsden, 1968; Larese, et al., 1984; Ehrenberg, 1993; Bloch et al., 2002; Beaufort et al., 2015; Saïag et al., 2016; Worden et al.,

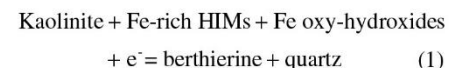
2020). In the 1990s, works on temperature and kinetics of quartz growth suggested that most quartz cement precipitates at temperatures higher than 80 °C (Walderhaug, 1994b, 1994a, 1996; Lander and Walderhaug, 1999; Walderhaug et al., 2000; Lander et al., 2008). This minimum temperature of 80 °C was partly suggested because quartz cements were infrequently observed in sandstones that had never been buried at temperatures greater than 70–80 °C, and also because fluid inclusions in quartz overgrowths rarely reveal homogenization temperatures below 70–80 °C (Walderhaug, 1994b, 1994a). In this study, we have shown that small quantities of quartz overgrowths formed on the surface of detrital quartz grains at depths of

less than 1 km and temperatures below 40 °C. These secondary quartz overgrowths are cogenetic with berthierine minerals, but growth of quartz was inhibited by the formation of early berthierine clay coats. Thus, this diagenetic study of the Wealden Group sandstones provides proof that minor amounts of quartz cement do precipitate at low temperatures (<40 °C) and shallow burial, which counters the idea that quartz overgrowth in sandstone reservoirs only precipitates at temperature higher than 80 °C.

Berthierine Crystallization and Reaction Pathway

Berthierine crystallization in sandstone has been interpreted as an early diagenetic process of iron oxy-hydroxide and kaolinite under anoxic conditions (Taylor, 1990; Hornibrook and Longstaffe, 1996). The crystallization of berthierine has been reproduced in experiments by Harder (1989) from iron hydroxide particles in solution under reducing conditions. In addition, pre-burial, berthierine-rich clays have been previously reported in Wealden Group sediments on the Isle of Wight, UK, (Huggett et al., 2018) and in the Weald Basin, UK (Taylor, 1990). In these cases, berthierine crystallization was interpreted as replacing fecal pellets (Huggett et al., 2018) or resulting from iron oxy-hydroxide ooids and kaolinite that formed in soils and was transported into the basin. In the present study, we believe the berthierine is unambiguously of diagenetic origin. It crystallized (1) as authigenic clay coats around detrital grains and early eogenetic minerals (Fig. 12) and (2) by replacement of ooid grains (Fig. 9C). To form berthierine, specific chemical elements are required such as Fe and Al in a reducing environment (Hornibrook and Longstaffe, 1996). In our case, berthierine appears to have formed from a source material consisting of aluminous and ferric detrital clays (mainly kaolinite, HIMS) and ferruginous-aluminous ooids (Taylor, 1990; Hornibrook and Longstaffe, 1996; Worden and Morad, 2003; Worden and Burley, 2003; Beaufort et al., 2015; Huggett et al., 2018; Worden et al., 2020).

From the mineralogical characteristics of the Wealden Group sandstones of the Paris Basin, we propose that berthierine is a product of the following reaction:



Furthermore, in the absence of silica released from significant compaction of the sediments, the silica required for the crystallization of the tiny quartz overgrowths formed at the interface

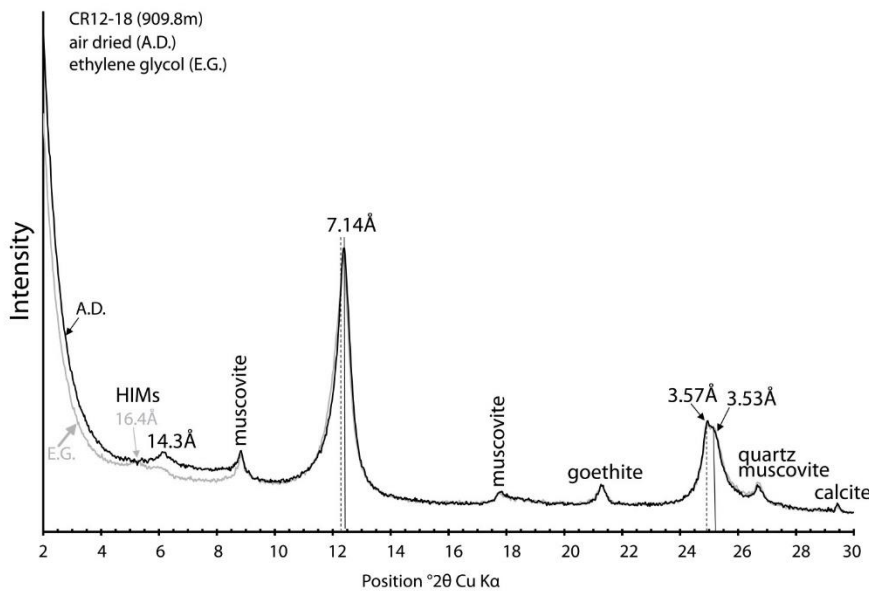


Figure 13. Comparison of air-dried (A.D.) and ethylene glycol- (E.G.) saturated, oriented X-ray diffraction (XRD) pattern of berthierine-bearing clay material (<2 μm) from estuarine sandstones buried at a depth exceeding 900 m (Well CR12, sample CR12-18, 909.8 m). Key: HIMs—hydroxy-interlayered clay minerals; solid bar—theoretical 00 l reflection of berthierine; dotted bars—theoretical 00 l reflections of kaolinite. Dotted lines (kaolinite) and solid lines (berthierine).

between detrital quartz and berthierine clay coats may also be provided by the same mineralogical reaction.

A basic pH (pH > 7) and low $p\text{CO}_2$ compatible with a connate seawater are required for the formation of berthierine (Maynard, 1986). The predominance of Fe^{2+} within berthierine suggests that reducing conditions are necessary (relatively low dissolved oxygen content in pore waters), such as in sub-oxic, iron-reducing conditions (Worden and Morad, 2003; Worden et al., 2020). We also observe berthierine as ooid grains replacing iron oxy-hydroxide and kaolinite (Figs. 10B–10C). These sandstones are relatively rich in organic debris, and decay of organic matter would explain changes in Eh toward reducing conditions. The reduction of iron in ferric and aluminous clays and ooids are prerequisites of prime importance for the crystallization of berthierine. The reduction of ferric iron in octahedral sheets allows the breakdown of the crystal structure of the ferric detrital clays and the release of Fe^{2+} , Si^{2+} , and Mg^{2+} in solution, while maintaining residual aluminous sheets, due to the very low solubility of Al in diagenetic waters. These residual aluminous sheets form the building blocks for the nucleation and growth of berthierine crystals when the conditions of stability for this mineral are reached.

Within the cores studied, the actual maximum burial depth of Wealden Group sand-

stones ranges from 450 m (Beynes wells A and B) to 1000 m (CR12). Comparisons of the shallower wells and the deeper well confirmed that berthierine only occurred in well CR12 at 910–922 m and not in the shallower wells. The present-day temperature of the CR12 well is 36 °C at a depth of \sim 900 m. Some studies have shown that the aquifer, located at 900 m depth, has a present-day temperature of \sim 38–40 °C (Le Nir et al., 2009; Seguin et al., 2015). The burial reconstruction for the CR12 well suggests that the Wealden Group sandstone reservoir is presently at its maximum burial depth and has probably been at the same depth for 40 m.y. (Fig. 2). Well CR12 has been buried at more than 800 m since 60 Ma, and the samples studied may have only been at a temperature of more than 30–33 °C for 60 m.y. (Fig. 2). Therefore, berthierine and the early quartz overgrowths formed at temperatures ranging from 30 °C to 36 °C and depths ranging from 850 m to 920 m. This zone would mark the transition from unconsolidated sands to lightly consolidated or brittle sandstones.

The Source-to-Sink Control for Berthierine Crystallization

Iron-rich ooids were well-developed in the upper part of the Wealden Group sandstones in the deltaic facies association in all of the wells studied. These iron ooids and ironstones are also

reported in the Wealden Group sandstones of the Weald Basin, which lies 250 km northwest of the study area (Taylor, 1990; Akinlotan, 2018, 2019), and in the eastern Paris Basin, which is 150 km east of the study area (Meyer, 1976).

Some studies show that thick lateritic weathering soils developed during the Early Cretaceous after successive tectonic events and several sea level falls that resulted in the emersion and erosion of local domains in western Europe (Meyer, 1976; Thiry et al., 2006; Barbarand et al., 2018). Laterite refers to iron oxides and aluminum-rich soils whereas ferricrete refers to iron-rich duricrusts in soils, which are referred to here as paleosoils. For example, on the Hercynian basements, thick kaolinitic weathering profiles and ferricrete formed during the Early Cretaceous according to palaeomagnetic dating (Fig. 16; Thiry et al., 2006). Meyer (1976) described the development of soils during the emersion of Wealden Group sediments in the eastern part of the Paris Basin. In addition, very early sideritic ironstones (ferricrete) have been reported from the Wadhurst Clay Formation (Valanginian) within the Weald Basin, SE England (Akinlotan, 2019). These studies suggest that during the Early Cretaceous, periods of emersion in the basin induced continental conditions, which resulted in lateritic weathering followed by erosion on the basin edges (i.e., the Ardennes, Brabant, Central, and Armorican Massifs). As several tributaries would have flowed into the Wealden gutter (Thiry et al., 2006), erosion and weathering by-products such as aluminum and iron may have been deposited into the NW–SE Wealden gutter during deposition of the Wealden Group sandstones (Thiry et al., 2006, and references therein; Fig. 17). Taylor (1990) suggested that iron ooids or kaolinite ooids resulted from pedogenic processes in laterite soils that were eroded and then transported to the basin. Such pedogenic processes are also very good candidates for the supply of HIMs.

The Al may also have originated from the dissolution of Al minerals identified within the Wealden Group sandstone such as kaolinite, smectite, illite, or mica (Rivard et al., 2013). Within the samples studied, partly dissolved kaolinite and detrital mica is observed in samples containing diagenetic berthierine (Fig. 12). Concerning Fe availability, detrital HIMs may have also played a role. These minerals are important because their high iron (Fe^{3+}) content may have significantly contributed to the source of iron required to form the deeper berthierine (in the Fe^{2+} state). HIMs formation involved in weathering processes are known to have formed thick kaolinitic weathering profiles and ferricrete levels around the Paris Basin during the Early Cretaceous (Meyer, 1976; Thiry et al., 2006). The source-to-sink system in the basin during the

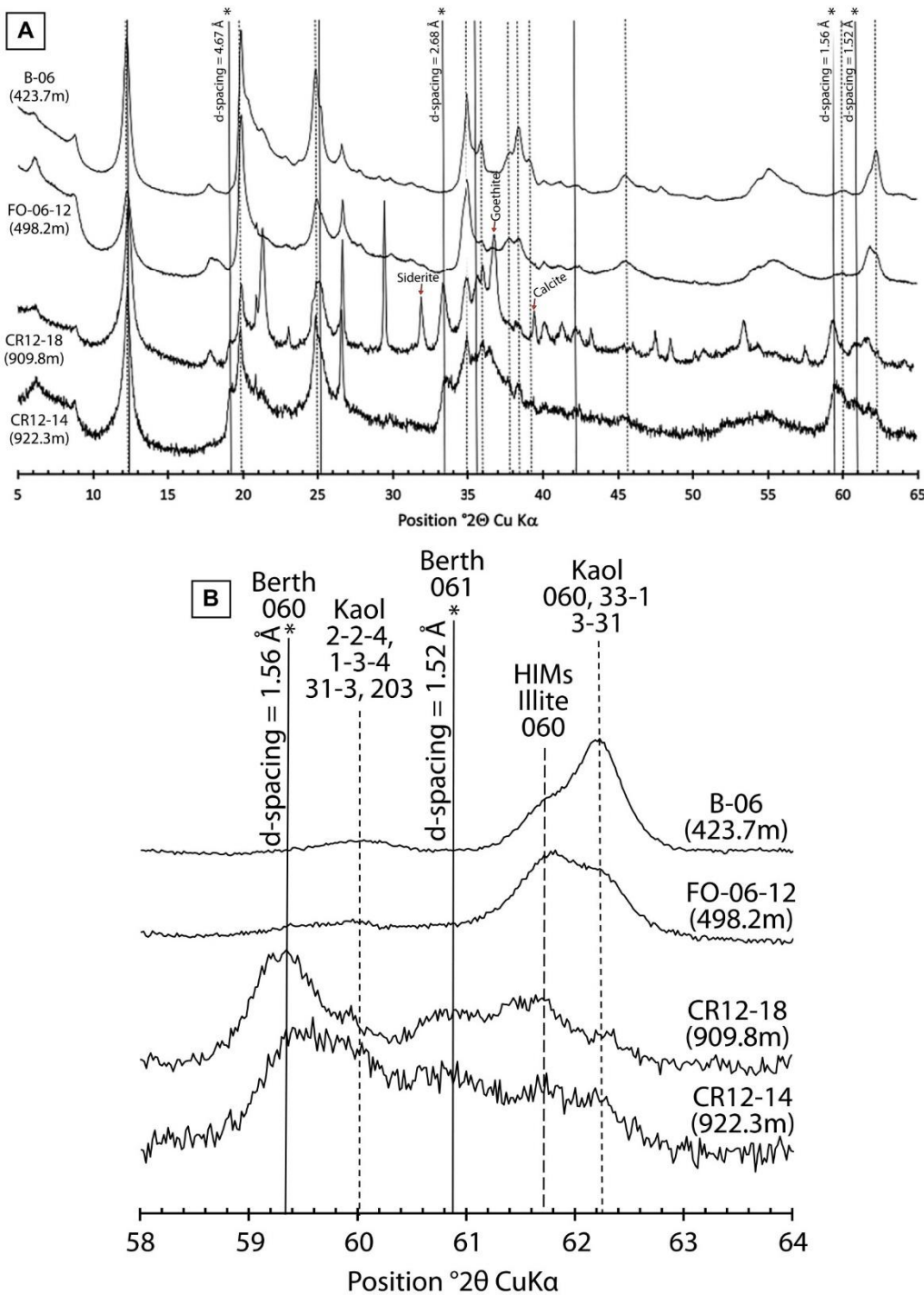


Figure 14. Comparison shows X-ray diffraction (XRD) patterns of randomly oriented clays from sandstones buried in shallow wells (Well B, sample B-06 at 423.7 m; Well FO-06, sample FO-06-12 at 426.2 m) compared to deeper well CR12 (Well CR12, samples CR12-18 at 909.8 m and CR12-14 at 922.3 m). (A) Diffractograms show difference between kaolinite reflections (dotted lines) and berthierine reflections (solid lines). The solid lines marked with an asterisk correspond to the XRD reflections of berthierine, which do not overlap with reflections of kaolinite or any other types of 2:1 dioctahedral phyllosilicates (such as hydroxy-interlayered clay minerals [HIMs] or illite). (B) Close-up shows the XRD peaks in the angular region of 060 reflection for phyllosilicates (58–64° 2θ, Cu Kα). Miller indices are indicated for each hk reflection.

Early Cretaceous was conducive to sand sedimentation with a massive supply of iron ooids and kaolinite in the clay assemblage (≈40% of kaolinite on average in the clay assemblage of the Wealden Group sandstones in the Paris Basin). The origin of these Fe ooids is not easy to characterize and is a continuing problem in sedimentary geology (Sturesson et al., 2000;

Di Bella et al., 2019). Iron ooids have been associated with lateritic soil formation in many low-latitude areas (Young and Taylor, 1989). Iron ooids in the Wealden Group sandstones of the Paris Basin around Germigny-sur-Coulombs have been documented by Taylor (1996). These ooids were characterized by concentric laminations of goethite around quartz or iron oxide

nuclei (Taylor, 1996). Taylor (1996) proposed a marine environment origin for the goethite ooids in the Wealden Group sandstones, suggesting that precipitation occurred on the seafloor or just below the sediment/marine water interface. A similar process has been suggested by Collin et al. (2005) for the origin of goethite ooids in Jurassic marine environments of the eastern Paris Basin.

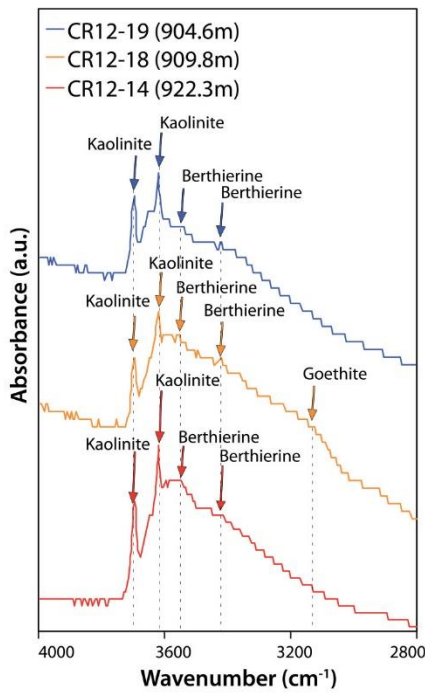


Figure 15. Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR) spectra compare the clay fraction for different estuarine samples in Well CR12. Berthierine has been identified by scanning electron microscope observations and X-ray diffraction in each of these samples (CR12-14, CR12-18, and CR12-19).

In the Wealden Group sandstones, the presence of quartz or ironstone nuclei suggests that the detrital grains (iron fragments and quartz) were most likely derived from the lateritic and ferricrete pa-

leosols located in the eastern Paris Basin (Taylor, 1996). Although weathering during a warm climate during the Early Cretaceous is undeniable (Thiry et al., 2006), we believe an eodiagenesis process in estuarine environments at the sediment surface and accretion of Fe-oxy-hydroxide around nuclei is a more reasonable explanation for the origin of goethite ooids (Schiavon, 1988; Taylor, 1996). Iron-oxidizing bacteria and/or fungi could have promoted this eodiagenetic process (Préat et al., 2008). Weathering processes also release kaolinite and HIMs within oxidizing waters, which promotes the particulate transport of Al and Fe into the clastic sedimentary formations (Morad et al., 2000). After shallow burial (here, greater than 800 m), dissolution of the Fe-bearing minerals under reducing conditions would release Fe^{2+} in solution to form berthierine by the interaction of dissolved iron in waters and kaolinite during shallow burial (Rivard et al., 2013). Therefore, the contribution of minerals from Al and iron-rich soils (such as HIMs) to the source material appears to play a key role in the formation of berthierine crystallization and thus the subsequent chloritization of the sandstones that will occur at greater burial depths.

Implications for the Early Determinism of the Reservoir Qualities of Chloritized Sandstones

Berthierine in the Lower Cretaceous Wealden sediments of the Paris Basin can be considered as a precursor of Fe-rich chlorite coatings (e.g., Worden et al., 2020). With increasing burial depth, berthierine would be converted into Fe-rich chlorite through a chlorite-berthierine mixture as observed in

the Springhill sandstones (Early Cretaceous, Argentina, Austral Basin), which were buried to ~2400 m and at a temperature of more than 80 °C (Tinseau, 2002). This berthierine to Fe-chlorite transformation in sandstones has been reproduced experimentally by Aagaard et al. (2000), and chlorite-berthierine mixed layers have been reported from XRD investigations in many chloritized sandstone reservoirs around the world (Reynolds, 1988, 1992; Hillier and Velde, 1992; Ryan and Reynolds, 1996; Ryan and Hillier, 2002). Finally, on the basis of high-resolution TEM investigations, microstructural models have been proposed to explain the volume-conserving aspect of the berthierine-to-chlorite reaction and the related formation of chlorite-berthierine mixed layers (Banfield and Bailey, 1996; Xu and Veblen, 1996). Although still debated, it is broadly agreed that the temperature at which Fe-rich chlorite replaces berthierine in natural systems through MLMs ranges from 40 °C to 120 °C (Jahren and Aagaard, 1989; Hillier and Velde, 1992; Ehrenberg, 1993; Aagaard et al., 2000; Worden and Morad, 2003; Beaufort et al., 2015; Šegvić et al., 2020; Worden et al., 2020). Sandstones of the Wealden Group of the Paris Basin whose maximum burial depth and temperature never exceeded 1 km and 40 °C, respectively, appear to allow a perfect case study for examining the petrographic and mineralogical characteristics of sandstones that underwent only incipient pre-chloritization processes (i.e., in which replacement of the berthierine precursor by Fe-bearing chlorite has not occurred).

A major finding of this study is that authigenic berthierine coats form at shallower depths and at lower temperatures than those at

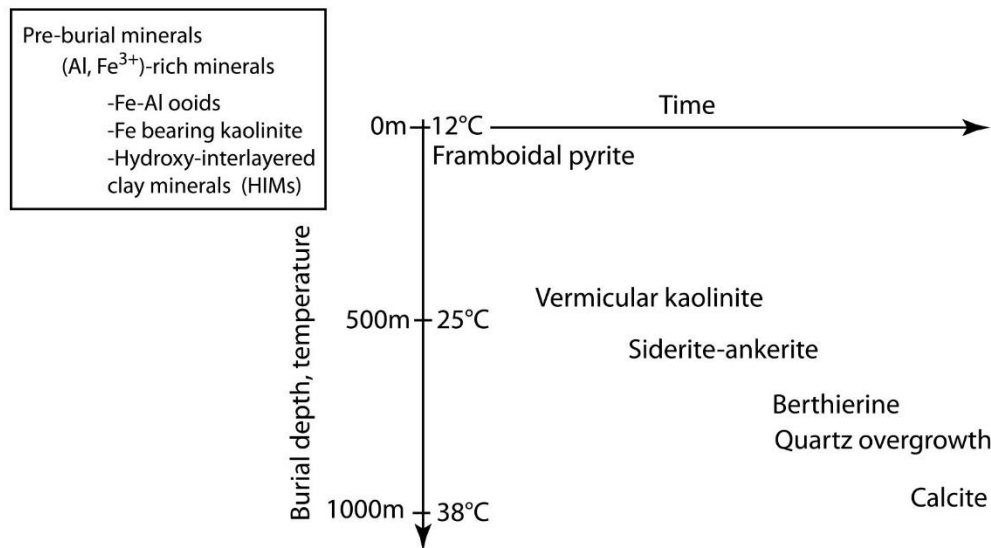


Figure 16. Paragenetic sequence for the Wealden Group sandstones in the Paris Basin is shown. Potential pre-burial aluminum/iron-rich minerals include Fe-Al ooids, Fe-bearing kaolinite, and hydroxy-interlayered clay minerals (HIMs).

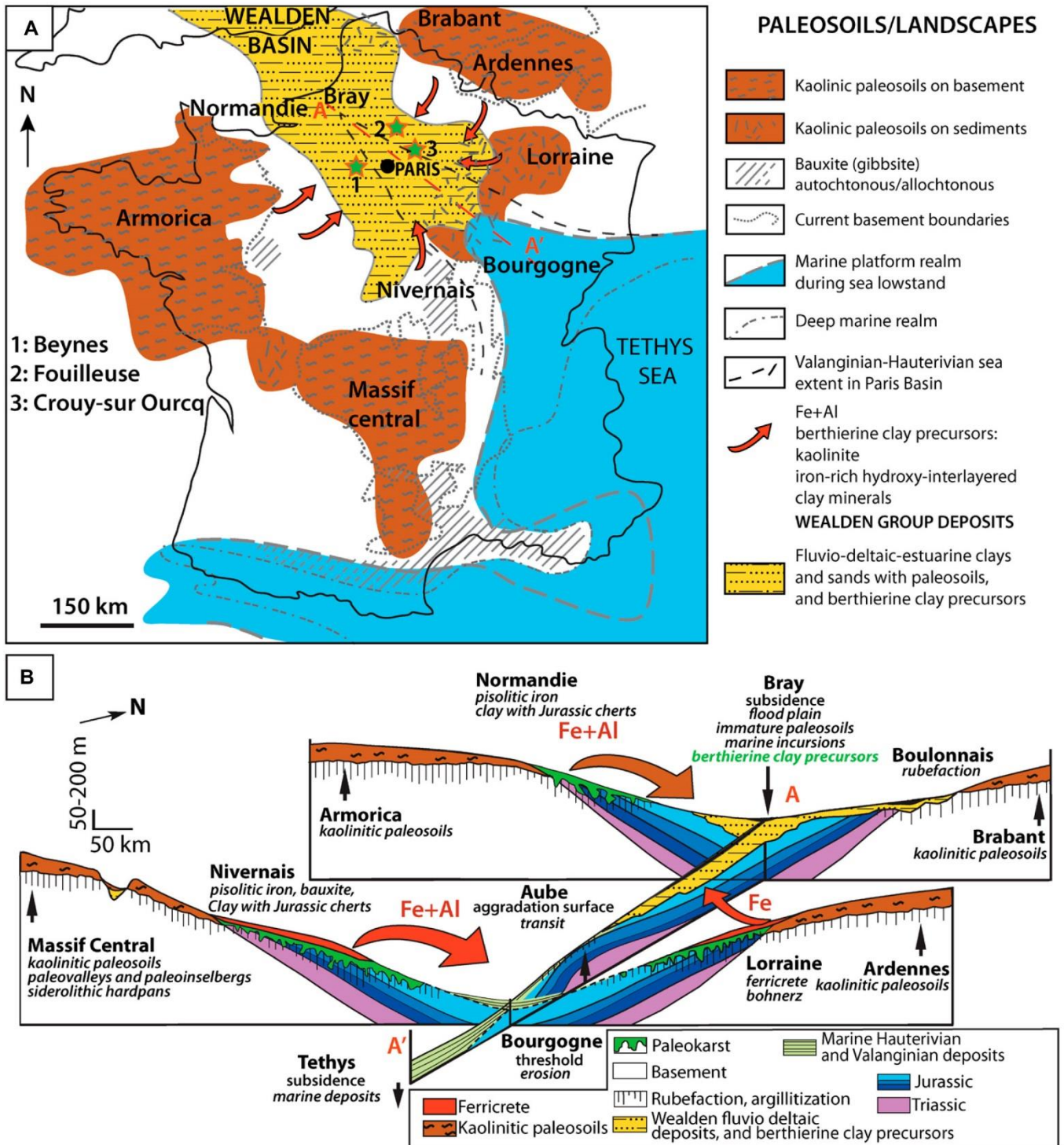


Figure 17. (A) Paleogeographic map shows France and Belgium during the Early Cretaceous period with paleo-weathering zones (from Thiry et al., 2006). (B) NW-SE transect (A-A' on map A) shows structure of the Wealden gutter and its edges during the Barremian (from Thiry et al., 2006).

which the berthierine-to-chlorite conversion is effective and that berthierine grain coats inhibit incipient, low-temperature quartz cementation

on detrital quartz grains (Fig. 12C). The process inhibiting quartz growth begins during the crystallisation of berthierine ($T < 40\text{ }^{\circ}\text{C}$,

burial depth $< 1\text{ km}$). This means that berthierine, rather than iron-rich chlorite, is the key mineral primarily controlling reservoir quality

of the deeply buried sandstone reservoirs by inhibiting excessive quartz growth.

CONCLUSIONS

(1) Based on detailed petrographic and diagenetic study of the Wealden Group sandstones of the Paris Basin, we document formation of berthierine minerals at shallow depths and low temperatures (0.8–1 km and 35–40 °C) prior to the formation of chlorite.

(2) The sandstones are mainly feldspathic litharenites deposited in a transgressive sequence of coastal environments ranging from fluvial, estuarine, and deltaic to shoreface.

(3) In core samples from 400 m to 600 m depth, sandstones include iron ooids (goethite), kaolinite and hydroxy-interlayered clay minerals (HIMs). In a different well, CR12, which was sampled at a depth of 900–970 m, clay minerals are quite different and include berthierine, which occurs as authigenic clay coats around detrital grains with a typical honeycomb texture. The main controlling factor in the formation of berthierine is burial depth.

(4) Small, incipient quartz overgrowths were documented on the surface of detrital quartz grains that were buried at less than 1 km of burial depth and at temperatures below 40 °C.

(5) The arrangement of berthierine crystals at the base of an early clay grain coat appears to have inhibited the development of early quartz overgrowths. Our study reveals that the key mineral controlling reservoir quality of deeply-buried sandstone reservoirs is berthierine, which challenges the common assumption that iron-rich chlorite is the most important mineral inhibiting the development of quartz cement. Iron-rich chlorite is known to replace berthierine at depth and high temperatures (>70–80 °C), but this study suggests that berthierine is already a decisive factor in inhibiting quartz overgrowth at shallower burial depths.

(6) During a period that is conducive to the development of thick, kaolinite-rich weathering profiles or ferricrete (lateritic soils), minerals produced from these soils such as iron ooids, kaolinite, or hydroxy-interlayered clay minerals (HIMs) were eroded and then transported into the basin. Kaolinite or hydroxy-interlayered clay minerals (HIMs) are key candidates to be the precursor and source of berthierine. During burial, the crystallization of authigenic berthierine and early quartz overgrowth are associated with the dissolution of kaolinite and Fe-rich HIMs and the replacement of iron ooids under reducing conditions. The reduction of ferric iron (Fe³⁺) in ferric clays and ooids releases Fe²⁺, which is conducive to the nucleation and growth of berthierine.

(7) The source-to-sink context of the Paris Basin during the Early Cretaceous controlled the supply of sands, clays—in particular, kaolinite and HIMs—and iron ooids in the Wealden gutter in the center of the Paris Basin.

(8) Estuarine and deltaic sedimentary environments were ideal for berthierine crystallization, as they favor mixing of sands, kaolinite, and ferric and aluminum-rich clay assemblages and iron ooids (and organic matter entrapment with reducing conditions). This study enhances our knowledge of both the mineral reactions involved and mode of formation and shows how understanding mineral reactions in low temperature, shallow burial settings can provide important insights into the key factors that control deep reservoir quality.

ACKNOWLEDGMENTS

This work is the result of project no. P04980 CLAYCOAT “CLAY COATING in Shallow Marine Clastic Deposits to Improve Reservoir Quality Prediction,” a collaborative project of the University Paris-Saclay, Bordeaux INP, University of Bordeaux Montaigne, University of Poitiers, and Neptune Energy. This study benefitted greatly from Neptune Energy funding and technical support from the European Union (ERDF) “Region Nouvelle Aquitaine.” This work is also supported in part by the “Geothermal Water Circulation in Heterogeneous Aquifers” project funded by the Paris-Saclay Initiative d’Excellence, a state aid program managed by the Agence Nationale de la Recherche (ANR-11-IDEX-0003). The authors also thank Philippe Blanc for the high quality thin sections, Maurice Pagel for fruitful discussions about the occurrence of berthierine in sedimentary rocks, and Richard Worden of the University of Liverpool, an anonymous reviewer, and associate editor Peter Eichhubl of the University of Texas at Austin for extremely helpful comments and detailed reviews that greatly improved the quality of the original manuscript.

REFERENCES CITED

- Aagaard, P., Jahren, J.S., Harstad, A.O., Nilsen, O., and Ramm, M., 2000, Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences: *Clay Minerals*, v. 35, p. 261–269, <https://doi.org/10.1180/000985500546639>.
- Aja, S., 2019, Excess functions of chlorite solid solutions and neof ormation of Fe-chlorites: Some implications of recent thermochemical measurements: *The American Mineralogist*, v. 104, p. 232–243, <https://doi.org/10.2138/am-2019-6794>.
- Akinlotan, O., 2016, Porosity and permeability of the English (Lower Cretaceous) sandstones: *Proceedings of the Geologists’ Association*, v. 127, p. 681–690, <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2016.10.006>.
- Akinlotan, O., 2017, Mineralogy and palaeoenvironments: The Weald Basin (Early Cretaceous): *Southeast England: The Depositional Record*, v. 3, p. 187–200, <https://doi.org/10.1002/dep2.32>.
- Akinlotan, O., 2018, Multi-proxy approach to palaeoenvironmental modelling: The English Lower Cretaceous Weald Basin: *Palaeoenvironments of the Weald Basin: Geological Journal*, v. 53, p. 316–335, <https://doi.org/10.1002/gj.2893>.
- Akinlotan, O., 2019, Sideritic ironstones as indicators of depositional environments in the Weald Basin (Early Cretaceous) SE England: *Geological Magazine*, v. 156, p. 533–546, <https://doi.org/10.1017/S0016756817001017>.

