

Caractérisation multi-échelle des hétérogénéités du réservoir géothermique du Dogger d'Ile-de-France: apport de la résonance magnétique nucléaire et de la modélisation numérique statique et hydrodynamique

Maxime Catinat

▶ To cite this version:

Maxime Catinat. Caractérisation multi-échelle des hétérogénéités du réservoir géothermique du Dogger d'Ile-de-France : apport de la résonance magnétique nucléaire et de la modélisation numérique statique et hydrodynamique. Stratigraphie. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UP-ASJ033 . tel-04520397

HAL Id: tel-04520397 https://theses.hal.science/tel-04520397

Submitted on 25 Mar 2024

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.



Caractérisation multi-échelle des hétérogénéités du réservoir géothermique du Dogger d'Ile-de-France : apport de la résonance magnétique nucléaire et de la modélisation numérique statique et hydrodynamique

Multi-scale characterization of the heterogeneities of the Dogger geothermal reservoir in Ile-de-France: contribution of nuclear magnetic resonance and static and hydrodynamic numerical modeling

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay

École doctorale n°579, Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMaG) Spécialité de doctorat : Géosciences Graduate School : Géosciences, climat, environnement et 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**, professeur, et la co-supervision de **Miklos ANTICS**, directeur général de GEOFLUID

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 13 décembre 2023, par

Maxime CATINAT

Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

| Hermann ZEYEN | Président |
|--|---------------------------|
| Professeur, Universite Paris-Saciay Yves GÉRAUD | |
| Professeur, Université de Lorraine | Rapporteur & Examinateur |
| Béatrice LEDÉSERT | Rannorteur & Evaminatrice |
| Professeure, CY Cergy Paris Université | |
| Simon ANDRIEU | Examinateur |
| Maître de conférences, Université Lyon 1 | Examinated |
| Virginie HAMM | Examinatrice |
| Ingénieur hydrogéologue, BRGM | |
| Pierre UNGEMACH | Examinateur |
| Directeur associé, GEOFLUID, entreprise | |

HESE DE DOCTORAT

NNT : 2023UPASJ033

ÉCOLE DOCTORALE



Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Titre: Caractérisation des hétérogénéités des réservoirs géothermiques d'Ile-de-France par le développement d'une modélisation numérique hydrodynamique

Mots clés : Carbonates, Dogger, bassin de Paris, Géothermie, Modélisation, Simulation

Résumé : Afin de réduire les émissions de dioxyde de carbone (CO₂), la géothermie est une solution prometteuse mais souvent oubliée. Dans le domaine de la chaleur, cette énergie est disponible partout, abondante, bas carbone, renouvelable et non intermittente. Dans le bassin de Paris, l'Ile-de-France est l'une des régions au monde qui concentre le plus d'unités de production géothermique avec près de 50 installations alimentant des réseaux de chaleur situés dans des zones urbaines denses. Au cœur du bassin, cette chaleur est essentiellement produite à partir de l'exploitation du réservoir carbonaté du Jurassique moven (Dogger) situé à environ 1.5 km de profondeur à des températures comprises entre 56°C et 80°C. Ce réservoir est aujourd'hui très sollicité et les nouvelles opérations sont de plus en plus risquées. Pour qu'une opération soit rentable, il faut qu'elle soit implantée dans un secteur pourvu d'un réservoir de bonne qualité (poreux, perméable). L'implantation de futurs projets géothermiques dans la région n'est donc pas aisée et nécessite une caractérisation plus approfondie des hétérogénéités géologiques et pétrophysiques du réservoir. Ces hétérogénéités peuvent être caractérisées par des diagraphies ou des observations et mesures réalisées sur carottes. Elles peuvent être ensuite modélisées en 3D en utilisant des logiciels adaptés. Dans ce contexte, les objectifs ont été de (1) mieux comprendre les hétérogénéités de faciès, de porosité et de perméabilité du réservoir à partir de l'exploitation d'un jeu de données inédit de résonance magnétique nucléaire (RMN), mesurées in situ dans les puits et sur des carottes en laboratoire : (2) de prédire les hétérogénéités spatiales du réservoir en élaborant des modèles numériques 3D; et (3) d'effectuer des simulations dynamiques pour estimer la durée de vie des opérations (temps de percée thermique). Les mesures de laboratoire ont permis

d'optimiser la prédiction de la perméabilité (k) du réservoir à partir d'une nouvelle relation faisant intervenir la macroporosité (φ) des échantillons $(k=(3.15 \times 10^7) \varphi^{5.31})$. L'observation de déblais de forage et carottes sur lames minces ont permis d'identifier 10 faciès sédimentaires rattachés à 3 environnements de dépôts. A partir des diagraphies (notamment RMN), l'extension latérale des niveaux les plus perméables (1 Darcy) a été estimée entre 500 à 2000 m. Ils sont surtout localisés dans les faciès oolithiques peu cimentés, avec parfois une intense dissolution de cristaux de dolomite améliorant la perméabilité, et de manière plus locale dans des faciès à oncolithes. Par ailleurs, ces niveaux sont préférentiellement situés au toit des séquences sédimentaires, dans le cortège régressif, en particulier de la séquence MJXa, identifiée dans l'Oolithe Blanche. La modélisation statique du réservoir s'est portée sur un périmètre de 1400 km² en région francilienne intégrant 116 puits géothermiques et 31 puits pétroliers. Le modèle 3D a été construit à partir d'une base de données numérique compilant plus de 300 diagraphies. Ce modèle (~12.10⁶ cellules) a permis de traiter le saut d'échelle dans le réservoir en combinant les perméabilités mesurées sur plugs (mini-carottes), sur diagraphies (RMN) et celles obtenus classiquement en géothermie à partir des tests de production de puits. Cette modélisation statique a permis de mieux caractériser l'architecture et les propriétés de perméabilité du réservoir géothermique. Des simulations dynamiques ont été effectuées sur plusieurs réalisations intégrant des architectures, des connections des corps réservoirs et des perméabilités différentes (mesurées de l'échelle du plug à celle des niveaux producteurs dans les puits). Elles ont permis de montrer l'impact des hétérogénéités et de la connectivité des niveaux réservoirs sur les temps de percée thermique. Les écarts des temps de percée et températures finales à 30 ans entre les modèles (plugs versus tests de puits) sont respectivement de 15 ans et 3.5°C en moyenne.

Title: Heterogeneities characterization of the geothermal reservoirs in Ile-de-France by the development of an hydrodynamic numerical modeling

Keywords: Limestones, Dogger, Paris basin, Geothermy, Modeling, Simulation

Abstract : Geothermal energy is a promising but often overlooked solution for reducing carbon dioxide (CO2) emissions. When it comes to heat, this energy is available everywhere, is abundant, low-carbon, renewable and non-intermittent. In the Paris Basin, Ile-de-France is one of the world's regions with the highest concentration of geothermal production units, with almost 50 installations supplying heating networks located in dense urban areas. In the basin, this heat is mainly produced by exploiting the Middle Jurassic (Dogger) carbonate reservoir located at a depth of ca. 1.5 km and temperatures ranging from 56°C to 80°C. Today, this reservoir is in high demand, and new operations are increasingly risky. For an operation to be profitable, it must be located in an area with a good quality reservoir (porous, permeable). The implementation of future geothermal projects in the region is therefore not easy and requires a more in-depth characterization of the reservoir's geological and petrophysical heterogeneities. These heterogeneities can be characterized by logging or core observations and measurements. They can then be modeled in 3D using appropriate software. In this context, the objectives were to (1) better understand the reservoir's facies, porosity and permeability heterogeneities by exploiting a novel nuclear magnetic resonance (NMR) dataset, measured in situ in wells and on core samples in the laboratory; (2) predict the reservoir's spatial heterogeneities by building 3D numerical models; and (3) perform dynamic simulations to estimate the lifetime of operations (thermal breakthrough time). Laboratory measurements were used to optimize the prediction of reservoir permeability (k) based on a new relationship involving the macroporosity (ϕ) of the samples $(k=(3.15\times10^7)\phi^{5.31}).$

Observation of cuttings and cores on thin-sections enabled us to identify 10 sedimentary facies associated with 3 depositional environments. Based on logs (particularly NMR), the lateral extent of the most permeable levels (1 Darcy) was estimated at between 500 and 2000 m. They are mainly located in poorly cemented oolitic facies, sometimes with intense dissolution of dolomite crystals improving permeability, and more locally in oncolite facies. Moreover, these levels are preferentially located at the top of sedimentary sequences, in the regressive cortege, in particular of sequence MJXa, identified in the Oolithe Blanche. Static reservoir modeling was carried out over a 1400 km² area in the Paris region, including 116 geothermal wells and 31 oil and producing wells. The 3D model was built from a digital database compiling over 300 well-logs. This model (~12.10⁶ cells) was used to deal with scale jump in the reservoir by combining permeabilities measured on plugs (mini-cores), on logs (NMR) and those obtained conventionally in geothermal energy from well production tests. This static modeling enabled us to better characterize the architecture and permeability properties of the geothermal reservoir. Dynamic simulations were carried out on several models incorporating different architectures, reservoir connections and permeabilities (measured from the plug scale to that of the producing levels in the wells). They demonstrated the impact of reservoir level heterogeneity and connectivity on thermal breakthrough times. The differences in breakthrough times and final production temperatures at 30 years between the models (plugs versus well tests) are respectively 15 years and 3.5°C on average.

Remerciements

La fin de thèse approchant à grands pas, voici venu pour moi le moment des remerciements destinés à toutes celles et ceux qui ont contribué à ce travail de près ou de loin au cours des dernières années. Je tiens évidemment à remercier en tout premier lieu **Benjamin Brigaud** qui m'a donné l'opportunité de pouvoir défendre cette thèse en continuité du travail déjà entrepris sous sa direction pendant mon stage de Master 2. Merci à toi Benjamin de m'avoir encadré pendant ces quatre années, pour tes conseils et pour ta hauteur de vue apportée tout au long de ce travail. Toutes tes remarques et les échanges qu'on a pu avoir ont été bénéfiques pour approfondir certaines de mes réflexions et développer un regard critique et scientifique en toutes circonstances. Merci aussi pour toutes tes révisions d'articles et de présentations faites avec rapidité, merci pour ton partage de nombreuses bibliographies et merci enfin pour ton exigence et ton ambition. Même si cela n'a pas été facile tous les jours je dois bien l'avouer, tu as su me pousser dans mes retranchements et tu m'as surtout permis d'évoluer et de grandir professionnellement. Si je ne devais retenir qu'une seule phrase avec une pointe d'humour et assez emblématique de tous nos échanges ce serait celle-ci : « il suffit d'appuyer sur le bouton et c'est terminé ». Cette phrase nous aura bien fait sourire avec Codjo et sera devenue une sorte de leitmotiv tout au long de ce travail de thèse.

Je tiens aussi à remercier **Miklos Antics** et **Pierre Ungemach** ainsi que tous les collègues de GEOFLUID, en particulier **Mélanie Davaux** et **Julien Gasser Dorado**, pour les échanges constructifs qu'on a pu avoir afin de m'aider à mieux appréhender les applications industrielles de ce travail de recherche. Un grand merci à Pierre pour ces relectures de manuscrit en anglais qui m'auront été plus qu'utiles pour améliorer la forme des publications.

J'en profite ici aussi pour dire un grand merci à **Marc Fleury** pour son expertise sur la RMN, pour le travail collaboratif effectué sur les carottes du puits de Bobigny et pour ses conseils pour m'aider dans la rédaction de mon premier papier.

Également un immense merci pour le soutien multi-tâches de notre expert Petrel© du laboratoire, **Hadrien Thomas**, alias Philippe, sans lequel bien des choses n'auraient pu aboutir au cours de cette thèse. Merci Hadrien pour ta patience, ton humour, ta pédagogie, ta gentillesse, ta disponibilité et surtout ta bonne humeur à toutes épreuves.

Merci également à **Codjo Thomas Florent Essou**, alias Codjo la qualité, pour tous ces bons moments partagés en particulier à Aix-les-bains aux Journées de la Géothermie et à l'EGC à Berlin. Tu auras été un super collègue de travail proposant toujours de nouvelles pistes à explorer et surtout un excellent formateur pour m'initier au logiciel Pumaflow[™]. Je te félicite à nouveau pour avoir décrocher une thèse au laboratoire et je te souhaite sincèrement beaucoup de réussite et de succès pour ces prochaines années.

J'aimerais aussi exprimer un très grand merci à **Emmanuel Mouche**. Merci Emmanuel pour ton aide, ta gentillesse, ta pédagogie et merci pour toutes ces discussions enrichissantes qu'on a pu avoir sur les simulations thermodynamiques. Même si celles-ci ne sont arrivées que peut-être trop tardivement dans mon calendrier de thèse, j'aurais aimé en tous cas pouvoir les poursuivre plus longtemps avec toi car elles m'ont permis d'y voir beaucoup plus clair et de mieux structurer mon approche de modélisation. Un très grand merci aussi à **Cédric Bailly**. Merci Cédric pour ton écoute, ton expérience et tes conseils. Tu auras été en cette fin de thèse un pilier stable dans une mer bien trop souvent agitée avec qui on peut dialoguer librement et ça fait du bien.

J'ai aussi une pensée toute particulière pour mon co-bureau **Farès Azzam**, alias le body builder, qui est de loin le meilleur co-bureau que l'on puisse espérer, toujours agréable, apaisant et débordant d'optimisme même dans les moments les plus difficiles.

Je ne veux pas oublier non plus de saluer ici tous les autres doctorants du laboratoire. **Pauline**, **Léo**, **Hugo**, **Perrine**, **Kévin**, **Maxime**, **Orianne**, **Jamal**, **Agathe** et **Alice**, merci à vous pour tous les échanges fort sympathiques qu'on a pu avoir au cours de ces dernières années, peut-être nous recroiserons nous un jour dans un autre contexte, je vous souhaite en tous cas le meilleur pour vos avenirs personnels et professionnels respectifs. Pour le côté administratif à GEOPS, merci à **Catherine Thiery**, **Mylène Viard** et **Georgette Raboux** pour votre efficacité, merci aussi à **Jérôme Naudin** pour ton aide et les périples rencontrés ensemble pour activer Pumaflow[™] en VPN.

Dans ce même élan, je souhaite remercier également **Florence Elie** (qui a du maintenant prendre sa retraite) pour l'envoi des coordonnées des forages pétroliers et géothermiques, **Christophe Preux** pour les premiers échanges au sujet de Pumaflow[™], **Virginie Hamm** pour les échanges collaboratifs initiés en fin de thèse sur tous les aspects qui touchent à la modélisation dynamique et thermique du réservoir, **Emmanuel Léger** pour sa bonne humeur constante et son aide sur le clustering, **Thomas Blaise** pour ma toute première initiation sur Petrel© en début de thèse, **Simon Andrieu** pour l'envoi colossal de toutes les données de puits de la région Ile-de-France, **Hermann Zeyen** pour ses connaissances en géothermie, simulations et codage et les nombreux échanges lors d'encadrement de stagiaires, et enfin **Éric Portier** pour son expérience partagée sur les essais de puits.

Cette thèse comme tant d'autres n'aurait sans doute pas été la même sans l'aide précieuse de plusieurs stagiaires. Je tiens donc aussi à remercier chaleureusement tous les stagiaires avec qui j'ai pu travailler et qui se sont véritablement impliqués dans des travaux souvent fastidieux comme la numérisation de nombreuses données diagraphiques. **Vanel, Luis, Carla, Vivien, Yanis, Anaëlle**, et **Nanaba**, vous trouverez ici toute ma reconnaissance et je vous dis merci pour vos contributions de loin non négligeables à ce travail.

Je ne pourrais conclure ces remerciements sans parler de mes deux plus belles rencontres au laboratoire : **Valérie Godard** et **Solène Pourtout**. Merci à toi Val pour tous les services que tu m'as rendus (notamment pour la découpe de mes échantillons et la préparation de lames minces) et surtout pour tous ces bons moments partagés ensemble en dehors du laboratoire, j'espère sincèrement qu'il y en aura pleins d'autres. Et évidemment un immense merci à toi ma Soso pour le soutien exceptionnel que tu m'as apporté pendant cette thèse, je n'aurais sans doute pas survécu plus de quelques mois sans toi. Tu es vraiment une personne extraordinaire et toutes nos discussions le midi resteront gravées à jamais (même avec ma mémoire défaillante). Je te souhaite pleins de bonheur et d'épanouissement pour la suite et j'espère qu'on se retrouvera bientôt pour se rappeler le bon vieux temps et fêter nos diplômes. Un immense merci aussi à toutes les personnes dans l'ombre (elles se reconnaîtront) qui m'ont supporté et encouragé pendant toutes ces dernières années.

J'adresse enfin mes remerciements à tous les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer et de rapporter ce travail de thèse : **Béatrice Ledésert** et **Yves Géraud** en tant que rapporteurs de la thèse, **Hermann Zeyen**, **Pierre Ungemach**, **Virginie Hamm** et **Simon Andrieu** en tant qu'examinateurs de la thèse, et **Marc Fleury** en tant qu'invité.

A vous tous, merci.

Positionnement de la thèse



Cette thèse s'inscrit directement dans le cadre du projet de recherche UPGEO (UPscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEOthermal energy) financé par l'Agence Nationale de la Recherche [Projet-ANR-19-CE05-0032] initié en fin d'année 2019 et coordonné par Benjamin Brigaud (directeur de cette thèse). Ce projet fait appel à différentes collaborations entre plusieurs organismes publics ou privés extérieurs ou intérieurs au campus de l'Université Paris-Saclay. Il regroupe les laboratoires de Géosciences Paris-Saclay (GEOPS), de Mathématiques d'Orsay (LMO), des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) et la Fédération de Mathématiques de CentraleSupélec (FdM) sur le plateau de Saclay. Il inclut également l'Institut Camille Jordan (ICJ) de l'Université de Lyon, le laboratoire Géoressources et Environnement (G&E) de l'Université de Bordeaux, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) d'Orléans, l'Institut Français du Pétrole énergies nouvelles (IFPen) de Rueil-Malmaison, et enfin la société d'ingénierie en géothermie (GEOFLUID) localisée à Roissy-en-France et dirigée par Miklos Antics (co-superviseur de cette thèse). Cette thèse a bénéficié de l'Allocation Doctorale « Paris Region PhD 2019 » (convention n°2019-0339), financée par la région Ile-de-France. Le programme de thèse a été labellisé par le domaine d'intérêt majeur (DIM) RESPORE (Réseau d'excellence en solides poreux de la région Ile-de-France), recherches prioritaires de la région. A travers le dispositif « Paris Region PhD », la région soutien l'emploi scientifique et fait de la reconnaissance et de la valorisation du doctorat une priorité. Le programme vise à renforcer les compétences scientifiques des laboratoires franciliens et d'assurer leur immersion dans le tissu socio-économique francilien, tout en stimulant la recherche dans les sciences et technologies du numérique. Le programme a pour objectif de contribuer à l'innovation et à répondre aux besoins des partenaires socio-économiques sur des enjeux du numérique. La direction de cette thèse a été assurée par Benjamin Brigaud (Université Paris-Saclay) et elle a été co-supervisée par Miklos Antics (GEOFLUID). GEOFLUID a financé l'environnement de la thèse (missions, analyses) par le biais d'un contrat de collaboration (n°2019-0164) entre l'Université Paris-Saclay et GEOFLUID.

Tableaux des formations suivies et communications scientifiques

Quatre formations ont été suivies au cours de la thèse. Trois d'entre elles ont été faites pour s'initier à l'utilisation d'outils numériques et une autre pour se familiariser à l'éthique scientifique. Le tableau récapitulatif des formations suivies est présenté ci-dessous :

| Formation | Logiciel | Formateur | Société | Date |
|--|---------------------------------|---------------------------------------|----------------------------|------------------------|
| Petrel Property Modeling | Petrel | Elodie Zordan | Schlumberger | 02-06 novembre 2020 |
| Leapfrog Geothermal Fundamentals | Leapfrog | Bastien Poux | Seequent | 01-04 décembre 2020 |
| ECLIPSE Blackoil Reservoir Simulation | ervoir ECLIPSE Charidimos Schlu | | Schlumberger | 01-05 mars 2021 |
| Ethics & STICs: scientific integrity, research ethics & information ethics | - | En ligne (plateforme FUN- MOOC) | Université Paris-Saclay | 01-04 mars 2022 |

Par ailleurs, les travaux de thèse ont été présentées à diverses occasions lors de congrès nationaux et européens ou lors d'évènements particuliers externes ou internes au laboratoire GEOPS. Le tableau récapitulatif des présentations scientifiques est présenté ci-dessous :

| Présentation | Туре | Lieu | Date |
|--|-------------------|---------------|---------------------|
| Journée réseau DIM RESPORE d'Ile-de-France | Oral | En ligne | 20 novembre 2020 |
| Groupe Français de l'Étude du Jurassique (GFEJ) | Oral | En ligne | 10 décembre 2020 |
| European Geothermal PhD Days (EGPD) | Poster | En ligne | 15-16 février 2021 |
| Geothermal Winter School – Projet MEET | Oral | En ligne | 17-18 février 2021 |
| European Geosciences Union (EGU) | Oral | En ligne | 28 avril 2021 |
| Journée des doctorants (JDD) | Oral | Orsay | 10 juin 2021 |
| Réunion des Sciences de la Terre (RST) | Oral | Lyon | 01-05 novembre 2021 |
| Journées de la géothermie | Oral | Aix-les-Bains | 9-10 juin 2022 |
| Journée GEOPS | Oral | Orsay | 01 juillet 2022 |
| European Geothermal Congress (EGC) | Oral et poster | Berlin | 17-21 octobre 2022 |

Enfin, les travaux de recherche ont été valorisés par trois articles scientifiques dont deux sont publiés dans une revue à comité de lecture et un troisième qui sera prochainement soumis.

Publications scientifiques :

Articles publiés dans des revues internationales :

Catinat, M., Fleury, M., Brigaud, B., Antics, M., Ungemach, P., 2023. *Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments*. Geothermics, 111, 102707 <u>https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102707</u>

Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeyen, H., **Catinat, M**., Andrieu, S., Mouche, E., Fleury, M., 2023. Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: From

core scale to 3D regional reservoir dimensions. Geothermics, 112, 102719 <u>https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102719</u>

Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Thomas, H., Antics, M., Ungemach, P., 2023. *Characterizing facies and porosity-permeability heterogeneity in a geothermal carbonate reservoir with the use of NMR-wireline logging data. Geothermics*, 115, 102707 <u>https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102821</u>

Article en préparation pour soumission dans des revues internationales :

Catinat, M., Brigaud, B., Thomas, H., Andrieu, S., Zeyen, H., Essou, C.T.F., Antics, M., Ungemach, P., Blaise, T., Davaux, M., Fleury, M., Mouche, E. en préparation. *Combining transmissivity and core-scale permeability data: a step forward for the upscaling in geothermal reservoir 3D models*. Soumission envisagée dans la revue *Geothermics*.

Communications scientifiques détaillées :

2022

Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Antics, M., Ungemach, P., Davaux, M., Gasser Dorado, J., Thomas, H., Essou, C.T.F., Andrieu, S., Mouche, E., 2022. *NMR contribution for porosity-permeability heterogeneity characterization in limestones: implications for 3D reservoir prediction and flow simulation in a world class geothermal aquifer*. European Geothermal Congress 2022 (EGC 2022), 17-21st October 2022, Berlin, Germany (oral).

Fleury, M., **Catinat, M**., Brigaud, B., Antics, M., Ungemach, P., 2022. *Permeability estimation from NMR logs in a limestone geothermal aquifer*. European Geothermal Congress 2022 (EGC 2022), 17-21st October 2022, Berlin, Germany (poster).

Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Antics, M., Ungemach, P., Davaux, M., Gasser Dorado, J., Thomas, H., Essou, C.T.F., Andrieu, S., Mouche, E., 2022. *Apport de l'utilisation de la Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) sur la caractérisation 3D des hétérogénéités géologiques et sur les simulations d'écoulement et thermique : exemple du réservoir carbonaté du Dogger du bassin de Paris.* Journées de la géothermie 2022, 9-10 Juin 2022, Aix-les-Bains, France (oral).

2021

Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Antics, M., Ungemach, P., Davaux, M., Gasser Dorado, J., Thomas, H., Thomas Florent Essou, C., Andrieu, S., and Mouche, E. 2021. *NMR contribution in sub-horizontal well for porosity-permeability heterogeneity characterization in limestones: implications for 3D reservoir prediction and flow simulation in a world class geothermal aquifer*. EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-1101, <u>https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1101</u> (oral).

Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Antics, M., Ungemach, P., Davaux, M., Gasser Dorado, J., Thomas, H., Thomas Florent Essou, C., Andrieu, S., and Mouche, E., 2021. *NMR contribution in sub-horizontal well for porosity-permeability heterogeneity characterization in limestones: implications for 3D reservoir prediction and flow simulation in a world class geothermal aquifer*. 12th European Geothermal PhD Days and Geothermal Winter School (Meet Project), online, 15-18th February 2021, Cergy-Paris University, France (oral et poster). **Catinat, M**., Brigaud, B., Fleury, M., Antics, M., Ungemach, P., Davaux, M., Gasser Dorado, J., Thomas, H., Essou, C., Andrieu, S., Mouche, E., 2021. *NMR contribution in sub-horizontal well for porosity-permeability heterogeneity characterization in limestones: implications for 3D reservoir prediction and flow simulation in a world class geothermal aquifer*. 27^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (RST), Lyon, 1-5 Nov. 2021, <u>https://rst2020-lyon.sciencesconf.org/358881</u> (oral).

2020

Catinat, M., Brigaud, B., Antics, M., 2020. *NMR contribution in sub-horizontal well for porositypermeability heterogeneity characterization in limestones: implications for 3D reservoir prediction and flow simulation in a world class geothermal aquifer*. Groupe Français d'Etude du Jurassique (GFEJ), online, 10 décembre 2020 (oral).

Table des matières

| Chapitre 1 : Introduction générale | 16 - |
|--|------|
| 1. La géothermie : enjeux et quelques notions | 16 - |
| 1.1. La géothermie : une énergie bas carbone | 16 - |
| 1.2. Origine de la chaleur de la Terre | 17 - |
| 1.3. Les différents types de géothermie et leurs applications | 17 - |
| 1.4. Avantages et inconvénients de la géothermie | 20 - |
| 1.5. Système de doublet géothermique | 22 - |
| 2. La géothermie dans les carbonates : intérêt, verrous et objectifs scientifiques de la thèse | 23 - |
| Chapitre 2 : Contextes géologique, structural, paléogéographique, sédimentologique, | |
| stratigraphique et géothermique de la zone d'étude | 31 - |
| 1. Cadres géologique et structural du bassin de Paris | 31 - |
| 1.1. Cadre géologique | 31 - |
| 1.2. Cadre structural | 32 - |
| 1.2.1. Principales structures tectoniques | 32 - |
| 1.2.2. Calendrier des phases tectoniques | 34 - |
| 1.3. Les hydrocarbures dans le bassin de Paris | 36 - |
| 2. Les carbonates du Jurassique moyen | 39 - |
| 2.1. Cadre paléogéographique | 40 - |
| 2.2. Cadre sédimentaire et stratigraphique | 41 - |
| 2.3. Revue bibliographique des propriétés pétrophysiques | 48 - |
| 2.4. Cadre hydrogéologique | 53 - |
| 3. Géothermie en lle-de-France et zone d'étude | 55 - |
| Chapitre 3 : Matériels & Méthodes | 63 - |
| 1. Matériels | 63 - |
| 1.1. Origine et collecte des données | 63 - |
| 1.2. Organisation générale de la base de données | 63 - |
| 1.3. Descriptions des données de forages utilisées pour l'étude | 65 - |
| 1.3.1. Les données géométriques | 65 - |
| 1.3.1.1. Coordonnées géographiques | 65 - |
| 1.3.1.2. Profondeurs des forages et déviations | 67 - |
| 1.3.2. Les données diagraphiques | 69 - |
| 1.3.2.1. Les diagraphies de base | 71 - |
| 1.3.2.2. Les diagraphies électriques | 72 - |
| 1.3.2.3. La diagraphie sonique | 73 - |
| 1.3.2.4. Les diagraphies nucléaires | 74 - |
| 1.3.2.4.1. La diagraphie neutron | 74 - |
| 1.3.2.4.2. La diagraphie de densité | 75 - |
| 1.3.2.4.3. La résonance magnétique nucléaire | 75 - |
| 1.3.2.4.3.1. Historique | 75 - |

| 1.3.2.4.3.2. Principes physiques | 76 - |
|--|------|
| 1.3.2.4.3.3. Diagraphies de résonance magnétique nucléaire | 78 - |
| 1.3.3. Les données dynamiques | 79 - |
| 1.3.3.1. Les données des essais de puits | 79 - |
| 1.3.3.2. Les données des outils de production | 83 - |
| 1.3.3.3. Les données des suivis d'exploitation | 87 - |
| 1.3.4. Les données géologiques et méthodes de description des échantillons | 88 - |
| 1.3.5. Les données pétrophysiques | 90 - |
| 1.4. Synthèse des données utilisées pour l'étude | 92 - |

| 2.1. 1010 | delisation statique | 95 - |
|-----------|--|-------|
| 2.1.1. | Import et contrôle qualité des données | 93 - |
| 2.1.2. | Définition des faciès et interprétation stratigraphique 2D | 94 - |
| 2.1.3. | Modèle structural et maillage | 95 - |
| 2.1.4. | Mise à l'échelle des données | 97 - |
| 2.1.5. | Modélisation géologique | 98 - |
| 2.1.6. | Modélisation pétrophysique | 98 - |
| 2.2. Mo | délisation dynamique | 99 - |
| 2.2.1. | Choix du domaine d'étude et de l'opération géothermique | 99 - |
| 2.2.2. | Paramètres des simulations | 102 - |

| 1. | Synt | thèse de l'article | 106 | - |
|----|------|--|-----|---|
| 1 | .1. | Contexte de l'étude et objectifs scientifiques | 106 | - |
| 1 | .2. | Résultats majeurs et conclusions | 107 | - |

2. Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments..... - 108 -

| 3. | Sup | plementary tables | .123 |
|----|-----|-----------------------|------|
| 3 | .1. | Supplementary Table A | .123 |
| 3 | .2. | Supplementary Table B | .125 |
| 3 | .3. | Supplementary Table C | .131 |
| 3 | .4. | Supplementary Table D | .133 |

| 1. | Syı | nthèse de l'article | 135 |
|----|-----|--|-----|
| 1. | 1. | Contexte de l'étude et objectifs scientifiques | 135 |
| 1. | 2. | Résultats majeurs et conclusions | 136 |

| 3. | Supplementary tables | |
|-----|----------------------------|-----|
| 3.1 | 1. Supplementary Table A | 164 |
| 3.2 | 2. Supplementary Figure S1 | 165 |
| 3.3 | 3. Supplementary Figure S2 | 166 |

| 1. | S | ynthèse de l'article | 168 |
|----|-----|--|-----|
| 1 | .1. | Contexte de l'étude et objectifs scientifiques | 168 |
| 1 | .2. | Résultats majeurs et conclusions | 169 |
| | | | |

| 2. Combining transmissivity and core-scale permeability data: a step forward for the upsca | aling in |
|--|-----------|
| geothermal reservoir 3D models | 171 |
| 2.1. Introduction | 172 |
| 2.2. Geological, geothermal, sedimentological and stratigraphic settings | 173 |
| 2.2.1. The Paris basin: geological, structural and geothermal frameworks | 173 |
| 2.2.2. The Dogger aquifer: paleogeographical, sedimentological and stratigraphic fea | atures177 |
| 2.2.2.1. Paleogeography | 177 |
| 2.2.2.2. Stratigraphy | 177 |
| 2.2.2.3. Sedimentology | 178 |
| 2.3. Materials and methods | 180 |
| 2.3.1. Database (well-logs, petrophysical data, cores, cuttings) | 180 |
| 2.3.2. 3D static models construction workflow | 182 |
| 2.3.2.1. Facies association definition and 2D stratigraphic interpretation | 183 |
| 2.3.2.2. Structural modeling and gridding | 184 |
| 2.3.2.3. Upscaling, facies and petrophysical modeling | 184 |
| 2.4. Results | 186 |
| 2.4.1. General productive layers characteristics | 186 |
| 2.4.2. Linkage between sequence stratigraphy and reservoir architecture | 188 |
| 2.4.3. 3D reservoir models | 190 |
| 2.4.3.1. Facies models | 190 |
| 2.4.3.2. Porosity model | 193 |
| 2.4.3.3. Permeability models | 194 |
| 2.5. Discussions | 199 |
| 2.5.1. Models uncertainties quantification | 199 |
| 2.5.2. Permeability models comparisons | 202 |
| 2.5.3. Combined permeability models | 205 |
| 2.5.4. Productive layers lateral extensions | 208 |
| 2.6. Conclusions | 211 |
| | |
| 3. Supplementary tables | 224 |
| 3.1. Supplementary Table A | 224 |
| 3.2. Supplementary Data B | 229 |
| 3.3. Supplementary Table C | 240 |
| Chapitre 7 : Modélisation thermo-hydro-dynamique du réservoir | 243 |

| 1. Introd | luction | 243 |
|---|---|-----------|
| 2. Prése | ntations des modèles conceptuels utilisés pour le Dogger en géothermie | 245 |
| 3. Mode | les simplifiés du réservoir | 247 |
| 3.1. E | xercice de calibration | 247 |
| 3.1.1. | Les types de modèles numériques utilisés | 247 |
| 3.1.2. | Résultats des simulations avec Pumaflow [™] | 249 |
| 3.1.3. | Comparaison avec les résultats obtenus dans le rapport du BRGM | 251 |
| 3.2. N | Aodélisation de l'impact de la variation de l'épaisseur de l'éponte intermédiaire sur | les temps |
| de perc | ée thermique : cas du modèle sandwich | |
| | | |
| 4. Mode | les hétérogènes du réservoir | 257 |
| 4.1. C | as théoriques | 257 |
| 4.1.1. | Modélisation de l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de p | oercée |
| therm | ique à l'échelle du doublet d'Alfortville | 257 |
| 4.1.2. | Modélisation de l'impact des géométries des corps poro-perméables sur les ter | mps de |
| percé | e thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville | 261 |
| 4.1.3. | Synthèse des résultats | 266 |
| 4.2. C | Cas pratiques | 268 |
| 4.2.1. | Modélisation de l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de p | oercée |
| therm | nique à l'échelle du doublet d'Alfortville | 268 |
| 4.2.2. | Modélisation de l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de p | percée |
| thermique à l'échelle de plusieurs doublets | | |
| 4.2.3. | Comparaison des résultats avec le modèle sandwich | 276 |
| 4.2.4. | Synthèse des résultats | 282 |
| Conclusio | Conclusions générales | |
| Référence | s bibliographiques | 294 |

CHAPITRE 1

-

INTRODUCTION GÉNÉRALE



Chapitre 1 : Introduction générale

- 1. La géothermie : enjeux et quelques notions
 - 1.1. La géothermie : une énergie bas carbone

Les émissions mondiales de dioxyde de carbone (CO₂) résultant de la combustion d'énergie (notamment fossiles) et de procédés industriels ont augmenté de 0.9% en 2022, soit 321 Mt (mégatonnes) supplémentaires de CO₂ émis par rapport à 2021, pour atteindre un nouveau record historique de 36.8 Gt (gigatonnes) (AIE, 2022a). La croissance exponentielle de ces émissions depuis plus d'un siècle, au regard des 2 Gt de CO₂ émis en 1900, entraîne un réchauffement continu de la planète impliquant des conséquences désastreuses et souvent irréversibles pour l'environnement (Stern, 2007). D'après les prévisions de l'IPCC (2023), le réchauffement climatique, depuis l'ère préindustrielle, devrait atteindre 1.5°C entre 2030 et 2052 s'il continue d'augmenter au rythme actuel, et ce malgré les ambitions visant à réduire les émissions de CO₂ déclarées dans le cadre de l'Accord de Paris sur le climat (UNFCCC, 2015).

Pour réduire cette augmentation, le développement des énergies renouvelables (incluant l'énergie hydraulique, solaire, éolienne, géothermique ou marémotrice entre autres) apparaît comme une solution incontournable pour assurer une réduction efficace des émissions de CO₂ à l'échelle mondiale (Khaleel et al., 2022; Li et al., 2015). C'est le cas par exemple dans le secteur de l'électricité où la forte croissance du développement de l'énergie solaire photovoltaïque et éolienne a permis d'éviter le rejet de 465 Mt de CO₂ dans l'atmosphère en 2022, et dont la production devrait encore doubler au cours des cinq prochaines années (AIE, 2022a, 2022b). Néanmoins, au-delà de leurs contributions non négligeables à des secteurs spécifiques comme celui de l'électricité, les énergies renouvelables restent encore trop faiblement utilisées au regard de l'énergie nucléaire et des ressources pétrolières et gazières (AIE, 2022b). En France par exemple, la part d'énergies renouvelables dans la consommation d'énergie primaire en 2021 n'atteignait que 13%, contre 40% de nucléaire, 28% de pétrole, 16% de gaz naturel et 3 % de charbon (Ministère de la transition énergétique, 2022). La production primaire d'énergies renouvelables s'élevait au total à 345 TWh (térawatt-heure) et était principalement assurée par les filières de la biomasse (38%), de l'hydraulique (17%) et de l'éolien (11%) (Ministère de la transition énergétique, 2022). Parmi toutes les filières renouvelables développées, le développement de l'énergie géothermique est restée particulièrement faible, ne représentant que 2% dans la contribution à la production primaire d'énergies renouvelables (Ministère de la transition énergétique, 2022). Malgré cette faible contribution en France, l'exploitation des ressources géothermiques mondiales, intégrant les champs de basse, moyenne et haute température, apparaît comme une stratégie de développement prometteuse pour réaliser la transition énergétique (Lee, 1996; Lund and Toth, 2021; Moeck, 2014; Zheng et al., 2015).

En 2019, la production mondiale d'énergie issue de ressources géothermiques pour une utilisation directe a été estimée à 107 727 MWt (mégawatt thermique) soit une augmentation de 52% par rapport à 2015 (Lund and Toth, 2021). Les principales utilisations de cette énergie ont concerné les pompes à chaleur géothermiques (représentant 58.8% de la production), la balnéologie (18%) et le chauffage urbains (16%) permettant d'éviter le rejet de près de 253 Mt de CO₂ dans l'atmosphère en 2019 (Ghosh and Prelas, 2011; Lund and Toth, 2021). Plus précisément en Europe, les premières utilisations de l'énergie géothermique ont d'abord vu le jour en Italie et en France afin de produire de l'électricité à partir de l'exploitation de vapeur (en Italie) et de la chaleur à partir de sources chaudes (en France) (McMullan and Strub, 1981). Presque l'ensemble des pays d'Europe utilisent aujourd'hui l'énergie géothermique dont l'Islande, la France et l'Allemagne figurent comme les leaders européens notamment en termes chauffage urbain (Lund and Toth, 2021). Les champs présentant les plus forts potentiels géothermiques sont essentiellement localisés dans sept pays européens, à savoir en Islande, en Italie, en

Grèce, en France, en Allemagne, en Autriche et en Roumanie (Antics and Sanner, 2007; Cloetingh et al., 2010; Hurter and Schellschmidt, 2003).

1.2. Origine de la chaleur de la Terre

La planète Terre peut être assimilée à une machine thermomécanique qui consomme, transforme et rejette de l'énergie en continu pour maintenir certaines conditions d'équilibre. Elle tend vers cet équilibre grâce aux flux de chaleur qui sont dissipés en son enveloppe. Les températures en son centre peuvent atteindre jusqu'à plus de 4200°C et la chaleur dissipée progresse lentement vers sa surface où, à certains endroits, elle peut être facilement récupérée (Ghosh and Prelas, 2011). Il existe deux sources principales de flux de chaleur interne (Barbier, 2002; Biju-Duval, 1999; Herndon, 2017). La première source correspond à l'énergie produite au niveau du noyau, du manteau et de la croûte terrestre par désintégration d'éléments radioactifs (⁴⁰K, ²³²Th, ²³⁵U et ²³⁸U) correspondant en moyenne à 75% du flux de chaleur terrestre. Et d'autre part, la seconde source correspond à la conversion de l'énergie cinétique emmagasinée au centre de la Terre lors de sa phase d'accrétion initiale correspondant aux 25% restants (Barbier, 2002). La majorité de ces flux sont dissipés par conduction dans le noyau interne et les croûtes lithosphériques, et par convection dans le manteau asthénosphérique et le noyau externe (Barbier, 2002). Certains flux sont également dissipés par advection où des sources de chaleur localisées remontent depuis le manteau vers la croûte terrestre constituant de véritables points chauds à l'origine de phénomènes volcaniques. Enfin, l'énergie non dissipée par l'un de ces trois mécanismes s'échappe de la planète par radiations vers l'espace. La distribution de l'ensemble de ces flux de chaleur n'est pas uniforme à la surface du globe terrestre (Barbier, 2002). Certains endroits présentent des flux thermiques plus importants que d'autres comme au niveau des dorsales océaniques ou encore à l'aplomb de zones de subduction généralement marquées par une intense activité volcanique. Le flux thermique moyen provenant de la croûte continentale est de l'ordre de 57 mW.m⁻², une valeur presque deux fois inférieure à celle de la croûte océanique avoisinant les 100 mW.m⁻² (Barbier, 2002). Le flux thermique moyen de la Terre est de 82 mW.m⁻² pour une production mondiale totale supérieure à 4.10¹³ W (Haenel et al., 1988).

1.3. Les différents types de géothermie et leurs applications

La géothermie correspond à l'exploitation de la chaleur de la Terre pour l'utiliser comme source d'énergie (Barbier, 2002; Muffler, 1978). Cette chaleur est emmagasinée dans la croûte terrestre à différentes profondeurs et peut être récupérée par l'exploitation de fluides caloporteurs appelé fluides géothermaux. La présence de fluides en profondeur résulte essentiellement de l'infiltration d'eau de pluie dans la croûte terrestre depuis des zones de recharges en surface (Barbier, 2002; Hochstein, 1990). Ces fluides sont ensuite réchauffés en profondeur au contact des roches encaissantes (ou réservoirs) à des températures variées. Par définition, un système géothermique classique peut donc être caractérisé par les trois éléments suivants : (1) une source de chaleur ; (2) un réservoir ; et (3) un fluide géothermal (Ghosh and Prelas, 2011). Lorsque le milieu est dépourvu d'eau, l'utilisation de sondes géothermiques est possible afin de capter la chaleur du sous-sol. La géothermie est donc déployable partout à la surface de la Terre. La chaleur du sous-sol peut être utilisée directement pour produire de la chaleur, on parle alors d'usage direct ou bien être utilisée pour produire de l'électricité. Les variations de température en fonction de la profondeur dans la croûte terrestre peuvent être quantifiée par un gradient, dit gradient géothermique, qui augmente en moyenne de 3°C pour 100 m de profondeur à l'échelle mondiale (Barbier, 2002; Housse and Maget, 1976). Il existe aussi des endroits sur Terre où ce gradient est nettement supérieur à la moyenne, notamment dans des zones situés à plusieurs kilomètres de profondeurs où la présence de corps magmatiques en cours de refroidissement dégagent de forte quantité de chaleur (Barbier, 2002).

Plus précisément, il est possible de distinguer deux types de géothermie (ADEME, 2021; Afpg, 2021) :

- La <u>géothermie dite « de surface »</u> ou de « faible profondeur » exploitant la chaleur à moins de 200 m de profondeur.
- La <u>géothermie dite « profonde »</u> exploitant la chaleur à plus de 200 m de profondeur, typiquement entre 500 m et 4 à 5 km pour les ressources les plus profondes.

Chaque catégorie présente des usages et des applications variés en fonction de la profondeur et de la chaleur de la ressource exploitée (Hochstein, 1988; Hurter and Schellschmidt, 2003; Lindal, 1973).

On parle généralement de géothermie de surface pour les installations les plus superficielles comprises entre 0 à 200 m de profondeur et qui puisent l'énergie dans le sol ou dans l'eau à une température relativement faible (de l'ordre de 10°C à 20°C) (ADEME, 2021). Elle est principalement destinée à des usages domestiques et individuels mais peut également être utilisée dans les secteurs collectif et tertiaire (hôpitaux, bureaux, écoquartiers...) (Figure 1). Elle permet de répondre entre autres aux besoins de chauffage, de production d'eau chaude sanitaire (ECS), de climatisation ou encore de rafraîchissement de bâtiments neufs ou rénovés (ADEME, 2021; SER, 2020). Elle peut aussi être utilisée pour des usages agricoles et industriels comme pour la climatisation de serres agricoles, la pisciculture ou pour des procédés industriels (ADEME, 2008). Une installation de géothermie de surface est constituée de 3 éléments principaux : (1) un dispositif de captage ; (2) un dispositif de production ; et (3) un dispositif de régulation (Afpg, 2021). Les dispositifs de captage permettent d'acheminer « la chaleur » du sous-sol vers la surface. Ce captage peut s'effectuer de différentes manières.

- Le captage sur nappe permet de capter les calories de l'eau dans une nappe de faible profondeur grâce à la mise en place de deux (ou trois) forages qui fonctionnent en système ouvert (Figure 1). Un forage d'alimentation est d'abord utilisé pour pomper l'eau vers la surface et le second (ou le troisième) est ensuite utilisé pour restituer l'eau refroidie (ou réchauffée dans le cas de la climatisation) dans la nappe (Afpg, 2021).
- Un autre dispositif consiste à capter les calories du sol par l'intermédiaire de songes géothermiques verticales (SGV) (Figure 1). Ces sondes peuvent être constituées d'une boucle (« tube en U ») ou de deux boucles (« double-U ») dans lesquelles circule en circuit fermé un fluide caloporteur. Plusieurs sondes peuvent être installées dans le cas de chauffage ou de refroidissement de grosses infrastructures (Figure 1), on parle alors de champ de sondes géothermiques verticales (CSGV) (Afpg, 2021).
- Un autre dispositif consiste à récupérer les calories du sol par un captage dit horizontal. Ce système est constitué de tubes situés entre 80 et 120 cm de profondeur dans lesquels circule de l'eau glycolée (c'est-à-dire qui ne peut pas geler) en circuit fermé (Afpg, 2021). Il nécessite en général d'être installé sur une superficie importante car l'énergie qu'il permet de capter à cette profondeur dépend principalement du rayonnement solaire (Afpg, 2021).
- Enfin, une dernière technique consiste à intégrer dans les fondations d'un bâtiment (par exemple dans les pieux) un système de captage d'énergie constitué d'un réseau de tubes dans lequel circule de l'eau glycolée en circuit fermé. Ces fondations dites thermoactives servent alors à la fois d'éléments de portage mais aussi d'échangeurs de chaleur avec le terrain environnant (Afpg, 2021).

Une fois que les calories du sous-sol ont été récupérées par un système de captage, l'installation d'un dispositif de production est nécessaire. Cette production peut être assurée par la mise en place d'une pompe à chaleur géothermique (PAC) qui permet de transférer les calories d'un milieu vers un autre (Afpg, 2021). Elle peut être raccordée à un circuit de chauffage central, à un ballon d'eau chaude ou à des radiateurs. Enfin, il est possible d'utiliser la fraîcheur du sous-sol (en moyenne à 12°C) par la technique dite de *geocooling* qui permet de rafraîchir directement et naturellement un bâtiment par simples échanges thermiques, sans fonctionnement de la pompe à chaleur géothermique (Figure 1).

Les installations de géothermie profonde exploitent l'eau géothermale à des températures généralement comprises entre 30 et 150°C (ADEME, 2021; SER, 2020). Cette exploitation de la chaleur s'effectue souvent entre 800 et 2000 m de profondeur là ou des nappes d'eau souterraines, aussi appelées réservoirs ou aquifères, sont présentes. Dans la plupart des cas, ces nappes d'eaux chaudes sont exploitées par l'intermédiaire d'un puits producteur et d'un puits injecteur, on parle alors de système de doublet géothermique (Figure 1). L'énergie de la ressource récupérée peut être valorisée de différentes manières. Elle est généralement valorisée par une utilisation directe qui consiste à alimenter des réseaux de chaleur en surface permettant de chauffer des immeubles ou des quartiers entiers (BRGM, 1980; SER, 2020). Néanmoins, elle peut aussi être utilisée pour d'autres applications comme pour des procédés industriels (utilisant la vapeur, l'air chaud ou l'eau chaude), des procédés agricoles (chauffage de serre, pisciculture...) ou encore pour applications aqualudiques (piscines, centres nautiques, thermes...) (Afpg, 2021).

Par ailleurs, à des profondeurs plus importantes, généralement comprises entre 2 à 5 km, des roches poreuses mais souvent faiblement perméables (par exemple en milieu fracturé mais avec des fractures non connectées) et moins riches en eau géothermale, sont présentes. Leurs propriétés réservoir sont donc assez faibles et nécessitent souvent d'être créées artificiellement. Cette stimulation n'est pas toujours systématique, comme pour le forage géothermique « GRT-2 » de Rittershoffen en Alsace qui a été foré directement dans le socle du graben rhénan dans une zone faille endommagée. Cependant, pour les réservoirs qui ne présentent pas « naturellement » de très bonnes potentialités, ils peuvent être « stimulés » de manière anthropique afin d'accroitre leurs perméabilités. Cette stimulation s'opère généralement par fracturation hydraulique ou par injection d'un fluide acide ce qui permet d'augmenter la perméabilité du réservoir en périphérie des ouvrages. Les réservoirs qui sont ciblés correspondent à des milieux naturellement fracturés et sont communément appelés « *Enhanced Geothermal Systems »* (EGS) (Ledésert et al., 2022; Lu, 2018; Pan et al., 2019). Ces systèmes « stimulés à haute température (> 90°C) qui circulent préférentiellement à travers des réseaux de fractures (Figure 1) (SER, 2020).



Figure 1: Exemple d'utilisation de chaleur ou de froid en milieu urbain (d'après l'article de B. Brigaud paru en 2023 dans The Conversation, <u>https://theconversation.com/la-geothermie-enjeu-majeur-pour-la-neutralite-carbone-des-</u><u>zones-urbaines-207994</u>). En géothermie de surface, une pompe à chaleur (PAC) permet de valoriser l'énergie du soussol captée par différents dispositifs comme des sondes géothermiques verticales ou des doublets sur nappes destinés à chauffer ou refroidir des bâtiments. Cette PAC peut être réversible, utilisée en mode climatisation l'été, utilisée en mode chauffage l'hiver, ou encore en pause. En l'absence de PAC, les sondes peuvent rafraîchir des bâtiments par geocooling. En géothermie profonde, la chaleur est principalement exploitée par l'installation d'un doublet géothermique qui permet d'alimenter un réseau de chaleur urbain collectif.

1.4. Avantages et inconvénients de la géothermie

L'utilisation de la géothermie présente de nombreux avantages. La géothermie est une source d'énergie propre et décarbonée (SER, 2020; Soltani et al., 2021). Contrairement à d'autres sources d'énergies comme le nucléaire, l'hydrogène ou les énergies fossiles, elle ne génère aucun déchet polluants et ne contribue pas à la dégradation du climat en raison de ses faibles émissions de dioxyde de carbone (ADEME, 2008; Dincer and Acar, 2015; Maradin, 2021; Soltani et al., 2021). Aussi, la géothermie présente l'avantage d'être une source d'énergie renouvelable car les flux de chaleur émis par la Terre permettent de produire de la chaleur en continu (SER, 2020). Cela signifie que c'est une énergie pérenne à condition (1) d'opter pour la réinjection du fluide géothermal dans les nappes ciblées pour éviter d'épuiser trop vite la ressource ; (2) d'exploiter raisonnablement les ressources avec un dimensionnement du système géothermique adapté aux besoins de surface ; et (3) que les ressources en eau des aquifères superficiels ou profonds soit renouvelées en continu. Pour la géothermie exploitant des ressources très superficielles, cette recharge est en partie contrôlée par des événements climatiques extérieurs tels que le taux d'ensoleillement ou le ruissellement de l'eau de pluie en surface (SER, 2020). Cette dépendance aux conditions atmosphériques est néanmoins bien plus limitée que celle requise pour les systèmes exploitant l'énergie solaire ou éolienne qui ne fonctionnent que de manière intermittente (Li et al., 2015; SER, 2020; Soltani et al., 2021). Par ailleurs, le troisième avantage de la géothermie est qu'elle est disponible partout car la chaleur du sous-sol est présente sur tous les continents et peut être facilement récupérée à de faibles profondeurs. Elle est également silencieuse et sans impact sur le paysage car les forages géothermiques ne sont plus visibles en surface lorsqu'ils sont mis en fonctionnement (ADEME, 2008). Enfin, la géothermie est économique car elle est rentable sur le long terme (SER, 2020). Pour un système géothermique destiné à alimenter des réseaux de chaleur par exemple, la durée de vie moyenne d'une opération est de 30 ans et présente des coûts de fonctionnement réduits et stables par rapport à une solution de chauffage classique (Afpg, 2021; Barbier, 2002; Hamm et al., 2016). Ces installations produisent en moyenne quatre fois plus de chaleur qu'ils ne consomment d'électricité, ce qui contribue à offrir à long terme une excellente rentabilité des systèmes installées (SER, 2020).

Comme toutes les autres sources d'énergie, la géothermie présente aussi des inconvénients. Malgré un développement croissant depuis plusieurs années à l'échelle mondiale (Lund and Toth, 2021), la géothermie demeure une source d'énergie renouvelable assez peu répandue car elle nécessite au départ des compétences techniques et des coûts d'investissements élevés bien que compensés ultérieurement par la rentabilité des opérations sur le long terme (Ellabban et al., 2014; Li et al., 2015; SER, 2020). D'un point de vue écologique, le fonctionnement des pompes à chaleur (pour la géothermie de surface) permettant de produire du chaud ou du froid n'est pas non plus sans conséquence sur l'environnement. Ces pompes à chaleur consomment en effet de l'électricité et contiennent un fluide frigorigène contenant des hydrofluorocarbures (composés d'atomes de carbone, de fluor et d'hydrogène), de puissants gaz à effet de serre qui ont un impact plus fort sur l'environnement que le CO2. Ces pompes à chaleur nécessitent d'être contrôlées, entretenues et recyclées par des professionnels qualifiés (SER, 2020). D'autre part, la géothermie est une énergie locale qui nécessite la plupart du temps d'être consommée là où elle est produite car le transport de la chaleur sur de longues distances peut générer des pertes thermiques (à la différence du transport de l'électricité via des lignes électriques par exemple). Les systèmes géothermiques doivent donc être installés dans des zones à proximité directe des besoins de surfaces, en général dans des zones à forte densité de population (en ce qui concerne par exemple les réseaux de chaleur urbains), ce qui complexifie ainsi l'implantation de nouvelles opérations (SER, 2020). De plus, en fonction de la structure et de la géologie des formations ciblées, l'énergie géothermique peut s'avérer plus ou moins difficile à évaluer et à extraire malgré le développement progressif de nouvelles technologies (comme les systèmes EGS) permettant de récupérer par exemple des ressources à plus grandes profondeurs et à hautes températures (ADEME, 2008; SER, 2020). Une mauvaise évaluation des potentialités d'un réservoir, notamment en termes de qualité et de quantité de ressources à récupérer, implique également des risques financiers importants pour les opérateurs géothermiques si les objectifs de production fixés en amont ne sont pas remplis (Soltani et al., 2021). D'un point de vue plus technique, des coûts d'entretien additionnels sont à prendre en compte pour limiter les problèmes liés à la corrosion, l'entartrage, ou le colmatage des forages géothermiques pour favoriser une exploitation optimale sur le long terme (Ellabban et al., 2014; Lopez et al., 2010; Meller et al., 2018). Lorsqu'une opération géothermique est mise en service, certains risques environnementaux comme ceux liés à la contamination d'une nappe phréatique ne sont pas non plus négligeables. Une cimentation de puits défectueuse compromettant l'intégrité de l'ouvrage peut en effet induire un risque de contamination du sous-sol par une infiltration du fluide géothermal dans une nappe, et ce d'autant que le fluide réinjecté est parfois porteur de produits chimiques destinés à éviter la détérioration des ouvrages (Meller et al., 2018; Van de Watering and Van der Velde, 2019). Enfin, les activités sismigues induites autour de forages par l'injection de fluides à des fins de fracturation hydraulique dans un réservoir (en particulier pour les sites géothermiques de type EGS) sont aussi à prendre en considération. Il est important de préciser ici que la fracturation hydraulique est interdite en France depuis 2011 (Loi n° 2011-835). Bien que ces phénomènes soient peu fréquents, exploiter une zone géologique faillée peut s'avérer très risqué (Grünthal, 2014). Par exemple, la géothermie dans la région de Strasbourg a été récemment impactée par des secousses sismiques ressenties par la population en 2019 et 2020. Le développement de la géothermie dans cette région a de ce fait été fortement perturbée avec plusieurs

projets actuellement à l'arrêt (Maury et al., 2023; Terrier et al., 2022). Une synthèse des avantages et des inconvénients de la géothermie est présentée dans le Tableau 1.

| Énergie géothermique | | | |
|---|---|--|--|
| Avantages | Inconvénients | | |
| Énergie bas carbone Énergie renouvelable faiblement dépendante des conditions atmosphériques (non intermittente) Énergie disponible partout sur Terre Énergie qui peut être produite localement Énergie discrète et silencieuse Énergie économique car | Compétences techniques et coûts d'investissements élevés Long délai de réalisations Consommation d'électricité et entretien des PACs Énergie locale non délocalisable Risques financiers liés à l'évaluation et à la récupération des ressources Coûts d'entretien des opérations (corrosion, entartrage et colmatage) Risques de contamination des eaux souterraines Risques de sismicité induite (EGS) | | |

Tableau 1: Tableau récapitulatif des principaux avantages et inconvénients de l'énergie géothermique.

1.5. Système de doublet géothermique

A la différence des champs d'hydrocarbures, les champs géothermiques sont généralement exploités par des systèmes qui permettent une circulation continue de la chaleur et des fluides géothermaux (Barbier, 2002). Dans le cas de la géothermie profonde en particulier, la chaleur du sous-sol est principalement récupérée par la réalisation de forages (ou puits) géothermiques exploitant l'eau géothermale (ADEME, 2008). La configuration optimale pour mettre en place une boucle géothermale ouverte consiste à forer deux puits qui fonctionnent simultanément (Figure 1, Figure 2). Cette technique, dont la France est le premier pays à en avoir généralisé l'usage, est appelée « doublet géothermigue ». Elle repose sur le forage d'un puits producteur et d'un puits injecteur opérant à même débit (Coudert and Jaudin, 1988; Ignatiadis et al., 1998; Lopez et al., 2010; Matray and Menjoz, 1996). Lors de l'exploitation industrielle, le puits de production permet de pomper le fluide profond jusqu'à l'échangeur thermique en surface à l'aide d'un dispositif de pompage immergé (Matray and Menjoz, 1996). Par le biais de cet échangeur, le contenu énergétique du fluide est ensuite transmis à un circuit secondaire d'eau douce. Ce circuit correspond à un réseau de chaleur chargé de distribuer la chaleur à chaque immeuble en surface (Figure 2). Cette séparation des circuits (boucle géothermale versus réseaux de chaleur) est en général nécessaire pour éviter des réhabilitations de puits coûteuses car le fluide géothermal est souvent corrosif (ADEME, 2008; Longin, 1991). Une fois les calories du fluide géothermal récupérées, le forage de réinjection permet la restitution de l'intégralité du débit prélevé dans le réservoir à l'aide d'une pompe de réinjection installée en surface (ADEME, 2008; Ignatiadis et al., 1998). Le volume d'eau froide restitué est donc identique au volume d'eau chaude produite favorisant ainsi le prolongement de la durée de vie commerciale de l'exploitation. Dans certains cas néanmoins, les taux de production de fluides chauds peuvent être aussi supérieurs à ceux de la réinjection mettant en péril la pérennité d'une opération (Barbier, 2002). Les principaux avantages du processus de réinjection sont (1) l'absence de rejets dans l'environnement de surface car l'eau géothermale est directement restituée dans son aquifère à la même profondeur ; (2) la stabilité des pressions d'exploitation et le maintien du niveau piézométrique de la nappe exploitée ; (3) la pérennité du débit hydraulique ; et (4) un impact assez limité sur l'état du réservoir en termes de périmètre d'exploitation (Lopez and Millot, 2008; Matray and Menjoz, 1996; Stefansson, 1997). En contrepartie, ce processus de réinjection présente aussi des

inconvénients car il provoque le refroidissement du réservoir marqué par le développement progressif d'une masse d'eau froide, communément appelée « bulle froide », en périphérie du puits d'injection (Lopez et al., 2010; Lopez and Millot, 2008; Matray and Menjoz, 1996). Au fur et à mesure du temps, cette bulle va progressivement migrer vers le puits producteur et contribuer par mélange au refroidissement du fluide exploité, compromettant ainsi la durabilité et la rentabilité d'une opération. Pour évaluer avec précision la durée de vie d'un système, il est possible de prédire le temps à partir duquel cette « bulle froide » va atteindre le puits de pompage, on parle dès lors de « temps de percée thermique ». Ce temps correspond par définition au moment où les premières particules d'eau froides atteignent le puits de production (Matray and Menjoz, 1996). Il est utilisé pour caractériser le taux d'exploitation d'un réservoir ainsi que la baisse de température enregistrée dans le puits de production (Lopez et al., 2010). Pour limiter l'expansion rapide de la « bulle froide » vers le puits de pompage, les fonds de puits (point de pompage et de ré-injection) d'un même doublet sont souvent espacés d'une distance supérieure au kilomètre en profondeur au sein d'un réservoir ciblé (ADEME, 2008). Cette distance est en général calculée pour qu'aucune baisse de température n'apparaisse dans un délai équivalent à la durée de vie de l'installation, souvent de l'ordre de 20 à 30 ans (Coudert and Jaudin, 1988). Si une baisse de température est constatée, les débits de production et d'injection peuvent être modulés afin de limiter le refroidissement du réservoir, ou bien temporairement arrêter pour laisser le temps au fluide géothermal de se réchauffer (ADEME, 2008).



Figure 2: Schéma simplifié du principe de fonctionnement d'un doublet géothermique destiné à alimenter à un réseau de chaleur en surface (modifié d'après ©ADEME-BRGM). Le fluide chaud est extrait dans le puits producteur (en rouge) et restitué dans le réservoir via le puits injecteur (en bleu). Cette restitution favorise le développement progressif d'une « bulle froide » au cours du temps localisée à la périphérie du puits injecteur dans le réservoir ciblé.

2. La géothermie dans les carbonates : intérêt, verrous et objectifs scientifiques de la thèse En France métropolitaine, les ressources de géothermie profonde sont exploitées dans les aquifères des bassins sédimentaires depuis la fin des années 70 et principalement destinées à des projets de chauffage urbain (Boissavy et al., 2019; Bonté et al., 2010; Coudert and Jaudin, 1988; Jaudin et al., 2009; Lund and Toth, 2021). La France possède aujourd'hui un total de 77 opérations géothermiques en fonctionnement destinées à la production de chaleur par géothermie profonde (ADEME, 2020, 2021; Lund and Toth, 2021). Les principales ressources sont identifiées dans le bassin de Paris (54 installations), le bassin Aquitain (17 installations) et le bassin du Sud-Est (4 installations) (ADEME, 2021; Jaudin et al., 2009; Lavigne and Maget, 1977). De plus rares champs géothermiques sont aussi exploitées dans les fossés d'effondrement de la Bresse et de la Limagne (ADEME, 2021; Jaudin et al., 2009; Lavigne and Maget, 1977). Le développement de la géothermie profonde à de très hautes températures est en revanche beaucoup plus limité. Sur le territoire métropolitain, seul le site expérimental EGS (Enhanced Geothermal Systems) de Soultz-sous-Forêt, situé dans le fossé Rhénan en Alsace et initié à la fin des années 90, a permis de produire de l'électricité à partir de l'exploitation de ressources profondes, parfois présentes jusqu'à 5 km de profondeur (Antics and Sanner, 2007; Baujard et al., 2017; Ledésert and Hébert, 2020; Lucas et al., 2020; Trullengue et al., 2018). En outremer, une autre centrale géothermigue a également été implantée à Bouillante en Guadeloupe en 2004 afin de produire de l'électricité en utilisant l'énergie produite par l'activité volcanique (Antics and Sanner, 2007; Boissavy et al., 2019). Enfin, un autre projet de géothermie profonde de type EGS situé à Rittershoffen au Nord de l'Alsace, à moins de 10 km du site de Soultz-en-Forêt, a été mis en service plus récemment en 2016 pour répondre à des besoins industriels et agricoles en produisant des fluides à plus de 170°C (Boissavy et al., 2019; Lund and Toth, 2021; Mouchot et al., 2019).

Parmi les trois grands bassins sédimentaires français, le bassin de Paris demeure le plus attractif pour la prospection géothermale profonde avec un fort potentiel recensé depuis les années 1960, synthétisé dans le rapport de Housse and Maget (1976). Ce potentiel est justifié par la présence de ressources géothermales abondantes situées sous des territoires fortement urbanisés propices au développement de réseaux de chaleur (Boissavy and Grière, 2014). Ces ressources, principalement exploitées dans le sous-sol d'Ile-de-France, qui demeure la région la plus urbanisée de l'hexagone, présentent des températures supérieures à 30°C et sont abritées dans cinq aquifères principaux : les sables de l'Albien et du Néocomien (Crétacé inférieur), les calcaires du Lusitanien correspondant à l'Oxfordien et au Kimméridgien actuels (Jurassique supérieur), les calcaires du Jurassique moyen (Dogger) et les grès du Rhétien (Trias supérieur entre autres) (Bel et al., 2012; Coudert and Jaudin, 1988; Jaudin et al., 2009; Lund and Toth, 2021; Maget, 1981). La plupart des exploitations géothermiques installées dans la région exploite la chaleur du sous-sol par l'intermédiaire de doublets géothermiques (Hamm et al., 2016; Lopez et al., 2010).

Au cœur du bassin, l'aquifère du Jurassique moyen reste de loin la cible privilégiée pour le développement de la géothermie depuis les années 80 car il comporte le plus grand nombre d'unités de production géothermique au monde alimentant des réseaux de chaleur urbains (Lund and Toth, 2021). Il existe à ce jour un total de 47 opérations en activité au Dogger, principalement destinées au chauffage collectif, qui permettent de chauffer près de 6 à 7% des 12 millions d'habitants présents en région lle-de-France (Boissavy et al., 2019). Une opération conventionnelle permet en général de produire de l'eau chaude pour environ 4000 à 6000 logements (ADEME, 2015; Boissavy et al., 2019).

Plus précisément, la majorité de cette production est assurée par l'eau géothermale contenue dans les carbonates du Bathonien (sous-étage du Jurassique moyen). Ces sédiments carbonatés se sont déposés dans un environnement marin il y a à peu près 166 millions d'années (Contini et al., 1980; Jaudin et al., 2009). Dans la région, ces dépôts carbonatés sont situés en moyenne entre 1500 m et 2000 m de profondeur pour des températures des eaux géothermales comprises entre 55°C et 80°C (Bonté et al.,

2010; Housse and Maget, 1976; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989). Ces dépôts sont caractérisés par une structure stratifiée complexe mise en évidence par l'interprétation de diagraphies (logs de flowmétrie) acquis pendant les essais de pompage des puits géothermiques (Hamm et al., 2015; Menjoz et al., 1993). Ces interprétations, réalisées de manière systématique dans la région, révèlent que l'aquifère du Bathonien est composé de plusieurs niveaux producteurs dont les distributions verticales sont très hétérogènes et varient fortement d'un puits à l'autre (Hamm et al., 2015; Menjoz et al., 1993). Pour presque tous les forages étudiés en lle-de-France, les niveaux producteurs sont principalement identifiés dans deux formations sédimentaires distinctes : (1) la formation des *Calcaires de Comblanchien* ; et (2) la formation de l'*Oolithe Blanche* (Brosse et al., 2010; Giot and Rojas, 1981; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989). La production est principalement assurée par l'*Oolithe Blanche* (de l'ordre de 50% à 70%) et dans une moindre mesure par le *Comblanchien* (Hamm et al., 2015; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989).

Verrou scientifique n°1 : Difficulté à bien caractériser et spatialiser les niveaux producteurs.

Au sein de l'aquifère, les corrélations des horizons producteurs identifiés lors des tests de puits est complexe, même pour des puits relativement proches (distants d'environ 1.5 km). La difficulté pour corréler et prédire dans l'espace les niveaux perméables est un verrou majeur et constitue un risque sérieux pour l'implantation de nouveaux forages (Hamm et al., 2015; Jaudin et al., 2009).

Aussi, la pérennité des opérations dépend de deux conditions essentielles : (1) une perméabilité suffisante au sein du réservoir pour permettre une bonne circulation du fluide géothermal (Barbier, 2002) ; et (2) une température suffisament élevée, en générale supérieure à 50°C pour alimenter correctement le réseau de chaleur en surface, ce qui est le cas pour les carbonates du Jurassique moyen du centre du bassin de Paris (Barbier, 2002; Bonté et al., 2010; Lindal, 1973). Pour optimiser le fonctionnement des futurs doublets géothermiques dans cet aquifère, une meilleure connaissance de l'hétérogénéité des propriétés réservoir du sous-sol s'avère donc indispensable. Cette connaissance est d'autant plus nécessaire que la région présente déjà une très forte densité d'installations. En 2017, une des solutions pour limiter le nombre d'installations dans des zones fortement exploitées a consisté à forer deux puits sub-horizontaux (Ungemach et al., 2019; Wielemaker et al., 2020). Cette architecture innovante a permis de remplacer deux anciens doublets en activité depuis les années 80 tout en conservant des débits de productions élevés (Ungemach et al., 2019; Wielemaker et al., 2020).

Néanmoins, au-delà de cette technique de forage novatrice, une exploration plus précise du réservoir est requise pour évaluer plus finement les hétérogénéités du réservoir géothermique. Cette phase d'exploration nécessite de faire appel aux techniques couramment utilisées dans l'industrie pétrolière en élaborant par exemple des programmes de carottage ou de diagraphies. Ces programmes, qui sont généralement moins fréquents dans l'industrie géothermique en raison de coûts opérationnels élevés (Ignatiadis et al., 1998), ont été récemment développés dans la région. Ils intègrent pour la première fois dans le secteur de la géothermie en France le déploiement inédit de diagraphies de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) (Ungemach et al., 2018; Ungemach and Antics, 2020). Le carottage d'une section de 36 mètres dans le réservoir a également été effectué dans le cadre d'un programme de recherche collaboratif (Ungemach and Antics, 2020). En géothermie, un tel programme de recherche ciblant les carbonates du Dogger dans cette partie du bassin n'avait pas vu le jour depuis 1981, année pendant laquelle une unique carotte avait été récupérée dans un puits géothermique implanté dans la commune d'Aulnay-sous-Bois (Giot and Rojas, 1981; Robelin and Giot, 1985). Plus précisément, les diagraphies RMN ont été enregistrées dans trois puits géothermiques différents. Le premier est situé à Cachan dans le département du Val-de-Marne (puits GCAH2) et les deux autres à Bobigny en Seine-Saint-Denis (puits GBD1 et GBD3) (Ungemach et al., 2019; Ungemach and Antics, 2020). La carotte a elle aussi été récupérée dans l'un des puits implantés dans la commune de Bobigny (puits GBD4) (Ungemach et al., 2018). Cette carotte a été décrite dans le cadre de cette thèse et a été analysée en laboratoire sous différents aspects (pétrographique et pétrophysique).

Dans les calcaires, les paramètres pétrophysiques sont en grande partie contrôlés par les environnements sédimentaires initiaux et par la surimposition de processus diagenétiques incluant la fracturation (Choquette and Pray, 1970; Dunham, 1962; Lønøy, 2006; Lucia, 1995, 2007; Moore, 1989, 2001). Ces processus conduisent à modifier, soit par amélioration ou détérioration, la structure des réseaux poreux des roches lors de leurs enfouissement et exhumation au cours du temps (Goodner et al., 2020; Melim et al., 2001; Moore, 2001, 1989). Ces modifications jouent un rôle majeur puisqu'elles influent directement sur les propriétés de porosité et de perméabilité des roches qui contrôlent en grande partie la qualité du réservoir (Bohnsack et al., 2020; Ehrenberg, 2007; Ehrenberg and Nadeau, 2005; Ronchi et al., 2010; van der Land et al., 2013; Zinszner and Pellerin, 2007). C'est le cas pour le réservoir géothermique du Dogger dans cette partie du bassin où, par exemple, des marqueurs de dissolution de dolomite ont été observés lors de précédentes études, contribuant à améliorer la structure du réseau poreux des roches (Purser, 1985; Thomas et al., 2023). Des processus de cimentations précoces ou tardifs, permettant de préserver ou détériorer la porosité des roches, ont aussi été identifiés à partir de l'observation des carottes du puits d'Aulnay-sous-Bois ou à partir de déblais de forages récupérés dans certains puits géothermiques (Bril et al., 1994; Robelin and Giot, 1985, 1987; Thomas et al., 2023).

Verrou scientifique n°2 : Rareté des études sur carottes.

La rareté des études sur carottes dans la région permettant de mieux caractériser les hétérogénéités géologiques (dont la diagenèse) et pétrophysiques du réservoir géothermique constitue un verrou majeur. En l'absence de carottes, les interprétations des diagraphies déployées dans les puits sont plus complexes, en particulier celles de RMN qui nécessitent d'être calibrées pour le réservoir du Dogger à partir d'échantillons analysés en laboratoire.

Essayer de mieux comprendre les distributions spatiales des hétérogénéités au sein du réservoir constitue donc un enjeu capital pour dé-risquer les futurs projets de géothermie dans la région. Une des méthodes pour capturer ces hétérogénéités consiste à caractériser le milieu géologique par des puits ou des reconnaissances sismiques puis d'élaborer des modèles numériques 3D de surface ou de subsurface (Amour et al., 2012, 2013; Asadi-Eskandar et al., 2013; Borgomano et al., 2008; Brandano et al., 2020; Brigaud et al., 2014b; Corlett et al., 2021; Lipparini et al., 2018; Petrovic et al., 2018; Thomas et al., 2021, 2023; Tomassetti et al., 2018). Les modèles aujourd'hui utilisés par les opérateurs géothermiques sont en général des modèles simplifiés ou conceptuels du réservoir (Antics et al., 2005; Hervé, 2009; Le Brun et al., 2011; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989). Ils peuvent être constitués d'une ou plusieurs couches productrices (modèles monocouche, sandwich ou multicouche) présentant des porosités et de perméabilités constantes et qui sont séparées par des niveaux imperméables (Figure 3).



Figure 3 : Schéma de logs de flowmetrie (en rouge) permettant d'identifier les niveaux producteurs (reservoir) séparés par des niveaux imperméables (impervious layer) dans les puits géothermiques, et qui sont ensuite utilisés pour élaborer des modèles conceptuels, ici à trois couches (three layered reservoir) et à deux couches (sandwiched reservoir) (d'après Antics et al. (2005)).

Ces modèles sont construits puis intégrés dans des simulateurs afin de prédire son comportement thermique sur le long terme. L'objectif premier de ces simulations consiste à estimer le temps à partir duquel une opération ne sera plus rentable sur la durée. Ce temps peut être déterminé quand une chute de température est observée dans le puits de pompage traduisant ainsi un risque de percée thermique précoce (Antics et al., 2005; Le Brun et al., 2011). Ce temps correspond par définition à la durée mise par les particules d'eau froide réinjectées pour atteindre le puits producteur (Lopez et al., 2010). Pour le réservoir du Dogger du bassin de Paris, une baisse de 0.5°C dans le puits producteur est souvent donnée comme marqueur d'une percée thermique (Le Brun et al., 2011; Popineau et al., 2022). A partir de cette chute de température, la durée de vie théorique de l'exploitation peut être déterminée. Cette durée est en partie conditionnée par le dimensionnement des opérations qui doit permettre une durée d'exploitation d'environ 30 ans (ADEME, 2015). Pour ce faire, plusieurs paramètres doivent être soigneusement pris en compte en amont : (1) l'espacement entre les puits au toit du réservoir ; (2) ses caractéristiques hydrauliques et thermiques; et (3) le débit d'exploitation prévisionnel en surface (ADEME, 2015). L'implantation de nouveaux forages doit également tenir compte des installations voisines préexistantes qui peuvent être affectées, par exemple, par des baisses de température plus rapides.

<u>Verrou scientifique n°3 : Rareté des modèles hétérogènes 3D, problème d'imbrication des</u> <u>échelles et difficulté à prédire les temps de percée thermique.</u>

Très peu de modèles numériques 3D représentant les hétérogénéités géologiques et pétrophysiques du réservoir du Dogger ont à ce jour été élaborés. Un premier modèle a été réalisé par Rojas et al. en 1989 et un plus récent durant la thèse d'Hadrien Thomas en 2022. Les travaux de Thomas et al. se sont portés sur la modélisation du réservoir géothermique en région Sud-francilienne, principalement dans le département de l'Essonne, et il n'existe à ce jour aucun modèle de disponible pour la partie Nord-francilienne, notamment en Seine-Saint-Denis, qui concentre un nombre de doublets géothermiques important. Par ailleurs, ces travaux n'ont pas intégré les données issues des tests de puits (logs de flowmétrie) permettant d'apprécier les distributions verticales des niveaux producteurs au sein du réservoir et n'ont jamais été utilisés pour effectuer des simulations d'écoulement. Enfin, les simulations réalisées en géothermie à partir des modèles conceptuels prédisent en général des temps de percée thermique plus précoces que ceux observés dans la réalité à partir des données d'exploitation. L'élaboration de modèles numériques visant à intégrer plus d'hétérogénéités dans le réservoir apparaît donc comme une solution intéressante pour améliorer la prédiction de la durée de vie des installations dans la région.

A l'heure où les opérations de géothermie profonde se multiplient en Ile-de-France depuis plusieurs années, il semble bienvenue de lever les trois verrous précédemment exposés.

Dans ce contexte, cette thèse s'inscrit dans une problématique générale de *derisking* en vue d'optimiser l'implantation de futurs forages géothermiques dans la région. Pour contribuer à la réduction des risques, les principaux objectifs de ce travail sont les suivants :

- Objectif n°1 : Afin de mieux caractériser les potentialités réservoirs de l'aquifère géothermique, le 1^{er} objectif de la thèse sera d'optimiser la prédiction de sa perméabilité par la propriété de RMN. Cette caractérisation est réalisée à partir d'un jeu de données inédit incluant des mesures de perméabilité et de RMN acquises en laboratoire sur les carottes du puits géothermique de Bobigny-Drancy foré en 2020 (puits GBD4). Cet objectif sera traité dans le Chapitre 4.
- Objectif n°2 : Le 2^{ème} objectif de la thèse sera de mieux caractériser les hétérogénéités de facies, de porosité et de perméabilité du réservoir à l'échelle du doublet géothermique à partir de l'exploitation des diagraphies disponibles dans les puits, notamment celles de RMN, déployées récemment à Cachan en 2017 (puits GCAH2) et à Bobigny-Drancy en 2020 (puits GBD1 et GBD3). Cet objectif constituera le Chapitre 5.
- Objectif n°3 : Afin de mieux cerner le problème de changement d'échelle et de répondre à la rareté des modèles 3D disponibles, le 3^{ème} objectif de cette thèse sera d'élaborer des modèles numériques statiques reflétant au mieux les hétérogénéités spatiales du réservoir. Cette modélisation traitera du saut d'échelle dans la caractérisation du réservoir entre (1) l'échelle infra-centimétrique observée sur carotte ou par diagraphie ; et (2) l'échelle pluri-métrique du puits et de sa proximité caractérisée par la présence de niveaux producteurs identifiés lors des tests de puits. Cet objectif sera traité dans le Chapitre 6.
- Objectif n°4 : Afin de mieux modéliser les impacts des hétérogénéités du réservoir et des échelles d'investigations sur les temps de percée thermique, une série de simulations numériques seront abordées dans le Chapitre 7. L'objectif sera de comprendre l'impact des

différentes représentations et réalisations 3D des corps réservoirs, de leurs connectivités et de leurs propriétés sur la fiabilité des simulations hydrodynamiques. Le but principal sera de mieux prédire les temps de percée thermique et les évolutions de la température du réservoir pendant son exploitation.

Dans le manuscrit, le terme « aquifère » généralement préféré en hydrogéologie, et le terme « réservoir » issu du jargon pétrolier, seront utilisés de manière interchangeable par soucis de simplification. Le terme « réservoir » sera aussi utilisé par la suite pour définir schématiquement les couches géologiques du Dogger qui présentent un intérêt pour la géothermie, même si en réalité, toute la hauteur d'une série sédimentaire appartenant à un même étage géologique n'est pas forcément réservoir.

CHAPITRE 2

CONTEXTES GEOLOGIQUE, STRUCTURAL, PALEOGEOGRAPHIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE, STRATIGRAPHIQUE ET GEOTHERMIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



Chapitre 2 : Contextes géologique, structural, paléogéographique,

sédimentologique, stratigraphique et géothermique de la zone d'étude

- 1. Cadres géologique et structural du bassin de Paris
 - 1.1. Cadre géologique

D'un point de vue géologique, cette étude se concentre sur le centre du bassin de Paris qui a fait l'objet de nombreuses synthèses par divers auteurs, dont plusieurs majeurs depuis les 50 dernières années (Brunet and Le Pichon, 1982; Cavelier and Pomerol, 1979; Curnelle and Dubois, 1986; Guillocheau et al., 2000; Mégnien, 1979; Mégnien and Mégnien, 1980). Le bassin de Paris est connu aujourd'hui comme étant le plus grand des trois bassins sédimentaires Français (Curnelle and Dubois, 1986). C'est un bassin intracratonique de forme subcirculaire qui occupe une vaste partie du Nord de la France et qui recouvre approximativement une surface 110 000 km² (Mégnien and Mégnien, 1980; Perrodon and Zabek, 1990; Pomerol, 1978). Il s'étend du Sud-Est vers le Nord-Ouest jusqu'à la Manche sur près de 500 km et sur 600 km dans la direction Sud-Ouest vers le Nord-Est (Figure 4A).

Géographiquement, le bassin est limité par quatre massifs, dont les structures sont héritées des orogenèses cadomienne et hercynienne : le Massif armoricain à l'Ouest, les Ardennes au Nord, les Vosges à l'Est et le Massif central au Sud. Il est aujourd'hui connecté au bassin aquitain (au Sud-Ouest) par le seuil du Poitou et communique également avec le graben de la Bresse (au Sud-Est) par le seuil de Bourgogne (Beccaletto et al., 2011). Il est principalement constitué de dépôts méso-cénozoïques disposés de manière concentrique (souvent décrits comme des dépôts en « pile d'assiettes ») qui s'appuient sur un socle en partie cristallin composé de dépôts sédimentaires et de roches métamorphiques et granitiques datant du Paléozoïque et du Précambrien (Figure 4B).

Chronologiquement, l'ensemble des formations géologiques rencontrées s'étalent sur près de 250 Ma depuis les dépôts fluviatiles du Trias pour les plus profondes (partie externe du bassin) à celles datées du Quaternaire pour les plus récentes. Dans la partie centrale du bassin où la subsidence est la plus forte (Brunet and Le Pichon, 1982), la pile sédimentaire peut atteindre verticalement jusqu'à 3000 m d'épaisseur sous la région de la Brie Champenoise (Figure 4B). Cette pile sédimentaire est composée à son toit de 150 m de sédiments tertiaires surmontant près de 1000 m de dépôts Crétacé et 1500 m de dépôts Jurassique avec à sa base environ 500 m de dépôts Triasiques (Wendebourg and Lamiraux, 2002).



Figure 4: A- Carte géologique du bassin de Paris localisant Paris (étoile noire) et les autres principales métropoles du Nord de la France (carrés noirs). Les dépôts sédimentaires du Jurassique moyen et du Trias affleurent sur la bordure Sud-Est du bassin et la position du transect (en B) intersectant 12 puits pétroliers (points rouges) est illustrée au Sud de la capitale. B- Coupe géologique simplifiée de la partie centrale du bassin de Paris (modifiée d'après Gély et al., 2014) illustrant sa structure en forme de cuvette comblée par des sédiments d'âge méso-cénozoïque reposant sur un socle cristallin paléozoïque.

1.2. Cadre structural

Depuis les années 1960, de nombreuses campagnes sismiques et industrielles ont été conduites dans le bassin de Paris (Drouiller et al., 2019; Hanot, 2011; Mougenot and Layotte, 1996). L'interprétation de profils sismiques 2D, l'utilisation de cartes structurales et de données issues de forages pétroliers ont permis de proposer plusieurs modèles de corrélations à l'échelle régionale permettant de mieux appréhender les structures tectoniques majeures du bassin (Autran et al., 1994; Beccaletto et al., 2011; Brosse et al., 2010; Cazes and Torreilles, 1988; Dentzer et al., 2018; Drouiller et al., 2019; Perrodon and Zabek, 1990).

1.2.1. Principales structures tectoniques

Structurellement, l'évolution du bassin de Paris est contrôlée par l'organisation de quatre grandes unités (Figure 5), héritées de l'orogénèse hercynienne (Beccaletto et al., 2011; Perrodon and Zabek, 1990) :

- Le bloc Armoricain à l'Ouest (*Armorican Domain* : AD, Figure 5), limité au Nord-Est par la faille de Bray.
- Le bloc Arveno-Vosgien (Internal Domain : ID, Figure 5) au Sud et Sud-Est, limité par les réseaux

de faille de Saint-Martin-de-Bossenay et Toucy-Perreuse à l'Ouest, et par la faille de Vittel au Nord.

- Le bloc Saxo-Thuringien (Saxo-Thuringian Zone : STZ, Figure 5) à l'Est, délimité par la faille de Metz au Nord et celle de Vittel au Sud.
- Le bloc Rhéno-Hercynien (*Rheno-Hercynian Zone* : RHZ, Figure 5) au Nord, limité au Sud par la faille de Bray-Vittel.



Figure 5: Carte structurale simplifiée du bassin de Paris sur fond géologique (d'après Beccaletto et al., 2011). Les quatre grandes unités structurelles du bassin sont illustrées en bas à gauche avec leurs sigles respectifs. Les failles majeures de subsurface sont mises en évidence (en noir) associées à leurs diverses dénominations ainsi que la position des différentes lignes sismiques (en rouge) à l'échelle régionale.

Les principales failles du bassin de Paris sont illustrées sur la Figure 5. Ces failles, parfois organisés en faisceaux, peuvent être distinguées en trois catégories d'après Beccaletto et al., (2011) (Figure 6) :

- Les failles majeures polyphasées d'origine hercynienne (ou varisque) qui sont profondes et ancrées dans le socle et dont la plupart sont visibles en surface (e.g. Etampes-Rambouillet, Seine-Sennely, Bray-Vittel et Saint-Martin-de-Bossenay) (Figure 5). Ces failles ont été réactivées à partir du Permo-Carbonifère et présentent parfois des géométries normales (comme pour la faille d'Etampes-Rambouillet) ou bien des géométries inverses (comme pour la faille de Bray) (Beccaletto et al., 2011). Il est d'ailleurs possible que la faille de Bray ait d'abord fonctionné en géométrie normale puis inverse avec une inversion de régime datée à la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur (Wyns, 1980).
- Les failles monophasées à géométrie normale traversant le socle jusqu'aux dépôts sédimentaires du Crétacé supérieur interprétées comme les prolongements régionaux des grabens cénozoïques (Beccaletto et al., 2011).

 Les failles normales profondes recoupant le socle du bassin scellées par la séquence calcaire du Dogger (Aalénien) et interprétées comme résultant du régime tectonique extensif permoliassique (Beccaletto et al., 2011).



Figure 6: Typologie des failles (représentées en rouge) du bassin de Paris caractérisées par interprétations de profils sismiques 2D (d'après Beccaletto et al., 2011). A- les failles polyphasées d'origine varisque ; B- les failles monophasées ; C- les failles normales scellées. Les différents horizons géologiques interprétés sont illustrés par des réflecteurs colorés.

1.2.2. Calendrier des phases tectoniques

L'histoire du bassin de Paris débute il y a environ 250 Ma et peut se résumer par huit épisodes majeurs distincts caractérisant son évolution géodynamique :

Une phase de rifting d'extension E-O à NO-SE entre le bloc Saxo-Thuringien/Rhéno-Hercynien (au Nord-Est) et le bloc Arveno-Vosgien (au Sud-Est) débute à la transition Permien-Trias (à -245 Ma), marquant ainsi la fin du cycle orogénique hercynien (Brunet and Le Pichon, 1982; Curnelle and Dubois, 1986; Guillocheau et al., 2000; Loup and Wildi, 1994). Cette distension crustale se poursuit jusqu'à la fin du Jurassique supérieur (à -135 Ma) (Gonçalvès et al., 2004; Ziegler et al., 2001; Ziegler and Stampfli, 2001). Dans le bassin de Paris, un premier régime d'extension E-O est enregistré à partir du Trias supérieur jusqu'au milieu du Jurassique inférieur (Guillocheau et al., 2000). Il est principalement dû à l'ouverture de l'océan téthysien (Guillocheau et al., 2000). Une deuxième extension d'orientation similaire se produit au Jurassique supérieur, attribuée principalement à l'ouverture de l'Atlantique central. Une subsidence thermique et gravitaire se met progressivement en place au sein du bassin (Brunet and Le Pichon, 1982; Prijac

et al., 2000).

- Ce régime extensif évolue vers une <u>compression E-O à NE-SO au Crétacé inférieur</u>, avec deux épisodes distincts qui ont provoqués un soulèvement et une érosion significative dans le bassin de Paris (Brigaud et al., 2018; Guillocheau et al., 2000). Il s'agit des discordances (1) du Cimmérien supérieur (*Late Cimmerian Unconformity*), correspondant à une succession de deux troncatures distinctes bien reconnues dans le bassin de Paris (Brigaud et al., 2018) ; et (2) la discordance de l'Aptien supérieur. Pour certains auteurs, ces déformations du Crétacé inférieur correspondraient plutôt à un régime extensif dans l'Est du bassin de Paris (André et al., 2010).
- Un <u>raccourcissement N-S à NNO-SSE au début du Paléocène</u> bien caractérisé par André et al. (2010) dans l'Est du bassin de Paris. Cette phase compressive marque la collision entre le bloc ibérique et la partie occidentale du bloc européen inhérente à l'ouverture océanique de l'Atlantique et celle du Golfe de Gascogne (Choukroune et al., 1973; Choukroune and Mattauer, 1978). Ce régime compressif entraîne un soulèvement généralisé du bassin clôturant une phase de forte subsidence mésozoïque. Elle favorise la déformation et l'érosion progressive des dépôts sédimentaires mésozoïques (Cavelier and Pomerol, 1979; Perrodon and Zabek, 1990). Au Paléocène, cette déformation compressive est bien documentée en Europe occidentale et coïncide avec l'ouverture de l'Atlantique Nord (Briais et al., 2016). Elle connue sous le nom de phase Laramienne ou Laramide (Ziegler, 1990). Elle se marque dans le centre du bassin de Paris par une déformation de grande longueur d'onde pendant la période allant du Maastrichtien jusqu'au Sélandien (Briais et al., 2016).
- Dans le centre du bassin, deux phases de déformation yprésienne sont détectées (Briais et al., 2016). La première phase est une phase de déformation faible à moyenne longueur d'onde, enregistrée au début de l'Yprésien (Briais et al., 2016). Elle pourrait être une conséquence du rifting de l'Atlantique Nord (Briais et al., 2016). Cette déformation mineure est suivie par une déformation de plus grande longueur d'onde à la fin de l'Yprésien, avec l'émersion des dépôts du centre du bassin de Paris en réponse à la convergence entre les plaques ibérique et eurasienne, marquant le début de l'enregistrement de la phase pyrénéenne dans le centre du bassin (Briais et al., 2016). Ces phases de l'Yprésien ne sont pas documentées dans la bordure orientale du bassin de Paris (Blaise et al., 2022).
- Une <u>période de déformation compressive d'orientation N-S à NNE-SSO</u> de l'Eocène (à partir du Lutétien vers environ -50 Ma) jusqu'à la fin de l'Oligocène (à -30 Ma), reliée à la propagation « lointaine » des contraintes compressives pendant l'orogenèse pyrénéenne (André et al., 2010; Blaise et al., 2022). Dans les calcaires du Jurassique de l'Est du bassin de Paris, cette phase est très bien caractérisée, se marquant par l'ouverture de fentes de tension, par le développement ou la réactivation de failles décrochantes, et par le développement de stylolites entre 50 Ma et 27 Ma (Blaise et al., 2022). Dans la partie Est du bassin, des pulses de déformation à 48 Ma et 43 Ma sont clairement identifiés par l'utilisation de la géochronologie U-Pb sur des calcites de brèches de faille à Augeville en Haute-Marne (Pagel et al., 2018) ou sur des calcites remplissant des fractures à Bure (Blaise et al., 2022). Dans le Sud-Est du bassin de Paris, cette déformation est également datée sur fluorite par la géochronologie U-Pb le long de la bordure occidentale du Morvan (Lenoir et al., 2021).
- Une <u>période d'extension d'orientation E-O à NO-SE</u> qui marque la fin de l'Eocène et l'Oligocène (vers -35 à -33 Ma), interrompant brièvement la compression pyrénéenne dans le
bassin de Paris (Blaise et al., 2022; Guillocheau et al., 2000; Lacombe et al., 1994, 1990; Lacombe and Obert, 2000; Pagel et al., 2018; Perrodon and Zabek, 1990). Cet évènement est à l'origine de la mise en place de rifts, connu sous le nom d'*European Cenozoic Rift System* (ECRIS; Coulon, 1992; Ring and Gerdes, 2016; Ziegler and Dèzes, 2007). Dans l'Est du bassin de Paris, cette phase est clairement datée (filon de calcite) par géochronologie U-Pb à 35 Ma (Pagel et al., 2018). Les failles décrochantes créées lors de la précédente phase rejouent en faille normale, c'est le cas de la faille du fossé extensif de Gondrecourt (Pagel et al., 2018).

- Un <u>raccourcissement ENE-WSW</u>, reconnu par Bergerat (1987) et André et al. (2010), postérieur à l'extension oligocène. Il pourrait correspondre à une expression plus tardive de la compression pyrénéenne (Blaise et al., 2022).
- Une période <u>de compression NO-SE</u> du Miocène terminal (-5.3 Ma) jusqu'à l'actuel favorisant une faible subsidence au sein du bassin durant l'orogenèse alpine (Cloetingh et al., 2010; Lacombe and Obert, 2000; Perrodon and Zabek, 1990; Rocher et al., 2004).

1.3. Les hydrocarbures dans le bassin de Paris

Ce sont dans les années 50, après la fin de la seconde guerre mondiale, que débutèrent les premières explorations pétrolières dans le bassin de Paris (Delmas et al., 2002; Perrodon and Zabek, 1990). A cette époque, plusieurs permis de recherches furent délivrés à des compagnies pétrolières afin qu'elles puissent explorer des zones précises au cœur du bassin (Hanot, 2011). Ces campagnes de prospection débouchèrent sur la reconnaissance de nombreux gisements d'hydrocarbures dans des formations sédimentaires ciblées (Figure 7). C'est ainsi que trois réservoirs pétroliers d'intérêt ont pu être identifiés : (1) les sables du Crétacé inférieur (Néocomien), (2) les carbonates du Jurassique moyen (Callovien inférieur-Bathonien terminal) et (3) les grès du Trias supérieur (Keuper-Rhétien) (Amir, 2018; Lamiraux and Mascle, 1998; Perrodon and Zabek, 1990).

Ces réservoirs ont été explorés par pas moins de 800 puits au cours des soixante dernières années. Au total, près de 285 millions de barils de pétrole y ont été produits, équivalent à 40 millions de tonnes, dans 52 champs pétroliers, dont 34 sont toujours en exploitation en 2023 (Perrodon and Zabek, 1990; Wendebourg and Lamiraux, 2002; Drouiller et al., 2019, <u>https://www.ecologie.gouv.fr/ressources-en-hydrocarbures-france</u>). La moitié de ces réserves ont été trouvées dans le champ de Villeperdue dans le Dogger (Département de la Marne, en région Grand Est) ainsi que le champ de Chaunoy dans le Trias (Département de la Seine-et-Marne, en région Ile-de-France) découverts dans les années 80 et qui domineront par la suite la production d'hydrocarbures dans le bassin de Paris (Perrodon and Zabek, 1990; Wendebourg and Lamiraux, 2002).

Par ailleurs, parmi les 30 champs pétroliers les plus importants du bassin, 10 sont concentrés sur l'exploitation des formations du Dogger, ce qui représente approximativement 40% de la production (Perrodon and Zabek, 1990). Le récapitulatif des principaux champs pétroliers exploitant les réservoirs du Dogger est illustré dans le Tableau 2. Ces concessions sont localisées dans la partie centrale du bassin à l'Est de Paris (Figure 7).

| Explo | | | | | |
|--------------------------|----------|-----------|-------------------------|-------------------|--|
| Champs | Dpt. | Dates | Compagnies découvreuses | État en 2023 | |
| Coulommes | 77 | 1958 | Pétrorep | Exploité par SPPE | |
| Chailly-en-Bière | 77 | 1959 | Elf | Arrêté | |
| Saint-Martin-de-Bossenay | 10 | 1959 | Copesep | Exploité par SPPE | |
| Montmirail/Villeperdue | 77/02/01 | 1959/1981 | Elf/Total | Exploité par IPC | |

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des quatre principaux champs pétroliers exploitant les réservoirs carbonatés du Dogger du bassin de Paris associés à leurs départements de localisation (Dpt.), leurs dates de découvertes, leurs compagnies prospectives et leurs états respectifs en 2023 (Ministère de la transition énergétique, 2023). SPPE : Société Pétrolière de Production & d'Exploitation. IPC (Petroleum France).



Figure 7: Carte de localisation des champs pétroliers et gaziers dans la partie centrale du bassin de Paris (modifié d'après Wendebourg and Lamiraux, 2002). A- Position des champs pétroliers exploitant les formations du Jurassique moyen. B- Position des champs pétroliers exploitant les formations du Trias supérieur. Les profondeurs (exprimées en mètres sous la surface de la mer – TVDSS : True Vertical Depth Sub-Sea) sont annotées entre parenthèses et les (*) indiquent les champs exploitant à la fois les formations du Dogger et celles du Trias. Le plus gros champs pétrolier découvert pour le Jurassique moyen est celui de Villeperdue, et celui de Chaunoy pour le Trias.

Historiquement, la prospection pétrolière en lle-de-France a débuté en 1953 avec le premier puits foré à Courgivaux (à plus de 3000 mètres de profondeur) permettant de relever des traces d'huile dans les formations du Dogger et du Trias (Perrodon and Zabek, 1990). Cette découverte a par la suite favorisé le développement de nouvelles phases d'exploration avec le forage de nombreux nouveaux puits dans les années 60. Plus tardivement, c'est le puits pétrolier de Donnemarie (localisé au Sud-Ouest de Paris et foré en 1979) qui fut le premier puits producteur d'huile issu de l'exploitation des formations triasiques. Cette opération fut suivie par la découverte du champ de Chaunoy en 1983 confirmant le véritable potentiel de ces formations (Bacchiana et al., 1994; Perrodon and Zabek, 1990). L'exploration

pétrolière se poursuivit de 1986 à 1990 avec la découverte des gisements de Vert-le-Grand et d'Itteville (situés dans le département de l'Essonne au Sud de Paris) et déclina progressivement jusqu'à la fin des années 90 (Perrodon and Zabek, 1990). Il est donc possible de distinguer deux périodes majeures d'exploration pétrolière dans le bassin de Paris (Figure 8). Une première datant du milieu des années 50 jusqu'à la fin des années 70 avec un pic de forte activité en 1960 avec le forage de plus de 80 puits pétroliers. Cette période est suivie d'une décroissance rapide jusqu'au début des années 80. Et enfin une seconde de 1981 à 1992 pendant laquelle de nombreux autres puits sont réalisés avec un pic notable en 1986 avec près de 60 puits forés (Figure 8). Le nombre d'ouvrages réalisés diminuent lentement par la suite jusqu'au milieu des années 2000 (Figure 8).



Figure 8 : Chronogramme des dates de forage des 747 puits pétroliers dans la région d'Ile-de-France incluant les coredrill, les puits d'exploration et d'exploitation (d'après les données récoltées sur http://www.minergies.fr/). Deux phases majeures d'intense activité peuvent être distinguées : (1) du milieu des années 50 jusqu'en 1968 ; et (2) de la fin des années 70 jusqu'aux années 2000. Il est à noter que seuls les puits atteignant au moins les formations du Crétacé supérieur sont considérés.

Grâce aux nombreux forages pétroliers effectués (allant jusqu'au Trias), les calcaires du Jurassique moyen du bassin de Paris sont relativement bien connus. Cependant, la plupart des puits pétroliers au Dogger exploitent surtout un réservoir localisé au sommet de la série calcaire, dans une formation datée du Callovien inférieur, et qui est appelée la « *Dalle Nacrée* » (Perrodon and Zabek, 1990). Cette formation est l'une des plus exploitées dans le bassin pour ses ressources pétrolières (Perrodon and Zabek, 1990). C'est le cas par exemple dans le champ pétrolier de Saint-Martin-de-Bossenay où elle y est exploitée par plusieurs puits depuis 1959, à une profondeur d'environ 1300 mètres (Figure 9).



Figure 9: Schéma d'une coupe illustrant la structure géologique du champ pétrolier de Saint-Martin-de-Bossenay (d'après Hanot, 2011). Le réservoir de la Dalle Nacrée (zone anticlinale hachurée au toit du Dogger) correspond ici à des dépôts carbonatés oolithiques plus ou moins bioclastiques. Le contact huile-eau se situe à environ 1320 m de profondeur et le réservoir présente une porosité matricielle comprise en 7 et 18% (Hanot, 2011). Il est à noter que du gaz est aussi exploité par le puits SMB201 dans le réservoir supérieur du Trias (sous les dépôts du Rhétien) dont la porosité est inférieure à 10 %.

2. Les carbonates du Jurassique moyen

Malgré le détail sur le sommet de la formation calcaire, des études sédimentologiques sur l'intégralité des carbonates du centre du bassin de Paris sont rares, notamment car peu de forage ont carotté les calcaires et marnes du Bajocien ou du Bathonien. Les carottes ont principalement ciblé le sommet du Dogger, la *Dalle Nacrée* callovienne et le sommet des *Calcaires du Comblanchien* (Gaumet, 1997; Javaux, 1992; Thomas et al., 2023). Comme beaucoup de forages vont jusqu'au Trias, les carbonates du Dogger sont connus au travers des diagraphies traversant l'intégralité du Dogger, dont l'utilisation a permis à Gaumet (1997) de bien contraindre les faciès et l'architecture du Dogger du Sud de l'Angleterre jusqu'en Ardèche. Ces études ont bien sûr été complétées par des descriptions de terrain, principalement conduites au Sud-Est du bassin de Paris là où les carbonates du Dogger affleurent (Brigaud et al., 2009a; Casteleyn et al., 2010; Makhloufi et al., 2013; Purser, 1969; Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021).

2.1. Cadre paléogéographique

Les distributions spatiales des sédiments du Jurassigue moyen sont en partie contrôlées, au moins dans leurs géométries initiales, par la paléogéographie des environnements de dépôts (Rojas et al., 1989). Des synthèses sur les faciès et le cadre paléogéographique ont été réalisées par le passé permettant de reconstituer les paléoenvironnements et paléogéographies sous forme de cartes (Contini et al., 1980; Dercourt et al., 2000). Ces reconstitutions ont montré que le bassin de Paris était situé à des latitudes tropicales à subtropicales, comprises entre 20 et 30°N (Dercourt et al., 2000) (Figure 10). La zone du bassin de Paris était alors recouverte par une mer épicontinentale limitée à l'Ouest par le Massif armoricain, mais recouvrant probablement tous les massifs hercyniens actuels (Ardennes ou Massif central) (Barbarand et al., 2013, 2018; Contini et al., 1980). Ce domaine marin était ouvert à l'Est à l'océan téthysien et au Sud-Ouest à l'océan Atlantique et au Golfe de Gascogne. Le domaine était également connecté au Nord-Ouest à la mer du Nord. Pendant le Jurassique moyen, le ralentissement de la subsidence au sein du bassin a favorisé l'installation progressive de trois plateformes carbonatées dominant le paysage paléogéographique jusqu'au Callovien inférieur : (1) la plateforme bourguignonne ; (2) la plateforme armoricaine ; et (3) la plateforme centrale (Contini et al., 1980; Curnelle and Dubois, 1986; Purser, 1985) (Figure 10). La sédimentation dans le bassin a donc été principalement à dominante carbonatée avec très peu d'apport détritiques du fait de l'absence de reliefs et des roches cristallines émergées.



Figure 10: Carte paléogéographique simplifiée au Bathonien supérieur à l'échelle de la France (d'après Brigaud et al., (2009a) adapté à partir des travaux de Contini et al., (1980) et Dercourt et al., (2000)). La zone d'étude francilienne est représentée en rouge avec la localisation de Paris. Elle est caractérisée à cette époque par quatre environnements sédimentaires différents : (1) un bassin profond de rampe externe (en bleu), (2) un plateau de rampe médiane (en vert), (3) un lagon protégé (en rose) et (4) une barrière oolithique (en jaune). Les massifs partiellement émergés bordant le bassin sont aussi représentés en gris avec les tracés des côtes actuelles françaises.

La production carbonatée débute réellement au Bajocien inférieur, avec le développement de plateformes en domaine marin peu profond caractérisées par des sédiments carbonatés bioclastiques fins et la présence de guelques récifs coralliens à polypiers et à entrogues (Contini et al., 1980; Durlet, 1996; Purser, 1989). Cette sédimentation passe au Bajocien supérieur à une sédimentation marneuse (formation des Marnes à Ostrea acuminata, équivalent des Marne de Longwy à l'Est) témoignant d'un ennoiement progressif du bassin. Les prémices de l'apparition du sillon Seine-Loire (aussi appelé « sillon marneux ») se dessinent à la même période avec la différenciation lente et progressive de deux plateformes carbonatées distinctes (Contini et al., 1980; Guillocheau et al., 2000). Ce n'est gu'au Bathonien inférieur que cette différenciation se concrétise pleinement avec le développement synchrone de la plateforme armoricaine (à l'Ouest) et de la plateforme orientale bourguignonne (à l'Est) toutes deux séparées par le « sillon marneux » (Contini et al., 1980; Gaumet, 1997; Purser, 1985) (Figure 10). Un épisode régressif au Bathonien inférieur favorise l'apparition de faciès de milieu confiné avec le développement d'un lagon clairement identifié, protégé par une barrière oolithique, d'orientation NW-SE dans la partie orientale du bassin (plateforme bourguignonne) (Contini et al., 1980; Purser, 1989) (Figure 10). Un autre lagon protégé se développe au même moment à l'emplacement actuel du Massif central (plateforme centrale) (Figure 10). Ces plateformes carbonatées connaissent une forte croissance jusqu'à la fin du Bathonien supérieur. La plateforme bourguignonne migre vers le Nord-Ouest en direction de la Manche, progradant ainsi sur les dépôts du « sillon marneux ». Cette plateforme est bordée à l'Est par le domaine marin ouvert vers la Lorraine et la mer germanique avant d'être progressivement ennoyée au Callovien inférieur par un épisode transgressif majeur (Brigaud et al., 2009a; Guillocheau et al., 2000; Rojas et al., 1989).

2.2. Cadre sédimentaire et stratigraphique

Dans le bassin de Paris, la bordure affleurante des dépôts du Jurassique moyen la plus proche de la zone d'étude est située en Bourgogne, dans le département de l'Yonne (vallée de l'Armançon et vallée du Serein notamment). Cette zone a été étudiée comme analogue aux carbonates du centre du bassin par de nombreux auteurs comme Purser (1969, 1975, 1978, 1985), Jacquin et al. (1998, 1992) et plus récemment par Thomas et al. (2021) et Vincent et al. (2021). Les carbonates du Jurassique moyen peuvent être caractérisés par 8 grandes unités sédimentaires (7 formations et 1 groupe). Stratigraphiquement, de bas en haut, ces dépôts peuvent être décrits de la manière suivante, avec comme coupe de référence, la coupe synthétique de la série dans la vallée de l'Armançon (Figure 11) :

- La première formation est le Calcaire à entroques du Bajocien inférieur, d'environ 6 mètres d'épaisseur dans la vallée de l'Armançon à 25 m en Côte d'Or vers Semur-en-Auxois (Durlet, 1996; Jacquin et al., 1992). Cette formation est coiffée par la limite de séquence Bj4 (Jacquin et al., 1992).
- La deuxième formation correspond aux Marnes à Ostrea acuminata, d'environ 2.5 m d'épaisseur.
 Elle a livrée de nombreuses ammonites dans l'Yonne et en Côte d'Or de la zone à Parkinsoni du Bajocien supérieur.
- La troisième formation est le Calcaires de Sermizelles, épais d'une quinzaine de mètre vers Montbard. Elle a livrée des ammonites de la zone à zigzag du Bathonien. Elle est coiffée par la limite de séquence Bt1.
- La quatrième formation est le Calcaire à oncolithes cannabines, épais de 5-6 mètres vers Montbard. Elle a livrée des ammonites de la zone à progracilis et elle est coiffée par la limite de séquence Bt2. Les Calcaires de Sermizelles et à oncolithes cannabines sont en général regroupés

dans les *Calcaire marneux à Pholadomyes* dans le centre du bassin de Paris (Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010). Ce calcaire correspond à un ensemble d'alternances de marnes et de bancs de calcaires fins, pouvant atteindre 70 m vers le centre du bassin (Delmas et al., 2010).

- La cinquième formation est l'Oolithe Blanche, principalement composée de calcaires granulaires oolithiques et bioclastiques, d'une épaisseur d'environ 40 m (Purser, 1989; Thomas et al., 2023; Vincent et al., 2021). Elle contient les surfaces régressive Bt3 et Bt4 (Jacquin et al., 1992), et la dynamique d'ensemble vient d'être mise à jour par Vincent et al., 2021. L'Oolithe Blanche est bien datée par les faunes à brachiopodes des zones à ammonites à *morrisi* et *hodsoni* du Bathonien en Bourgogne (Vincent et al., 2021).
- La sixième formation est le *Calcaire de Comblanchien*, composé de calcaires micritiques ou granulaires à oncolithes et à péloïdes, d'environ 12.5 m (Purser, 1989; Thomas et al., 2023; Vincent et al., 2021), en général coiffé par la surface de maximum régressif Bt5. Elle est datée par les faunes à brachiopodes des zones à ammonites à *orbis* et *discus* du Bathonien (Jacquin et al., 1992; Thomas et al., 2021; Vincent et al., 2021).
- La septième unité correspond au groupe de la *Dalle Nacrée* (dénommé système par Javaux, 1992), composé de calcaires oolithes et bioclastiques qui se sont probablement déposés dans un environnement subtidal de faible à haute énergie (Contini et al., 1980; Granier, 1995). Ce groupe est daté de la toute fin du Bathonien (zone à *discus*) et du Callovien inférieur (zones à *macrocephalus, calloviense*) et intègre les formations de la *Pierre de Dijon-Corton*, de la *Pierre de Ladoix*, des *Calcaires à Rhynchonelles* et *d'Etrochey* (Floquet et al., 1989; Garcia et al., 1996a,b; Javaux, 1992; Thierry et al., 2006). A l'échelle régionale, elle présente des épaisseurs variables pouvant atteindre jusqu'à 30 m, comme celles observées dans le champ pétrolier de Villeperdue situé à l'Est de Paris (Brosse et al., 2010; Nader et al., 2016). Elle contient les surfaces régressives Ca0, Ca1 et Ca2.
- La huitième formation correspond à l'Oolithe ferrugineuse, de la transition Dogger-Malm. Cette formation correspond à un niveau condensé en général métrique, très riche en faune de mollusques.



Figure 11: Coupe sédimentaire synthétique des calcaires du Jurassique moyen de la vallée de l'Armançon dans les départements de l'Yonne et de la Côte d'Or (d'après Jacquin et al., 1992).

Dans le bassin, les formations sédimentaires décrites précédemment correspondent à quatre grands environnements sédimentaires différents, pouvant être replacés le long d'un profil schématique de plateforme carbonatée (Figure 12). En partant des dépôts les plus distaux au plus proximaux, les dépôts sédimentaires peuvent être résumées de la manière suivante (Andrieu et al., 2016; Brigaud et al., 2014a, 2009a; Mégnien and Mégnien, 1980; Purser and Loreau, 1972; Thomas et al., 2023) :

Les dépôts de marnes et d'argiles sont associés à un environnement de bassin calme et profond de rampe externe (*Lower offshore*) situé sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes (*Storm Wave Base*). Cet environnement pourrait correspondre à une paléo-profondeur de dépôt de plus de 50 m (Brigaud et al., 2014a). Ces dépôts correspondent à la formation des *Marnes à Ostrea acuminata* ou des *Marnes de Massingy* dans la partie centrale du bassin, des *Couches de passages* ou des *Marnes de Port-en-Bessin* en Normandie (Andrieu et al., 2016), des *Marnes de Longwy* ou encore des *Marnes à Rhynchonelles* et des *Argiles de la Woëvre* dans l'Est du bassin (Brigaud et al., 2014a; Pellenard and Deconinck, 2006). Ces formations contiennent de nombreuses ammonites permettant de les dater du Bajocien supérieur jusqu'au Callovien (Brigaud, 2009). Par ailleurs, le Callovien moyen à supérieur dans le bassin peut être lacunaire et de faible épaisseur (moins d'un mètre). Il correspond parfois à un niveau marneux condensé riche en faunes (céphalopodes, bivalves, échinodermes), composé d'oolithes ferrugineuses (Collin et al., 1998). Dans les forages du centre du bassin de Paris, ce niveau d'oolithes

ferrugineuses est synchrone et apparaît distinctement dans toutes les diagraphies et est communément appelé *Repère infraoolithique* (abrégé par le sigle RIO). Il est fréquemment identifié dans les rapports géologiques de fin de sondage des pétroliers et géothermiciens, et correspond à un intervalle de temps compris entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur (Collin et al., 2005, 1998; Delmas et al., 2010; Thomas et al., 2023; Vail et al., 1987).