- Allen, P., 1959, The Wealden Environment: Anglo-Paris Basin: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 242, p. 283–346, <https://doi.org/10.1098/rstb.1959.0006>.
- Allen, P., and Wimbledon, W.A., 1991, Correlation of NW European Purbeck-Wealden (nonmarine Lower Cretaceous) as seen from the English type-areas: *Cretaceous Research*, v. 12, p. 511–526, [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(91\)90005-W](https://doi.org/10.1016/0195-6671(91)90005-W).
- Anjos, S.M.C., De Ros, L.F., and Silva, C.M.A., 2003, Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil, *in* Worden, R.H., and Morad, S. eds., *Clay Mineral Cements in Sandstones*: Oxford, UK, Blackwell Publishing Ltd., p. 289–316, <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch13>.
- Bahlis, A.B., and De Ros, L.F., 2013, Origin and impact of authigenic chlorite in the Upper Cretaceous sandstone reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazil: *Petroleum Geoscience*, v. 19, p. 185–199, <https://doi.org/10.1144/petgeo2011-007>.
- Banfield, J.F., and Bailey, S.W., 1996, Formation of regularly interstratified serpentine-chlorite minerals by tetrahedral inversion in long-period serpentine polytypes: *The American Mineralogist*, v. 81, p. 79–91, <https://doi.org/10.2138/am-1996-1-211>.
- Barbarand, J., Bour, I., Pagel, M., Quesnel, F., Delcambre, B., Dupuis, C., and Yans, J., 2018, Post-Paleozoic evolution of the northern Ardenne Massif constrained by apatite fission-track thermochronology and geological data: *Bulletin de la Société Géologique de France—Earth Sciences Bulletin*, v. 189, p. 16, <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018015>.
- Barnhisel, R.I., and Bertsch, P.M., 1989, Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite, *in* Dixon, J.B., and Weed, S.B. eds., *Minerals in Soil Environments*: Madison, Wisconsin, USA, Soil Science Society of America, SSSA Book Series, v. 1, p. 729–788, <https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c15>.
- Beaufort, D., Cassagnabere, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J.C., and Johansen, H., 1998, Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs: *Clay Minerals*, v. 33, p. 297–316, <https://doi.org/10.1180/000985598545499>.
- Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoue, S., and Patrier, P., 2015, Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems—a review: *Clay Minerals*, v. 50, p. 497–523, <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.4.06>.
- Bel, A., Poux, A., Goyéneche, O., Allier, D., Darricau, G., and Lemale, J., 2012, Étude préalable à l’élaboration du schéma de développement de la géothermie en Île-de-France: *Bureau de Recherches Géologiques et Minières Rapport final RP-60615-FR*, 165 p.
- Bergerat, F., Elion, P., Frizon de Lamotte, D., Proudhon, B., Combes, P., André, G., Willeveau, Y., Laurent-Charvet, S., Kouridian, R., Lerouge, G., and Ott d’estevou, P., 2007, 3D multiscale structural analysis of the eastern Paris Basin: The Andra contribution, *in* Lebon, P. ed., *A Multi-Disciplinary Approach to the Eastern Jurassic Border of the Paris Basin (Meuse/Haute-Marne)*: *Mémoire de la Société Géologique de France*, v. 178, p. 15–35.
- Bhattacharyya, D.P., 1983, Origin of berthierine in ironstones: *Clays and Clay Minerals*, v. 31, p. 173–182, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1983.0310302>.
- Billault, V., Beaufort, D., Baronnet, A., and Lacharpagne, J.-C., 2003, A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs: *Clay Minerals*, v. 38, p. 315–328, <https://doi.org/10.1180/0009855033830098>.
- Bloch, S., Lander, R.H., and Bonnell, L., 2002, Anomalous high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 86, p. 301–328.
- Böttig, M., Gier, S., and Jilg, W., 2017, Artificially induced clay mineral authigenesis in an underground gas storage field, North Alpine Foreland Basin, Austria: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 101, p. 789–806, <https://doi.org/10.1306/09021615178>.
- Brigaud, B., Vincent, B., Pagel, M., Gras, A., Noret, A., Landrein, P., and Huret, E., 2018, Sedimentary

- architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris Basin, France): *Sedimentary Geology*, v. 373, p. 48–76, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.04.011>.
- Brindley, G.W., and Brown, G., eds., 1980, *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*: London, Mineralogical Society, Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, v. 5, 495 p., <https://doi.org/10.1180/mono-5>.
- Buissart, H., Clement, B., and Leblanc, M., 1988, *Éléments nouveaux sur le faciès wealdien au Nord-Est de Paris: Annales de la Société géologique du Nord*, v. 107, p. 155–176.
- Carstea, D.D., 1968, Formation of hydroxy-Al and -Fe interlayers in montmorillonite and vermiculite: Influence of particle size and temperature: *Clays and Clay Minerals*, v. 16, p. 231–238, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1968.0160305>.
- Castro, M.C., Goblet, P., Ledoux, E., Violette, S., and de Marsily, G., 1998, Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin: 2. Calibration of a groundwater flow model using noble gas isotope data: *Water Resources Research*, v. 34, p. 2467–2483, <https://doi.org/10.1029/98WR01957>.
- Collin, P.Y., Loreau, J.P., and Courville, P., 2005, Depositional environments and iron oxid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris Basin, France): *Sedimentology*, v. 52, p. 969–985, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00728.x>.
- Delineau, T., 1994, FTIR reflectance vs. EPR studies of structural iron in kaolinites: *Clays and Clay Minerals*, v. 42, p. 308–320, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1994.0420309>.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., and Sandulescu, M., 2000, Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, 24 maps and explanatory notes: I–XX: CCGM/CGMW, p. 1–269.
- Di Bella, M., Sabatino, G., Quartieri, S., Ferretti, A., Cavallazzi, B., Barbieri, R., Foucher, F., Messori, F., and Italiano, F., 2019, Modern iron oxides of hydrothermal origin as a proxy for ancient deposits: *Scientific Reports*, v. 9, p. 7107, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43181-y>.
- Dixon, S.A., Summers, D.M., and Surdam, R.C., 1989, Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic): Southern Alabama: AAPG Bulletin, v. 73, <https://doi.org/10.1306/44B4A24E-170A-11D7-8645000102C1865D>.
- Dowey, P.J., Hodgson, D.M., and Worden, R.H., 2012, Pre-requisites, processes, and prediction of chlorite grain coatings in petroleum reservoirs: A review of subsurface examples: *Marine and Petroleum Geology*, v. 32, p. 63–75, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.11.007>.
- Duteil, T., Bourillot, R., Grégoire, B., Virolle, M., Brigaud, B., Nouet, J., Braissant, O., Portier, E., Fénéis, H., Patrier, P., Gontier, E., Svahn, I., and Visscher, P.T., 2020, Experimental formation of clay-coated sand grains using diatom biofilm exopolymers: *Geology*, v. 48, p. 1012–1017, <https://doi.org/10.1130/G47418.1>.
- Ehrenberg, S.N., 1993, Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: Examples from the Norwegian continental shelf: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1260–1286.
- Folk, R.L., 1974, *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, v. 182, 184 p.
- Gély, J.-P., and Hanot, F., 2014, Coupe géologique du Bassin parisien et du Fossé rhénan, in *Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie*, Paris, Association des Géologues du Bassin de Paris: Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, Mémoire hors-série, v. 9, p. 1 plate.
- Gould, K., Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W., 2010, Relationship of diagenetic chlorite rims to depositional facies in Lower Cretaceous reservoir sandstones of the Scotian Basin: *Sedimentology*, v. 57, p. 587–610, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01106.x>.
- Griffiths, J., Worden, R.H., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., and Duller, R.A., 2018a, Detrital clay coats, clay minerals, and pyrite: A modern shallow-core analogue for ancient and deeply buried estuarine sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, v. 88, p. 1205–1237, <https://doi.org/10.2110/jsr.2018.56>.
- Griffiths, J., Worden, R.H., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., Duller, R.A., and Edge, R.L., 2018b, Estuarine clay mineral distribution: Modern analogue for ancient sandstone reservoir quality prediction: *Sedimentology*, v. 66, p. 2011–2047, <https://doi.org/10.1111/sed.12571>.
- Griffiths, J., Worden, R.H., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., and Duller, R.A., 2019, Compositional variation in modern estuarine sands: Predicting major controls on sandstone reservoir quality: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 103, p. 797–833, <https://doi.org/10.1306/09181818025>.
- 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., and Grandjean, G., 2000, Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints: *Geodinamica Acta*, v. 13, p. 189–245, <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>.
- Haile, B.G., Hellevang, H., Aagaard, P., and Jahren, J., 2015, Experimental nucleation and growth of smectite and chlorite coatings on clean feldspar and quartz grain surfaces: *Marine and Petroleum Geology*, v. 68, p. 664–674, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.006>.
- Harder, H., 1989, Mineral genesis in ironstones: A model based upon laboratory experiments and petrographic observations, in Young, T.P., and Gordon, W.E., eds., *Phanerozoic Ironstones*: Geological Society, London, Special Publication 46, p. 9–18, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.046.01.04>.
- Hillier, S., and Velde, B., 1992, Chlorite interstratified with a 7 Å mineral: An example from offshore Norway and possible implications for the interpretation of the composition of diagenetic chlorites: *Clay Minerals*, v. 27, p. 475–486, <https://doi.org/10.1180/claymin.1992.027.4.07>.
- Hornibrook, E.R.C., and Longstaffe, F.J., 1996, Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada: *Clays and Clay Minerals*, v. 44, p. 1–21, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1996.0440101>.
- Huggett, J.M., Gale, A.S., and Hazell, C., 2018, Early diagenesis of the lower Vectis Formation, Wealden Group Lower Cretaceous, Barremian, Sandown, Isle of Wight: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 129, p. 782–789, <https://doi.org/10.1016/j.jpecola.2018.08.004>.
- Jacquiu, T., Rusciadelli, G., Amedro, F., de Graciansky, P.-C., and Magniez-Jannin, F., 1998, The North Atlantic cycle: An overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe, in de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquiu, T., and Vail, P.R. eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 60, p. 397–409.
- Jahren, J.S., and Aagaard, P., 1989, Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation-water chemistry: *Clay Minerals*, v. 24, p. 157–170.
- Lander, R.H., and Walderhaug, O., 1999, Predicting porosity through simulating sandstone compaction and quartz cementation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 83, p. 433–449, <https://doi.org/10.1306/00AA9BC4-1730-11D7-8645000102C1865D>.
- Lander, R.H., Larese, R.E., and Bonnell, L.M., 2008, Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 92, p. 1537–1563, <https://doi.org/10.1306/07160808037>.
- Lanson, B., Ferrage, E., Hubert, F., Prêt, D., Mareschal, L., Turpault, M.-P., and Ranger, J., 2015, Experimental aluminization of vermiculite interlayers: An X-ray diffraction perspective on crystal chemistry and structural mechanisms: *Geoderma*, v. 249–250, p. 28–39, <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.03.005>.
- Larese, R.E., Pittma, E.D., and Heald, M.T., 1984, Effects of diagenesis on porosity development, Tuscaloosa Sandstone, Louisiana: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 68, 498 p.
- Le Nir, M., Bézégues, S., Ranquet, C., Szymanski, A.L., Darricau, G., and Lemale, J., 2009, Ressources géothermiques du département de l'Essonne (91): Bureau de Recherches Géologiques et Minières RP-56966-FR, 295 p.
- Mackenzie, K.J.D., and Berezowski, R.M., 1984, Thermal and Mössbauer studies of iron-containing hydrous silicates. V: Berthierine: *Thermochimica Acta*, v. 74, p. 291–312, [https://doi.org/10.1016/0040-6031\(84\)80030-1](https://doi.org/10.1016/0040-6031(84)80030-1).
- Maynard, J.B., 1986, Geochemistry of oolitic iron ores, an electron microprobe study: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 81, p. 1473–1483, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.6.1473>.
- McKay, J.L., and Longstaffe, F.J., 2003, Sulphur isotope geochemistry of pyrite from the Upper Cretaceous Marshybank Formation, Western Interior Basin: *Sedimentary Geology*, v. 157, p. 175–195, [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00233-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00233-6).
- Mégnién, C., and Mégnién, F., 1980, Synthèse géologique du Bassin de Paris: Orléans, Mémoire du BRGM, v. 101, 446 p.
- Meunier, A., Sardini, P., Robinet, J.C., and Prêt, D., 2007, The petrography of weathering processes: Facts and outlooks: *Clay Minerals*, v. 42, p. 415–435, <https://doi.org/10.1180/claymin.2007.042.4.01>.
- Meyer, R., 1976, Continental sedimentation, soil genesis and marine transgression in the basal beds of the Cretaceous in the east of the Paris Basin: *Sedimentology*, v. 23, p. 235–253, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1976.tb00048.x>.
- Morad, S., Ketzler, J.M., and De Ros, L.F., 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins: Diagenetic alterations in siliciclastic rocks: *Sedimentology*, v. 47, p. 95–120, <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x>.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzler, J.M., and De Ros, L.F., 2010, The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 94, p. 1267–1309, <https://doi.org/10.1306/04211009178>.
- Odin, G.S., 1988, Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Rock Facies—A Comparative Study: Amsterdam, Elsevier Science, 445 p.
- Odin, G.S., and Matter, A., 1981, De glauconiarum origine: *Sedimentology*, v. 28, p. 611–641, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1981.tb01925.x>.
- Pitman, E.D., and Lumsden, D.N., 1968, Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma: *Journal of Sedimentary Research*, v. 38, p. 668–670, <https://doi.org/10.1306/74D71A28-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Porrenga, D.H., 1967, Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment: *Marine Geology*, v. 5, p. 495–501, [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(67\)90056-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(67)90056-4).
- Préat, A., El Hassani, A., and Mamet, B., 2008, Iron bacteria in Devonian carbonates (Tafilalet, Anti-Atlas, Morocco): Facies, v. 54, p. 107–120, <https://doi.org/10.1007/s10347-007-0124-2>.
- Reynolds, R., 1988, Mixed layer chlorite minerals in hydrous phyllosilicates: *Reviews in Mineralogy*, v. 19, p. 601–629.
- Reynolds, R.C., 1992, Randomly interstratified serpentine/chlorite: Its detection and quantification by powder X-ray diffraction methods: *Clays and Clay Minerals*, v. 40, p. 262–267, <https://doi.org/10.1346/CCMN.1992.0400302>.
- Rivard, C., Pelletier, M., Michau, N., Razafitianamaharavo, A., Bihannic, I., Abdelmoula, M., Ghanbaja, J., and Villieras, F., 2013, Berthierine-like mineral formation and stability during the interaction of kaolinite with metallic iron at 90°C under anoxic and oxic conditions: *The American Mineralogist*, v. 98, p. 163–180, <https://doi.org/10.2138/am.2013.4073>.

- Roduit, N., 2007, JMicroVision: Un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent: Section de Sciences de la Terre, Université de Genève, 116 p., <https://doi.org/10.13097/archivage-ouverte/unige:468>.
- Rusciadelli, G., 1996, Stratigraphie séquentielle et modélisation de l'espace disponible du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Bassin de Paris [Ph.D. thesis]: Paris, Université Paris-Sud, 200 p.
- Ryan, P.C., and Hillier, S., 2002, Berthierine/chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporite-associated facies in the Jurassic Sundance Formation, Wyoming: *The American Mineralogist*, v. 87, p. 1607–1615, <https://doi.org/10.2138/am-2002-11-1210>.
- Ryan, P.C., and Reynolds, J., 1996, The origin and diagenesis of grain-coating serpentine-chlorite in Tuscaloosa Formation sandstone, US Gulf Coast: *The American Mineralogist*, v. 81, p. 213–225, <https://doi.org/10.2138/am-1996-1-226>.
- Sañag, J., Brigaud, B., Portier, É., Desaubliaux, G., Bucherie, A., Miska, S., and Pagel, M., 2016, Sedimentological control on the diagenesis and reservoir quality of tidal sandstones of the Upper Cape Hay Formation (Permian, Bonaparte Basin, Australia): *Marine and Petroleum Geology*, v. 77, p. 597–624, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.07.002>.
- Schiavon, N., 1988, Goethite ooids: Growth mechanism and sandwave transport in the Lower Greensand (early Cretaceous, southern England): *Geological Magazine*, v. 125, p. 57–62, <https://doi.org/10.1017/S0016756800009377>.
- Seguin, J.J., Castillo, C., and Arnaud, L., 2015, Modélisation des nappes de l'Albien et du Néocomien: Bureau de Recherches Géologiques et Minières Rapport Final RP-64873-F, 271 p.
- Šegvić, B., Zanoni, G., and Moscariello, A., 2020, On the origins of eogenetic chlorite in verdine facies sedimentary rocks from the Gabon Basin in West Africa: *Marine and Petroleum Geology*, v. 112, no. 104064, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104064>.
- Sturesson, U., Heikoop, J.M., and Risk, M.J., 2000, Modern and Palaeozoic iron ooids—a similar volcanic origin: *Sedimentary Geology*, v. 136, p. 137–146, [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00091-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00091-9).
- Taylor, K.G., 1990, Berthierine from the non-marine Wealden (Early Cretaceous) sediments of south-east England: *Clay Minerals*, v. 25, p. 391–399, <https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.3.13>.
- Taylor, K.G., 1996, Early Cretaceous iron ooids in the Paris Basin: Pedogenic versus marine origin and their palaeoclimatic significance: *Cretaceous Research*, v. 17, p. 109–118, <https://doi.org/10.1006/cres.1996.0009>.
- Thiry, M., Quesnel, F., Yans, J., Wyns, R., Vergari, A., Theveniaut, H., Simon-Coignon, 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, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.177.3.155>.
- Tinseau, E., 2002, Processus sédimentaires et diagénétiques à l'origine de la formation des chlorites dans les réservoirs silicoclastiques [Ph.D. thesis]: Paris, Université Paris Sud, 287 p., <https://www.theses.fr/2002PA112246>.
- Torelli, M., Traby, R., Teles, V., and Ducros, M., 2020, Thermal evolution of the intracratonic Paris Basin: Insights from 3D basin modelling: *Marine and Petroleum Geology*, v. 119, no. 104487, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104487>.
- Van Houten, F.B., and Purucker, M.E., 1984, Glauconitic peloids and chamositic ooids—favorable factors, constraints, and problems: *Earth-Science Reviews*, v. 20, p. 211–243, [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(84\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(84)90002-3).
- Velde, B., 1985, Clay minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, v. 40, 427 p.
- Vernoux, J.F., Maget, P., Afzali, H., Blanchin, R., Donsimoni, M., and Turpault, M.-P., 1997, Synthèse hydrogéologique du Crétacé inférieur du bassin de Paris: Bureau de Recherches Géologiques et Minières rapport BRGM DSGR/IDF R39702, 93 p.
- Viennet, J.-C., Hubert, F., Ferrage, E., Tertre, E., Legout, A., and Turpault, M.-P., 2015, Investigation of clay mineralogy in a temperate acidic soil of a forest using X-ray diffraction profile modeling: Beyond the HIS and HIV description: *Geoderma*, v. 241–242, p. 75–86, <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.11.004>.
- Viennet, J.-C., Hubert, F., Tertre, E., Ferrage, E., Robin, V., Dzene, L., Cochet, C., and Turpault, M.-P., 2016, Effect of particle size on the experimental dissolution and auto-aluminization processes of K-vermiculite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 180, p. 164–176, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.005>.
- Viroille, M., Brigaud, B., Bourillot, R., Fénies, H., Portier, E., Duteil, T., Nouet, J., Patrier, P., and Beaufort, D., 2019a, Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: Origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde Estuary (south-west France): *Sedimentology*, v. 66, p. 859–894, <https://doi.org/10.1111/sed.12520>.
- Viroille, M., Brigaud, B., Luby, S., Portier, E., Fénies, H., Bourillot, R., Patrier, P., and Beaufort, D., 2019b, Influence of sedimentation and detrital clay grain coats on chloritized sandstone reservoir qualities: Insights from comparisons between ancient tidal heterolithic sandstones and a modern estuarine system: *Marine and Petroleum Geology*, v. 107, p. 163–184, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.05.010>.
- Viroille, M., Fénies, H., Brigaud, B., Bourillot, R., Portier, E., Patrier, P., Beaufort, D., Jalon-Rojas, I., Derriennic, H., and Miska, S., 2020, Facies associations, detrital clay grain coats and mineralogical characterization of the Gironde estuary tidal bars: A modern analogue for deeply buried estuarine sandstone reservoirs: *Marine and Petroleum Geology*, v. 114, article no. 104225, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104225>.
- Walderhaug, O., 1994a, Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modeling: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 324–333, <https://doi.org/10.2110/jsr.64.324>.
- Walderhaug, O., 1994b, Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf—evidence from fluid inclusions: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 311–323, <https://doi.org/10.1306/D4267D89-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Walderhaug, O., 1996, Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80, p. 731–745, <https://doi.org/10.1306/64ED88A4-1724-11D7-8645000102C1865D>.
- Walderhaug, O., Lander, R.H., Bjrkum, P.A., Oelkers, E.H., Bjrykke, K., and Nadeau, P.H., 2000, Modeling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: Examples from the Norwegian continental shelf, in Worden, R.H., and Morad, S. eds., *Quartz Cementation in Sandstones*: Oxford, UK, Blackwell Publishing Ltd., p. 39–49, <https://doi.org/10.1002/9781444304237.ch3>.
- Woodlridge, L.J., Worden, R.H., Griffiths, J., and Utley, J.E.P., 2017, Clay-coated sand grains in petroleum reservoirs: Understanding their distribution via a modern analogue: *Journal of Sedimentary Research*, v. 87, p. 338–352, <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.20>.
- Woodlridge, L.J., Worden, R.H., Griffiths, J., Utley, J.E.P., and Thompson, A., 2018, The origin of clay-coated sand grains and sediment heterogeneity in tidal flats: *Sedimentary Geology*, v. 373, p. 191–209, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.06.004>.
- Worden, R.H., and Burley, S.D., 2003, Sandstone diagenesis: The evolution of sand to stone, in Burley, S.D., and Worden, R.H., eds., *Sandstone Diagenesis*: Oxford, UK, Blackwell Publishing Ltd., p. 1–44, <https://doi.org/10.1002/9781444304459.ch>.
- Worden, R.H., and Morad, S., 2003, Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution, in Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Clay Mineral Cements in Sandstones*: Oxford, UK, Blackwell Publishing, Ltd., p. 3–41, <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch1>.
- Worden, R.H., Griffiths, J., Woodlridge, L.J., Utley, J.E.P., Lawan, A.Y., Muhammed, D.D., Simon, N., and Armitage, P.J., 2020, Chlorite in sandstones: *Earth-Science Reviews*, v. 204, no. 103105, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103105>.
- Xu, H., and Veblen, D.R., 1996, Interstratification and other reaction microstructures in the chlorite-berthierine series: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 124, p. 291–301, <https://doi.org/10.1007/s004100050192>.
- Young, T.P., and Taylor, E.G., 1989, Phanerozoic ironstones: An introduction and review, in Young, T.P., and Taylor, W.E.G., eds., *Phanerozoic Ironstones*: Geological Society of London Special Publication 46, v. 127, p. 251, <https://doi.org/10.1017/S0016756800014072>.

SCIENCE EDITOR: BRAD S. SINGER
ASSOCIATE EDITOR: PETER EICHHUBL

MANUSCRIPT RECEIVED 11 AUGUST 2020
REVISED MANUSCRIPT RECEIVED 20 APRIL 2021
MANUSCRIPT ACCEPTED 6 MAY 2021

Printed in the USA

Annexe V : Répartition des orientations des clinofformes dans la carrière de Massangis

Ce tableau regroupe les directions des clinofformes relevés dans la carrière de Massangis et est disponible en *supplementary data* pour l'article « *Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic)* » (<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>). Ces valeurs ont été mesurées dans le logiciel VRGS à partir du modèle produit dans Pix4d. Ce tableau reprend donc la localisation dans le modèle 3D dans un référentiel local (la position réelle peut être obtenue en additionnant l'offset), le pendage (dip) et l'azimut ainsi que la longueur de la mesure dans le modèle.

Ces données ont également été utilisées dans l'article de Benoit Vincent (Vincent et al., 2021).

Bedding	Location: X, Y, Z dimensions (m)			Orientation: dip, azimuth (°)		length of the measure (m)
	X	Y	Z	dip	azimuth	
Bedding_0	90,61	-249,71	-13,75	19	69	6,8
Bedding_1	90,65	-249,63	-15,19	18	63	1,4
Bedding_2	81,21	-256,44	-12,10	20	70	4,2
Bedding_3	81,22	-256,42	-13,04	18	84	4,5
Bedding_4	81,17	-256,41	-14,18	20	71	3,7
Bedding_5	81,19	-256,31	-15,16	18	71	5,0
Bedding_6	81,26	-256,28	-16,42	18	80	4,6
Bedding_7	81,33	-256,15	-18,75	12	81	4,1
Bedding_8	90,62	-249,58	-18,29	19	82	6,2
Bedding_9	90,68	-249,52	-19,42	11	80	5,6
Bedding_10	95,13	-252,95	-12,77	20	74	4,8
Bedding_11	95,13	-252,73	-14,80	19	73	4,7
Bedding_12	95,16	-252,69	-16,01	20	54	4,2
Bedding_13	95,26	-252,72	-16,85	21	48	1,8
Bedding_14	95,14	-252,67	-18,74	14	70	2,7
Bedding_15	103,42	-243,63	-13,18	18	83	2,0
Bedding_16	103,45	-243,70	-13,69	20	89	2,6
Bedding_17	103,42	-243,70	-14,65	12	74	3,6
Bedding_18	103,48	-243,63	-15,32	17	93	4,5
Bedding_19	103,66	-243,74	-15,97	16	90	4,3
Bedding_20	83,33	-257,80	-12,62	19	71	2,2

Bedding_21	83,30	-257,75	-13,67	21	67	2,3
Bedding_22	83,34	-257,74	-14,76	23	62	2,0
Bedding_23	83,36	-257,71	-15,64	18	57	3,1
Bedding_24	83,40	-257,65	-16,88	18	67	2,0
Bedding_25	66,29	-271,74	-9,71	18	75	3,7
Bedding_26	66,32	-271,59	-10,26	21	69	2,0
Bedding_27	66,52	-271,47	-10,85	9	61	2,9
Bedding_28	66,36	-271,60	-13,15	18	80	2,8
Bedding_29	66,27	-271,57	-13,86	17	70	3,8
Bedding_30	61,66	-268,42	-9,17	16	76	2,4
Bedding_31	61,48	-268,47	-9,86	16	74	3,8
Bedding_32	61,47	-268,48	-10,48	16	76	3,4
Bedding_33	61,42	-268,49	-11,03	17	74	3,5
Bedding_34	61,55	-268,40	-13,80	17	85	3,5
Bedding_35	61,52	-268,39	-15,57	13	82	2,7
Bedding_36	61,47	-268,40	-16,79	12	72	3,8
Bedding_37	54,46	-274,77	-10,92	20	64	2,5
Bedding_38	54,43	-274,76	-9,80	19	68	2,7
Bedding_39	54,65	-274,61	-15,33	17	73	2,5
Bedding_40	54,52	-274,67	-12,62	17	72	8,0
Bedding_41	22,94	-261,03	-20,19	9	70	5,0

Annexe VI : Répartition des données pétrophysiques des échantillons dans la carrière de Massangis

Ce tableau recoupe les données pétrographiques incorporées dans le modèle de la carrière de Massangis et est disponible en *supplementary data* pour l'article « *Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic)* » (<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772>). Il retrace le nom de l'échantillon (Sample), le faciès associé à cet échantillon (facies), la porosité totale de l'échantillon (Total porosity (%)), la macroporosité de l'échantillon (Macroporosity (%)), la microporosité de l'échantillon (Microporosity (%)), la perméabilité (Permeability (mD)) et l'origine de l'échantillon, à savoir si la donnée provient d'une étude publiée dans la littérature ou s'il s'agit d'une donnée produite par l'étude des échantillons au cours du travail pétrographique effectué (This study).

Sample	facies	Total porosity (%)	Macroporosity (%)	Microporosity (%)	Permeability (mD)	Origin
Ma 1	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone	15.5	8	7.5	0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 1	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone	15.6	8	7.5	0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA1	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone	16.5	9	7.5		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA1Z	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone	14.5	7	7.5		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-2,01	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		5.8			This study
MAS-3,01	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		1			This study
MAS-4,01	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		1.4			This study
MAS-4,02	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		9.1			This study
MAS-5,01	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		4.7			This study
MAS-06	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		0.2			This study
MAS-1-19	F1b - Bioturbated peloidal crinoidal packstone		7.6			This study
MAS-10	F1c - Peloidal packstone with crinoids		10.6			This study
MP-2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		0.8			This study

Ra 2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	16.4	0	16.4	0.11	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	16.4	0	16.4	0.11	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
RAV2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	21.3	0	21.3		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
RAV2Z	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	17.7	0	17.7		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	12.8	2.4	10.4	0.3	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	12.8	2.4	10.4	0.3	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 3	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	13	1.1	11.9	0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 3	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	13	1.1	11.9	0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 4	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	12.3			0.6	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 4	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	11.3			0.6	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA2	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	13.6	3.2	10.4		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA2Z	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	17.5				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA3	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	18.5				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA3Z	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	14.6				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA4A	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	19.2				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MA4AZ	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	14.7				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY1 BZ	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids	19.1	1.4	17.8		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-07	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		1.2			This study
MAS-08	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		0.5			This study
MAS-09	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		3.3			This study
MAS-11	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		2.1			This study
MAS-12	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		0.8			This study
MAS-13	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		0.9			This study
MAS-14	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		0.9			This study
MAS-15	F1d - Ooid and peloidal grainstone with crinoids		2.1			This study
MAS-BAS-1	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces		0.1			This study

MAS-BAS-2	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces		0.5			This study
Ra 1	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	18.7			0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 1	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	18.7			0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 1	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	17.5			0.22	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 1	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	17.1				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 1	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	17.1			0.22	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 11	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	16.5				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
ra 11	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	18.5			0.26	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 11	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces	17.2			0.26	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-04	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces		9.7			This study
MAS-03	F2a - Ooid grainstone with bioturbations and perforated surfaces		2.1			This study
MP-1	F2b - Ooid grainstone with herring-bones		0.9			This study
MP-3	F2b - Ooid grainstone with herring-bones		0.2			This study
By 17	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	14.5			0.42	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY4	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	16.6	0	16.6		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY4Z	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	16.5	0	16.5		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY5	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	12.2	0	12.2		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 11	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	12.5			0.2	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ma 11	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	12.5			0.2	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 15	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	19.4			0.13	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 15	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	19.4			0.13	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 16	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	20.1			0.19	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 16	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	20.1			0.19	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
RAV1	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	15.4	0	15.4		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
RAV1Z	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	18.1	0	18.1		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY5Z	F2b - Ooid grainstone with herring-bones	11.5		1.6		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013

MAS-02	F2b - Ooid grainstone with herring-bones		8.1			This study
MAS-05	F2b - Ooid grainstone with herring-bones		0.5			This study
BY3A	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	18.4	3.6	14.8		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY3AZ	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	17.9				Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 12	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	15.4			0.9	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 12	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	15.4			0.9	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 13	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	11.3			0.6	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 13	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	11.3			0.6	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
Ra 14	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	13.7			0.9	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 12	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone	18.8			0.19	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-01	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone		4.3			This study
MAS-16	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone		0.3			This study
MAS-17	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone		0.3			This study
MAS-18	F2c - Bioclastic grainstone to rudstone		0.2			This study
MAS-22	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements		1.4			This study
By 8	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	15.9	0	15.9	0.11	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 8	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	15.9	0	15.9	0.11	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 16	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	20.6			0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 16	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements				0.7	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 19	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	16.9			0.4	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 19	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	16.9			0.4	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY8	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	16.8	0	16.8		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
BY8Z	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements	16.5	0	16.5		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-23	F3a - Peloidal grainstone with isopachous cements		2			This study
MP-4	F3b - Ooid and oncoidal grainstone		0.1			This study
By 13	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	18.6			0.1	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 13	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	18.6			0.1	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013

By 14	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	12.4			0.1	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 14	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	12.4 1			0.1	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 15	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	11.5			0.36	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 15	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	11.5			0.36	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 18	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	17.2			0.4	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
By 18	F3b - Ooid and oncoidal grainstone	17.2			0.4	Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-19	F3b - Ooid and oncoidal grainstone		1.2			This study
MAS-21	F3b - Ooid and oncoidal grainstone		0.5			This study
RAV4	F3c - oncoidal packstone to floatstone	19.6	0	19.6		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
RAV5	F3c - oncoidal packstone to floatstone	16.5	0	16.5		Castelyn et al., 2010,2011, Makhloufi et al. 2013
MAS-20	F3c - oncoidal packstone to floatstone		8			This study

Annexe VII : Article scientifique Facies (Carbonate Sedimentology and Paleoecology)

Cet article est introduit dans le chapitre V. La version est consultable dans le cadre de la thèse (<https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4>).



Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinofolds in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications

Benoit Vincent^{1,4} · Benjamin Brigaud² · Hadrien Thomas² · Fabrice Gaumet³

Received: 15 October 2020 / Accepted: 12 January 2021 / Published online: 30 January 2021
© Springer-Verlag GmbH, DE part of Springer Nature 2021

Abstract

Recent developments of carbon capture and storage and geothermal subsurface prospects in the Middle Jurassic limestone of the central part of the Paris Basin have rejuvenated interest in the world class outcrops of the Bathonian *Oolithe Blanche* Formation on the southeastern edge of the Basin. Here, ooid-bioclast grainstones occur as large-scale (10–15 m high) clinofolds in the upper part of the *Oolithe Blanche*, which remain enigmatic and variously interpreted. High-resolution sequence stratigraphic correlations, constrained by biostratigraphic markers and integrated with regional palaeogeography, indicate that the clinofolds are giant dunes developed during the early part of the regressive phase of a third-order transgressive–regressive sequence (Bt3), in the northern part of the Burgundy Bathonian carbonate ramp. Carbonate sand bodies up to 15 m high with intervening troughs, formed subaqueous giant dune field(s) with calculated wavelengths of about 500–800 m. Using dune height as a proxy for calculating the palaeobathymetry of deposition, it is concluded that the dunes formed under a minimum water depth of about 60 m. A detailed facies analysis of the sediments underlying the dunes, which include beds rich in brachiopods in living position corresponding to the MFS of the third-order transgressive–regressive sequence (Bt3), supports such a water depth. The constitutive facies of the dunes themselves also reflect a significant water depth, despite the presence of ooids that are definitely transported away from their main production zone. This new interpretation of the large-scale clinofolds in the upper *Oolithe Blanche* and the associated revised palaeobathymetry have implications for the interpretations of Bathonian carbonates across the Paris Basin, which are relevant to ongoing projects of reservoir characterization of subsurface prospects.

Keywords Carbonates · Giant dunes · Sequence stratigraphy · Middle Jurassic · Reservoir heterogeneity

Introduction

Characterizing precisely the internal architectures within carbonate formations is a critical task for industrial projects dealing with oil and gas exploration, geothermal prospecting, carbon capture (CO₂ storage), and underground waste

disposal. These architectures commonly have a significant impact on static and dynamic properties, defining the location of reservoirs at the platform scale, and generating heterogeneity within reservoirs (e.g. Burchette et al. 1990; Yose et al. 2006; Harris 2009). However, identifying and interpreting correctly these geometries are rarely easy tasks in the subsurface, especially when 3D architectures are below seismic resolution; hence outcrop analogues become insightful for considering the possible heterogeneities generated by these geometries (e.g. Palermo et al. 2012 and references therein).

The Middle Jurassic Bathonian *Oolithe Blanche* Formation of the Paris Basin has been studied for decades as an excellent sedimentological analogue for oo-bioclastic reservoirs deposited on carbonate ramps (e.g. Purser 1978, 1989), and is regularly the place for educational and industrial field trips. However, this formation is not a major

✉ Benoit Vincent
benoit@cambridgcarbonates.co.uk

¹ Cambridge Carbonates Ltd, 4 the Courtyard, 707 Warwick Road, Solihull B91 3DA, WM, UK

² Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

³ Cerema, 73 avenue de Paris, 94165 Saint-Mandé Cedex, France

⁴ 1 rue de Varoux, 21120 Marey-sur-Tille, France

hydrocarbon-producing reservoir itself in the Paris Basin, and thus has received less attention than the producing Callovian *Dalle Nacrée* Formation (e.g. Gaumet et al. 1996, 2001). More recently, the development of studies for CO₂ storage (Brosse et al. 2010) and reappraisals or new developments of geothermal prospects in the *Oolithe Blanche* in the central part of the Paris Basin have led to a renewed interest in its outcrops on the south-eastern edge of the Basin in northern Burgundy (Casteleyn et al. 2010; Makhloufi et al. 2013). In some of these outcrops, large-scale (10–15 m high and hundreds of metres long) oo-bioclastic clinofolds are observed in the uppermost part of the formation, but they are variously interpreted (e.g. Casteleyn et al. 2010; Makhloufi et al. 2013; Thomas et al. 2021; as well as unpublished field guides, MSc dissertations and reports for ROCAMAT, former owner of the quarries), and thus poorly understood. The lack of published literature and a clear understanding of the clinofold features may be a limitation for the development of the above-mentioned prospects in the subsurface in the Basin centre, since such geometries can have a critical impact on the internal heterogeneities at the reservoir scale.

In this work, five outcrops of the *Oolithe Blanche* and *Calcaire de Comblanchien* formations are investigated, not only in northern Burgundy where the clinofolds are observed, but also more than 100 km towards the south. Using a classic sedimentological approach, the aim of this paper is to relocate these 3D carbonate geobodies within a constrained sequence stratigraphic framework to (1) understand their genesis and to provide a better constraint on their possible distribution and internal organisation, and (2) reappraise the depositional settings of the ooid-bioclastic carbonates of the upper part of the *Oolithe Blanche*. A more applied objective is thus to bring new insights for reducing risks in subsurface prospects within this formation in the Paris Basin.

Geological setting

Regional geology and stratigraphy

During the Bathonian, Northwest Europe was an archipelago of eroded Hercynian massifs (Thierry 2000). The Paris Basin was located at subtropical latitudes (25°–30° N; Fig. 1b) and was covered by an epicontinental sea open to the Tethys to the southeast, the Atlantic to the southwest, but less well connected to northern oceans because of the exposed London-Brabant and Armorican massifs (Fig. 1b). After the early to late Bajocian carbonate crisis, represented locally by the “Vesulian Unconformity” capping the echinoderm (crinoid)-dominated Bajocian limestone formations (Durlot and Thierry 2000), deposition of open-marine marls (*Marnes à Ostrea acuminata* formation) with ammonites

was the result of a major flooding event across the Bajocian platforms. During the Bathonian, carbonate ramps developed again around and within the Paris Basin (Purser 1989; Brigaud et al. 2009; Fig. 1b), especially on the Burgundy-Lorraine platform, partly attached to the London-Brabant massif but extending far to the south towards the study area (Fig. 1b). The Early Bathonian recorded the first stage of development of this ramp, with deposition of argillaceous limestone with endobenthic bivalves (*Pholadomya*), planktic bivalves (filaments), rare ammonites and locally chert nodules (*Calcaire de Sermizelles* and *Calcaires à chailles de Premeaux* formations; Fig. 2). The late Early Bathonian (or Middle Bathonian) and Late Bathonian corresponded to the proper establishment of the ramp, with two main depositional environments at the scale of the study area: (1) a high-energy inner ramp characterized by grain-supported textures (grainstone, packstone) with abundant ooids, peloids and bioclastic debris from bivalves, echinoderms, bryozoans and gastropods (*Oolithe Blanche* Formation), and (2) a typical low-energy inner ramp lagoon characterised by dominant mud-supported textures (mudstone, wackestone) with oncoids, peloids, gastropods, green algae and locally showing evidence of subaerial exposure (*Calcaire de Comblanchien* Formation; Purser 1989; Fig. 2). In the southernmost part of the study area, age-equivalent outer-ramp facies indicate an opening of the depositional system towards the Tethys ocean (*Marnes à Pholadomya bellona* Formation; Gaumet 1997; Figs. 1b, 2).

The latest Bathonian recorded an extensive flooding of the ooid-dominated system, with the deposition of a thin brachiopod-rich marly level (*Marnes à Eudesia*), and the early stages of a bioclastic-dominated ramp that developed during the Early Callovian in the study area (*Dalle Nacrée* Formation, or *Pierre de Dijon-Corton* and *Pierre de Ladoix* formations; Javaux 1992; Gaumet et al. 1996, 2001).

In terms of sequence stratigraphy, the Bathonian with the development of an ooid-bioclastic ramp and lagoonal areas corresponds to the regressive phase of a second-order sequence (sensu Vail et al. 1991) recognized throughout the north-western Tethyan domain (Jacquin et al. 1998). The maximum flooding surface (MFS) of this sequence is positioned in the marly deposits of Late Bajocian age (*Marnes à Ostrea acuminata* Formation), and its upper boundary is positioned below the latest Bathonian *Marnes à Eudesia*, at the top of the *Calcaire de Comblanchien* (Fig. 2). Within this regressive phase, five third-order (sensu Vail et al. 1991) sequences and MFSs were identified in the north-western Tethyan domain (Jacquin et al. 1998; Fig. 2). Each of these MFSs is characterized in the carbonate ramps of the Anglo-Paris Basins by brachiopod marker beds defined by specific faunal assemblages (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997). The stratigraphic interval of interest is of Late Bathonian age and encompasses the third-order MFSs of the

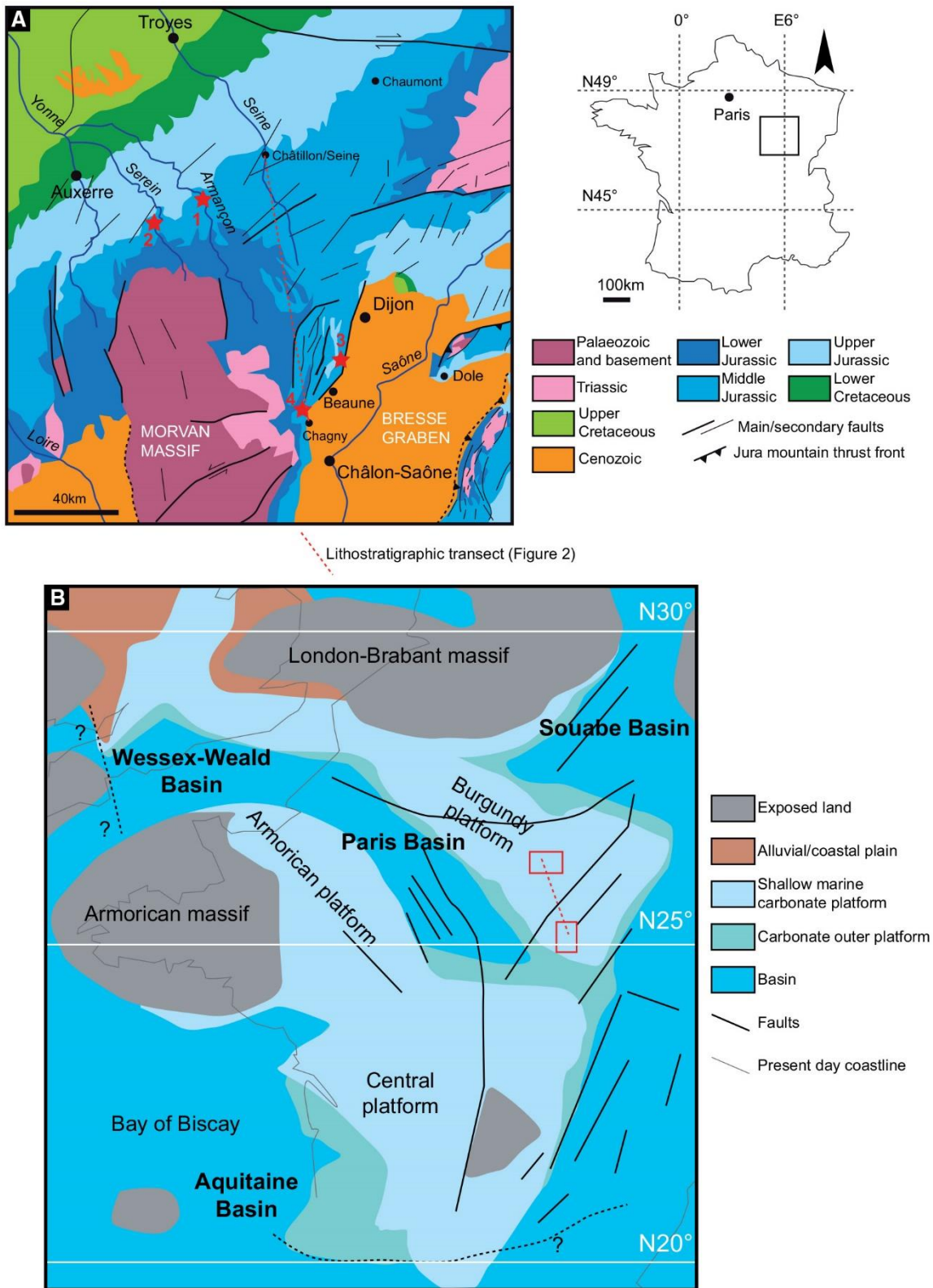


Fig. 1 a Geological map of the study area, with location of the five studied sections. 1: Ravières site (Longchant and St Nicolas sections); 2: Massangis section; 3: Nuit-Saint-Georges section; 4: Chassagne section. **b** Palaeogeographic map for the Bathonian showing the posi-

tion of the Burgundy carbonate platform and the study area (North and South Burgundy sites; after Enay and Mangold 1980; Thierry 2000). The red dashed line corresponds to the cross-section illustrated in Fig. 2

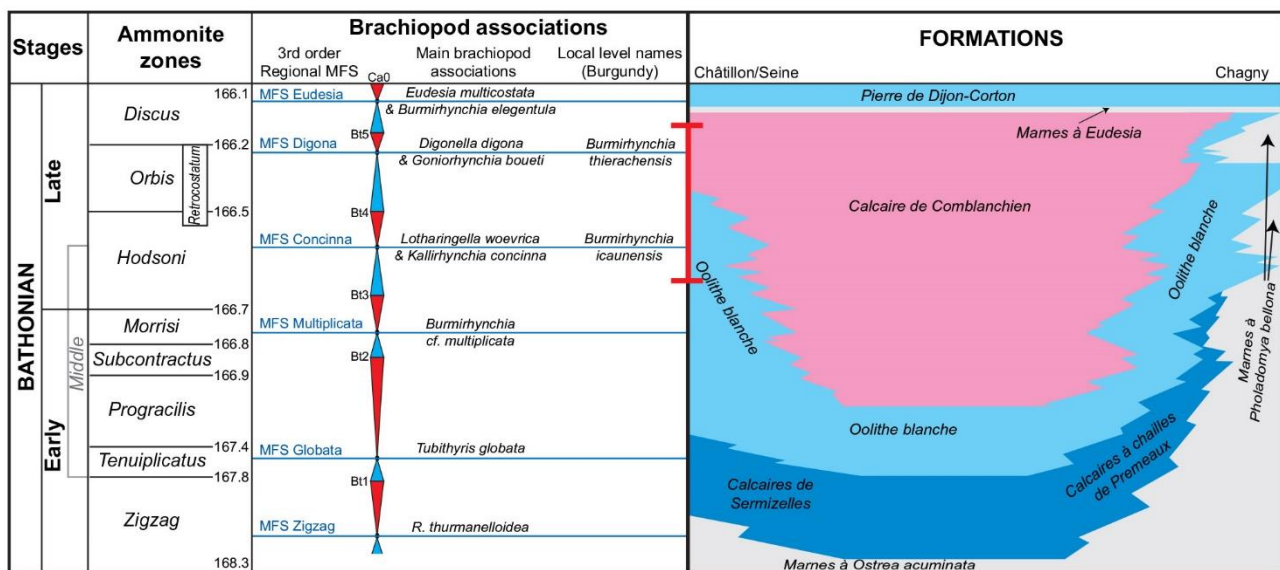


Fig. 2 Brachiopod associations calibrated against ammonite zonation, sequence stratigraphic scheme of the Paris Basin, and lithostratigraphic scheme of the Southeast Paris Basin (after Purser 1975;

Thierry et al. 1980; Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997; Jacquin et al. 1998; Gradstein et al. 2012). The red bar emphasizes the studied stratigraphic interval

Hodsoni and Orbis ammonite zones of sequences Bt3 and Bt4 (Fig. 2). These MFSs, named MFS Concinna and MFS Digona, are identified, respectively, on the platform by the “*Lotharingella woevrica* and *Kallirhynchia concinna*” and “*Digonella digona* and *Goniiorhynchia boueti*” brachiopod associations (Garcia and Dromart 1997), locally named the *Burmirthynchia icaunensis* and *Burmirthynchia thierachensis* marker-beds in Burgundy (Garcia 1993; Gaumet 1997).

The Oolithe Blanche formation

Purser (1972) defined three “lithoclines” from the Bajocian to Callovian in the Paris Basin, corresponding to the main facies breaks attributed to changes in hydrodynamic and palaeoenvironmental conditions. Purser’s definition of “lithoclines” was very innovative for the time and introduced to understand deposits within ancient carbonate platforms, including the *Oolithe Blanche*, before the advent of sequence stratigraphy. Vail et al. (1987) selected the Jurassic carbonates of the Paris Basin for an application of the seismic stratigraphic model (Vail et al. 1977) in an intracontinental basin. Following this first application, depositional sequences and regressive/transgressive cycles were defined, and Purser’s “lithoclines” were interpreted as second-order stratigraphic sequences (Jacquin et al. 1992, 1998).

The *Oolithe Blanche* has thus been extensively integrated into various studies since the 1970’s but in fact there has been little detail published, especially on the sedimentological aspects. The pioneer works from Purser (1978, 1989) on the Middle Jurassic limestones of the Paris Basin did not

specifically focus on this formation which is not a major petroleum target in the basin, and the published data mostly concern the diagenesis (hardgrounds, evidence of subaerial exposure and early dolomitisation). Following Loreau (1973) and Loreau and Purser (1973) discussing the genesis and distribution of ooids on modern ramps, the *Oolithe Blanche* was studied as a fossil equivalent, and as a perfect analogue for ooid-bioclastic oil and gas reservoirs, but only within unpublished MSc dissertations. A synthesis and a valuable model, illustrating the relationships between the *Oolithe Blanche* and time equivalent and bounding formations were provided by Thierry et al. (1980). Mostly on the basis of the analogy with modern ramps (Loreau 1973; Loreau and Purser 1973), it was then suggested that the depositional environments for the *Oolithe Blanche* carbonates, especially the upper half of the formation, corresponded to shallow-water areas of an intracratonic carbonate platform, i.e. shallow subtidal to intertidal zones (less than 10 m water depth) of an inner ramp.

During the 1980s and 1990s, many of the MSc studies, funded by building stone-producing companies (the main one being ROCAMAT at this time), aimed to understand the depositional environments and the diagenesis of this formation (with an applied objective, i.e. lateral variations of facies and colour of rocks), but focusing individually on isolated quarries or outcrops, with no overall synthesis. Some unpublished field guides (University of Geneva, IFP School, BRGM, etc...) also brought students and petroleum geologists to these outcrops as analogues for subsurface reservoirs.

More recently, in the last 20 years, renewed investigations into the *Oolithe Blanche* have been undertaken within the context of (1) CO₂ storage (Brosse et al. 2010) and (2) reappraisals of old prospects and developments of new prospects for geothermal energy programmes. These prospects are all located in a more central part of the Paris Basin, near/around Paris, but they have led to a new set of studies focusing particularly on petrophysical properties of the *Oolithe Blanche* (Delmas et al. 2010). These investigations have rejuvenated the interest for outcrop analogues in the south-eastern edge of the Paris Basin in northern Burgundy, which were studied again but from a primary petrophysical objective (Casteleyn et al. 2010, 2011; Makhloufi 2013; Makhloufi et al. 2013; Regnet et al. 2015). The sedimentological approaches utilised in these recent studies have remained conservative in their interpretations of the *Oolithe Blanche*, in considering deposition in very shallow subtidal to intertidal zones of an inner ramp, between 0 and 20 m water depth. In particular, large-scale ooid-bioclastic clinofolds, 10–15 m high and 100 m long, recorded in the upper part of the *Oolithe Blanche* in northern Burgundy, were interpreted as flood-delta lobes, prograding into a lagoon with shallow water depth (< 10–20 m), within tidal channels cutting through large sand-shoal systems marking a boundary between quiet protected environments, interpreted as the lagoon, and an open-marine domain (Casteleyn et al. 2010; Makhloufi et al. 2013). One key limitation to this interpretation is that an open-marine domain has never been identified a short distance ahead of the hypothetical shoal, and the large-scale clinofolds were always analysed within spatially/geographically limited study areas. Here, the study area is significantly extended to shed new light on these features and their formation.

It is worth mentioning that the large cross-beds were also unrealistically interpreted as platform-margin clinofolds in several unpublished field-excursion guides, which would be incompatible with the ramp morphology of the Bathonian platform. Their size also appears far smaller than typical platform-margin clinofolds (Quiquerez and Dromart 2006; Andrieu et al. 2017; Patruno and Helland-Hansen 2018).

Methods

This study is based on the detailed investigation of five outcrop sections logged at 1:200 scale, for a total of 140–145 m, recording the following characteristics: carbonate textures (Dunham 1962), grains including skeletal and non-skeletal, types of surface at bed contacts, bioturbation intensity and early diagenetic features (e.g. evidence of subaerial exposure and hardgrounds). The large-scale clinofolds were logged in northern Burgundy in the Massangis quarry and the Ravières-Longchant quarry (Fig. 1a, b). A third section

was logged in the same Ravières site, but in the Ravières-St Nicolas quarry, located some 500 m northwest of Longchant, where large-scale clinofolds are absent. Finally, two other sections were studied about 100 km to the southeast, on the western border of the Cenozoic Bresse graben, at Nuit-Saint-Georges and Chassagne (Fig. 1a, b).

Macroscopic observations were complemented by a microfacies analysis on 60 thin sections, impregnated with blue-dyed epoxy, and half-treated with standard carbonate stain (Lindholm and Finkelman 1972). Facies analysis with interpretations of depositional environments are based on the integration of macro- and micro-scopic observations of textures, components (skeletal and non-skeletal), sedimentary structures and bioturbation type/intensity (e.g. Tucker and Wright 1990; Flügel 2004). The vertical facies changes of the analysed sections reflect changes in the Accommodation/Sedimentation (A/S) ratio (e.g. Homewood et al. 1999). Terminology and interpretations of the sequence stratigraphy follow general principles (e.g. Catuneanu et al. 2011), and here the concept of Transgressive–Regressive sequences (T-R; Embry and Johannesssen 1992) is applied. Cycles or sequences of A/S ratio variations are bounded by Maximum Regressive Surfaces (MRS), which can correspond to Sequence Boundaries (SB). Within the cycles or sequences, Maximum Flooding Surfaces (MFS) separate a transgressive phase or Transgressive Systems Tract (TST; $A/S > 1$, indicated conventionally by a blue triangle) from a regressive phase or Regressive Systems Tract (RST; $A/S < 1$, red triangle).

Results: sedimentological descriptions

The logged sections are divided into a succession of sedimentary units, bounded by distinctive sedimentary surfaces, i.e. hardground, firmground, bioturbated surface or erosional surface, marking a significant facies change. These sedimentary units are briefly described hereafter per section.

Massangis section

The Massangis sedimentological log is a composite section compiled from 5 small quarries over a surface area of approximately 0.4 km². Six sedimentary units were distinguished (Fig. 3; see legend in Fig. 4).

Unit 1

This unit is characterised by fine and well-sorted ooid-peloid grainstone, with bivalve and echinoderm debris, and rare gastropod fragments. Herringbone cross-bedding with tangential to concave foreset laminae are observed. The top of

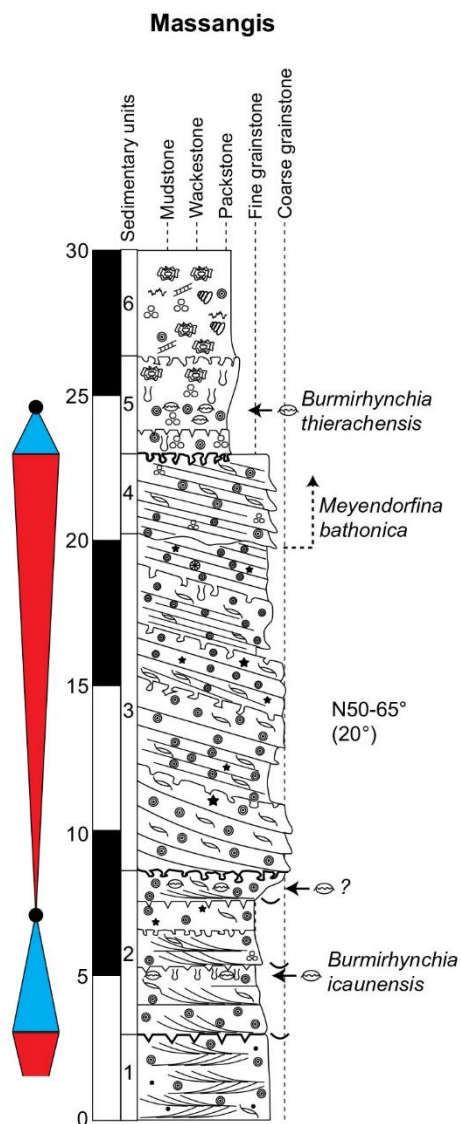


Fig. 3 Massangis section sedimentological log. This is a composite section logged in 4 distinct quarries in the Massangis main site. The boundary between the *Oolithe Blanche* and *Calcaire de Comblanchien* formations corresponds to the bioturbated surface between units 4 and 5. Legend on Fig. 4. All depth scales in metres

the unit corresponds to a hardground with lithophagid borings and large encrusting flat oysters.

Unit 2

The lower part of this unit is characterized by fine well-sorted ooid grainstone, showing planar cross-bedded bodies reaching up to 50 cm in height. The facies is fining-upward and becomes more bioclastic towards a firmground with preserved burrows capping a 20 cm-thick bed rich in brachiopods in living position, dominated by *Burmirhynchia*

icaunensis. Above, a 1.5 m-thick bed of very fine-to-fine ooid-bioclasm cross-bedded grainstone capped by a bioturbated surface is observed. Bioclasts are mostly small benthic foraminifers (*Nautilociluna* sp.), and ooids show very rare encrustations by nubecularid foraminifers. A 1 m-thick bed of structureless packstone to grainstone with echinoderm and bivalve debris and ooids follows, capped by a firmground. The unit ends with a coarsening-upward bed of ooid packstone–grainstone to medium-to-coarse-grained bioclast grainstone with brachiopods, crinoids (*Apiocrinus*) and asteroid ossicles. The unit is capped by an intensively bioturbated surface with preserved *Thalassinoides* burrows.

Unit 3

This 12 m-thick unit displays high-angle large-scale cross-beds, with tangential to sigmoidal foresets (Fig. 5a, b). Two distinct sets of measurements of the dip-angle and azimuth of the cross-beds were collected on several cut faces of the quarries, giving an average dip of 20° in a N50°–65° direction (Fig. 6). Several bioturbated surfaces occur on top of some of the cross-bed sets. The composition of the facies varies slightly through the unit, from one set to another, but without any clear trend. They all consist of fine to coarse, variably sorted grainstone with ooids, lithoclasts, few peloids, echinoderm debris dominated by crinoid ossicles, bivalve debris and rare bryozoan fragments (Fig. 5d). Pieces of massive corals are observed in the uppermost part of the cross-beds. It is worth noting the presence in the lower part of this unit of cross-bedded layers faintly climbing within the main cross-bed sets with an apparent opposite direction (Fig. 5c).

Unit 4

This unit is characterized by cross-bedded ooid and bioclast grainstone with benthic foraminifers including *Meyendorffina bathonica*, whose FAD (First Appearance Datum) is known to occur in the topmost part of the *Oolithe Blanche*. This foraminifer characterizes the *Calcaire de Comblanchien* (Delance 1964), along with crinoid ossicles (*Apiocrinus*) and bivalve debris. The planar cross-beds show a similar dip-angle to Unit 2, but with a more NE direction (N35°–45°). The top of the unit is marked by a bioturbated surface with preserved *Thalassinoides* burrows.

Unit 5

This unit is characterized by two successive beds of structureless ooid-bioclasm packstone to locally patchy grainstone (from bioturbation). The first bed shows large (300–500 μm) micritic and concentric ooids, and commonly micritised bioclasts (sensu Bathurst 1975), including small benthic

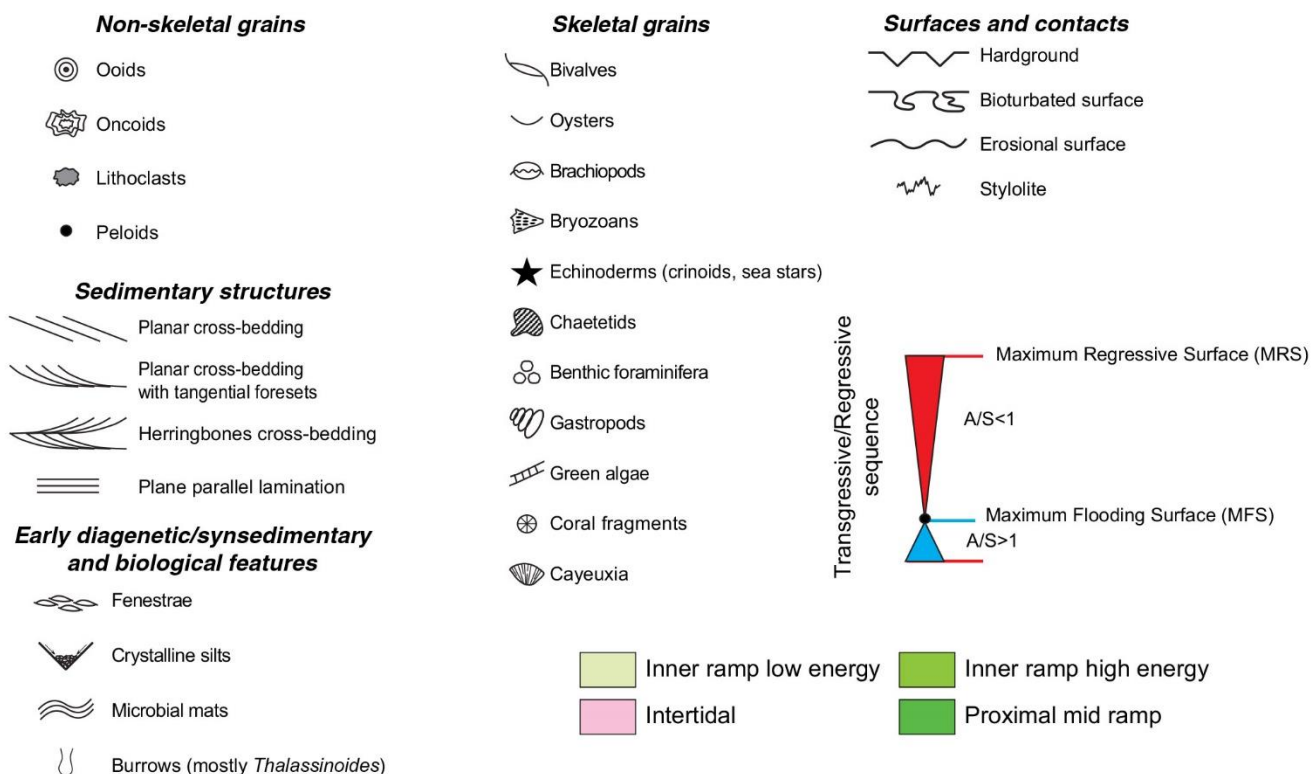


Fig. 4 Legend of the sedimentological logs

foraminifers (*Meyendorfina bathonica*, *Nautilocolina cf. oolithica*), bivalve and crinoid debris. The top of the first bed is a firm- to hard-ground, but borings were not clearly present. The second bed displays at its base a brachiopod-rich layer dominated by *Burmihynchia thierachensis*. Ooids disappear upward, whereas very coarse (1–2 mm) spongiostromate oncoids (sensu Monty 1981) with nubecularian encrustations appear. The unit is capped by a bioturbated surface.