- Les dépôts d'alternance marno-calcaires sont associés à un environnement de dépôt de rampe médiane (*Upper offshore*) situé entre la limite d'action des vagues de beau temps (*Fair-Weather Wave Base*) et la limite d'action des vagues de tempêtes, entre 30 et 50 m de profondeur (Brigaud et al., 2014a). Ces dépôts caractérisent la formation des *Calcaires marneux à Pholadomyes* datés du Bathonien moyen dans le centre du bassin de Paris, des *Calcaires à spongiaires* ou des *Calcaires de Caen* en Normandie (Andrieu et al., 2016), des *Marnes à Clypeus ploti* ou à *Rhynchonelles* dans l'Est du bassin (Brigaud et al., 2014a). Pour les *Calcaires marneux à Pholadomyes*, certains bancs pluri-décimétriques à métriques de calcaires oolithiques peuvent y être observés et leur épaisseur varie de l'ordre 30 à 60 m (Thomas et al., 2023).
- Les dépôts carbonatés granulaires, oolithiques et bioclastiques (principalement de type grainstones) sont caractéristiques d'un haut-fond de plus haute énergie associés un environnement de barrière ou de cordons oolithiques (Shoreface/Oolithic shoals). En termes d'hydrodynamisme, ces sédiments se mettent en place dans la zone d'action des vagues de beau temps, en permanence agitée pour la houle. Ces dépôts correspondent dans le bassin à la formation de l'Oolithe Blanche. En termes de bathymétrie, ils se mettent en place à moins de 30 m de profondeur. Une réinterprétation paléo-environnementale des faciès granulaires oolithiques et bioclastiques de l'Oolithe Blanche a récemment été réalisée par Thomas et al. (2021) et Vincent et al. (2021) sur la base d'observations dans des carrières en Bourgogne. En effet, l'Oolithe Blanche peut être caractérisée par de grands clinoformes de 10 à 15 m de hauteur (dans la carrière de Massangis notamment). Ces auteurs suggèrent que ces clinoformes correspondent à des dunes géantes développées juste après un ennoiement de la plateforme, sous une profondeur d'eau minimale d'environ 60 m. Cette réinterprétation paléobathymétrique pose des questions sur la dynamique de mise en place des faciès granulaire oobioclastiques de l'Oolithe Blanche sur cette plateforme, notamment dans le centre du bassin (en Ile-de-France). A l'échelle régionale, la formation de l'Oolithe Blanche présente une épaisseur pouvant varier de l'ordre de 30 m jusqu'à plus 100 m (Brosse et al., 2010). Cette formation constitue la cible préférentielle pour l'exploitation géothermique dans le centre du bassin. D'autres formations sédimentaires oolithiques sont également reconnues dans le Dogger du bassin de Paris, nous pouvons citer l'Oolithe de Fréville (formation bathonienne perméable sous le laboratoire de Bure, Brigaud et al., 2014b) ou l'Oolithe miliaire (Bajocien supérieur) dans l'Est du bassin (Brigaud et al., 2014a).
- Les dépôts boueux, micritiques et bioclastiques, parfois granulaires, composés principalement de péloïdes et d'oncoïdes (pincipalement de textures micritiques, mudstone, wackestones, packstones à floastones) se mettent en place dans un environnement de lagon (*Lagoon*) de plateforme interne. Ces dépôts appartiennent à la formation *des Calcaires de Comblanchien*. Le terme *Comblanchoïde* est parfois privilégié pour qualifier les faciès granulaires (de type grainstones à rudstones oo-peloidaux) observés dans le sommet de la formation des *Calcaires de Comblanchien* (Javaux, 1992; Rojas et al., 1989). Cette formation présente parfois dans sa partie sommitale (faciès *Comblanchoïde*) des hydrocarbures qui ont été ou sont localement exploités dans plusieurs champs pétroliers (Brosse et al., 2010). D'autres formations



sédimentaires de lagon ont été reconnues dans le Dogger du bassin de Paris, nous pouvons citer les *Calcaires de Neufchâteau* ou les *Calcaires de Chaumont* (formation bathonienne) dans l'Est du bassin (Brigaud et al., 2009a, 2014b).

Figure 12: Profil théorique de la plateforme carbonatée au Bathonien juxtaposant quatre environnements sédimentaires différents. La plateforme interne comprend les environnements lagunaires (Lagoon) et de barrière/shoals oolithiques (Oolithic shoal/Shoreface). Latéralement, les environnements plus distaux de rampe médiane (Upper offshore) et rampe externe (Lower offshore) sont schématisés.

Par le passé, plusieurs auteurs se sont intéressés à développer des modèles stratigraphiques des formations sédimentaires décrites précédemment (Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010; Nader et al., 2016; Rojas et al., 1989). Ces modèles reposent en général sur l'interprétation de données géologiques, sismiques et diagraphiques récoltées lors de précédentes campagnes d'exploration pétrolière.

Une architecture simplifiée des dépôts du Jurassique moyen a récemment été publiée par Nader et al., (2016), reprenant notamment les travaux de la thèse de Gaumet (1997). Cette architecture est illustrée à la Figure 13. Elle s'appuie sur des corrélations de diagraphies de gamma-ray effectuées entre plusieurs forages qui permettent d'apprécier visuellement les variations latérales et verticales des formations sédimentaires. La formation de la *Dalle Nacrée* s'étend de la plateforme bourguignonne au Sud-Est jusqu'à la région du Vexin Normand au Nord-Ouest (Figure 13). Elle surmonte au Sud-Est la formation des *Calcaires de Comblanchien* qui disparaît progressivement vers le Nord-Ouest entre les communes de Cergy-Pontoise (puits CGY1) et d'Achères (puits ACH1). En dessous, la formation de l'*Oolithe Blanche* s'étend sur tout le bassin et présente un épaississement vers l'Est (Figure 13). Elle surmonte l'ensemble des alternances marno-calcaires (formation des *Calcaires à Pholadomyes* datant du Bathonien moyen) qui recouvre elle-même la formation plus profonde des *Marnes à Ostrea acuminata* datant du Bajocien terminal au Bathonien inférieur. Ces deux formations ont tendance à s'amincir progressivement vers le Nord-Ouest (Figure 13). L'épaisseur totale da la pile sédimentaire du Jurassique moyen avoisine les 300 m dans la partie centrale du bassin et près de 400 m dans les régions de Brie et de Champagne (Perrodon and Zabek, 1990).



Figure 13: Transect lithostratigraphique (NO-SE) des séries carbonatées du Jurassique moyen du bassin de Paris (modifié d'après Nader et al., (2016)). La position précise en surface du transect est illustrée en bas à gauche (en rouge) sur la carte du bassin de Paris. La position des plateformes armoricaine (armorican platform) et bourguignonne (burgundy platform) sont aussi mentionnées.

Par ailleurs, les dépôts du Jurassique moyen du bassin de Paris ont fait l'objet depuis plus d'un siècle d'études sédimentologiques, stratigraphiques et biostratigraphiques (Brigaud, 2009). Les travaux de Purser (1972) ont été particulièrement précurseurs et ont permis de reconnaître 3 « lithoclines » dans les carbonates du Jurassique moyen dans l'Est du bassin (dans l'Yonne). Ces « lithoclines » correspondent à des paquets biosédimentaires (Figure 14). Elles forment trois séquences élémentaires, avec à la base une rétrogradation rapide (transgression) formée par des marnes ou des argiles suivies par une séguence progradante (régression) marquée par des faciès de plus en plus proximaux (oolithiques), et se terminant par un hardground (Figure 14) (Purser and Loreau, 1972). Ces travaux menés dans les années 1970 ont servis de base à l'application de la sequence stratigraphy par Vail et al. (1987) dans le bassin de Paris. Une séquence est ainsi comprise entre deux discontinuités (Vail et al., 1977). Ces séquences dépendent des variations de l'espace disponible pour le dépôt des sédiments, communément appelé « espace d'accommodation » (Catuneanu et al., 2009). La définition et reconnaissance des séguences sédimentaires ont par la suite été affinées (deuxième ou troisième ordre) et hiérarchisées dans les années 1990 par Jacquin et al. (1992, 1998), en essayant de clairement travailler sur le calage biostratigraphique de séries carbonatées où les ammonites sont rares (Almeras et al., 1997; Garcia, 1993; Garcia et al., 1996; Garcia and Dromart, 1997; Gaumet et al., 1996; Thierry et al., 1997). Des études paléontologiques détaillées ont été réalisés à partir de datations biostratigraphiques à partir des faunes d'ammonites (Mangold and Rioult, 1997; Thierry et al., 1997).



Figure 14: Schéma d'un log géologique illustrant les trois « lithoclines » identifiées dans les carbonates du Jurassique moyen dans l'Est du bassin de Paris (d'après Purser, 1972). Les « lithoclines » sont délimitées par des discontinuités (tirets) correspondant à des surfaces perforées (hardgrounds).

Un travail paléontologique important a été réalisé afin de déterminer les faunes d'ammonites et de brachiopodes présentent dans le Bathonien et Callovien de lithologies variées (marnes dans la Nièvre aux carbonates en Côte d'Or et dans le centre du bassin). Les déterminations de brachiopodes récoltés dans des niveaux marneux et calcaires à l'Est du bassin de Paris ont permis de mettre en place un calage biostratigraphique robuste, à la résolution de la zone d'ammonite (Garcia, 1993; Garcia et al., 1996). Il s'avère, que dans les carbonates de plateforme, les faunes de brachiopodes se concentrent dans des niveaux particuliers de la pile sédimentaire (Garcia et al., 1996b; Garcia and Dromart, 1997a). Ils forment des lits marqueurs et corrélables dans le bassin, avec des associations d'espèces de brachiopodes particulières (Garcia and Dromart, 1997a). D'un point de vue sequence stratigraphy, ces lits repères correspondent à des surfaces d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface), marquées par des niveaux plus marneux, et qui sont bien détectables par les diagraphies. Les faunes de brachiopode « repère » ont été déterminées dans un forage carotté historique du gisement pétrolier de Coulommes (Gaumet, 1997). Associé au signal gamma-ray, ce calage a permis d'étendre, de proche en proche par corrélations diagraphiques, les attributions biostratigraphiques (Gaumet, 1997). A l'aide de ce calage biostratigraphique, ces séquences dans la plateforme ont pu être replacées dans un contexte plus général à l'échelle européenne (Gradstein et al., 2020; Hardenbol et al., 1998). Ce découpage séguentiel a été repris et synthétisé récemment dans les travaux de Thomas et al. (2023). Ces travaux ont permis de conceptualiser la géométrie des dépôts du Jurassigue moyen dans un cadre séquentiel de troisième ordre offrant une grande résolution des architectures sédimentaires (Thomas et al., 2023). Au total, 13 séquences de troisième ordre ont été identifiées du Bajocien terminal jusqu'au Callovien supérieur. Chaque séquence est composée de cortèges transgressifs et régressifs et est délimitée par des surfaces de régression maximale (MRS - Maximum Regressive Surface). Ces surfaces marguent le passage d'environnements peu profonds à des environnements plus profonds correspondant au début d'une transgression (c'est-à-dire à une élévation du niveau marin relatif). Chaque séquence est donc caractérisée à son sommet par les dépôts les moins profonds. A l'inverse, chaque surface d'inondation

maximale (*MFS – Maximum Flooding Surface*) marque les épisodes d'ennoiement maximal de la plateforme. Ces surfaces (MRS ou MFS) attestent en somme de l'alternance de cycles progressifs d'approfondissement ou de diminution de la bathymétrie enregistrés au cours du temps. Les cortèges trangressifs (*Transgressive System Tracts*, TST) correspondent à des architectures dites rétrogradantes qui sont marquées à leurs toits par les dépôts les plus distaux. A l'inverse, les cortèges régressifs (*Regressive System Tract*, RST) sont caractérisés par des architectures dites progradantes et marquées à leurs toits par les dépôts les plus distaux. A l'inverse, les cortèges régressifs (*Regressive System Tract*, RST) sont caractérisés par des architectures dites progradantes et marquées à leurs toits par les dépôts les plus proximaux. Au total, sept séquences de dépôt partitionnant les calcaires du Bathonien ont été reconnues (appelées séquences MJVIIIa, MJVIIIb, MJVIIIc, MJIX, MJXa, MJXb et MJXI) et cinq autres dans la couverture Callovienne (appelées séquences MJXIIa, MJXIIb, MJXIII, MJXIV et MJXV). Chaque nom de séquence est abrégé commençant par les lettres "MJ" signifiant « *Middle Jurassic* ». Les sigles des différentes MRS ont été respectivement abrégées en "Bj" (pour le Bajocien), "Bt" (pour le Bathonien) et "Ca" (pour le Callovien) (Thomas et al., 2023). Le cadre séquentiel général utilisé dans cette étude est illustré à la Figure 15.



Figure 15: Coupe lithostratigraphique schématique des dépôts carbonatés du Jurassique moyen replacés dans un cadre séquentiel précis (modifié d'après Thomas et al. (2023) et Nader et al. (2016)). Les associations de brachiopodes ont été recalées sur l'échelle biostratigraphique à ammonites (Zones). Chaque séquence est nommée (de la séquence inférieure MJVII jusqu'à la séquence supérieure MJXV) et est délimitée par des surfaces de régression maximale abrégées en fonction des âges des dépôts traversés (respectivement Bj pour le Bajocien, Bt pour le Bathonien et Ca pour le Callovien). Les cortèges transgressifs (TST) sont symbolisés en bleu, les cortèges regressifs (RST) en rouge.

2.3. Revue bibliographique des propriétés pétrophysiques

Dans le bassin de Paris, plusieurs études héritées de l'exploration pétrolière ont permis d'étudier les propriétés pétrophysiques des formations carbonatées du Jurassique moyen. Ces propriétés ont été finement caractérisées par des études expérimentales conduites sur des carottes récupérées dans des forages pétroliers.

En 2010, le programme « GéoCarbone-PICOREF », porté par l'Institut Français du Pétrole (IFP), s'est intéressé aux potentialités réservoirs du Dogger dans le but de sélectionner des sites propices au stockage géologique de CO₂ (Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010). La zone d'étude qui fut prospectée (appelée « secteur PICOREF ») est localisée au Sud-Est de Paris en région Champagne-Ardenne, à environ 100 km des affleurements de l'Est du bassin, et s'étend sur près de 4000 km² (Delmas et al., 2010). De nombreuses données pétrophysiques ont pu y être compilées permettant de caractériser les trois formations dites « aquifères » du Jurassique moyen : (1) la formation de la *Dalle Nacrée*, (2) la

formation du *Comblanchien* et (3) celle de l'*Oolithe Blanche* (Delmas et al., 2010). La base de données qui a été produite comprend un total de 6872 mesures de porosité et 6252 mesures de perméabilité collectées dans 273 puits pétroliers (Figure 16A). Ces formations présentent des gammes pétrophysiques étendues car la nature des roches qui les caractérisent résultent de différents processus de dépôts et diagenétiques (Figure 16B) :

- La formation de la Dalle Nacrée regroupe la majorité des échantillons de cette étude (Figure 16B). Les caractéristiques texturales de ces derniers sont diverses et influent fortement sur l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques. Les valeurs de porosité les plus élevées peuvent atteindre jusqu'à 19 %. La moyenne de cette formation est estimée à 5.5 % et les valeurs de perméabilités fluctuent entre 0.01 mD et 1 D (Figure 16C). Quatre ensembles différents se dégagent sur le graphique croisant porosité (Φ) et perméabilité (k) (Figure 16C). Un premier caractérisé par des échantillons de type mudstone qui présente de faibles valeurs de porosité (comprises entre 1 % et 8 %) et de faibles perméabilités, inférieures à 1 milliDarcy (mD). Un second composé d'échantillons de type packstone à wackestone (mud-dominated fabrics) montrant des valeurs de porosité et de perméabilité un peu plus élevées (variant respectivement de 4 % à 16 % et de 0.01 mD à 2 mD). Puis un troisième groupe d'échantillons de type packstone à grainstone (grain-dominated fabrics) caractérisé par de fortes valeurs de porosité et perméabilité pouvant atteindre jusqu'à 18 % et 1 Darcy (D) (Figure 16C). Et enfin un dernier ensemble qui présente aussi de bonnes perméabilités (jusqu'à 200 mD) mais des porosités beaucoup plus faibles (inférieures à 10 %). Il est caractérisé par des échantillons de différente nature dans lesquels des stylolithes et des microfissures ont été observés permettant de justifier ces valeurs de perméabilité plus élevées. Pour les trois premiers groupes, le contrôle environnemental sur les propriétés pétrophysiques semble prépondérant puisque des tendances se distinguent en fonction des textures sédimentaires (Figure 16C). Pour le dernier groupe en revanche, l'influence de la diagenèse sur ces propriétés semble plus importante comme en témoignent les processus de dissolution et de compaction.
- Pour la formation des Calcaires de Comblanchien, quatre types de calcaires ont pu être identifiés : d'abord (1) une abondance de faciès de type mudstone ; (2) quelques échantillons de type packstone ; puis (3) des échantillons de type wackestone ; et enfin (4) certains calcaires de type grainstone (Figure 16C). Ces échantillons sont principalement constitués d'une boue carbonatée, souvent micritique, et parfois marqués par des processus de stylolithisation ou traversés par des microfissures. La porosité moyenne calculée est de 6 % avec des valeurs maximales situées autour de 22 % pour les échantillons les plus poreux. Les valeurs de perméabilités sont plus hétérogènes et sont distribuées de 0.01 mD jusqu'à plus de 1 D (Figure 16C). Les échantillons de type mudstone, qui représentent plus de 80 % du jeu de données, sont caractérisés par de faibles valeurs de perméabilités globalement inférieures à 10 mD (Figure 16C). Cela s'explique par la présence de réseaux microporeux faiblement connectés malgré des valeurs de porosité sur une gamme étendue. Les trois autres types d'échantillons sont caractérisés par des perméabilités plus élevées qui s'expliquent par la présence de stylolithes, de microfissures ou d'une porosité intergranulaire résiduelle. Quelques échantillons de type grainstone sont aussi fortement cimentés justifiant des perméabilités plus faibles inférieures à 10 mD (Figure 16C).
- Enfin, les échantillons observés de la formation de l'*Oolithe blanche* présentent trois textures sédimentaires différentes. La plupart des échantillons ont une texture grainstone, certains présentent des textures de type packstone et d'autres, plus rares, de type mudstone. Les valeurs

de porosité mesurées sont les plus élevées de l'ensemble du jeu de données et sont comprises entre 1 % et 26.8 % avec une moyenne de 14.5 %. Pour les perméabilités, elles sont relativement faibles et comprises entre 0.03 mD et 10 mD (Figure 16C). Dans ce cas précis, les réponses pétrophysiques sont globalement similaires et aucune tendance ne se dégage clairement en fonction des textures sédimentaires (Figure 16C). L'influence de l'environnement sédimentaire sur ces propriétés semble donc a priori minorée par rapport à celle de la diagenèse. Les faibles valeurs de perméabilités sont expliquées par des réseaux microporeux (micrite microporeuse) faiblement connectés pour les échantillons de type packstone, wackestone et grainstone. Comme les textures wackestones et packstones ont plus de boue micritique, leur porosité et perméabilité est légèrement plus élevées que pour les grainstones, qui présentent des espaces intergranulaires complètement obstrués par des calcites de blocage. La présence de quelques pores moldiques, partiellement connectés ou isolés, ainsi que la microporosité matricielle de la boue micritique peuvent expliquer les valeurs de porosité plus élevées.

Les conclusions de cette étude montrent donc que la formation de la *Dalle Nacrée*, et celle du *Comblanchien* dans une moindre mesure, constituent les deux aquifères majeurs du Dogger dans cette partie du bassin de Paris. C'est d'ailleurs pour cette raison que de nombreux programmes de carottage ciblant préférentiellement ces formations ont été financés. En revanche, il est intéressant de constater que la formation de l'*Oolithe Blanche* présente ici des qualités réservoirs bien plus faibles que la *Dalle Nacrée* ou que le *Comblanchien* sur ce site. Il est à noter que les mesures Φ -k dans la formation de l'*Oolithe Blanche* présente ici des qualités réservoirs bien plus faibles que la *Dalle Nacrée* ou que le *Comblanchien* sur ce site. Il est à noter que les mesures Φ -k dans la formation de l'*Oolithe Blanche* sont beaucoup moins nombreuses (274), que dans la *Dalle Nacrée* (2907) et les *Calcaires de Comblanchien* (1324). Par ailleurs, ces conclusions générales sont aussi confirmées par les résultats obtenus sur un forage en particulier. Il s'agit du puit pétrolier de Saint-Martin-de-Bossenay (SMB1) foré en 1959 et dans lequel 4 unités poro-perméables ont été clairement identifiées (Delmas et al., 2010). Deux niveaux réservoirs relativement fins ont été observés dans la *Dalle Nacrée* et deux autres dans la partie sommitale et médiane des Calcaires de *Comblanchien* dont un relativement épais (Delmas et al., 2010). Une étude connexe s'est d'ailleurs intéressée à simuler des injection de CO₂ dans ce puits pour en faire un site de stockage (Vidal-Gilbert et al., 2009).



Figure 16: Synthèse des propriétés pétrophysiques des formations de la Dalle Nacrée, du Comblanchien et de l'Oolithe blanche dans la partie centrale du bassin de Paris (modifié d'après Delmas et al., (2010)). A- Nombre de mesures de porosité par formations. B- Cross-plot final des couples phi-k pour l'ensemble des formations. C- Cross-plots des couples phi-k individualisés pour chaque formation et associés aux caractéristiques texturales de chaque échantillon observé.

Au-delà du secteur PICOREF, d'autres zones dans le bassin de Paris ont aussi été étudiées pour caractériser les propriétés pétrophysiques de ces formations (Brigaud et al., 2014b; Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013; Thomas et al., 2021, 2023; Vincent et al., 2011).

Les travaux de Casteleyn (2011) et Makhloufi (2013) se sont portés sur l'étude des propriétés pétrophysiques, sédimentologiques et microstructurales de la formation de l'Oolithe Blanche. Ces études expérimentales ont été conduites sur des échantillons prélevés dans trois carrières différentes en Bourgogne (celles de Massangis, de Ravières et de Bierry-les-Belles-Fontaines) qui affleurent au Sud-Est du bassin (Casteleyn et al., 2010, 2011; Makhloufi et al., 2013). Les résultats obtenus ont montré que la formation présentait de très faible potentialité réservoirs avec des perméabilités principalement contrôlées par des réseaux de micropores connectés (notamment dans les cortex des grains oolithiques), comme dans l'Oolithe Blanche du puits de Saint-Martin-de-Bossenay. Des observations similaires ont été faites par Lion et al. (2004) qui a identifié des micrites très poreuses dans les cortex de ces grains en observant des échantillons de la carrière de Bierry-les-Belles-Fontaines. La compaction lors de l'enfouissement semble avoir favorisé la connectivité des grains oolithiques microporeux par interpénétration permettant d'expliquer les valeurs de perméabilités les plus élevées (Casteleyn et al., 2010, 2011). En revanche, cette connectivité entre les grains microporeux est beaucoup plus limitée pour les échantillons qui présentent des grains entourés de ciments précoces isopaques car ils minorent les effets de la compaction (Makhloufi et al., 2013). Les données pétrophysiques récoltées au sein de ces carrières ont été compilées et complétées dans les récents travaux de Thomas et al., (2021). Pour les

Calcaires de Comblanchien, les valeurs de porosité et perméabilité varient respectivement de 11.5% à 20.6% et de 0.1 mD à 0.7 mD. Pour celle de l'*Oolithe Blanche*, entre 0.1% et 20.3% et de 0.1 mD à 5 mD (Thomas et al., 2021). Ces résultats montrent que les perméabilités de l'*Oolithe Blanche* qui affleurent à l'Est du bassin sont comparables à celles du secteur de Saint-Martin-de-Bossenay à plus grande profondeur (Delmas et al., 2010).

Par ailleurs, les travaux de Brigaud et al. (2010, 2014b) ont aussi permis de collecter des données supplémentaires dans la partie Est du bassin. Leurs travaux se sont portés sur l'étude de trois formations en particulier : (1) la Dalle Nacrée ; (2) les Calcaires de Chaumont ; et (3) l'Oolithe de Fréville. Ces deux dernières formations bathoniennes peuvent être comparées à celles du Comblanchien et de l'Oolithe Blanche de la partie centrale du bassin de Paris. Des mesures pétrophysiques ont été réalisées au cours de leur travail sur des carottes issues du puits pétrolier de Montiers-sur-Saulx (EST433) situé dans le département de la Meuse en région Grand Est. Deux niveaux réservoirs ont pu y être identifiés à partir de l'observation des carottes : le premier dans la formation des Calcaires de Chaumont et le second dans celle de l'Oolithe de Fréville. Le premier est caractérisé par des échantillons de type mudstone qui présentent de bonnes porosités allant de 15.1% à 19.9%. Les perméabilités de ces échantillons sont en revanche très faibles puisqu'elles varient de 0.1 mD à 0.6 mD. Ce contraste entre bonne porosité et faible perméabilité s'explique par la taille du réseau poreux, et notamment la taille des seuils de pores. En effet, ces échantillons correspondent à des roches microporeuses dont les seuils de pores ne dépassent pas 0.3 µm. Les pores de ces roches sont donc faiblement connectés ce qui permet d'expliquer leurs faibles valeurs de perméabilité. Concernant le deuxième réservoir, il est constitué d'échantillons de type grainstone dont les porosités fluctuent de 10.5% à 15.7% pour des perméabilités allant de 20 mD à 690 mD. Ces fortes perméabilités s'expliquent par (1) une faible cimentation ; et (2) des macropores bien développés et connectés entre les grains (seuil de pore à 32 µm). Enfin, un échantillon provenant de la Dalle Nacrée a pu être observé. Il correspond à un calcaire de type grainstone très cimenté dont la porosité et la perméabilité sont égales à 4.7% et 0.01 mD.

Toutes les études au Dogger décrites précédemment ont été menées dans la partie orientale du bassin. Pour la région lle-de-France, et plus précisément la région parisienne où la majorité des puits géothermiques sont implantés, il existe à ce jour très peu de données pétrophysiques mesurées sur carottes et publiées dans la littérature, notamment sur le réservoir de l'Oolithe Blanche. Plusieurs données issues de campagnes d'exploration ou d'exploitation pétrolière existent mais ne sont pas toujours exploitées ou publiées, et ne ciblent pas l'Oolithe Blanche. Ce manque de données rend parfois difficile l'évaluation des ressources dans le sous-sol de l'Ile-de-France. Néanmoins, deux puits géothermiques dans la région ont été carottés au Dogger au début des années 80. Il s'agit du puits d'Aulnay-sous-Bois (GAY1) et celui de Cergy-Pontoise (GCY1) (Fabris et al., 1980; Giot and Rojas, 1981, 1984). Ces carottes ont été soumises à observation et utilisées pour effectuer des mesures pétrophysiques. Pour les puits d'Aulnay-sous-Bois, les valeurs de porosité mesurées sur les échantillons des Calcaires de Comblanchien varient de 9.5% à 25% et les perméabilités de 0.8 mD à 217 mD. Ces échantillons correspondent à des calcaires boueux micritiques plus ou moins granulaires de type wackestone à packstone. Pour la formation de l'Oolithe Blanche, les échantillons décrits correspondent à des calcaires de type grainstone dont les porosités varient de 9.5% à 23.6% et les perméabilités de 0.04 mD à 200 mD. Concernant le puits de Cergy-Pontoise, l'intervalle carotté dans l'Oolithe Blanche a permis de mettre en évidence des porosités comprises entre 2.8% et 20% et des perméabilités entre 13 mD et 740 mD (Fabris et al., 1980). Les échantillons observés ont été principalement des grainstones oolithiques plus ou moins cimentés. Ces différents degrés de cimentation permettent d'expliquer en partie ces plages de valeurs étendues. L'ensemble de ces résultats montre en somme que les formations du Comblanchien et de l'Oolithe Blanche présentent des potentialités réservoirs bien plus importantes

| | | | Dalle Nacrée | | Comblanchien | | Oolithe Blanche | |
|--|--|--------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------------|--|
| Zone géographique | Littérature | Φ (%) | k (mD) | Φ (%) | k (mD) | Φ (%) | k (mD) | |
| Secteur PICOREF, autour de Saint-Martin- de-Bossenay (aire de 4000 km²) | Delmas (2010) | 0.1-19 | 0.01- 1D | 0.1-22 | 0.01- 1D | 1-26.8 | 0.03- 22 | |
| Affleurements de l'Yonne (Massangis, Bierry-les-Belles-Fontaines et Ravières) | Casteleyn (2011) ; Makhloufi (2013) ; Thomas (2021) | - | - | 11.5- 20.6 | 0.1-0.7 | 0.1- 20.3 | 0.1-5 | |
| Zone du laboratoire souterrain de Bure (Meuse/Haut-Marne) | Brigaud (2014) | 3.7 | 0.01 | 15.1- 19.9 | 0.1-0.6 | 10.5- 15.7 | 20- 690 | |
| lle-de-France, puits Cergy 1 (Val-d'Oise) et Aulnay-sous-Bois 1 (Seine-Saint-Denis) | de-France, puits Cergy 1 (Val-d'Oise) et <i>Fabris (1980) ; Giot</i> nay-sous-Bois 1 (Seine-Saint-Denis) <i>et Rojas (1981)</i> | | - | 9.5-25 | 0.8- 217 | 2.8- 23.6 | 0.04- 740 | |

en Ile-de-France que dans les parties orientales du bassin. Une synthèse des études décrites précédemment est présentée dans le Tableau 3.

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des gammes de valeurs des porosités (Φ) et perméabilités (k) mesurées sur des carottes issues du Dogger du bassin de Paris.

2.4. Cadre hydrogéologique

La nappe du Dogger est le siège d'un écoulement naturel. De nombreux travaux se sont intéressées aux écoulements de la nappe en se concentrant principalement sur l'étude de l'aquifère du Bathonien (Aubertin et al., 1987; Menjoz et al., 1993; Wei et al., 1990). A l'échelle régionale, ces écoulements de la nappe ont longtemps été considérés comme lents avec des vitesses relativement faibles voire négligeables pour les applications industrielles et géothermiques (Housse and Maget, 1976). Ce n'est qu'en 1987 qu'une première étude expérimentale fut menée sur les puits géothermiques de Cachan et de Fontainebleau permettant de déterminer une vitesse naturelle de l'ordre de 15m/an en utilisant des traceurs radioactifs dilués (Aubertin et al., 1987). Cette étude fut suivie guelgues années plus tard par celle de Wei et al., (1990) qui proposa un modèle hydrodynamique suggérant des vitesses d'écoulement de nappe plus faible de l'ordre de 0.33m/an au Sud de Paris. Cette différence de valeur peut en partie s'expliquer par la nature même de la zone d'étude investiguée : Aubertin et al. (1987) ayant travaillé à une échelle beaucoup locale (celle du doublet géothermique) tandis que Wei et al. (1990) a travaillé sur une zone beaucoup plus large (à l'échelle régionale). Par la suite, Menjoz et al. (1993) a proposé un modèle d'écoulement à l'échelle du bassin (Figure 17A). Ce modèle intègre deux types de données supplémentaires : (1) la topographie en profondeur de l'aquifère et (2) la distribution spatiale au sein de la nappe de la densité du fluide comme étant fonction de température, de salinité et de pression imposées (Menjoz et al., 1993). Les résultats de cette modélisation ont permis de déterminer des vitesses d'écoulement de l'ordre de 0.05 m/an avec une orientation générale SE-NW (Menjoz et al., 1993). La Figure 17 montre que ces écoulements trouvent leur origine sur la bordure orientale du bassin (au Sud-Est), zone où les formations du Dogger affleurent. C'est dans cette zone d'affleurement que l'aquifère se recharge par infiltrations d'eaux météoriques. Cette recharge est notamment favorisée par le soulèvement de la bordure en raison des orogénèses pyrénéenne et alpine (Violette, 2014). Ces eaux convergent ensuite par gravité vers le centre du bassin avant d'être transportées vers la Manche au Nord-Ouest (zone dépressive) qui joue alors un rôle d'exutoire régional (Contoux et al., 2013; Gonçalvès et al., 2004; Menjoz et al., 1993; Wei, 1990). L'écoulement est limité à l'Ouest par les dépôts argileux du « sillon marneux » qui constituent une limite imperméable (Figure 17A). Par ailleurs, une anomalie est constatée dans la partie centrale du bassin (à l'Est de Paris) où certaines lignes de courants ont tendance à se paralléliser avec les iso-profondeurs du toit de l'aquifère (Figure 17B, flèches rouges). Cela semble a priori contre intuitif lorsqu'on les compare avec celles prédites sur la bordure externe (au Sud-Est du bassin) qui présentent des directions relativement orthogonales à la topographie du toit de la nappe (Figure 17B). De manière générale, les vitesses estimées à l'échelle du bassin (0.05 m/an, Menjoz et al., 1993) ou à l'échelle régionale (0.33/an, Wei et al., 1990) semblent bien inférieures à celles prédites par des approches plus locales (15m/an, Aubertin et al., 1987).



Figure 17: Cartes des flux d'écoulement modélisés au sein de la nappe du Dogger à l'échelle du bassin de Paris prenant en compte les effets densitaires (d'après Menjoz et al., (1993)). A- Carte avec les écoulements représentés par des lignes de courant (schématisés en trait plein). Ces lignes caractérisent les principales trajectoires des particules d'eau depuis les affleurements de surface au Sud-Est (Outcrops) vers la Manche au Nord-Ouest (Channel). Les variations de la densité du fluide au sein de la nappe sont représentées par des iso-contours (schématisés en tiret). B- Carte identique à celle en A avec les iso-contours de densité remplacés par les iso-profondeurs (topagraphie) du toit de l'aquifère.

Ces vitesses naturelles d'écoulement, leurs directions ainsi que des gradients hydrauliques locaux peuvent être utiles pour simuler plus précisément les flux de chaleur au cœur de l'aquifère du Dogger. Ces données peuvent être intégrées lors de calculs numériques pour configurer de manière optimale l'emplacement d'un doublet géothermique afin de limiter les risques de percée thermique précoce, en positionnant par exemple le puits de réinjection à l'aval de l'écoulement. Plus précisément, pour les anciens doublets de Cachan, il a été démontré que ces vitesses pouvaient exercer une influence déterminante sur le comportement thermique du réservoir (Aubertin et al., 1987). Enfin, une synthèse d'autres travaux s'intéressant à ces vitesses d'écoulement a été réalisée par Dentzer, (2017) et est illustrée à la Figure 18. En fonction des différentes méthodes employées, ces vitesses varient de l'ordre de 0.01 m/an à 17m/an (Figure 18).



Figure 18: Synthèse des différents travaux estimant les vitesses d'écoulement (en m/an) au sein de l'aquifère du Bathonien du bassin de Paris (modifié d'après Dentzer, (2017)). Différentes méthodes ont été utilisées pour estimer ces vitesses : soit par le biais de modélisations thermiques et/ou hydrodynamiques, soit en utilisant des mesures ponctuelles in situ (Loi de Darcy), soit par le biais de calculs analytiques ou soit en utilisant des traceurs chimiques.

3. Géothermie en lle-de-France et zone d'étude

La zone d'étude est située dans la région lle-de-France au cœur du bassin de Paris. Elle correspond à une région du monde la mieux équipée en centrales géothermiques alimentant des réseaux de chaleur urbains (Bel et al., 2012; Coudert and Jaudin, 1988; Lund and Toth, 2021). En quelques chiffres, la géothermie dans la région représente (1) la plus grande densité d'opérations de géothermie profonde au monde avec aujourd'hui 184 puits forés ; (2) plus des deux tiers de la production géothermique nationale ; et (3) plus de 200 000 logements chauffés (ADEME, 2015). Deux aquifères majeurs caractérisés par un fort potentiel géothermique y sont principalement exploités: (1) les sables du Crétacé inférieur (Albien et Néocomien) ; et (2) les carbonates du Jurassique moyen (Bel et al., 2012). Les sables de l'Albien sont exploités pour la récupération d'eau potable depuis 1841 en région parisienne mais le premier puits réalisé à des fins géothermiques a été foré en 1960 à la Maison de la Radio à Paris (Boissavy and Grière, 2014; Contoux et al., 2013; Maget, 1981). Plusieurs autres opérations ont été forées par la suite dans les années 80-90 dont certaines exploitent les sables du Néocomien comme les puits de Bruyères-le-Châtel et de Coudray-Montceaux en Essonne (Boissavy and Grière, 2014).

En ce qui concerne l'aquifère du Jurassique moyen, il constitue la cible préférentielle pour le développement de la géothermie profonde en Ile-de-France (Boissavy et al., 2019; Boissavy and Grière, 2014; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989). La première expérience d'un projet de géothermie au Dogger remonte à 1962 avec le forage d'un puits à Carrières-sur-Seine (dans les Yvelines) qui fut par la suite abandonné pour des raisons techniques et écologiques (Coudert and Jaudin, 1988; Maget, 1981). Ce n'est qu'en 1969 que le développement de la géothermie s'initie vraiment avec le forage du premier doublet géothermique à Melun-l'Almont en Essonne destiné au chauffage urbain (Figure 19) (Coudert and Jaudin, 1988; Housse and Maget, 1976; Ignatiadis et al., 1998). Cette opération fut suivie par un important développement dans les années 80 avec le forage de nombreux nouveaux puits à la suite du choc pétrolier de 1974 (Figure 19). La baisse du coût des énergies fossiles à la fin des années 1980 entraîne un net ralentissement du nombre de forages réalisés dans les années 90 (Figure 19). Pendant cette période, la plupart des opérations géothermiques sont arrêtées pour des raisons financières mais aussi à cause de problèmes techniques soulevés par la nature corrosive du fluide géothermale (Figure 19) (ADEME, 2015; Longin, 1991). Il faut ensuite attendre la ratification du protocole de Kyoto en 1997, permettant la mise en place d'une politique de soutien aux énergies renouvelables, pour que la géothermie profonde redémarre (Figure 19) (ADEME, 2015; Lopez et al., 2010). Un nouvel essor, constaté à la fin des années 2000, est marqué par la réhabilitation d'anciennes opérations et par le forage de plusieurs nouveaux puits (Figure 19) (Bel et al., 2012). Cette relance depuis une quinzaine d'années de la géothermie profonde en lle-de-France est principalement dû à la mise en place du Fonds Chaleur en 2009 géré par l'ADEME (Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie) permettant d'accompagner financièrement la réalisation de projets géothermiques (ADEME, 2015; Lopez et al., 2010). Le dernier doublet géothermique (le plus récent) a été réalisé en 2023 dans la commune de Grigny (en Essonne) avec le forage de deux nouveaux puits sub-horizontaux ciblant les carbonates du Dogger (Figure 19).



Figure 19: Chronogramme des dates de forages des puits géothermiques en région Ile-de-France atteignant l'aquifère du Dogger du bassin de Paris depuis 1969 associé aux proportions d'opérations en doublet et en triplet. Le premier puits foré en 1962 de Carrières-sur-Seine n'est pas représenté. Le premier doublet géothermique a été foré à Melunl'Almont en 1969 et mis en exploitation en 1970 (Coudert and Jaudin, 1988). Les deux puits ont par la suite été réhabilités en 1989 et 1995. Ils sont encore en service aujourd'hui et permettent de chauffer plus de 6000 logements démontrant ainsi la faisabilité du concept de doublet géothermique (ADEME, 2015). Cet historique est globalement anti-corrélé avec celui présenté précédemment à la Figure 8 concernant les puits pétroliers forés dans la région Ile-de-France.

La région lle-de-France compte aujourd'hui un total de 184 puits géothermiques dont, dans le détail, 17 atteignent et produisent le Crétacé inférieur (Albien et Néocomien), 166 le Jurassique moyen (Bathonien) et un puits seulement, celui de Provins foré en 1982, le Jurassique supérieur (Lusitanien) (Figure 20A). Dans la région, les formations du Crétacé inférieur sont situées entre 500 m et 800 m de profondeur à des températures qui varient entre 28°C et 38°C (Bel et al., 2012; Maget, 1981). Il existe à ce jour six opérations de géothermie profonde en activité à l'Albien et au Néocomien destinées au refroidissement (climatisation) ou au chauffage d'habitations (Boissavy et al., 2019; Lund and Toth, 2021). Cinq opérations exploitent l'aquifère de l'Albien (Tours Mirabeau et Crystal, Issy-Les-Moulineaux, Clichy-Batignolles, Paris-Saclay Moulon et Polytechnique) et une l'aquifère du Néocomien (Le Plessis-Robinson) (ADEME, 2015). La plupart de ces opérations ont rencontré des problèmes de baisse d'injectivité liés au colmatage progressif des puits après leurs mises en exploitation (ADEME, 2015; Hamm et al., 2015).

Parmi les puits exploitant les carbonates du Jurassique moyen, 4 puits en particulier ont été forés à de plus grandes profondeurs jusqu'aux formations du Trias. Ces forages correspondent à ceux d'Achères (dans les Yvelines), celui de Cergy-Pontoise (dans le Val-d'Oise) et celui de Bobigny (en Seine-Saint-Denis). C'est dans le doublet géothermique d'Achères que la première tentative d'exploitation au Trias s'est opérée au début des années 80 mais cette opération fut un échec à cause d'un indice d'injectivité trop faible pour exploiter commercialement l'installation (Boissavy and Grière, 2014). Un replis au Dogger a donc été effectué (Geotherma, 1982). Plus récemment en 2020, un des doublets de Bobigny devait également produire le Trias avec une réinjection prévue au Dogger (Ungemach and Antics, 2020). Néanmoins, des difficultés rencontrées au moment de commencer de forer le Trias (blocage de l'outil) ont conduit le maître d'ouvrage à arrêter le forage pour des questions de temps et de coûts, et d'opter pour une solution de repli de l'exploitation du doublet à l'aquifère du Dogger (Ungemach and Antics, 2020).

Sur les 166 puits forés au Dogger (mis à part celui foré à Carrières-sur-Seine en 1962), 138 puits au total ont été réalisés en système de doublet et 27 autres en système de triplet correspondant précisément à 69 doublets (incluant celui d'Achères) et 9 triplets installés dans la région. Les systèmes de triplet, résultant principalement de la réhabilitation d'ancien doublets (Le Brun et al., 2011), sont implantés dans les communes de Meaux (en Seine-et-Marne), de Villiers-le-Bel-Gonesse (dans le Val-d'Oise), de Champigny-sur-Marne, Sucy-en-Brie et Fresnes (en Val-de-Marne) et à Ris-Orangis et Grigny (en Essonne). Sur les 78 installations géothermiques mises en service dans la région, 47 sont encore en activité à ce jour (dont 38 doublets et 9 triplets) et 31 autres ont été arrêtées car confrontées à des difficultés d'ordre technique comme par exemple la corrosion des tubages due à la salinité et à la température des fluides produits, ou d'ordre économique lié à un trop faible profit par rapport aux énergies concurrentes (Boissavy and Grière, 2014; Le Brun et al., 2011).

A l'échelle régionale, les eaux géothermales exploitées dans l'aquifère du Dogger, et plus précisément au toit de l'aquifère du Bathonien, assure la majorité de la production d'énergie. Les températures dans l'aquifère varient de 55°C jusqu'à plus de 80°C à des profondeurs comprises entre environ 1300 m et 1800 m (Figure 20A) (Jaudin et al., 2009; Lopez et al., 2010). La température moyenne au toit de l'aquifère est égale à 70°C pour une profondeur moyenne d'environ 1650 m (Rojas et al., 1989). La température la plus faible (55.4°C) est enregistrée dans le puits de Cergy-Pontoise dans le Val-d'Oise et la plus élevée (85.4°C) dans le puits de Coulommiers en Seine-et-Marne (Figure 20A). La distribution spatiale des températures au toit de l'aquifère présente une forte hétérogénéité régionale (Figure 20A). Les températures les plus faibles (entre 55.4°C et 63°C) sont principalement identifiées en périphérie de Paris et dans l'Ouest du département de Seine-Saint-Denis (Figure 20A). A l'inverse, les températures les plus élevées (de 64°C à 85.4 °C) sont observées dans les départements du Val-de-Marne et de la Seine-et-Marne (Figure 20A). Les gradients géothermiques calculées dans la région varient sensiblement en fonction des zones dans lesquelles les opérations géothermiques sont implantées (Dentzer, 2017). Le gradient géothermique le plus élevé (environ 4°C/100m) est observé dans le département du Val-de-Marne tandis que le plus faible (moins de 3°C/100m) est observé en Seine-Saint-Denis au Nord de Paris (Dentzer, 2017). Ces valeurs sont cohérentes avec celles décrites dans la littérature (Guillou-Frottier et al., 2011). Les travaux de Fabris (1975) ont par exemple permis de déterminer un gradient géothermique de 3.4°C/100m en moyenne (pour une température en surface de 12°C) à partir de données relevées dans 230 puits pétroliers localisés dans 12 champs exploités au cœur du bassin. Les travaux plus récents de Bonté et al. (2010 et 2013) ont permis de calculer un gradient de 3.49°C/100m (pour une température en surface fixée à 10°C) à partir de données issues de 517 puits d'exploration pétrolière. Enfin, une autre étude, celle de Bouchot et al. (2008), intégrant en plus les températures de puits géothermiques pour un total de 603 données, a permis de déterminer un gradient de 3.42°C/100m (pour une température en surface fixée à 11.38°C). Néanmoins, au-delà de ces moyennes régionales, une anomalie thermique encore difficilement expliquée est constatée à la frontière Sud de Paris, où une chute de température de 12.8°C est observée entre le puits d'injection d'Arcueil-Gentilly (62°C mesuré à 1410 m) et le puits producteur du triplet de Fresnes (74.8°C mesuré à 1540 m). Les variations topographiques de surface ou de profondeur de l'aquifère (ici de 130 m) ne peuvent justifier à elles seules cette variation drastique de température. Cette anomalie pourrait s'expliquer par une zone de fracturation diffuse permettant une recharge de l'aquifère du Dogger par des eaux plus froides sus-jacentes provenant des aquifères du Crétacé inférieur (Dentzer et al., 2018).

La zone d'étude est localisée en région parisienne et s'étend sur une surface de près de 1400 km² (Figure 20A-B). Elle est délimitée par un polygone correspondant au périmètre dans lequel seront produits les modèles numériques 3D décrits par la suite (Figure 20A-B). Ce périmètre de modélisation intègre un

total de 153 puits dont 122 puits géothermiques et 31 puits d'exploration ou d'exploitation pétrolière (Figure 20B). Sur les 122 puits géothermiques, 116 puits atteignent au moins l'aquifère du Dogger à l'exception des puits d'Issy-les-Moulineaux, de Clichy-Batignolles, et ceux du Plessis-Robinson qui ne seront pas utilisés dans le cadre de ce travail. La zone d'étude compte un total de 57 puits d'injection et 59 puits de production (Figure 20B). Parmi les 116 puits géothermiques, 74 puits sont encore en activité (dont 31 doublets et 4 triplets) et 42 puits ont été abandonnés (soit 21 doublets) (Figure 20B). La plupart de ces puits sont déviés à l'exception du puits d'injection de La Courneuve Nord, et ceux de production d'Aulnay-sous-Bois RDV, de Clichy-sous-Bois, de La Courneuve Sud et de Vigneux-sur-Seine qui présentent une trajectoire verticale (Figure 20B). La plus grande densité d'installations géothermiques est observée en Seine-Saint-Denis et dans le Val-de-Marne avec respectivement 36 et 51 puits forés (Figure 20B). Les autres départements présentent une densité d'installation beaucoup plus faible (au moins à l'échelle de la zone d'étude) avec seulement 4 puits forés à Paris, 8 puits en Essonne, 6 puits dans les Hauts-de-Seine, 6 puits en Seine-et-Marne et 5 puits dans le Val-d'Oise (Figure 20B). Le tableau récapitulatif des puits utilisés dans cette étude est présenté en annexe (Annexe 1).

Au sein du périmètre de modélisation, il y a en particulier 3 opérations géothermiques qui présentent un intérêt majeur et qui feront l'objet d'une étude plus détaillée dans les chapitres suivants (Figure 20B). Il s'agit de :

- L'opération d'Aulnay-sous-Bois « Roses des vents » (RDV), située en Seine-Saint-Denis. Dans cette opération, le puits de production (GAY1) foré en 1981 a été carotté sur 153 mètres dans l'aquifère du Bathonien. C'est le seul puits géothermique qui fut carotté dans la zone d'étude à l'initiative d'un programme de recherche financé par le BRGM afin d'évaluer plus finement les potentialités réservoirs de l'aquifère (Giot and Rojas, 1981). Cette opération a été prise comme opération de référence historique pour le Dogger.
- L'opération de Cachan 3, réalisée en 2018 dans le département du Val-de-Marne. Elle est caractérisée par une architecture de forage inédite en France en géothermie, constituée de deux puits géothermiques sub-horizontaux (Ungemach et al., 2019). Cette opération a été réalisée afin de remplacer les anciens doublets de Cachan 1 et 2 (4 puits au total) qui exploitaient l'aquifère du Bathonien depuis le début des années 80 (Boissavy et al., 2019). En termes de structure, les deux puits présentent des drains d'un diamètre de 8.5 pouces (environ 20 cm) et ont été forés à l'horizontal sur près de 1 000 m en trou ouvert dans le réservoir, c'est-à-dire en contact direct avec les roches (Boissavy et al., 2019). Cette architecture est particulièrement innovante car elle se substitue aux pratiques de forages plus conventionnelles consistant à forer des puits géothermiques déviés ou verticaux (Bruel et al., 2008; Hamm et al., 2016; Wielemaker et al., 2020). Elle a été développée pour deux raisons principales. D'abord pour augmenter la productivité de l'opération sur le long terme en optimisant la surface d'exposition des drains avec deux niveaux réservoirs ciblés (Wielemaker et al., 2020). Les débits enregistrés après la mise en service des puits ont d'ailleurs montré une nette amélioration de la production avec une augmentation de 30% passant d'un débit moyen de 350 m³.h⁻¹ (pour les deux anciens doublets cumulés) à plus de 450 m³.h⁻¹ (pour le nouveau doublet) (Boissavy et al., 2019; Ungemach et al., 2019; Wielemaker et al., 2020). D'autre part, cette configuration permet également de limiter les risques de percée thermique précoces en ralentissant l'arrivée de la « bulle froide » induite par le puits injecteur. Cela s'explique notamment par la structure même des puits qui présentent des déviations plus élevées (d'environ 90°) et qui sont donc latéralement beaucoup plus espacés au toit du réservoir (Boissavy et al., 2019; Wielemaker et al., 2020). Enfin, au-delà cette architecture novatrice, cette opération est surtout intéressante car, pour la première fois dans le

secteur de la géothermie en France, des diagraphies de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) y ont été déployées (seulement dans puits de production GCAH2) permettant d'obtenir un enregistrement continu de la perméabilité au sein du réservoir (Wielemaker et al., 2020).

L'opération de Bobigny-Drancy réalisée plus récemment en 2020 en Seine-Saint-Denis, avec l'implantation des 4 nouveaux forages déviés (quadruplet). Elle est destinée à chauffer plus de 20 000 logements (Ungemach and Antics, 2020). Cette opération présente aussi un intérêt majeur pour deux raisons principales. D'abord parce qu'il s'agit du second déploiement de diagraphies RMN dans la région après le succès rencontré à Cachan, mais cette-ci fois dans les deux puits de production de l'opération (GBD1 et GBD3). Et d'autre part, parce que depuis le programme de recherche mené pour le puits d'Aulnay-sous-Bois en 1981, une nouvelle carotte de 36 m a pu être récupérée dans le réservoir du Bathonien dans le puits d'injection GBD4 (Ungemach and Antics, 2020).

Les simulations thermiques et dynamiques seront effectuées dans un périmètre plus réduit, d'environ 115 km², au cœur de la zone d'étude. Ce périmètre est délimité en rouge sur la Figure 20. Enfin, le périmètre de modélisation utilisé dans le cadre de la thèse d'Hadrien Thomas (2022) est présenté en rose sur la Figure 20.



Figure 20: A- Carte de la région d'Ile-de-France localisant les départements, les principales villes, les opérations géothermiques et les puits pétroliers. La région compte un total 184 puits géothermiques et 747 puits pétroliers (incluant les core-drill, les puits d'exploration et d'exploitation). Un code couleur est attribué à chaque opération géothermique en fonction de l'aquifère géothermique ciblé (en vert pour le Crétacé inférieur, en bleu clair pour le Jurassique supérieur et en bleu foncé pour le Jurassique moyen). La carte des températures obtenue par krigeage au toit du Bathonien est affichée en arrière-plan ainsi que la position des différentes failles dont deux (celles de Beynes-

Meudon et de Bray-Vittel) traversent le périmètre de modélisation. La faille de Vittel, localisée au Nord-Est du domaine, correspond à l'une des structures tectoniques majeures à l'échelle du bassin de Paris (Beccaletto et al., 2011). Il est important de préciser que la carte de température n'a été produite uniquement qu'à partir des données mesurées dans les puits géothermiques. B : Zoom sur le périmètre de modélisation (zone d'étude) délimité par le polygone bleu couvrant près de 1400 km2 et incluant 116 puits géothermiques et 31 puits pétroliers. Le périmètre de simulation est délimité en rouge au cœur de ce dernier et s'étend sur près de 115 km2. Les opérations géothermiques présentant un intérêt particulier pour l'étude sont encadrées en jaune. Les puits d'Issy-les-Moulineaux et ceux de Clichy-Batignolles sont représentés dans le périmètre de modélisation mais ne seront pas traités car ils n'atteignent pas l'aquifère du Dogger. Par ailleurs, certaines trajectoires de puits ne sont pas affichées car les données de déviations n'étaient pas disponibles.

CHAPITRE 3

-

MATERIELS & METHODES



Chapitre 3 : Matériels & Méthodes

La première étape du travail à consisté à produire une base de données conséquente nécessaire au développement de modèles et simulations numériques. Ce chapitre est divisé en deux parties distinctes. La première partie vise à décrire les différents types de données utilisées et la seconde aborde les méthodologies adoptées au cours de ce travail ainsi que les logiciels utilisés.

1. Matériels

1.1. Origine et collecte des données

La compilation des données à l'échelle de la région Ile-de-France a été possible par le biais de la collaboration entre les partenaires du projet ANR UPGEO (notamment avec le BRGM et GEOFLUID). La synthèse réalisée s'appuie principalement sur les données de forages, publiques et rendues disponibles par le BRGM sur sa Banque du Sous-Sol (BSS) et par le Bureau Ressources Énergétiques du Sous-Sol (BRESS) via son portail internet Minergies (http://www.minergies.fr/fr). La BSS est gérée par le BRGM et constitue la base de données nationale des ouvrages souterrains déclarés sur le territoire français et accessible sur https://infoterre.brgm.fr/page/banque-sol-bss. Elle contient notamment tous les logs de fin de sondage et permet un accès facile et gratuit aux informations techniques des forages qui sont collectées auprès des foreurs et des maîtres d'ouvrage. Tous les documents téléchargeables sur le site de la BSS ont donc été collectés pour l'ensemble des puits en région Ile-de-France. Le portail Minergies contient quant à lui toutes les données publiques pour les ouvrages pétroliers, ainsi que quelques données de certains puits géothermiques. Il a été surtout utilisé pour obtenir les rapports de fin de sondage ou données diagraphiques au format ASCII, dont l'accès a été possible par l'intermédiaire du BRGM. Au total, les données de 681 forages ont été collectées pour les forages pétroliers et géothermiques en Ile-de-France atteignant au moins les formations du Crétacé inférieur. Par ailleurs, le Système de bancarisation et de suivi des opérations de géothermie de basse énergie en France métropolitaine (SYBASE, https://sybase.brgm.fr/), conventionnellement accessible aux bureaux d'étude sous-sol en charge des dossiers PERDOTEX et par les opérateurs géothermiques, a également été consultée par l'intermédiaire de GEOFLUID afin de disposer des données d'exploitation des puits (débits, températures de réinjection/production...). Le SYBASE regroupe l'ensemble des données des forages géothermiques au niveau national incluant les données de suivi d'exploitation dont seuls les maitres d'ouvrage sont propriétaires (Hamm and Maurel, 2019). Il a été développée par le BRGM et par l'ADEME afin de faciliter la gestion des données à long terme et d'aider à la décision d'implantation de nouveaux forages (Hamm and Treil, 2013; Hamm and Maurel, 2019). Ces données sont transmises par les bureaux d'études de façon trimestrielle via une procédure spécifique et un fichier Excel normalisé mis en place par le BRGM en 2010 (Hamm et al., 2015). Les données de suivis des puits de production et d'injection sont regroupées dans la table « Exploitations » du SYBASE. Enfin, la plateforme publiques Geothermies a été consultée afin de produire une base de données exhaustive (https://www.geothermies.fr/). Cette collecte de données a d'abord été initiée pendant les travaux de thèse d'Hadrien Thomas (2022), puis complétée au cours du présent travail sous la supervision de Benjamin Brigaud à l'Université Paris-Saclay, Simon Andrieu au BRGM et Miklos Antics et Pierre Ungemach à GEOFLUID. La collecte des données est actuellement poursuivie par Perrine Mas (thèse en cours) et Codjo Thomas Florent Essou (thèse en cours).

1.2. Organisation générale de la base de données

Une fois toutes les données collectées par les différents acteurs du projet, l'étape préliminaire a consisté à structurer et organiser le dépôt des fichiers dans une base de données structurée et accessible sur un serveur. Au cours de ma thèse, j'ai organisé en grande partie ce travail de structuration et de classement des fichiers sur le serveur (Figure 21). Toutes les données de forages ont d'abord été triées en créant plusieurs dossiers. Un dossier regroupe l'ensemble des données d'un puits. Tous les dossiers ont ensuite été classés par région et par département. Les dossiers de chaque puits ont été nommés de la façon suivante : Nomduforagecomplet_(Commune)_IdentifiantBRESS (Figure 21).



Figure 21: Capture d'écran de l'arborescence de la base de données mise en place sur le serveur. Les données sont d'abord triées (1) par régions ; (2) par départements ; puis (3) par puits ; et enfin (4) par sous-dossiers en fonction des documents collectés (ici, le sous-dossier BSS contient, comme son nom l'indique, les données récupérées sur le site Infoterre).