Unit 6

The base of this unit is a packstone-grainstone with very rare ooids and small benthic foraminifers (*Meyendorfina bathonica*) and few oncoids. It evolves up towards an oncoid packstone with gastropod, green algae, bivalve and echinoderm debris and some small benthic foraminifers, most of the bioclasts being micritised (Fig. 5e). Bioturbation is more pronounced towards the top and stylolites become common.

Ravières-Longchant section

The Longchant quarry is one of the one main quarries of the Ravières site. It is an abandoned quarry, used as a repository for rock and material, of about 0.09 km². Here, six sedimentary units are defined (Fig. 7).

Unit 1

This unit is characterised by the stacking of successive thinning-up beds with planar cross-bedding with tangential foreset laminae (from about 1 m-thick to less than 0.2 m-thick; Fig. 8a), and ending with some thin beds with herringbone cross-bedding. The facies is coarsening-upward through the unit and corresponds to ooid-bioclast grainstone with bivalve, gastropod and echinoderm debris, and small benthic foraminifers. The unit is capped by a firmground with a few small-sized flat encrusting oysters.

Unit 2

This structureless unit mostly displays a packstone texture with peloids, bivalve and echinoderm fragments, brachiopods and few small benthic foraminifers. Bioturbation is intense but with no recognisable ichnogenera, and is particularly concentrated in the uppermost 50 cm of the unit. About 50 cm above the base of the unit, there is a bed rich in brachiopods in living position, dominated by *Burmihynchia icaunensis*, but also with *Eudesia cardium* and (*Pseudo*)*Tubithyris globata*.

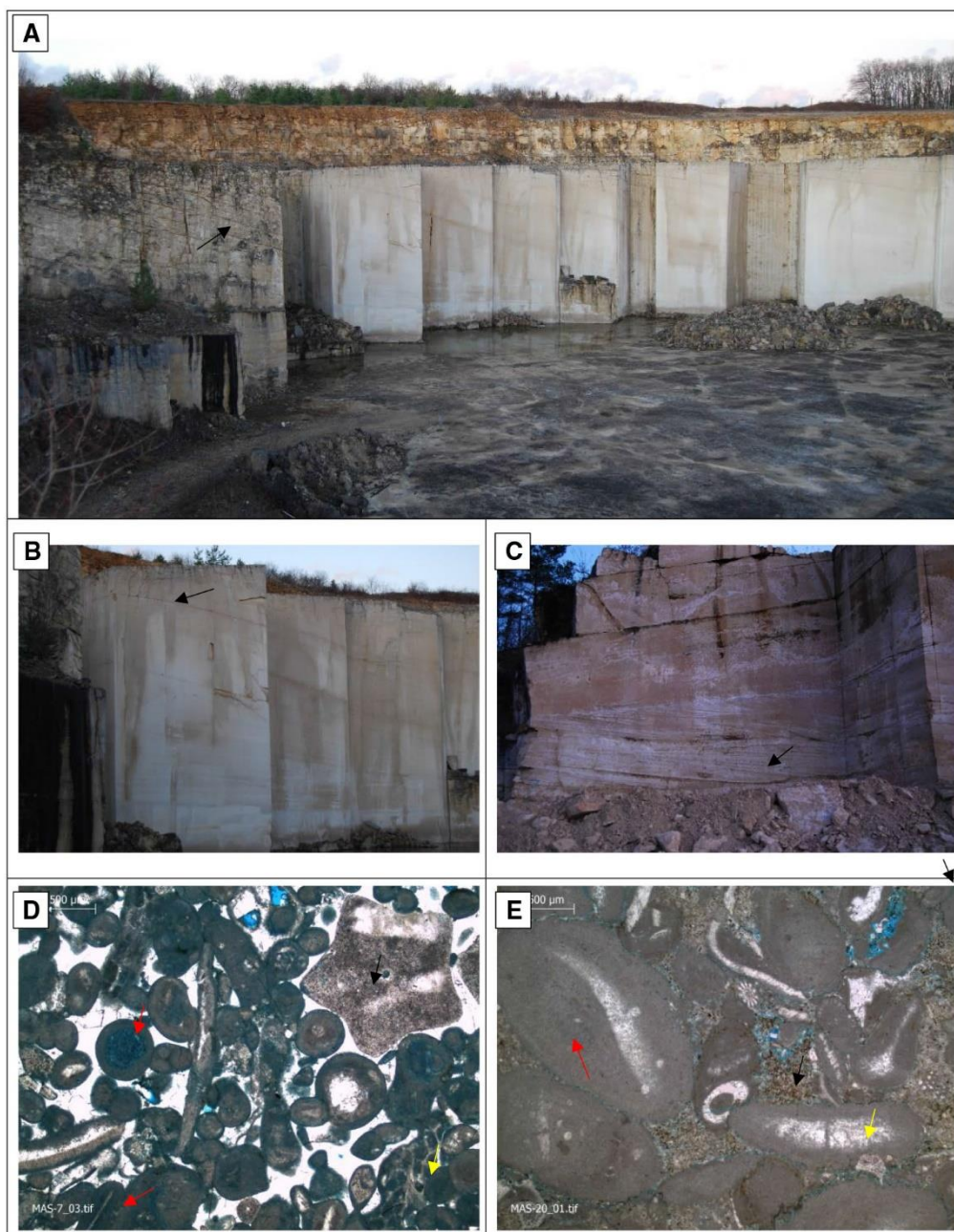


Fig. 5 Massangis section. **a** Overview of one of the site's quarries, illustrating the large-scale clinoforms, particularly visible on the older face (left, arrow); the main cut-face of the quarry is 15 m high. **b** Focus on the sigmoidal top (arrow) of some of the clinoforms of unit 3. **c** "Climbing" dunes with opposite direction to the main cross-beds, at the base of unit 3. **d** Grainstone with ooids (red arrows) and

bioclasts including crinoid ossicles (black arrow) and bryozoan debris (yellow arrow); ooids are all micritic and concentric. **e** Bioclastic packstone with micrite matrix (black arrow), micritised bioclasts including bivalve shell debris (yellow arrow), small oncoids (red arrow); note the concavo-convex and sutured grain contacts

Unit 3

This 11.5 m-thick unit displays large-scale cross-beds with tangential foresets (Fig. 8c). The quarry being abandoned for a long time, conditions for observations are not as ideal as in the Massangis section, and internal structures and surfaces

within the cross-beds are not clear. The average dip-angle and azimuth remain constant through the unit with 20° and $N35^\circ-40^\circ$ respectively, according to compass measurements that are not as accurate as for the Massangis quarries due to the poorer outcrops and more difficult accessibility (Fig. 8c). The facies is quite uniform throughout the unit, with variably

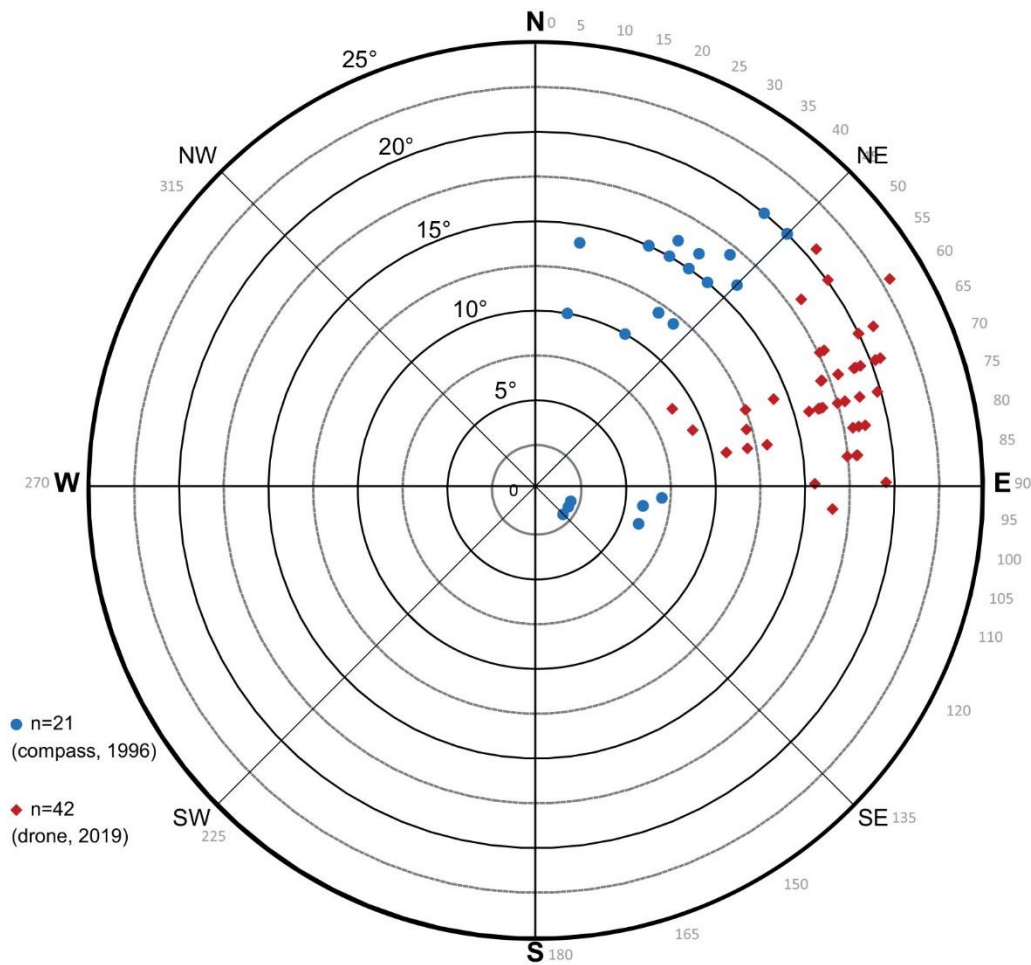


Fig. 6 Rose diagram showing the measured dip-angles of the cross-beds of unit 3 of the Massangis section. Concentric circles are the dip-angle values. Two vintages of data were acquired on the faces of the quarries: a set of compass measurements acquired in 1996

(ROCAMAT unpublished reports) and a set of drone acquisition measurements obtained in 2019. The orientation of the faces of the quarries obviously evolved between the two vintages, but a dominant maximum dip of around 20° in a N50°–65° is visible

sorted grainstone with ooids, few lithoclasts, echinoderm debris dominated by crinoid and asteroid ossicles, bivalve and bryozoan debris, and rare small benthic foraminifers (Fig. 8b). Each cross-bed set displays a faintly fining-upward trend. The uppermost 1.5 m of the unit consists of a distinct sediment body, with similar planar cross-bedding (same orientation), and a sharp basal contact, but showing coarse-to-very coarse grainstone. This sediment body is truncated by an erosional surface.

Unit 4

This unit corresponds to a stack of 6–7 geobodies (0.3–0.4 m-thick each) with planar cross-bedding with tangential foreset laminae, showing the same dip-angle and azimuth as in the underlying unit. The facies is an ooid-bioclast grainstone rich in crinoid ossicles (*Apiocrinus*),

with small benthic foraminifers including *Meyendorfina bathonica*. The upper bounding surface is a hardground with lithophagid borings, encrusted by flat oysters (Fig. 8d).

Unit 5

This structureless unit is characterized by intense bioturbation and micritisation of grains, and is composed of two beds: (1) an ooid-peloid grainstone with few lithoclasts, capped by a stylolitic contact, and (2) a peloid-bioclast packstone with abundant brachiopods, dominated by *Burmihynchia thierachensis* and *Burmihynchia proteiformis*, some echinoderm debris (crinoids), small benthic foraminifers, and a few lithoclasts. The upper surface of this unit is again a stylolitic contact (Fig. 8e).

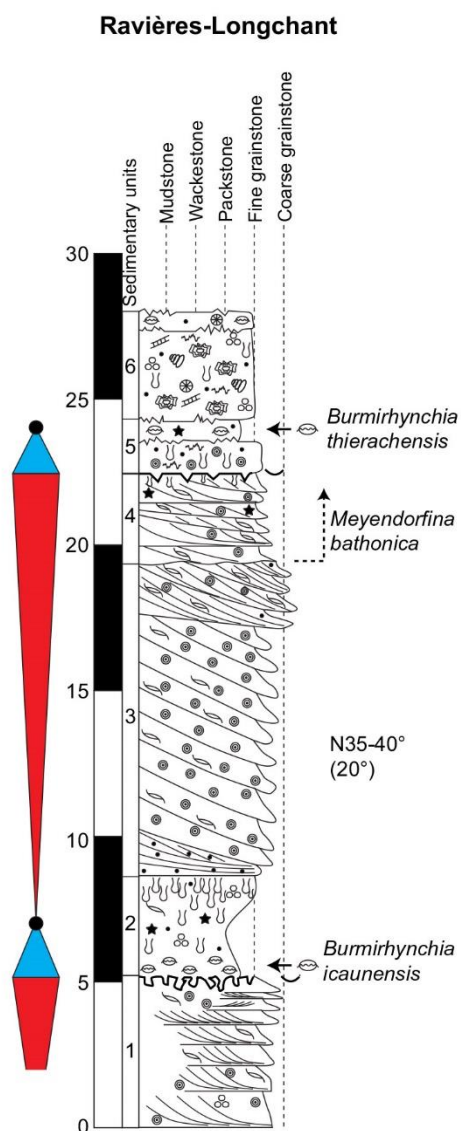


Fig. 7 Ravières-Longchant section sedimentological log. The boundary between the *Oolithe Blanche* and *Calcaire de Comblanchien* formations corresponds to the hardground between units 4 and 5. Legend on Fig. 4

Unit 6

The uppermost unit is also intensely bioturbated and displays micritised grains; it consists of two beds: (1) a thick structureless bed of spongiostromate oncoid-bioclust packstone–grainstone with gastropod debris, green algae, solitary corals and coral fragments, and peloids, and (2) a thinner bed of bioclust packstone–grainstone with peloids, brachiopod debris, solitary corals and coral fragments.

Ravières-St Nicolas section

The St Nicolas quarry is the other main quarry of the Ravières site with an area of about 0.2 km². Eight sedimentary units are defined along this section which differ significantly from the Ravières-Longchant and Massangis sections (Fig. 9).

Unit 1

This unit starts with two beds with planar cross-bedding with angular foreset laminae overlain by a set of thin (10–50 cm) beds with herringbone cross-bedding. The facies consists of ooid-bioclust grainstone with echinoderm (crinoid mostly), bivalve, gastropod and bryozoan (rare) debris and small benthic foraminifers, faintly showing a coarsening-upward trend.

Unit 2

This unit stacks two beds with planar cross-bedding and tangential foreset laminae. The facies are more oolitic and less bioclastic than in unit 1 (Fig. 10a), ooids being restricted to laminae. The coarsening-upward trend continues from unit 1 to unit 2. The upper bounding surface is a hardground encrusted by oysters and with lithophagid borings (Fig. 10b).

Unit 3

The unit starts with two successive 0.5 m-thick sediment bodies with planar cross-bedding with tangential foreset laminae, commonly disrupted by bioturbation (Fig. 10c). The facies is an ooid-bioclust grainstone with crinoid (and asteroid ossicles?), bivalve and bryozoan debris, becoming more bioclastic towards the top. Bioturbation also becomes more intense upward, leading to a structureless aspect. The unit ends with a 20 cm-thick intensively bioturbated packstone with very abundant brachiopods dominated by *Burmirhynchia icaunensis*, and also *Ornithella bathonica* and (*Pseudo*)*Tubithyrus globata*.

Unit 4

This unit displays four successive distinct beds. The first bed is a bioturbated bioclastic packstone with very faint planar horizontal bedding, with brachiopod, echinoderm and bryozoan debris. The second bed is a thickening-upward and coarsening-upward succession of cross-bedded ooid-bioclust grainstone bodies with angular foreset laminae. The main dip-angle and azimuth are 16°–20° and N185°–215°, respectively, with a rare opposing N20°–25° azimuth (with the same dip-angle). The third bed is a structureless bioturbated bioclastic-ooid packstone to grainstone, with bivalve and

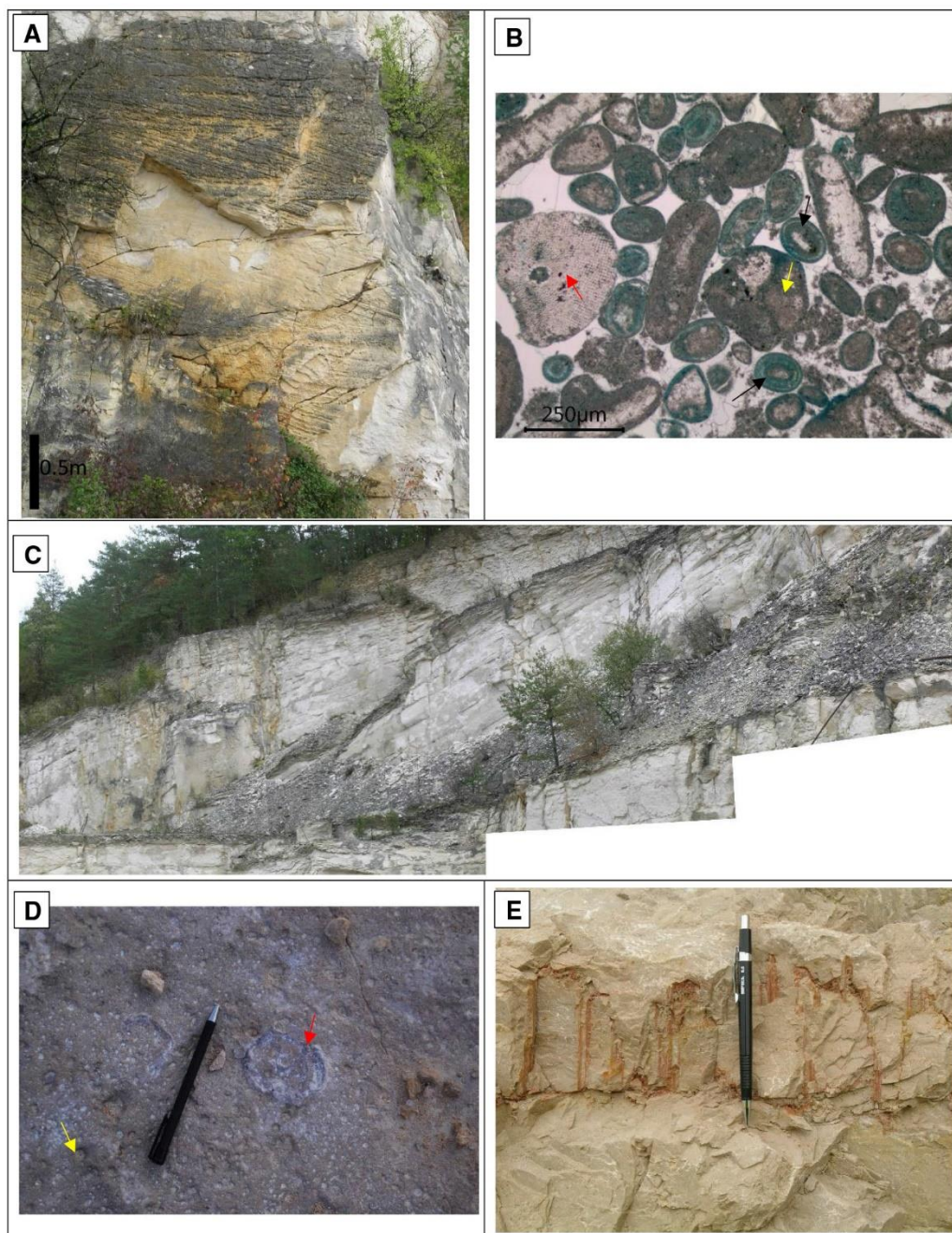


Fig. 8 Ravières-Longchant section. **a** Thinning-up dunes in unit 1. **b** Grainstone with micritic concentric ooids (black arrows), crinoid debris (red arrow) and lithoclasts (yellow arrow). **c** Large-scale clinoforms (cross-stratified body is 11.5 m-thick, unit 3). **d** Hardground

at the top of the *Oolithe Blanche* (top unit 4) with borings (yellow arrow) and encrusting oysters (red arrow). **e** Stylocitic contact between two successive beds in the *Calcaire de Comblanchien*, unit 6

crinoid debris. The uppermost bed is a cross-bedded ooid-bioclast grainstone with angular foreset laminae, showing dip-angle and azimuth of 16° – 20° and $N20^{\circ}$ – 25° respectively. This unit is capped by an intensely bioturbated surface with possible *Thalassinoides* traces.

Unit 5

This is a thin massive structureless bed of well-sorted very fine grainstone with peloids (small micritic/micritised ooids?) and crinoid debris, capped by a bioturbated surface.

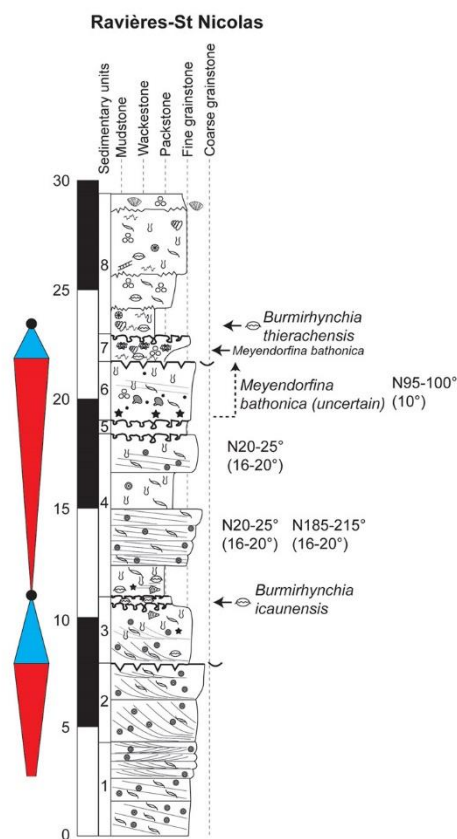


Fig. 9 Ravières-St Nicolas section sedimentological log. The boundary between the *Oolithe Blanche* and *Calcaire de Comblanchien* formations corresponds to the hardground between units 6 and 7. Legend on Fig. 4

Unit 6

This unit is composed of a moderately sorted bioclast-oid grainstone with echinoderm, bivalve, brachiopod debris, small benthic foraminifers and a few chaetetid clasts. Small benthic foraminifers may include *Meyendorfina bathonica*, but accurate determination was not possible. In the lowermost part of the unit, in situ *Apiocrinus* are observed (with stems, calyx and arms). Higher up, rare planar cross-bedding appears (dip-angle and azimuth of 10° and N95°–100°), strongly disrupted by bioturbation. This unit ends with a hardground encrusted by large oysters.

Unit 7

The base of this unit is a stylolite-rich structureless packstone–grainstone with lithoclasts, rare oncoids, very rare residual ooids, and common small benthic foraminifers including *Meyendorfina bathonica* and *Orbitamina elliptica*. The relative abundance and the size of the spongiostromate oncoids increase upward, and gastropod and coral

debris are observed. The unit is capped by a bioturbated surface (Fig. 10d).

Unit 8

The whole unit is significantly bioturbated and devoid of sedimentary structures, also showing common stylolites. The first bed is a wackestone to packstone with abundant brachiopods, some in living position, including *Burmirhynchia thierachensis*, *Kutchirhynchia obsoleta*, *Cererithyris fleischeri*, and *Digonella digona*. The next bed is a packstone with gastropod and bivalve debris, and small benthic foraminifers, evolving towards a packstone–grainstone with some green algae, solitary corals and coral clasts. In the last decimetre of the unit, *Cayeuxia cyanobacteria* are recorded.

Nuit-Saint-Georges

The Nuit-Saint-Georges section was logged in the La Serré quarry. Here, the succession is totally different, dominated by *Calcaire de Comblanchien* facies, and the typical *Oolithe Blanche* facies are absent from the 6 recognised units (Fig. 11).

Unit 1

This unit consists of a succession of seven infra-metre to metre-scale beds, each showing a fining-upward trend between fine lithoclast-bioclast grainstone with peloids to oncoid-bioclast packstone, each capped by a bioturbated surface. Bivalve debris and other micritised rounded bioclasts are abundant in the lower part, whereas gastropod debris and green algae become dominant higher up.

Unit 2

This unit, capped by an erosional surface, is characterised by an alternation of (1) bioclast packstone with bivalve debris, small benthic foraminifers including miliolids, and common *Cayeuxia cyanobacteria* (Fig. 12a), and (2) coarse lithoclast grainstone to rudstone showing multiple evidence of early marine cementation and subaerial exposure, typical of beach-rock deposits (Fig. 12b).

Unit 3

This is a succession of four beds of massive structureless micritised packstone, with abundant spongiostromate oncoids, peloids (probably micritised small benthic foraminifers), small benthic foraminifers, green algae and rare gastropod debris (Fig. 12c). *Meyendorfina bathonica* was identified in the highest bed of the unit. All beds are bioturbated

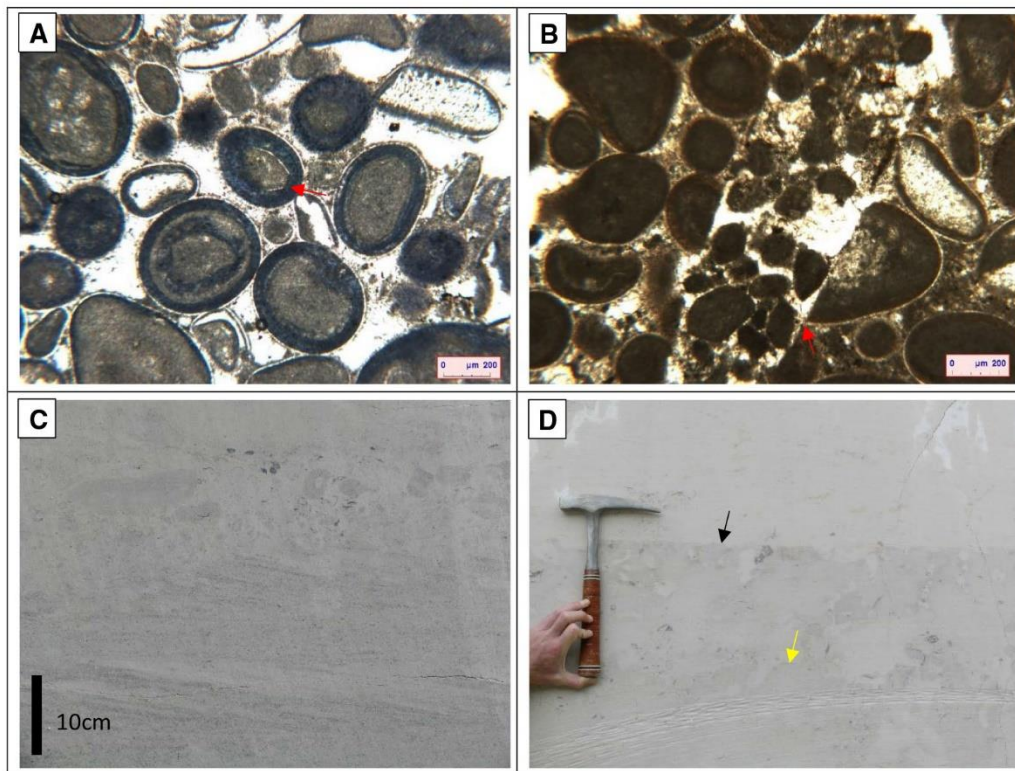


Fig. 10 Ravières-St Nicolas section. **a** Cemented ooid grainstone with microporosity in ooid micritic concentric cortices (red arrow; unit 2). **b** Perforation below the top unit 2 hardground; boring is cross-cutting the early calcite rim around grains (red arrow). **c** Cross-

bedding disrupted by bioturbation (unit 3). **d** Bioturbation surface at the top of unit 7; note the main net top surface (black arrow) and a possible subsidiary underlying surface (yellow arrow)

with few preserved *Thalassinoides* burrows (Fig. 12d), and their contacts are underlined by stylolites.

Unit 4

This unit is very similar to unit 2 and is truncated at its top by an erosional surface (Fig. 12e).

Unit 5

This unit starts with a poorly sorted very coarse lithoclast grainstone, corresponding to a basal erosive lag, overlain by a moderately sorted bioclast grainstone with abundant bivalve and echinoderm debris, and brachiopods, including *Burmihynchia thierachensis*. The facies is weakly fining-upward towards an ooid and bioclast packstone–grainstone with peloids, bivalve shell debris, and small benthic foraminifers, including *Meyendorfina bathonica*.

Unit 6

This unit seems similar to units 4 and 2, but could not be reached directly because of the height of the cliff.

Chassagne

The Chassagne section is the southernmost section and was logged in a quarry to the west of the well-known vineyard village. Contrary to the nearby Nuit-Saint-Georges section, the *Oolithe Blanche* facies are present, but the *Calcaire de Comblanchien* facies are not, and 7 sedimentary units are defined (Fig. 13).

Unit 1

This corresponds to a bed of bioturbated bioclast packstone–grainstone with bivalve and brachiopod debris and abundant stylolites.

Unit 2

This unit is characterized by a cross-bedded fine ooid-bioclast grainstone with tangential foreset laminae. The uppermost metre of the unit corresponds to slightly coarser structureless bioclast–lithoclast grainstone truncating the sets of the underlying sediment body. The unit is capped by a bioturbated surface.

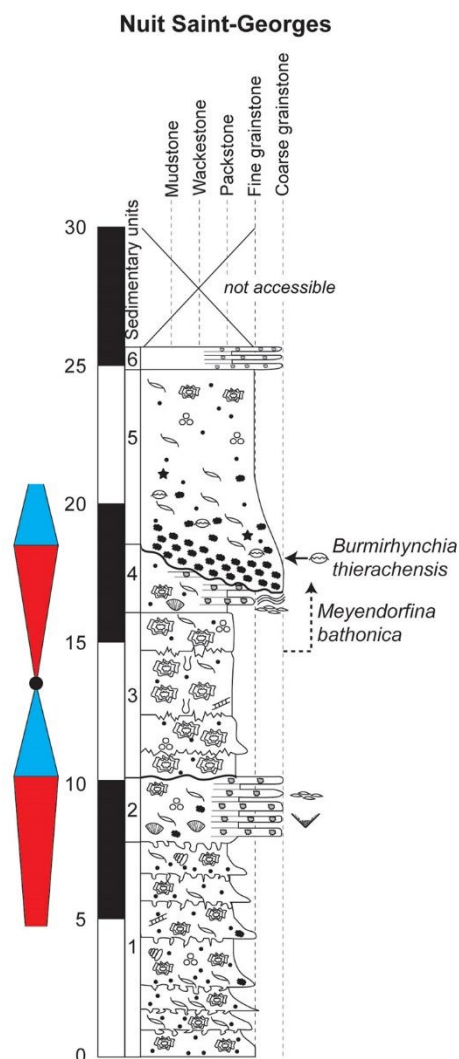


Fig. 11 Nuit-Saint-Georges section sedimentological log. All the recorded facies illustrate the *Calcaire de Comblanchien*. Legend on Fig. 4

Unit 3

This unit starts with 2.5 m of cross-bedded very fine to fine ooid-bioclasm grainstone, showing poorly preserved herringbone cross-bedding, disrupted by bioturbation. It gradually changes upward into a bioturbated oncooid-bioclasm packstone or packstone–grainstone with bivalve debris and small benthic foraminifers, also showing lenses of peloid grainstone. The unit ends with a 0.6 m-thick set of thin beds of coarse lithoclast grainstone.

Unit 4

This unit consists of stacked thinning-up beds of fine well-sorted ooid-bioclasm grainstone, with planar cross-bedding

with tangential foreset laminae, and ending with some herringbone cross-bedding. The unit is capped by a hardground with a pinkish stain (Fig. 14a).

Unit 5

This unit consists of a single bed of intensively bioturbated bioclasm packstone, with a faint nodular aspect due to bioturbation (Fig. 14b). The base is rich in brachiopods, some in living position, including abundant *Burmihynchia icaunensis*, and also *Burmihynchia turgida*. Other grains include peloids, very rare scattered ooids, and bivalve and echinoderm debris. The top of the unit is a stylolitized bioturbated surface with *Thalassinoides* (Fig. 14c).

Unit 6

This unit starts with a 4 m-thick bed of cross-bedded fine ooid (and bioclasm) grainstone with tangential foreset laminae, truncated by a 1 m-thick cross-bedded body of ooid-bioclasm grainstone, with a more diversified fauna including small benthic foraminifera, including *Meyendorfina bathonica*. The top of the unit is a hardground encrusted by flat oysters (Fig. 14d).

Unit 7

This unit is characterized by alternations of argillaceous mudstone to wackestone and thin marl interbeds, corresponding to the *Marnes à Pholadomya bellona* (Fig. 14e). Limestone contains echinoderms (including some echinoids), brachiopods, bryozoans and bivalves. Two levels are particularly rich in brachiopods in these alternations: one near the basal surface with *Rhynchonelloidella curvivarans* and *Globirhynchia* sp., and one near the top of the section with *Kutchirhynchia obsoleta*, *Cererithyris fleischeri* and *Pseudotubithyris inflata* (Gaumet 1997). The assemblage of the second level is typical of the *Burmihynchia thierachensis* marker-bed (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997), despite the absence of *Burmihynchia thierachensis* itself which shows that the section is located at the edge of the Burgundy platform domain, in a transition towards the subalpine basin (Gaumet 1997; Gaumet et al. 2001). The marls contain some *Pholadomya* bivalves and a few ammonites, including some species characterising the base of the *Retrocostatum* zone (Fig. 2; Gaumet 1997).

Discussion

Palaeoenvironmental interpretations

The textures and components (skeletal and non-skeletal grains) and context of the sections indicate deposition

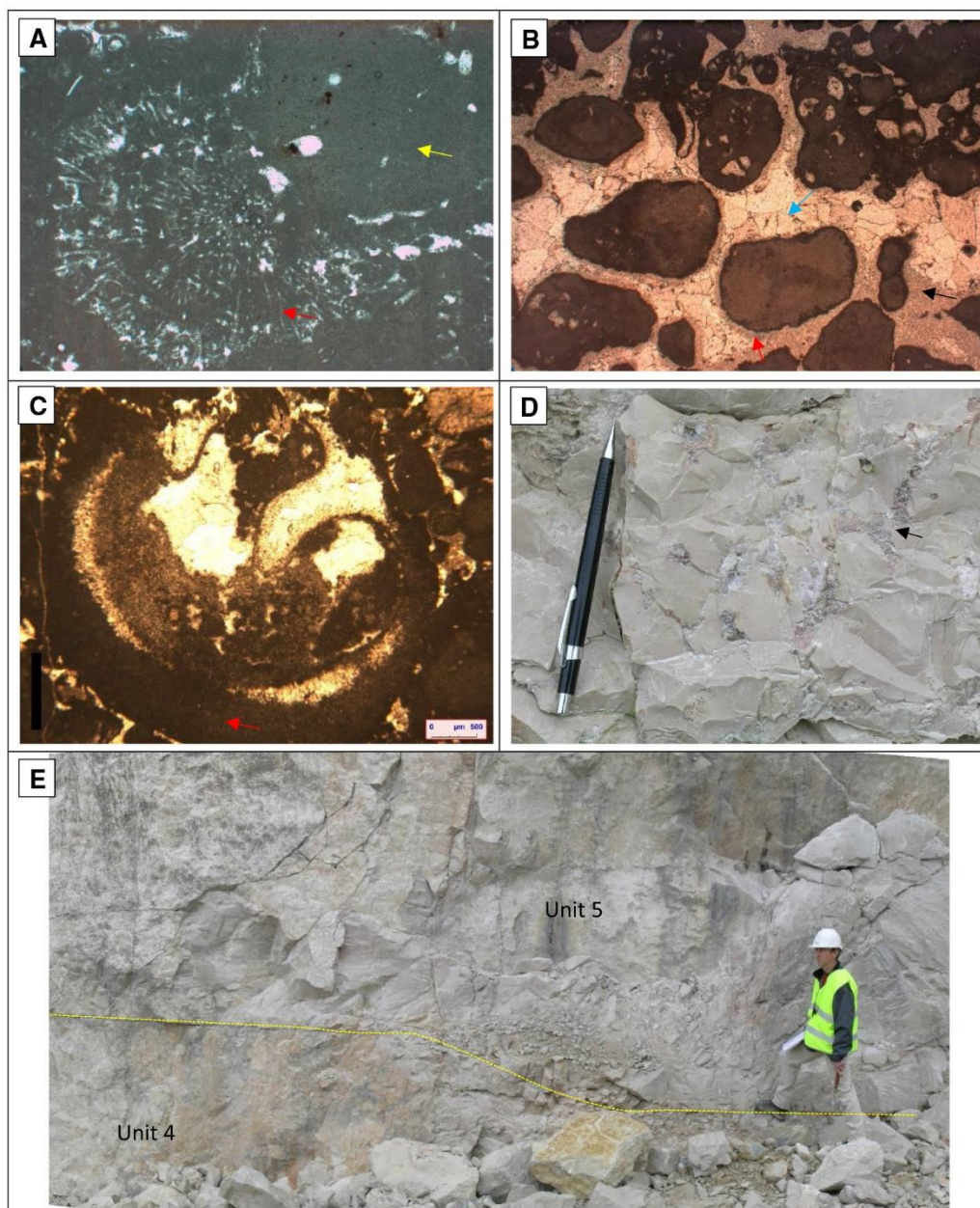


Fig. 12 Nit-Saint-Georges section. **a** *Cayeuxia* cyanobacteria (red arrow) possibly encrusting a micritic clast (yellow arrow) in the unit 2 (FOV width=1.56 mm). **b** Lithoclast grainstone with grains showing a faintly asymmetrical rim of fibrous calcite (red arrow); note a large sub-horizontal crack (blue arrow) filled with (1) a geopetal crystalline silt (black arrow) issued from the disaggregation of the early

calcite rim, and (2) a non-ferroan blocky calcite cement; beach-rock facies, unit 2 (FOV width=3.12 mm). **c** Strongly micritised (red arrow) gastropod shell (unit 3). **d** *Thalassinoides* burrows probably enlarged by dissolution (pseudo-karst; unit 3). **e** Erosional surface between units 4 and 5 (yellow dashed line)

taking place largely in an inner ramp setting (sensu Burchette and Wright 1992); in some cases, however, subtle changes in grain assemblages suggest slightly deeper mid-ramp environments. The shape, size and internal arrangement of bedforms, especially those deposited under tidal influence, depend on multiple parameters including the variations of the A/S ratio but also the morphodynamic parameters such as the availability of sediment,

the distance from the carbonate factory, i.e. the location along a path of a dune field for instance, or the amount of scouring by the largest dunes of a migrating dune field (Anastas et al. 2006; Reynaud and Dalrymple 2012). It is difficult to estimate the relative roles of the latter factors in the ancient examples considering that the deposits of individual tidal events (or storms) are most of the time amalgamated, truncated or even totally removed from the

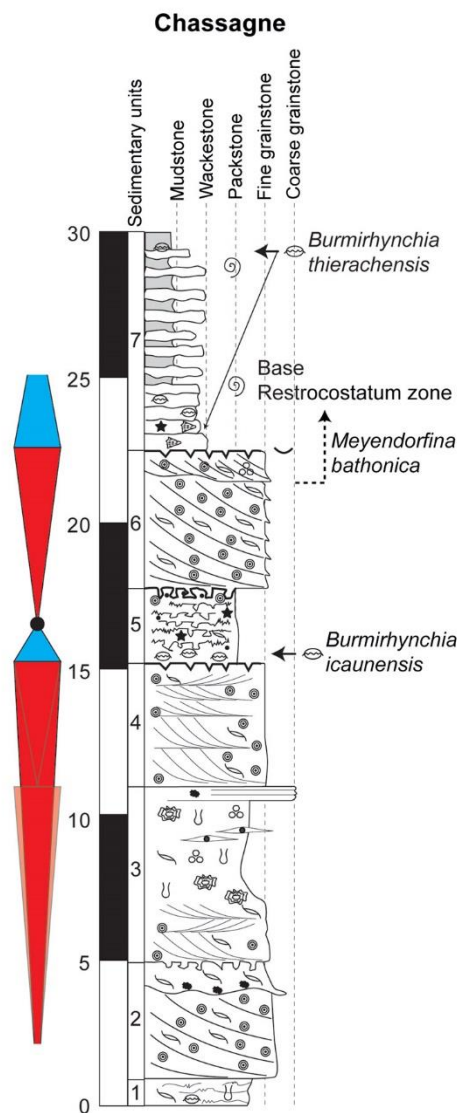


Fig. 13 Chassagne section sedimentological log. The hardground between units 6 and 7 marks the top of the *Oolithe Blanche*. The Unit 7, the *Marnes à Pholadomya bellona* is a time-equivalent to the *Calcaire de Comblanchien*. Legend on Fig. 4

sedimentary record, especially in shallow-marine environments. Also, the nature of the outcrops are critical for considering the role of morphodynamic parameters; having access to long continuous outcrops (cliffs for instances) allowing the acquisition of a series of sedimentological logs (or direct observations, photogrammetry, Lidar) is necessary to document the lateral expression of the deposition of sediment bodies (e.g. Anastas et al. 2006; Pierre et al. 2010). Interpreting the morphometric changes of sedimentary structures in terms of variations of A/S ratio only is a common over-simplification, inherent to the study of stratigraphic successions with limited outcrops, recording long periods of time (here about a million years).

Massangis

The herringbone cross-bedding in the lowermost part of the section indicates deposition under the influence of tidal currents. The fine well-sorted textures suggest that the environment corresponds to or is close to the zone where ooids form, such as the crests of high-energy shallow bars (e.g. Rankey et al. 2006). Although the genesis of ooids has recently been reappraised (e.g. Diaz and Eberli 2019), consensus exists about their preferential zones of formation, i.e. very shallow high-energy domains of carbonate platforms (Loreau 1973; Loreau and Purser 1973; Diaz and Eberli 2019). Above the encrusted hardground, the base of unit 2 does not show a pronounced change compared to unit 1, except for the absence of herringbone cross-bedding. The environment is still high energy as shown by the unidirectional planar cross-bedding. The association of (1) the upward decrease of the abundance of ooids and increase of bioclasts, (2) the relative fining-up of the textures with the appearance of micrite matrix, and (3) the repeated occurrence of bioturbated surfaces and firmgrounds through this unit 2, clearly indicate lower sedimentation rates and deposition under lower energy conditions. The occurrence of rare nubecularian encrustations in the cortex of some of the micritic concentric ooids confirms periods of relative quiescence (see Gonzalez 1996). The presence of the *Burmirhynchia icaunensis* marker-bed (Fig. 2), interpreted as a third-order regional MFS (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997), indicates that the environment was quieter because of deeper water, possibly in a mid-ramp setting. Unit 3 reflects the return to high-energy conditions, with the stepwise progradation of ooid-bioclastic material, represented by the large-scale cross-beds, in some cases with internal surfaces with bioturbation, indicating reduced sedimentation rate. The downlap surface of the clinofolds, corresponding to the bioturbated surface between units 2 and 3, could be interpreted as an alternative possible position for an MFS (see discussion in Regional correlations). The erosional surface affecting the upper part of these prograding clinofolds and the lower thickness of the medium-to-large dunes (sensu Dalrymple and Rhodes 1995) in unit 4 possibly indicate a decrease of the A/S ratio, and probably more constant high-energy conditions. A significant change occurs above the intensively bioturbated surfaces between units 4 and 5. Sedimentary structures disappear, textures are abruptly finer, with some micrite matrix, bioturbation is more intense, and grain assemblages change; all these elements indicate lower sedimentation rates and quieter hydrodynamic conditions. The increase in the size of ooids in unit 5 may indicate a return to higher energy conditions (e.g. Rankey and Reeder 2012), but these larger ooids are micritic and display some encrusting nubecularid foraminifers within their cortex. Such grains are more like intermediate forms between ooids

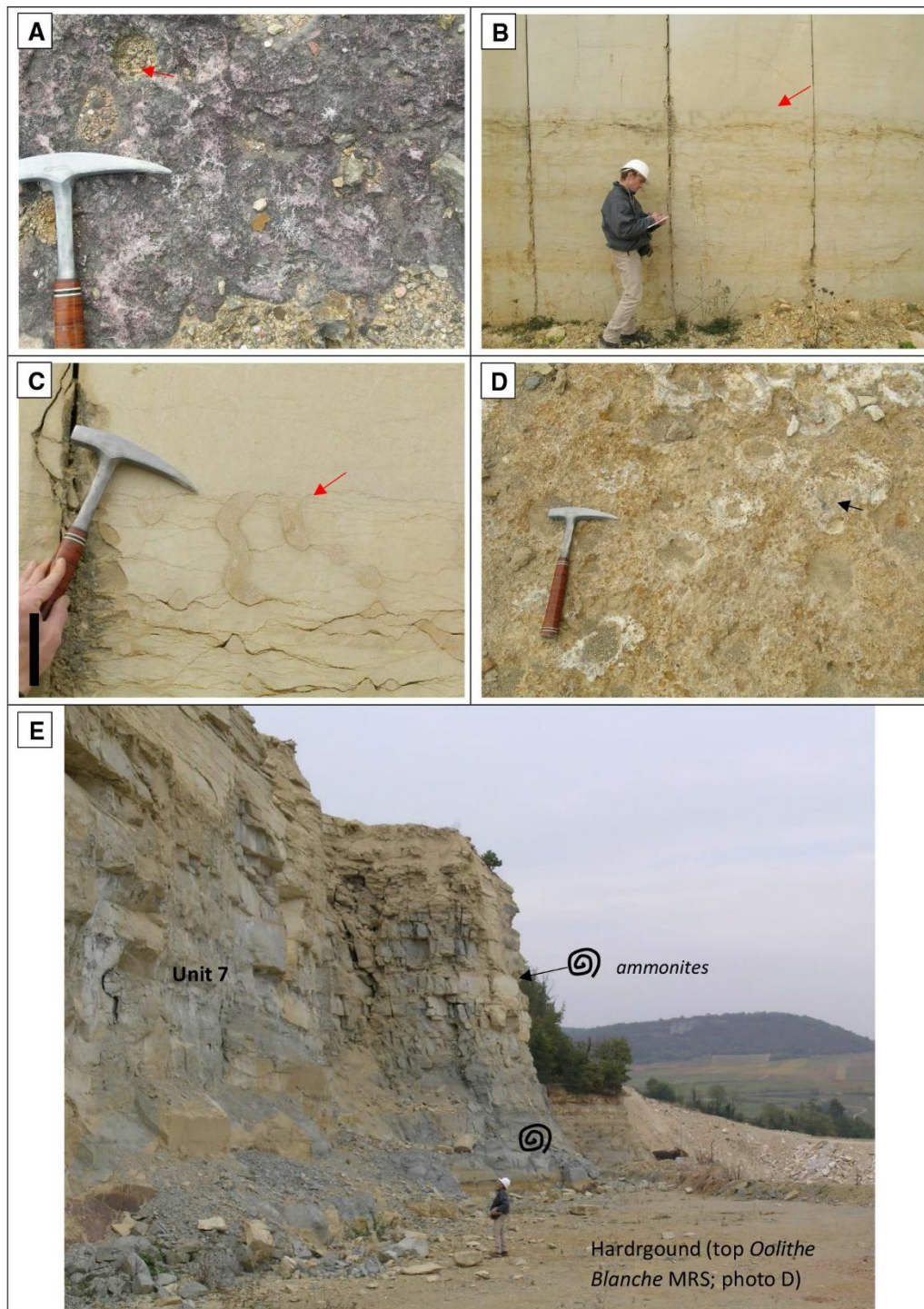


Fig. 14 Chassagne section. **a** Hardground at the top of unit 4 showing a pinkish stain and large holes that could correspond to imprints of removed oyster shells (arrow). **b** Pseudo-nodular unit 5 with abundant bioturbation and a stylolitic upper contact. **c** Focus on the top stylolitic bioturbated surface of unit 5 with preserved *Thalassi-*

and oncoids, rather than shoal ooids like the ones observed in the underlying units. The occurrence above a firmground of the *Burmihynchia thierachensis* marker-bed (Fig. 2),

noides traces (arrow). **d** Hardground at the top of unit 6 with abundant borings (rounded small-sized holes) and large encrusting oysters (arrow). **e** Profile of the argillaceous limestone and marl alternations of the unit 7 (*Marnes à Pholadomya bellona*)

interpreted as a third-order regional MFS (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997), confirms a relative deepening of the environment. However, the rapid change to oncoid

packstone (-grainstone), with the appearance of green algae and gastropods in the overlying unit demonstrate that the deepening was a flooding event recorded within the overall development of a low-energy lagoon.

Ravières-Longchant

The stacking of thinning-up large-to-medium dunes, ending with thin herringbone cross-bedding in unit 1 is interpreted as the result of decreasing A/S ratio, i.e. a regressive phase, with an increased influence of bidirectional tidal currents. The coarsening-upward trend of the grains, including ooids, supports the idea of increasing current velocity (e.g. Ranky and Reeder 2012), most probably linked to a shallowing of the environment. The conditions change significantly above the bioturbated surface, with deposition in a lower energy environment, although the faunal assemblages still indicate an inner-ramp setting. Bioturbation intensity also points towards lower sedimentation rates, possibly decreasing up through unit 2. The presence of the *Burmihynchia icaunensis* marker-bed confirms that an overall deepening was recorded (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997). As in the Massangis section, unit 3 indicates the return to high-energy conditions, with the progradation of ooid-bioclastic large-scale cross-beds. The truncation of the clinoforms and the deposition of much smaller dunes (medium to large) in unit 4 is also again interpreted as the result of decreasing A/S ratio. The hardground between units 4 and 5 marks a change in the depositional environment, but not that abrupt since the lowermost bed of unit 5 still reflects deposition in relatively high-energy conditions, despite probably lower sedimentation rates as indicated by the increasing bioturbation intensity. The second bed of the unit, which encompasses the *Burmihynchia thierachensis* marker-bed, reflects a deepening event (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997), in an overall trend of establishing a lagoonal environment, as indicated by the overlying oncoid packstone with micritised bioclasts.

Ravières-St Nicolas

As for the two previous sections, sedimentary structures and components indicate deposition in an inner-ramp setting (sensu Burchette and Wright 1992), but the vertical evolution of facies is significantly different. The overall coarsening-upward trend observed through the first two units, associated with a change from cross-bedding with angular foresets to tangential foresets, is interpreted as the result of an increase in tidal current velocity (e.g. Reineck and Singh 1980). The thinning-up of the large to medium cross-bedded bodies is tentatively interpreted as recording a higher order variation of the A/S ratio, but the main MRS is positioned at the hardground at the top of unit 2.

The progressive disappearance of sedimentary structures, the increased intensity of bioturbation, and the change in the grain composition through unit 3 indicate a decrease in energy and of sedimentation rate, most probably linked to a deepening of the environment. The identification of the *Burmihynchia icaunensis* marker-bed at the top of this unit (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997) confirms this deepening. In this quarry, no large-scale clinoforms are observed above the brachiopod marker bed, and the latter most probably coincides with the MFS of the transgressive-regressive sequence. The stacking of structureless packstone and cross-bedded grainstone in unit 4, however, shows that moderate (angular foresets in the cross-bedding) and low-energy conditions alternated, and the grain assemblages, with the renewed dominance of ooids, also point to more agitated environments, most probably due to a shallowing. The structureless thin unit 5 bounded by 2 bioturbated surfaces, records a quieter period, whereas the more bioclastic peloidal and cross-bedded grainstone of unit 6 definitely confirms the overall shallowing-upward trend, ending at a major hardground. As in the two previous quarries, the latter marks a change in the depositional environment, with an overlying progressive evolution in the grain assemblages including the increasing abundance of oncoids and disappearance of ooids and the increasing abundance of gastropods and green algae, which indicate the development of a lagoonal environment. The presence of common *Cayeuxia* on top of the section, which is typical of the shallow subtidal proximal zone of lagoons (Bernier and Fleury 1980; Bernier 1984), demonstrates that depositional environments are indeed becoming very shallow. Within this overall trend, the *Burmihynchia thierachensis* marker-bed identified at the base of unit 8 indicates a sudden phase of deepening (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997).

Nuit-Saint-Georges

The stacked beds of unit 1 are typical shallow peritidal lagoonal cycles (Wright 1984; Strasser 1991). They are not capped by exposure surfaces but record high-resolution variations of the A/S ratio in a shallow protected environment. The presence of *Cayeuxia*-bearing packstone alternating with beach-rocks in unit 2 indicate deposition in a very shallow environment, submitted to repeated ephemeral exposure, possibly of tidal origin. There is an overall shallowing-upward trend, i.e. regressive phase, recorded in these first 2 units. The erosional surface at the base of unit 3 marks a limited flooding with the return of typical low-energy, inner ramp lagoonal deposits, whereas the second record of beach-rocks in the section within unit 4 indicates another regressive phase. In between, an MFS is located within unit 3, symbolically positioned in the middle of the unit without any firm

insight supporting a more accurate location. Note that some *Thalassinoides* burrows observed in the underlying unit 3 may have been dissolution-enlarged (Fig. 12d) during the subaerial exposure recorded in unit 4. The erosional surface truncating unit 4 illustrates a more pronounced flooding, which is confirmed by the change in the components and faunal assemblages in the lower part of unit 5. The abundant *Burmihynchia thierachensis* brachiopods characterise the marker-bed and the associated MFS (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997). Although the facies evolution seems to illustrate another shallowing-upwards through units 5 and 6, this remains hypothetical because of the lack of direct observation above 23 m in the section.

Chassagne

The first 3 units illustrate a regressive phase, with an MFS located close to the bottom of the quarry in the brachiopod-bearing packstone of unit 1, or slightly below. The large dunes of unit 2 reflect a higher-energy environment such as an ooid shoal. Unit 3 indicates the progressive quiescence of depositional conditions, with the disappearance of sedimentary structures and sedimentation of oncoid lime mud-bearing facies, characterising a lagoonal setting. The coarse lithoclast grainstone beds at the top of unit 3 could be interpreted as a thin transgressive lag, above which metre-scale ooid dunes migrated, illustrating the return of high-energy conditions. The thinning-up of the dunes and the appearance of herringbone cross-bedding in unit 4 characterizes a regressive phase of possibly higher order. Above the hardground at the top of the unit 4, the *Burmihynchia icaunensis* marker-bed marks a deepening of the environment (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997). It is worth noting that the intensity of stylolitisation in unit 5 likely reflects a higher clay content, which, together with the intense bioturbation, is tentatively interpreted as indicating deposition in a more open-marine environment than in the previous section, in a mid-ramp setting. The ooid-bioclast dunes of unit 6 indicate a return into a high-energy inner ramp setting. This is confirmed by the truncations of the cross-bedding towards the top of the unit and the record of smaller but still medium-to-large dunes. The hardground at the top of this unit marks a drastic change, far more pronounced than anything previously described in the other sections. The unit 7 alternations definitely characterize deposition in a deeper water setting, below fair weather wave base, either in a mid or outer ramp domain. The *Burmihynchia thierachensis* marker-bed which is associated to the regional MFS (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997) is located at the top of the section.

Regional correlation and re-interpretation of the clinofolds

From the sedimentological descriptions and the sequence stratigraphic interpretations, the studied outcrop sections can be correlated with confidence, based on the constraints provided by: (1) the two identified brachiopod marker-beds *Burmihynchia icaunensis* and *Burmihynchia thierachensis*, corresponding respectively to the third-order MFS Concinna and MFS Digona, respectively (Garcia 1993; Garcia and Dromart 1997; Gaumet 1997), and (2) the FAD of the benthic foraminifer *Meyendorfina bathonica*. Note that the Ravières-St Nicolas section is not included in the regional correlation but will be used later.

A first clear statement derived from the correlation is that the large-scale clinofolds were developed within a single third-order transgressive–regressive sequence (Bt3; Thomas et al. 2021), bounded by the regional MRS/SB Bt3 and Bt4, which can be followed from northern to southern Burgundy (Fig. 15). The transgressive phase of this sequence starts above a prominent surface (hardground or bioturbated surface) capping medium-to-large dunes of shallow tidal ooid shoals/bars in all sections, except Nuit-Saint-Georges. In the latter case, the base of the sequence is an erosional surface affecting lagoonal and beach-rock deposits. Finer (lime-mud bearing) bioturbated facies including brachiopod-rich layers, characterize the transgressive phase of the sequence. Within this transgressive phase, the *Burmihynchia icaunensis* marker-bed, which is associated with the MFS Concinna of the Late Bathonian Hodsoni zone (Fig. 2), is identified. These observations are not applicable to the Nuit-Saint-Georges section where typical lagoonal deposits are recorded in the transgressive phase. The *Burmihynchia icaunensis* marker-bed was not identified in this section, probably because the transgression did not really flood enough over this geographical area (between Dijon and Nuit-Saint-Georges; Fig. 1a), known to be a kind of central depocentre of the *Calcaire de Comblanchien* lagoonal deposits (Thierry et al. 1980). The MFS of the Bt3 sequence cannot be identified precisely in this succession of deeper water deposits, especially in the Nuit-Saint-Georges section. In the northern sections of Massangis and Ravières-Longchant, this MFS can be conceptually considered as the downlap surface of the large-scale prograding clinofolds (e.g. Miall 1997). However, the latter cannot be interpreted as platform-margin progradational clinofolds as explained above (Geological setting), and this geometrical relationship between the successive sedimentary units may lead to an erroneous interpretation. It is worth noting that such geometrically based stratigraphic interpretations were proposed for giant Jurassic clastic tidal cross-beds in the North Sea, developing above condensed glauconitic beds (Surlyk and Noe-Nygaard 1991). Here, the MFS is preferably positioned

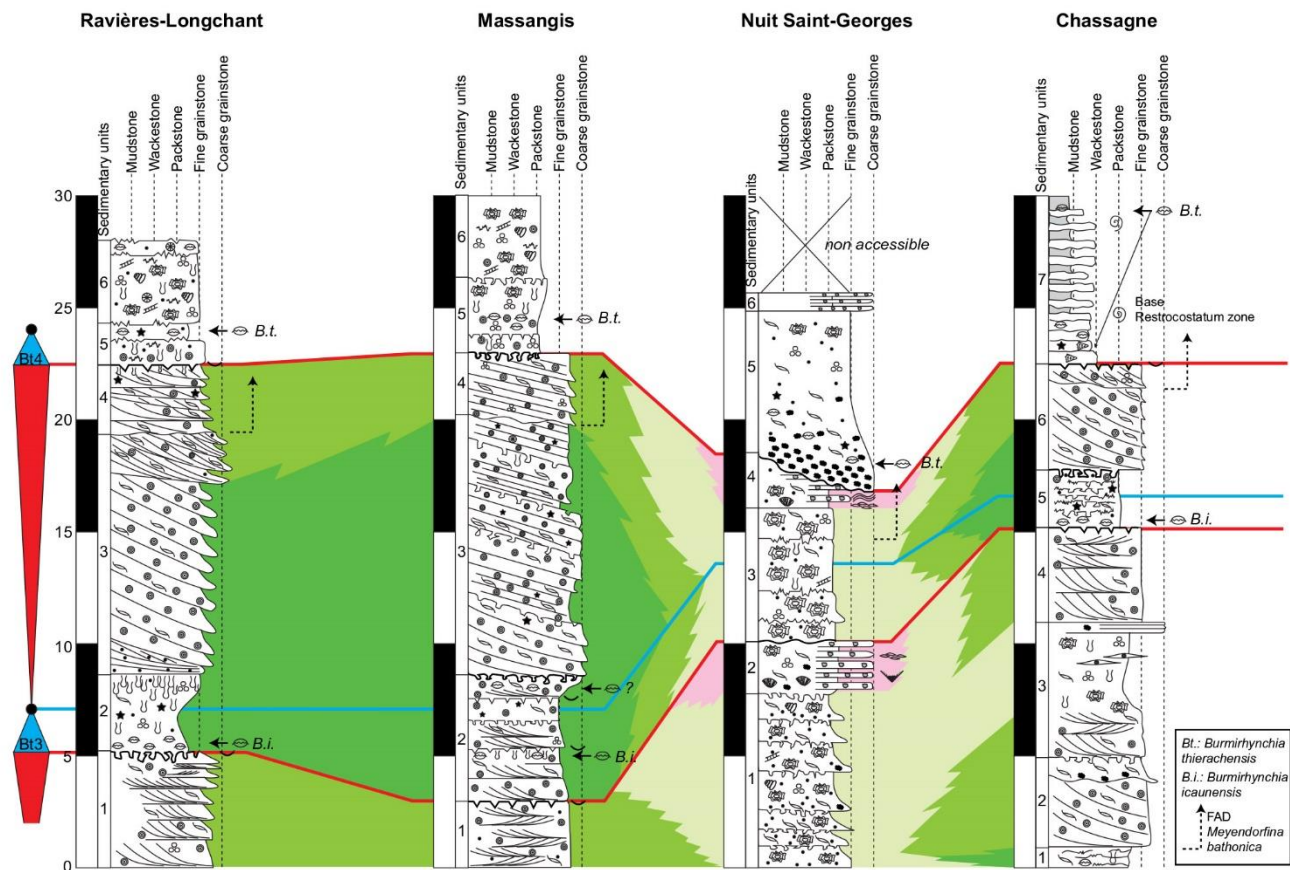


Fig. 15 Correlation panel from North Burgundy sections (left) to South Burgundy sections (right). The large-scale clinofolds were deposited during the regressive phase of a third-order transgressive-regressive sequence which shows a strong lateral variation of facies at the scale of the study area. The clinofolds prograded across bio-

turbated facies that record a previous flooding of very shallow-marine facies constituting the top of the underlying sequence and probably deposited in a mid-ramp setting. The correlation of the key transgressive-regressive sequence is constrained by brachiopod marker-beds and FAD of benthic foraminifers. Legend on Fig. 4

in the middle of unit 2 of the Ravières-Longchant section, and within the bioturbated bed with the finest texture of unit 2 at the Massangis section.

Whatever the precise position of this MFS, the large-scale clinofolds thus formed during the regressive phase of the third-order Bt3 sequence, including the FAD of *Meyendorffina bathonica* in all sections, subsequent to flooding of the northern and middle parts of the Bathonian Burgundy platform (Fig. 1b). In the central part of the platform (Nuit-Saint-Georges section), the third-order flooding is more subtly recorded, but the regressive phase is obvious with another record of beach-rock deposits. On the southern edge of the ramp (Chassagne section), the flooding was apparently more pronounced and the regressive phase also recorded migration of medium to large cross-beds, much smaller than the large-scale clinofolds of northern Burgundy. Within the transgressive phase of the following sequence (Bt4), the *Burmirhynchia thierachensis* marker-bed associated with the MFS Digona of the Late Bathonian Orbis zone (Fig. 2) can

be identified. This transgressive phase displays a different record, with a subtle flood within an overall lagoonal domain in the northern and central parts of the platform, and a more obvious drowning along the southern edge of the platform (Chassagne).