Comme certains puits géothermiques et pétroliers présentent parfois des appellations similaires ou n'ont pas d'identifiant BRESS, les noms de leurs communes ont été ajoutés entre parenthèse afin de mieux les discriminer en termes de localisation (Figure 21). La plupart des forages ont néanmoins des noms qui correspondent aux communes dans lesquelles ils ont été forés. Les identifiants BRESS de chaque forage ont également été ajoutés (Figure 21). Tous les identifiants commencent par le nombre 14 correspondant aux puits pétroliers et géothermiques présents dans le bassin de Paris (zone 14 selon la terminologie du BRESS). Les puits géothermiques se distinguent facilement des puits pétroliers avec l'ajout du nombre 90 après le celui de la zone (exemple d'identifiant BRESS : 14-90XX). Plus en détail, chaque forage présente des sous-dossiers de nature variable en fonction des données collectées. Les principaux documents récupérés pour les puits pétroliers et géothermiques sont illustrés dans le Tableau 4.

| Documents collectés | | | | | | | | |
|---|---|--|--|--|--|--|--|--|
| Puits géothermiques | Puits pétroliers | | | | | | | |
| | Rapport de fin de sondage (RFS) | | | | | | | |
| Dossier des ouvrages exécutés (DOE) | Log fondamental/fin d'ouvrage (LFO) | | | | | | | |
| Masterlog | Diagraphies | | | | | | | |
| Diagraphies | Fiche récapitulative de l'ouvrage (FGE) | | | | | | | |
| Fiche récapitulative de l'ouvrage (FGE) | Log de carottage (CRT) | | | | | | | |
| Documents de la BSS | Log de surveillance géologique (LCH) | | | | | | | |
| | Documents de la BSS | | | | | | | |

Tableau 4: Tableau récapitulatif des principaux documents collectés pour les puits pétroliers et géothermiques en région Ile-de-France.

La majorité des données qui seront décrites par la suite proviennent de la consultation (1) des dossiers des ouvrages exécutés (DOE) pour les puits géothermiques ; et (2) des rapports de fin de sondage (RFS) pour les puits pétroliers. Ces rapports contiennent de nombreuses informations utiles sur les forages. Dans le cas des forages géothermiques en particulier, les DOE fournissent par exemple des informations techniques telles que la coupe du forage ainsi que les programmes de tubage, de boue, de cimentation et de diagraphie, mais aussi des informations sur la géologie du réservoir et ses caractéristiques hydrodynamiques.

Un inventaire précis des données indispensables à la modélisation a été effectué en amont pour l'ensemble des forages. Toutes les données en lle-de-France ont ensuite été compilées dans un tableau Excel regroupant les forages pétroliers (747 forages au total) et les forages géothermiques (184 forages

au total). La base est organisée en plusieurs sections. Son organisation générale est présentée dans le Tableau 5. La base la plus récente mise à jour par Perrine Mas (thèse en cours) est accessible au lien suivant : <u>https://static.data.gouv.fr/resources/base-de-donnees-des-puits-petroliers-et-geothermiques-dile-de-france/20231011-131707/bdd-puits-upgeo-20230911.xlsx</u>.

| Organisation de la base de données Excel | | | | | | | | | |
|---|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Section 1 : Caractéristiques générales | | | | | | | | | |
| Numéro BRESS | Noms abrégés | | | | | | | | |
| Numéro d'archive BRGM | Nom local (infoterre) | | | | | | | | |
| Identifiant national de l'Ouvrage (BSS) | Nature (injection/production) | | | | | | | | |
| Étage géologique atteint | Structure | | | | | | | | |
| Profondeur (MD, TVD, TVDSS) | Dates de forage | | | | | | | | |
| Noms complet | Dates d'exploitation | | | | | | | | |
| Région | État (en activité/en arrêt) | | | | | | | | |
| Département | Type de complétion | | | | | | | | |
| Section 2 : Inventaire des données disponibles | | | | | | | | | |
| Nombre de DOE | Nombre de diagraphies par forage | | | | | | | | |
| Nombre de masterlogs | Nombre de mesures de déviations | | | | | | | | |
| Nombre de données de débitmétrie | Nombre de fiche récapitulative (FGE) | | | | | | | | |
| Section 3 : Coordonné | ées géographiques | | | | | | | | |
| Coordonnées de surface | Coordonnées au sabot | | | | | | | | |
| Référentiel de surface | Coordonnées de fond de forage | | | | | | | | |
| Coordonnées au toit du Bathonien | | | | | | | | | |
| Section 4 : Propri | étés réservoir | | | | | | | | |
| Transmissivité | Température | | | | | | | | |
| Perméabilité | Pression statique | | | | | | | | |
| Porosité | Viscosité | | | | | | | | |
| Nombre de niveaux producteur | Compressibilité | | | | | | | | |
| Épaisseur réservoir cumulée (MD/TVD) | Salinité | | | | | | | | |
| Épaisseur réservoir total (MD/TVD) | Débit moyen d'exploitation | | | | | | | | |
| Profondeur de la sonde | | | | | | | | | |
| Section 5 : Caractéristiques géométriques | | | | | | | | | |
| Profondeur KOP | Inclinaison moyenne | | | | | | | | |
| Espacement des puits | Azimut moyen | | | | | | | | |

Tableau 5: Tableau synthétique des différentes données compilées pour les forages géothermiques et pétroliers en Ilede-France répertoriées par sections dans la base de données Excel. La section 4 concerne en grande partie les puits géothermiques. De plus, pour les puits pétroliers un inventaire du nombre de logs de carottage (CRT) disponibles a été effectué.

1.3. Descriptions des données de forages utilisées pour l'étude

1.3.1. Les données géométriques

1.3.1.1. Coordonnées géographiques

Les coordonnées géographiques des têtes de puits (*well head*) ont été compilées afin de positionner les forages en surface. Comme certaines coordonnées étaient parfois peu précises ou erronées dans les DOE et RFS, un travail de vérification a été entrepris à partir (1) d'une comparaison des valeurs trouvées dans plusieurs documents fournis pour un même ouvrage et ; (2) par la consultation des cartes d'OpenStreetMap (sur QGIS) qui intègrent en général la localisation précise des centrales géothermiques

en surface. Les coordonnées les plus fiables ont été collectées à partir de la consultation des en-têtes des fichiers diagraphiques, des FGE et des masterlogs. Elles sont caractérisées par des valeurs de longitude (X) et de latitude (Y) qui sont la plupart du temps référencées dans des systèmes géographiques différents (projections Lambert 1, Lambert 2, Lambert 93 ou WGS84). Un travail d'homogénéisation des coordonnées a donc été effectué par le biais d'un convertisseur en ligne gratuit (<u>http://geofree.fr/gf/coordinateconv.asp</u>) afin qu'elles soient toutes référencées dans le même système. Le système de référence de coordonnées (*Coordinate Reference System*) retenu pour cette étude est le suivant : UTM84-31N : WGS (*World Geodetic System*) 1984 - Zone 31 Nord. Les élévations de surface (*ground level*) ont aussi été collectées pour chaque forage. Ces indications sont présentes dans le sentêtes des fichiers diagraphiques et ont été vérifiées avec les altitudes fournies sur le site Infoterre. Toutes les coordonnées des puits (au nombre de 147) de la zone d'étude ont été importées dans le logiciel Petrel© à partir d'un fichier unique dont une partie est présentée à la Figure 22. Ce fichier est généré à partir d'un éditeur de texte classique (bloc-notes par exemple). Concernant les puits déjà été intégrés lors des travaux de thèse d'Hadrien Thomas, leurs coordonnées ont également été vérifiées, de même que leurs référentiels de surface.

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 "GVP1" "Villepinte-1" 1 48°57'22.8971"N 2°33'38.4242"E "GL" 62 2145.8 "GVP2" "Villepinte-2" 1 48°57'22.6051"N 2°33'38.7180"E "GL" 62 2145 "GRNY1" "Rosny-sous-bois-1" 1 48°52'53.7002"N 2°28'23.1776"E "GL" 70 2211.1 "GRNY2" "Rosny-sous-bois-2" 1 48°52'53.4410"N 2°28'23.6186"E "GL" 70 2161.5 "GVLB1D" "Villiers-le-bel-gonnesse-1D" 1 49°0'21.2256"N 2°25'5.9995"E "GL" 80 2115 "GVLB2D" "Villiers-le-bel-gonnesse-2D" 1 49°0'21.2260"N 2°25'5.5074"E "GL" 80 2048

 GVLB2D
 Villiers-le-bel-gonnesse-2D
 1
 49°0 21.2260 N 2°25 5.504 E
 GL
 80
 2048

 "GVLB3D
 "Villiers-le-bel-gonnesse-3D
 1
 49°0 20.6042 N 2°25 5.50320 E
 "GL" 80
 2239.1

 "GNSM1"
 "Neuilly-sur-marne-1"
 1
 48°52 5.7043 N 2°32 39.7475 E
 "GL" 45
 2025.8

 "GNSM2"
 "Neuilly-sur-marne-2"
 1
 48°52 5.5758 N 2°32 39.3058 E
 "GL" 45
 2036.8

 "GPNE1"
 "Aubervilliers-1"
 1
 48°54 2.9513 N 2°22 48.9691 E
 "GL" 42.6
 2042

 "GPNE2"
 "Aubervilliers-2"
 1
 48°54 3.3268 N 2°22 248.8575 E
 "GL" 42.6
 2045.5

 "GGAR1" "Garges-les-gonesse-1" 1 48°58'38.4359"N 2°24'19.7482"E "GL" 60 1975

Figure 22 : Exemple du fichier « well-head » nécessaire à l'import des têtes de puits dans Petrel©. Pour chaque forage, 8 informations doivent être fournies dans l'ordre suivant : (1) l'abréviation du nom du puits (en rouge) ; (2) son nom complet (en bleu) ; (3) un numéro correspondant au symbole du puits souhaité (en jaune) permettant entre autres de distinguer les puits pétroliers des puits géothermiques ; (4) la latitude (en marron) et (5) la longitude (en vert) exprimées toutes deux en degrés (°) minutes (') secondes ('') ; (6) le référentiel de surface du puits (en rose), ici le niveau du sol (GL : ground level) ; (7) la valeur du référentiel sélectionné (en turquoise) et (8) la profondeur du forage (en violet).

Tous les forages appartenant à un même ouvrage géothermique (doublet ou triplet) présentent des coordonnées presque similaires (Figure 22). Cette proximité de surface est justifiée par trois raisons. D'abord parce que les doublets sont réalisés à partir d'une même plateforme de forage : cela permet d'éviter des couts logistiques supplémentaires quant aux déplacements des appareils et des équipes sur site. Cela permet aussi d'économiser du temps avec la possibilité de forer plusieurs puits simultanément (*batch drilling*). Deuxièmement, parce que les fluides produits doivent être réinjectés dans le réservoir une fois passé par l'échangeur thermique en surface sans avoir à être transportés sur de longue distance, cela permet donc aussi de limiter les coûts. Et troisièmement, parce que les puits sont implantés dans des zones urbaines denses où très peu d'espace est disponible. A titre d'exemple, une plateforme de forage peut nécessiter, pour un doublet de forage profond, jusqu'à une surface de l'ordre de 5000 m² (ADEME, 2015). Les têtes de puits géothermiques sont donc généralement situées l'une à côté de l'autre.

1.3.1.2. Profondeurs des forages et déviations

Dans la zone d'étude, les puits pétroliers et géothermiques sont forés à des profondeurs variées. Ces profondeurs (drilling depth) ont été principalement collectées à partir de la consultation des en-têtes de fichiers diagraphiques qui fournissent les valeurs les plus précises. Par ailleurs, chaque forage est caractérisé par une trajectoire qui décrit son architecture. Trois architectures de puits différentes ont été identifiées dans la zone d'étude : (1) les forages dit verticaux ou sub-verticaux (inclinaison inférieure à 1°); (2) les forages dits déviés ou inclinés (inclinaison inférieure à 45°) et ; (3) les forages dits subhorizontaux (inclinaison s'approchant de 90°). Ces architectures supposent l'utilisation d'une nomenclature spécifique pour décrire les côtes de profondeur des forages. Précisément pour les puits déviés ou sub-horizontaux, on parlera de côtes (1) en profondeur mesurée (MD : Measured Depth) correspondant à la distance mesurée le long de la trajectoire exacte du puits ; (2) en profondeur verticale (TVD : True Vertical Depth) correspondant à la distance verticale entre le puits et le référentiel choisi en surface et ; (3) en profondeur verticale par rapport au niveau de la mer (TVDSS : True Vertical Depth Sub-Sea) qui, comme son nom l'indique, correspond à la distance verticale entre le puits et le niveau de la mer (Mean Sea Level). L'élévation de ce niveau est par convention égal à 0 m et les profondeurs TVDSS sont généralement exprimées avec un signe négatif. Dans le cas de forages verticaux au sens stricte, les côtes de profondeurs MD et TVD sont parfaitement identiques.

D'autre part, le référentiel de surface à partir duquel les mesures de profondeurs sont référencées est aussi un élément important à prendre en compte. Il est en général indiqué dans l'en-tête des fichiers de diagraphies (dans la partie *Drilling measured from*). Il existe 4 référentiels possibles : (1) le niveau du sol (GL : *Ground Level*) ; (2) le plancher de forage (DF : *Drill Floor*) ; (3) la table de rotation (RT : *Rotary Table*) ; et (4) l'étau permettant de connecter les tiges de forage (*drill pipe*) à la table de rotation (KB : *Kelly Bushing*). Les mêmes référentiels sont utilisés pour décrire les côtes initiales à partir desquelles seront effectuées les enregistrements diagraphiques (dans la partie *log measured from*). Pour tous les forages, les côtes de référence (forage *versus* diagraphies) sont généralement identiques et ont été reportées dans la base de données. Pour les puits géothermiques, le référentiel généralement utilisé est le niveau du sol (GL), tandis que pour les puits pétroliers, il s'agit de la table de rotation (RT).

Les mesures de déviations (*well path*) de chaque forage ont ensuite été collectées à partir de la consultation des DOE et des RFS. Pour décrire leurs trajectoires, trois informations ont été nécessaires : (1) les côtes de profondeur forée MD ; (2) les mesures d'inclinaisons (en °) ; et (3) les mesures d'azimuts par rapport au Nord (en °). Toutes ces données ont été reportées dans une base Excel (différente de celle décrite précédemment) et intégrées dans Petrel© à partir de plusieurs fichiers .txt dont deux exemples sont illustrés à la Figure 23A-B. En plus des puits de la zone d'étude, les données de déviations de tous les forages géothermiques en région Ile-de-France ont été inventoriées et associées aux pages des rapports dans lesquelles elles ont été trouvées par soucis de traçabilité. Par ailleurs, certaines mesures de déviations trouvées dans les rapports les plus anciens ont nécessité d'être corrigées car les azimuts décrits n'étaient pas référencés par rapport au Nord géographique (Figure 23C).



Figure 23 : Exemple de deux fichiers « well path » pour un puits géothermique dévié (GBD1) en A, et vertical (GAY1) en B, nécessaires à l'import des trajectoires dans Petrel©. Il est à noter également que toutes les trajectoires sont extrapolées sur les derniers mètres jusqu'au fond des forages faute de mesures (Rojas et al., 1989). Pour le puits GGAR2, un exemple de correction de mesure d'azimut par rapport au Nord est illustré en C. L'azimut initial fournit dans le rapport était égal à S 69.5° W (en bleu) puis à N 249.5° après correction (en rouge).

D'après toutes les données collectées dans la zone d'étude, la majorité des puits géothermiques sont déviés avec un angle moyen d'environ 36° (par rapport à la verticale) et présentent un déplacement horizontal dans le réservoir d'environ 1350 m en moyenne. Ce déplacement correspond à la distance entre les coordonnées des têtes de forages (en surface) et celles de l'impact au toit du réservoir (Rojas et al., 1989). Les puits sont d'abord forés à la verticale avant d'être déviés à partir d'une certaine profondeur, appelée *Kick-Off Point* (KOP) et égale à 500 m en moyenne à l'échelle régionale, afin de permettre l'installation du matériel de pompage destiné à produire l'eau chaude dans le puits producteur (Figure 24). Enfin, dans le cadre d'une exploitation en doublet, la structure inclinée des puits est privilégiée pour deux raisons principales. Elle permet d'abord de limiter les risques de percée thermique précoce car les forages d'un même doublet sont déviés dans une direction inverse. Et comme les têtes de puits sont situées à proximité l'une de l'autre, cette configuration permet aussi de faire l'économie d'une seconde plateforme de forage en évitant de forer deux puits verticaux à des endroits différents.



Figure 24: Schéma d'un doublet géothermique classique (en C) constitué d'un puits producteur (PP : production well) et d'un puits injecteur (IW : injection well). La pompe de production (PP : production pump) est installée dans la section verticale du puits producteur en profondeur, tandis que la pompe d'injection (IP : injection pump) est installée en surface proche du puits injecteur. Les têtes de puits (WH : wellhead) sont connectées en surface par l'échangeur thermique (HX : heat exchanger). Les configurations de 2 puits verticaux, ou bien d'un puits vertical et d'un puits dévié, sont également illustrées en A et B (figure d'après Ungemach and Antics, 2006).

1.3.2. Les données diagraphiques

Tous les forages géothermiques sont en général cimentés (*casing*) jusqu'au toit de l'aquifère et sont ensuite complétés en trou ouvert (*open hole*) avec un diamètre de 8.5 pouces (soit 20.32 cm) (Lopez et al., 2010). Cette configuration, à la différence des forages crépinés, permet aux outils diagraphiques d'être en contact direct avec le réservoir et de mesurer ses propriétés en continu (Barbier, 2002). Il existe principalement deux types de diagraphies (*well-logs*) dans le cadre de l'exploration d'un réservoir géothermique (Maget, 1990) : (1) les diagraphies dites instantanées enregistrées pendant le forage. Elles décrivent principalement les paramètres techniques de l'avancement du forage tels que le taux de pénétration de l'outil (ROP : *Rate Of Penetration*) ou le poids sur le trépan (WOB : *Weight On Bit*). Ces caractéristiques sont en général fournies dans les masterlogs des puits géothermiques ; et (2) les diagraphies dites différées c'est-à-dire enregistrées après le forage. Elles permettent de contrôler la qualité de la géométrie du trou du forage (diamètreur ou *caliper*) et la cimentation du puits (CBL : *Cement Bond log*). Elles fournissent aussi des informations précieuses sur les propriétés physiques du réservoir en fonction de la profondeur (gamma-ray, densité, porosité…). Ces informations sont en général fournies dans des documents individuels pour chaque forage en fonction du type de mesure effectuée. A l'échelle de la zone d'étude, toutes les données diagraphiques disponibles pour les puits pétroliers et géothermiques ont été compilées. Ces données ont été collectées à partir de trois types de fichiers différents : (1) des fichiers au format ASCII .las ; (2) des fichiers au format .lis ; (3) des fichiers au format .dlis ; et (4) des fichiers scannés (ou non) aux formats .jpeg, .tiff ou .pdf. Les fichiers de type .las, dont un exemple est illustré à la Figure 25, correspondent aux fichiers qui peuvent être directement importés dans Petrel©. Pour les formats .lis et .dlis, les fichiers ont nécessité d'être retraités à l'aide de boîtes à outils spécifiques (*tool box*) développées par Schlumberger (.lis to .dlis ou .dlis to .ASCII) afin d'en extraire des fichiers codés au format ASCII. Enfin, pour les fichiers aux formats .jpeg, .tiff ou .pdf, le logiciel Neuralog© a été utilisé pour digitaliser manuellement les diagraphies quand aucune autre donnée n'était disponible (notamment pour les forages les plus anciens). Les données digitalisées ont par la suite été exportées au format ASCII afin de les intégrer facilement dans Petrel©.

Il est difficile d'estimer avec précision le nombre de diagraphies qui ont été numérisées dans ce travail car les numérisations ont été effectuées par plusieurs personnes au cours de la thèse et dans différentes zones. Un premier travail de numérisation a d'abord été entrepris en 2020, en collaboration avec Hadrien Thomas pendant sa thèse, dans la partie Sud de la zone d'étude, notamment dans les départements du Val-de-Marne et de l'Essonne (Figure 20). D'autre part, concernant les forages présents dans la partie Nord, notamment en Seine-Saint-Denis, les diagraphies ont été numérisées en partie par des stagiaires de Licence ou de Master que j'ai pu encadrer au cours de ma thèse (Luis Barroso, Vanel Kwahasamouo, Carla Dabreu et Yanis Cherifi).

| ~VERSION INFORMATION | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|--|--|--|--------------|-------------|-----------------|---------------|--------------|----------|---------|--------|-----------|
| VERS. | | 2.0 :CWLS | Log ASCII Sta | ndard - VERS | ION 2.0 | | | | | | | |
| WRAP. | | NO :One Line per depth step | | | | | | | | | | |
| PROD. | Schlu | Schlumberger :LAS Producer | | | | | | | | | | |
| PROG. | DLIS | to ASCII 19C2-27 | 0 | | :LAS Progr | am name and ve | rsion | | | | | |
| CREA. | | 2018/03/10 06:4 | 18/03/10 06:48 :LAS Creation date {YYYY/MM/DD hh:mm} | | | | | | | | | |
| DLIS C | REA. | 2018-Mar-10 05:56 DITS Creation date and time {YYY-MMM-DD bh:mm} | | | | | | | | | | |
| SOURCE | SUPCE SNP 6C4H-2 CMR-GR 10Mar2018 ML CUSTOMER.dis DITS File Name | | | | | | | | | | | |
| FTLE-T | D. | ConCu R08 L004U | PPC CMRT | | :File Iden | tification Num | ber | | | | | |
| # | | | | | Trate addi | caracterion num | | | | | | |
| ~WELL | TNEORM | 1ATTON | | | | | | | | | | |
| #MNEM | UNTT | ΠΑΤΑ | DESCRIPT | TON | | | | | | | | |
| # | | | DESCRIPT | | | | | | | | | |
| STRT | м | 1927 7076 | START DEPTH | | | | | | | | | |
| STOP | M | 2844 6984 | STOP DEPTH | | | | | | | | | |
| STEP . | M | 0 1524 | STEP | | | | | | | | | |
| MILLE . | 11 | -000 25 | MULL VALUE | | | | | | | | | |
| COMP. | | - 999.20 CMD | .NOLL VALUE | | COMPANY | | | | | | | |
| COMP . | | SPIP | | | COMPANY | | | | | | | |
| WELL . | | GCAH-2 | | | WELL | | | | | | | |
| FLD . | | Cachan | | | FIELD | | | | | | | |
| LOC . | | Val-De-Marne | | | : LOCATION | | | | | | | |
| CNTY . | | Val-De-Marne (| 94) | | : COUNTY | | | | | | | |
| STAT . | | SMP-106 | | | :STATE | | | | | | | |
| CTRY . | | France | | | : COUNTRY | | | | | | | |
| API . | | | | | :API NUMBE | R | | | | | | |
| UWI . | | | | | :UNIQUE WE | LL ID | | | | | | |
| DATE . | | 09-Mar-2018 | | | :LOG DATE | {DD-MMM-YYYY} | | | | | | |
| SRVC . | | Schlumberger | | | :SERVICE C | OMPANY | | | | | | |
| LATI . | DEG | 48° 47' 20" N | | | :LATITUDE | | | | | | | |
| LONG . | DEG | 2° 19' 50.3" E | | | : LONGITUDE | | | | | | | |
| GDAT . | | | | | :GeoDetic | Datum | | | | | | |
| # | | | | | | | • | | | | | |
| ~CURVE | INFOR | MATION | | | | | | | | | | |
| #MNEM. | UNIT | API CODE | | | DESCRIPTIC | N | | | | | | |
| # | | | | | | | | | | | | |
| DEPT . | M | | | | :DEPTH (BC | REHOLE) {F10.4 | } | | | | | |
| CFF2 . | V/V | | | | :CMR Free | Fluid for T2 C | utoff 2 {F13. | 4} | | | | |
| CMFF . | V/V | | | | :CMR Free | Fluid {F13.4} | | | | | | |
| CMRP_3 | MS.V/V | / | | | :CMR Poros | ity with T2 va | lues greater | than 3 ms {F | 13.4} | | | |
| cs . | F/HR | | | | :Cable Spe | ed {F13.4} | | | - | | | |
| GR_EDT | C.GAPI | | | | :Gamma Ray | {F13.4} | | | | | | |
| KSDR . | MD | | | | :SDR Perme | ability {F13.4 | } | | | | | |
| ктім . | MD | | | | :Timur/Coa | tes Permeabili | ty {F13.4} | | | | | |
| т2СИТО | DFF.MS | | | | :T2 Cutoff | {F13.4} | | | | | | |
| T2LM . | MS | | | | :T2 Logari | thmic Mean {F1 | 3.4} | | | | | |
| TCMR . | V/V | | | | :Total CMR | Porosity (F13 | .4} | | | | | |
| TENS . | LBF | | | | :Cable Ten | sion {F13.4} | | | | | | |
| # | | | | | | | | | | | | |
| # | | | | | | | | | | | | |
| # | DEPT | CFF2 | CMEE | CMRP 3MS | CS | GR EDTC | KSDR | KTIM | T2CUTOFF | T2LM | TCMR | TENS |
| # | | | | | | 2010 | | | 12001011 | | | |
| ~4 | | | | | | | | | | | | |
| 1927 | 7076 | 0.0057 | 0.0005 | 0.0057 | 493,4209 | 14.5197 | 0.0000 | 0.0000 | 100.0000 | 8,6880 | 0.0090 | 3284.2000 |
| 1927 | 8699 | 0.0076 | 0 0005 | 0 0076 | 486 5881 | 13 3365 | 0.0000 | 0.0000 | 100.0000 | 20.5702 | 0.0050 | 3158 8889 |
| 1928. | 0124 | 0.0097 | 0.0004 | 0.0097 | 495.0085 | 12.8293 | 0.0000 | 0.0000 | 100.0000 | 14.7955 | 0.0097 | 3270.8889 |

Figure 25: Exemple d'une partie d'un fichier ASCII .las nécessaire à l'import des diagraphies dans Petrel©. L'en-tête du fichier présentent : (1) des informations générales sur le forage (en rouge) comme les profondeurs des sections dans lesquelles les mesures diagraphiques ont été déployées (STRT et STOP) ou le pas d'échantillonnage des mesures (STEP) ; et (2) le descriptif détaillé de chaque mesure effectuée (en bleu) avec leurs abréviations et unités respectives. Les valeurs de chaque mesure en fonction de la profondeur sont ensuite fournies dans des colonnes séparées (en vert).

Les prochaines parties visent à fournir une description sommaire des principes de fonctionnement et des applications des principales diagraphies utilisées au cours de ce travail. Elles ont été classées en fonction des types de mesures réalisées. Une attention plus particulière sera portée sur les diagraphies de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) qui feront l'objet d'une étude approfondie dans le Chapitre 5 . Pour des explications plus fouillées, les lecteurs sont invités à consulter les ouvrages de Coates et al. (1999), Rider (2002) et Serra (1984).

1.3.2.1. Les diagraphies de base

Les premières diagraphies utilisées au cours de ce travail sont les diagraphies de base (ou dites passives) car elles permettent d'enregistrer les « signaux naturels » émis au sein du réservoir (Schlumberger Limited, 1989). Il en existe principalement deux types : (1) la diagraphie de gamma-ray ; et (2) la diagraphie de polarisation spontanée (Maget, 1990).

- La diagraphie de gamma-ray (GR) résulte d'une mesure de la radioactivité naturelle des roches (Giot and Rojas, 1981; Maget, 1990). Cette radioactivité provient des éléments radioactifs (⁴⁰K, ²³⁰Th, ²³⁵U et ²³⁸U) contenus dans les roches (Schlumberger Limited, 1989). En domaine sédimentaire, les roches radioactives sont les argiles, les grès feldspathiques et certaines roches carbonatées riches en phosphate, en matière organique ou en échinodermes. Le rayonnement gamma de ces roches est mesuré à l'aide d'un compteur à scintillation placé dans l'outil de mesure (Maget, 1990). La diagraphie de gamma-ray est essentiellement utilisée pour (1) différencier les horizons « potentiellement » poro-perméables des niveaux plus argileux dans le réservoir ; et (2) définir précisément les limites des bancs traversés qui serviront plus tard à réaliser des corrélations stratigraphiques entre les forages (Schlumberger Limited, 1989). Son utilisation est en général plus performante dans les formations silico-clastiques car elle permet de bien discriminer les niveaux sableux des niveaux argileux. Elle peut néanmoins s'avérer tout autant bénéfique dans les formations carbonatées pour identifier les bancs calcaires les plus argileux (Maget, 1990). Son unité de mesure est généralement exprimé en API (American Petroleum Institute) (Serra, 1984a). Dans la zone d'étude, des diagraphies de gamma-ray ont été récupérées sur 127 puits au total (Tableau 7).
- La diagraphie de polarisation spontanée (PS) correspond à l'enregistrement de la différence entre le potentiel électrique d'une électrode mobile dans le trou de forage et celui d'une électrode fixe en surface (Schlumberger Limited, 1989). Le potentiel spontané apparaît lorsque des fluides de différente nature (résistif versus conducteur) sont mis en contact dans le forage (Giot and Rojas, 1981). Dans le cas de puits géothermiques, il s'agit du fluide de forage (c'est-àdire la boue) et du fluide naturel de la formation (c'est-à-dire l'eau interstitielle contenue dans l'aquifère). Il existe deux origines principales du potentiel spontané : (1) électrocinétique ; et (2) électrochimique (Serra, 1984a). En géothermie, l'origine des microcourants électriques est le potentiel électrocinétique. Ces microcourants correspondent à des mouvements d'ions naturels entre les différentes couches de l'aquifère dont le potentiel électrocinétique est le moteur (Schlumberger Limited, 1989). Lorsqu'une partie de la boue de forage mise sous pression pénètre dans l'aquifère (invasion), ces mouvements se produisent (1) dans la zone envahie (mudcake); et (2) à l'interface des niveaux perméables et argileux (Serra, 1984a). Par exemple, dans le cas d'un filtrat de boue et d'une d'eau interstitielle qui ne contiennent que du chlorure de sodium (NaCl), seuls les cations (Na⁺) sont capables de se déplacer dans les niveaux argileux de la solution NaCl la plus concentrée vers la moins concentrée (Schlumberger Limited, 1989). Un différentiel de potentiel électrique est alors mesuré à l'interface des niveaux perméables et imperméables (argileux). Une ligne de référence, appelée ligne de base des argiles, est en
général tracée sur la diagraphie pour en apprécier visuellement les variations. Cette ligne est droite quand des formations argileuses sont traversées. En revanche, des déviations par rapport à cette ligne sont observées quand des niveaux perméables sont rencontrés. Ces déviations peuvent être soit positives (c'est-à-dire situées à droite de la ligne) ou soit négative (c'est-à-dire situées à gauche de la ligne) en fonction de la salinité du filtrat de boue et de l'eau de la formation (Schlumberger Limited, 1989). L'unité de mesure du potentiel spontanée est exprimée en millivolts (mV) (Schlumberger Limited, 1989). Dans la zone d'étude, des diagraphies de polarisation spontanée ont été récupérées sur seulement 11 puits au total (Tableau 7).

Un exemple d'une diagraphie de gamma-ray et de polarisation spontanée est illustré à la Figure 26.



Figure 26: Exemple d'un log de gamma-ray et de potentiel spontané enregistrés dans le puits géothermique de Villeneuve-La-Garenne (GVG1). Plus les valeurs de gamma-ray sont élevées, plus les niveaux traversés sont « argileux ». La courbe de potentiel spontané permet de bien distinguer les limites des formations calcaires perméables de celles argileuses plus imperméables.

1.3.2.2. Les diagraphies électriques

Les diagraphies électriques intègrent les diagraphies de résistivité. Ces diagraphies permettent d'obtenir des informations sur la résistivité des roches et par extension leur conductivité. La résistivité est exprimée en ohmmètre (Ω .m) tandis que la conductivité s'exprime en siemens par mètre (S.m⁻¹) (Serra, 1984a). La conductivité correspond par définition à la capacité d'un matériau à se laisser traverser pas un courant électrique, et inversement pour la résistivité (Giot and Rojas, 1981). En termes de fonctionnement, les outils de résistivité enregistrent un signal électrique par le biais d'un récepteur situé à une certaine distance de la source émettrice (Maget, 1990; Serra, 1984a). Ce signal résulte principalement du déplacement d'électrolytes (c'est-à-dire de minéraux dissous dans les fluides) présents dans le réservoir (Serra, 1984a). La disposition des électrodes varie selon le type de sonde choisie et du but recherché (Maget, 1990). De manière générale, plus l'espacement (spacing) entre les électrodes augmente, plus la profondeur d'investigation dans le réservoir est grande (Serra, 1984a). Cette profondeur est en général égale au double de l'espacement des électrodes (Maget, 1990). Il est possible de distinguer plus précisément deux types de sonde électrique en fonction de leurs profondeurs d'investigation : (1) le microdispositif MSFL (Micro-Spherically Focused Log) qui possède un faible rayon d'investigation destiné à mesurer la résistivité de la zone lavée (c'est-à-dire contaminée par le filtrat de boue) ; et (2) les macrodispositifs LLS (laterolog shallow) et LLD (laterolog deep), dont les rayons d'investigation sont plus importants, destinés à effectuer une « lecture » plus ou moins proche (zone de transition et zone vierge) de la résistivité de la formation (Maget, 1990). Ces dispositifs sont généralement déployés au sein d'un même forage de manière à comparer les valeurs de résistivité mesurées à différentes profondeurs. Cette comparaison permet entre autres de détecter les niveaux les plus réservoirs (Maget, 1990). En effet, plus la perméabilité d'une roche sera importante et plus la zone lavée en périphérie du puits sera contaminée sur une grande distance. Par ailleurs, une roche poreuse et perméable sera aussi caractérisée par de plus faibles valeurs de résistivités (c'est-à-dire par une conductivité importante) car l'eau interstitielle contenue dans ses pores favorise le passage du courant. A l'inverse, les sections les plus compactes et cimentées seront caractérisées par des valeurs de résistivité plus élevées car aucun fluide n'est présent dans les espaces poraux des roches. Dans la zone d'étude, des diagraphies de résistivité MSFL ont été récupérées sur 6 puits, celles de LLS sur 20 puits, et celles de LLD sur 23 puits au total (Tableau 7). Un exemple de ces diagraphies est présenté à la Figure 27.



Figure 27: Exemple de logs de résistivités (MSFL, en rouge ; LLS, en bleu ; LLD, en noir) enregistrés dans le puits géothermique d'Aulnay-sous-Bois 1 (GAY1) dans les calcaires du Bathonien. Plus les valeurs de résistivité sont faibles, plus les niveaux traversés sont supposés perméables (N.P) car plus conducteurs. La courbe MSFL présente les valeurs de résistivité les plus faibles correspondant à celles de la boue qui envahie les formations perméables en périphérie du puits (mud-cake). La différence entre zone vierge et zone envahie est bien caractérisée par les décalages observés entre les courbes (MSFL versus LLS/LLD). Il est à noter que l'échelle présentée est logarithmique.

1.3.2.3. La diagraphie sonique

La diagraphie sonique (DT) correspond à une mesure de la vitesse de propagation d'une onde acoustique entre un émetteur et un récepteur (Serra, 1984a). La sonde émet une impulsion électrique à une certaine fréquence (de l'ordre de 20 à 40 kHz) qui est par la suite enregistrée par le récepteur. Le signal reçu se compose d'une onde de compression (ou P) et d'une onde transversale (ou S). La mesure des temps de trajet (Δt) s'effectue sur les ondes qui sont les plus rapides à savoir les ondes P (Giot and Rojas, 1981; Maget, 1990). Comme les vitesses de propagation des ondes sont fonction des propriétés mécaniques du milieu (comme la densité des roches par exemple), la diagraphie sonique peut fournir des informations relatives à la lithologie du réservoir (Maget, 1990). Ces informations peuvent être déterminées à partir d'abaques qui décrivent la nature des roches traversées en fonction du temps de trajet de l'onde. Les informations collectées sont d'autant plus précises que les roches sont peu poreuses voire compactes (Maget, 1990). Les formations traversées les moins denses, comme une boue calcaire d'environnement marin ouvert peu compactée, seront caractérisées par des temps de trajet longs et inversement. Les mesures de diagraphie sonique sont en général exprimées en microsecondes par pied (lenteur) dans l'industrie pétrolière (µs/ft) (Serra, 1984a). Un simple calcul d'inversion permet d'obtenir les vitesses en mètre par seconde (m.s⁻¹) (Maget, 1990). Il est à noter également que certaines porosités (dites soniques, SPhi) peuvent être dérivées des temps de propagation des ondes à l'aide de formules mathématiques décrites dans les chartes de Schlumberger. Dans la zone d'étude, des diagraphies soniques ont été récupérées sur 72 puits, de même que des diagraphies de porosité sonique dans 8 puits (Tableau 7). Un exemple d'une diagraphie sonique est présenté à la Figure 28.



Figure 28: Exemple d'un log sonique enregistré dans le puits géothermique d'Aulnaysous-Bois 1 (GAY1). Les valeurs exprimées ici sont des lenteurs. De ce fait, plus les valeurs sont élevées, plus les vitesses sont faibles marquant la présence de niveaux soit marneux peu denses ou bien les niveaux les plus poro-perméables. A l'inverse, les niveaux les plus denses et compactés ou peu poro-perméables seront caractérisés par des vitesses plus élevées, et donc par des lenteurs plus faibles.

1.3.2.4. Les diagraphies nucléaires

Les diagraphies nucléaires intègrent un grand nombre de diagraphies différentes dont seules celles de porosité neutron, de densité et de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) seront abordées ici.

1.3.2.4.1. La diagraphie neutron

L'outil diagraphique neutron ou CNL (Compensated Neutron Log) permet d'effectuer des mesures de l'indice d'hydrogène au sein du réservoir, communément appelées mesures de porosité neutron (NPhi) (Serra, 1984a). Son principe repose sur le bombardement d'une formation par un faisceau de neutrons de haute énergie à l'aide d'une source appropriée (Serra, 1984a). Ces neutrons interagissent ensuite avec les noyaux atomiques de la formation et perdent de l'énergie par collision au contact des noyaux les plus légers, c'est-à-dire avec une masse proche de la leur, en particulier ceux d'hydrogène (H_2) (Maget, 1990). La quantification des neutrons ayant traversés la formation, c'est-à-dire ceux qui ont interagit avec les atomes d'hydrogène, est ensuite réalisée à partir des rayonnements gamma (émis à chaque collision) détectés par la sonde de mesure (Maget, 1990). Comme les noyaux d'hydrogène sont abondamment présents dans l'eau et les hydrocarbures qui remplissent les pores des roches, la porosité neutron peut être décrite comme fonction de la porosité totale du réservoir (Serra, 1984a). Dans le cas d'un réservoir géothermique, la réponse de l'outil CNL est encore plus fiable car le réservoir est seulement saturé en eau et sans présence d'hydrocarbures. La porosité neutron est en général déterminée puis corrigée à partir d'abaques qui font intervenir de nombreux paramètres (tels que la lithologie traversée, le diamètre du trou de forage ou le type de boue utilisée) et est généralement combinée à une diagraphie de densité (Aubertin and Ballin, 1984; Maget, 1990). Les diagraphies de porosité neutron sont parfois exprimées en coup par seconde pour les plus anciennes (cps; plus les cps sont élevés plus la roche est poreuse), mais non converties en pourcentage (%), ou volume par volume (V/V ou m³/m³) et en pourcentage (%) pour les données les plus récentes (Maget, 1990). Pour ce travail, seules les diagraphies exprimées en pourcentage ou m³/m³ ont été utilisées. Dans la zone d'étude, des diagraphies de porosité neutron ont été récupérées sur 53 puits au total (Tableau 7).

1.3.2.4.2. La diagraphie de densité

L'outil diagraphique de densité ou FDC (Formation Density Compensated log) permet d'effectuer des mesures du rayonnement gamma dans la formation produit par l'émission de rayons de même type à partir de sources chimiques différentes (⁶⁰Co ou ¹³⁷Cs) (Serra, 1984a). Le rayonnement ainsi émis entre en collision avec la matière et une interaction caractérisée par l'éjection d'un électron et d'un photon, aussi appelée l'effet Compton, se produit (Serra, 1984a). L'outil FDC mesure ensuite l'intensité du rayonnement gamma émis à une certaine distance de la source émettrice (Maget, 1990). Comme le nombre d'électrons rencontrés (qui dépend directement du nombre de collisions) est proportionnel à la densité électronique de la formation, l'outil FDC permet alors d'en apprécier sa densité globale (Maget, 1990). Plus l'intensité mesurée par l'outil sera faible, plus le nombre de collisions sera grand et plus la densité de la formation sera élevée (Aubertin and Ballin, 1984). Par ailleurs, l'outil FDC est souvent utilisé en association avec une diagraphie de porosité neutron pour apprécier les lithologies des couches traversées à partir d'abaques (cross-plots) (Maget, 1990). Les résultats de mesures des deux outils (CNL versus FDC) sont anti-corrélés, plus la formation sera poreuse, plus sa densité sera faible, et inversement. Les diagraphies de densité (RhoB) sont en général exprimées en gramme par centimètre cube (g.cm⁻³) ou en kilogramme par mètre cube (kg.m⁻³) (Schlumberger Limited, 1989). Dans la zone d'étude, des diagraphies de densité ont été récupérées sur 51 puits au total (Tableau 7).

Un exemple d'une diagraphie de porosité neutron et de densité est illustré à la Figure 29.



Figure 29: Exemple d'un log de porosité neutron et de densité enregistrés dans le puits géothermique d'Aulnay-sous-Bois 1 (GAY1) dans le réservoir du Bathonien. Plus les valeurs de porosité sont élevées, plus les densités sont faibles, et inversement.

1.3.2.4.3. La résonance magnétique nucléaire

1.3.2.4.3.1. Historique

L'histoire de la Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) prend racine au début des années 1920, période pendant laquelle de nombreux travaux vont être menés visant à s'intéresser aux propriétés magnétiques des noyaux des atomes (Becker, 1993). C'est en 1946 que le suisse Félix Bloch et l'américain Edward Purcell, qui remporteront d'ailleurs quelques années plus tard le Prix Nobel de physique, découvrent simultanément le phénomène de résonance magnétique nucléaire en laboratoire (Becker, 1993; Westphal et al., 2005). Son application va ensuite s'élargir à différents domaines dans les années 1950 et 1960, comme en chimie moléculaire et en physique, puis en biologie et en médecine avec notamment le développement de l'imagerie par résonance magnétique (IRM), et enfin dans le domaine des géosciences avec la caractérisation des milieux poreux (Becker, 1993; Coates et al., 1999; Westphal et al., 2005). C'est plus précisément en 1960 que la première application de diagraphies de résonance magnétique nucléaire fut développée par Chevron (Ellis and Singer, 2007; Westphal et al., 2005). Les premiers outils conçus à cette époque n'étaient alors utilisés que pour mesurer l'indice de fluide libre (*free fluid index*) au sein d'un réservoir d'intérêt (Ellis and Singer, 2007). Il faut attendre ensuite le milieu des années 90 pour que l'utilisation de la RMN en forage se développe davantage notamment grâce à de nombreuses études réalisées en laboratoire au préalable sur des milieux poreux (Ellis and Singer, 2007). Les nouveaux outils développés permettent alors de mesurer non seulement la porosité et les caractéristiques du fluide (eau *versus* pétrole), mais fournissent également des informations sur la structure du réseau poreux des roches permettant ainsi d'estimer leur perméabilité (Coates et al., 1999; Ellis and Singer, 2007). Les diagraphies de RMN sont aujourd'hui fréquemment utilisées dans l'industrie pétrolière et généralement couplées à des mesures expérimentales sur carottes pour apprécier les propriétés pétrophysiques des réservoirs (Appel et al., 2003; Coates et al., 1999; Fleury, 1998; Hirasaki et al., 2003). L'historique de la résonance magnétique nucléaire appliqué au domaine des géosciences est illustré à la Figure 30.

| | Historical Benchmarks of NMR Applications |
|------|---|
| 1946 | First laboratory NMR measurements by Purcell and Bloch |
| 1950 | Hahn develops the spin-echo NMR experiment |
| 1956 | NMR experiments on sand packs |
| 1960 | First NMR log by Chevron using the Earth's magnetic field |
| 1965 | Seevers relates NMR data to permeability |
| 1978 | Schlumberger introduces NML-C |
| 1990 | Numar commercializes MRIL: first pulsed-NMR logging tool -joint operations with Baker Atlas |
| 1995 | CMR tool marketed by Schlumberger |
| 1996 | MRIL service upgraded to total porosity logging |
| 1998 | First multi-frequency tool -MRIL-Prime- is introduced |
| 2000 | Presentation of an experimental NMR LWD tool by Numar |

Figure 30: Historique détaillé de la résonance magnétique nucléaire appliqué dans le domaine des géosciences depuis 1946 d'après Westphal et al. (2005).

1.3.2.4.3.2. Principes physiques

La résonance magnétique nucléaire fait référence à un principe physique qui repose sur la réaction des noyaux soumis à un champ magnétique (Coates et al., 1999). Certains noyaux possèdent un nombre impair de protons (1H, 13C, 19F, 23Na...) et sont caractérisés par un moment magnétique, par un nombre quantique de spin et par un moment angulaire (Serra, 1984a). Comme ce travail porte sur l'étude d'un réservoir géothermique, nous nous intéresserons seulement ici aux noyaux d'hydrogène (protons) qui sont présents dans les molécules d'eau (H₂O) qui remplissent les espaces poreux des roches.

Le moment magnétique d'un atome traduit sa capacité à s'aligner par rapport à l'orientation d'un champ magnétique (Coates et al., 1999). En effet, sous l'action d'un champ magnétique statique, les noyaux d'hydrogène vont avoir tendance à se comporter comme de petites aiguilles aimantées et s'aligner avec les lignes de champ induites (Coates et al., 1999; Serra, 1984a). Les valeurs de ces moments magnétiques dépendent directement de l'excitation des noyaux à une fréquence déterminée (exprimée en Hz) appelée fréquence de résonance ou *fréquence de Larmor* (Serra, 1984a; Westphal et al., 2005). Sous l'action du champ magnétique naturel terrestre, les fréquences de résonances émises par les noyaux sont souvent trop faibles pour être détectées et la magnétisation des protons est difficile à observer (Serra, 1984a). En revanche, lorsque ces noyaux sont soumis à un champ magnétique externe artificiel (en laboratoire ou par diagraphie), environ cent fois supérieur au champ magnétique terrestre, les signaux émis par les noyaux d'hydrogène sont aisément détectables (Serra, 1984a). Lorsque ce champ

externe est supprimé, les noyaux tendent à retrouver leur orientation initiale au bout d'un certain temps par un mouvement de précession (Coates et al., 1999; Serra, 1984a). Ce temps est appelé temps de relaxation. On parle aussi de taux de décroissance magnétique. Il existe plus précisément deux temps de relaxation différents : (1) les temps dits T_1 , ou temps de relaxation longitudinal, qui correspondent aux temps mis par le champ magnétique externe pour aligner les protons dans sa direction ; et (2) les temps dit T_2 , ou temps de relaxation transversal, qui correspondent aux temps mis par les noyaux pour retrouver leur état initial lorsque ce champ est supprimé (Vincent et al., 2011). Il est acquis que le temps de relaxation transverse est beaucoup plus court que le temps de relaxation longitudinal (Fleury, 1998). Dans cette étude, nous nous concentrerons seulement sur le temps de relaxation transverse T_2 en postulant que les temps T_1 et T_2 apportent les mêmes informations.

Tous les signaux émis par chaque noyau d'hydrogène présent dans chacun des pores de la roche sont ensuite sommés par l'outil de mesure (Westphal et al., 2005). On obtient alors une courbe de décroissance magnétique unique en fonction du temps pour chaque échantillon (dans le cas de mesures en laboratoire) et à chaque profondeur (dans le cas de mesures diagraphiques réalisées en forage). La représentation classique (en échelle log) des amplitudes en fonction du temps, appelée distribution des temps de relaxation, est obtenue par inversion mathématique (Coates et al., 1999; Vincent et al., 2011; Westphal et al., 2005). Elle permet d'apprécier la distribution de la taille des pores (au sein d'un échantillon ou à une profondeur donnée dans un réservoir) et constitue la base sur laquelle s'appuyer pour mener des interprétations pétrophysiques ultérieures (Westphal et al., 2005). Plus les temps de décroissance magnétique mesurés seront longs, plus les pores des roches seront grands. A l'inverse, plus ces temps seront courts et plus les pores des roches seront petits (Coates et al., 1999). Les temps de relaxation T_2 dépendent directement du nombre de collisions des protons. Ces protons se déplacent dans l'espace poral des roches en heurtant d'autres protons ou la surface des grains. A chaque collision, ces protons perdent de l'énergie et il peut alors se produire une interaction de relaxation communément appelée relaxation de surface (Fleury, 1998). Plus les pores de la roche seront petits, plus les probabilités de chocs avec les grains seront grandes et plus les temps de relaxation T_2 mesurés seront courts (Figure 31). A l'inverse plus les pores de la roche seront grands, plus les probabilités de chocs avec les grains seront faibles et plus le temps de relaxation T₂ mesurés seront longs (Figure 31). En fonction des gammes de valeurs des temps T_{2r} il est possible de distinguer plusieurs types de porosité (micro, meso ou macro). Pour ce travail, seules la microporosité et la macroporosité seront abordées (Figure 31). Le seuil (cut-off) permettant de les différencier a été fixé expérimentalement à 120 ms (voir Chapitre 4) mais d'autres valeurs peuvent être trouvées dans la littérature (Vincent et al., 2011; Westphal et al., 2005). Les valeurs utilisées par défaut dans les logs de Schlumberger sont en général fixées à 100 ms ou 200 ms.



Figure 31: Schéma simplifié de différentes mesures de taux de décroissance magnétique en fonction du temps pour plusieurs types de pores associées à leurs temps T_2 caractéristiques (modifié d'après Coates et al. (1999)). La courbe de décroissance magnétique représentative de tous les pores est ensuite retraitée par inversion mathématique pour obtenir la distribution T_2 classique des tailles de pores. Les proportions de microporosité ou macroporosité au sein d'une roche peuvent être appréciées en sommant les amplitudes de la distribution de part et d'autre d'un seuil (appelé

ici T₂ cut-off).

1.3.2.4.3.3. Diagraphies de résonance magnétique nucléaire

Dans la zone d'étude, les diagraphies de résonance magnétique nucléaire n'ont été enregistrées que dans trois puits géothermiques (à savoir GCAH2, GBD1 et GBD3). L'outil diagraphique qui a été utilisé pour réaliser les mesures s'appelle le Combinable Magnetic Resonance Tool (CMRT) et a été développé par la société Schlumberger. Tous les noyaux d'hydrogène présents dans l'eau de la formation sont d'abord « à l'équilibre » avant que l'outil ne soit déployé dans le réservoir. Ce n'est que pendant son passage dans le trou de forage que les noyaux sont stimulés à différentes profondeurs. Pour ce faire, un dispositif particulier est embarqué dans l'outil diagraphique. Ce dispositif comporte (1) deux aimants permanents qui génèrent un champ magnétique statique ; et (2) une antenne qui génère des impulsions de fréquences permettant de stimuler les propriétés magnétiques des noyaux (Coates et al., 1999; Wielemaker et al., 2020). Le champ magnétique statique est d'abord mis en place pour aligner (ou polariser) les axes de rotation des protons dans une direction particulière. Un champ oscillant généré par l'antenne est ensuite appliqué pour faire basculer ces protons dans une nouvelle direction. Enfin, une fois que ce champ est supprimé, les protons basculent à nouveau vers la direction initiale dans laquelle le champ magnétique statique est appliqué (Coates et al., 1999). Des séguences d'impulsions spécifiques sont utilisées pour générer des séries d'échos (appelés échos de spin) qui sont ensuite mesurées par l'outil CMR et qui constituent les données brutes de résonance magnétique nucléaire (Coates et al., 1999). La profondeur d'investigation de l'outil CMR dans le réservoir est d'environ 1.5 pouces (soit 3.8 cm) pour une section verticale explorée d'approximativement 6 pouces (soit 15 cm) (Wielemaker et al., 2020). Par ailleurs, pour assurer une surface de contact optimale entre les aimants/antennes et la paroi du trou de forage, l'outil est légèrement excentré lors de sa descente dans le puits et les mesures sont réalisées environ tous les 15 cm (Wielemaker et al., 2020).

Les diagraphies RMN collectées dans la zone d'étude, dont un exemple est présenté à la Figure 32, intègrent plusieurs mesures utiles à la caractérisation pétrophysique du réservoir géothermique. Néanmoins, seules les données suivantes seront considérées dans ce travail par soucis de simplification :

- Les distributions T_2 de la taille de pores (T2 DIST) dont les amplitudes, qui ne sont pas fournies dans les fichiers .las, ont pu être extraites à partir de fichiers .dlis.
- La moyenne logarithmique des temps T₂ (T2LM) à chaque profondeur correspondant à une taille de pore moyenne représentative.
- La porosité totale (TCMR) déduite de la somme des amplitudes des distributions T₂ à chaque profondeur (Coates et al., 1999).
- La perméabilité (KSDR) calculée à partir l'équation SDR (*Schlumberger Doll-Research*).

L'équation SDR est décrite de la manière suivante (Coates et al., 1999) :

$$KSDR = C.\varphi^4 (T_{2lm})^2$$

avec C représentant une constante (exprimée en mD.ms⁻²) qui dépend de la nature lithologique du réservoir ciblé et qui peut être déterminée expérimentalement, φ correspondant à la porosité totale TCMR (exprimée sans dimension) et T_{2LM} correspondant à la valeur logarithmique moyenne des temps T_2 décrite précédemment (exprimée en ms). Cette équation est particulièrement adaptée pour décrire la perméabilité d'un milieu saturé en eau, très peu ou non fracturé et sans hydrocarbures (Coates et al., 1999). Un autre modèle de perméabilité existe également, celui de Timur-Coates faisant intervenir le rapport du volume de fluide libre (BVM : *Bulk Volume Movable*) sur celui de fluide irréductible (BVI : *Bulk*

Volume Irreductible). L'en-tête de cette diagraphie est visible sur la Figure 32, ces données de perméabilité n'ont pas été exploitées dans le cadre de ce travail par manque de temps mais elles pourraient néanmoins faire l'objet d'une étude plus approfondie à l'avenir.

Dans la zone d'étude, les diagraphies RMN ont été enregistrées dans 3 puits géothermiques. Il s'agit du puits injecteur GCAH2 (doublet de Cachan 3 dans le Val-de-Marne) et des puits producteurs GBD1 et GBD3 (quadruplet de Bobigny-Drancy réalisé en Seine-Saint-Denis). Par ailleurs, il est important de préciser que des données RMN ont aussi été acquises de manière expérimentale en laboratoire (instrument de mesure Magritek) pour 72 échantillons collectés à partir des carottes issues du puits géothermique GBD4 (voir Chapitre 4). Ces données ont par la suite pu être comparées sans difficultés à celles des diagraphies car obtenues dans des conditions de mesure similaires, c'est-à-à-dire (1) à une fréquence de résonance de 2 MHz voisine de celles de diagraphie (environ 2.18 MHz) et (2) avec une saumure dont la salinité (20g/L) se rapproche de celle du fluide géothermal (21 g/L) présent dans le réservoir du Dogger.



Figure 32: Exemple d'un en-tête de log de résonance magnétique nucléaire (puits géothermique GBD3). Les quatre principales diagraphies RMN utilisées dans cette étude sont décrites et encadrées en noir.

1.3.3. Les données dynamiques

1.3.3.1. Les données des essais de puits

En hydrogéologie, le concept fondamental d'un essai de production (aussi appelé essai de pompage ou essai de puits) repose sur l'extraction d'eau dans un puits d'observation faisant baisser le niveau piézométrique de la nappe exploitée (CICR, 2011). Le niveau d'eau dans le puits ainsi que les débits de

pompage sont ensuite observés pendant un certain temps pour en tirer des informations sur les propriétés hydrauliques de l'aquifère. Les essais de pompage sont en général effectués pour plusieurs raisons (CICR, 2011) :

- Évaluer la rentabilité d'un puits en termes de production sur le long terme.
- Déterminer *in situ* les propriétés hydrauliques de l'aquifère.
- Tester le fonctionnement de l'équipement de pompage.
- Évaluer les effets (ou interférences) de la production sur des puits voisins.
- Fournir des informations relatives au fluide produit.
- Définir des régimes d'exploitation optimaux adaptés à un usage sur le long terme.
- Déterminer la profondeur optimale à laquelle la pompe doit être installée.

Dans leur principe, les tests de production ou d'injection (*well tests*) pratiqués en géothermie sont assez similaires de ceux réalisés en hydrogéologie (Rojas et al., 1989). Ils constituent une phase importante dans le développement de la ressource car ils permettent de fournir les premières informations sur la nature du réservoir et les propriétés du fluide géothermal. Les essais de puits sont toujours réalisés à la fin des phases de forage avant la mise en service des doublets géothermiques (Hamm et al., 2015). Ils sont destinés à étudier l'évolution du rabattement et de la pression dans le réservoir à partir des débits imposés afin d'en déterminer sa productivité et ses caractéristiques hydrodynamiques. Il existe principalement deux types d'essais en géothermie (Hamm et al., 2015; Hervé, 2009) :

- Les <u>essais de puits ou essais par paliers de « courte durée »</u> qui sont destinés à enregistrer les réponses des puits à une variation des débits de production par paliers. Les pressions sont relevées en tête de puits sur une durée équivalente (d'environ 1 à 2 heures) à la fin de chaque palier. L'analyse des courbes de pression obtenues en fonction des débits permet de déterminer ensuite les caractéristiques de l'ouvrage tels que les pertes de charges linéaires et quadratiques, sa productivité ainsi que son débit critique.
- Les <u>essais de formation ou essais « longue durée »</u> qui nécessitent une mesure simultanée du débit, de la pression en fond (ou en tête de puits) et de la température. Il en existe trois types différents (Hervé, 2009; Rojas et al., 1989) :
 - Les essais sur puits de production qui sont suivis d'un enregistrement de la remontée de pression (*Build up*) sur une durée d'environ 12 heures à la suite d'une période de pompage à débit constant (soit par artésianisme ou par *air-lift*) d'une durée équivalente. La valeur du débit fixé est en général du même ordre de grandeur que le futur débit d'exploitation de l'ouvrage et les données de temps et pressions sont transmises en surface par un câble avec un pas de temps minimum de 5 à 10 secondes.
 - Les essais sur puits d'injection qui sont suivis d'un enregistrement de la chute de pression (*Fall off*) à la suite d'une phase d'injection. Ces tests sont en général effectués pour contrôler les caractéristiques d'injectivité du puits. Ces dernières sont par la suite confrontées à celles du puits producteur pour vérifier la symétrie de la réponse du réservoir au sein d'un même doublet géothermique.
 - Les essais de rabattement qui, à la différence des deux précédents, concernent les deux forages d'un même doublet. Ces essais sont suivis d'un enregistrement de la diminution de pression dans un puits pendant une période de production (pompage) d'environ 12

à 15 heures à débit constant sur l'autre puits. Ils sont principalement destinés à contrôler la continuité hydraulique du réservoir au sein d'un même ouvrage. Il est possible de distinguer plus précisément deux types de tests en fonction de la position géographique des têtes de forages : (1) les test dits d'interférence pour des têtes de puits éloignées (cas des forages droits) caractérisés par le pompage ou l'injection dans l'un des puits et par une mesure simultanée de la pression dans l'autre puits ; et (2) les tests dits en boucle pour des têtes de puits voisines (cas des forages déviés) caractérisés par le pompage dans l'un des puits et la réinjection dans l'autre avec des mesures de pression qui sont enregistrées indifféremment à la production ou à l'injection. Par ailleurs, les tests d'interférence peuvent être aussi réalisés à l'échelle de plusieurs doublets, dans des zones qui présentent une forte densité d'installations, pour évaluer les interférences hydrauliques entre ces dernières. Ces tests interviennent en général après la mise en service des exploitations et nécessitent donc leurs arrêts pendant plusieurs jours pour effectuer les mesures.