The open-marine domain of the Late Bathonian carbonate ramp was thus located far to the south of the large-scale clinofolds as demonstrated by the correlations. It was also situated some distance away to the northeast of the study area in Lorraine (NE of Chaumont; Brigaud et al. 2009; Fig. 1a, b). Moreover, the homogeneity of the dip-angles and azimuths measured in the clinofolds at the scale of the Massangis and Ravières-Longchant quarries, and between the quarries (Fig. 15), does not support a 3D lobe structure. All these elements argue against the interpretation of shallow tidal-delta deposits proposed in recent studies (Casteleyn et al. 2010; Makhloufi et al. 2013).

The large-scale clinofolds are here re-interpreted as giant dunes (according to Ashley 1990) migrating on extended flat

(low relief ramp) flooded banks on the central part of the Burgundy platform. Considering the overall palaeogeography of the Paris Basin during the Bathonian (Fig. 1b; Gaumet 1997; Gaumet et al. 1996, 2001), the carbonate ramp extended towards the northwest and the central part of the Basin; consequently, there are significant chances to find similar features in subsurface prospects.

Internal sedimentological variations within the Bathonian giant dune system

The Ravières-St Nicolas section provides some insights for a better understanding of the organisation of the facies close to and around these giant dunes, i.e. within the dune field. In this section, the same biostratigraphic markers, i.e. the two brachiopod marker-beds and the FAD of *Meyendorfina*

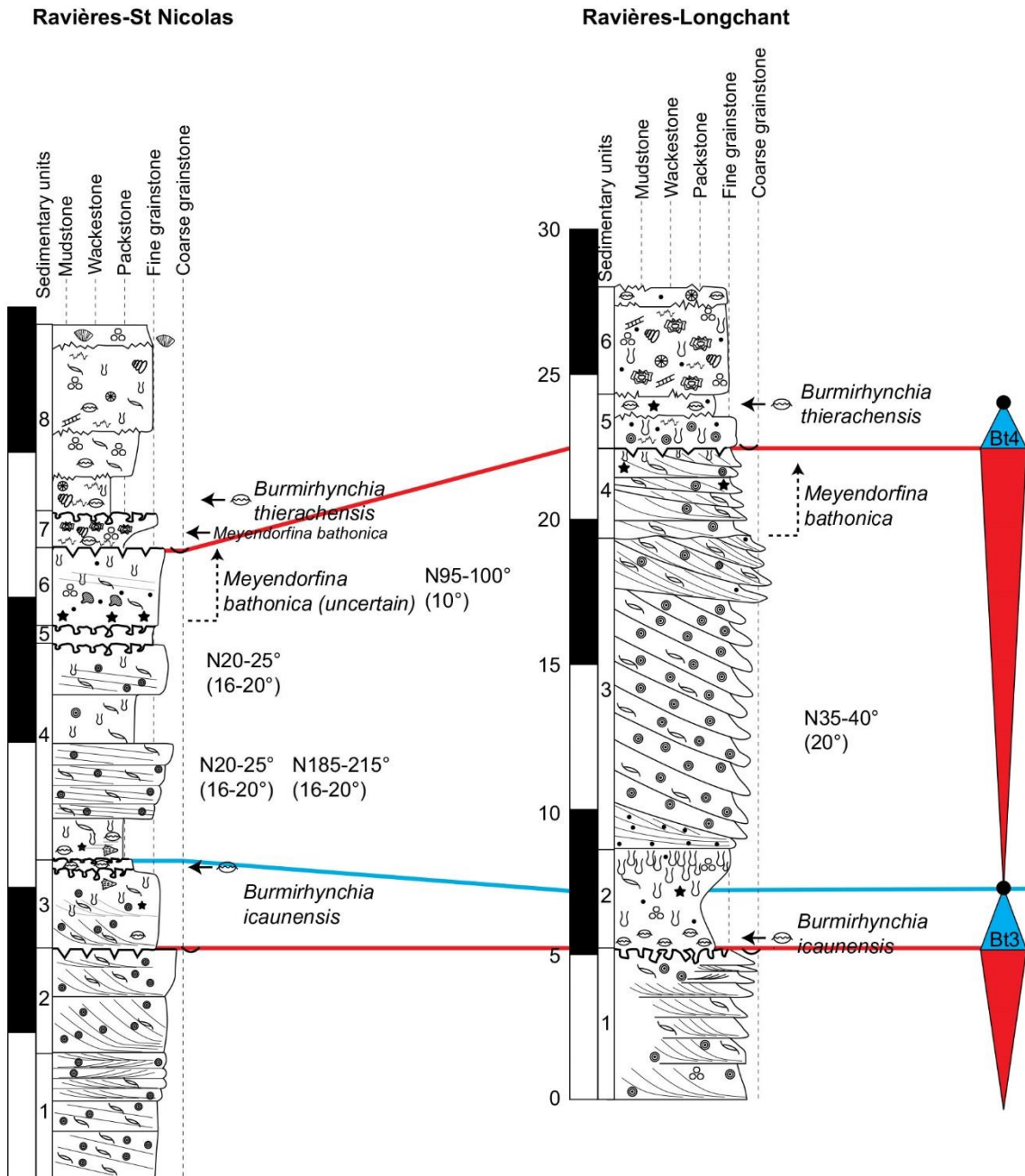


Fig. 16 Correlation between the two sections of the Ravières site. The large-scale clinofolds are present in the Longchant section, but not in the St Nicolas section, located 500 m to the NW, and where

the time equivalent deposits are thinner and show finer textures. The facies difference seems to continue during the deposition of the underlying sequence (*Calcaire de Comblanchien*). Legend on Fig. 4

bathonica, were identified and correlated with the nearby Longchant quarry, within the Ravières site (Fig. 16). First, the third-order Bt3 sequence is thinner in the St-Nicolas section, where the large-scale clinofolds are absent. The time equivalent facies to these large bedforms indicate lower energy conditions and lower sedimentation rates, with a certain degree of condensation as illustrated by the intensity of bioturbation. Considering the similarities of the facies in the regressive phase of the underlying sequence, and the similar thickness of the transgressive phase (including the *Burmihynchia icaunensis* marker-bed; Fig. 16), it is clear that the palaeobathymetry was deeper in St Nicolas than in Longchant during the migration of the giant dunes. This difference in palaeobathymetry seems to have lasted up to the next sequence Bt4, with the St Nicolas section showing bioclastic facies including foraminifers and brachiopods and the Longchant section showing more large oncolite-rich facies. Consequently, the St Nicolas section area is interpreted as the record of a trough zone between the giant dunes (Fig. 17). The dominant dip-angles and azimuths of the cross-bedded structures recorded in unit 4 of the St Nicolas section, i.e. 16°–20° and N185°–215°, are compatible with dunes formed under backflow currents/separated flows, that can be observed in the troughs or slightly climbing on the lee side of giant dunes (e.g. Allen 1980; Reineck and Singh 1980; Dalrymple 2010), such as the ones observed in the Massangis section (Fig. 5c). The cross-bedded structures observed in unit 6 of the St Nicolas section, disrupted by bioturbation and showing dip-angle and azimuth of 10° and N95°–100°, respectively, correspond to poorly preserved dunes migrating within a residual trough in a direction almost perpendicular to the giant dunes. The position of the FAD of *Meyendorffina bathonica* in the two Ravières sections would indicate that this infill period probably post-dated the main migration stage of the giant dune field (Fig. 16).

Very recently, drone photogrammetry was used to elaborate a 3D outcrop model of the Massangis quarry, including the clinofolds, integrated into a workflow for improving static reservoir modelling (Thomas et al. 2021). However, this study did not provide a direct 3D-assessment of the giant cross-beds; a Ground-Penetrating Radar (GPR) survey in Massangis and/or Ravières-Longchant quarries could be useful. GPR was successfully used for Oxfordian strata in nearby outcrops in Burgundy, documenting 3D geometries linked to growth of coral bioherms (Jorry and Bievre 2011). Such a GPR investigation may provide direct insights about the lateral extent and internal organisation of the dune field, as proposed above for the Ravières site through correlations, and thus may provide better constraints on the role of the morphodynamic parameters involved.

Dimensions and palaeobathymetry of the giant dunes: a renewed vision of the Bathonian platform

The dimensions of the giant carbonate dunes of the Bathonian of the Paris Basin were huge, with heights (H) ranging between 10 and 15 m according to what is preserved in the outcrops, which does not take into account either the erosion observed at the top of the dunes nor the effects of compaction. Corresponding wavelength (λ) ranges between 500 and 800 m following the equation $H = 0.0677 \lambda^{0.8098}$ (Flemming 1988a, b in Dalrymple and Rhodes 1995), which is perfectly compatible with the distance between the quarries in the Ravières site, i.e. Longchant and St Nicolas (Fig. 17). These estimated dimensions and the internal facies organisation within the dune field provided by the correlations of the quarries of the Ravières site (dune vs. inter-dunes) are preliminary results that could already provide useful guidance for reservoir modelling in subsurface prospects.

The palaeobathymetries of deposition of the large-scale clinofolds have previously been estimated to be 10–20 m (Casteleyn et al. 2010; Makhoulfi et al. 2013; see discussion in Geological Setting). Dalrymple and Rhodes (1995), however, suggested that the height of large subaqueous dunes is approximately 17% of the water depth, the latter being the most important control on the size of non-compound dunes in so far as water depth does not exceed the thickness of the boundary layer (Reynaud and Dalrymple 2012). This gives a minimum palaeobathymetry of about 60 m for the Bathonian giant dunes of the *Oolithe Blanche*. Franzetti et al. (2013) concluded that water depth could not be considered a major factor controlling the size of subaqueous dunes on the basis of the study of clastic dunes on a deep-shelf setting in Western Brittany. Most of the dunes studied by Franzetti et al. (2013) are located at a water depth exceeding 80 m, but the dunes they observed between 60 and 75 m seem to show a rough positive relationship between their height and water depth, following some published positive statistical correlations (their Fig. 10). The height of some of these dunes located around 65 m water depth, i.e. 10–13 m, are similar to the height of the giant dunes of the *Oolithe Blanche*.

Such dimensions and bathymetries are also in line with some other modern and ancient examples. Fenster et al. (1990) observed and analysed some giant clastic dunes 5–12 m high, with a wavelength ranging between 80 and 400 m, within the Eastern Long Island Sound, off USA. Todd and Shaw (2009) reported other giant clastic dunes forming on the Georges Bank, close to the Gulf of Maine on the Northeast USA Atlantic coast. Their height varies between 10 and 14 m, with a wavelength of approximately 400–500 m. Malikides et al. (1988) reported some present-day carbonate giant dunes in the Bass Strait between Australia and Tasmania, with height and wavelengths ranging between 5–10.5 m and 100–1000 m, respectively. In all of

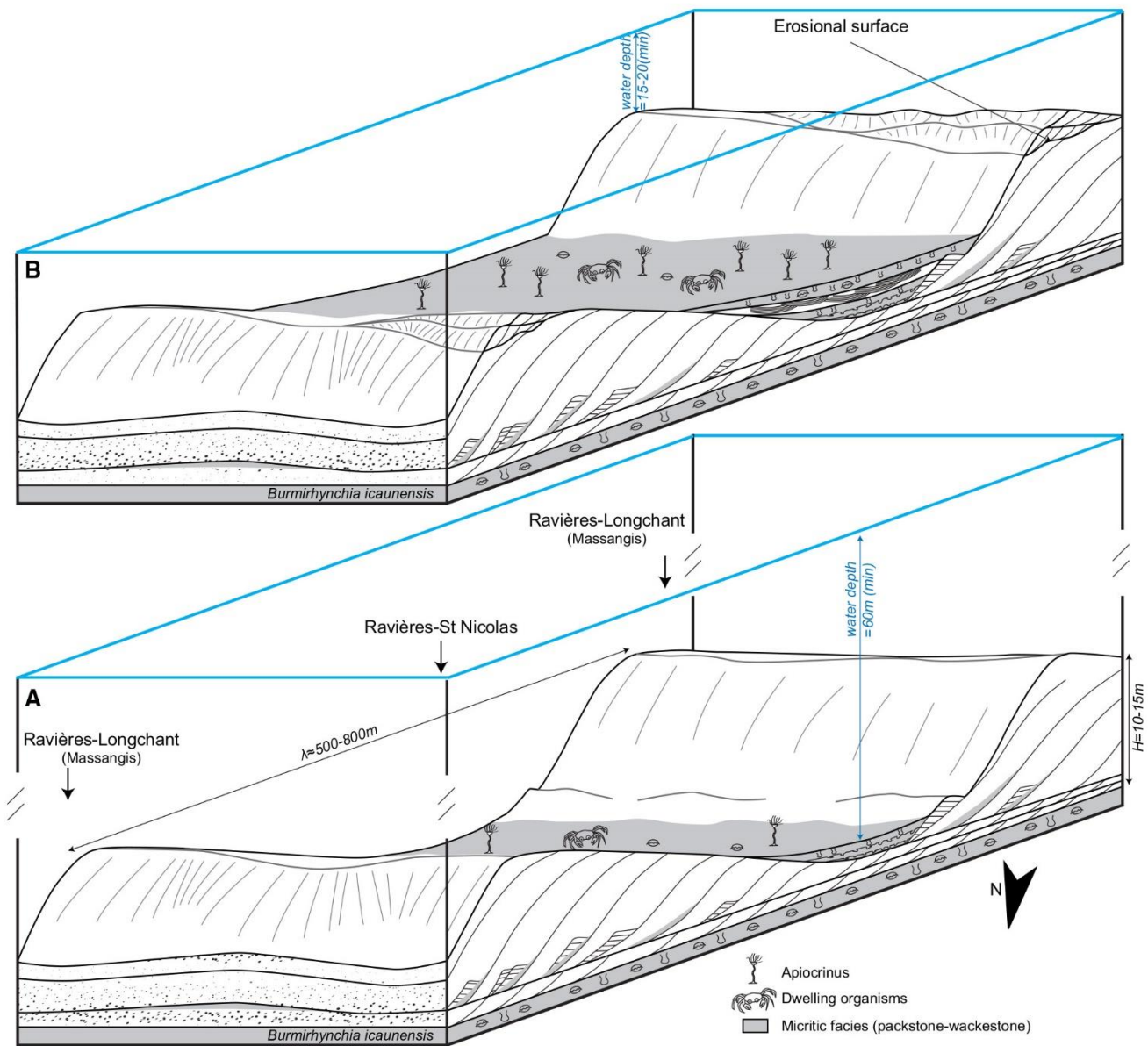


Fig. 17 Schematic model for the genesis and evolution of the *Oolithe Blanche* giant tidal dunes. **a** The migrating giant dunes had a minimum height of 10–15 m (present day) and display a wavelength of 500–800 m; they were deposited under a minimum water depth of 60 m (see text for explanation). They were separated by deeper water troughs where lower energy sediments were deposited, but where

backflow/separated currents were nevertheless active. **b** The dunes were truncated during the evolving regression and decreasing palaeobathymetry (water depth is roughly estimated using the thickness of preserved dunes on top of the giant structures), while troughs were progressively filled under alternating low and moderate energy conditions

the three case studies, the water depth is between 50 and 65 m (in the troughs between dunes), which supports the above-mentioned reappraised palaeobathymetry during the formation of the giant Bathonian dunes. Anastas et al. (2008) reported some ancient large-scale cool-water carbonate dunes 7–9 m high in an Oligo-Miocene seaway in New Zealand and estimated a water depth of 30–60 m. This is a non-exhaustive set of comparative references that is easily extendable (for instance Berne et al. 1993; Bastos et al.

2003 etc.). In all these works, and particularly in the modern examples, complex arrangements of superimposed smaller-sized dunes with varying directions are detailed, which could provide insights for further works attempting to characterize the subsurface prospects in the *Oolithe Blanche* in the Paris Basin.

The water depth of 60 m proposed above may at first appear inconsistent with the facies observed below and within the large bedforms of the Massangis and

Ravières-Longchant quarries, mostly composed of bioclast packstone to ooid-bioclast grainstone. In particular, the presence of abundant ooids within the dominant facies composing the bedforms, is intriguing, since they are known to form in very shallow environments on modern platforms (see Diaz and Eberli 2019), and in nearshore areas in less than 3–5 m water depth on the Arabian/Persian Gulf ramp (e.g. Loreau and Purser 1973; Riegl et al. 2010). In detail, however, the microfacies of the dunes reveal some moderately sorted textures, including ooids, but also peloids and rounded bioclasts dominated by echinoderm, bivalve and bryozoan debris. Such a facies is in fact closer to a heterozoan association (sensu James 1997), that could be interpreted as deposited in an open-marine mid-ramp setting on the tropical Bathonian platform covering the Paris Basin. A typical photozoan shallow-water assemblage of small benthic foraminifers, gastropods and green algae for instance (e.g. Flügel 2004) is not observed within the dune sediments themselves. They are present in the lower and upper parts of the Massangis and Ravières-Longchant sections (see descriptions). Ooids within the giant dunes are thus transported away from their main production zone.

The giant dunes developed above a major third-order MFS as shown by the regional correlations. Garcia and Dromart (1997) demonstrated that the brachiopod marker beds marking the MFSs on the Bathonian-Callovia ramp were deposited in deeper-water environments, but they did not propose or estimate a palaeobathymetry. A review of the ecology of modern brachiopods on the Southeast Brazilian shelf, located in a latitude window similar to that of the study area (24°–26° S vs. 25°–27° N, respectively), reveals that their habitats range between 60 and 800 m water depth, with a vast majority being concentrated between 100 and 200 m (Kowalewski et al. 2002). It is often dangerous to draw firm conclusions from a comparison of present-day and past cases, especially when various conditions differ (climate, platform type, species, etc.), but the accumulations of brachiopods in living position observed in the facies underlying the giant dunes (units 2 in Massangis and Ravières-Longchant) may indicate deeper water environments than usually considered, and also support the proposed reappraised palaeobathymetry.

This interpretation sheds new light on the Bathonian carbonate platforms in Western Europe. Indeed, and as already stated, such water depths exceeding 60 m have never been suggested for the *Oolithe Blanche*. They were also never considered as possible in studies that focused on time-equivalent carbonates in other parts of the Basin (Ardennes platform, Thiry-Bastien et al. 2000; Lorraine platform, Brigaud et al. 2009; Western France platform, Andrieu et al. 2016), leading the authors to doubt the validity of curves of Jurassic sea-level (recently reappraised; Haq 2017), where the Bathonian is characterised by sea-level amplitudes of about

70–100 m. Discussing the controls of such amplitudes is far beyond the scope of this work, but the presence of continental ice caps at high latitudes has already been mentioned as a possibility during the Bathonian (Dera et al. 2011).

Possible origins of the giant dunes

The various modern and ancient giant dune examples used as a comparison and listed previously are all demonstrated tidal origin (Malikides et al. 1988; Fenster et al. 1990; Todd and Shaw 2009; Anastas et al. 2008). It is then perfectly reasonable to consider that the giant subaqueous dunes of the *Oolithe Blanche* were also formed by tidal currents. It is evident that these dunes formed during an early RST, closely above a third-order MFS, but this is an unusual stratigraphic location compared to many tidal deposits which were mostly developed in lowstand to early transgressive periods, when tidal influence is likely to increase through the constriction of tidal flows (Reynaud and Dalrymple 2012). However, this is not sufficient to rule out the tidal origin, and several counter examples do exist (e.g. Surlyk and Noe-Nygaard 1991). Most of the published examples of modern and ancient giant tidal dunes are connected with particular settings, such as within straits, sounds or seaways (Malikides et al. 1988; Fenster et al. 1990; Anastas et al. 2008), where tidal currents may be constricted, current velocity reinforced (increased tidal energy in submarine channels and valleys; Pugh 1987), and the thickness of the boundary layer may increase. The constraints on the local and regional Bathonian palaeogeography in northern Burgundy is not accurate enough to locate such morphological elements, but the knowledge is sufficient to rule out the existence of large exposed landmasses or islands that would create the conditions for strong tidal currents (Gaumet 1997; Gaumet et al. 1996, 2001). Neumeier (1998) proved the existence of large tidal dunes in the Bajocian deep outer-shelf of the Jura platform, immediately in front of the shelf-edge of the Delphino-Helvetic basin. Without showing any particular morphological elements that could concentrate locally, the tidal current forces in such deep-water environments (seaway, sounds...), he reviewed various studies demonstrating the existence of strong tidal currents and associated bedforms on modern outer shelves up to water depths of about 200 m. However, the dimensions, the internal structures, and the composition (dominantly to exclusively floating porous crinoid elements) of the tidal dunes observed by Neumeier (1998) differ significantly from the giant dunes of the *Oolithe Blanche*.

An exclusive tidal origin is not necessary, and other forces may have acted for the creation of the giant dunes, such as geostrophic currents (e.g. Swift and Niedoroda 1984). A further possibility is the action of internal waves (Pomar et al. 2012), but the dimensions of the giant dunes seem too large compared to the structures that may be created by

these forces (Morsilli and Pomar 2012). Fully resolving the question of the origin of these bedforms will nevertheless require the integration of an already proposed local imaging survey of the features themselves, and of a larger sedimentological and stratigraphic study at the scale of the Paris Basin aiming to improve the palaeogeographical and palaeo-oceanographic contexts.

Conclusions

The Bathonian *Oolithe Blanche* Formation, developed on an extensive carbonate ramp in the Paris Basin and surrounding areas, was studied in five outcrop sections located in northern and southern Burgundy. A total of 140–145 m were logged in detail and complemented by a classical microfacies analysis of 60 thin-sections.

In northern Burgundy, large-scale ooid-bioclust clinofolds (10–15 m height) are observed in the upper part of the Formation of Late Bathonian age, in two of the three available sections in the area, Massangis and Ravières-Longchant. They are absent from the two sections logged in southern Burgundy, Nuit-Saint-Georges and Chassagne. High-resolution sequence stratigraphic correlations are proposed, constrained by biostratigraphic markers that are: brachiopod association marker beds (*Burmihynchia icaunensis* and *Burmihynchia thierachensis*) corresponding to third-order regional MFS, and the FAD of the benthic foraminifer *Meyendorfina bathonica*. These correlations, integrated with regional palaeogeographic reconstructions, together with a reappraisal of detailed sedimentological descriptions, enable the large-scale clinofolds to be interpreted as giant dunes developed during the regressive phase of a third-order transgressive–regressive sequence (Bt3), after a differential flooding of the Late Bathonian carbonate ramp. This flooding was more pronounced on the southern edge of the Burgundy platform and was followed by a complete drowning during the transgression of the following sequence. In the more central part of the platform, the flooding was more subtle, recorded within a succession of lagoonal deposits.

The giant dunes migrated in a dominant NE direction, on flooded banks on the northern side of the Burgundy carbonate platform. Bedforms 10–15 m high and troughs alternated with wavelengths of about 500–1000 m, and formed under a minimum water depth of about 60 m. This new palaeobathymetric estimation for the upper part of the *Oolithe Blanche*, based on bedform dimensions, but also supported by classical facies analysis (grain assemblages, textures), provides a new interpretation of these Bathonian carbonates in the Paris Basin.

While the processes creating the giant dune field remain debatable (tidal?) and necessitates new investigations, the proposed reinterpretation of the large-scale clinofolds of the

upper part of the *Oolithe Blanche* has direct implications for ongoing projects of characterization of subsurface prospects in the central part of the Paris Basin, for CO₂ capture and storage and geothermal potential.

Acknowledgements We thank ROCAMAT and POLYCOR France for the authorizations to access the quarries and the financial support provided for some aspects of this work. Additionally, we would like to thank Flavien Waucher and Philippe Blanc for the high quality thin sections. We are grateful to the associate Editor Maurice Tucker and to Stephan Jorry and Jean-Yves Reynaud, for their extremely helpful comments and detailed reviews that definitely improved the quality and the scope of the original manuscript. This work is dedicated to the memory of our inspiring professors and mentors, Jacques Thierry and Jean-Paul Loreau, who still continue to guide our geological lives.

References

- Allen JRL (1980) Sand waves; a model of origin and internal structure. *Sediment Geol* 26:281–328
- Anastas A, Dalrymple RW, James NP, Nelson CS (2006) Lithofacies and dynamics of a cool-water carbonate seaway; mid-Tertiary, Te Kuiti Group, New Zealand. In: Pedley HM, Carannante G (eds) *Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental controls*, vol 255. Geological Society of London Spec Publ, pp 245–268
- Anastas A, Dalrymple RW, James NP, Nelson CS (2008) Cross-stratified calcarenites from New-Zealand: subaqueous dunes in a cool-water, Oligo-Miocene seaway. *Sedimentology* 44:869–891
- Andrieu S, Brigaud B, Barbarand J, Lasseur E, Saucède T (2016) Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions, and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: from the Western France platform to the Western Tethyan domain. *Sed Geol* 345:54–84
- Andrieu S, Brigaud B, Barbarand J, Lasseur E (2017) Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: the Bathonian of western France (Aquitaine Basin). *Mar Pet Geol* 81:169–195
- Ashley GM (1990) Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J Sediment Petrol* 60(1):160–172
- Bastos AC, Collins M, Kenyon NH (2003) Morphology and internal structure of sand shoals and sandbanks off the Dorset coast, English Channel. *Sedimentology* 50:1105–1122
- Bathurst RCG (1975) Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in sedimentology* 12. Elsevier, Amsterdam, p 658
- Berne S, Castaing P, Le Drezen E, Lericolais G (1993) Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance of the Gironde estuary. *J Sediment Res* 63(5):780–793
- Bernier P (1984) Les formations carbonates du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional; Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Doc du Lab de Géol de Lyon* 92(2):803p
- Bernier P, Fleury JJ (1980) La plate-forme carbonatée du Gavrovo-Tripolitza (Grèce): évolution des conditions de sédimentation au cours du Mésozoïque. *Géol Méditerran* 7 3:247–259
- Bochum Geol U Geotechn Arb. 29:44–47.
- Brigaud B, Durlot C, Deconinck JF, Vincent B, Pucéat E, Thierry J, 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). *Sediment Geol* 222:181–206

- Brosse E, Badinier G, Blanchard F, Caspard E, Collin PY et al (2010) Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO₂ storage in the Paris Basin (PICOREF). *Oil Gas Sci Technol* 65(3):375–403
- Burchette T, Wright VP (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sediment Geol* 79:3–57
- Burchette T, Wright VP, Faulkner TJ (1990) Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of Southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sediment Geol* 68(1):87–115
- Casteleyn L, Robion P, Collin PY, Menéndez B, David C, Desaubliaux G, Fernandes N, Dreux R, Badiner G, Brosse E, Rigollet C (2010) Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). *Sediment Geol*. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.07.003>
- Casteleyn L, Robion P, David C, Collin PY, Menéndez B, Fernandes N, Desaubliaux G, Rigollet C (2011) An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin. *Tectonophysics* 503:18–33
- Catuneanu O, Galloway WE, Kendall GSC, Miall AD, Posamentier HW, Strasser A, Tucker ME (2011) Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl Stratigr* 44(3):173–245
- Dalrymple RW (2010) Tidal depositional systems. In: James NP, Dalrymple RW (eds) *Facies models 4*. Geological Association of Canada, St John’s, pp 201–231
- Dalrymple RW, Rhodes RN (1995) Estuarine dunes and bars. In: Perillo GME (ed) *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in sedimentology* 53. Elsevier, Amsterdam, pp 359–420
- Delance JH (1964) Meyendorfina et Orbitamina dans le Calcaire de Comblanchien, au Sud-Ouest de Dijon. *Revue de Micropaléontologie* n°3.
- Delmas J, Brosse E, Houel P (2010) Petrophysical properties of the Middle Jurassic carbonates in the PICOREF sector (South Champagne, Paris Basin, France). *Oil Gas Sci Technol* 65(3):405–434
- Dera G, Brigaud B, Monna F, Laffont R, Pucéat E, Deconinck JF, Pellenard P, Joachimsky M, Durllet C (2011) Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. *Geology* 39(3):215–218
- Diaz MR, Eberli GP (2019) Decoding the mechanisms of formation in marine ooids: a review. *Earth Sci Rev* 190:536–556
- Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks*. Am Assoc Petrol Geol Mem, Tulsa, pp 108–121
- Durllet C, Thierry J (2000) Modalités séquentielles de la transgression aalénobajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. *Bull Soc Géol France* 171:327–339
- Embry AF, Johanness EP (1992) T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. In: Vorren TO, Bergsager E, Dahl-Stamnes OA, Holter E, Johansen B, Lie E, Lund TB (eds) *Arctic geology and petroleum potential*, n°2. Norwegian Petroleum Society (NPF) Spec Publ, pp 121–146
- Enay R, Mangold C (1980) Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Document du Laboratoire de Géologie de Lyon 5 (Groupe Français d’Etude du Jurassique), pp 220
- Fenster MS, Fitzgerald DM, Bohlen WF, Lewis RS, Baldwin T (1990) Stability of giant sand waves in Eastern Long Island sound, USA. *Mar Geol* 91:207–225
- Flemming BW (1988a) Pseudo-tidal sedimentation in a non-tidal shelf environment; Southeast African continental margin. In: De Boer PL, Van Gelder A, Nio SD (eds) *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel Publishing, Dordrecht
- Flemming BW (1988b) Zur klassifikation subaquatischer, stromungs-transversaler Transportkörper. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten* 29:44–47
- Flügel E (2004) *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, p 976
- Franzetti M, Le Roy P, Delacourt C, Garlan T, Cancouert R, Sukhovich A, Deschamps A (2013) Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: example of the banc du four (Western Brittany, France). *Mar Geol* 346:17–30
- Garcia JP (1993) Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonian-Callovien—Impact sur les communautés benthiques et sur l’évolution des ornithellidés (Terebratellidina). *Mémoires Géologiques de l’Université de Dijon* 17:307
- Garcia JP, Dromart G (1997) The validity of two biostratigraphic approach in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic. *Sedimen Geol* 114:55–79
- 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, p 296
- Gaumet F, Garcia JP, Dromart G, Sambet G (1996) Stratigraphic control upon depositional facies, geometries and profiles across the Bathonian-Callovian carbonate platform in Burgundy. *Bull Soc Géol France* 167:409–421
- Gaumet F, Garcia JP, Dromart G, Allemand P (2001) Middle Jurassic production rates and “patchy” architectures of the carbonate systems along the north-western Tethyan margin (Paris Basin to Sub-alpine Basin). *Géol Méditerr* XXVIII 1–2:79–83
- Gonzalez R (1996) Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high frequency sea-level fluctuations; Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. *Sedim Geol* 102:111–130
- Gradstein FM, Ogg JG, Smith Z MD, OGG GM, (2012) *The geological time scale 2012*. Elsevier, Amsterdam
- Haq BU (2017) Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *GSA Today*. <https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1>
- Harris PM (2009) Heterogeneity within carbonate reservoirs—guidelines from modern analogs. Search and Discovery #60039, Short course at the University of California Davis
- Homewood PW, Mauriaud P, Lafont F (1999) Best practices in sequence stratigraphy. *Bull Centre Rech Elf Explor Prod Mem* 25:81
- Jacquin T, Garcia JP, Ponsot C, Thierry J, Vail PR (1992) Séquence de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté: exemple du Dogger du Bassin de Paris. *Comptes Rendus de l’Académie des Sci Série II Fascicule a-Sci de la Terre et des Planètes* 315:353–362
- Jacquin T, Dardeau G, Durllet C, de Graciansky PC, Hantzpergue P (1998) The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. In: de Graciansky PC, Hardenbol J, Jacquin T, Vail PR (eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, vol 60. SEPM Spec Publ, pp 445–466
- James NP (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: James NP and Clarke AD (eds) *Cool-water carbonates*, vol 56. SEPM Spec Publ, pp 1–20
- Javaux C (1992) La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonian terminal et au Callovien—Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique, Place et création des réservoirs potentiels. *Mémoires géologiques de l’Université de Dijon*, vol 16, p 342
- Jorry S, Bièvre G (2011) Integration of sedimentology and ground-penetrating radar for high-resolution imaging of a carbonate platform. *Sedimentology* 58(6):1370–1390
- Kowalewski M, Simoes MG, Carroll M, Rodland DL (2002) Abundant brachiopods on a tropical upwelling-influenced shelf (Southeast Brazilian Bight, South Atlantic). *Palaios* 17:277–286