Pour la géothermie au Dogger du bassin de Paris, les essais les plus courants sont ceux sur puits de production avec un enregistrement des remontées de pression. Les essais par paliers sont aussi souvent pratiqués à la différence des tests sur puits d'injection ou de rabattement qui sont quant à eux beaucoup plus rares (données SYBASE, <u>https://sybase.brgm.fr/</u>).

Parmi tous les essais, les essais de formation sont les plus bénéfiques car ils permettent d'investiguer les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère en périphérie des puits ou sur de plus grandes distances. Ils permettent ainsi de diminuer l'aléa sur la ressource et de minimiser le risque de déclin de productivité d'un ouvrage sur le long terme. Les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère dépendent notamment de sa perméabilité. Dans le domaine pétrolier, les géologues estiment en général la perméabilité à partir de la loi de Darcy qui permet de mesurer un débit d'eau pouvant s'écouler à travers la surface d'un échantillon poreux. Cette perméabilité est exprimée en Darcy (D) et peut être convertie en unité scientifique internationale (m²) par la relation : 1 D = 0.97⁻¹² m² (Hubbert, 1956; Brigaud, 2009; Zinszner and Pellerin, 2007). A l'inverse, les hydrogéologues utilisent plutôt le concept de conductivité, quantité physique différente avec une dimension temps, et non de surface comme pour la perméabilité. La perméabilité (Darcy ou m²) peut être convertie en conductivité hydraulique, exprimée en m/s, par la relation: 1 D = 10⁻⁵ m/s (Brigaud, 2009; Zinszner and Pellerin, 2007). Toutefois, la conductivité hydraulique n'est pas si fréquemment utilisée. Les hydrogéologues préfèrent utiliser le concept de transmissivité, qui correspond soit (1) au produit de la conductivité hydraulique par l'épaisseur des niveaux considérés (exprimé en m²/s); ou bien (2) au produit de la perméabilité par l'épaisseur des niveaux considérés (exprimé en D.m). La transmissivité peut être déterminée à partir de l'analyse des résultats des essais longues durées, de même que le facteur de skin de l'ouvrage (skin factor) (Axelsson, 2018; Hervé, 2009; Rojas et al., 1989). Ces deux paramètres sont essentiels à la caractérisation hydraulique du réservoir.

La transmissivité, exprimée en m²/s ou en Darcy par mètre (D.m), résulte directement de l'interprétation de l'enregistrement de la remontée de pression après fermeture du puits. Pour les puits géothermiques au Dogger du bassin de Paris, la transmissivité est exprimée en D.m (Rojas et al., 1989). Elle peut être calculée à partir de trois méthodes différentes : (1) l'analyse classique log-log (à partir d'abaques) ; (2) la méthode semi-logarithmique de Miller-Dyes-Hutchinson (MDH) ; et (3) la méthode semi-logarithmique de Horner (Hamm and Giuglaris, 2014; Rojas et al., 1989; Ungemach et al., 2019). Ces méthodes ne seront pas décrites ici mais sont simplement mentionnées pour comprendre l'origine des données qui seront par la suite utilisées lors de la construction des modèles numériques. Les descriptions détaillées de ces

méthodes peuvent néanmoins être consultées dans la littérature, notamment dans les travaux de Houzé et al. (2018) et Jelmert (2013).

Par ailleurs, le facteur de *skin* (ou coefficient d'effet pariétal) est utilisé pour fournir des informations sur les propriétés physiques du réservoir en périphérie des forages (Hervé, 2009). Ces propriétés au voisinage direct des puits sont en général différentes de celles observées latéralement à de plus grandes distances. Ces différences s'expliquent soit par un colmatage partiel des pores ou des fractures aux abords de puits, soit par un élargissement de ces derniers provoqués par l'utilisation de procédés d'acidification destinés à augmenter la productivité du réservoir (Axelsson, 2018). Ces effets de réduction ou d'augmentation de la taille de pores influent directement sur la perméabilité des roches entraînant des variations de pression qui sont interprétées à partir des résultats des essais de pompage (Rojas et al., 1989). Les valeurs de facteur *skin* sont exprimées sans unité et sont également déterminées à partir des méthodes MDH et Horner (Rojas et al., 1989). Si la perméabilité du réservoir est « augmentée », la valeur de *skin* calculée sera négative, et à l'inverse, si cette valeur est positive, cela indiquera alors que la perméabilité du réservoir a été détériorée ou colmatée.

Les essais de puits comprennent également des mesures physiques des propriétés du réservoir ainsi que l'analyse chimique du fluide géothermal (Rojas et al., 1989). Les principales données mesurées sont les suivantes :

- Les <u>mesures de température</u> du fluide géothermal (ou température de gisement) qui sont réalisées *in situ* à l'aide d'une sonde descendu dans le puits pendant les essais de production. Les mesures les plus fiables sont obtenues pendant les essais de formation qui sont effectués sur de plus longues durées et qui sont donc plus représentatives de la température réelle de l'aquifère (Housse and Maget, 1976; Maget, 1981). Ces valeurs sont d'autant plus exactes qu'elles sont enregistrées à partir d'un volume de fluide produit important (Housse and Maget, 1976). Les températures sont généralement mesurées aux sabots des tubages à une profondeur approximée comme celle correspondant au toit du réservoir. Elles sont représentatives de la température moyenne de production et l'incertitude de mesure est en général de l'ordre de 0.1°C (Rojas et al., 1989).
- Les <u>mesures de pression</u> du réservoir (aussi appelées pression statique ou pression vierge de gisement) enregistrées à l'aide d'une sonde en général à la côte du sabot du puits (Rojas et al., 1989). La pression mesurée à une certaine profondeur est égale au poids de la colonne d'eau sus-jacente. L'incertitude de la mesure dépend notamment de la précision des enregistreurs et de leurs stabilisations (Housse and Maget, 1976).
- Les <u>mesures de la teneur en chlore</u> approchée du fluide géothermal (exprimée en chlorure de sodium) qui sont effectuées sur un échantillon prélevé lors des essais de production. Ces mesures, dont la précision moyenne est de 0.5%, peuvent être assimilées à des mesures de salinité totale (Housse and Maget, 1976; Maget, 1981; Rojas et al., 1989).

Toutes ces données sont en général utilisées de manière complémentaire aux études géologiques et diagraphiques menées en amont pour mieux caractériser les propriétés thermiques, hydrauliques et géochimiques du réservoir (Hamm et al., 2015). Elles ont donc été compilées pour tous les puits géothermiques en région Ile-de-France et intégrées ensuite à la base de données sur le fichier Excel (https://static.data.gouv.fr/resources/base-de-donnees-des-puits-petroliers-et-geothermiques-dilede-france/20231011-131707/bdd-puits-upgeo-20230911.xlsx). La plupart d'entre elles sont répertoriées dans la SYBASE du BRGM mais d'autres ont dû être collectées ou vérifiées à partir de la consultation de DOE ou de fiches (issues de la BSS) synthétisant les résultats des essais dont un exemple est présenté à la Figure 33. Les données de certains forages (notamment les plus anciens) n'ont pas pu être récupérées en l'absence de document disponible ou en raison de fiche récapitulative incomplète. Les données disponibles ont été importées dans Petrel© sous forme de diagraphies (bien que ce soient des mesures ponctuelles) à l'aide de fichiers txt. Au total, 115 données de températures, 112 de pressions, 100 de salinité et 115 de transmissivité ont été intégrées (Tableau 7). Les cartes de température, de pression, de salinité et de transmissivité obtenues par krigeage au toit du Bathonien à l'aide du logiciel Surfer© sont présentées en annexes (Annexe 2, Annexe 3, Annexe 4, Annexe 5).



Figure 33: Exemple d'une fiche issue de la BSS synthétisant les paramètres de l'essai de formation (en rouge) et les propriétés du fluide géothermal (en bleu) mesurées pour le puits géothermique de Bonneuil-sur-Marne (GBL1). Le numéro, la date, le type (AL : air-lift), le débit et la durée de l'essai y sont mentionnés ainsi que la profondeur de la sonde et la valeur de pression mesurée. La température enregistrée du fluide produit (P) et sa salinité totale y sont également reportées.

1.3.3.2. Les données des outils de production

Les outils de production ou *Production Logging Tool* (PLT) sont utilisés dans l'industrie pétrolière depuis le milieu des années 90 afin de fournir des informations relatives à la nature des ressources ciblées ainsi que la quantité de fluides qui peut être récupérée et/ou injectée au voisinage immédiat des puits (Houzé et al., 2018). Ces outils sont en général déployés avant la mise en service des opérations pour évaluer entre autres leurs productivités/injectivités. En termes de fonctionnement, ils sont descendus puis remontés à différentes vitesses dans les forages à l'aide d'un câble relié au train d'outils (*toolstring*) (Houzé et al., 2018). Dans le domaine pétrolier, ce train peut être composé de plusieurs outils en fonction des besoins recherchés. Les principaux outils qui sont utilisés sont les suivants (Houzé et al., 2018):

- Un micro-moulinet ou une hélice (*flowmeters* ou *spinners*) qui constitue le dispositif de base des outils de production destiné à mesurer la vitesse du fluide produit en périphérie des puits.
- Les outils de densité (density tools) qui permettent de discriminer plusieurs solutions lorsqu'un

fluide multiphasique est produit, avec précisément deux outils requis pour un fluide biphasique ou trois pour un fluide triphasique.

- Les capteurs de pression et température (pressure and temperature sensors) qui sont destinés, comme leurs noms l'indiquent, à mesurer la pression et la température du réservoir à différentes profondeurs.
- Un diamétreur (*caliper*) et un outil de gamma-ray qui sont destinés à évaluer la qualité du trou de forage lors des mesures et à corriger ou recaler les profondeurs après ou pendant le passage du train d'outils.

Dans le cadre de l'exploitation d'un réservoir géothermique, tous les outils précédemment décrits sont utilisés à l'exception de ceux de densité car le fluide produit est monophasique (eau géothermale) (Giot and Rojas, 1981). Les données sont en général acquises pendant les essais de production, quelques heures avant la fermeture du puits et la mise en exploitation des forages comme dans le domaine pétrolier (Rojas et al., 1989). Les enregistrements sont réalisés à des vitesses différentes lors de phases (passes) de remontée (up) et de descente (down) du train d'outils à un débit constant mais aussi parfois à station fixes, c'est-à-dire avec un train d'outils immobile à une certaine profondeur. Plus précisément, le dispositif couramment utilisé dans les puits géothermiques les plus récents en Ile-de-France est appelé In-line flowmeter. Du fait de sa petite taille, cet outil est particulièrement adapté pour être déployé dans des forages géothermiques à diamètres réduits, typiquement pour des trous ouverts de 8.5 pouces (soit 21.6 cm) (Houzé et al., 2018). Comme l'hélice (flowmeter spinner) est plus petite, il nécessite en contrepartie d'être utilisé à des débits élevés et centré au milieu du forage à l'aide un outil spécifique appelé in-line centralizer. Par ailleurs, les vitesses du fluide dans les forages ne sont pas directement mesurées par l'outil mais déterminées à partir de la vitesse de rotation de l'hélice, généralement exprimée en Revolution Per Second (RPS) (Houzé et al., 2018). Lorsque l'outil remonte progressivement dans le puits, chaque augmentation de vitesse de rotation de l'hélice se traduit par le passage d'une arrivée d'eau contributrice. Les variations de ces vitesses sont ensuite interprétées pour localiser les niveaux producteurs au sein du réservoir et évaluer leur contribution individuelle au débit total à travers un profil de débitmétrie (Giot and Rojas, 1981; Hamm et al., 2015; Rojas et al., 1989). Les niveaux producteurs identifiés sont séparés par des niveaux dits non-contributeurs, communément appelés épontes intermédiaires, et les contributions individuelles de chaque niveau sont exprimées en pourcentage du débit total (Hamm et al., 2015). Les résultats des enregistrements sont en général fournis sous la forme de logs par les compagnies pétrolières dont un exemple est illustré à la Figure 34.



Figure 34: Exemple d'un log composite de Schlumberger synthétisant les résultats des enregistrements PLT du puits sub-horizontal de Cachan 1 (GCAH1) modifié d'après Ungemach et al. (2019). Ce log intègre les mesures de pressions (WPRE) et températures (WTEP) à stations fixes (points) et continues (courbes), les vitesses d'hélices (SPIN) pour trois vitesses différentes du train d'outils, le profil de débitmétrie (QZT) et la localisation des niveaux producteurs interprétés (QZI). Les logs de températures peuvent être utilisés en complément des mesures de vitesse pour améliorer les interprétations de la position des horizons producteurs (Giot and Rojas, 1981).

Les interprétations de ces données, qui sont généralement acquises dans tous les puits géothermiques, permettent de mettre en évidence les hétérogénéités verticales au sein du réservoir du Bathonien (Rojas et al., 1989). Elles peuvent être utilisées pour calculer deux paramètres qui permettent d'évaluer plus précisément les potentialités du réservoir (Maget, 1981; Rojas et al., 1989) :

- L'épaisseur productrice nette cumulée (assimilable au *net interval* dans le jargon pétrolier), exprimée en mètre, correspondant à la somme des épaisseurs individuelles de chaque niveau producteur.
- L'épaisseur productrice utile (assimilable au gross interval dans le jargon pétrolier), exprimée en mètre, correspondant à l'épaisseur calculée entre le toit du premier niveau producteur et le mur du dernier niveau identifié.

Ces épaisseurs sont en général exprimées en mètre MD (*Measured Depth*) car la plupart des puits géothermiques sont déviés. Un calcul est donc nécessaire pour retrouver les valeurs réelles d'épaisseur en mètre TVD (*True Vertical Depth*) ou TVDSS (*True Vertical Depth Sub-Sea*). La formule utilisée fait intervenir l'inclinaison du forage (en °) qui peut être calculée entre le toit du Bathonien jusqu'au fond du puits à partir de la réciproque du cosinus du quotient de la longueur verticale du drain en TVD (côté adjacent) sur sa longueur déviée en MD (hypoténuse). Une fois l'angle déterminé, il est possible de

calculer les épaisseurs réelles des niveaux producteurs à l'aide de la formule suivante :

Les transmissivités de chaque niveau sont ensuite calculées à partir de la transmissivité globale du puits, évaluée pour l'ensemble des horizons producteurs, et de leur contribution individuelle au débit total de la manière suivante (Rojas et al., 1989) :

$$T_n = T.Q_n$$

avec T_n la transmissivité du niveau n (en D.m), T la transmissivité globale du puits (en D.m) et Q_n la contribution individuelle du niveau n au débit total (en %). En considérant que la transmissivité est égale au produit de la perméabilité par l'épaisseur de l'horizon producteur (Housse and Maget, 1976; Maget, 1981), les perméabilités de chaque niveau peuvent ensuite être déterminées comme suit (Rojas et al., 1989) :

$$K_n = \frac{T_n}{h_n}$$

avec K_n la perméabilité du niveau n (en D) et h_n l'épaisseur verticale réelle du niveau n (en m).

Pour tous les puits géothermiques dans la zone d'étude, les caractéristiques des niveaux producteurs ont principalement été collectés à partir de la consultation des DOE et des fiches BSS. Les pages des DOE avec les tableaux résumant les caractéristiques hydrodynamiques des ouvrages ont été répertoriées dans la base de données Excel par soucis de traçabilité. Tous les paramètres suivants ont été ajoutés dans une base annexe pour faciliter les calculs :

- Nom du puits.
- Nombre de niveaux producteurs identifiés.
- Toit des niveaux producteurs (en m MD, TVD, TVDSS).
- Mur des niveaux producteurs (en m MD, TVD, TVDSS).
- Épaisseur des niveaux producteur (en m MD, TVD/TVDSS).
- Épaisseur productrice nette cumulée (en m).
- Épaisseur productrice utile (en m).
- Profondeur barycentrique de production (en m).
- Transmissivité globale du puits (en D.m).
- Transmissivité des niveaux producteurs (en D.m).
- Perméabilité des niveaux producteurs (en D et mD).
- Contribution individuelle des niveaux producteurs au débit total (en %).

Certaines valeurs de porosité propres à chaque niveau producteur ont pu aussi être récupérées sur la SYBASE et dans les DOE et ont ajoutées à la base Excel. Ces valeurs ne correspondent en réalité qu'à une simple moyenne des porosités diagraphiques enregistrées dans les puits en face des intervalles producteurs, et ne seront donc pas utilisées dans cette étude car les diagraphies de porosité à plus haute résolution seront privilégiées. Les données de flowmétrie de 87 puits géothermiques (Tableau 7), ainsi que les valeurs de transmissivités et perméabilités des niveaux producteurs ont été intégrées dans Petrel© à l'aide de fichiers .txt dont un exemple est présenté à la Figure 35.

| 10 | | 6 | 8 | 1 | | Depth 1000 | Trans | Perm 0.001 | Flow Ø |
|----|---------------------------|--------------------------|---|-----------------|--------------------------------|--|---------------------------------------|---|-------------------------|
| | Profondeurs forées (m) | Epaisseurs forées (m) | Epaisseurs verticales (m) (angle 29,1°) | Porosité (%) | Contribution au débit total | 1823.99999 1824 1826 1826.00001 1831.99999 | 0.001 2.9 2.9 0.001 0.001 | 0.001 1729.4 1729.4 0.001 0.001 | 0 21 21 0 0 |
| 1 | de 1824 à 1826 | 2 | 1,7 | 14 | 21 % | 1832 1836 | 2.7 | 760.0 760.0 | 19 19 |
| 2 | de 1832 à 1836 | 4 | 3,5 | 15 | 19 % | 1836.00001 1838.99999 | 0.001 0.0 0.001 0.0 | 0.001 0.001 | 0 0 |
| 3 | de 1839 à 1843 | 4 | 3,5 | 15 | 60 % | 1839 1843 1843.00001 | 8.4 8.4 0.001 | 2400.0 2400.0 0.001 | 60 60 0 |
| | | | | | | 3000 | 0.001 | 0.001 | 0 |

Figure 35: Exemple d'un tableau issu du DOE (à gauche) de l'opération géothermique de l'aéroport d'Orly (Cfg services) synthétisant les caractéristiques des niveaux producteurs identifiés dans le puits GADP1. Les côtes des niveaux producteurs, leurs épaisseurs forées et verticales, leurs porosités ainsi que leurs contributions au débit total y sont reportées. Exemple d'un fichier .txt (à droite) nécessaire à l'import des données PLT du puits GADP1 dans Petrel©. Pour chaque forage, 4 paramètres concernant les niveaux producteurs ont été importés : (1) leurs côtes de profondeur (Depth) ; (2) leurs transmissivités (Trans) ; (3) leurs perméabilités (Perm, ici en mD) ; et (4) leurs contributions au débit total (Flow). Les valeurs des épontes intermédiaires ont été fixées par défaut à 0.001 D.m et 0.001 mD concernant les transmissivités et perméabilités, et à 0% pour leurs contributions au débit total.

1.3.3.3. Les données des suivis d'exploitation

Les résultats des essais de pompage permettent d'apprécier les caractéristiques hydrodynamiques du réservoir sur des durées bien inférieures à celles des exploitations destinées à être en fonctionnement pendant plusieurs années. Ils ne reflètent donc l'état du réservoir qu'à un moment donné sans prendre en compte, par exemple, les recharges en eaux souterraines ou la détérioration des ouvrages (dépôts et corrosion) qui s'effectuent sur de plus longues durées. Des programmes de suivi d'exploitation sont donc élaborés pour acquérir une connaissance plus approfondie de la productivité ou injectivité des forages sur le long terme. Ces suivis sont en général assurés par des bureaux d'études qui sont sélectionnés en fonction de leurs capacités techniques et de leur indépendance par rapport à l'exploitant (ADEME, 2015). Ces bureaux sont en charge du suivi de la boucle géothermale et effectuent entre autres des contrôles sur les paramètres physiques de fonctionnement des opérations ou des mesures sur la géochimie des fluides produits (ADEME, 2015). Les mesures géochimiques sont en général réalisées en tête de puits par les bureaux d'étude dans le cadre de leurs contrats de suivi d'exploitation (Hamm et al., 2015). Par ailleurs, la majorité des sites sont équipés d'une Gestion Technique Centralisée (GTC) qui permet un enregistrement automatique des données de production et d'injection au cours du temps. Le SYBASE intègre et regroupe toutes les données de production, avec le nom du site et les noms des ouvrages géothermiques, les dates de relevé au format jj/mm/aaaa hh:mm:ss, le contexte des mesures (GTC ou main courante des exploitants), le débit de production ou d'injection (en m³.h⁻¹), les températures de production ou d'injection en tête de puits (en °C) et les pressions exhaures ou d'injection mesurées (en bars). Plusieurs puits dans la région Ile-de-France présentent des jeux de données incomplets qui s'expliquent soit par une absence de mesures pour les puits les plus anciens, ou soit par des relevés très irréguliers pour les plus récents. Cela s'explique aussi par le fait qu'aucune réglementation ne soit en vigueur pour obliger les exploitants à communiquer leurs données au BRGM, ce qui se traduit par une grande disparité du nombre de données collectées (Hamm et al., 2015). De ce fait, certains puits ne présentent parfois qu'une seule donnée de débit ou de température sur une année, ou bien ne présentent aucune donnée sur une période de plusieurs années. Un exemple de la disparité des données ainsi que les chroniques d'exploitation d'un puits géothermique sont illustrés à la Figure 36.



Figure 36: A- Exemple d'un graphique synthétisant les durées et les données d'exploitation disponibles pour 19 puits géothermiques de la zone d'étude (GVIL : Villejuif, GHLR : l'Haÿ-les-Roses, CHL : Chevilly-Larue, GCAH : Cachan, GCDS : Cachan Sud, GCDN : Cachan Nord, GBA : Bagneux, GAG : Arcueil-Gentilly). Les périodes hachurées correspondent aux périodes où certaines données ne sont pas disponibles. B- Boites à moustache illustrant les valeurs médianes des pressions, débits et températures collectées pour ces 19 puits (injection en bleu, production en rouge). Ces valeurs résultent des moyennes annuelles des données d'exploitation pour chacun des puits. C- Exemple des chroniques d'exploitation de débits et de températures du puits d'injection GCDN2 (Cachan 2) entre 2013 et 2019 (date de sa fermeture). Ce graphique met en évidence deux périodes d'exploitation qui s'alternent au cours du temps : (1) des périodes dites estivales (juin-septembre, en rouge) caractérisées par de faibles débits (ici de l'ordre de 120 m3.h-1) et des températures d'injection 63°C) car les besoins en chaleur en été sont minorés ; et (2) des périodes dites hivernales (octobre-mai, en vert) caractérisées par des débits beaucoup plus importants (de l'ordre de 175 m3.h-1) et des températures plus faibles (environ 43°C) car les besoins de chaleur en surface l'hiver sont plus importants.

1.3.4. Les données géologiques et méthodes de description des échantillons

Les puits géothermiques dans la zone d'étude ont été forés en utilisant des boues à base d'eau de type

bentonitique (Rojas et al., 1989). Leurs utilisations pendant les phases de forage sont justifiées pour plusieurs raisons : (1) pour maintenir les parois du puits et éviter son effondrement ; (2) pour refroidir les outils de forage lors de leur descente ; (3) pour maintenir les fluides dans les formations traversées par la boue injectée sous pression ; et (4) pour remonter les déblais de forage en surface par densité. Ces déblais (ou cuttings) sont observés en l'absence de carotte pour effectuer des descriptions géologiques de la pile sédimentaire traversée (Maget, 1990). Une fois acheminés vers la surface, ils sont collectés tous les 5 mètres environ ou à des pas d'échantillonnage plus réduits lorsque le réservoir est atteint. Leurs collectes s'effectuent à la sortie de tamis vibrants par un technicien (sample catcher) et sont ensuite analysés sur site par un géologue en charge du suivi géologique de l'ouvrage. Tous les échantillons récupérés sont au préalable lavés et tamisés à 125-250 µm et à 1-2 mm pour ne conserver qu'une fraction fine et plus grossière. Ils sont ensuite séchés dans une étuve à 130°C puis observés à la loupe binoculaire par le géologue avant d'être stockés. Certaines analyses (de type calcimétrie) peuvent aussi être effectuées dans les séries carbonatées et les proportions de chaque facies sont estimées visuellement à partir de l'observation des cuttings. Toutes les descriptions réalisées par le géologue sont ensuite reportées dans un logiciel (par exemple WellCAD[™]) et ajustées à partir de l'analyse d'autres diagraphies (GR, WOB, ROP) pour tracer le log de faciès final de l'ouvrage. Ces interprétations faciologiques ne sont pas forcément fiables à 100% car de nombreuses étapes depuis l'acheminement des cuttings en surface jusqu'à leurs descriptions peuvent présenter des incertitudes (comme par exemple un mélange de plusieurs déblais sur un même intervalle de profondeur, un acheminement bloqué par une accumulation de boue dans la goulotte, des disparités dans le trou de forage ou encore le développement d'un mud-cake sur les parois du puits freinant la remontée des déblais). Toutes ces interprétations géologiques sont ensuite compilées dans les masterlogs des ouvrages géothermiques qui intègrent à la fois le log des faciès interprétés mais aussi les profondeurs des horizons lithostratigraphiques. Ces profondeurs sont résumées en général sous la forme de tableaux dans les dossiers d'ouvrages exécutés (DOE) ou à travers des coupes géologiques. Les masterlogs disponibles pour les puits géothermiques de la zone d'étude ont donc été compilés et consultés pour caractériser la géologie du réservoir du Bathonien. Un exemple d'un masterlog récent utilisé pour l'étude est présenté à la Figure 37. D'autres informations géologiques ont pu aussi être trouvées dans les travaux de thèse de Makhloufi (2013) qui a observé 10 lames minces produites à partir de cuttings issus du puits géothermique de Sucy-en-Brie (GSUC3) ou ceux du BRGM menées sur les carottes du puits d'Aulnaysous-Bois 1 (GAY1) et des cuttings des doublets du Blanc-Mesnil (GBMN1 et GBDM2) et de Chevilly-Larue (Giot and Rojas, 1984, 1981; Le Strat, 1986).

Par ailleurs, au-delà de la consultation de ces documents, les *cuttings* de 7 puits géothermiques (GCAH1, GCAH2, GVIL1, GVIL2, GFR3, GBA1, GBA2) ont été récupérés à différentes profondeurs dans le réservoir du Bathonien et 123 lames minces ont été confectionnées pendant les travaux de thèse d'Hadrien Thomas (2022) (Tableau 7). Ces lames minces ont été utilisées comme support des investigations pétrographiques menées par la suite pour décrire la géologie du réservoir. La carotte de 36 m issue du puits GBD4 (Bobigny) a également été décrite à la carothèque du BRGM à Orléans et a été utilisée pour confectionner 41 lames minces supplémentaires (approximativement une lame mince par mètre). Toutes les lames minces ont été imprégnées d'une résine bleue époxy pour mettre en évidence la structure des réseaux poreux des échantillons. Les investigations pétrographiques ont été décrits en termes de textures sédimentaires, d'allochèmes (bioclastiques et non bioclastiques), de types de pores et de marqueurs diagenétiques. Des centaines de photos balayant chaque lame mince ont été également effectuées avant d'être assemblées par le logiciel Image Composite Editor permettant de réaliser un panorama complet des lames. Bien que chronophage, ce travail a permis de faciliter l'appréciation des proportions des différents facies (dans le cas des lames à *cuttings*) et ainsi établir des classifications à partir d'une vue

d'ensemble. Enfin, les panoramas des lames minces des échantillons carottés (i.e. 41 lames au total) ont été utilisés afin de réaliser des analyses granulométriques à l'aide du logiciel Jmicrovision. Ces analyses ont été faites sur une surface d'environ 2.2 cm². Les grains ont été mesurés en largeur et en longueur, et 500 mesures par lame en moyenne ont été effectuées. Une moyenne arithmétique a ensuite été calculée afin de déterminer la taille moyenne des grains de chaque lame.



Figure 37: Exemple d'un masterlog issu du puits géothermique de Bobigny-Drancy (GBD2). Plusieurs informations relatives au forage y sont reportées dont la géologie des couches traversées à travers un log de faciès (lithologie) et les descriptions associées, ainsi que la profondeur du toit du Bathonien (ici délimitée en rouge). Les mêmes types d'informations peuvent être retrouvées pour les puits pétroliers à partir de la consultation des logs de fin d'ouvrage (LFO) ou bien des logs de surveillance géologique (LCH).

1.3.5. Les données pétrophysiques

Les études pétrophysiques s'intéressent à caractériser les propriétés physiques des roches afin de caractériser leurs propriétés hydrauliques, mécaniques ou électriques. Deux propriétés pétrophysiques ont principalement été étudiées dans le cadre de cette thèse : il s'agit (1) de la porosité ; et (2) de la perméabilité. Comme abordé précédemment, ces données peuvent soit être déterminées à partir d'investigations diagraphiques (logs NPhi, SPhi ou RMN) ou bien à partir de l'interprétation des résultats des essais de pompage (perméabilités dérivées des transmissivités de puits) (Maget, 1981). La méthode la plus classique consiste aussi à les déterminer à partir de mesures expérimentales sur carottes (des protocoles de mesure de porosité à l'eau et de perméabilité au gaz peuvent par exemple être consultés dans la thèse de Makhloufi (2013)). Ces mesures sont en général fréquentes dans le domaine pétrolier mais sont beaucoup plus rares en géothermie en raison du nombre limité de carottes disponibles. Néanmoins, un programme expérimental a été conduit pour cette étude sur les carottes du puits géothermique de Bobigny-Drancy GBD4. Ce programme intègre des mesures de RMN et de perméabilité à l'eau (20g/L NaCl) effectuées sur un total de 72 échantillons. Ces mesures ont été réalisées par un technicien au laboratoire de pétrophysique de l'IFPen sur des échantillons prélevés sous la forme

de plugs cylindriques dans l'axe longitudinal de la carotte (les méthodologies détaillées des mesures seront décrites plus en détail au Chapitre 4).

D'autre part, quelques porosités et perméabilités avaient été mesurées sur des carottes issues de puits pétroliers dans la zone d'étude (CSM1 : Champigny-sur-Marne 1 ; CBG1 : Croissy-Beaubourg 1 ; IDG1 : Ile-du-Gord 1 ; MTR1 : Mitry-Mory 1 ; JY1 : Juilly 1 ; LJU1 : Longjumeau 1 ; NT1 : Nantouillet 1 ; VRY1 : Villeroy 1 ; et VS1 : Vinantes 1). Ces données ont pu être collectées à partir de la consultation des rapports de fin de sondage (RFS) ou de fichiers de logs de carottage (CRT) issues de la base Minergies. Elles sont en général fournies sous la forme de tableau récapitulatif dont un exemple est présenté à la Figure 38 ou bien sous la forme de logs qui ont parfois nécessité d'être numérisés quand aucune valeur n'était reportée dans les rapports.

Précisément dans la zone d'étude, 169 mesures issues de 4 puits pétroliers (CSM1, CBG1, IDG1 et MTR1) ont été récupérées sous la forme de tableaux et les autres ont été numérisées pour 5 puits pétroliers (JY1, LJU1, NT1, VRY1 et VS1) (Tableau 6). Ces données proviennent principalement de carottes récupérées à la transition entre le Bathonien supérieur (*Calcaires de Comblanchien*) et la base du Callovien inférieur (*Dalle nacrée*) (Tableau 6).

| Caractéristiques des carottes récupérées dans les puits pétroliers | | | | | | | | | |
|--|-------|----------------|-------------|--|----------|---------|--------------|----------------|--|
| Puits Pétroliers | Abbr. | Prof./ Réf. | N° | Étage géologique | Toit (m) | Mur (m) | Long. (m) | Nb. mesures | |
| CHAMPIGNY- SUR-MARNE 1D | CSM1 | MD/RT | К1 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1871 | 1889 | 18 | 72 | |
| CROISSY- BEAUBOURG 1D | CBG1 | MD/RT | К1 | Toit du Bathonien | 2058,05 | 2075,85 | 17.8 | 47 | |
| ILE-DU-GORD 1 | IDG1 | MD/sol | K1 | Toit du Bathonien | 1690,25 | 1708,5 | 18.25 | 35 | |
| MITRY-MORY 1D | MTR1 | MD/sol | K1-K2 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1687 | 1712 | 25 | 15 | |
| JUILLY 1 | JY1 | MD/sol | K1-K5 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1703 | 1737 | 34 | N.D | |
| LONGJUMEAU 1 | LJU1 | MD/RT | К1 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1534 | 1543 | 9 | N.D | |
| NANTOUILLET 1 | NT1 | MD/RT | K18- K22 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1704,7 | 1760,7 | 56 | N.D | |
| VILLEROY 1 | VRY1 | MD/RT | K1-K2 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1749 | 1776 | 27 | N.D | |
| VINANTES 1 | VS1 | MD/RT | K1-K2 | Base du Callovien-Toit du Bathonien | 1743 | 1773 | 30 | N.D | |

Tableau 6: Tableau récapitulatif des caractéristiques des carottes récupérées dans 9 puits pétroliers de la zone d'étude (CSM1, CBG1, IDG1, MTR1, JY1, LJU1, NT1, VRY1 et VS1). De gauche à droite : le nom complet des puits, leurs noms abrégés (Abbr.), le type de profondeur et référentiel de surface utilisés (Prof./Réf.), le numéro des carottes (N°), l'étage géologique carotté, les profondeurs carottées (toit et mur), la longueur carottée (Long.) et le nombre de mesures de porosité perméabilité réalisées. Les nombre des mesures obtenues pour les puits JY1, LJU1, NT1, VRY1 et VS1 ne sont pas reportées ici car introuvables dans les rapports (N.D : non disponibles). Les logs ont donc été directement numérisés sur des fichiers .pdf.

Deux mesures de perméabilité ont parfois été récupérées car réalisées sur des échantillons prélevés dans deux directions perpendiculaires (perméabilité horizontale et verticale). Ces mesures ont donc été intégrées dans Petrel© sous la forme de moyennes calculées au préalable pour chaque profondeur. Les

40 mesures acquises sur les carottes du puits géothermique d'Aulnay-sous-Bois (GAY1) ont aussi été intégrées (Giot and Rojas, 1981). Toutes ces mesures de porosité et perméabilité sur carottes, collectées dans ce travail, ont été ajoutées à une base de données Excel préexistante au laboratoire GEOPS, initiée dans le cadre de l'ANR UPGEO et de la thèse d'Hadrien Thomas (2022), et accessible dans Thomas (2023). Cette base de données pétrophysique ainsi constituée et actualisée dans ce travail comptabilise plus de 4000 données compilées à l'échelle de la région Ile-de-France.

| FORMAT | ION :BAT | PUITS | :MITRY-MORY 1 | | |
|-------------|----------|-----------|---------------|-------------|-------------------|
| Carotte : 1 | De : | 1687.00 m | a : 1703. | 20 m Recu | operation : 100.0 |
| | | IPOPOSITE | | PERMEABILII | EIOBSERVATIONSI |
| l metres | 1 | 1 (%) | l a/cm3 | (mD) | |
| 1 1687.00 | I 1- H | 1 3.52 | 1 2.702 | 0.0 | ICASSE KA I |
| 1 1690.40 | 1 2- H | 1 3.55 | 1 2.594 | .1 | 1 I |
| 1 1693.50 | 1 3- H | 1 1.35 | 1 2.696 | .1 | 1 1 |
| 1 1695.40 | 1 4- H | 1 8.34 | 1 2.676 | .6 | 1 1 |
| 1 1698.40 | 1 5- H | 1 11.20 | 1 2.698 | 0.0 | ICASSE KA I |
| 1 1700.10 | 1 6- H | 1 11.99 | 1 2.670 | 86.0 | IVACUOLE I |
| 1 1701.20 | 1 7- H | í 0.00 | 1 0.000 | 0.0 | INON, PRELEVE I |
| 1 1702.40 | 18-H | 1 17.68 | 1 2.669 | 163.8 | 1 1 |
| | | 1 10 7/ | 1 7 /5/ | 1 74 0 | 1 1 |

Figure 38: Exemple d'un tableau issu du fichier de log de carottage (CRT) du forage pétrolier de Mitry-Mory 1 (MTR1D) synthétisant mesures pétrophysiques réalisées. Les côtes des échantillons, leurs numéros, leurs plans de prélèvement dans la carotte (ici H pour horizontal), les valeurs des mesures effectuées (ici porosité, densité et perméabilité) ainsi que certaines observations y sont reportées.

1.4. Synthèse des données utilisées pour l'étude

Toutes les données utilisées dans cette étude sont synthétisées dans le Tableau 7. Le tableau plus détaillé des données classées par puits est présenté en annexe (Annexe 6).

| Tableau récapitulatif des données utilisées pour l'étude | | | | | | | | | |
|--|---------------|-----|--------------------------|----------------|-----|------------------------|------|-----|--|
| Données | s géométrique | es | Données dynamiques | | | Données pétrophysiques | | | |
| Coord | onnées | 147 | | Température | 115 | | CSM1 | 72 | |
| Dévia | ations | 141 | Essais de | Pression | 112 | | CBG1 | 47 | |
| Données | diagraphique | es | puits | Salinité | 100 | | IDG1 | 35 | |
| Gamma | -ray (GR) | 127 | | Transmissivité | 115 | | MTR1 | 15 | |
| Potentiel spontané (PS) | | 11 | PLT | Flowmétrie | 87 | Mesures | GBD4 | 72 | |
| | MSFL | 6 | Données géologiques (LM) | | | expérimentales | GAY1 | 40 | |
| Résistivités | LLS | 20 | | GBA1 | 12 | sur carottes | JY1 | N.D | |
| | LLD | 23 | | GBA2 | 13 | | LJU1 | N.D | |
| Sonique (DT) | | 72 | | GCAH1 | 15 | | NT1 | N.D | |
| Densité (RhoB) | | 51 | Cuttings | GCAH2 | 30 | | VRY1 | N.D | |
| Porosité neutron (NPhi) | | 53 | | GFR3 | 16 | | VS1 | N.D | |
| Porosité sonique (Sphi) | | 8 | | GVIL1 | 12 | | | | |
| Porosité RMN (TCMR) 3 | | 3 | | GVIL2 | 25 | | | | |
| Perméabilité RMN (KSDR) 3 | | 3 | Carottes | GBD4 | 41 | | | | |

Tableau 7 : Tableau synthétique des différentes données utilisées dans la présente étude. GBA1 : Bagneux 1 ; GBA2 :

Bagneux 2; GCAH1: Cachan 1; CCAH2: Cachan 2; GFR3: Fresnes 3; GVIL1: Villejuif 1; CSM1: Champigny-sur-Marne 1; CBG1: Croissy-Beaubourg 1; IDG1: Ile-du-Gord 1; MTR1: Mitry-Mory 1; GBD4: Bobigny 4; GAY1: Aulnay-Sous-Bois 1; JY1: Juilly 1; LJU1: Longjumeau 1; NT1: Nantouillet 1; VRY1: Villeroy 1; et VS1: Vinantes 1. Pour les données pétrophysiques, N.D signifie non disponible (i.e. les données uniquement reportées sous la forme de logs sans valeurs indiquées).

2. Des données géologiques aux modélisations et simulations : méthodes de travail intégrées (ou *workflow*)

Cette partie vise à décrire les méthodologies qui ont été adoptées au cours de ce travail pour élaborer les modèles numériques 3D. Elle est divisée en deux sections : une première dédiée à la modélisation statique et une seconde à la modélisation dynamique. La méthodologie générale de l'étude est présentée à la Figure 39.



Figure 39: Vue d'ensemble de la méthodologie générale adoptée pour l'étude. Les différentes étapes suivies (workflow) pour aboutir à la construction des modèles numériques y sont présentées. L'étape finale consiste à utiliser les modèles 3D pour simuler le comportement thermique du réservoir sur le long terme.

2.1. Modélisation statique

Les modèles 3D statiques ont été construits à l'aide du logiciel Petrel© développé et commercialisé par Schlumberger (dénommée maintenant SLB). Ce logiciel intègre une multitude d'outils qui permettent, entre autres, de visualiser des données en 3D et d'élaborer des modèles réservoirs de subsurface. Pour cette étude, trois principaux onglets dans Petrel© ont été utilisés : (1) l'onglet *Stratigraphy* ; (2) l'onglet *Structural modeling* ; et (3) l'onglet *Property modeling*. Les étapes de modélisation suivies sont brièvement décrites dans les parties suivantes (pour plus de détails, les lecteurs sont invités à se référer au Chapitre 6).

2.1.1. Import et contrôle qualité des données

La première étape du travail a consisté à (1) importer les coordonnées des têtes de forages (*well head*) ; (2) leurs déviations (*well path*) ; et (3) leurs données diagraphiques (*well-logs*). Les coordonnées, les

déviations et les données diagraphiques de 67 puits ont été directement récupérées à partir du modèle d'Hadrien Thomas (Thèse 2022) (Figure 20). Un contrôle qualité des coordonnées, des référentiels, des déviations des puits déjà importées, ainsi que des nouveaux ajoutés (80 puits), a ensuite été effectué dans une interface de visualisation 3D (*3D windows*). Cette étape de vérification a notamment permis de corriger certaines trajectoires erronées directement dans l'onglet *Trajectory spreadhseet* des puits concernés. Par ailleurs, certaines diagraphies pour un même puits n'étaient pas continues car elles ont été numérisées à partir de plusieurs documents ou bien importées à partir de fichiers .las distincts correspondant à des enregistrements réalisés à des passes de profondeurs différentes. Elles ont donc nécessité d'être fusionnées dans Petrel© à l'aide d'une opération spécifique appelé *Log to add values from*. Les diagraphies importées ont ensuite été associées à un *Template* particulier en fonction de leurs types et leurs unités ont été homogénéisées à l'aide de l'outil *Calculator*. Cet outil a également été utilisé pour exclure les valeurs aberrantes de certains logs, comme les valeurs de porosité négatives en fixant un seuil minimal à 0%.

2.1.2. Définition des faciès et interprétation stratigraphique 2D

La deuxième étape du travail a consisté à (1) reporter dans Petrel© les observations géologiques collectées dans les forages ; et (2) mener des interprétations stratigraphiques inter-puits pour conceptualiser l'architecture sédimentaire du réservoir. Les interprétations géologiques et stratigraphiques faites par Hadrien Thomas (thèse 2022 ; Thomas, 2023) sur 67 puits dans partie Sud du modèle ont servies de base à ce travail (Figure 20). Pour les nouveaux puits ajoutés (61 au total), les faciès ont été codés manuellement à l'aide de l'outil Paint discrete log dans Petrel©. Ces faciès ont d'abord été représentés sous la forme d'associations de faciès (AF) correspondant à 4 environnements de dépôts différents : (1) dépôts de bassin profond (AF1); (2) dépôts de rampe médiane (AF2); (3) dépôts de barrière oolithique ; et (4) et dépôts de lagon (AF4) (Figure 12). Au sein des associations de faciès AF3 et AF4, une distinction entre les facies les plus cimentés et les facies les moins cimentés a ensuite été faite. Précisément, dans l'association de facies AF3, les faciès les plus cimentés sont codés en jaune et les moins cimentés (i.e. les plus poro-perméables) en orange (Figure 40). Dans l'association de facies AF4, les faciès les plus cimentés sont codés en rose et les moins cimentés en rosé foncé (Figure 40). Cette distinction a été faite à partir de l'intégration des données de flowmétrie dans Petrel© qui permettent d'identifier les niveaux les plus producteurs dans le réservoir (Figure 40). Cette intégration n'avait pas été réalisée dans le cadre de la thèse d'Hadrien Thomas (2022). Enfin, les associations de faciès AF1 (facies de bassin profond) et AF2 (facies de rampe médiane) ont été respectivement codés en bleu et en vert (Figure 40).

Concernant les surfaces de régression maximale (MRS), elles ont été positionnées sous la forme de marqueurs (*well-tops*). Ces marqueurs correspondent à des points d'intersection entre les surfaces et les puits qui seront utilisés par la suite comme des points de contrôle pour la modélisation des surfaces. Les corrélations stratigraphiques ont été réalisées en 2D de proche en proche entre puits (dans des *well section windows*) et à partir 13 transects perpendiculaires quadrillant le périmètre de modélisation (*boundary*). Ces corrélations ont principalement été effectuées en se basant sur les diagraphies de gamma-ray et vérifiées à l'aide d'autres diagraphies quand elles étaient disponibles. Les surfaces de régression maximale (MRS : *Maximum Regressive Surface*) ont été placées sur 61 puits à la base des « paquets les plus argileux » (Figure 40). Au total, 6 surfaces (MRS) partitionnant les calcaires du Bathonien (abrégés « Bt ») ont été placées : surfaces Bt0, Bt1, Bt2, Bt3, Bt4 et Bt5 (Figure 40). Ces surfaces délimitent 5 séquences de dépôts respectivement appelées MJVIIIb, MJVIIIc, MJIX, MJXa, MJXb (Figure 15). Par ailleurs, 6 surfaces Ca0, Ca1, Ca1b, Ca2, Ca3 et Ca4 (Figure 40). Ces surfaces délimitent 5 séquences de dépôts respectivement appelées MJXIIa, MJXIIb, MJXII, MJXIV et MJXV (Figure

15). Toutes les surfaces ont ensuite été modélisées en 3D à l'aide de l'outil *Make/edit surface* en utilisant un algorithme itératif appelé *Convergent interpolation* (Sbrana et al., 2018). Certaines surfaces ont parfois nécessité d'être ajustées manuellement lorsque des troncatures locales étaient observées à l'aide de la palette d'outils *Surface editing*. Les limites lithostratigraphiques compilées dans les rapports ont aussi été utilisées pour cadrer les interprétations en premier lieu, et les masterlogs et logs de fin d'ouvrage (LFO) ont été consultés pour positionner notamment le *Repère infraoolithique* (RIO), qui est en général facilement identifié dans ces documents.



Figure 40: Exemple d'un transect de corrélation réalisé sur Petrel© entre 5 puits géothermiques (GPNE1 : Aubervilliers 1 ; GPNE2 : Aubervilliers 2 ; GBO1 : Bondy 1 ; GTRE3 : Tremblay-en-France 3 ; GCL2 : Clichy-sous-Bois 2). Les surfaces de régression maximale (MRS) ont été pointées sur chaque puits à partir des logs de gamma-ray. Les noms des séquences sont reportés ici entre chaque surface, de même que les interprétations géologiques faites sur chaque puits (colonne AF).

2.1.3. Modèle structural et maillage

La troisième étape a consisté à (1) construire un modèle structural ; et (2) construire le maillage de la grille 3D (Figure 41). Le réseau de faille de Beynes-Meudon, localisé au Sud de Paris, a précédemment été modélisé dans les travaux de Thomas et al. (2023a) et a donc été incorporé comme tel au projet. En ce qui concerne la faille de Bray, située à l'extrémité Nord-est de la zone d'étude, la même méthodologie intégrative que celle suggérée dans ses travaux a été suivie afin de l'intégrer au modèle. La faille a été modélisée manuellement en fonction de ses tracés (*polylines*) au sommet des réservoirs du Dogger et du Trias. Les coordonnées de ces tracés proviennent d'une carte structurale fournie par le BRGM au format .shp (*shapefile*) intégrée au projet en amont (tracés des failles accessibles dans Beccaletto et al., (2011)). Ces tracés ont d'abord été décalées en profondeur pour « encadrer » le modèle de subsurface

avant d'être combinés en utilisant l'outil *Polygon editing*. Cette fusion a permis de créer une *polyline* unique pour faciliter la génération d'une surface que l'on peut assimiler au plan de faille. Une fois cette opération réalisée, le rejet de la faille a été estimé après avoir observé un ressaut au toit du Dogger (proche de la surface Bt5) entre les puits situés de part et d'autre de cette dernière. Cette estimation visuelle, bien que rudimentaire, a été adoptée car (1) aucun transect sismique dans la zone n'a pu être observé ; et (2) très peu d'informations relatives au déplacement de la faille de Bray dans cette région sont disponibles dans la littérature. Les 2 lignes sismiques les plus proches qui ont été retraitées, et qui traversent la faille de Bray, correspondent aux transects NS1 (au Nord-Ouest de la zone d'étude, entre l'Oise et le Val-d'Oise) et NS2 (au Sud-Est de la zone d'étude, entre l'Oise et la Seine-et-Marne). Les positions de ces transects peuvent être visualisées en détail sur la Fig. 9. de la publication de Beccaletto et al. (2011). L'interprétation du transect NS1 semblerait indiquer, en première approximation, que la faille de Bray présente un rejet d'environ 100 à 150 m au toit du Jurassique moyen (Beccaletto, *communication personnelle*).

Une fois les failles construites, le squelette de la grille 3D (3D grid) a été construit avec l'outil Pillar gridding permettant d'incorporer le modèle structural précédemment décrit. Toutes les surfaces générées en amont ont aussi été utilisées comme support à sa construction. Une grille 3D est généralement constituée de plusieurs cellules ou mailles (cells) dans lesquelles sont assignées ensuite des propriétés (porosité ou perméabilité par exemple). Le nombre de mailles d'un modèle dépend directement du choix du modélisateur. Il l'évalue en général en fonction de deux critères : (1) la résolution nécessaire pour refléter le plus finement les hétérogénéités du réservoir ; et (2) les applications futures des modèles envisagées (comme des simulations dynamiques par exemple). Plus le nombre de mailles sera important, plus les interprétations géologiques seront décrites avec fidélité, mais plus le modèle sera lourd et plus les temps de calculs seront longs. Il est donc nécessaire de trouver le meilleur compromis entre une bonne résolution et un nombre de maille acceptable si l'on souhaite effectuer ensuite des simulations. Précisément pour cette étude, les dimensions des mailles dans le plan horizontal (X et Y) ont été fixées à 100 m par 100 m (Figure 41). Ce choix est justifié par la nécessité de conserver une bonne résolution entre les puits d'un même doublet (en général distants de 1500 m dans la zone d'étude). Concernant la résolution verticale, les épaisseurs des cellules varient en fonction des zones. Ces zones correspondent aux intervalles de profondeur compris entre deux surfaces (appelées horizons dans les modèles 3D) (Figure 41). Elles ont été définies en utilisant l'outil Zones intégré dans la table Corner point gridding. Chaque zone a été ensuite subdivisée en une ou plusieurs couches de cellules en fonction de la résolution nécessaire pour répondre à la définition des faciès à l'aide de l'outil Layering.



Figure 41: Vue de la structure du modèle 3D construit sur Petrel©. Les well-tops de chaque puits sont représentés par des ronds dont les couleurs varient en fonction de la nature de la surface positionnée (allant de la surface Bt1 à la surface Ca4). Les failles de Beynes-Meudon et de Bray sont également illustrées, de même que l'horizon Bt1 (surface modélisée en 3D). Le zoom permet d'apprécier la taille des cellules dont les dimensions sont fixées ici à 100 m par 100 m dans le plan horizontal. Une zone dans Petrel© correspond à l'intervalle compris entre deux horizons.

2.1.4. Mise à l'échelle des données

La quatrième étape a consisté à utiliser la grille 3D comme support pour la mise à l'échelle des données (aussi appelé processus d'upscaling). Cette étape a été réalisée dans la table Property modeling en utilisant l'outil Well log upscaling. Son utilisation a permis de discrétiser les données en 3D (facies ou diagraphies) en assignant une propriété unique aux cellules traversées par les puits (Figure 42). La méthode Neighbor cell a été choisie afin d'assigner des propriétés similaires aux cellules adjacentes c'està-dire appartenant à une même couche le long de la trajectoire du puits. Deux méthodes différentes ont été utilisées en fonction du type de données à traiter. Les données de faciès (dites discrètes) ont été mises à l'échelle en utilisant l'algorithme Most of qui permet d'assigner à chaque cellule le faciès le plus représentatif en termes de proportions sur son épaisseur. Les données diagraphiques (dites continues) ont ensuite été mises à l'échelle en utilisant une moyenne arithmétique pour les porosités et une moyenne géométrique pour les perméabilités. Cela signifie que les valeurs de porosité et de perméabilité ont été attribuées à chaque cellule comme résultant d'une moyenne arithmétique ou géométrique. Par ailleurs, les diagraphies ont été traitées comme des points (As points) car les mesures sont continues et généralement acquises à un petit pas d'échantillonnage. Pour les données de facies, elles ont été traitées comme des lignes (As line) car elles ont été définies de manière discrète et intégrées à partir de l'outil New discrete log. Dans chacun des cas, aucun biais (bias) ni aucune pondération (weighting) n'a été appliqué et un contrôle qualité des résultats a été effectué par une comparaison des données mises à l'échelle (upscaled data) avec les données brutes (raw data) à partir d'histogrammes.



Figure 42: Vue d'un modèle de facies 3D construit sur Petrel© illustrant les différentes cellules upscallées aux puits. Le zoom montre plus précisément les résultats du processus d'upscaling de facies (algorithme most of) sur 4 puits géothermiques en particulier (GBO1 : Bondy 1 ; GBO2 : Bondy2 ; GSA1 : Sevran 1 ; GSA2 : Sevran 2).

2.1.5. Modélisation géologique

Une fois les données mises à l'échelle, la cinquième étape a consisté à construire un modèle géologique 3D à partir de l'outil *Facies modeling* intégré à la table *Property modeling*. Au cours de ce travail, trois principaux algorithmes ont été utilisés pour distribuer les faciès dans la grille : (1) *Assign values* ; (2) *Truncated gaussian with trends* ; et (3) *Object Modeling*. L'algorithme *Assign Values* a d'abord été utilisé pour attribuer une propriété de faciès unique dans les zones où un seul faciès était présent. L'algorithme *Truncated Gaussian with trends* a ensuite été privilégié dans le cas où plusieurs facies coexistaient. Cet algorithme a été choisi car il permet de bien modéliser les ceintures de facies le long d'une rampe carbonatée correspondant à des juxtapositions latérales d'environnements de dépôts s'étalant sur un profil proximal-distal (Brigaud et al., 2014b; Thomas et al., 2023). Enfin, l'algorithme *Object Modeling* a été utilisé pour affiner les hétérogénéités du modèle géologique en y intégrant deux faciès supplémentaires, correspondant aux faciès granulaires avec très peu de cimentations diagenétiques. Cet algorithme a été retenu car il permet de modéliser des géométries précises d'objets géologiques en 3D (Corlett et al., 2021; Petrovic et al., 2018).

2.1.6. Modélisation pétrophysique

La dernière étape a consisté à élaborer des modèles pétrophysiques 3D à partir de l'outil *Petrophysical modeling* dans la table *Property modeling*. Deux données pétrophysiques ont été considérées dans cette étude : la porosité et la perméabilité. Ces propriétés peuvent être propagées dans l'espace à partir de deux méthodes différentes dans Petrel© : (1) les méthodes dites déterministes ; et (2) celles dites stochastiques. Les méthodes déterministes permettent de produire des modèles dont les résultats sont identiques en considérant des données d'entrée équivalentes. Un modèle construit par une approche déterministe sera donc toujours le même à chaque réalisation. Cette approche nécessite néanmoins une connaissance approfondie du réservoir et de la répartition spatiale des variables à modéliser. A l'inverse, les méthodes stochastiques sont utilisées pour produire des modèles statistiques dont les résultats varient à chaque réalisation. Elles permettent d'introduire un facteur aléatoire et d'obtenir plusieurs résultats avec des variabilités spatiales différentes. Compte tenu du peu de données disponibles entre les puits, l'approche stochastique a été privilégiée pour ce travail. Les propriétés pétrophysiques ont donc été distribuées dans la grille à partir d'un algorithme appelé *Gaussian random function simulation*.

Cet algorithme permet d'honorer les données aux puits et de répartir les propriétés de porosité et perméabilité par faciès (Brandano et al., 2020; Brigaud et al., 2014b). Cette répartition s'effectue à partir d'analyses géostatistiques conduites en amont dans l'onglet *Data analysis*. Deux analyses statistiques différentes ont été menées au cours de ce travail : (1) une analyse univariée permettant d'apprécier la distribution générale des données ; et (2) une analyse variographique permettant d'évaluer leurs répartitions spatiales. Le principe de l'analyse variographique est présenté en annexe (Annexe 7). Les données de porosité ont été distribuées à partir de lois de distribution normales et les perméabilités en utilisant des lois log-normales. Il est important de mentionner ici que quand plusieurs diagraphies de porosité étaient disponibles dans un puits, les logs de RMN ont été privilégiés par rapport aux logs de porosité neutron ou soniques. Cela a été effectué dans trois puits pendant le processus de modélisation, à savoir le puits géothermique de Bobigny-Drancy 1 (GBD1), celui de Bobigny-Drancy 3 (GBD3) et celui de Cachan 2 (GCAH2). De la même manière, les mesures de porosité de laboratoire sur plugs ont été privilégiés ou fusionnées aux logs de porosités neutron ou sonique dans 6 puits, à savoir celui d'Aulnay-sous-Bois 1 (GAY1), de Croissy-Beaubourg 1 (CBG1), de Champigny-sur-Marne 1 (CSM1), d'Ile-de-Gord 1 (IDG1), de Longjumeau 1 (LJU1) et de Mitry-Mory 1 (MTR1).

2.2. Modélisation dynamique

Les modélisations dynamiques ont été effectuées en utilisant le logiciel Pumaflow[™] intégré à la plateforme OpenFlow Suite. Ce logiciel a été développé et commercialisé par la société Beicip-Franlab qui est une filiale de l'Institut Français du Pétrole Énergies Nouvelles (IFPEN). Ce logiciel intègre de nombreux outils qui permettent de simuler des écoulements de fluides au sein des réservoirs. Ses applications sont diverses et s'étendent du domaine pétrolier jusqu'au domaine géothermique (simulation de type *black-oil*, compositionnelle, thermique, injection de CO₂, traçage géochimique...). D'autres logiciels spécialement conçus pour simuler des écoulements en géothermie existent (Tough2©, Tough3©, Marthe©...) mais ne permettent pas toujours l'import facile de grille construites sous Petrel©. L'import de ces grilles est souvent problématique et nécessite des logiciels de conversions adaptés pour faciliter leur lecture. Par ailleurs, certains logiciels n'acceptent que des modèles 3D composé d'un nombre de maille limité (Tough2© par exemple). Pour cette étude, le choix s'est donc porté sur le logiciel Pumaflow[™] pour trois raisons principales : (1) l'IFPEN est partenaire du projet UPGEO dans lequel ce travail s'intègre ; (2) une excellente comptabilité avec les grilles produites sous Petrel© ; et (3) aucune limite de nombre de mailles fixée.

2.2.1. Choix du domaine d'étude et de l'opération géothermique

La première étape du travail a consisté à définir un périmètre de simulation. Ce périmètre est situé dans le département du Val-de-Marne et s'étend sur une surface de près de 115 km² (Figure 43). Il intègre un total de 15 opérations géothermiques dont 11 sont encore en activité (Figure 43). Le travail de simulation au cœur de ce périmètre s'est principalement porté sur l'étude d'un doublet en particulier. Il s'agit du doublet géothermique d'Alfortville foré en 1986 et mis en service un an plus tard. L'emprise du périmètre de simulation (10km x 11km) a d'ailleurs été défini pour qu'il soit localisé en son centre afin de limiter les effets de bords lors des calculs numériques. Ce doublet a été sélectionné pour deux raisons majeures : (1) d'abord parce qu'il s'agit du seul doublet dans la zone d'étude pour lequel une percée thermique a été enregistrée ; et (2) parce qu'une étude approfondie menée et coordonnée par le BRGM a été réalisée sur ce doublet en 2011 (Le Brun et al., 2011). Cette étude a permis de réunir plusieurs équipes de modélisateur (Ecole des Mines, GPC-IP/Geofluid, Antea, CFG-Services et le BRGM) travaillant sur les exploitations géothermiques du Dogger du bassin de Paris. Chaque équipe a produit ses propres modèles numériques et les a ensuite utilisés pour prédire les temps de percée thermique et la température à 30 ans au sein de ce doublet. Ces prédictions ont été obtenues à partir de l'utilisation de

différents simulateurs et les résultats de chacune des équipes ont été comparés dans le cadre d'un exercice de « *benchmarking* ». Pour ce travail, certains de ces résultats seront pris en compte et comparés à ceux obtenus avec Pumaflow[™] dans le Chapitre 7 . Le nom des équipes ainsi que les simulateurs utilisés par chacune d'entre elles sont reportés dans le Tableau 8.

| Équipe | Entités | Simulateurs d'écoulement |
|--------|-----------------|--------------------------|
| 1 | CFG-Services | Comsol-1 |
| 2 | GPC-IP | Tough2 |
| 3 | Antea | Marthe-3 |
| 4 | Mines ParisTech | Metis-4 |
| 5 | BRGM | Marthe-5 |

Tableau 8: Tableau récapitulatif des différentes équipes associées à leurs logiciels de simulation respectifs ayant participé à l'étude sur le doublet d'Alfortville (Le Brun et al., 2011).



Figure 43: Domaine d'étude (en rouge) dans lequel seront effectuées les simulations dynamiques. Ce domaine est replacé dans un cadre général à l'échelle de la région Ile-de-France. Ce périmètre intègre un total de 15 opérations géothermiques. La gélule d'exploitation du doublet d'Alfortville est représentée en jaune. Le puits d'injection du doublet (GAL1) est représenté en bleu, celui de production (GAL2) en rouge.

2.2.2. Paramètres des simulations

Les données d'entrée qui ont été utilisées pour ce travail sont identiques à celles fournies dans le rapport du BRGM (Le Brun et al., 2011). Les principaux paramètres nécessaires pour effectuer les simulations sont les suivants : le débit d'exploitation de l'opération, la température du fluide réinjecté, la température initiale et la pression du réservoir, la salinité du fluide, la conductivité thermique et la capacité calorifique des roches ainsi que les propriétés de porosité et de perméabilité du milieu.

Pour simplifier les calculs, le débit imposé pour chaque simulation a été fixé de manière constante à 193 m³/h sans tenir compte de variations saisonnières (Figure 44). Il résulte d'une moyenne calculée à partir des valeurs issues des chroniques d'exploitation du doublet. De la même manière, la température d'injection a été fixée comme constante à 49°C. En ce qui concerne la température initiale du réservoir, elle a été considérée comme homogène et fixée à 75°C (le gradient géothermique a été négligé sur la verticale). L'espacement entre les puits, leurs diamètres en trou ouvert ainsi que le facteur de *skin* de l'opération ont également été repris dans le rapport. Les puits sont séparés d'une distance d'environ 1130 mètres au toit du réservoir, leurs diamètres respectifs ont été fixés à 6 et 8.5 pouces (soit environ 15.2 et 20.3 cm) et le facteur de *skin* de l'ouvrage a été fixé à -2. Enfin, la salinité du fluide a été définit à 18 g/L et la pression du gisement a été fixée à 170 bars.



Figure 44: Données d'exploitation (débits en orange et températures de production en bleu) enregistrées pour le puits producteur d'Alfortville (GAL2). Les créneaux observés pour la courbe des débits correspondent aux variations saisonnières qui n'ont pas été prises en compte dans le cadre de ce travail. Seule une moyenne des débits d'exploitation a été utilisée pour effectuer les simulations, ici de l'ordre de 193 m3/h (en rouge).

La viscosité, la masse volumique, la conductivité thermique et la capacité calorifique du fluide géothermal n'ont pas pu être intégrées dans le logiciel lors du processus modélisation. Ils ne seront donc pas pris en compte dans le cadre de cette étude. Par ailleurs, toutes les simulations ont été réalisées sur une durée d'au moins 30 ans afin de pouvoir observer une décroissance significative de la température au puits de production. Pour homogénéiser les interprétations des résultats, les temps de percée thermique ont été déterminés lorsqu'une chute de 0.5°C était constatée dans le puits de pompage. Cette valeur est généralement utilisée pour les exploitations au Dogger du bassin de Paris (Popineau et al., 2022). Néanmoins, plusieurs définitions sur les temps de percée thermique existent

dans la littérature. Ils peuvent être définis par exemple à partir (1) d'une chute de 3°C à 4°C au puits de pompage en fonction de considérations économiques qui sont propres à chaque opération (Ignatiadis et al., 1998) ; (2) d'une chute égale à 1% de la température de production (van Rijn, 2018) ; ou bien (3) d'une chute égale à 20% de la température de production dans le cas où des champs à très haute enthalpie sont exploités pour produire de l'électricité par exemple (Li et al., 2016). Enfin, il est important de préciser ici que les températures de fonds de puits (BHT : *Bottom Hole Temperature*) calculées dans Pumaflow[™] correspondent en réalité à une moyenne de toutes les températures des cellules traversées par le puits dans le réservoir.

D'autre part, les maillages 3D qui ont été utilisés pour effectuer les simulations présentent des structures verticales variées ainsi que des propriétés pétrophysiques différentes qui seront abordées plus en détail dans le Chapitre 7 . Toutes les grilles utilisées ont des mailles de dimensions 100 m x 100 m dans le plan horizontal. Aussi, comme les valeurs de perméabilité décrites dans la littérature pour l'aquifère du Dogger du bassin de Paris ne présentent aucune anisotropie (Delmas et al., 2010; Makhloufi, 2013; Thomas et al., 2023), les propriétés de perméabilité de ces modèles ont été considérées comme isotropes dans les trois directions de l'espace (x, y et z). Par ailleurs, les simulations ont été effectuées seulement sur des maillages qui correspondent à l'intervalle du Bathonien (entre les surfaces Bt1 et Bt5) en excluant la couverture Callovienne sus-jacente. Néanmoins, pour tenir compte de l'apport thermique de cette formation ainsi que celle sous-jacente du Bajocien dans les simulations, deux épontes (une supérieure et une inférieure) ont été intégrées dans Pumaflow[™]. Les transferts de chaleur qui s'opèrent entre les épontes et le réservoir sont purement conductifs, les épontes sont considérées comme des solides imperméables et la définition de leurs épaisseurs dépend directement du choix du modélisateur. Un facteur clé à prendre en compte concerne la discrétisation de ces dernières avant d'initier les simulations. Dans PumaflowTM, il est possible de les discrétiser en un nombre de couches et d'appliquer un taux géométrique qui permet de faire varier progressivement leurs épaisseurs à mesure qu'elles se rapprochent du réservoir. Leur discrétisation est en général plus fine à l'interface réservoir-éponte pour prendre en compte les transferts de chaleur qui sont plus importants du fait du fort gradient thermique entre le réservoir et les épontes (Le Brun et al., 2011). Pour notre étude, les paramètres de ces épontes, qui ont été configurés en se basant sur les données du rapport de CFG-Services (Le Brun et al., 2011), sont les suivants :

- Gradient géothermique : 0.035°C/m.
- Épaisseur totale : 300 m.
- Capacité calorifique : 2.16 J/(cm³.K).
- Conductivité thermique : 2.5 W/(m.°C).
- Nombre de couches pour la discrétisation verticale : 10.
- Taux géométrique de la discrétisation verticale : 2.

Enfin, les vitesses naturelles d'écoulement de la nappe à l'échelle régionale ont été négligées de même que les potentielles fractures et fissures qui peuvent affecter le réservoir.

Tous les paramètres de simulation qui ont été utilisées et intégrés dans Pumaflow[™] sont synthétisés dans le Tableau 9. Les différentes étapes suivies dans l'interface du logiciel (de l'import des données jusqu'aux simulations) peuvent être consultées dans un tutoriel détaillé fournit au lien suivant : <u>https://static.data.gouv.fr/resources/tutoriel-logiciel-pumaflow/20230824-180047/tutoriel-pumaflow-these-catinat-2023.pdf</u>.

| DONNÉES D'ENTRÉES DES SIMULATIONS | | | | | | |
|-------------------------------------|--|--|--|--|--|--|
| Rapport BRGM (Le Brun et al., 2011) | | | | | | |
| Chanaisusa | Débit | 193 m³/h | | | | |
| Chroniques | Température initiale du réservoir | 75°C | | | | |
| u exploitation | Température d'injection | 49°C | | | | |
| | Diamètre du trou nu (puits producteur) | 6 pouces | | | | |
| Géométrie des | Diamètre du trou nu (puits injecteur) | 8.5 pouces | | | | |
| puits | Facteur de skin | -2 | | | | |
| | Distance inter-puits | 1130 m | | | | |
| | Viscosité constante du fluide | 0.4 ср | | | | |
| D | Salinité du fluide | 18 g/L | | | | |
| Parametres | Pression du gisement | 170 bars | | | | |
| nyarauliques | Masse volumique du fluide à 76°C pour une salinité de 20 g/L | 988 kg.m ⁻³ | | | | |
| | Masse volumique du fluide à 76°C pour une salinité de 15 g/L | 984 kg.m ⁻³ | | | | |
| | Température initiale des épontes | 75°C | | | | |
| | Conductivité thermique de la roche | 2.5 W.m ⁻¹ .K ⁻¹ | | | | |
| Paramètres | Conductivité thermique du fluide | 0.6 W.m ⁻¹ .K ⁻¹ | | | | |
| unermiques | Capacité calorifique de la roche | 2.16 MJ.m ⁻³ .K ⁻¹ | | | | |
| | Capacité calorifique du fluide | 4.18 MJ.m ⁻³ .K ⁻¹ | | | | |

Tableau 9: Tableau synthétique des différents paramètres utilisés pour effecteur les simulations dynamiques. Les paramètres coloriés en rouge correspondent à ceux qui n'ont pas pu être intégrés dans l'interface de Pumaflow[™]. La structure verticale et les valeurs porosité et de perméabilité sont variables en fonction des modèles construits qui seront présentés plus en détail au Chapitre 7.

CHAPITRE 4

ESTIMATION DE LA PERMEABILITE DANS LE RESERVOIR GEOTHERMIQUE DU DOGGER DU BASSIN DE PARIS A PARTIR DE MESURES EXPERIMENTALES DE RESONANCE MAGNETIQUE NUCLEAIRE



Chapitre 4 : Estimation de la perméabilité dans le réservoir géothermique du Dogger

du bassin de Paris à partir de mesures expérimentales de résonance magnétique nucléaire

Ce chapitre se base sur un article scientifique publié dans la revue *Geothermics* (<u>https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102707</u>) intitulé :

"Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments"

Par M. Catinat, M. Fleury, B. Brigaud, M. Antics & P. Ungemach

1. Synthèse de l'article

1.1. Contexte de l'étude et objectifs scientifiques

Les réservoirs carbonatés sont étudiés depuis longtemps car ils présentent de nombreuses hétérogénéités spatiales qui résultent de processus de dépôts et de diagénèse variés (Burchette, 2012). Ces hétérogénéités se traduisent notamment par des variations de porosité et perméabilité importantes au sein des roches (van der Land et al., 2013). Par le passé, plusieurs auteurs ont essayé de proposer des classifications en termes de types de porosité afin de mieux les caractériser (Choquette and Pray, 1970; Lønøy, 2006; Lucia, 1995). Néanmoins, la grande variabilité des types de pores rencontrés dans ces systèmes rend souvent difficile l'évaluation de la perméabilité (Babadagli and Al-Salmi, 2004; Lønøy, 2006). En effet, pour une valeur de porosité donnée, les valeurs de perméabilités peuvent varier sur plusieurs ordres de grandeur (Burchette, 2012). Pour pallier cette problématique, il est possible de déterminer des relations entre la porosité et la perméabilité à partir de mesures expérimentales sur carottes. Ces relations sont généralement décrites dans la littérature comme de type linéaire, exponentielle ou logarithmique (Bohnsack et al., 2020) et les valeurs des coefficients de régression calculés (R²) sont souvent utilisées pour évaluer la pertinence des relations trouvées (Lazim et al., 2018).

Pour cette étude, une approche similaire a été menée en se basant sur des mesures de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) et de perméabilité à l'eau réalisées sur 72 échantillons en laboratoire. Ces échantillons ont été prélevés sur les carottes issues du puits géothermique de Bobigny (GBD4) et récupérées dans l'aquifère du Bathonien. Ce travail intervient dans un contexte où des diagraphies RMN ont été déployées en amont dans 3 puits géothermiques en Ile-de-France (à savoir GCAH2, GBD1 et GBD3). Ces diagraphies ont notamment permis de fournir un enregistrement continu de la perméabilité au sein du réservoir dont les valeurs ont été calculées à partir d'une formule donnée par Schlumberger. Cette équation, précédemment mentionnée dans le Chapitre 3, est appelée *Schlumberger Doll-Research* (SDR) et a été utilisée par défaut pour estimer la perméabilité du réservoir (Coates et al., 1999; Kenyon, 1997; Westphal et al., 2005).

Dans ce contexte, l'objectif principal du travail a consisté à tester plusieurs relations à partir du jeu de données expérimentales afin d'améliorer la prédiction de la perméabilité dans l'aquifère géothermique du Bathonien et de comparer les résultats obtenus avec ceux de l'équation SDR. Ces relations ont pu être déterminées à partir de différents paramètres dérivés des distributions T_2 : (1) la porosité totale ; (2) le mode des distributions ; (3) la moyenne logarithmique des temps T_2 ; et (4) la macroporosité. D'autre part, le second objectif a consisté à mener des investigations pétrographiques détaillées sur les

échantillons en vue de réaliser une classification reliant les faciès sédimentaires décrits à des distributions T_2 caractéristiques.

1.2. Résultats majeurs et conclusions

Les résultats majeurs et les principales conclusions de l'étude peuvent être résumés de la manière suivante :

- Les investigations pétrographiques ont permis d'identifier quatre microfaciès carbonatés . distincts au sein du réservoir géothermique : (1) des faciès microporeux de type packstone à rudstone à oncoïdes et péloïdes (F1a) ; (2) des faciès non poreux, ou faiblement poreux, de type packstone à floatstone à oncoïdes (F1b) ; (3) des facies bioclastiques plus ou moins cimentés de type grainstone (F2a) ; et (4) des faciès oolithiques de type grainstone à très forte porosité (F2b). Ces microfaciès ont été classés en deux associations de faciès différentes (FA1 et FA2) correspondant à deux environnements sédimentaires retrouvés le long d'un profil de plateforme. Les faciès à support boueux (F1a et F1b) ont été rattachés à un environnement de rampe médiane (FA1) tandis que les faciès plus granulaires (F2a et F2b) ont été associés à un environnement plus proximal de barrière oolithique (FA2). Les faciès F1a et F1b présentent de faibles potentialités réservoirs et sont respectivement caractérisés par des porosités moyennes de 7.8% et 6% et des perméabilités de 0.42 mD et 0.03 mD. A l'inverse, les faciès F2a et F2b présentent des potentialités réservoirs bien plus importantes, avec des porosités moyennes respectives de 14.6% et 17.5%, et des perméabilités de 261 mD et 694 mD. Le faciès F2b est typique de la formation de l'Oolithe Blanche et constitue la cible préférentielle à exploiter pour les futurs projets géothermiques dans la région.
- Les investigations pétrophysiques ont permis de collecter 72 mesures inédites de RMN et perméabilité à l'eau sur des échantillons carottés dans le réservoir géothermique du Bathonien en lle-de-France. Les valeurs de porosité fluctuent entre 4.3% et 22% et les valeurs de perméabilité sont comprises entre 0.005 mD et 900 mD. Plusieurs relations différentes ont été testées à partir du jeu de données expérimentales et la meilleure prédiction de la perméabilité (avec un écart type égal à 2.63) a été obtenue à partir d'une loi de puissance faisant intervenir la macroporosité (Φ_m) des échantillons ($k_5 = 3.15 \times 10^7 \times \Phi_m^{5.31}$). Dans le cas où des diagraphies RMN sont déployées dans les puits, cette relation peut être utilisée pour améliorer la prédiction de la perméabilité dans le réservoir géothermique.
2. Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments

Geothermics 111 (2023) 102707



Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments

Maxime Catinat^{a,*}, Marc Fleury^b, Benjamin Brigaud^a, Miklos Antics^c, Pierre Ungemach^c

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

^b IFP Energies Nouvelles, 1-4 Avenue de Bois-Préau, 92852, Rueil-Malmaison, France

^c GEOFLUID, 165 Rue de la belle étoile, 95700, Roissy CDG, France

| ARTICLE INFO | A B S T R A C T |
|---|---|
| Keywords: NMR Geothermics Limestones Paris Basin Petrography Permeability | A wireline NMR (Nuclear Magnetic Resonance) logging tool has recently been deployed in the Dogger geothermal aquifer of the Paris Basin to provide a continuous permeability estimation throughout the reservoir. The complex pore structure of heterogeneous carbonate systems means that careful consideration must be given to standard permeability prediction. A laboratory study was performed on cores from a geothermal well at Bobigny, north of Paris. Petrographic and petrophysical analyses of thin sections, water permeability and laboratory NMR relaxation time T_2 were conducted on 72 samples. A classification was established using four main facies and the impact of microporosity and micritization on flow properties was investigated. The range of permeability is wide $[0.05-1000 \text{ mD}]$ and the evaluation addresses different relationships between permeability and a combination of porosity and T_2 distributions. Since the latter distributions can provide an estimation of the pore size distributions and in particular the fraction of microporosity within the total porosity, several possibilities arise for better constraining the permeability relationship. For one facies, permeability is nearly independent of porosity ore a porosity range of $[0.12-0.22]$, illustrating the well-known difficulty of predicting permeability in carbonate lithologies. The best permeability prediction is obtained when considering only macroporosity in a classical power law. |

1. Introduction

The Middle Jurassic (Dogger) carbonate reservoirs located at a depth of about 1.5 km were first identified in the 1980s as the most promising target for the development of geothermal energy in the Paris Basin (France) (Antics et al., 2005; Allo et al., 2021; Giot and Rojas, 1981; Housse and Maget, 1976; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989). Fifty-four district heating production units with their associated wells and distribution grids exploit the heat capacity of a deep reservoir at 55-80 °C formed by the Bathonian limestones (Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989; Thomas et al., 2023). In order to improve our understanding of the heterogeneities in this reservoir, an NMR logging tool (Combinable Magnetic Resonance - CMR©) was deployed in two recent geothermal operations at Cachan in 2017 and Bobigny-Drancy in 2020 (Ungemach et al., 2019; Wielemaker et al., 2020). Whereas NMR logging data are routinely acquired in the petroleum industry (Appel et al., 2003), this is not a common practice when drilling geothermal wells, and especially in the central part of the Paris Basin where this is the first time such data have been acquired for the Bathonian geothermal reservoir.

When used in open hole logging, the NMR logging tool provides crucial data such as continuous porosity (ϕ), permeability (k), pore-size distribution and fluid saturation values (Kenyon, 1997; Nurmi and Standen, 1997; Westphal et al., 2005). Permeability is a key parameter when assessing geothermal performance but it is notoriously difficult to determine it from well logging data in carbonate systems (Lucia, 2007; Minh et al., 1997). Fundamentally, the NMR relaxation time T_2 distribution measured by the logging instrument is a proxy for the pore-size distribution and therefore it provides key information for evaluating permeability. It is still an indirect measurement but it is much more relevant than porosity alone. The porosity-permeability relationship in carbonate systems is far more complex than in sandstones and it varies with both facies and diagenetic effects (Ehrenberg and Nadeau, 2005). Hence the standard NMR-porosity- T_2 relationship should be carefully applied and/or calibrated with the testing of core samples. Once completed and an adequate understanding of the depositional

https://doi.org/10.1016/i.geothermics.2023.102707

^{*} Corresponding author. E-mail address: Maxime-catinat@hotmail.fr (M. Catinat).

Received 12 October 2022; Received in revised form 15 February 2023; Accepted 16 March 2023 0375-6505/© 2023 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Geothermics 111 (2023) 102707

M. Catinat et al.

environment and the geological context have been gained, it can be applied safely to other wells for which NMR logs are available (Duan et al., 2018; Moss, 2000; Müller-Huber et al., 2016, 2018; Soete et al., 2021; Tian et al., 2018; Vincent et al., 2011).

A previous study in which cores were recovered from a Paris Basin geothermal reservoir (Bathonian) dates from 1981 at the Aulnay-sous-Bois doublet (Giot and Rojas, 1981). Petrography and porositypermeability features were described providing a sound assessment of the productive (profitable) sections (Giot and Rojas, 1981; Robelin and Giot, 1987; Rojas et al., 1987). As a consequence, coring is seldom undertaken in the Bathonian geothermal aquifer and no NMR laboratory analyses on cores from the Middle Jurassic geothermal reservoir of the Paris Basin had been carried out prior to the present survey. The only NMR investigation of the Middle Jurassic limestones was performed on limestone in the eastern part of the Basin, about 250 km east of Paris (Brigaud et al., 2014). It then became necessary and urgent to calibrate the T_2 distributions in cores from the geothermal aquifer. During the recent geothermal operation at Bobigny, a suburb north of Paris, a 36 m core-section was drilled in the geothermal reservoir (*Oolithe blanche* Formation) in well GBD4.

The main objectives of this paper are (1) to supply a reference classification linking laboratory NMR T_2 distributions to geological observations derived from core samples for the geothermal carbonate reservoir, and (2) to derive an optimized relationship between NMR data, porosity and permeability providing reliable inputs for geothermal reservoir geomodelling. Once the geothermal reservoir models are constructed, they can be used for predictive heat and mass transfer simulations for future sustainable geothermal exploitation.



Fig. 1. A: Location map of geothermal wells producing the Bathonian geothermal waters. The temperature map of the geothermal water has been obtained by kriging from the Greater Paris area, illustrating the high density of geothermal wells supplying extensive district heating grids. Depending on locations, temperatures range from 56 to 80 °C. Note the colour code defining injection wells in blue and production wells in red. B: 3D architecture view and trajectories of Bobigny doublets. The interval of the core zone from the Oolithe Blanche Formation in GBD4 is in orange. The logs along the wells are gamma-ray logs. World Geodetic System 84 coordinates of well heads: GBD1 (X: 2.4549089; Y: 48.9039652), GBD2 (X: 2.4547782; Y: 48.9039412), GBD3 (X: 2.4550396; Y: 48.9039892), GBD4 (X: 2.4551703; Y: 48.9040123).

2. Geological and geothermal setting

The Paris Basin is a large intracratonic basin that is both stable and little modified by tectonic processes, covering a vast area of northern France of about 110 000 km². It is bounded by crystalline massifs (the Vosges, Armorican massif and Massif central) and filled with about 3000 m of sediments from Triassic to Quaternary Formations in the depocenter (Guillocheau et al., 2000; Mégnien and Mégnien, 1980). In the central part of the basin, 200 m-thick Middle Jurassic limestones are located at a depth of ca. 1500 m (Fig. 1A). The Bathonian deposits form the preferentially targeted aquifers for geothermal exploitation in the Middle Jurassic limestones (Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1987; Thomas et al., 2023). During Bathonian times, the Paris Basin was an epicontinental sea located at subtropical latitudes. These climatic conditions promoted the development of the western Armorican and Burgundian shallow marine carbonate platforms (Brigaud et al., 2014; Contini et al., 1980; Vincent et al., 2021). From the most internal lagoonal facies to the most external lower offshore facies, the Bathonian deposits can be divided into three separate geological formations that can be situated along a theoretical carbonate ramp profile: (1) Calcaires de Comblanchien, (2) Oolithe Blanche and (3) Calcaires marneux à Pholadomyes (Thomas et al., 2023). The Calcaires de Comblanchien consist of peloidal to oncoidal facies mostly deposited in lagoonal areas, whereas the Oolithe Blanche Formation consists of ooid or bioclastic- dominated grainstones deposited in shoreface or shoal environments. The Calcaires marneux à Pholadomyes consist of marls and mud-dominated limestones facies mostly deposited in upper offshore settings. The Oolithe Blanche Formation in the basin centre is known to have the best reservoir properties as revealed by geothermal projects in the past few years (Hamm et al., 2015). In the Paris region, the vast majority of geothermal operations using doublet technologies reach the Middle Jurassic limestones which have high geothermal potential with fluid temperatures of up to 80 °C (Bonté et al., 2010, 2013; Lopez et al., 2010) in the deepest areas (Fig. 1A). They mainly supply district heating grids in densely urbanized and populated areas (Lund and Toth, 2021). Two recent geothermal operations (engineered and field supervised by GPC IP/GEOFLUID) have been completed at Bobigny, a Parisian suburb in the Seine-Saint-Denis (93) département, with the drilling of four new deviated wells in 2020 (GBD1,3: production; GBD2,4: injection) (Fig. 1B). The GBD1, GBD2 and GBD4 wells were drilled from ca. 1690 m to 1750 m depth in the Middle Jurassic limestone and the GBD3 well as far down as the Triassic (top of the Rhaetian) at ca. 2120 m depth (Fig. 1B). A 36 m-long core was extracted from the Oolithe Blanche Formation in well GBD4 (Fig. 1B).

3. Materials and methods

3.1. Cores and petrographic investigations

A 36 m-long cored section was retrieved from deviated geothermal well GBD4 (Fig. 1B). This section has been described in detail in terms of grain composition and textures using 72 samples collected every 0.5 m and numbered from 1 to 72. From each full-size core, a cylindrical plug was extracted along the z axis (i.e. z being the longitudinal direction of the core, 25° inclination), without considering any x or y directions thus involving only 25° inclined permeability measurements (i.e. x and y being the two perpendicular directions which are transversal to the core). The diameter and length chosen for each core-plug were uniform and set to a standard size of 4 cm for the diameter and about 6 cm for the length. A total of 72 plugs were used for petrophysical measurements.

Petrographic investigations were made using light microscopy on thin sections to provide a better understanding of the geological components of facies such as textures, allochems (bioclastic, non-bioclastic), grain size, pore-type distributions and diagenetic features in carbonate rocks (Vincent et al., 2011; Wadood et al., 2021). For this study, standard thin sections (30 µm thick) impregnated with blue-stained epoxy resin were used to reveal the micropore and macropore networks. Several thin section pictures were taken and assembled using Image Composite Editor® software to get an overview of each sample thus facilitating observations. The JMicroVision® software was used to measure an arithmetic mean grain size for each thin section. Mercury injection capillary pressure (MICP) measurements have also been performed on four specific samples (n°2, 30, 43 and 45) to provide pore throat diameter (in µm) distributions. The texture of the samples was described using the Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) classifications and the pore spaces based on Choquette and Pray (1970) and Lonøy (2006) nomenclatures discriminating intraparticle porosity (pores within components), interparticle porosity (pores between components) and mouldic porosity. A total of 41 thin sections were observed (i.e. approximately 1 thin section per metre).

3.2. NMR principles and laboratory measurements

3.2.1. NMR principles and applications

Nuclear Magnetic Resonance (NMR) refers to the measurement of magnetization decays generated by hydrogen nuclei filling the pore space. These decays can be measured by a tool comprising a static magnetic field generated by permanent magnets and an oscillating magnetic field generated by an antenna at the Larmor frequency (Dunn et al., 2002). The measured magnetization decays can be described by exponential curves with characteristic times T_2 called transverse relaxation times. They are measured by both the logging tool and laboratory instruments in similar conditions (brine-water of about ca. 20 g/l NaCl and resonance frequency of ca. 2 MHz) so they can be compared and interpreted directly. The T2 relaxation times obtained from NMR measurements at low magnetic field strength have long been recognized as a permeability indicator in combination with porosity (for a review, see Babadagli and Al-Salmi, 2004). Acquisition of such information by logging tools in open hole conditions has significantly improved permeability prediction from well-logging data. The main reason is that the relaxation time T_2 is a proxy of the pore size according to (Godefroy et al., 2001):

$$\frac{1}{T_2} = \rho_2 \, \frac{S}{V} + \frac{1}{T_{2B}} \tag{1}$$

where T_2 is the relaxation time measured in a single pore of volume V and surface area S, T_{2B} is the relaxation time of the bulk liquid saturating the pore ($T_{2B} \cong 3000$ ms for water at 30 °C), and ρ_2 is the surface relaxivity, a property of solid-liquid NMR interactions. The ratio V/S has a length dimension and characterizes the pore body which is different from the pore throat governing permeability. Where there are multiple pore sizes, magnetization decay curves from each pore can be summed and then plotted as a function of time, and the distribution of relaxation time T_2 , can be obtained from this curve by a mathematical inversion process reflecting the distribution of pore sizes in the saturated porous media. The longer the magnetization decay times, the larger the pores. Conversely, the shorter the magnetic decay times, the smaller the pores. As will be shown later, the range of measurable relaxation times is adequate for evaluating both micro- and macroporosity in carbonate systems. Then, for evaluating permeability k, the following type of relationship can be used:

$$k = C \phi^a T_R^b \tag{2}$$

where ϕ stands for porosity, T_R is a relaxation time calculated from the measured distribution and expressing one representative pore size governing permeability; there are a large number of other formulas (Babadagli and Al-Salmi, 2004) and equation [2] is suitable for a formation saturated with a single liquid (brine in the present case) whereas many others deal with a formation saturated with oil and water for hydrocarbon production applications. Equation [2] has proved quite successful in sandstones and for these formations, the relaxation time T_R

is chosen as the log mean value T_{2lm} of the distribution (Dunn et al., 2002). The significance of this choice is related to the existence of clays and if the amount of lining clays increases in the intergranular pore space, T_{2lm} will decrease and yield lower values. As a result lower permeabilities are calculated even though porosity may not vary much. For carbonates, there could be a similar rationale dealing with microporosity and by default, in the absence of cores for calibrating C, a and b in equation [2], their values are set to C=4, a=2, b=4 and $T_R=T_{2lm}$ (with units k in mD, T_{2lm} in ms and porosity as a volume fraction). This relation is called the SDR (Schlumberger-Doll Research) default relationship (Kenvon et al., 1988), with the coefficient C adapted to carbonates as opposed to sandstones to take into account essentially the lower surface relaxivity of carbonates. The SDR equation has a theoretical basis derived from grain packing theory (Banavar and Schwartz, 1987; Chauveteau et al., 1996) and as such it should be regarded as a guide only; the exponents a and b however are not universal, especially in the context of carbonates. For example, for a dataset of carbonates from the Middle East, T_R was chosen as the mode of the distribution T_{2mode} and a=0.60, b=2.44 (Fleury et al., 2001). For more detailed descriptions on the NMR physics, readers may refer to the publication by Vincent et al.

3.2.2. Laboratory measurements and statistical analysis

After saturating each plug with brine (20 g/l NaCl), water permeabilities (k_w) and formation factors were measured on 72 samples in a flooding cell equipped with electrodes at both ends to measure resistivity (formation factor results will not be discussed here). T2 relaxation time distributions were measured on the same 72 samples using a Magritek instrument (Wellington, New Zealand) with a proton resonance frequency of 2 MHz, similar to that of the NMR logging instrument. Each sample thus presents its own T_2 relaxation time signature. By way of illustration, a distribution is shown in Fig. 2 in which the mode (T_{2mode}) , the logarithmic mean time (T_{2lm}) and the cut-off value separating micro- and macroporosity (T_{2cm}) set in this study at the value of 120 ms are indicated. This cut-off is between the default value used in log interpretation (Dunn et al., 2002) (i.e. 100 ms) and the value proposed by Vincent et al. (2011) (i.e. 200 ms) based on various outcrop carbonates. It corresponds also to the minimum for most distributions as shown later in Fig. 5. For the example shown in Fig. 2, the cut-off could be chosen at the minimum of the distribution near 80 ms and for other samples, the minimum is located at a much larger value (e.g. 150 ms). For Section 4.2. particularly, it is also important to mention that 15 permeability values below 0.02 mD were omitted; for such low



Fig. 2. Example of a distribution measured in the laboratory for a sample of the Dogger Formation (depth 2383.7 m); the log mean value T_{2lm} and the mode T_{2mode} of this distribution are indicated by vertical lines. The cut-off T_{2cm} for separating micro- and macroporosity is also shown.

Geothermics 111 (2023) 102707

permeability, the equipment used for the measurements was not adequate and would have required a specific system with appropriate pressure sensors and pumps; hence only upper values are indicated. Extending porosity-permeability relationships in the low and very low permeability range is not of great interest in the present context and keeping these data when calculating the various correlations would generate a bias. These samples have also a small macropore volume, on average 14% of total porosity, and the macropore network may not be continuous and therefore not contribute to the flow. The total porosity of a sample is obtained from the ratio of the pore volume measured by NMR and the volume of the cylindrical plug. In Fig. 2, it corresponds to the sum of all amplitudes in the $T_2 > T_{2cm}$.

In order to identify groups with similar NMR distributions, the statistical k-means algorithm classifying a dataset on the basis of a predefined number of 'k' clusters, was used (Macqueen, 1967; Sarker, 2021). Clustering is done using this algorithm in Matlab©, independently of facies attribution (i.e. each T_2 distribution was grouped into k classes). A classification quality control has been done using the "Silhouette" function on Matlab© providing information for a good or bad NMR T_2 distribution assignment to a cluster.

4. Results and discussions

4.1. Geological aspects

4.1.1. Sedimentary facies

Detailed sedimentological observations from core descriptions allowed to define four facies covering a wide range of sedimentary textures and granulometries. These range from coarse-grained limestones (i.e. dominantly grainstones), sometimes presenting grains larger than 2 mm (i.e. rudstones), to fine and mud-supported limestones with variable grain sizes (i.e. packstone to floatstone textures). These textures are indicative of two depositional processes that can be found on a downdip carbonate ramp profile. All the facies were described in terms of allochems, texture, sorting, grain size, pore-type, pore throat diameter (in µm) and diagenetic cements. All observations and descriptions are summarized in Table 1. The detailed mean grain size and MICP results are summarized in Supplementary Tables A and B, respectively.

Firstly, two limestone facies were identified (1) microporous oncoidal and peloidal packstones to rudstones (F1a, Fig. 3A-C) and (2) slightly porous oncoidal packstones to floatstones (F1b, Fig. 3B-D). These facies consist mostly of bioclastic limestones, locally intercalated with thin marl interbeds (decimetre thick). The dominant fauna is composed of bivalves, echinoderms, brachiopods, gastropods, brvozoans, coral fragments and foraminifers, indicating normal oxygenation and salinity of marine waters. These facies were related to an upper offshore zone located on the mid-ramp deposited between the lower storm wave base and the upper fair-weather wave base boundaries. They were thus grouped into an unique facies association FA1 (mud-dominated facies). In terms of pore-type, facies F1a presents abundant microporosity invading mainly the micritic matrix and oncoid/ooid cortex (Fig. 3C), whereas facies F1b is characterized by rare mouldic/intrafossil pores (e. g. sample n°43), some microporosity in the micritic matrix, but no macropores (Fig. 3D). Scarce dolomite dissolution, heterogeneously distributed, is also observed in facies F1a (samples n°18, n°20 and n°50). For facies F1a (sample n°45), the pore throat diameter distribution is faintly bimodal with a dominant mode at about 0.1 µm (see Supplementary Table B). For facies F1b (samples n°30 and n°43), pore throat diameter distributions are quite similar, slightly bimodal, with dominant modes at low values, between 0.1 µm and 0.2 µm (see Supplementary Table B).

The second facies association (FA2) is characterized by oolithic grainstones deposited in a high-energy shoreface and/or shoal environment in an inner ramp position above the fair-weather wave base. Based on the progressive reduction of pore spaces by diagenetic cement

Table 1

acies classification according to core descriptions. A: abundant; C: common; F: frequent; R: rare. Std: standard deviation.

| Depositional environments and corresponding facies association | Facies | Non-bioclastic components | Bioclastic components | Energy and depositional environments (Burchette and Wright, 1992) | Sorting and grain size (Mean– Std) | Pore-type and pore throat diameter (Mode in µm) | Diagenesis |
|--|--|---|--|--|--|---|--|
| Upper Offshore, Palaeodepth 30–50 m, Mud- dominated facies (Facies association FA1) | F1a – Microporous oncoidal and peloidal packstone to rudstone | Concentric Ooids (C), Peloids (F), Oncoids (C), Superficial Ooids (C), Composite Ooids (R), Lumps (R), Intraclasts (R), Hydrocarbon trace (?) | Bivalves (F), Echinoderms (C), Foraminifers (C), Gastropods (R), Spicules (R), Bryozoans (R), Brachiopods (R), Trichites (R) | Low to moderate energy, Upper Offshore | Poorly sorted to well sorted, 600 µm–180 µm | Abundant interparticle microporosity (micritic matrix) and intraparticle microporosity (ooid cortex), rare intergranular porosity; pore throat diameter: 0.1 um | Low micritization of grains, local blocky calcite and syntaxial cement (echinoderms), rare dolomite and bioclast dissolution, stylolitization |
| | F1b – Slightly porous oncoidal packstone to floatstone | Oncoids (A), Peloids (F), Ooids (R), Composite Ooids (R), Intraclasts (R) | Bivalves (F), Crinoids (C), Gastropods (C), Bryozoans (C), Brachiopods (C), Corals (C), Foraminifers (R), Microbial encrustation (R), Leiolithes (R), Burrows (R) | Low to moderate energy, Upper Offshore | Very poorly sorted, 730 μm–250 μm | Mouldic porosity (high in coral fragments) and some microporosity in the micritic matrix; pore throat diameter: between 0.1–0.2 µm | Medium micritization, local blocky calcite, syntaxial cement (echinoderms), intragranular microsparitic cement |
| Shoal Environment/ Shoreface, Ooid- dominated facies, Palaeodepth <30 m (Facies | F2a – Low to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts | Concentric Ooids (A), Peloids (C), Oncoids (R), Composite Ooids (R), Intraclasts (R) | Echinoderms (F), Bivalves (C), Brachiopods (C), Foraminifers (R) | Medium to high energy, wave dominated, Shoal | Moderately sorted to well sorted, 410 µm–120 µm | Interparticle macroporosity, local intraparticle microporosity, local mouldic porosity (rhomboedral pore space) | Local to well- developed blocky calcite, syntaxial cement (echinoderm), important dolomite dissolution |
| association FA2) | F2b – Highly porous ooid grainstone | Concentric ooids (A), Peloids (R) | Echinoderm fragments (C) | High energy, wave dominated, Shoreface/ Shoal near sea surface | Very well sorted, 350 µm–70 µm | Abundant interparticle macroporosity; pore throat diameter: 50 um | Rare cement, rare ooid micritization, very rare ooid nucleus dissolution and rare dolomite dissolution |

development between the grains, two facies were differentiated, namely (1) low to moderately cemented ooid grainstone (F2a, Fig. 3E-G) and (2) highly porous ooid grainstone (F2b, Fig. 3F-H) representing the facies associated with the best reservoir quality which is very typical of the Oolithe Blanche Formation. Both F2a and F2b contain high proportions of concentric ooids (Fig. 3G-H). In facies F2a, rhombohedral pore spaces of 50 µm-1.5 mm in size are observed in 10 samples (Fig. 3G). This geometric rhombohedral shape of pore is typical of dissolution of dolomite rhombs (Purser, 1985). This dissolution process may be deduced by examination of void shapes and boundaries (Purser, 1985). The original rhombic pseudomorphs may be only preserved locally, either as "flat surfaces" printing the crystal faces or as "points" printing the crystal terminations (Fig. 4A-B-C). These rhombohedral pore spaces may be labelled as mouldic. Especially within a restricted interval of nearly 2 meters, 5 samples (n°12, n°13, n°14, n°15 and n°17) present frequent mouldic rhombohedral pores associated to dolomite dissolution. This dolomite dissolution is heterogeneously distributed in thin-section, and significantly enhances the porous media (i.e. no specific distribution is evidenced based on petrographic observations). Such dolomite dissolution features are relatively common in Middle Jurassic limestones of the Paris Basin, producing a secondary pore system (Purser, 1985). Dolomite dissolutions in Bathonian limestones have been reported around Coulommes, 50 km east of Paris (oilfield), Melun, 50 km south-east of Paris (geothermal reservoir) and Aulnay-sous-Bois, 10 km north-east of Paris (geothermal reservoir), but also in outcrops along the southeastern part of the Paris basin (Purser, 1985; Thomas et al., 2023; Giot and Rojas, 1981). In facies F2a, blocky calcite and syntaxial overgrowth cements around echinoderm fragments are frequent and reduce the pore spaces (Fig. 4D). In facies F2b, blocky calcite is rarer and a few

syntaxial cements are also developed around echinoderm fragments (Fig. 3H). A few dolomite dissolution rhombs, sparsely distributed, are also observed in facies F2b (only within sample n°4) and the dominant mode of pore throat diameter (measured in sample n°2) is nearly equal to 50 μ m, corresponding to the connections between macropores (see Supplementary Table B). The proportion of intergranular porosity in facies F2a is high and very high in facies F2b.

Geothermics 111 (2023) 102707

4.1.2. Linkage between NMR signature, porosity, permeability and sedimentary facies

Experimental measurements derived from core plugs are displayed in Fig. 5 as a function of depth such as for logging data. Numerical values are listed in Supplementary Tables A, C and D. The vertical facies succession displayed includes F1a, F1b, F2a and F2b. Respectively, the ranges of values for each variable are: mean grain size from 0.2 mm to 1.2 mm, porosity from 4.3% to nearly 22%, permeability from 0.005 mD to 900 mD, T_{2mode} and T_{2lm} values respectively from 10 ms to 1645 ms and from 7 ms to nearly 400 ms.

Normally, permeability is high when porosity is high. Two high porosity-permeability intervals (> 10% and k_w > 100 mD), named respectively "Reservoir 1" (2381–2390 m) and "Reservoir 2" (2407–2413 m), are identified (Fig. 5). These levels are characterized by facies F2a and F2b, indicating that the highest porosity and permeability values are found in the ooid-dominated facies (FA2). In addition, a thinner intermediate level, located at 2402 m and also related to facies association FA2, shows significant permeability approaching 10 mD (Fig. 5). In contrast, levels defined by low porosities (4.3% < ϕ < 10%) and permeabilities (0.005 mD < k_w < 1 mD) are characterized by muddominated facies F1a and F1b (FA1). These observations are in



(caption on next page)

6

Geothermics 111 (2023) 102707

Fig. 3. Petrographic characteristics of core samples from Bobigny 4 well (GBD4). Depths of each thin section are indicated in the bottom left corner and the related facies in the top right corner. A: Core picture showing a microporous oncoidal rudstone with most grains larger than 2 mm linked to the mud-dominated facies association FA1. B: Core picture showing a slightly porous oncoidal and bioclastic floatstone linked to the mud-dominated facies association FA1. C: Microphotograph from A, illustrating heterogeneous peloidal (Pel.) and oncoidal (Onc.) packstone to rudstone. Note the presence of echinoderm fragments (Ech.) and millimetric muddy intraclasts (Intra.). The presence of stylolites (Stylo.) filled with organic matter in the micrite texture and in contact with grains are markers of compaction accommodation during burial. This sample is mostly characterized by microporosity (Micro\u03c6) affecting the micritic matrix. Note also the intraparticle micropore network revealed by the blue-stained resin impregnation within oncoids and composite-ooid cortexes (C.Ool., Ool.). D: Microphotograph from B, illustrating an oncoidal floatstone. The allochems are very largely unsorted, from micrometric to centimetric, and they are floating in a muddy matrix. Within this sample, six types of allochems are present: pellets (Pel.), oncoids (Onc.), echinoderms (Ech.), brachiopods (Bra.), bivalves (Biv.) and corals. Contrary to facies F1a, non-homogeneous intra-interparticle microporosity is observed. Rare mouldic porosity (Mouldic ϕ) such as in coral debris is preserved, but most of the potentially mouldic pores are completely filled with blocky calcite or microsparitic cement. E: Core picture showing an ooidal to peloidal grainstone with moderately sorted bioclasts presenting more locally cemented patches (facies association FA2). F: Core picture showing a very well sorted and highly porous ooid-rich grainstone (facies association FA2). G: Microphotograph from E of an oolithic grainstone with well-developed syntaxial overgrowth cement (Sc) around non-micritized echinoderm (Ech.) fragments and patchy cemented areas (Bc: Blocky calcite). Note the rhombohedric shape of certain pores truncating the particles, probably resulting from dolomite dissolution processes (Dol. Diss.). Note also the interpenetrated structure of ooids and the micritization process. H: Microphotograph from F, illustrating an ooid-rich grainstone with well-developed macroporosity (Macro ϕ). In constrast with facies F2a, blocky calcite and syntaxial cements are less developed, enhancing the pore volume and there are more ooids than pellets and bioclasts. Note also the rare ooid nucleus dissolution.



Fig. 4. Typical petrographic features of facies F2a. A, B and C: Microphotographs illustrating rhombohedral pore spaces limited by "flat surfaces" (printing the dissolved crystal faces) or by "points" (printing the dissolved crystal terminations) (see arrows and zooms). D: Microphotograph illustrating syntaxial overgrowth cements (Sc) around echinoderm fragments (Ech.) reducing the pore spaces.

agreement with NMR T_2 pore-size distributions, i.e. the reservoir levels are visually well developed by signals with dominant T_{2mode} (i.e. amplitude peaks) with relaxation times exceeding 120 ms (i.e. T_{2cm}). Conversely, the signals with a T_{2mode} of less than 120 ms, detecting microporosity in samples, are characteristic for the lowest porosity and permeability intervals. These observations are clearly highlighted by juxtaposing T_{2mode} and T_{2lm} data, wherever there is a positive gap, by subtracting T_{2mode} from T_{2lm} for Reservoirs 1 and 2 ($T_{2mode} > T_{2lm}$ connoting a dominant macropore volume), and a negative one for intermediate intervals ($T_{2mode} < T_{2lm}$ connoting a dominant micropore volume) (Fig. 5). The Reservoirs 1 and 2 are characterized by samples with the smallest grain sizes (with a mean grain size of 0.37 mm) whereas intermediate layers exhibit higher values (with a mean of 0.64 mm). Facies F2b in Reservoir 1 displays the largest pore throat diameter

with 50 μm corresponding to the connections between macropores. The highest mean grain size value (of nearly 1.2 mm) is observed in sample n°43 located at 2403 m, and the lowest in sample n°15 (of nearly 0.24 mm) at 2389 m (Fig. 5).

NMR T_2 distributions which were grouped depending on previously defined facies (Fig. 6) emphasize the general characteristics of the poresize distributions of each facies. The results illustrate a strong correlation between petrophysical and petrographic observations where T_2 distributions are clearly linked to facies. The specific interpretations of NMR T_2 distributions grouped according to the proposed facies are:

(1) Facies F1a displays bimodal T_2 distributions (n=27) with a dominant mode at 30 ms corresponding to a major microporous medium, and a subsidiary mode at 1000 ms illustrating a

```
M. Catinat et al.
```

Geothermics 111 (2023) 102707



Fig. 5. Laboratory measurement results for the GBD4 core zone from 2381 to 2417 m MD (Measured Depth).

volumetrically minor macroporosity (Fig. 6). These results are consistent with the abundant blue-to-green microporosity observed on thin sections. Microporous networks mainly developed within muddy matrices but also in micrite forming oncoidal grains as well as in the cortex of oncoids/ooids. The addition of a secondary T_2 mode at longer relaxation times is explained by individual macropores created by some bioclastic components dissolution but also by scarce dolomite dissolution in samples n°18, n°20 and n°50 (Fig. 6). The NMR T_2 microporosity mode is well confirmed by low porosity values ranging from 5.8% to 10% with a mean of 7.8%, low pore throat diameter (0.1 µm), and permeability from 0.008 mD to 5.5 mD with a mean of 0.42 mD (Fig. 6).

- (2) Facies F1b shows unimodal and relatively symmetrical NMR T_2 distributions (n=13) with a dominant T_2 mode at nearly 20 ms (Fig. 6) and especially for samples with the lowest permeabilities (6 in number, equal of 0.005 mD) at nearly 15 ms. These are consistent with petrographic observations showing a very poorly developed porous network. A few samples display faintly bimodal distributions with a supplementary T_2 mode above 120 ms, highlighting some macroporosity. This could be explained by the presence of scattered mouldic pores such as those observed in sample 43 within coral fragments (Fig. 6). This facies is characterized by porosity values fluctuating between 4.2% and 8.3% with an average of 6%, pore throat diameters between 0.1 µm and 0.2 µm, and permeabilities between 0.005 mD and 0.19 mD with an average calculated at 0.03 mD (Fig. 6).
- (3) Facies F2a presents NMR T_2 distributions (n=21) of high amplitude for T_2 times exceeding 120 ms describing a very well-developed macroporous network (Fig. 6). A slight shoulder at low T_2 times is also noticed at nearly 35 ms (Fig. 6). Signals with the highest amplitude can be explained by dolomite dissolution

processes (samples n°12, n°13, n°14, n°15 and n°17) that significantly enhance the porous media as shown by several permeability values exceeding 530 mD (being in the range of F2b values see below). Such values are consistent with petrographic observations where pores from dolomite dissolution were considerably enlarged and connected to interparticle macropores, thus facilitating fluid flow in spite of locally higher cemented areas. Major distributions of lower T_2 mode exhibit a lower volume of macropores owing to the local development of blocky cements reducing macropore volumes. The porosity values lie between 9.3% and 21.4% with an average of 14.6%, and permeability values between 0.93 mD and 740 mD with an average of 261 mD, respectively.

(4) NMR T₂ distributions of facies F2a and F2b are very similar, being bimodal with a slight shoulder at low T₂ times under 100 ms (Fig. 6). However, by focusing exclusively on F2b signatures, all of the distributions (n=11) are characterized by higher dominant T₂ mode values. This can be explained by blocky calcite developed in minor proportions thereby preserving the primary interparticle porosity which is volumetrically more dominant. Thus, this facies displays high permeability values exceeding 350 mD with a maximum of 900 mD and a mean of 694 mD, while most porosity data exceed 15% with a mean of 17.5% (Fig. 6).

The NMR T_2 distributions are relatively homogeneous for each facies and seem to be independent from the variability of the mean grain size in a same facies (Fig. 6). The mean grain size variations (from 0.3 mm to 1.2 mm) observed in facies association 1 (i.e. facies F1a and F1b) do not seem to control the porosity distribution. This can be explained by the predominant mud-dominated fabric of these samples with microporosity development in micritic matrix. For facies F2a and F2b characterized by smaller mean grain sizes (from 0.24 mm to 0.62 mm), the porosity

Geothermics 111 (2023) 102707



Fig. 6. NMR T_2 distribution classification results and related petrophysical properties (ϕ , k_w) according to facies definition. The mean distribution is shown by a black dashed line and average porosity and permeability values are provided for each facies.

9

Geothermics 111 (2023) 102707

M. Catinat et al.

values are higher and tend to finely increase as grain sizes decrease (see Supplementary Table A).

4.1.3. T₂ distribution groups from clustering statistics

Some T_2 distributions of facies F2a (samples n°12, n°13, n°14, n°15 and n°17) are very similar to the T_2 distribution of facies F2b (Fig. 6). Similarly, some T_2 distributions of facies F1a and F1b appear very similar (Fig. 6). In order to test the sedimentary facies control on T_2 distributions, a blind classification using the k-means algorithm, i.e. without considering the previously observed facies, was performed. Interestingly, the best results are found by setting the number of clusters to k=3, combining within the same cluster (cluster 1) the distributions characterizing facies F1a and F1b (Fig. 7). It is also interesting that the T_2 distributions of F2a and F2b facies are differentiated (Fig. 7). This statistical method confirms some of the exceptions mentioned earlier, such as samples n°12, n°13, n°14, n°15 and n°17, which are closer to



Fig. 7. Classification results of statistical analysis and related petrophysical properties (ϕ , k_w). Each NMR T_2 distribution is clustered by its similarities regardless of facies classification.

facies F2b than F2a (Fig. 7). The three classes defined are clearly distinguishable by their different porosity ranges when the ϕ - k_w values are plotted (Fig. 7). In this way, some distributions characterized by facies with high porosity values, such as those observed for facies F2a with some pores enlarged by dolomite dissolution processes, were assigned to the third cluster. These results highlight the fact that the variability of the four facies observed does not strictly correspond to the statistical classes in petrophysical terms (three in number) due to similar characteristics of facies F1a and F1b, and to a lesser degree between facies F2a and F2b (Fig. 7). This means that the pore networks, and subsequently the ϕ - k_w couples, are not necessary always controlled by their depositional environments but instead by the diagenetic modifications they underwent after deposition, here due to dolomite dissolution.

In a simple way, the impermeable or weakly permeable facies F1a and F1b show NMR-patterns mostly below 120 ms (i.e. a large proportion of microporosity), while the more permeable facies F2a and F2b display NMR-patterns far above 120 ms and with large intensities (i.e. a large proportion of macroporosity).

Therefore, it is mostly the interplay and organization of the microand macroporosity in samples that drives the permeability pattern. In this study, two different cases can be distinguished overall. In the first case, permeability is mainly governed by macropores volume (i.e. samples with a dominant connected macroporous network) regardless of the contribution from micropores to the total porosity. Such is the case for facies F2a and F2b marked by high permeability values (Fig. 7) with a strong diagenetic control (i.e. limited blocky calcite cementation and extensive dolomite dissolution processes, hence preserving or enhancing the initial porous network structure by secondary porosity development). In the second case, if the micropores are dominant (i.e. mainly in the micritic matrix), the flow in macropores is limited by contiguous microporous zones, and permeability is low, but porosity not necessarily so (i.e. due to mouldic rhombohedral macropores such as a few dolomite dissolution rhombs that do not significantly contribute to flow but which help to increase the total pore volume). Such is the case for facies F1a and F1b being characterized by low permeability values (Fig. 7) that is mainly controlled by depositional environment features (i.e. the abundant presence of carbonate mud deposits).

4.2. Permeability, porosity and T₂ relationships

In this section, the different relationships based on the dataset previously described and summarized in Table 2 are tested. To evaluate a given relationship, the standard deviation calculated between measured and predicted permeabilities were used. By considering power laws, a standard deviation value of 3, for instance, means that the predicted permeability k_w can statistically lie between $k_w/3$ and k_w^*3 with a 95% confidence interval.