- Lindholm RC, Finkelman RB (1972) Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *J Sedim Petrol* 42:239–242
- Loreau JP (1973) Nouvelles observations sur la genèse et la signification des oolithes. *Sci Terre* 18:213–244
- Loreau JP, Purser BH (1973) Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: Purser BH (ed) *The Persian Gulf*. Springer, New York, pp 279–328
- Makhloufi Y (2013) Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique—le cas de la Formation de l'Oolithe Blanche (Bathonien, Bassin de Paris). PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, p 178
- Makhloufi M, Collin PY, Bergerat F, Casteleyn L, Claes S, David C, Menendez B, Monna F, Robion P, Sizun JP, Swennen R, Rigollet C (2013) Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). *Mar Petrol Geol* 48:323–340
- Malikides M, Harris P, Jenkins CJ, Keene JB (1988) Carbonates sand-waves in Bass Strait. *Aust J Earth Sci* 35:303–311
- Miall AD (1997) *The geology of stratigraphic sequences*. Springer, Berlin
- Monty CLV (1981) Spongiostromate vs. porostromate stromatolites and oncolites. In: Monty CLV (ed) *Phanerozoic stromatolites*. Springer, Berlin, pp 1–4
- Morsilli M, Pomar L (2012) Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification. *Terra Nova* 24:273–282
- Neumeier U (1998) Tidal dunes and sand waves in deep outer shelf environments, Bajocian, SE Jura. France *J Sedim Res* 68(3):507–514
- Palermo D, Aigner T, Seyfang B, Nardon S (2012) Reservoir properties and petrophysical modelling of carbonate sand bodies: outcrop analogue study in an epicontinental basin (Triassic, Germany). In: Garland J, Neilson JE, Laubach SE, Whidden KJ (eds) *Advances in carbonate exploration and reservoir analysis*. Geological Society of London Spec Publ 370. doi: <https://doi.org/10.1144/SP370.6>
- Patrino S, Helland-Hansen W (2018) Clinoforms and clinoform systems: a review and dynamic classification scheme for shoreline subaqueous deltas, shelf edges, and continental margins. *Earth Sci Rev* 185:202–233
- Pierre A, Durllet C, Razin P, Chellai EH (2010) Spatial and temporal distribution of ooids along a Jurassic carbonate ramp Amellago outcrop transect, High-Atlas, Morocco. In: Van Buchem FSP, Gerdes KD, Esteban M (eds) *Mesozoic and cenozoic carbonate systems of the mediterranean and the middle east stratigraphic and diagenetic reference models*, vol 329. Geological Society of London Spec Publ, pp 65–88.
- Pomar L, Morsilli M, Hallock P, Badenas B (2012) Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth Sci Rev* 111:56–81
- Pugh DT (1987) *Tides, surges and mean sea-level*. Wiley, Chichester, p 472p
- Purser BH (1972) Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. *Mem BRGM* 77:679–698
- Purser BH (1975) *Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne*. Unpublished PhD Thesis, Orsay, p 450
- Purser BH (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. *J Petrol Geol* 1(2):83–94
- Purser BH (1989) Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Technip* 145–164
- Quiquerez A, Dromart G (2006) Environmental control on granular clinoforms or ancient carbonate shelves. *Geol Mag* 143(3):343–365
- Rankey EC, Reeder SL (2012) Tidal sands of the Bahamian archipelago. In: Davis RA, Dalrymple RW (eds) *Principles of tidal sedimentology*. Springer, Berlin, pp 537–565
- Rankey EC, Riegl BM, Steffen K (2006) Form, function, and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. *Sedimentology* 53:1191–1211
- Regnet JB, David C, Fortin J, Robion P, Makhloufi Y, Collin PY (2015) Influence of microporosity distribution on the mechanical behavior of oolitic carbonate rocks. *Geomech Energy Environ* 3:11–23
- Reineck HE, Singh IB (1980) *Depositional sedimentary environments*. Springer, Berlin, p 551
- Reynaud JY, Dalrymple RW (2012) Shallow-marine tidal deposits. In: Davis RA, Dalrymple RW (eds) *Principles of tidal sedimentology*. Springer, Berlin, pp 335–369
- Riegl B, Poiriez A, Janson X, Bergman KL (2010) The Gulf: facies belts, physical chemical and biological parameters of sedimentation on a carbonates ramp. In: Westphal H, Riegl B, Eberli G (eds) *Carbonate depositional systems: assessing dimensions and controlling parameters*. Springer, Berlin, p 235
- Strasser A (1991) Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Berlin, pp 709–721
- Surlyk F, Noe-Nygaard N (1991) Sand bank and dune facies architecture of a wide intracratonic seaway; Late Jurassic-Early Cretaceous Raukelv Formation, Jameson Land, East Greenland. In: Miall AD, Tyler N (eds) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Concepts in Sediment Paleogeol 3:261–276.
- Swift DJP, Niedoroda AW (1984) Fluid and sediment dynamics on continental shelves. In: Tillman RW, Swift DJ, Walker RG (eds) *Shelf and sandstone reservoirs*. SEPM Short Course 13:1–49.
- Thierry J (2000) Late Sinemurian, middle Toarcian, middle Collovian, early Kimmeridgian, early Tithonian. In: Crasquin S (ed) *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps—Explanatory notes*. CCGM/CGMW Edit, 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*. Stratigraphie et Paléogéographie 101(1) BRGM édition : 125–193.
- Thiry-Bastien P, Thierry J, Debourse P, Vidier JP (2000) Geometry and deposit profiles of the Ardennes platform during Late Bathonian-Early Callovian: stratigraphic constraints during the drowning of a carbonate shelf. *Géologie de la France* 2:3–15
- Thomas H, Brigaud B, Blaise T, Saint-Bezar B, Zordan E, Zeyen H, Andrieu S, Vincent B, Chirol H, Portier E, Mouche E (2021) Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic). *Mar Petrol Geol* 123:104772
- Todd B, Shaw J (2009) Application of seafloor mapping on the Canadian Atlantic Continental Shelf. *Geosciences Canada* 36(2):81–94
- Tucker ME, Wright VP (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, p 482
- Vail PR, Mitchum RM, Todd TP, Widmeri JW, Thompson S, Sangree JB, Bubbs JN, Hatelid WG (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton C (ed) *Seismic Stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*. Am Assoc Petrol Geol Mem 26:49–222.
- Vail PR, Colin JP, Duchêne RJ, Kuchly J, Mediavilla F, Trifili-eff V (1987) Sequence stratigraphy and its application to the

- chronostratigraphic correlation of the Paris Basin Jurassic. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3:1301–1321
- Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisnet SN, Perez-Cruz C (1991) Signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) *Cycles and Events in stratigraphy*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, pp 617–659
- Wright VP (1984) Peritidal carbonate facies models: a review. *Geol J* 84(19–1):309–325
- Yose L A, Ruf A S, Strohmenger CJ, Schuelke JS, Gombos A, Al-Hosani i, Al-Maskary S, Bloch g, Al-Mehairi y, Johnson IG (2006) Three-dimensional characterization of a heterogeneous carbonate reservoir, Lower Cretaceous, Abu Dhabi (United Arab Emirates). In: Harris PM, Weber LJ (eds) *Giant hydrocarbon reservoirs of the world: From rocks to reservoir characterization and modelling*. Am Assoc Petrol Geol Mem 88/SEPM Spec Publ:173–212.

Annexe VIII : Participations dans des congrès nationaux et internationaux

17ème Congrès Français de Sédimentologie, Beauvais

Thomas, H., Zeyen, H., Brigaud, B., Blaise, T., Mouche, E., Saint-Bézar, B., Fleury, M., Andrieu, S., Antics, M., Portier, E., Samson, Y., Catinat, M., 2019. Caractérisation et modélisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques des réservoirs géothermiques du Jurassique moyen et du Crétace inférieur d'Ile-de-France, 17ème Congrès Français de Sédimentologie, Beauvais – Livre des résumés, 2019, Publ. ASF n°81, Paris, p. 147

Caractérisation et modélisation des hétérogénéités sédimentaires et pétrophysiques des réservoirs géothermiques du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur d'Ile-de-France

Hadrien Thomas*[†], Hermann Zeyen¹, Benjamin Brigaud², Thomas Blaise², Emmanuel Mouche³, Bertrand Saint-Bézar⁴, Marc Fleury⁵, Simon Andrieu⁶, Miklos Antics, Eric Portier⁷, Yann Samson, and Maxime Catinat

¹Géosciences Paris Sud (GEOPS) – CNRS, UMR 8148, Université Paris XI - Paris Sud – UFR Sciences, Bâtiment 504, 91405 ORSAY, France

²Géosciences Paris Sud (GEOPS) – Université Paris-Sud - Université Paris-Saclay, CNRS : UMR8148 – France

³Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement [Gif-sur-Yvette] (LSCE) – Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines : UMR8212, Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives : DSM/LSCE, Université Paris-Saclay, Centre National de la Recherche Scientifique : UMR8212 – Bât. 12, avenue de la Terrasse, F-91198 GIF-SUR-YVETTE CEDEX, France

⁴Université Paris Sud XI
Géosciences Paris – Sud (GEOPS) – Université Paris XI – Paris Sud, CNRS : UMR8148, CNRS : UMR8148 – Faculté des sciences, 91405 Orsay, France, France

⁵IFP Energies nouvelles – IFP Energies Nouvelles – 1 avenue de Bois-Préau, France

⁶Bureau de Recherches Géologiques et Minières – Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), DGR/GBS Orléans – France

⁷GDF-Suez, Direction EP – GDF-Suez – 1 place Samuel de Champlain, 92930 Paris la Défense Cedex, France

Résumé

La dynamique récente du développement d'une production d'énergie moins émettrice de CO₂ dans les grandes agglomérations mondiales pousse les investissements vers des solutions plus écologiques comme l'éolien, le photovoltaïque ou la géothermie. La géothermie profonde (> 200 m) offre un modèle de chauffage urbain à grande échelle et sur le long terme. En revanche, le risque géologique qu'une nouvelle opération n'obtienne pas une ressource géothermique présentant des caractéristiques de porosité/perméabilité et de température suffisante pour assurer la rentabilité du projet pendant sa durée de vie joint au coût élevé de sa mise en place limitent son bon développement. Ce risque géologique constitue un obstacle au développement futur de la géothermie en Ile-de-France. L'optimisation de l'utilisation de la géothermie nécessite (1) une caractérisation précise de l'hétérogénéité du réservoir en termes de porosité/perméabilité ou de connectivité du réservoir et (2) des simulations

*Intervenant

[†]Auteur correspondant: hadrien.thomas@u-psud.fr

numériques fiables des écoulements et flux de chaleur à +30 ans, voire +100 ans après le début de la production.

L'objectif est de modéliser en 3D les géométries stratigraphiques, les propriétés de faciès et pétrophysiques et de simuler l'écoulement dans deux des principaux aquifères géothermiques de la partie est-francilienne (le Néocomien du Crétacé Inférieur et le Dogger du Jurassique moyen). La finalité devra permettre de mieux comprendre et contraindre les risques pris par les collectivités lorsqu'elles développent un projet de géothermie profonde.

Afin de créer ce modèle, 80 puits (630 logs), forés depuis 60 ans, ont été étudiés sur une surface de 800 km². Le premier travail réalisé a consisté à homogénéiser ces données de puits, notamment diagraphiques (GR, Sonic, résistivité, neutron, RMN), à numériser la majorité d'entre elles sur géomodeleur. Sept forages carottés ont été étudiés en détail d'un point de vue sédimentologique et stratigraphique afin de relier faciès sédimentaires et signal diagraphique dans un cadre géométrique bien défini. Les données de porosité et perméabilité des rapports de fin de sondage ont été numérisées et intégrées au 2ème (Crétacé inférieur) ou 3ème (Jurassique Moyen). Douze 70 puits dans les niveaux du Jurassique moyen et 8 dans les niveaux du Crétacé inférieur. Trois autres surfaces ont été tracées afin de modéliser les limites de certaines autres formations. Un total de 27 faciès est regroupé dans 4 associations pour les carbonates et en 7 associations pour les grès, permettant de coder l'ensemble des puits en association de faciès. Les données de porosité et de perméabilité sont codées en faciès ce qui permet une extrapolation de ces propriétés entre les différents puits du modèle. Le modèle a été maillé en cellules portant chacune des informations spécifiques de propriétés (faciès, porosité, perméabilité). Le projet sera ensuite importé dans le logiciel Tough2 permettant d'étudier les écoulements de fluides. Une étude statistique pourra ainsi être effectuée sur les effets des variations de propriétés dans une zone connue sur le développement d'une bulle froide, l'emprise totale ou le temps de vie potentiel d'un doublet géothermique dans une zone à très forte densité d'exploitation, et de plus en plus exploitée.

L'objectif final de ce genre de travaux est de favoriser le développement de sources d'énergies non conventionnelles et durables dans des mégalofoles à la densité de population élevée et aux besoins énergétiques grandissants.

Mots-Clés: Géothermie, Bassin sédimentaire, Modélisation, Petrel, Réservoir, Carbonate, Silico-clastique, Tough2, Bassin de Paris

European Geosciences Union, Vienna, Austria, 03 – 08 May 2020 (en virtuel)

Thomas, H., Brigaud, B., Zeyen, H, Blaise, B., Andrieu, S., Catinat, M., Davaux, M., Antics, M., 2020. Facies, porosity and permeability prediction and 3-D geological static model in the Middle Jurassic geothermal reservoir of the Paris Basin by integration of well logs and geostatistical modeling, European Geosciences Union, Vienna, Austria, 03 – 08 May 2020

Session Exploration, utilization and monitoring of conventional and unconventional geothermal resources <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-20712>



Facies, porosity and permeability prediction and 3-D geological static model in the Middle Jurassic geothermal reservoir of the Paris Basin by integration of well logs and geostatistical modeling

Hadrien Thomas¹, Benjamin Brigaud¹, Hermann Zeyen¹, Thomas Blaise¹, Simon Andrieu², Maxime Catinat^{1,3}, Mélanie Davaux³, and Miklos Antics³

¹Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

²BRGM, 45060 Orléans, France

³GEOFLUID, 95947 Roissy CDG CEDEX, France

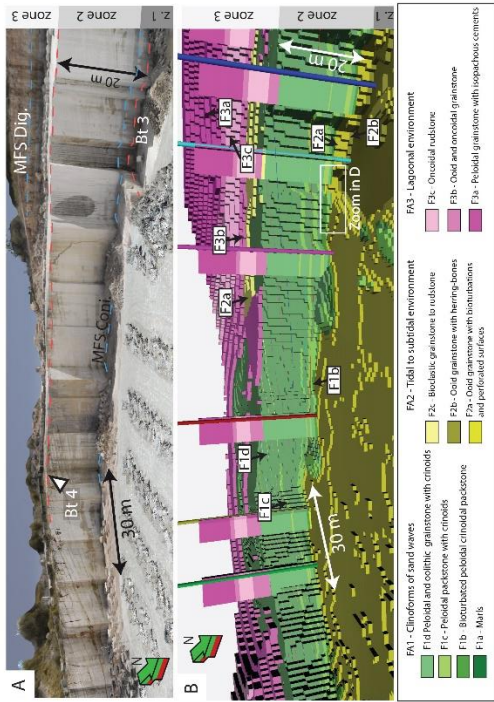
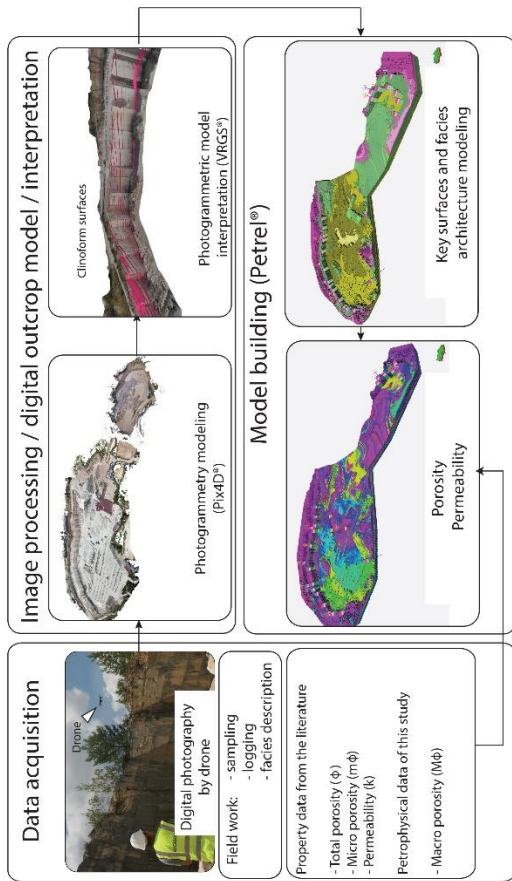
In France, heating networks are largely dependent on fossil fuels (42%), and deep geothermal energy represents less than 5% of the energy mix of heating networks. Deployment of geothermal energy in large cities is limited by a geological risk, difficult to predict. This risk constitutes an obstacle to the future development of geothermal energy in the Ile-de-France region. The aim of this work is to develop a predictive 3D reservoir model in terms of stratigraphic geometries, facies, porosity, permeability and temperature at a given location in Ile-de-France. We focus on the main geothermal reservoirs in the area: the Middle Jurassic limestones. In order to create this 3D model, 80 wells (630 logs), drilled over the last 60 years, were studied over an area of 800 km². The first phase of this study consisted in digitizing the old well data, particularly log data on 80 wells (GR, Sonic, resistivity) and adding all recent wells (with neutron porosity and NMR logs). We also compiled from the drilling reports 694 porosity (phi) – permeability (k) values previously measured on cores from plugs, and we imported them into the geomodeller Petrel®. Two reference wells with cores of the reservoir were studied in detail from a sedimentological and stratigraphic point of view in order to link sedimentary facies, logs and phi-k in a well-defined sedimentological framework. We also digitized temperature in 40 wells. The sequence stratigraphy framework allows to define 11 3rd order stratigraphic sequences from the Bajocian (Jason Zone) to the Middle Callovian (zigzag Zone). Twelve surfaces from Bj5 to Ca3 corresponding to 3rd order Maximum Regressive Surfaces (MRS) allow to correlate all wells and to define stratigraphic geometries. A total of 10 facies are grouped into 4 facies associations (1) marls of lower offshore (facies association FA1), (2) marl-limestone alternations of upper offshore (FA2), (3) oolitic grainstones of the shoreface (FA3) and (4) lagoon micritic limestones (FA4). These facies associations were coded in all wells according to the log depths. The best reservoir is mainly located in the oolitic and bioclastic grainstones (FA3) with average porosity of 12% and permeability of 130 mD. The lagoon micritic facies also presents interesting properties with average porosity of 8.2% and permeability of 46 mD. The model has been meshed into 6.5 million of cells split on 64 vertical cell layers of 150 m x 150 m x about 5 m (length x width x height) each bearing specific property information (facies, porosity, permeability). The final model shows a high variability of the facies distribution over the

11 depositional sequences. The maximum thickness of the oolitic reservoir is about 50 m in the western part of the study area between surface Bt2 and Bt4. By combining the isopach map of oolitic facies between surface Bt2 and Bt4 with porosity above 10%, permeability of more than 100 mD and temperature larger than 60°C, we locate areas of interest for geothermal development in the Paris Basin.

27ème réunion des Sciences de la Terre, Lyon, 1-5 Nov. 2021

Thomas, H., Brigaud, B., Zeyen, H., Saint-Bezar, B., Blaise, T., Zordan, E., , Andrieu, S., Vincent, B., Portier, E., Mouche, E., Chirol, H., 2021 Contribution de la photogrammétrie par drone à la modélisation 3D des hétérogénéités des réservoirs carbonatés (carrière de Massangis, Bassin de Paris), 27ème réunion des Sciences de la Terre, Lyon, 1-5 Nov. 2021, p. 206 <https://rst2020-lyon.sciencesconf.org/360759>

Graphical abstract



A- Panoramic view of the 3D model in VRGS[®]. B- Relief-extruded part of the same part of the quarry showing the correlation between the field and photographic observations and the final facies model.

Overview of the workflow for generating the 3D facies, porosity, and permeability model. First the pictures were captured by a drone equipped with 20 Mega Pixel camera and GPS during two days of field work at Missisquoi quarry. Sample observations were made on thin sections and macro porosity acquired by image analysis. Previous petrophysical data were collected from the literature. Images were processed using Pix4D[®] and the resulting Digital Outcrop Model Interpreted using Virtual Reality Geological Studio (VRGS[®]). Facies, porosity, and permeability were modeled using Petrel[®] software.

Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic)

Hadrien Thomas^{1*}, Benjamin Brigaud¹, Thomas Blaise¹, Bertrand Saint-Bezar¹, Elodie Zordan², Hermann Zeyen¹, Simon Andrieu³, Benoît Vincent⁴, Hugo Chirol¹, Eric Portier⁵, Emmanuel Mouche⁶

¹ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, France

² Schlumberger, Software Integrated Solutions, France

³ BRGM, France

⁴ Cambridge Carbonate Ltd., France

⁵ CV Associés Engineering, France

⁶ Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, France

* *Corresponding author : hadrien.thomas@universite-paris-saclay.fr*

This work illustrates the value of drone photogrammetry in creating a hectometer-scale geological model of complex carbonate geobodies. Although drone photogrammetry is now commonly used for modeling the sedimentary facies and architecture of sandstone outcrops, its use is still marginal in creating geomodels of carbonate geobodies. Drone photogrammetry can generate accurate line drawing correlation and detailed architecture analysis along inaccessible vertical faces of outcrops and it provides better observations from new angles. This work models the Bathonian limestones of Massangis quarry (Burgundy) covering an area of 0.4 km² and being usually considered as an analogue of the *Oolite Blanche* geothermal reservoir in the center of the Paris Basin. The Massangis quarry model is a good analogue for reservoir microporosity and secondary porosity associated with dedolomitization. Ten facies are described and grouped into three facies associations (FA1) clinofolds, (FA2) tidal to subtidal facies, and (FA3) lagoonal facies. The clinofolds are sets of giant marine sand waves 15–20 m high that prograded N70° across the platform as part of a regressive systems tract. Moldic rhombohedral pore spaces associated with dedolomitization are well-expressed within clinofolds and in the bioturbated levels of lagoonal facies. Drone photogrammetry combined with the “Truncated Gaussian with Trends” algorithm implemented in Petrel® software is used to create a geological model that faithfully reproduces the facies architecture observed in the quarry cliffs. Drone photogrammetry can be combined with field work to describe and locate facies and so constrain the spatial distribution of petrophysical properties. The combination of these tools also allows to constrain the shapes of geobodies and to extend them over the whole of the quarry for a spatial 3D visualization of the facies and petrophysical properties.

Keywords: Carbonates, Digital outcrop modeling, Drone, Photogrammetry, Facies, Reservoir

4th Virtual Geoscience Conference (VGC 2021), (en virtuel)

Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Saint-Bezar, B., Zordan, E., Zeyen, H., Andrieu, S., Vincent, B., Chirol, H., Portier, E., Mouche, E., 2021. Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic), 4th Virtual Geoscience Conference (VGC 2021)

Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic)

Hadrien Thomas^{1*}, Benjamin Brigaud¹, Thomas Blaise¹, Bertrand Saint-Bezar¹, Elodie Zordan², Hermann Zeyen¹, Simon Andrieu³, Benoît Vincent⁴, Hugo Chirol¹, Eric Portier⁵, Emmanuel Mouche⁶

¹ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

² Schlumberger, Software Integrated Solutions, 1 cours du Triangle, 92936 La Défense Cedex, France

³ BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France

⁴ Cambridge Carbonate Ltd., 1 rue de Varoux, 21120 Marey-sur-Tille, France

⁵ CV Associés Engineering, 7 chemin de la Marouette, 64100 Bayonne, France

⁶ Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France

* Corresponding author : hadrien.thomas@universite-paris-saclay.fr

Keywords: Carbonates; Digital outcrop modeling; Drone; Photogrammetry; Facies; Reservoir

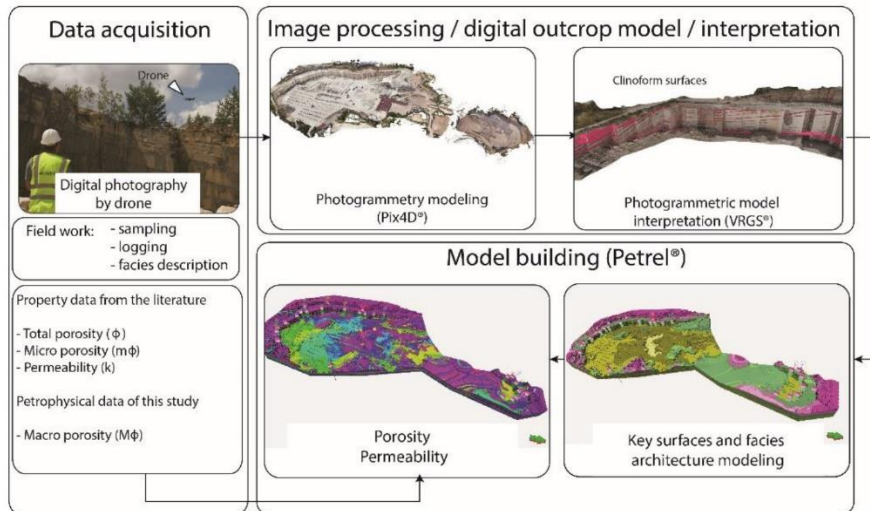


Figure 1: Overview of the workflow for generating the 3D facies, porosity, and permeability model. First the pictures were captured by a drone equipped with 20 Mega Pixel camera and GPS during two days of field work at Massangis quarry. Sample observations were made on thin sections and macroporosity acquired by image analysis. Previous petrophysical data were collected from the literature (Casteleyn et al., 2011; Makhoulfi et al., 2013). Images were processed using Pix4D® and the resulting Digital Outcrop Model interpreted using Virtual Reality Geological Studio (VRGS®). Facies, porosity, and permeability were modeled using Petrel® software.

This work illustrates the value of drone photogrammetry in creating a hectometer-scale geological model of complex carbonate geobodies (Fig. 1). Although drone photogrammetry is now commonly used for modeling the sedimentary facies and architecture of sandstone outcrops (Cabello et al., 2018), its use is still marginal in creating geomodels of carbonate geobodies (Tomassetti et al., 2018). Drone photogrammetry can generate accurate line drawing correlation and detailed architecture analysis along inaccessible vertical faces of outcrops and it provides better observations from new angles (Schmitz et al., 2014). This work models the Bathonian limestones of Massangis quarry (Burgundy) covering an area of 0.4 km² and being usually considered as an analogue of the *Oolite Blanche* geothermal reservoir in the center of the Paris Basin. The Massangis quarry model is a good analogue for reservoir microporosity and secondary porosity

associated with dedolomitization. Ten facies are described and grouped into three facies associations (FA1) clinofolds, (FA2) tidal to subtidal facies, and (FA3) lagoonal facies (Fig. 2). The clinofolds are sets of giant marine sand waves 15–20 m high that prograded N70° across the platform as part of a regressive systems tract. Moldic rhombohedral pore spaces associated with dedolomitization are well-expressed within clinofolds and in the bioturbated levels of lagoonal facies. Drone photogrammetry combined with the “Truncated Gaussian with Trends” algorithm implemented in Petrel® software is used to create a geological model that faithfully reproduces the facies architecture observed in the quarry cliffs (Fig. 2). Drone photogrammetry can be combined with field work to describe and locate facies and so constrain the spatial distribution of petrophysical properties. The combination of these tools also allows to constrain the shapes of geobodies and to extend them over the whole of the quarry for a spatial 3D visualization of the facies and petrophysical properties.

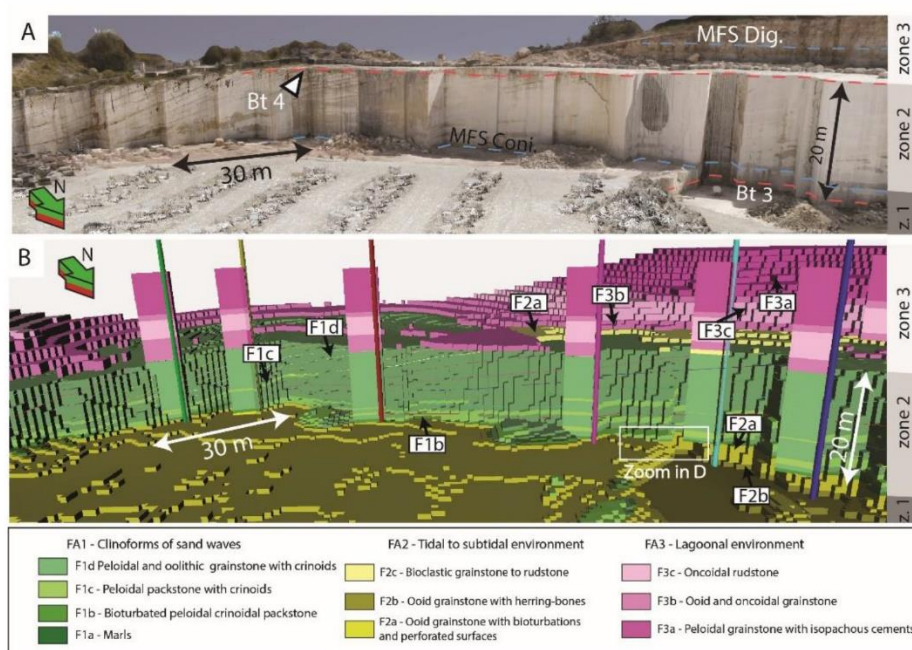


Figure 2. A- Panoramic view of the 3D model in VRGS® B- Relief-extruded part of the same part of the quarry showing the correlation between the field and photographic observations and the final facies model.