Table 2

Summary of the different relationships tested and the related uncertainty factors (standard deviation).

| Name | Relationship | Parameter values | Standard deviation |
|-----------|----------------------------|---------------------------|--------------------|
| k_1 | $k_w = C \; \phi^n$ | $C=5.81\times10^9$ | 4.49 |
| | | n = 9.34 | |
| k_2 | $k_w = C T^n_{2mode}$ | $C=4\times10^{-4}$ | 11.71 |
| | | n = 1.83 | |
| k_3 | $k_w = C T^n_{2lm}$ | $\rm C=2.35\times10^{-8}$ | 6.5 |
| | | n = 4.2 | |
| k4 | $k_w = C \phi^a T^b_{2lm}$ | C = 1859 | 3.50 |
| | | a = 6.29 | |
| | | b = 1.77 | |
| k_{SDR} | $k_w = C \phi^a T^b_{2lm}$ | C = 4 | 4.27 |
| | | a = 4 | |
| | | b = 2 | |
| k_5 | $k_w = C \ \phi_m^n$ | $C=3.15\times10^7$ | 2.63 |
| | | n = 5.31 | |

Geothermics 111 (2023) 102707



Fig. 8. Cross-plot of the porosity (ϕ) – water permeability (k_w) dataset derived from GBD4 core samples. Each point is assigned to a specific facies. The standard deviation range is illustrated by the dashed lines meaning that 95% of the predicted permeability values will lie within them. Note the logarithmic scale of both permeability and porosity axes are to be compared with predefined classes from Lucia's classification in background.

4.2.1. The permeability versus porosity relationship

In sandstone formations, the relationship between porosity and permeability is well constrained (Zinszner and Pellerin, 2007). In contrast, limestone formations are highly heterogenous exhibiting various and irregular pore geometries, making it difficult to derive reliable porosity-permeability correlations (Ehrenberg and Nadeau, 2005; Ehrenberg et al., 2006; Bohnsack et al., 2020). Based on cored plug measurements, permeability-porosity relationships were grouped into three classes (Lucia, 1995) (see also Fig. 8):

• Class 1: $k = (45.35 \times 10^8) \phi^{8.537}$

- Class 2: $k = (2.040 \times 10^6) \phi^{6.38}$
- Class 3: $k = (2.884 \times 10^3) \phi^{4.275}$

where k is the permeability in millidarcy and ϕ the fractional interparticle porosity.

Each petrophysical class is related to typical pore-size distributions controlled by texture, sorting and grain size. Class 1 contains grain-dominated limestones without mud (i.e. grainstone) with large grains and the best sorting. Class 2 is characteristic of grain-dominated limestones in a mud matrix (i.e. packstone) with a decrease in grain content, size and sorting and Class 3 is defined by mud-dominated limestones (i. e. mudstone to wackestone) with a limited abundance of grains. Porosity and permeability values of GBD4 are plotted in Fig. 8. The porosity-permeability relationship valid for the present dataset is expressed as:

$$k_I = (5.812 \times 10^9) \phi^{9.34} \tag{3}$$

The high calculated exponent of 9.34 is qualitatively in agreement with class 1 (exponent 8.537); however, the standard deviation of 4.49 indicates considerable uncertainty, characterising a weak relationship.

Porosities for facies F1a, F1b and F2a appear to be better permeability indicators than for facies F2b where permeabilities trend clearly independently of porosities. For porosities ranging from 11% to 22%, permeabilities are very homogeneously distributed and nearly constant at around 700 mD, meaning that water flows are mainly controlled by the macropore network rather than the microporosity fraction (i.e. the average macroporosity for samples F2b is nearly equal to 73%, the highest value of the dataset) (Fig. 8).

When plotted according to Lucia's classes, facies F2a and F2b belong

to the first class, which is consistent with the nature of these samples (i.e. grainstone). Facies F1a (packstone to rudstone) and F1b (wackestone to floatstone) are both assigned to classes 2 and 3, which are generally consistent with previous described textures related to Lucia's classes (Fig. 8). Samples F1b with the lowest permeabilities come closer to class 3. Nevertheless, facies F1a and F1b are characterized by heterogeneous, poorly sorted fabrics, with mud-dominated matrices, which is quite consistent with both previously defined classes.

4.2.2. The permeability versus T_{2mode}/T_{2lm} relationship

Here, the objective is to test whether permeability can be predicted from pore size characteristics independently of porosity. For this purpose, two different approaches have been investigated: i.e. (1) using the dominant pore size (T_{2mode}) and (2) the average pore size (T_{2lm}). When plotting water permeability versus T_{2mode} , it is interesting to note that two main groups appear, along with a more marginal third group as shown in Fig. 9A.

A first group (Group 1) is characteristic for limestones with an average NMR-mode at 25 ms typical of the very slightly porous or microporous, mud-dominated samples F1a and F1b, which are the least permeable facies and where the amount of micropores exceeds that of macropores (Fig. 9A). A second group (Group 2), with an average dominant NMR-mode at 700 ms highlights the most permeable facies, describing a dominant macropore volume (Fig. 9A), which is consistent with petrographic observations of facies F2a and F2b. Interestingly, a third group (Group 3) displaying predominant NMR-modes mostly higher than 1000 ms are characterized by lower permeabilities than the second group (Fig. 9A). For the F1a samples, the micrite volume is significant, with well-developed micropores. However, some major rhombohedral pores formed by dolomite dissolution characterizes the bulk of the total pore volume in samples n°18, n°20 and n°50, resulting in dominant modes with higher relaxation times (Fig. 9A). These voluminous pores, which are individual and weakly connected to the porous network, contribute only marginally to flow (from 0.3 mD to 5.5 mD). In contrast, the higher dominant mode for samples n°19 and n°22 can be explained by a more frequent intergranular macroporosity limited by cemented areas. The microporous network is also slightly less developed leading to a decrease in permeability values (0.2 mD and 0.6 mD respectively). For the two F2a samples (n°41 and 42) in Group 3 (Fig. 9A), in which very fine and well-sorted grains alternate with coarser but heavily cemented grains, both permeabilities are much lower than in Group 2 (9.7 mD and 7.6 mD, respectively). The isolated

Geothermics 111 (2023) 102707

point identified as facies F1b (sample n°29) is not easily interpretable (Fig. 9A). This sample is described by an abundant non-porous mud matrix between the grains and displays nearly equal dominant modes (i. e. 0.1% and 0.11% in amplitude). Some mouldic pores (i.e. comparable to macropores) can potentially explain the T_2 dominant mode value at nearly 400 ms, but the permeability value (of 0.03 mD) is still consistent with other samples corresponding to this facies F1b. Summing up, these outliers reflect nearly equal amounts of micro- and macropores for these samples, so the mode may take either a low or a high value (high in this case). Thus, selecting a T_{2mode} as a single representative pore size may be a suitable option in the case of Groups 1 and 2, but it may also be not suitable if not misleading when dealing with outlying values as observed in Group 3. Therefore, a weak correlation is found along with a high standard deviation of 11.71:

$$k_2 = (4.007 \times 10^{-4}) T_{2mode}^{1.83}$$
(4)

Note, however, a high consistency of the first two petrophysical groups with the facies descriptions in terms of dominant pore volumes, although the samples in the third group significantly affect the robustness of the calculated relationship.

Within Fig. 9B, the data are less disparate, and the derived relationship has a lower standard deviation of 6.5, implying a slightly more robust correlation:

$$k_3 = (2.352 \times 10^{-8}) T_{2lm}^{4.2}$$
(5)

Without considering any porosity parameters, at this point, T_{2lm} seems to be a more reliable indicator when estimating permeability than T_{2mode} , based on the standard deviations of the two relationships, even though the results are not yet satisfactory.

4.2.3. The permeability-porosity-T₂ relationship

Without any calibration, permeability is calculated from NMR welllog data using the Schlumberger Doll Research (SDR) equation:

$$k_{SDR} = C \phi^4 T_{2lm}^2 \tag{6}$$

However, based on laboratory data, the exponents and the constant C can be recalibrated (Fig. 10A):

$$k_4 = 1859 \,\phi^{6.29} \,T_{2lm}^{1.77} \tag{7}$$

The standard deviation of 3.5 is smaller than those calculated for the three relationships previously discussed. In addition, it is noteworthy



Fig. 9. A: Cross-plot of the T_{2mode} and permeability dataset derived from GBD4 core samples. B: Cross-plot of T_{2lm} and permeability. Each point relates to a specific facies and the numbers of the samples in Group 3 are annotated.

Geothermics 111 (2023) 102707



Fig. 10. A: Optimum permeability prediction using exponents a and b fitted to data. B: Permeability prediction using the SDR equation.

that the exponents found are similar to those proposed in the default k_{SDR} relationship (exponent a=6.29, close to 4, and exponent b= 1.77, close to 2) (Fig. 10B). Note also that the "a" exponent is slightly higher, reflecting greater sensitivity to porosity. These results demonstrate that the new k_4 equation predicts permeability more accurately than the initial default k_{SDR} equation, which yielded an uncertainty factor of 4.27 (Fig. 10B). The k_4 equation improves the previous simple porosity to permeability relationship, although only moderately. This new equation can therefore be used for the middle Jurassic limestones, at least for the four facies identified whenever NMR logs are available.

4.2.4. The permeability versus macroporosity relationship

To further improve permeability predictions, several authors proposed various other relationships that may be valid for carbonate systems (Aghda et al., 2018; Ge et al., 2017; Mason et al., 2019). For instance, new parameters could be added by subdividing the T_2 distribution into more intervals in addition to micro- and macropores, and also to include for example mesopores (Ge et al., 2017). However, a much simpler approach by calculating the amount of macroporosity from T_2 distributions is suggested here. The dividing line separating



Fig. 11. Permeability prediction using macroporosity derived from a cut-off at 120 ms.

microporosity from macroporosity was set at 120 ms (Fig. 2), which is a slightly lower value than that determined in previous work (Vincent et al., 2011).

With a simple power law linking k_w versus macroporosity ϕ_m (Fig. 11) an uncertainty factor of 2.63 was obtained, the lowest of all the investigated relationships. It is important to mention that six points with a macroporosity of less than 0.02 were omitted from this fitting exercise. Such samples with the lowest macroporosity values do not contribute to flow, i.e. they typically have low permeabilities with an average of 0.08 mD. The best relationship corresponds to:

$$k_5 = (3.15 \times 10^7) \phi_m^{5.31} \tag{8}$$

There is a good correlation between permeability and macroporosity within the used dataset (Fig. 11). The standard deviation of 2.63 is the lowest of all the studied relationships (Table 2).

5. Conclusions

A laboratory study was presented comprising 72 measurements of porosity, permeability and NMR T2 distributions for a world-class carbonate geothermal reservoir i.e. the Oolithe Blanche Formation in the Paris Basin (France). Petrographic investigations of core samples allowed to define four facies, grouped into two facies associations, two of them being mud-supported limestones (FA1) indicating a distal environment (upper offshore) and presenting poor reservoir properties and two others being macroporous grainstones (FA2) deposited in a more proximal shoreface/shoal environment displaying high reservoir properties. Facies F2b displays abundant ooids and is very weakly cemented with blocky calcite content or syntaxial calcite cement, giving rise to this facies its good reservoir quality. This facies is characterized by almost constant permeabilities of around 700 mD, porosities ranging from 11% to 22% and pore throat diameter of 50 um. Facies F2a is more cemented, but its reservoir quality remains as relatively high. In particular for this facies, five samples are similar to facies F2b in terms of petrophysical responses. This is due to dolomite dissolution processes, carefully deduced by observation of pore boundaries, locally forming rhombohedral pore shapes (rhomb terminations at some points or flat surfaces). This dolomite dissolution significantly enhancing porosity and permeability values, thereby demonstrating that the structure of the pore network can be greatly affected by diagenetic changes.

This study can be used in four ways:

Geothermics 111 (2023) 102707

M. Catinat et al.

- (i) In the case NMR well-logs are not available and one has to rely on porosity alone to predict permeability. Accordingly a permeability vs. porosity relationship can be used $(k_1 = (5.812 \times 10^9) \phi^{9.34})$, albeit with considerable uncertainty (standard deviation of 4.49), to predict permeability from total porosity (e.g. from neutron porosity logs) at least for the two facies associations.
- (ii) Another valid option would be to assign a single permeability value for facies F2b if this facies is identified in other wells for which no experimental measurements have been made. This could prove a useful option for geothermal reservoir modelling if no supplementary well-logs are recorded to assign a single given value, or a minimum and/or maximum and a low standard deviation for a given facies when building the permeability model.
- (iii) In the case NMR well-logs are available, an optimum relationship $(k_4 = 1859 \phi^{6.29} T_{2lm}^{1.77})$ was found when combining porosity and a mean pore size described by T_{2lm} . This relationship should be used instead of the standard SDR relationship provided in well-log data analysis because the standard deviation decreases from 4.27 to 3.5.
- (iv) However, the best permeability prediction is achieved with a single parameter, macroporosity ϕ_m , calculated from the T_2 distributions and using a cut-off value at 120 ms ($k_5 = (3.15 \times 10^7) \phi_m^{5.31}$). Indeed, this relationship has the lowest statistical uncertainty (2.63). Macroporosity determines flow in these complex porous structures, whereas microporosity influences the total porosity in such a way that the permeability-porosity correlation is greatly modified, yielding very unreliable predictions.

This work thus provides sound guidance when using NMR logs (1) to characterize reservoir quality and well performance in geothermal studies and (2) to optimize locations for future geothermal projects in the suburban areas of Paris and any other carbonate reservoirs.

CRediT authorship contribution statement

Maxime Catinat: Conceptualization, Methodology, Software, Validation, Formal analysis, Investigation, Resources, Data curation, Writing – original draft, Visualization. Marc Fleury: Conceptualization, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Data curation, Writing – original draft, Visualization. Benjamin Brigaud: Conceptualization, Methodology, Investigation, Resources, Writing – original draft, Visualization, Supervision, Project administration, Funding acquisition. Miklos Antics: Resources. Pierre Ungemach: Resources, 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.

Data availability

Datasets are available as Supplementary Tables. Supplementary Table A, an Excel Sheet, summarizes the mean grain sizes values and related standard deviation of 41 samples (with thin section). Supplementary Table B, an Excel Sheet, summarizes the pore throat distribution obtained by mercury injection capillary pressure (MICP) for 4 samples. Supplementary Table C summarizes, by sample, facies association, facies, location on core (depth), porosity, macroporosity, permeability, T_{2mode} , T_{2lm} , formation factor and thin section. Supplementary Table D, an Excel Sheet, summarizes the T_2 distribution of the 72 samples.

Acknowledgements

This work is supported by the UPGEO "UPscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEOthermal energy" programme funded by the Agence Nationale de la Recherche [ANR-19-CE05-0032-01]. This work is also supported by GEOFLUID [2019-0164] and by the Paris Region PhD programme funded by the Ile-de-France Regional Council [2019-0309]. We are grateful to BRGM for allowing us access to the GBD4 cores (special thanks to Simon Andrieu and Olivier Serrano; Orléans core-storage). We thank Phillipe Blanc (from Lithologie Bourgogne) and Valérie Godard for thin-section preparation and Jean Guelard (from IFPen) for lab measurements. University Paris-Saclay benefits from the Schlumberger Software Donation Programme. We are grateful to Schlumberger for the academic licence for Petrel® software and for very valuable support in its utilization. We also thank two anonymous reviewers who provided insightful and helpful comments that improved the final manuscript.

Supplementary materials

Supplementary material associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.geothermics.2023.102707.

References

- Aghda, S.M.F., Taslimi, M., Fahimifar, A., 2018. Adjusting porosity and permeability estimation by nuclear magnetic resonance: a case study from a carbonate reservoir of south of Iran. J. Pet. Explor. Prod. Technol. 8, 1113–1127. https://doi.org/10.1007/ s13202-018-0474-z.
- Allo, F., Coulon, J.-P., Formento, J.-L., Reboul, R., Capar, L., Darnet, M., Issautier, B., Marc, S., Stopin, A., 2021. Characterization of a carbonate geothermal reservoir using rock-physics-guided deep neural networks. Lead. Edge 40, 751–758. https:// doi.org/10.1190/tle40100751.1.
- dol.org/10.1190/104000031. Antics, M., Papachristou, M., Ungemach, P., 2005. In: Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach. Stanford University, California, p. 14.
- Appel, M., Radcliffe, N.J., Aadireddy, P., Bonnie, R.J.M., Akkurt, R., 2003. Nuclear magnetic resonance while drilling in the southern north sea. SPE Reserv. Eval. Eng. 6, 351–360. https://doi.org/10.2118/86915-PA. Babadagii, T., Al-Salmi, S., 2004. A review of permeability-prediction methods for
- Babadagli, T., Al-Salmi, S., 2004. A review of permeability-prediction methods for carbonate reservoirs using well-log data. SPE Reserv. Eval. Eng. 7, 75–88. https:// doi.org/10.2118/8724.PA
- Banavar, J.R., Schwartz, L.M., 1987. Magnetic resonance as a probe of permeability in porous media. Phys. Rev. Lett. 58, 1411–1414. https://doi.org/10.1103/
- PhysiceVLeU.50.1411.
 Bohnsack, D., Potten, M., Pfrang, D., Wolpert, P., Zosseder, K., 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. Geotherm. Energy 8, 12. https://doi.org/10.1186/s40517-020-00166-9.
- Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Bourgine, B., Lopez, S., Bouchot, V., Lucazeau, F., 2010. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation. Bull. Soc. géol. 181, 377–390. https://doi.org/ 10.2113/gssgfbull.181.4.377.
- Bonté, D., van Wees, J.D., Guillou-Frottier, L., Bouchot, V., Serrano, O., 2013. Deep temperatures in the Paris Basin using tectonic-heat flow modelling, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, June 2013, Pise, Italie, p. 10.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, 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. Pet. Geol. 57, 631–651. https://doi.org/10.1016/j.marpetee.2014.07.004.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sediment. Geol. 79, 3–57. https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A.
- Chauveteau, G., Nabzar, L., Attar, Y.E., Jacquin, C., 1996. Pore structure and hydrodynamics in sandstones, in: Proceedings of the International Symposium of the Society of Core Analysts (SCA). Presented at the International symposium of the Society of Core Analysts, 8-10 September, Montpellier, France, p. 12.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bull. 54, 207–250. https://doi.org/10.1306/ 5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Contini, D., Mangold, C., Enay, R., 1980. Evolution palégéographique de la France au Jurassique Moyen, in: Synthèse Paléogéographique Du Jurassique Français. pp. 66–70.
- Duan, W., Zhiqian, G., Tailiang, F., Miaomiao, M., Yue, C., Yangbing, L., Chenjia, Z., 2018. New insight into the characteristics of tight carbonate based on nuclear magnetic resonance. Energy & Fuels 32, 2962–2972. https://doi.org/10.1021/acs. energyfuels.7b03460.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. AAPG Mémoire, pp. 108-121.
- an, D.J., Latorraca, G.A., 2002. Nuclear magnetic reso n, K.-J., Bergr Petrophysical and Logging Applications, 1st ed. Seismic exploration : v.32.
- Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Baechle, G., 2006, Porosity-permeability relationships in cene carbonate platforms and slopes seaward of the Great Barrier Reef, Australia (ODP Leg 194, Marion Plateau). Sedimentology 53, 1289-1318. https:// 3091.2006.00
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. AAPG Bull. 89, 435–445. https://doi.org/10.1306/11230404071.
- Embry, A., Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Northwest Territories. Bulletin of Canadian petroleum geology 19, 730–781.
- Fleury, M., Deflandre, F., Godefroy, S., 2001. Validity of permeability prediction from NMR measurements. Comptes Rendus de l'Academie Bulg. des. 4, 869–872. https:// doi.org/10.1016/S1387-1609(01)01343-3. Ge, X., Fan, Y., Liu, J., Zhang, L., Han, Y., Xing, D., 2017. An improved method for
- permeability estimation of the bioclastic limestone reservoir based on NMR data. J. Magn. Reson. 283, 96–109. https://doi.org/10.1016/j.jmr.2017.09.004. Giot, D., Rojas, J., 1981. Caractéristiques sédimentologiques et diagraphiques du dogger
- dans le forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois (Seine-Saint-Denis) (Rapport final No. 82- SGN-736- GTH). BRGM, Orléans.
- Godefroy, S., Korb, J.-P., Fleury, M., Bryant, R.G., 2001. Surface nuclear magnetic relaxation and dynamics of water and oil in macroporous media. Phys. Rev. E . 64, 13. https://doi.org/10.1103/PhysRevE.64.021605
- 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., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodin. Acta 13, 189-246. https:// .org/10.108 09853111.2000.1110537
- Hamm, V., Treil, J., Recever, M., 2015. Gestion du Dogger et corrélations entre niveaux producteurs. (Rapport final No. BRGM/RP-65472-FR). BRGM, Orléans.
- usse, B., Maget, P., 1976. Le potentiel géothermique du Bassin Parisien (Compte rendu de fin de contrat d'une étude financée par la délégation générale à la recherche Ho scientifique et technique, comité A.C.C. Géothermie No. RR-29146-FR). BRGM-ELF Aquitaine, Orléans, France.
- W.E., 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging. Log An Kenvon, W.E., Day, P.I., Straley, C., Willemsen, J.F., 1988. A three-part study of NMR
- longitudinal relaxation properties of water-saturated sandstones. SPE Reserv. Eval. 3, 622-636, https://doi.org/10.2118/15643-PA.
- Lønøy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. AAPG Bull 90, 1381-1405. doi.org/10.1306/03130605104.
- 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. Lucia, F.J., 2007. Petrophysical Rock Properties. Carbonate Reservoir Characterization:
- An Integrated Approach. Springer, Berlin, pp. 1-27. https://doi.org/10.1007/978-3-
- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. AAPG Bulletin 79, 1275–1300. https://doi.org/10.1306/ 4D4A4-1721-11D7-864 000102C1865D
- Lund, J.W., Toth, A.N., 2021. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. Geothermics 90, 40. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915. cqueen, J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. In: Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical
- Statistics and Probability. Presented at the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability, pp. 281–297. Oakland, CA, USA.
- Mason, H.E., Smith, M.M., Carroll, S.A., 2019. Calibration of NMR porosity to estimate permeability in carbonate reservoirs. Int. J. Greenh. Gas Control 87, 19–26. https:// g/10.1016/j.ijggc.2019.05.008.
- Mégnien, C., Mégnien, F., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris, Volume I : Stratigraphie et paléogéographie (Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières No. 101). BRGM, Orléans, France.

- Minh, C.C., Petricola, M., Dennis, B., 1997. The carbonate challenge. Middle East Well
- Moss, A.K., 2000. The ART NMR Carbonate rock catalogue: a library of NMR response aracteristics in carbonate rocks. DiaLog 8 (3), 1-5
- Müller-Huber, E., Börner, F., Börner, J.H., Kulke, D., 2018. Combined interpretation of NMR, MICP, and SIP measurements on mud-dominated and grain-dominated carbonate rocks. J. Appl. Geophys. 159, 228-240. https://doi.org/10.1016/j.
- Müller-Huber, E., Schön, J., Börner, F., 2016. Pore space characterization in carbonate rocks — Approach to combine nuclear magnetic resonance and elastic wave velocity measurements. Journal of Applied Geophysics 127, 68–81. https://doi.org/10.1016/ j.jappgeo.2016.02.011.
- Nurmi, R., Standen, E., 1997. Carbonates: the inside story. Middle East Well Evaluation. Review 18, 28-41.
- 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. Springer, New York, pp. 341-355.
- Robelin, C., Giot, D., 1987, Différenciation des ciments carbonatés par cathodoluminescence. Cas des réservoirs géothermiques du Dogger d'A Bois (Seine-Saint-Denis, France). Bull. Soc. géol. Fr. III, 1023–1032.
- Rojas, J., Giot, D., Nindre, Y.M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjoz, A., Martin, J. C., Lambert, M., Chiles, J.P., Fouillac, A.M., Pauwels, H., 1989. Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger: Bassin Parisien, France (Rapport final No. RR-30169-FR). BRGM, Orléans.
- Rojas, J., Menjoz, A., Martin, J.C., Criaud, A., Fouillac, C., 1987. In: Development and exploitation of low enthalpy geothermal systems: example of the Dogger in the Paris Basin, France. Stanford University, California, pp. 203–212.
- Sarker, I.H., 2021. Machine learning: algorithms, real-world applications and research directions. SN comput. sci. 2, 21. https://doi.org/10.1007/s42979-021-00592-x. Soete, J., Claes, S., Claes, H., Erthal, M.M., Hamaekers, H., De Boever, E., Foubert, A.,
- Klitzsch, N., Swennen, R., 2021. Unravelling the pore network and its behaviour: an integrated NMR, MICP, XCT and petrographical study of continental spring carbonates from the Ballık area, SW Turkey. Depos. Record. 8, 292-316. https://doi. org/10.1002/dep2.135. Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeyen, H., Catinat, M., Andrieu, S.,
- Mouche, E., Fleury, M., 2023. Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: from core scale to 3D regional reservoir dimensions. [Preprint]. Available at SSRN Electronic Journal 82.10.2139/ ssrn.4097492.
- Tian, F., Wang, W., Liu, N., Jiang, J., Niu, C., Zhang, Y., Li, Y., 2018. Rock-Type definition and pore characterization of tight carbonate rocks based on thin sections and MICP and NMR experiments. Appl. Magn. Reson. 49, 631-652. https://doi.org/ 10.1007/s00723-018-0993-2.
- Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 2019, Subhorizontal well architecture en heat production: the Cachan limestone. Den Haag, The Netherlands, p. 14. Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate
- dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinoforms in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. Facies 67, 12, https://d 10.1007/s10347-021-00621-4
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B., 2011. NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. J. Appl. Geophys. 74, 38–58. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.03.002.
- Wadood, B., Khan, S., Liu, Y., Li, H., Rahman, A., 2021. Investigating the impact of diagenesis on reservoir quality of the Jurassic shallow shelfal carbonate deposits: Kala Chitta Range, North Pakistan. Geol. J. 56, 1167-1186. https://doi.org
- Westphal, H., Surholt, I., Kiesl, C., Thern, H.F., Kruspe, T., 2005. NMR measurements in carbonate rocks: problems and an approach to a solution. Pure Appl. Geophys. 162, 549-570. https:// doi.org/10.1007/s00024-004-2621-3
- Wielemaker, E., Cavalleri, C., Dahlhaus, L., Reynaldos, A., Sosio, G., Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M.. Delineating the geothermal structure and flow properties in a sub-borizontal well with the use of wireline and LWD data in a multiphysics approach. https://doi.org/10.30632/SPWLA-5065. szner, B., Pellerin, F.M., 2007. A geoscientist's guide to petrophysics. IFP
- publications. Editions Technip, Paris.

3. Supplementary tables

3.1. Supplementary Table A

| Sample number | Facies | Mean grain size (mm) | Standard deviation (mm) |
|---------------|--------|----------------------|-------------------------|
| 1 | F2b | 0,397 | 0,185 |
| 4 | F2b | 0,401 | 0,121 |
| 10 | F2b | 0,243 | 0,086 |
| 12 | F2a | 0,326 | 0,217 |
| 13 | F2a | 0,263 | 0,141 |
| 14 | F2a | 0,394 | 0,34 |
| 15 | F2a | 0,238 | 0,168 |
| 17 | F2a | 0,26 | 0,192 |
| 18 | F1a | 0,752 | 0,845 |
| 19 | F1a | 0,505 | 0,457 |
| 20 | F1a | 0,53 | 0,302 |
| 21 | F1a | 0,668 | 0,608 |
| 22 | F1a | 0,614 | 0,472 |
| 23 | F1a | 0,538 | 0,303 |
| 25 | F1a | 0,513 | 0,547 |
| 27 | F1b | 0,457 | 0,405 |
| 29 | F1b | 0,372 | 0,449 |
| 30 | F1b | 0,74 | 1,141 |
| 31 | F1b | 0,718 | 0,974 |
| 32 | F1b | 0,556 | 0,598 |
| 35 | F1b | 0,531 | 1,003 |
| 37 | F1b | 0,457 | 0,933 |
| 38 | F1a | 0,322 | 0,435 |
| 40 | F1a | 0,358 | 0,401 |
| 41 | F2a | 0,622 | 0,617 |
| 42 | F2a | 0,51 | 0,536 |
| 43 | F1b | 1,188 | 1,601 |
| 45 | F1a | 0,675 | 0,503 |
| 47 | F1a | 1,07 | 0,445 |
| 50 | F1a | 0,626 | 0,941 |
| 51 | F1a | 0,541 | 0,407 |
| 54 | F2a | 0,482 | 0,464 |
| 56 | F2a | 0,38 | 0,34 |
| 58 | F2a | 0,544 | 0,329 |
| 62 | F2a | 0,406 | 0,239 |
| 64 | F2a | 0,523 | 0,237 |
| 65 | F1a | 0,69 | 0,368 |
| 68 | F1a | 0,796 | 0,748 |
| 69 | F1a | 0,492 | 0,51 |
| 70 | F1a | 0,78 | 0,656 |
| 71 | F1a | 0,407 | 0,312 |



Porosity-permeability cross-plot according to the mean grain size of each sample.

3.2. Supplementary Table B

| Pore throat | Pore throat diameter distributions (200 amplitudes) - Y AXIS | | | | | |
|-------------|--|-----------|----------|----------|--|--|
| diameter | Samples | | | | | |
| (µm) - X | n°) | n°20 | nº42 | p°4E | | |
| AXIS | 11 2 | N 30 | 11 43 | 11 45 | | |
| 1,44E+02 | -1,92E-02 | 0,00E+00 | 1,14E-02 | 0,00E+00 | | |
| 1,37E+02 | -3,52E-03 | -2,19E-05 | 1,18E-02 | 3,70E-02 | | |
| 1,30E+02 | 1,19E-02 | -2,30E-05 | 1,20E-02 | 3,67E-02 | | |
| 1,23E+02 | 2,65E-02 | -2,42E-05 | 1,23E-02 | 3,61E-02 | | |
| 1,16E+02 | 3,95E-02 | -2,54E-05 | 1,26E-02 | 3,54E-02 | | |
| 1,10E+02 | 4,96E-02 | -2,66E-05 | 1,28E-02 | 3,45E-02 | | |
| 1,05E+02 | 5,57E-02 | -2,79E-05 | 1,30E-02 | 3,34E-02 | | |
| 9,93E+01 | 5,59E-02 | -2,93E-05 | 1,32E-02 | 3,20E-02 | | |
| 9,42E+01 | 5,39E-02 | -3,07E-05 | 1,33E-02 | 3,04E-02 | | |
| 8,93E+01 | 6,73E-02 | -3,22E-05 | 1,34E-02 | 2,85E-02 | | |
| 8,47E+01 | 1,03E-01 | -3,38E-05 | 1,35E-02 | 2,64E-02 | | |
| 8,03E+01 | 1,68E-01 | -3,54E-05 | 1,35E-02 | 2,41E-02 | | |
| 7,61E+01 | 2,72E-01 | -3,70E-05 | 1,34E-02 | 2,17E-02 | | |
| 7,22E+01 | 4,23E-01 | -3,88E-05 | 1,33E-02 | 1,91E-02 | | |
| 6,84E+01 | 5,88E-01 | -4,05E-05 | 1,31E-02 | 1,65E-02 | | |
| 6,49E+01 | 7,36E-01 | -4,24E-05 | 1,29E-02 | 1,40E-02 | | |
| 6,15E+01 | 8,56E-01 | -4,43E-05 | 1,26E-02 | 1,16E-02 | | |
| 5,83E+01 | 9,33E-01 | -4,63E-05 | 1,22E-02 | 9,62E-03 | | |
| 5,53E+01 | 9,59E-01 | -4,83E-05 | 1,17E-02 | 8,18E-03 | | |
| 5,24E+01 | 9,58E-01 | -5,04E-05 | 1,11E-02 | 7,61E-03 | | |
| 4,97E+01 | 9,29E-01 | -5,25E-05 | 1,05E-02 | 7,88E-03 | | |
| 4,71E+01 | 8,62E-01 | -5,47E-05 | 9,88E-03 | 8,22E-03 | | |
| 4,47E+01 | 7,48E-01 | -5,69E-05 | 9,18E-03 | 8,57E-03 | | |
| 4,24E+01 | 6,08E-01 | -5,91E-05 | 8,45E-03 | 8,93E-03 | | |
| 4,02E+01 | 4,85E-01 | -6,14E-05 | 7,73E-03 | 9,29E-03 | | |
| 3,81E+01 | 3,90E-01 | -6,37E-05 | 7,05E-03 | 9,65E-03 | | |
| 3,61E+01 | 3,37E-01 | -6,60E-05 | 6,46E-03 | 1,00E-02 | | |
| 3,43E+01 | 3,03E-01 | -6,83E-05 | 6,02E-03 | 1,04E-02 | | |
| 3,25E+01 | 2,69E-01 | -7,05E-05 | 5,82E-03 | 1,07E-02 | | |
| 3,08E+01 | 2,39E-01 | -7,28E-05 | 5,80E-03 | 1,11E-02 | | |
| 2,92E+01 | 2,14E-01 | -7,49E-05 | 5,77E-03 | 1,14E-02 | | |
| 2,77E+01 | 1,91E-01 | -7,70E-05 | 5,73E-03 | 1,18E-02 | | |
| 2,63E+01 | 1,69E-01 | -7,90E-05 | 5,67E-03 | 1,21E-02 | | |
| 2,49E+01 | 1,48E-01 | -8,08E-05 | 5,60E-03 | 1,24E-02 | | |
| 2,36E+01 | 1,31E-01 | -8,25E-05 | 5,53E-03 | 1,27E-02 | | |
| 2,24E+01 | 1,19E-01 | -8,40E-05 | 5,45E-03 | 1,30E-02 | | |
| 2,12E+01 | 1,10E-01 | -8,51E-05 | 5,38E-03 | 1,33E-02 | | |
| 2,01E+01 | 1,01E-01 | -8,60E-05 | 5,33E-03 | 1,35E-02 | | |
| 1,91E+01 | 9,22E-02 | -8,65E-05 | 5,31E-03 | 1,37E-02 | | |

| 1 81F+01 | 8.45E-02 | -8 66F-05 | 5 35E-03 | 1 39E-02 |
|----------|----------|-----------|----------|----------|
| 1,72F+01 | 7,86E-02 | -8.61F-05 | 5,46F-03 | 1.40F-02 |
| 1,63E+01 | 7,54E-02 | -8,51E-05 | 5,68E-03 | 1,41E-02 |
| 1,54E+01 | 7,55E-02 | -8,34E-05 | 6,04E-03 | 1,42E-02 |
| 1,46E+01 | 7,57E-02 | -8,08E-05 | 6,51E-03 | 1,42E-02 |
| 1,39E+01 | 7,57E-02 | -7,74E-05 | 7,02E-03 | 1,41E-02 |
| 1,31E+01 | 7,54E-02 | -7,28E-05 | 7,60E-03 | 1,40E-02 |
| 1,25E+01 | 7,48E-02 | -6,71E-05 | 8,25E-03 | 1,38E-02 |
| 1,18E+01 | 7,39E-02 | -6,00E-05 | 8,98E-03 | 1,36E-02 |
| 1,12E+01 | 7,28E-02 | -5,13E-05 | 9,81E-03 | 1,33E-02 |
| 1,06E+01 | 7,14E-02 | -4,08E-05 | 1,07E-02 | 1,29E-02 |
| 1,01E+01 | 6,97E-02 | -2,83E-05 | 1,18E-02 | 1,25E-02 |
| 9,55E+00 | 6,79E-02 | -1,35E-05 | 1,30E-02 | 1,20E-02 |
| 9,06E+00 | 6,59E-02 | 3,84E-06 | 1,45E-02 | 1,16E-02 |
| 8,59E+00 | 6,38E-02 | 2,42E-05 | 1,61E-02 | 1,11E-02 |
| 8,14E+00 | 6,13E-02 | 4,78E-05 | 1,79E-02 | 1,06E-02 |
| 7,72E+00 | 5,84E-02 | 7,51E-05 | 2,01E-02 | 1,01E-02 |
| 7,32E+00 | 5,50E-02 | 1,07E-04 | 2,26E-02 | 9,80E-03 |
| 6,94E+00 | 5,12E-02 | 1,43E-04 | 2,53E-02 | 9,61E-03 |
| 6,58E+00 | 4,71E-02 | 1,84E-04 | 2,81E-02 | 9,65E-03 |
| 6,24E+00 | 4,27E-02 | 2,32E-04 | 3,11E-02 | 1,00E-02 |
| 5,92E+00 | 3,80E-02 | 2,86E-04 | 3,42E-02 | 1,08E-02 |
| 5,61E+00 | 3,34E-02 | 3,47E-04 | 3,75E-02 | 1,22E-02 |
| 5,32E+00 | 2,88E-02 | 4,17E-04 | 4,08E-02 | 1,42E-02 |
| 5,04E+00 | 2,47E-02 | 4,95E-04 | 4,41E-02 | 1,65E-02 |
| 4,78E+00 | 2,13E-02 | 5,84E-04 | 4,73E-02 | 1,90E-02 |
| 4,53E+00 | 1,90E-02 | 6,85E-04 | 5,04E-02 | 2,18E-02 |
| 4,30E+00 | 1,83E-02 | 7,98E-04 | 5,32E-02 | 2,48E-02 |
| 4,08E+00 | 1,94E-02 | 9,26E-04 | 5,56E-02 | 2,81E-02 |
| 3,87E+00 | 2,05E-02 | 1,07E-03 | 5,75E-02 | 3,16E-02 |
| 3,67E+00 | 2,18E-02 | 1,23E-03 | 5,92E-02 | 3,54E-02 |
| 3,48E+00 | 2,30E-02 | 1,40E-03 | 6,10E-02 | 3,95E-02 |
| 3,30E+00 | 2,43E-02 | 1,59E-03 | 6,27E-02 | 4,39E-02 |
| 3,12E+00 | 2,55E-02 | 1,79E-03 | 6,43E-02 | 4,85E-02 |
| 2,96E+00 | 2,68E-02 | 2,00E-03 | 6,59E-02 | 5,34E-02 |
| 2,81E+00 | 2,80E-02 | 2,23E-03 | 6,75E-02 | 5,86E-02 |
| 2,66E+00 | 2,91E-02 | 2,48E-03 | 6,90E-02 | 6,41E-02 |
| 2,53E+00 | 3,00E-02 | 2,73E-03 | 7,04E-02 | 6,99E-02 |
| 2,39E+00 | 3,08E-02 | 2,99E-03 | 7,17E-02 | 7,60E-02 |
| 2,27E+00 | 3,14E-02 | 3,26E-03 | 7,30E-02 | 8,22E-02 |
| 2,15E+00 | 3,19E-02 | 3,53E-03 | 7,42E-02 | 8,85E-02 |
| 2,04E+00 | 3,23E-02 | 3,79E-03 | 7,58E-02 | 9,48E-02 |
| 1,94E+00 | 3,26E-02 | 4,04E-03 | 7,80E-02 | 1,01E-01 |
| 1,84E+00 | 3,29E-02 | 4,28E-03 | 8,09E-02 | 1,07E-01 |
| 1,74E+00 | 3,31E-02 | 4,47E-03 | 8,49E-02 | 1,12E-01 |

| 1,65E+00 | 3,33E-02 | 4,62E-03 | 9,03E-02 | 1,17E-01 |
|----------|----------|----------|----------|----------|
| 1,56E+00 | 3,33E-02 | 4,70E-03 | 9,75E-02 | 1,21E-01 |
| 1,48E+00 | 3,33E-02 | 4,69E-03 | 1,07E-01 | 1,24E-01 |
| 1,41E+00 | 3,33E-02 | 4,56E-03 | 1,20E-01 | 1,27E-01 |
| 1,33E+00 | 3,31E-02 | 4,27E-03 | 1,36E-01 | 1,29E-01 |
| 1,26E+00 | 3,30E-02 | 3,87E-03 | 1,54E-01 | 1,31E-01 |
| 1,20E+00 | 3,29E-02 | 3,57E-03 | 1,72E-01 | 1,33E-01 |
| 1,14E+00 | 3,28E-02 | 3,42E-03 | 1,90E-01 | 1,33E-01 |
| 1,08E+00 | 3,29E-02 | 3,48E-03 | 2,06E-01 | 1,33E-01 |
| 1,02E+00 | 3,31E-02 | 3,84E-03 | 2,22E-01 | 1,32E-01 |
| 9,69E-01 | 3,33E-02 | 4,60E-03 | 2,35E-01 | 1,29E-01 |
| 9,19E-01 | 3,35E-02 | 5,88E-03 | 2,44E-01 | 1,24E-01 |
| 8,71E-01 | 3,36E-02 | 7,84E-03 | 2,47E-01 | 1,19E-01 |
| 8,26E-01 | 3,35E-02 | 1,07E-02 | 2,47E-01 | 1,14E-01 |
| 7,83E-01 | 3,34E-02 | 1,46E-02 | 2,46E-01 | 1,08E-01 |
| 7,43E-01 | 3,31E-02 | 1,97E-02 | 2,43E-01 | 1,03E-01 |
| 7,04E-01 | 3,28E-02 | 2,57E-02 | 2,40E-01 | 9,87E-02 |
| 6,68E-01 | 3,24E-02 | 3,24E-02 | 2,36E-01 | 9,54E-02 |
| 6,33E-01 | 3,19E-02 | 4,01E-02 | 2,30E-01 | 9,41E-02 |
| 6,00E-01 | 3,13E-02 | 4,88E-02 | 2,24E-01 | 9,44E-02 |
| 5,69E-01 | 3,08E-02 | 5,88E-02 | 2,18E-01 | 9,47E-02 |
| 5,40E-01 | 3,03E-02 | 7,00E-02 | 2,10E-01 | 9,53E-02 |
| 5,12E-01 | 2,99E-02 | 8,28E-02 | 2,03E-01 | 9,62E-02 |
| 4,85E-01 | 2,98E-02 | 9,67E-02 | 1,95E-01 | 9,76E-02 |
| 4,60E-01 | 2,99E-02 | 1,12E-01 | 1,89E-01 | 9,98E-02 |
| 4,36E-01 | 3,05E-02 | 1,28E-01 | 1,83E-01 | 1,03E-01 |
| 4,14E-01 | 3,10E-02 | 1,44E-01 | 1,80E-01 | 1,07E-01 |
| 3,92E-01 | 3,15E-02 | 1,62E-01 | 1,80E-01 | 1,12E-01 |
| 3,72E-01 | 3,19E-02 | 1,80E-01 | 1,81E-01 | 1,16E-01 |
| 3,53E-01 | 3,23E-02 | 2,00E-01 | 1,82E-01 | 1,20E-01 |
| 3,34E-01 | 3,27E-02 | 2,27E-01 | 1,83E-01 | 1,25E-01 |
| 3,17E-01 | 3,30E-02 | 2,61E-01 | 1,83E-01 | 1,29E-01 |
| 3,01E-01 | 3,34E-02 | 3,06E-01 | 1,84E-01 | 1,34E-01 |
| 2,85E-01 | 3,37E-02 | 3,65E-01 | 1,85E-01 | 1,38E-01 |
| 2,70E-01 | 3,40E-02 | 4,39E-01 | 1,87E-01 | 1,42E-01 |
| 2,56E-01 | 3,45E-02 | 5,15E-01 | 1,89E-01 | 1,46E-01 |
| 2,43E-01 | 3,50E-02 | 5,71E-01 | 1,91E-01 | 1,50E-01 |
| 2,30E-01 | 3,57E-02 | 6,00E-01 | 1,93E-01 | 1,54E-01 |
| 2,18E-01 | 3,66E-02 | 5,88E-01 | 1,95E-01 | 1,58E-01 |
| 2,07E-01 | 3,75E-02 | 5,24E-01 | 1,98E-01 | 1,62E-01 |
| 1,96E-01 | 3,85E-02 | 4,38E-01 | 2,01E-01 | 1,66E-01 |
| 1,86E-01 | 3,94E-02 | 3,68E-01 | 2,05E-01 | 1,70E-01 |
| 1,77E-01 | 4,03E-02 | 3,22E-01 | 2,11E-01 | 1,74E-01 |
| 1,67E-01 | 4,12E-02 | 3,13E-01 | 2,18E-01 | 1,79E-01 |
| 1,59E-01 | 4,21E-02 | 3,22E-01 | 2,27E-01 | 1,83E-01 |

| | | | i i | 1 |
|----------|----------|----------|----------|----------|
| 1,50E-01 | 4,30E-02 | 3,25E-01 | 2,37E-01 | 1,88E-01 |
| 1,43E-01 | 4,39E-02 | 3,20E-01 | 2,47E-01 | 1,94E-01 |
| 1,35E-01 | 4,48E-02 | 3,08E-01 | 2,56E-01 | 2,00E-01 |
| 1,28E-01 | 4,58E-02 | 2,97E-01 | 2,65E-01 | 2,08E-01 |
| 1,22E-01 | 4,68E-02 | 2,90E-01 | 2,73E-01 | 2,16E-01 |
| 1,15E-01 | 4,80E-02 | 2,88E-01 | 2,81E-01 | 2,27E-01 |
| 1,09E-01 | 4,93E-02 | 2,93E-01 | 2,87E-01 | 2,39E-01 |
| 1,04E-01 | 5,08E-02 | 3,01E-01 | 2,91E-01 | 2,53E-01 |
| 9,83E-02 | 5,27E-02 | 3,10E-01 | 2,93E-01 | 2,68E-01 |
| 9,32E-02 | 5,47E-02 | 3,21E-01 | 2,94E-01 | 2,84E-01 |
| 8,84E-02 | 5,67E-02 | 3,33E-01 | 2,94E-01 | 3,01E-01 |
| 8,38E-02 | 5,87E-02 | 3,44E-01 | 2,92E-01 | 3,20E-01 |
| 7,95E-02 | 6,06E-02 | 3,54E-01 | 2,89E-01 | 3,41E-01 |
| 7,53E-02 | 6,26E-02 | 3,63E-01 | 2,84E-01 | 3,65E-01 |
| 7,14E-02 | 6,45E-02 | 3,69E-01 | 2,77E-01 | 3,88E-01 |
| 6,77E-02 | 6,64E-02 | 3,71E-01 | 2,69E-01 | 4,09E-01 |
| 6,42E-02 | 6,82E-02 | 3,71E-01 | 2,58E-01 | 4,25E-01 |
| 6,09E-02 | 6,99E-02 | 3,65E-01 | 2,46E-01 | 4,34E-01 |
| 5,77E-02 | 7,14E-02 | 3,56E-01 | 2,33E-01 | 4,35E-01 |
| 5,48E-02 | 7,28E-02 | 3,46E-01 | 2,19E-01 | 4,25E-01 |
| 5,19E-02 | 7,41E-02 | 3,34E-01 | 2,05E-01 | 4,10E-01 |
| 4,92E-02 | 7,51E-02 | 3,20E-01 | 1,91E-01 | 3,94E-01 |
| 4,67E-02 | 7,58E-02 | 3,05E-01 | 1,78E-01 | 3,76E-01 |
| 4,43E-02 | 7,63E-02 | 2,88E-01 | 1,66E-01 | 3,58E-01 |
| 4,20E-02 | 7,64E-02 | 2,72E-01 | 1,58E-01 | 3,41E-01 |
| 3,98E-02 | 7,60E-02 | 2,54E-01 | 1,49E-01 | 3,22E-01 |
| 3,77E-02 | 7,52E-02 | 2,37E-01 | 1,40E-01 | 3,02E-01 |
| 3,58E-02 | 7,39E-02 | 2,20E-01 | 1,30E-01 | 2,80E-01 |
| 3,39E-02 | 7,22E-02 | 2,06E-01 | 1,21E-01 | 2,57E-01 |
| 3,22E-02 | 7,00E-02 | 1,96E-01 | 1,13E-01 | 2,34E-01 |
| 3,05E-02 | 6,73E-02 | 1,86E-01 | 1,06E-01 | 2,12E-01 |
| 2,89E-02 | 6,42E-02 | 1,75E-01 | 1,02E-01 | 1,92E-01 |
| 2,74E-02 | 6,05E-02 | 1,65E-01 | 9,78E-02 | 1,76E-01 |
| 2,60E-02 | 5,65E-02 | 1,57E-01 | 9,26E-02 | 1,60E-01 |
| 2,46E-02 | 5,20E-02 | 1,49E-01 | 8,68E-02 | 1,43E-01 |
| 2,34E-02 | 4,71E-02 | 1,42E-01 | 8,04E-02 | 1,26E-01 |
| 2,22E-02 | 4,21E-02 | 1,33E-01 | 7,33E-02 | 1,08E-01 |
| 2,10E-02 | 3,69E-02 | 1,23E-01 | 6,58E-02 | 9,14E-02 |
| 1,99E-02 | 3,18E-02 | 1,13E-01 | 5,80E-02 | 7,63E-02 |
| 1,89E-02 | 2,70E-02 | 1,02E-01 | 5,01E-02 | 6,12E-02 |
| 1,79E-02 | 2,25E-02 | 9,03E-02 | 4,22E-02 | 4,61E-02 |
| 1,70E-02 | 1,77E-02 | 7,86E-02 | 3,39E-02 | 3,16E-02 |
| 1,61E-02 | 1,26E-02 | 6,64E-02 | 2,54E-02 | 1,86E-02 |
| 1,53E-02 | 7,38E-03 | 5,38E-02 | 1,69E-02 | 8,02E-03 |
| 1,45E-02 | 2,15E-03 | 4,14E-02 | 8,79E-03 | 1,18E-03 |

| i . | 1 | | 1 | 1 |
|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1,37E-02 | -2,88E-03 | 2,95E-02 | 1,47E-03 | -4,16E-03 |
| 1,30E-02 | -7,46E-03 | 1,90E-02 | -4,46E-03 | -9,71E-03 |
| 1,23E-02 | -1,13E-02 | 1,08E-02 | -8,25E-03 | -1,53E-02 |
| 1,17E-02 | -1,39E-02 | 5,00E-03 | -8,97E-03 | -2,08E-02 |
| 1,11E-02 | -1,47E-02 | -7,93E-04 | -7,32E-03 | -2,61E-02 |
| 1,05E-02 | -1,41E-02 | -6,66E-03 | -5,92E-03 | -3,07E-02 |
| 9,97E-03 | -1,33E-02 | -1,24E-02 | -4,99E-03 | -3,46E-02 |
| 9,46E-03 | -1,25E-02 | -1,78E-02 | -4,73E-03 | -3,86E-02 |
| 8,97E-03 | -1,17E-02 | -2,25E-02 | -5,42E-03 | -4,29E-02 |
| 8,50E-03 | -1,09E-02 | -2,61E-02 | -7,39E-03 | -4,75E-02 |
| 8,06E-03 | -1,02E-02 | -2,92E-02 | -1,11E-02 | -5,22E-02 |
| 7,64E-03 | -9,66E-03 | -3,27E-02 | -1,70E-02 | -5,72E-02 |
| 7,25E-03 | -9,35E-03 | -3,66E-02 | -2,57E-02 | -6,23E-02 |
| 6,87E-03 | -9,38E-03 | -4,09E-02 | -3,57E-02 | -6,76E-02 |
| 6,52E-03 | -9,91E-03 | -4,58E-02 | -4,53E-02 | -7,27E-02 |
| 6,18E-03 | -1,11E-02 | -5,11E-02 | -5,42E-02 | -7,79E-02 |
| 5,86E-03 | -1,31E-02 | -5,71E-02 | -6,17E-02 | -8,30E-02 |
| 5,55E-03 | -1,54E-02 | -6,37E-02 | -6,72E-02 | -8,80E-02 |
| 5,27E-03 | -1,76E-02 | -7,03E-02 | -6,97E-02 | -9,28E-02 |
| 4,99E-03 | -1,96E-02 | -7,66E-02 | -6,81E-02 | -9,72E-02 |
| 4,74E-03 | -2,14E-02 | -8,24E-02 | -6,16E-02 | -1,01E-01 |
| 4,49E-03 | -2,28E-02 | -8,74E-02 | -5,04E-02 | -1,04E-01 |
| 4,26E-03 | -2,36E-02 | -9,11E-02 | -3,30E-02 | -1,06E-01 |
| 4,04E-03 | -2,36E-02 | -9,31E-02 | -7,97E-03 | -1,06E-01 |
| 3,83E-03 | -2,26E-02 | -9,26E-02 | 2,67E-02 | -1,04E-01 |
| 3,63E-03 | 0,00E+00 | 0,00E+00 | 7,34E-02 | 0,00E+00 |



Pore throat diameter distributions of four samples (n°2, n°30, n°43 et n°45).

Facies T_{2mode} Thin Facies Measured Porosity Macroporosity Permeability T_{2lm} Formation Sample depth (m) (%) (%) (mD) (ms) (ms) factor section Ass. 1 FA2 F2b 2381.3 18.6 12.9 870 580 177 25.8 х 2 FA2 F2b 2381.8 17.7 12.3 710 622 180 Na F2b 2382.6 219 30 5 3 FA2 188 137 690 766 4 FA2 F2b 2383.1 17.5 12.5 880 714 205 Na х 5 FA2 F2b 2383.6 16.6 12.0 710 880 230 33.8 6 FA2 F2b 2384.2 152 10.9 480 821 229 Na 7 FA2 F2b 2384.9 10.9 7.94 384 1162 303 25.4 8 FA2 F2b 2385.5 16.6 11.8 710 667 215 Na 9 FA2 F2b 2385.9 17.9 740 505 194 14 5 13.0 10 FA2 F2b 2386.2 20.9 15.4 900 580 200 Na х 11 FA2 F2b 2387.1 21.9 16.9 560 541 231 23.7 FA2 12 2387.3 505 F2a 19.4 14.0 620 196 Na х 13 FA2 F2a 2387.9 21 16.2 740 622 252 26.3 х 2388.2 19.1 15.1 540 622 269 14 FA2 F2a Na х 15 FA2 F2a 2388.8 21.5 16.6 600 622 255 53.1 х 16 FA2 F2a 2389.2 12.8 9.07 29 715 224 Na 17 2389.9 20.9 17.2 670 1011 398 89.5 FA2 F2a х 175 18 FA1 F1a 2390.3 9.9 6.15 5.5 1246 Na х 19 FA1 F1a 2390.9 7.6 3.37 0.2 1011 79 158.7 х 2391.1 20 FA1 8.2 4.69 0.5 1335 147 Na F1a х 140.6 21 FA1 F1a 2391.8 6.8 2.37 0.12 22 58 х 22 FA1 F1a 2392.4 7.7 3.55 0.6 1011 87 Na х 2393 212.5 23 6.3 2.39 0.12 25 61 FA1 F1a х 6 24 FA1 F1a 2393.6 1.77 0.02 22 40 Na 25 FA1 F1a 2393.9 5.7 1.04 0.008 27 28 Na х 26 FA1 F1b 2394.4 4.2 0.56 0.005 19 23 Na 27 FA1 F1b 2395.2 5.9 0.60 0.005 17 13 Na х 28 FA1 F1b 2395.6 6.8 2.67 0.06 22 56 Na 3.17 29 FA1 F1b 2395.9 7.5 0.03 383 64 Na х 30 FA1 F1b 2396.5 5.5 0.58 0.005 19 17 Na х 31 FA1 F1b 2396.8 6.8 0.63 0.008 18 17 Na х 32 FA1 F1b 2397.2 5.6 0.51 0.005 17 14 Na х 33 FA1 F1b 2397.3 5.7 0.40 0.005 17 13 Na 7 34 FA1 F1b 2398.2 5.9 0.46 0.1 10 Na 35 FA1 F1b 2398.5 4.9 0.32 0.009 15 11 Na х 36 FA1 F1b 2399 6.1 0.77 0.006 21 21 Na 37 FA1 F1b 2399.4 5.6 0.59 0.005 19 14 159.7 х 38 2399.7 7.6 2.98 0.016 FA1 F1a 22 69 Na х 39 FA1 F1a 2400.3 6.8 1.28 0.16 22 34 140.1 40 FA1 2400.8 6.9 1.89 0.06 24 40 F1a Na х 2401.7 5.84

3.3. Supplementary Table C

41

FA2

F2a

9.7

1645

213

Na

х

9.4

| 42 | FA2 | F2a | 2402.2 | 10.2 | 6.05 | 7.6 | 1534 | 182 | 116.9 | х |
|----|-----|-----|--------|------|------|-------|------|-----|-------|---|
| 43 | FA1 | F1b | 2402.9 | 8.3 | 2.63 | 0.19 | 24 | 44 | Na | x |
| 44 | FA1 | F1a | 2403.5 | 6.7 | 1.27 | 0.03 | 29 | 32 | Na | |
| 45 | FA1 | F1a | 2403.9 | 7.8 | 2.34 | 0.16 | 25 | 46 | Na | x |
| 46 | FA1 | F1a | 2404.3 | 7.9 | 2.50 | 0.12 | 27 | 45 | Na | |
| 47 | FA1 | F1a | 2404.7 | 8.3 | 2.71 | 0.13 | 27 | 47 | Na | x |
| 48 | FA1 | F1a | 2405.5 | 8.4 | 2.51 | 0.15 | 31 | 46 | 92.3 | |
| 49 | FA1 | F1a | 2405.9 | 8.9 | 3.48 | 0.94 | 34 | 71 | Na | |
| 50 | FA1 | F1a | 2406.5 | 9.9 | 4.92 | 1.7 | 1162 | 117 | 110 | х |
| 51 | FA1 | F1a | 2406.8 | 8.2 | 2.90 | 0.32 | 36 | 64 | Na | х |
| 52 | FA2 | F2a | 2407.3 | 14.3 | 8.42 | 60 | 542 | 131 | 46.1 | |
| 53 | FA2 | F2a | 2407.6 | 14.7 | 9.14 | 118 | 471 | 141 | Na | |
| 54 | FA2 | F2a | 2407.8 | 12.3 | 8.19 | 318 | 821 | 203 | 34.47 | х |
| 55 | FA2 | F2a | 2408.2 | 13 | 8.86 | 231 | 622 | 190 | Na | |
| 56 | FA2 | F2a | 2408.7 | 13.7 | 9.42 | 357 | 580 | 185 | 35.52 | х |
| 57 | FA2 | F2a | 2409.6 | 13.2 | 8.45 | 288 | 715 | 159 | Na | |
| 58 | FA2 | F2a | 2410.2 | 12.9 | 8.68 | 277 | 1012 | 212 | 41.85 | х |
| 59 | FA2 | F2a | 2410.6 | 12.4 | 7.44 | 53 | 821 | 155 | Na | |
| 60 | FA2 | F2a | 2411 | 12.6 | 8.05 | 293 | 880 | 196 | 44.11 | |
| 61 | FA2 | F2a | 2411.6 | 14.2 | 8.53 | 103 | 821 | 173 | Na | |
| 62 | FA2 | F2a | 2411.9 | 14.5 | 9.45 | 152 | 1012 | 220 | 51.09 | х |
| 63 | FA2 | F2a | 2412.6 | 12.9 | 6.88 | 16 | 667 | 121 | Na | |
| 64 | FA2 | F2a | 2413 | 11.3 | 5.09 | 0.9 | 41 | 93 | Na | х |
| 65 | FA1 | F1a | 2413.6 | 9.7 | 2.29 | 0.06 | 31 | 41 | Na | х |
| 66 | FA1 | F1a | 2414.1 | 9.3 | 1.61 | 0.04 | 41 | 39 | Na | |
| 67 | FA1 | F1a | 2414.6 | 7.8 | 0.72 | 0.008 | 26 | 24 | Na | |
| 68 | FA1 | F1a | 2414.8 | 6.9 | 0.63 | 0.016 | 22 | 19 | Na | х |
| 69 | FA1 | F1a | 2415 | 8 | 0.98 | 0.009 | 24 | 27 | Na | х |
| 70 | FA1 | F1a | 2415.6 | 7.7 | 0.45 | 0.07 | 21 | 19 | Na | х |
| 71 | FA1 | F1a | 2416.1 | 8.4 | 2.99 | 0.09 | 36 | 65 | Na | х |
| 72 | FA1 | F1a | 2416.6 | 9.1 | 2.61 | 0.11 | 41 | 56 | Na | |

3.4. Supplementary Table D

Les données des amplitudes des distribution T_2 pour chaque échantillon sont fournies sous la forme d'un tableau disponible au lien suivant : <u>https://static.data.gouv.fr/resources/donnees-de-distribution-t2-catinat-2023/20230825-093253/supplementary-data-table-d.xlsx</u>.