References

- CABELLO, P., DOMÍNGUEZ, D., MURILLO-LÓPEZ, M.H., LÓPEZ-BLANCO, M., GARCÍA-SELLÉS, D., CUEVAS, J.L., MARZO, M., ARBUÉS, P., 2018. FROM CONVENTIONAL OUTCROP DATASETS AND DIGITAL OUTCROP MODELS TO FLOW SIMULATION IN THE PONT DE MONTANYANA POINT-BAR DEPOSITS (YPRESIAN, SOUTHERN PYRENEES). *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY* 94, 19–42. [HTTPS://DOI.ORG/10.1016/J.MARPETGEO.2018.03.040](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.040)
- CASTELEYN, L., ROBION, P., DAVID, C., COLLIN, P.-Y., MENÉNDEZ, B., FERNANDES, N., DESAUBLAUX, G., RIGOLLET, C., 2011. AN INTEGRATED STUDY OF THE PETROPHYSICAL PROPERTIES OF CARBONATE ROCKS FROM THE “OOLITHE BLANCHE” FORMATION IN THE PARIS BASIN. *TECTONOPHYSICS* 503, 18–33. [HTTPS://DOI.ORG/10.1016/J.TECTO.2010.09.031](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.031)
- MAKHOULFI, Y., COLLIN, P.-Y., BERGERAT, F., CASTELEYN, L., CLAES, S., DAVID, C., MENENDEZ, B., MONNA, F., ROBION, P., SIZUN, J.-P., SWENNEN, R., RIGOLLET, C., 2013. IMPACT OF SEDIMENTOLOGY AND DIAGENESIS ON THE PETROPHYSICAL PROPERTIES OF A TIGHT OOLITIC CARBONATE RESERVOIR. THE CASE OF THE OOLITHE BLANCHE FORMATION (BATHONIAN, PARIS BASIN, FRANCE). *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY* 48, 323–340. [HTTPS://DOI.ORG/10.1016/J.MARPETGEO.2013.08.021](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021)
- SCHMITZ, J., DESCHAMPS, R., JOSEPH, P., LERAT, O., DOLIGEZ, B., JARDIN, A., 2014. FROM 3D PHOTOGRAMMETRIC OUTCROP MODELS TO RESERVOIR MODELS: AN INTEGRATED MODELLING WORKFLOW, IN: EXTENDED ABSTRACTS IN PROCEEDINGS OF THE VERTICAL GEOLOGY CONFERENCE 2014. UNIVERSITY OF LAUSANNE SWITZERLAND, PP. 143–147.
- TOMASSETTI, L., PETRACCHINI, L., BRANDANO, M., TRIPPETTA, F., TOMASSI, A., 2018. MODELING LATERAL FACIES HETEROGENEITY OF AN UPPER OLIGOCENE CARBONATE RAMP (SALENTO, SOUTHERN ITALY). *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY* 96, 254–270. [HTTPS://DOI.ORG/10.1016/J.MARPETGEO.2018.06.004](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.004)

12th European Geothermal PhD Days (2021)

Thomas, H., Brigaud, B., Zeyen, H., Blaise, T., Andrieu, S., Catinat, M., Davaux, M., Antics, M., 2021. Facies, porosity and permeability prediction and 3-D geological static model in the Middle Jurassic geothermal reservoir of the Paris Basin by integration of well logs and geostatistical modelling, 12th European Geothermal PhD Days, 16-19th February 2021, Cergy-Paris University, France

Lien : <https://box.u-cergy.fr/public/egpd-idg-7-abstract>

12th European Geothermal PhD Days – May 2021 – France



Facies, porosity and permeability prediction in a 3-D geological static model of the Middle Jurassic geothermal reservoir of the Paris Basin

Hadrien Thomas*, Benjamin Brigaud*, Hermann Zeyen*, Thomas Blaise*, Simon Andrieu**, Maxime Catinat*, ***, Mélanie Davaux***, Miklos Antics***

*Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

**BRGM, 45060 Orléans, France

***GEOFLUID, 95947 Roissy CDG CEDEX, France

Corresponding author: hadrien.thomas@universite-paris-saclay.fr

In France, heating networks are largely dependent on fossil fuels (42%), and deep geothermal energy represents less than 5% of the energy mix of heating networks. Deployment of geothermal energy in large cities is limited by a geological risk, difficult to predict. This risk constitutes an obstacle to the future development of geothermal energy in the Ile-de-France region. The aim of this work is to develop a predictive 3D reservoir model in terms of stratigraphic geometries, facies, porosity, permeability and temperature at a given location in Ile-de-France. We focus on the main geothermal reservoirs in the area: the Middle Jurassic limestones. In order to create this 3D model, 80 wells (630 logs), drilled over the last 60 years, were studied over an area of 800 km². The first phase of this study consisted in digitizing the old well data, particularly log data on 80 wells (GR, Sonic, resistivity) and adding all recent wells (with neutron porosity and NMR logs). We also compiled from the drilling reports 694 porosity (phi) - permeability (k) values previously measured on cores from plugs, and we imported them into the geomodeller Petrel®. Two reference wells with cores of the reservoir were studied in detail from a sedimentological and stratigraphic point of view in order to link sedimentary facies, logs and phi-k in a well-defined sedimentological framework. We also digitized temperature in 40 wells. The sequence stratigraphy framework allows to define 11 3rd order stratigraphic sequences from the Bajocian (Jason Zone) to the Middle Callovian (zigzag Zone). Twelve surfaces from Bj5 to Ca3 corresponding to 3rd order Maximum Regressive Surfaces (MRS) allow to correlate all wells and to define stratigraphic geometries. A total of 10 facies are grouped into 4 facies associations (1) marls of lower offshore (facies association FA1), (2) marl-limestone alternations of upper offshore (FA2), (3) oolitic grainstones of the shoreface (FA3) and (4) lagoon micritic limestones (FA4). These facies associations were coded in all wells according to the log depths. The best reservoir is mainly located in the oolitic and bioclastic grainstones (FA3) with average porosity of 12% and permeability of 130 mD. The lagoon micritic facies also presents interesting properties with average porosity of 8.2% and permeability of 46 mD. The model has been meshed into 6.5 million of cells split on 64 vertical cell layers of 150 m x 150 m x about 5 m (length x width x height) each bearing specific property information (facies, porosity, permeability). The final model shows a high variability of the facies distribution over the 11 depositional sequences. The maximum thickness of the oolitic reservoir is about 50 m in the western part of the study area between surface Bt2 and Bt4. By combining the isopach map of oolitic facies between surface Bt2 and Bt4 with porosity above 10%, permeability of more than 100 mD and temperature larger than 60°C, we locate areas of interest for geothermal development in the Paris Basin.

Oral presentation

Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: from core scale to 3D regional reservoir dimension

Hadrien Thomas^{1*}, Benjamin Brigaud¹, Thomas Blaise¹, Elodie Zordan², Hermann Zeyen¹, Maxime Catinat¹, Simon Andrieu^{3,4}, Emmanuel Mouche⁵, Elisabeth Rosenberg⁶, Marc Fleury⁶

¹Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

²Schlumberger, Digital & Integration, 1 Rue Henri Becquerel, 92140 Clamart, France

³BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France

⁴Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, 8000 Aarhus C, Denmark

⁵Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France

⁶IFPEN

* Corresponding author: hadrien.thomas@universite-paris-saclay.fr

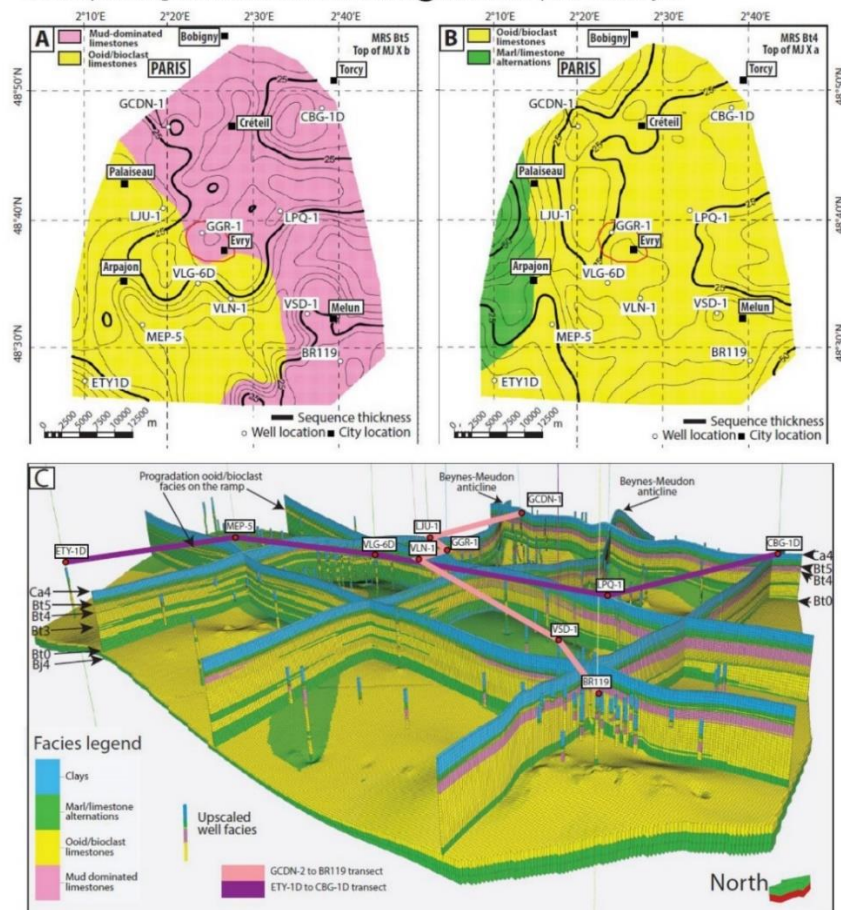


Figure 1 - A- Facies map at the top of Bt5 maximum regressive surface with the thickness (black line) of the sequence MJB deposits. Isolines every 5 meters. B- Facies map at the top of Bt4 maximum regressive surface with the thickness of sequence MJB deposits. Isolines every 5 meters. C- View of the entire 3D model with 6 vertical cross-sections showing facies associations architecture. Facies association are upscaled in each well and the 3 cell layers at the bottom of the facies model are also displayed. The red ellipse on Figs. A and B marks the area of the detailed model presented in Fig. 2

With about 12 million inhabitants, the greater Paris area concentrates more than 40 heating network production units, exploiting the heat capacity of a 1.5 km deep aquifer. With about 250 MW of capacity installed, it is one of the most productive aquifers in the world for direct space heating. The current challenge for Paris will be to increase by a factor 3 the geothermal energy to reduce our dependence on fossil fuels for heating networks (40% in 2020 in France). For a better management of this resource in the future, we have created a digital database and a 3D geological model of this aquifer in an area of roughly 2500km² (Figure 1) located south of Paris. Using a compilation of data from 166 wells, a high-resolution 3D geological model of 12.2 million cells has been constructed using sedimentary facies, sequence stratigraphy, porosity (ϕ), and permeability (k). About 20% of oolitic and bioclastic facies show good reservoir quality ($\phi > 13\%$ and $k > 350$ mD), especially in the two targeted sequences MJXa and MJXb (Figure 1). These facies are located into giant dunes in sequence MJXa and into a shoal/barrier in sequence MJXb, prograding from east to west. Variogramme analysis of well information using Petrel software indicates in these facies show permeable zones that forms average patches of 1600 m x 1100 m with thickness of 4 m, elongated and perpendicular to the depositional slope (Figure 2). This model helps to better apprehend the heterogeneity of the reservoir for geothermal prospection, and to reduce the risk during well implantation of future doublets. Detailed local models may be extracted to better anticipate the implantation of new doublets in areas with already densely spaced existing doublets (Figure 2).

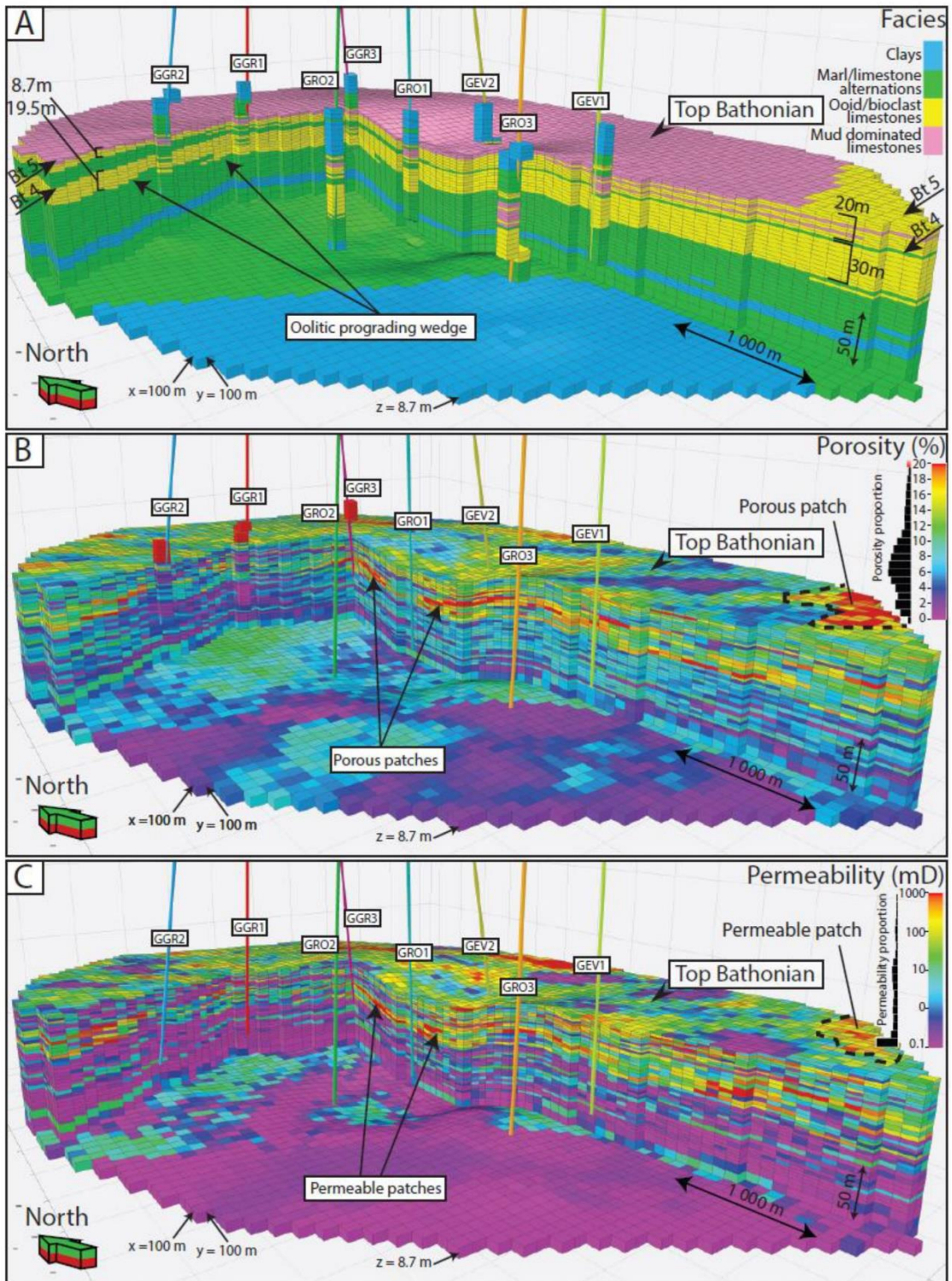


Figure 2 - Close look to the zone of Grigny highlighted in Fig 1A&B. A – Facies distribution in the Grigny Bathonian reservoir. B – Porosity distribution in the Grigny Bathonian reservoir. C – Permeability distribution in the Grigny Bathonian reservoir.

Keywords: Limestone, Paris Basin, Jurassic, 3D Geomodelling, reservoir, facies

Abstract 2

Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Saint-Bezar, B., Zordan, E., Zeyen, H., Andrieu, S., Vincent, B., Chirol, H., Portier, E., Mouche, E., Geological Society of London Energy Group : Development and Production Geology of Carbonate Reservoirs Mai 2022

Poster

Contribution of drone photogrammetry to 3D outcrop modeling of facies, porosity, and permeability heterogeneities in carbonate reservoirs (Paris Basin, Middle Jurassic)

Hadrien Thomas^{1*}, Benjamin Brigaud¹, Thomas Blaise¹, Bertrand Saint-Bezar¹, Elodie Zordan², Hermann Zeyen¹, Simon Andrieu^{3,4}, Benoît Vincent⁵, Hugo Chirol¹, Eric Portier⁶, Emmanuel Mouche⁷

¹ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, France

² Schlumberger, Digital & Integration, 1 Rue Henri Becquerel, 92140 Clamart, France

³ BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France

⁴ Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, 8000 Aarhus C, Denmark

⁵ Cambridge Carbonate Ltd., France

⁶ CV Associés Engineering, France

⁷ Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, France

* Corresponding author: hadrien.thomas@universite-paris-saclay.fr

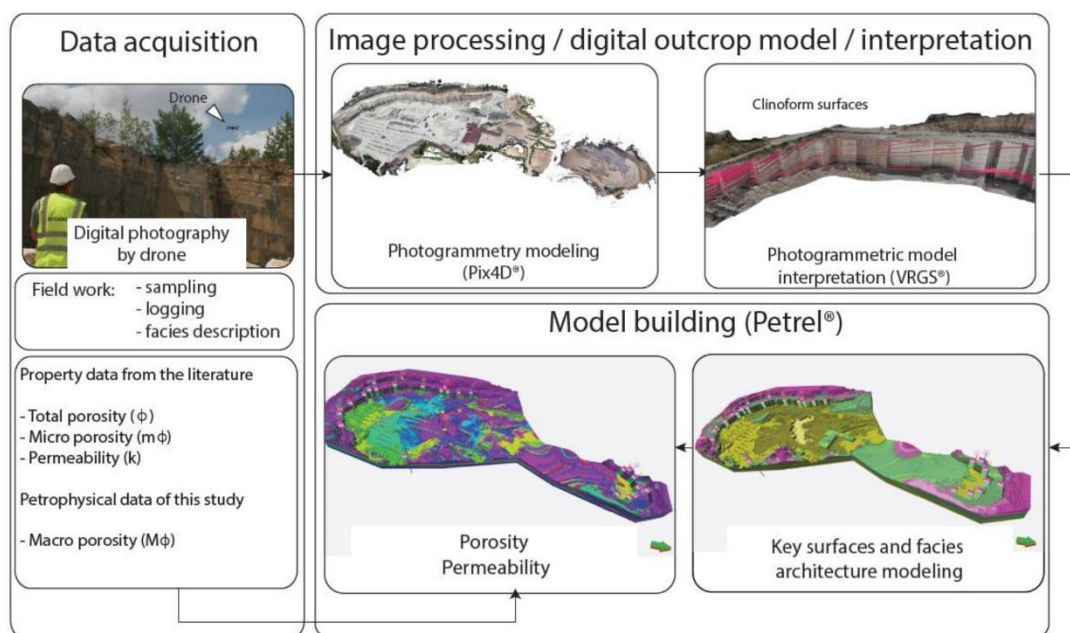


Figure 1 - Overview of the workflow for generating the 3D facies, porosity, and permeability model. First the pictures were captured by a drone equipped with 20 Mega Pixel camera and GPS during two days of field work at Massangis quarry. Sample observations were made on thin sections and macroporosity acquired by image analysis. Previous petrophysical data were collected from the literature. Images were processed using Pix4D® and the resulting Digital Outcrop Model interpreted using Virtual Reality Geological Studio (VRGS®). Facies, porosity, and permeability were modeled using Petrel® software.

This work illustrates the value of drone photogrammetry in creating a hectometer-scale geological model of complex carbonate geobodies (Figure 1). Although drone photogrammetry is now commonly used for modeling the sedimentary facies and architecture of sandstone outcrops, its use is still marginal in creating geomodels of carbonate geobodies. Drone photogrammetry can assist in generating accurate line drawing correlation and detailed architecture analysis along inaccessible vertical faces of outcrops and it provides better

observations from new angles. This work models the Bathonian limestones of Massangis quarry (Burgundy) covering an area of 0.4 km² and being usually considered as an analogue of the Oolite Blanche geothermal reservoir in the center of the Paris Basin as well as for reservoir microporosity and secondary porosity associated with dedolomitization. Ten facies are described and grouped into three facies associations (FA1) clinoforms, (FA2) tidal to subtidal facies, and (FA3) lagoonal facies. The clinoforms are sets of giant marine sand waves 15–20 m high that prograded N70° across the platform as part of a regressive systems tract (Figure 1, Figure 2). Moldic rhombohedral pore spaces associated with dedolomitization are well-expressed within clinoforms and in the bioturbated levels of lagoonal facies. Drone photogrammetry combined with the “Truncated Gaussian with Trends” algorithm implemented in Petrel® software is used to create a geological model that reproduces the facies architecture observed in the quarry cliffs (Figure 2). Drone photogrammetry can be combined with field work to describe and locate facies and so constrain the spatial distribution of petrophysical properties. The combination of these tools also allows to constrain the shapes of geobodies and to extend them over the whole of the quarry for a spatial 3D visualization of the facies and petrophysical properties.

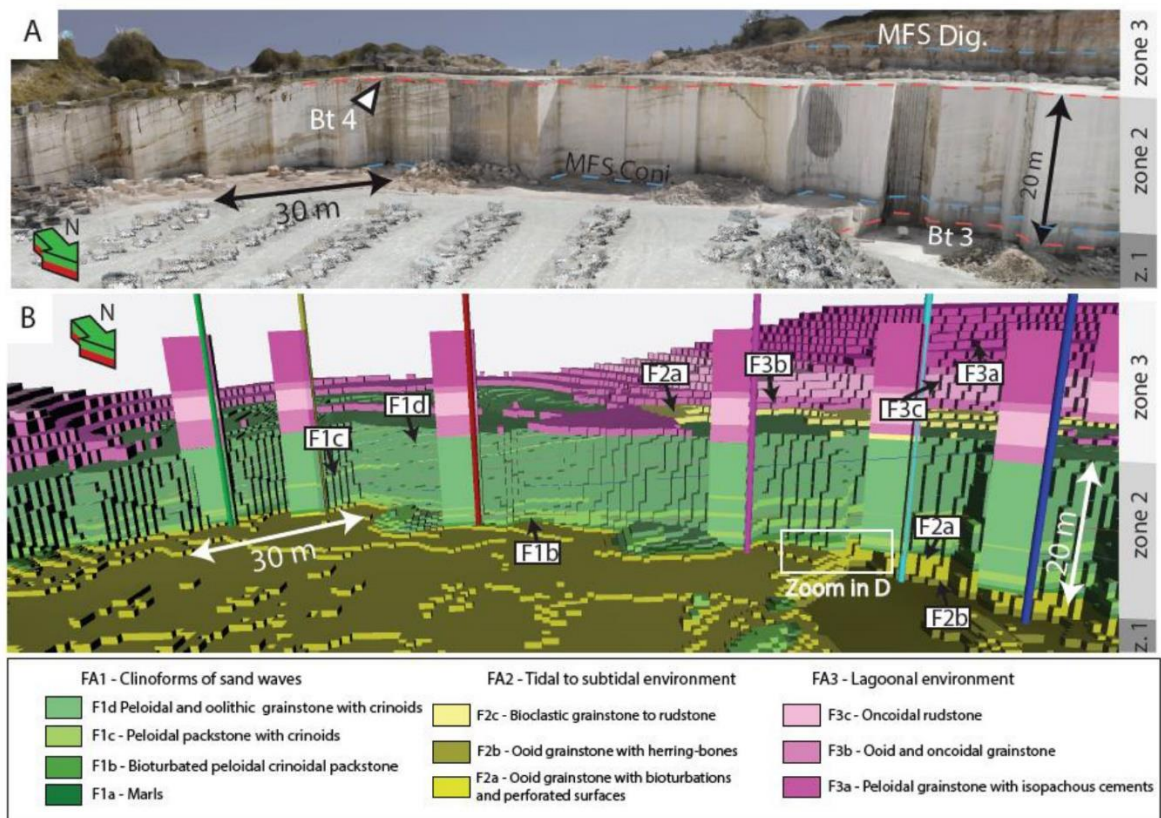


Figure 2 - A- Panoramic view of the 3D model in VRGS® B- Relief-extruded part of the quarry showing the correlation between the -eld and photographic observations and the final facies model.

Keywords: Carbonates, Digital outcrop modeling, Drone, Photogrammetry, Facies, Reservoir

Annexe VIII : Expériences d'encadrement

Au cours de la thèse, de nombreux étudiants ont été encadrés pendant des stages sur des sujets variés. Ces stages ont permis de développer la base de données de puits disponibles, de tester des méthodes de modélisations, d'effectuer des premières simulations d'écoulements ou de travailler sur des zones spécifiques. Ces stages ont été généralement encadrés par plusieurs intervenants dont j'ai fait partie.

Beaucoup de stagiaires ont fait de la numérisation de log pdf sur le logiciel Neuralog© afin de convertir des courbes pdf en ASCII, et une partie de leur travail a permis d'intégrer de nouveaux puits dans la zone que j'ai principalement étudié. Je les remercie pour cette part qu'ils ont pu prendre dans ma thèse.

Encadrement de stages :

Myriam MANSOUR - Modélisation numérique d'un doublet géothermique : circulation de l'eau et du transport de chaleur dans un milieu hétérogène Stage de Master 1 - 2018.

Support logiciels (Petrel©), co-encadrement à 50% avec Hermann Zeyen.

Anne-Sophie CANIVET - Elaboration d'un modèle géologique 3D du Bathonien à partir de données de puits géothermique en Ile de France. Stage de Master 1 - 2018

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Thomas Blaise, correction de rapport.

Maoli COMPAY - Gestion et utilisation d'une base de données numériques des puits géothermiques dans le Bassin de Paris. Stage de Licence 2 – 2019.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Benjamin Brigaud, préparation de soutenance de stage.

Maë-Berdina BABADOUDOU - Gestion et utilisation d'une base de données numériques des puits géothermiques dans le Bassin de Paris. Stage de Licence 2 – 2019.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Benjamin Brigaud, préparation de soutenance de stage.

Hugo CHIROL – Caractérisation des hétérogénéités des réservoirs géothermiques d'Île-de-France. Stage Ecole d'ingénieur Uni Lassalle (2nd année) – 2019.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Benjamin Brigaud, préparation de soutenance de stage.

Philemon JUVANY - Géothermie dans les réservoirs silicoclastiques : du terrain à la modélisation. Stage de Master 2 – 2020.

Support logiciels (Neuralog©, Pix4D©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Benjamin Brigaud, correction de rapport.

Codjo Thomas Florent ESSOU - Simulation numérique dans le réservoir géothermique carbonaté du Jurassique moyen du Bassin de Paris. Stage de Master 2 - 2020

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement, correction de rapport.

Vivien FOLLIOU – Gestion et utilisation d’une base de données numériques des puits géothermiques dans le Bassin de Paris. stage Ecole ingénieur ENSEGID (2nd année) – 2020.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Benjamin Brigaud et Maxime Catinat.

Anaëlle GUILLEVIC – Gestion et utilisation d’une base de données numériques des puits géothermiques dans le Bassin de Paris. Stage de Licence 3 – 2020.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), co-encadrement à 50% avec Maxime Catinat.

Clara D’ABREU – Simulation numérique de l’effet de la verticalité structurelle d’un doublet géothermique sur l’évolution de la bulle froide. Stage de Master 2 – 2021.

Support logiciels (Petrel©), co-encadrement à 25% avec Hermann Zeyen.

Nanaba BAGAYOKO

Simulation numérique de l'effet de la variabilité structurelle d'un réservoir géothermique sur l'évolution de la bulle froide. Stage de Master 2 - 2022.

Support logiciels (Petrel©), co-encadrement à 25% avec Hermann Zeyen.

Support logiciel fourni :

Maxime CATINAT - Caractérisation des hétérogénéités des réservoirs GÉOthermiques d'Ile-de-France par le développement d'une MODélisation numérique hydro-dynamique (GÉOMOD). Thèse de doctorat – 2019-2022.

Support logiciels (Neuralog©, Pix4D, Petrel©).

Luis BARROSO - Simulation numérique dans le réservoir géothermique carbonaté du Jurassique moyen du Bassin de Paris. Stage de Master 2 – 2021.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), interaction avec l'équipe encadrante.

Vanel KWAHASAMOUSO – Simulation numérique dans le réservoir géothermique carbonaté du Jurassique moyen du Bassin de Paris. Stage de Master 2 – 2021.

Support logiciels (Neuralog©, Petrel©), interaction avec l'équipe encadrante.

Titre : Influence de la stratigraphie séquentielle et de la diagenèse sur la modélisation 3D des réservoirs carbonatés : implication pour le développement de la géothermie dans le Bassin de Paris.

Mots clés : Géothermie, Modélisation, réservoir, carbonates

Résumé : La France fait face, comme de nombreux pays, à la nécessité de décarboner l'énergie qu'elle consomme, notamment la chaleur. Le Bassin de Paris a une forte densité de population dans la région de l'Ile-de-France et dispose de réservoirs intéressants pour la géothermie de basse énergie exploitant l'eau géothermale entre 300 m et 2500 m de profondeur, pour une utilisation directe de chaleur. Les formations carbonatées du Jurassique moyen situées entre 1200 m et 1800 m constituent une cible principale. Cependant, la densité importante de puits exploitant ce réservoir et l'échec récent d'un puits vers Evry montre qu'il existe un risque non négligeable et non quantifié, de faible débit d'eau ou encore d'interférence entre doublets géothermiques dans des zones urbaines à forte densité d'infrastructures. Ce risque géologique constitue un obstacle au développement futur de la géothermie en Ile-de-France. L'optimisation de l'utilisation de la géothermie nécessite une connaissance accrue de l'hétérogénéité du réservoir en termes de porosité/perméabilité ou de connectivité du réservoir. L'objectif de la thèse est de construire un modèle géologique 3D détaillé des hétérogénéités sédimentologiques, diagenétiques et pétrophysiques intégrant toutes les données de puits disponibles et permettant de réduire le risque géologique. Une base de données numérique rassemblant les données diagraphiques et pétrophysiques de 168 puits a été constituée sur un géomodelleur. Cette base de données a été complétée par l'observation de 129 m de carottes et

191 lames minces. Il en résulte une modélisation 3D à haute résolution (12,2 millions de cellules de 100 m x 100 m de côté et 3,7 m en verticale), proposant la répartition spatiale des faciès, porosité et perméabilité. L'étude de lames minces montre que la diagenèse joue un rôle important sur l'hétérogénéité des porosités, en particulier le développement ou non de calcite de blocage, ou encore des phénomènes de dolomitisation et de sa dissolution. Un analogue à l'affleurement a permis de mieux comprendre la répartition des faciès dans un cadre de stratigraphie séquentielle bien contraint (séquences de 3^{ème} ordre). L'utilisation de drone pour photographier une carrière (échelle infra-kilométrique) couplée à la modélisation photogrammétrique a permis de travailler sur un affleurement numérique dans l'Yonne, analogue au réservoir géothermique. A partir de cet affleurement numérique, une méthodologie a été développée afin de le travailler sur un géomodelleur, et ainsi de mieux comprendre la répartition des faciès et des propriétés pétrophysiques à une plus fine échelle. La modélisation 3D du réservoir dans une partie de l'Ile-de-France et d'un analogue à l'affleurement permet de mieux prédire et comprendre la répartition des propriétés du réservoir et de dé-risquer les futures opérations (comme celle de Grigny vers Evry).

Title: Influence of sequence stratigraphy and diagenesis on the modelling of 3D reservoir carbonates : implications for the development of geothermal energy in the Paris Basin.

Keywords : Geothermal energy, modelling, reservoir, carbonates

Abstract: France, like many countries, is facing the need to reduce the carbon dioxide production related to the energy consumption, particularly for heating. The Paris Basin is densely populated in the Île-de-France region and has interesting potential reservoirs for low-enthalpy geothermal energy exploiting geothermal waters between 300 m and 2500 m depth, for district heating. The carbonate formations of the Middle Jurassic located between 1200 m and 1800 m are a main target. However, the high density of wells exploiting this reservoir and the recent failure of a well near Evry show that there is a non-negligible and unquantified risk of low water flow or interference between geothermal doublets in urban areas with a high density of infrastructures. This geological risk constitutes an obstacle to the future development of geothermal energy in Île-de-France. Optimizing the use of geothermal energy requires an increased knowledge of the heterogeneity of the reservoir in terms of porosity/permeability or reservoir connectivity. The objective of the thesis is to build a detailed 3D geological model of sedimentological, diagenetic and petrophysical heterogeneities integrating all available well data and allowing to reduce geological risk. A database of logging and petrophysical data from 168 wells was compiled. This database was

supplemented with 129 m of core samples and 191 thin sections. The result is a high-resolution 3D model (12.2 million cells of 100 m x 100 m sides and 3.7 m height, proposing the spatial distribution of facies, porosity and permeability. Thin section studies show that diagenesis plays an important role in the heterogeneity of porosity, in particular the development or not of blocking calcite, or dolomitization and dissolution phenomena. An outcrop analogue provided a better understanding of the distribution of facies in a well constrained sequence stratigraphy framework (3rd order sequences). The use of a drone to photograph a quarry in the Yonne (sub-kilometer scale) coupled with photogrammetric modelling enabled work on a digital outcrop, analogous to the geothermal reservoir. From this digital outcrop, a methodology was developed to work on a geomodeller, and thus to better understand the distribution of facies and petrophysical properties at a finer scale. The 3D modelling of the reservoir in a part of Île-de-France and of an outcrop analogue allows to better predict and understand the distribution of the reservoir properties and to de-risk future operations (such as Grigny near Evry).