CHAPITRE 5

APPORT DE L'UTILISATION DES DIAGRAPHIES DE RESONANCE MAGNETIQUE NUCLEAIRE SUR LA CARACTERISATION DES HETEROGENEITES PETROPHYSIQUES ET GEOLOGIQUES DU RESERVOIR GEOTHERMIQUE DU DOGGER DU BASSIN DE PARIS



Chapitre 5 : Apport de l'utilisation des diagraphies de résonance magnétique nucléaire sur la caractérisation des hétérogénéités pétrophysiques et géologiques du réservoir géothermique du Dogger du bassin de Paris

Ce chapitre se base sur un article scientifique publié dans la revue *Geothermics* (<u>https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102821</u>) intitulé :

"Characterizing facies and porosity-permeability heterogeneity in a geothermal carbonate reservoir with the use of NMR-wireline logging data"

M. Catinat, B. Brigaud, M. Fleury, H. Thomas, M. Antics & P. Ungemach

1. Synthèse de l'article

1.1. Contexte de l'étude et objectifs scientifiques

Pour que les exploitations géothermiques en région lle-de-France soient rentables sur le long terme, il est nécessaire qu'elles soient installées dans des zones caractérisées par de bonnes potentialités réservoir (roches poreuses et perméables). Pour évaluer finement ces potentialités, des diagraphies sont généralement déployées dans les forages afin d'obtenir des informations relatives aux propriétés pétrophysiques des roches traversées.

Parmi ces diagraphies figurent celles de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN), qui sont fréquemment utilisées dans l'industrie pétrolière (Appel et al., 2003), et qui permettent de fournir, entre autres, des informations sur la distribution de la taille de pores des roches du réservoir, ainsi qu'un enregistrement continu de sa perméabilité (Coates et al., 1999; Westphal et al., 2005). Dans cette étude, des diagraphies RMN ont été enregistrées de manière inédite dans trois puits géothermiques en région parisienne. Il s'agit du puits sub-horizontal de Cachan 2 (GCAH2) réalisé en 2017 dans le département du Val-de-Marne, et ceux de Bobigny-Drancy (GBD1 et GBD3) forés plus récemment en 2020 dans le département de Seine-Saint-Denis.

Pour ce travail, ces diagraphies ont été utilisées comme support à la caractérisation des hétérogénéités géologiques et pétrophysiques du réservoir géothermique du Bathonien du bassin de Paris. Le premier objectif de cette étude a consisté à fournir une classification de référence (sous la forme de *rock-type*) reliant les faciès sédimentaires décrits à partir de l'analyse des déblais de forage/carottes sur lames minces et les signaux T_2 en vue d'optimiser les futures applications de l'outil RMN dans la région. Le second objectif s'est porté sur l'apport de cet outil pour mieux caractériser les arrivées d'eaux dans le réservoir par comparaison avec celles identifiées par les outils de production (PLT). Le troisième objectif s'est porté sur l'estimation des extensions latérales des niveaux réservoirs à partir des faciès décrits le long de la trajectoire sub-horizontale du puits GCAH2 et à partir de corrélations stratigraphiques 2D conduites entre les puits GBD1 et GBD3. Enfin, une dernière partie a été consacré à comparer les données de perméabilités recalculées à partir de l'équation k_5 (déterminée au Chapitre 4) avec celles prédites par défaut par l'équation SDR de Schlumberger.

1.2. Résultats majeurs et conclusions

Les résultats majeurs et les principales conclusions de l'étude peuvent être résumés de la manière suivante :

- Les investigations pétrographiques ont permis d'identifier 10 microfaciès carbonatés distincts. Ces microfaciès ont été rattachés à quatre environnements de dépôts différents replacés le long d'un profil schématique de plateforme : (1) des faciès argilo-marneux déposés dans un environnement de rampe externe (FA1) ; (2) des faciès à support boueux caractéristiques d'un environnement de rampe médiane (FA2) ; (3) des faciès à dominante oolithique déposés dans un environnement de barrière à plus haute énergie (FA3) ; et (4) des faciès à support boueux, plus ou moins granulaires, caractéristiques d'un environnement protégé de lagon (FA4).
- L'analyse de données diagraphiques RMN dans le puits GCAH2 a permis d'identifier deux niveaux réservoirs majeurs dont les porosités et perméabilités avoisinent respectivement 20% et 1D. Concernant les puits GBD1 et GBD3, deux réservoirs principaux ont également été identifiés avec des porosités excédant 15% et des perméabilités atteignant parfois 900 mD. Ces niveaux ont été trouvés dans les formations sédimentaires suivantes : (1) la formation des *Calcaires de Comblanchien* (séquence MJXb) ; (2) celle de l'*Oolithe Blanche* (séquence MJXa) ; et (3) celle des *Calcaires marneux à Pholadomyes* (séquence MJVIIIc).
- L'outil RMN à lui seul ne permet pas d'identifier avec précision les arrivées d'eaux dans le réservoir et les niveaux poro-perméables détectés sont bien supérieurs en épaisseurs à ceux prédits par les outils PLT (*Production Logging Tool*).
- La structure sub-horizontale du puits GCAH2, ainsi que les corrélations stratigraphiques effectuées entre les puits GBD1 et GBD3, suggèrent une extension latérale des niveaux réservoirs de l'ordre de 500 mètres jusqu'à plus de 2 kilomètres.
- Les perméabilités recalculées avec l'équation k₅ sont parfois supérieures d'un ordre de grandeur à celles prédites par l'équation SDR. Néanmoins, ces différences restent mineures lorsqu'on les compare aux perméabilités des niveaux producteurs dérivées des transmissivités des essais de puits.

2. Characterizing facies and porosity-permeability heterogeneity in a geothermal carbonate reservoir with the use of NMR-wireline logging data

Geothermics 115 (2023) 102821



Characterizing facies and porosity-permeability heterogeneity in a geothermal carbonate reservoir with the use of NMR-wireline logging data

Maxime Catinat^{a,*}, Benjamin Brigaud^a, Marc Fleury^b, Hadrien Thomas^a, Miklos Antics^c, Pierre Ungemach^c

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

^b IFP Energies Nouvelles, 1-4 Avenue de Bois-Préau, Rueil-Malmaison 92852, France

^c GEOFLUID, 165 Rue de la belle étoile, 95700, Roissy, CDG, France

ARTICLE INFO

Keywords: NMR well-log Geothermal well Carbonate Paris Basin Petrography Porosity-permeability

ABSTRACT

If they are to be economically and technically sustainable, geothermal projects require the production of hot fluid at high flow rates over a 30-year thermal lifetime. The combined use of multiple logging tools in making petrophysical assessments of reservoir quality helps to optimize drilling in areas of high geothermal potential. The present paper focuses on four geothermal wells intercepting Middle Jurassic (Dogger) carbonate rocks of the Paris Basin where for the first time Nuclear Magnetic Resonance (NMR) log data have been successfully used to investigate reservoir porosity-permeability heterogeneities. A total of ten facies have been identified from recovered cuttings and cores and grouped into four facies associations along a schematic carbonate ramp profile. From the wells studied, four reservoir units exhibiting porosities exceeding 15% and permeabilities of up to 1 Darcy (D) were traced in the Calcaires de Comblanchien, the Oolithe Blanche and the Calcaires marneux à Pholadomyes formations. The well's sub-horizontal trajectory and well-logs correlations between two wells, made it possible a priori to identify porous and permeable layers extending over at least 500 m and up to 2000 m within the Bathonian reservoir, providing useful pointers for further 3D reservoir geomodeling. Permeabilities derived from well testing proved to be overestimated when compared with NMR-derived permeabilities, illustrating the upscaling problem that is invariably a challenge in carbonate systems. NMR can be combined with production logging tool (PLT), that provides data on the distribution and thickness of productive layers, to give indications for example about continuous permeability record along the geothermal wells or about the proportion of micro and macroporosities in rocks. Based on the geological classification derived from examination of cores and cuttings, four rock-types (including mean T2 pore-size distributions) have been identified and attributed to a given sedimentary facies and depositional environment by extending a clustering method to NMR log distributions from wells

1. Introduction

The growing demand for renewable energy is a global challenge. One of the solutions for achieving energy transition goals involves using the Earth's heat by exploiting low-, medium-, and high-enthalpy geothermal resources. In France, low enthalpy-resources (between 65 °C and 90 °C) are primarily tapped from two major sedimentary basins (i.e. Paris and Aquitaine Basins) for direct heating (Lund and Toth, 2021). High-enthalpy geothermal fields (>150 °C) are exploited in overseas *départements* (i.e. Bouillante site, Guadeloupe) and in the Upper Rhine Graben (i.e. Soultz-sous-Forêts site, Alsace) (Boissavy et al., 2019;

Coudert and Jaudin, 1988; Jaudin et al., 2009; Lucas et al., 2020). Primary production of renewable energies in France for 2020 amounted to 322 TWh, with only 1.7% or 5.5 TWh being produced by the geothermal industry (Beck et al., 2021). To improve this contribution, the Middle Jurassic (Dogger) carbonate reservoirs have proved the most promising target for developing geothermal energy in the Paris Basin, which began in the early 1980s (Antics et al., 2005; Allo et al., 2021; Housse and Maget, 1976; Lopez et al., 2010). These reservoirs are characterized by heterogeneous and complex pore networks resulting from wide variability both in the conditions prevailing in the depositional environment (such as depositional energy, water depth, climate, and tectonism) and

* Corresponding author.

E-mail address: Maxime-catinat@hotmail.fr (M. Catinat).

https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102821

0375-6505/© 2023 Published by Elsevier Ltd.

in the diagenetic processes involved (i.e. fluid-rock interactions such as micritization, calcite cementations, dolomitization, mechanical and chemical compaction, dissolution and karstification), which can lead to either enhanced or deteriorated reservoir properties (Goodner et al., 2020; Lucia, 1983, 1995, 1999; Moore, 1989, 2001; Ronchi et al., 2010). These pore-space heterogeneities result in highly variable reservoir permeabilities, that represent a challenge for prospection in carbonate systems.

In order to better characterize these pore-space heterogeneities, previous classification work on pore sizes and pore types can be found for carbonate rocks (Archie, 1952; Choquette and Pray, 1970; Lønøy, 2006), but it remains a difficult exercise to accurately capture the spatial distribution of porosity and permeability heterogeneities at the reservoir scale (Ahr, 2008; Hollis et al., 2010; Rebelle and Lalanne, 2014; van der Land et al., 2013; Yarmohammadi et al., 2020). Such information is crucial in the petroleum industry but it is also valuable in the fast-growing geothermal sector for predicting the flow units liable to contribute to production. Porosity and permeability data are usually measured in the laboratory on core samples collected from the target reservoir. High coring costs means that core data are limited, especially in the geothermal industry, making it difficult to quantitatively evaluate reservoir quality.

In France, geothermal operations were conducted in 2017 at Cachan, a suburb 3 km south of Paris, and in 2020 at Bobigny, a suburb just north of Paris. During these operations, two sub-horizontal wells (GCAH1 and GCAH2) were drilled at Cachan, a world first in geothermal well architecture (i.e. in contrast with the long prevailing conventional deviated drilling practice) aimed at enhancing heat production by maximizing reservoir exposure area (Ungemach et al., 2019; Wielemaker et al., 2020). Four other deviated wells were drilled later at the Bobigny-Drancy site (GBD1, GBD2, GBD3, and GBD4) including a 36 m core-section in the geothermal reservoir of well GBD4.

In order to improve the understanding of the heterogeneity of the limestone reservoir, a Nuclear Magnetic Resonance (NMR) logging tool, widely used in hydrocarbon exploration (Appel et al., 2003; Hirasaki et al., 2003), was deployed (Ungemach et al., 2019; Wielemaker et al., 2020). In addition to NMR, a wireline logging survey was conducted including conventional tools: gamma-ray (GR), density (RHOB), sonic (DT), and production logging tool (PLT) (flow/temperature data). The NMR logging tool provides continuous openhole recording of porosity (ϕ) , permeability (k), pore-size distributions, and fluid saturation in rock (Coates et al., 1999; Kenyon, 1997; Nurmi and Standen, 1997; Westphal et al., 2005). It can also be used to quickly reconstruct the rock-type (rock fabric, facies, pore types) guide in the absence of cores, in case a comparison can be made with a reference core. Owing to high laboratory experiment costs for geothermal operators and limited core availability. only two sets of laboratory NMR analyses have been carried out on cores from the Middle Jurassic geothermal reservoir of the Paris Basin. A single investigation was conducted on Middle Jurassic limestones collected from the eastern part of the Basin (Brigaud et al., 2014), supplemented more recently by a second one from the central part of the basin in geothermal well GBD4 (Catinat et al., 2023).

The present paper aims at providing a *rock-typin*g criterion to optimize the use of NMR well-logs while characterizing geothermal carbonate reservoirs in the Paris Basin. The main objectives therefore address (1) a more precise characterization of facies and reservoir heterogeneities; (2) a test correlation between NMR and production logging data to better estimate reservoir quality using NMR logs and assess the impact of the vertical resolution of the tools on the estimates; and finally (3) a reference classification relating NMR distributions from well-logs to geological observations derived from cuttings and core samples. Four geothermal wells have been selected to pursue these objectives related to the petrography and petrophysics of the Middle Jurassic limestones of the Paris Basin. The Schlumberger Doll Research (SDR) permeability equation is commonly used for predicting permeability (k), but another equation (k_m) , previously determined on specific Bathonian limestones in the basin, was used to improve permeability prediction in the geothermal reservoir (Catinat et al., 2023). An additional objective is thus to accurately identify the similarities and differences observed in permeability predictions derived from these equations.

2. Geological and geothermal setting

The Paris Basin is an intracratonic basin covering a vast area (110,000 km²) of northern France (Fig. 1A). It is characterized by three major episodes: (1) extension with crustal thinning from the Permian to the Late Jurassic, corresponding to a period of intense subsidence; (2) a period of slow subsidence (Early Cretaceous-Eocene) at an increased rate during the Late Cretaceous; and (3) a period of uplift since the Neogene (Brigaud et al., 2014; Brunet and Le Pichon, 1982; Guillocheau et al., 2000; Thomas et al., 2023). The sedimentary deposits reach a maximum thickness nearing 3000 m at the depocenter (Guillocheau et al., 2000; Mégnien and Mégnien, 1980) (Fig. 1A), Surrounding Paris, a ca. 250 m-thick Middle Jurassic (upper Bajocian-lower Callovian) limestone unit is found at a depth of approximately 1500 m (Fig. 1B). The ca. 175 m-thick Bathonian deposits host the most dependable geothermal reservoir in these limestones (Thomas et al., 2023). Deposits ranging from the Early to Late Bathonian consist of marls and limestones. From bottom to top, a sequence of four sedimentary formations can be described as follows (Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010; Mégnien and Mégnien, 1980; Thomas et al., 2023):

- (1) The Marnes à Ostrea acuminata consist of marls, deposited in lower to upper offshore environments dating from the Late Bajocian to Early Bathonian ("zigzag" convergens and parkinsonia ammonite zones). They can reach nearly 50 m thick in the basin (Thomas et al., 2023).
- (2) The Calcaires marneux à Pholadomyes, dated Early/Mid Bathonian (from "zigzag" macrecens to morrisi ammonite zones), are mainly composed of marls deposited in upper offshore environments with local ooid limestone layers. This formation averages about 45 m in thickness and reaches nearly 100 m at its maximum (Thomas et al., 2023).
- (3) The Oolithe Blanche formation consists of ooid limestones deposited on a high-energy shallow platform dating from the Late Bathonian (hodsoni ammonite zone) (Thomas et al., 2023; Vincent et al., 2021). This formation makes up the main reservoir objective of geothermal prospection within the Middle Jurassic limestones (Hamm et al., 2015; Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989; Thomas et al., 2023). It reaches 20–30 m thick in this part of the basin (Thomas et al., 2023).
- (4) The Calcaires de Comblanchien, dated from the Late Bathonian (orbis ammonite zone), are characterized by micritic and oncoidal-bioclastic limestones deposited in a protected lagoon environment and display productive layers locally. This formation reaches ca. 20–30 m thick in this part of the basin (Thomas et al., 2023).

Above the Bathonian limestones, a thin (less than 10 m in the area), non-porous limestone to marl layer of Early Callovian age, the *Dalle nacrée* formation, caps the limestones (Perrodon and Zabek, 1990). Geothermal wells are cemented at the base of the *Dalle Nacrée* formation (Lopez et al., 2010). Based on the recent work of Thomas et al. (2023), seven depositional sequences corresponding to third-order sequence and partitioning the Bathonian limestones have been recognized (labelled as sequences MJVIIIa, MJVIIIb, MJVIIIc, MJIX, MJXa, MJXb, and MJXI). "MJ" stands for Middle Jurassic. Five other sequences are reported in the Callovian cap-rock (labelled as sequences MJXIIa, MJXIIb, MJXIII, MJXIV and MJXV). Each sequence is delimited by boundaries corresponding to maximum regressive surfaces (MRS). The MRS identified from the Late Bajocian to the Late Callovian were respectively abbreviated as "Bj" for Bajocian, "Bt" for Bathonian and "Ca" for Callovian

Geothermics 115 (2023) 102821



M. Catinat et al.

Fig. 1. A: Geological map of the Paris Basin including the cross-section surface location depicted in B. B: Cross-section of the central part of the basin modified from Gély et al. (2014) showing the targeted Middle Jurassic geothermal reservoir. C: Location map of geothermal wells producing the Bathonian geothermal fluid. The geothermal operations studied are shown in green (Cachan 3 and Bobigny). The isotherm map of the geothermal water has been produced by kriging of the *Grand Paris* area illustrating the dense geothermal doublet population supplying the district heating grid. Depending on locations, reservoir temperatures range from 56 °C to 80 °C. Note the colour code assigning blue and red to injection or production wells. D: 3D architecture views and trajectories of the Cachan 3 sub-horizontal doublet. E: 3D architecture views and trajectories of the Bobigny quadruplet. The interval of the core zone from the *Oolithe Blanche* formation in GBD4 is in orage. World Geodetic System 84 coordinates: GBD1 (X: 2.4549089; Y: 48.9039652), GBD2 (X: 2.4547782; Y: 48.9039412), GBD3 (X: 2.4550396; Y: 48.903992), GBD4 (X: 2.4551703; Y: 48.9040123), GCAH1 (X: 2.3300023; Y: 48.7888193), and GCAH2 (X: 2.3300024; Y: 48.788828). "G" stands for Geothermal, "BD" for Bobigny-Drancy, and "CAH" for Cachan.

3

(Thomas et al., 2023).

The temperature distribution inside the Bathonian aquifer is highly heterogeneous (Fig. 1C). Depending on locations, temperatures range from 56 °C to 80 °C (Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989). The lowest temperatures are found in Paris and in the western part of Seine-Saint-Denis *département*, reaching 56 °C at a depth of 1585 m (Fig. 1C), with a geothermal gradient of about 3 °C/100 m (Dentzer, 2017). In contrast, the highest temperatures are identified in the Val-de-Marne *département*, southeast of Paris, reaching up to 80 °C at a depth of 1640 m (Fig. 1C), with a geothermal gradient slightly exceeding 4 °C/100 m (Dentzer, 2017).

Two recent geothermal operations devised by GEOFLUID Inc. are located in the Paris suburbs (Fig. 1C). In 2017, two sub-horizontal wells (the Cachan 3 doublet), an innovative well architecture designed to extract deep-seated geothermal heat from sedimentary basins, were successfully drilled at Cachan, a suburban site in Val-de-Marne département, south of Paris (Boissavy et al., 2019). Both sub-horizontal wells (GCAH1, production well and GCAH2, injection well) consist of 1000 m long, 8.5" openhole drains tapping the Bathonian productive layers at 1550 m vertical depth (Fig. 1D). They replace two existing 30-year-old conventionally completed doublets, Cachan 1 (GCDS1, production well and GCDN1, injection well) and Cachan 2 (GCDS2, production well and GCDN2, injection well) respectively. A complete logging survey was specifically deployed in well GCAH2, including the first use of modern wireline logging technologies such as Sonic Scanner and Nuclear Magnetic Resonance (NMR) tools in France's geothermal industry records. However, according to the logging schedule, such data were not acquired for the production well GCAH1 and will therefore only be commented on for well GCAH2 later in this study. More recently, in 2020, another development took place with a quadruplet in Bobigny, a suburb in Seine-Saint-Denis département, with the drilling of four new deviated wells (Geothermal Bobigny Drancy production wells GBD1 and GBD3 and injection wells GBD2 and GBD4). Wells GBD1, GBD2, and GBD4 were drilled to depths of ca. 1690-1750 m in the Middle Jurassic limestones whereas well GBD3 was extended down to the Triassic sandstones (top of the Rhaetian) at a depth of ca. 2120 m (Fig. 1E). Similarly to GCAH2, NMR logs were recorded in GBD1 and GBD3, and NMR laboratory measurements were made on a 36 m core-section recovered from the Oolithe Blanche formation from well GBD4 (Fig. 1E). Summing up, the analyses developed in this paper concern just four geothermal wells (GCAH2, GBD1, GBD3, and GBD4), with GBD2 being discarded as NMR logging measurements failed due to technical issues.

3. Materials and methods

3.1. NMR fundamentals and applications

The physical phenomenon behind the NMR log is the response of the pore filling water (hydrogen nuclei) to a magnetic field, via its magnetic moment. This moment, which reflects the capacity of hydrogen nuclei to align with the tool-induced magnetic field, depends on the nuclei excitation which occurs at a specific resonance frequency known as the Larmor frequency (Coates et al., 1999). When submitted to an external magnetic field (about a hundred times greater than the Earth's magnetic field), the signals emitted by each hydrogen nucleus are easily detected. Once the field is removed, hydrogen nuclei tend to return to their initial state by a processional motion (Serra and Serra, 2000) over a relaxation time or at a magnetic decay rate. This decay is measured by a device with a static magnetic field generated by permanent magnets associated with an oscillating magnetic field created by an antenna at the Larmor frequency (Dunn et al., 2002) emitting radio frequency pulses stimulating the magnetic properties of the fluid-hosted hydrogen nuclei (Wielemaker et al., 2020). Tool investigation depth reaches 3.8 cm sideways within the formation with measurement covering over 15.2 cm longitudinally (Wielemaker et al., 2020). To ensure an optimum contact

Geothermics 115 (2023) 102821

surface between the magnets/antenna system and the borehole wall, the tool is off-centred as it runs down in the openhole delivering measurements approximately every 15 cm (Wielemaker et al., 2020). Measured magnetization decays can be described by exponential curves with characteristic T_2 times, known as the transverse relaxation time, which reflect the rock pore-size volume distribution. According to the T_2 relaxation threshold, labelled as specific T_2 cut-off time, T_2 distributions can be partitioned so as to distinguish microporous, mesoporous, and macroporous media. In our study, only microporosity and macroporosity volumes are considered with a cut-off threshold between both porosisties set at 120 ms. This value has been previously determined from NMR laboratory experiments conducted on core samples from well GBD4 (Catinat et al., 2023). Summing up, the longer the magnetization decay times, the larger the pores and vice versa. NMR permeability can be calculated using a relationship of the form:

$$k_{SDR} = C\phi^a T^b_{2lm} \tag{1}$$

where, ϕ stands for porosity (volume fraction) and T_{2lm} for the logarithmic mean value (in ms) derived from T_2 distributions, representing a mean of pore sizes governing permeability Dunn et al., 2002). There are a large number of alternative formulae (Babadagli and Al-Salmi, 2004), with Eq. ((1) being deemed suitable for a formation saturated by a single liquid (geothermal brine in the present case) whereas many others deal with formations saturated with oil and water for hydrocarbon production. In cases where no calibration can be completed on core samples, default values are set to C = 4, a = 2, and b = 4 in Eq. (1) for a carbonate system (Coates et al., 1999). Here, this relation will be referred to as the SDR (namely KSDR) default relationship. Another equation, named k_m , adapted to Middle Jurassic limestones has been found in previous work (Catinat et al., 2023) to improve permeability estimates within the reservoir and will be used later in this paper (see Section 5.1). For more detailed descriptions of NMR physics and its applications, readers are referred to other papers in literature (Dennis, 1997; Dunn et al., 2002; Vincent et al., 2011).

3.2. Well-logs, cutting samples, and petrographic descriptions

A suite of various openhole wireline and logging while drilling (LWD) logs was acquired on wells GCAH2, GBD1, and GBD3. These include gamma-ray (GR), density (RHOB), sonic velocity (DT), sonic porosity (SPHI), resistivity (RPD2, RAD4), neutron porosity (NPHI), combinable magnetic resonance (CMR), total porosity (TCMR) and permeability (KSDR), and the production logging tool (PLT), flow velocity and temperature. The latter, combining a microspinner flow-metering device and a thermometer, is usually operated at the end of the production tests, delivering a vertical inflow and temperature profile within the reservoir. Reservoir hydrodynamic characteristics, chiefly transmissivity, are derived from transient pressure rise and build-up curves acquired from well tests (Axelsson, 2018).

The present paper focuses mainly on CMR which includes: (1) a permeability estimation (KSDR in mD) derived from the Schlumberger Doll Research (SDR) equation; (2) the total porosity (TCMR as a percentage), expressed as the sum of the T_2 signal amplitudes (Coates et al., 1999); (3) the logarithmic mean of T_2 time (T2LM in ms); and (4) the T_2 pore-size distributions (T2 DIST).

Other well-logs were used to produce inter-well correlations. Due to technical shortcomings, only the GR well-log could be completed on well GBD4, preventing any comparison between NMR laboratory experiments (Catinat et al., 2023) and CMR log data. The well-logs analysed in this paper are illustrated in Fig. 2.

Cutting sampling rates are usually 5 m for the geothermal wells over the whole stratigraphic interval crossed in wells GCAH2, GBD1, and GBD3. Mud logging issues masterlogs describing the lithostratigraphic sequences and facies for all wells. Regarding well GCAH2, cutting samples from the target Bathonian layers at depths of 2080–2840 m MD

4

Chapitre 5



Fig. 2. Correlation transect of the stratigraphic interval investigated. The various well-log data available are marked at depth for each well along with PLT identified producing layers (FLOW). Note the cuttings and core zone intervals for wells GCAH2 and GBD4, respectively. The transect is divided into twelve third-order sequences (from sequence MJVIIIa to sequence MJXV) bounded by maximum regressive surfaces (MRS) (from Bj4 to Ca4). The maximum flooding surface (MFS) of the sequence MJXV corresponds to a condensed oolithic hardground, composed mainly of iron ooids, dated from the Late Callovian (Collin et al., 1998, 2005), which acts as a marker of the caprock and is clearly identified in wells throughout the Paris Basin (Delmas et al., 2010). Abbreviated headings are defined as follows. TVDSS: True vertical depth sub-sea. Well-logs: GR: Gamma-ray; RHOB: Density; NPHI: Neutron porosity; DT: Sonic; SPHI: Sonic porosity; RPD2: Deep phase resistivity (2 MHz); RAD4: Deep attenuation resistivity (400 kHz); T2 DIST: T_2 time pore-size distribution; KSDR: Schlumberger doll research permeability; TCMR: Total combinable magnetic resonance porosity; T2LM: T_2 time logarithmic mean; FLOW: PLT identified productive layers.

(i.e. Measured Depth) were selected to produce 25 thin-sections with particle diameters greater than 2 mm. Each sample was washed, dried, and then sieved and impregnated with blue epoxy resin. No cuttings from wells GBD1 and GBD3 have been recovered to properly produce thin-sections and conduct detailed petrographic investigations. Facies associations characterization for these wells has therefore been carried out by reviewing Master Logs files produced by mud-logging team on site. A total of 41 thin-sections from well GBD4 (i.e. core-section at depths of 2381–2417 m MD) have also been studied (Catinat et al., 2023). Core and cutting depth sections are illustrated in Fig. 2. Petrographic investigations included light microscopy applied to thin-sections in order to categorize textures, allochems (bioclastic, non-bioclastic), grain size, pore-type distributions, and diagenetic

indicators on cutting clasts (Vincent et al., 2011; Wadood et al., 2021). The texture of the samples was described using the Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) classifications and with respect to pore spaces based on Choquette and Pray's (1970) and Lønøy's (2006) nomenclatures, discriminating intraparticle (pores within components), interparticle (pores between components), and moldic porosities. Given that particles selected from cuttings combine different facies from a depth interval than spans several meters, facies classification was based on visual determination of the most abundant facies particles present in the thin-section.

3.3. Rock-typing from NMR T₂ relaxation time distributions

In the hydrocarbon industry, *rock-typing* is common practice in reservoir characterization in terms of predicting petrophysical and flow properties (Osorio Peralta, 2009; Shabaninejad and Bagheripour Haghighi, 2011). For many years, a number of publications have suggested carbonate *rock-typing* workflows (Chandra et al., 2015; Hollis Geothermics 115 (2023) 102821

GBD3 was used (i.e. each T_2 distribution was grouped into a "k" predefined class). When running the k-means algorithm, a squared Euclidean distance was selected and a replicate of 100 was used (i.e. the number of times to repeat clustering using new initial cluster centroids positions). The parameter definition of the k-means algorithm is described as follows in Matlab software:

Idx_GBD4 = kmeans(Amp_GBD4, k, 'display', 'final', 'distance', 'sqeuclidean', 'replicates', 100)

et al., 2010; Kadkhodaje-Ilkhchi et al., 2013; Mathisen et al., 2001; van der Land et al., 2013) as it remains highly challenging to predict heterogeneities in such reservoirs, primarily as a result of the major influence exerted by diagenetic processes on pore network structures, and thus on the resulting petrophysical properties. As stated by Skalinski and Kenter (2015), various rock-typing schemes can therefore be used when studying carbonate systems, each with its advantages and disadvantages. Gomes et al. (2008) proposed a rock-typing definition as a process of classifying reservoir rocks according to their similar geological, diagenetic, and/or petrophysical attributes so as to better predict the dynamic behaviour of a reservoir. Accordingly, each rock-type may be interpreted as units that were deposited under similar depositional environments but exhibiting various petrophysical responses due to diagenetic alterations, but also as units that were deposited under different geological conditions but belonging to the same petrophysical group (Gomes et al., 2008). An alternative rock-typing consists of two successive steps: the first one corresponding to a static process (i.e. geological, petrophysical, and structural studies for the purpose, for instance, of 3D static reservoir modeling); the second one based on a dynamic process (e.g. fluid distribution/content and rock-fluid interaction studies within the reservoir adapted to 3D dynamic simulations) (Aliakbardoust and Rahimpour-Bonab, 2013; Ghedan, 2007; Skalinski and Kenter, 2015). In addition, some publications report the use of NMR well-logs for rock-typing through an integrated approach (Frank et al., 2005; Gharechelou et al., 2017, 2015; Gonçalves et al., 2017; Vincent et al., 2011). Here we take a simpler approach by defining different rock-types based exclusively on NMR T2-distributions (provided via NMR logs) using a clustering method (i.e. each rock-type corresponds to a single T2 distribution mean) with Matlab© software. Each resulting rock-type could later be linked to a pore-type based on depositional rock-types (i.e. facies classification) visually determined from petrographic observations on thin-sections.

The rationale behind clustering methods is to partition a dataset into various groups in such a way that the data belonging to the same group are as similar as possible. Different clustering algorithms can be found (Xu and Tian, 2015), among which the most popular one, used in this study, is the k-means algorithm. It classifies a dataset on the basis of a pre-defined number of "k" clusters, and assigns each object to a cluster by an iterative process (Jain, 2010; Macqueen, 1967; Yadav and Sharma, 2013). In detail, this algorithm works in four separate steps: (1) the arbitrary selection of "k" clusters; (2) the automatic generation of "k" centroids, randomly distributed at first to partition the dataset; (3) the computation of the distance between objects and cluster centroids at each iteration: and (4) the successive association of each object to the nearest centroid (Jain, 2010; Yadav and Sharma, 2013). When no preliminary information is available from a dataset (e.g. prior geological descriptions), data clustering is implemented via "unsupervised learning". On the contrary, when enough prior data is available, a classification (which differs stricto sensu in terminology from the clustering term) or discriminant analysis can be carried out by "supervised learning" (Jain, 2010). In the present study, an unsupervised facies approach using the k-means algorithm for wells GCAH2, GBD1, and Five cluster numbers (i.e. "k" is varied between two and six for each dataset) were initially tested and a clustering quality control of the results was conducted using the Matlab "silhouette" analysis. This analysis refers to a cluster validation method commonly used to properly estimate the optimal number of clusters (Dinh et al., 2019). The average "silhouette" values were computed for each "k" number of clusters to provide information on either a good or bad NMR T_2 cluster distribution assignment. The average "silhouette" values lie between -1 and 1 and the higher the "silhouette" value, the better the data partition (Dinh et al., 2019). The optimal clustering results were found when setting "k" = 3 after having compared the average "silhouette" values obtained for the different "k" numbers. The detailed clustering statistical results are summarized in Supplementary Table A.

NMR *T*₂-distributions derived from well-logging and those obtained from laboratory measurements (Catinat et al., 2023) differ in terms of their amplitude number. Here, NMR well-logs include 64 amplitudes with distributions sampled every 15 cm, whereas for laboratory data, signals are usually of higher resolution and composed of 200 amplitudes, previously recorded approximately every 0.5 m (Catinat et al., 2023). It is important to mention here that such differences in resolution may impact the clustering results. Each *rock-type* in this study will be abbreviated as "RT" followed by an index corresponding to a defined cluster.

4. Results

4.1. Sedimentary facies

The detailed petrographic observations from cores and cuttings lead us to define ten facies grouped into four facies associations, from FA1 to FA4, typical of four positions within a downdip profile ranging from the most distal (lower offshore) to the most proximal (lagoon environment) as illustrated in Fig. 3. All observations and descriptions are summarized in Table 1 under the following headings.

(i) Clays and marls, facies association FA1

The first facies association (FA1) groups two facies, (1) marls; and (2) claystones, characterizing the lower offshore environment of the outer ramp, below the storm wave base. As the decision was made to preferentially focus on the target Bathonian layers, these two facies were not observed on thin-sections and were only constrained by well-logs and cuttings. Cutting observations display clays and marls including bivalve or brachiopod fragments. They are easily identified in well-logging from their high gamma-ray values. These facies are representative of the Callovian deposits overlying the Late Bathonian reservoir, forming the cap rock of the geothermal system.

(ii) Mud-dominated facies, facies association FA2

The second facies association (FA2) consists mostly of bioclastic



Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 3. Succession of different Bathonian facies grouped in association along a schematic carbonate ramp profile ranging from the innermost to the outermost deposits and according to bathymetry. The lower offshore facies have not been observed in thin-sections in the present study.

limestones, locally interleaved with thin marl interbeds (decimetre thick). Two limestones facies were identified: (1) oncoidal and peloidal packstones to rudstones; and (2) slightly porous oncoidal packstones to floatstones. The dominant fauna is composed of bivalves, echinoderms, brachiopods, gastropods, bryozoans, coral fragments, and foraminifers, which are indicators of normal oxygenation and salinity of marine waters. The mud-dominated facies and marl interbeds indicate upper offshore deposits located on the mid-ramp, between the lower storm wave base and the upper fair-weather wave base boundaries.

(iii) Ooid-dominated facies, facies association FA3

The third facies association (FA3) is characterized by oolithic grainstones deposited in a high-energy shoreface and/or a shoal environment in an inner ramp position. The three facies described here are classified according to the progressive reduction of pore spaces as a consequence of diagenetic cement developments between grains: (1) highly cemented ooid and peloidal grainstone with bioclasts (F3a); (2) slightly to moderately cemented ooid grainstone (F3b); and (3) highly porous ooid grainstone (F3c) which is the facies exhibiting the best
8

M. Catinat et al.

Table 1

Facies classification according to core and cutting descriptions. A: abundant; C: common; F: frequent; R: rare.

| Depositional environments and | Facies | Non-bioclastic components | Bioclastic components | Energy and depositional | Sorting and grain size (in | Pore-type | Diagenesis |
|---|---|--|--|---|--|---|--|
| facies association | | | | Burchette and Wright, 1992) | μm) | | |
| Lower Offshore, Paleodepth >50 | F1a – Clays | - | Bivalves, brachiopods | Very low energy, Lower Offshore | - | No porosity | - |
| m, Clays and marls (Facies association FA1) | F1b – Marls | - | Bivalves, brachiopods | Very low energy, Lower Offshore | - | No porosity | - |
| Upper Offshore, Paleodepth 30–50 m, Mud- dominated facies (Facies association FA2) | F2a – Microporous oncoidal and peloidal packstone to rudstone | Concentric ooids (C), Peloids (F), Oncoids (C), Superficial ooids (C), Composite ooids (R), Lumps (R), Intraclasts (R), Hydrocarbon traces (?) | Bivalves (F), Echinoderms (C), Foraminifers (C), Gastropods (R), Spicules (R), Bryozoans (R), Brachiopods (R), Trichites (R) | Low to moderate energy, Upper Offshore | Poorly sorted to well sorted, 600 µm – 180 µm (core) | Abundant interparticle microporosity (micritic matrix) and intraparticle microporosity (ooid cortex), rare intergranular porosity | Low micritization of grains, local blocky calcite and syntaxial cement (echinoderms), rare dolomite and bioclast dissolution, stylolitization |
| | F2b – Slightly porous oncoidal packstone to floatstone | Oncoids (A), Peloids (F), Ooids (R), Composite ooids (R), Intraclasts (R) | Bivalves (F), Crinoids (C), Gastropods (C), Bryozoans (C), Brachiopods (C), Foraminifers (R), Microbial encrustation (R), Leiolithes (R), Burrows (R) | Low to moderate energy, Upper Offshore | Very poorly sorted, 730 μm – 250 μm (core) | Moldic porosity (high in coral fragments) and some microporosity in the micritic matrix | Medium micritization, local blocky calcite, syntaxial cement (echinoderms), intragranular microsparitic cement |
| Shoal/Shoreface environments, Ooid-dominated facies, Paleodepth <30 m (Facies | F3a – Highly cemented ooid and peloidal grainstone with bioclasts | Concentric ooids (A), Peloids (F), | Bivalves (F), Echinoderm fragments (F), Crinoids (F), Gastropods (R), Foraminifers (R) | High to moderate energy, wave- dominated, shoreface near sea surface, Shoal | Poorly to moderately sorted | Rare intraparticle microporosity (ooid cortex) | Anisopachous cement well developed, syntaxial cement, rare micritization |
| association FA3) | F3b – Slightly to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts | Concentric ooids (A), Peloids (C), Oncoids (R), Composite ooids (R), Intraclasts (R) | Echinoderms (F), Bivalves (C), Brachiopods (C), Foraminifers (R) | Medium to high energy, wave- dominated, Shoal | Moderately sorted to well sorted, 410 μm – 120 μm (core) | Interparticle macroporosity, local intraparticle microporosity, local moldic porosity (rhombohedral pore space) | Local to well- developed blocky calcite, syntaxial cement (echinoderm), important dolomite dissolution |
| | F3c – Highly porous ooid grainstone | Concentric ooids (A), Peloids (R) | Echinoderm fragments (C) | High energy, wave-dominated, Shoal, Shoreface/ Shoal near sea surface | Very well sorted, 350 μm – 70 μm (core) | Abundant interparticle macroporosity | Rare cement, rare ooid micritization, very rare ooid nucleus dissolution and rare dolomite dissolution |
| Lagoon environments, Peloid- dominated facies, | F4a – Highly cemented oopeloidal grainstone with bioclasts | Concentric ooids (F), Peloids (F), Oncoids (R) | Echinoderm fragments (F), Bivalves (R), Brachiopods (R) | Moderate energy, protected environments, Lagoon | Moderately to well sorted | Rare intraparticle microporosity | Abundant blocky calcite or some early sparitic cement, isopachous cement, syntaxial cement |
| Paleodepth <30 m (Facies association FA4) | F4b – Non- porous to microporous peloidal wackestone/ packstone with foraminifers | Peloids (A), Oncoids (R), Ooids (R) | Foraminifers (F), Echinoderm fragments (C), Bivalves (C), Gastropods (R), Bryozoans (R) | Low to moderate energy, protected environments, Lagoon | Poorly sorted to moderately sorted | No porosity to abundant microporosity in micritic matrix, rare moldic porosity | rign micritization of grains, some sparitic cement and nucleus recrystallization |
| | F4c – Porous and slightly cemented ooid- peloidal grainstone | Peloids (A), Concentric ooids (A), Oncoids (R) | Echinoderm fragments (C), Crinoids (C), Bivalves (C), | High energy, foreshore, beach, Lagoon | Well sorted to very well sorted | Abundant interparticle macroporosity, rare moldic porosity | No cement to local blocky calcite, some isopachous early cement, rare grains micritization |

reservoir quality, typical of the *Oolithe Blanche* formation. F3a is oddly sorted and allochems form a mix between ooid and peloid grains. Intergranular space is highly cemented by isopachous calcite fringe cement and large blocky calcite cement (Fig. 4A). F3b and F3c contain high proportions of concentric ooids (Fig. 4B and C). In F3c, blocky calcite is very rare and the proportions of intergranular porosity are higher than in facies F3b (Fig. 4B and C). (iv) Peloid-dominated facies, facies association FA4

The fourth facies association (FA4) exhibits three facies: (1) highly cemented oopeloidal grainstone with bioclasts (F4a, Fig. 4D and E); (2) non-porous to microporous peloidal wackestone/packstone with foraminifers (F4b, Fig. 4F and G); and (3) porous and lightly cemented ooidpeloidal grainstone (F4c, Fig. 4H and I). Various components were

Geothermics 115 (2023) 102821

Geothermics 115 (2023) 102821



(caption on next page)

9

Geothermics 115 (2023) 102821

Fig. 4. Petrographic characteristics of cutting samples from the well Cachan 2 (GCAH2). Note the depth of every thin-section added at the bottom left corner, and the related facies in the top right corner. Facies F3a, F3b and F3c are attached to the Shoal/Shoreface environments (FA3). Facies F4a, F4b, and F4c are linked to the fourth facies association (FA4) of a protected lagoon environment. A: Highly cemented oopeloidal grainstone with bioclasts of F3a. Components are unsorted and anisopachous early cements (Aec) completely filling the pore network are homogeneously distributed. On this sample, six component types are illustrated, peloids (Pel.), ooids (Ool.), foraminifers (Fora.), bivalves (Biv.), echinoderms (Ech.), and brachiopods (Bra.). B: Illustration of facies F3b showing a slightly cemented bioclastic ooid grainstone with interpenetrated ooids and macroporosity (Macroф) between grains. C: Illustration of facies F3c showing a highly porous ooid grainstone with abundant macroporosity. D and E: Microscopic pictures of highly cemented oopeloidal grainstones with bioclasts of F4a. The sparite cement (Sp.) or blocky calcite (Bc) cementation are homogeneous, with no evidence of intra-interparticle micro-macroporosity in these samples. F and G: Cutting pictures of non-porous to microporous peloidal wackestone to packstone with foraminifers (Fora.) of F4b. Note the high micritization of grains and matrix in F, and the microporosity (Microф) invading the micritic matrix in G. Moldic pores in foraminifers defines are completely filled with blocky calcite (Bc) or by microsparitic recrystallization. H and I: Microscopic pictures of porous and low cemented oopeloidal grainstones of F4c. In H, blocky calcite (Bc) filling the primary porosity are homogeneously distributed with all components linked by sutured contacts. Contrasting with H, the shot in I shows isopachous early cements (Lec) reducing mechanical compaction and preserving homogeneous interparticle macroporosity (Macroф) between ooids (Ool.). Proportiona

marked as peloids, ooids, oncoids, echinoderm fragments, bivalves, gastropods, or foraminifers. The dominant peloid to oncoid facies along with the presence of miliolids, well-preserved gastropods, and mixes of mud-supported and granular limestones are indicative of protected lagoonal environments, interrupted by possible washover deposits characteristic of highly hydrodynamic events (most likely storms). In facies F4a, pore spaces are completely filled with sub-equant mosaic calcite, blocky calcite, or syntaxial cement growing around echinoderm fragments (Fig. 4D and E). Nucleus recrystallizations, sparitic cements, and highly micritized grains are noticed in facies F4b (Fig. 4F), with well-developed blue to green microporosity in the micritic matrix (Fig. 4G). In lagoonal and intertidal environments, the best reservoir layers are represented by grain-supported facies (F4c) with various cement proportions, at times more developed significantly obstructing the pore network (Fig. 4H), and from time to time preserved by early isopachous cements around grains reducing mechanical compaction during burial (Fig. 4I). This type of facies, representing the most productive layers belonging to the Calcaires de Comblanchien, is generally distinguished and named as "Comblanchoïde" facies (Rojas et al., 1989).

4.2. NMR well-logs from the Cachan geothermal well (GCAH2)

All logging data from well GCAH2 are displayed as a composite log in Fig. 5. Based on petrographic observations of cuttings, the vertical facies succession is shown and five of its facies are described. Two reservoir units (porous layers) targeted by the sub-horizontal drain, named "Reservoir 1" and "Reservoir 2", are clearly identified by the logging survey (Fig. 5). The first one, found in the Calcaires de Comblanchien formation, extends over some 200 m (measured depth from 2150 to 2350 m in the well), and the second one, identified in the Oolithe Blanche formation, over a distance of more than 300 m (measured depth from 2545 to 2845 m in the well) (Fig. 5). They are both characterized by porosity values ranging from 10% to a maximum of 20%, and by permeability values fluctuating from 10 mD to exceptionally 1000 mD even within the same reservoir layer (Fig. 5). Clearly, NMR T2-distributions show the presence of sensitive heterogeneities within these reservoirs even though they are visually well constrained by distributions demonstrating higher relaxation times and amplitudes (Fig. 5). Such heterogeneities can be explained by textural and grain size variations, and also by local diagenetic alterations, but they are less prominent in sonic, resistivity, and density logs, which address more homogeneous layers. Observations of thin-sections confirm that those reservoir layers are well defined by facies F4c, F3b, and F3c (Fig. 5) which, although sharing identical petrophysical characteristics and poorly cemented rock fabric (ooid to peloid grainstone) with respect to reservoir quality evaluation, are classified into two separate depositional environments. As previously described, facies F4c is ooid-peloidal grainstone (Table 1) assigned to a lagoonal environment, whereas facies F3b and F3c are both slightly to moderately cemented and highly porous ooid grainstone. Facies F3b and F3c are associated with an oolithic shoal environment. The intermediate layers (measured depths 2050-2150 m and 2350-2545 m) display lower porosity and permeability values,

shorter T_2 -distribution times, and lower amplitudes associated with facies F4b (Fig. 5). In the upper part of the log, T_2 -distributions with the shortest relaxation times are observed between measured depths 2000 m and 2045 m. In the absence of any cuttings from this section, the area may be associated with the highly cemented facies F4a representative of a tight carbonate horizon attested to by its high density and resistivity values (Fig. 5).

The clustering results displayed in Fig. 6 have been reported along the well-section in Fig. 5 for the purpose of identifying correlations between facies described in depth and NMR T2-distributions, meaning each cluster can be compared with one or two facies. For the first cluster (RT1, yellow coloured), the set of distributions (n = 336) displays an average mode slightly above 120 ms (Fig. 6). Such responses are mostly characterized by facies F3b in the lower part of the sedimentary section demonstrating high porosity and permeability values (Fig. 5), displaying minor heterogeneity mostly clustered close to 10 mD rather than 100 mD (mean KSDR value = 57.4 mD) with porosity values varying in general from 10% to 20% (mean porosity = 16.4%). With respect to the second cluster (RT2, purple coloured), the clustering from NMR T_2 distributions (n = 366) is more chaotic with an average distribution of lower amplitude, associated with shorter relaxation times below 120 ms (Fig. 6). Compared to the well-section (Fig. 5), such a signature correlates fairly closely with both facies F4a and F4b, which are characteristic of facies containing very high amount of calcite cement in grainstone, with occasionally completely cemented intergranular space, or packstone to wackestone facies with no pore space or microporous structures. Porosities (mean = 8.6%) and permeabilities (mean = 10 mD) prove lower than in cluster 1. Porosity and permeability cover a wide range of values, especially for permeability which ranges over six orders of magnitude. Such variations can be sustained by the presence of significantly more localized reservoir layers, in particular in the area separating the two major reservoirs as several higher porosity and permeability values, at times approaching those of the reservoirs, are recorded. Such layers are difficult to characterize in terms of facies due to the limited number of cuttings sampled and their poor quality and preservation. Core samples would be required to perform more detailed facies analysis in order to appraise heterogeneities at reservoir scale. In general, sections defined by the previously mentioned T_2 -distribution cluster are most likely to be impacted by the presence of strongly microporous horizons with most porosity values lying below those of the other two rock-types RT1 and RT3. Finally, the third cluster (RT3, orange coloured) groups NMR T₂-distributions (n = 230) with a mean mode far above 120 ms, close to 500 ms, characteristic of macroporous horizons (Fig. 6). Compared to well-sections, this limestone type is mostly likened to granular facies F4c and F3c describing the two reservoirs previously commented on and the two porous and less cemented ooid to peloidal grainstones (Fig. 5). Similarly, it can occasionally be found in the intermediate horizons (especially between 2350 and 2525 m MD) assigned to facies F4b (Fig. 5), an assertion that corroborates the presence of thinner macroporous layers that could not be identified petrographically. Permeability values prove more variable although slightly higher than those from the first cluster, ranging from 2 mD to almost 1000 mD

```
M. Catinat et al.
```

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 5. Composite log of sub-horizontal well GCAH2 from 1950 to 2845 m (MD). From left to right: stages, formations, samples (i.e. cuttings on thin-sections), depths, sedimentological log with textures, facies, facies association (FA), gamma-ray (GR), TCMR and NPHI porosities, KSDR permeability, sonic (DT), resistivity (RPD2), density (RHOB), and T_2 -distributions (T2 DIST). Clustering results (including 3 clusters) from T_2 -distributions are depicted on the right-hand side of the composite log in column "RT1, RT2, and RT3" ("RT" standing for *Rock-Typing*). Consequently, each coloured section corresponds to a particular cluster for which T_2 -distributions have been grouped according to shape similarities. The "Reservoir 1" and "Reservoir 2" as well as maximum regressive surfaces (Bt4 and Bt5) are also illustrated.

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 6. Clustering results of statistical analysis and related petrophysical properties (ϕ_{TCMR}, k_{SDR}) from well GCAH2. Based on previous cutting observations, each cluster is likened to one or two facies. Mean permeability and porosity values are also displayed.

(mean = 167.5 mD). Porosities range from 10% to 23% with a mean of 15.5%. This cluster predicts quite well the weakly cemented ooid or peloid grainstone, which offers the best target for assuring production rates during exploitation. It is worth observing, too, that the first targeted layer ("Reservoir 1") exhibits a slightly higher productivity potential than the second one ("Reservoir 2"), especially at a depth of about 2300 m (MD) with permeabilities exceeding 1D (Fig. 5). However, a better lateral continuity is observed in "Reservoir 2", as it trends laterally more homogeneously than "Reservoir 1", in the sense that there are more continuous computed permeabilities along the sub-horizontal well GCAH2 (Figs. 1D and 5).

4.3. NMR well-logs from Bobigny-Drancy geothermal wells (GBD1 and GBD3)

Wireline logging data currently used in hydrocarbon and geothermal reservoir exploration - namely gamma-ray (GR), combinable magnetic resonance (CMR), borehole compensated sonic (DT), and density (RHOB) - have been plotted as a composite log to investigate the vertical heterogeneities of the Bathonian reservoir through which wells GBD1 and GBD3 run (Fig. 7). Due to a lack of careful observations of cuttings on thin-sections, only major sedimentary formations and facies associations (FA) were reported in Fig. 7 from geological observations from the mud-loggers while drilling and further compiled in the masterlog sheets (Ungemach and Antics, 2020). GR values on their own do not effectively highlight sharp vertical heterogeneity contrasts, nevertheless they do provide a reasonably accurate characterization of highly argillaceous/marly layers, such as Late Bajocian deposits in the basal part of the reservoir, beneath the maximum regressive surface Bj4 for well GBD3 (Fig. 7). The entire dataset exhibits excellent correlations (between CMR, DT, and RHOB logs) portraying a highly heterogeneous vertical distribution of poro-permeable layers within the upper Bathonian reservoir (Fig. 7). The large majority of these layers do not exceed a permeability of 1D, and seldom do they reach porosities of more than 25% (Fig. 7). Two main reservoir units, named "Reservoir 3" and "Reservoir 4" respectively, are notably identified by the logging survey in wells GBD1 and GBD3 (Fig. 7). The first one, found in the Oolithe Blanche formation, extends over some 25 m (measured depth from 2233 to 2258 m) in well GBD1 (Fig. 7A), and about 8 m (measured depth from 2010 to 2018 m) in well GBD3 (Fig. 7B). The second one, identified in the Calcaires marneux à Pholadomyes, extends over some 20 m (measured depth from 2287 to 2308 m) in well GBD1 (Fig. 7A), and about 11 m (measured depth from 2036 to 2047 m) in well GBD3 (Fig. 7B). Those reservoir layers are defined by ooid-dominated facies association (FA3, shoal/shoreface environments, yellow coloured). They are both characterized by porosity values ranging from 10% to a maximum of 27%, and by permeability values fluctuating from 1 mD to exceptionally 900 mD (Fig. 7). "Reservoir 4" and a specific deeper section, exhibiting also good reservoir qualities in well GBD3 (measured depth from 2069 to 2082 m, Fig. 7B), are identified below the maximum regressive surfaces (namely Bt2 and Bt1, respectively), which are probably characteristic of sediments deposited under emersive/subaerial conditions favouring early cementation and preservation of initial porosities during the diagenetic burial process (Brigaud et al., 2014). Geological layers related to the mud-dominated facies association (FA2, upper offshore environments, green coloured) and peloid-dominated facies association (FA4, lagoon environments, pink coloured) are quite well defined by lower sonic values (of approximately 60 µs/ft) combined with higher density values (occasionally exceeding 2.7 g cm $^{-3}$) which can be caused by more muddy deposits, developed in areas of lower energy, and thus more easily compacted during the burial process, meaning these types of sediment are also frequently related to stylolitization processes. Contrasted with well GCAH2 where layers appear to be relatively homogeneous and laterally continuous due to the well architecture, the variability of the NMR T2-distributions, observed in wells GBD1 and GBD3, is indicative of greater vertical reservoir heterogeneity (Fig. 7).

Geothermics 115 (2023) 102821

Such heterogeneities can be associated with facies heterogeneity, such as textural and grain size variations, but also local diagenetic processes, related to various layers of specific reservoir quality, grouped here within the same facies association due to the difficulty of finely characterizing the real vertical facies succession wherever cores and cuttings on thin-sections are missing.

NMR T_2 -distributions were extracted from CMR data files for wells GBD1 and GBD3 in order to perform blind clustering (with three clusters) identical to that performed for GCAH2. In this case, the clustering was applied to both wells simultaneously so as to simplify classification. The clustering results are shown in Fig. 8 where each cluster's NMR T2distribution mean displays the general characteristics of the distinct pore-size distributions within the reservoir. For the first cluster (RT1), the NMR T_2 -distributions (n = 79) prove slightly bimodal with a high amplitude peak far below 120 ms (nearly 6 ms) thus characterizing a dominant microporous layered structure (i.e. microporous structures are volumetrically greater than the volume occupied by macropores). The mean permeability value stands at 0.58 mD, and porosities vary between 6.5% and 19.6% (13.8% on average) (Fig. 8). The second cluster (RT2) of NMR T_2 -distributions (n = 949) clearly presents a single dominant mode approaching 200 ms. This type of signature is characteristic of a macroporous layered structure with overall permeability and porosity ranges from 1 mD to 688 mD (63.5 mD on average) and from 6.8% to 25% (14.5% on average), respectively (Fig. 8). Finally, NMR T2-distributions (n = 857) of the third cluster (RT3), assembled in a more chaotic manner, exhibit an unimodal shape of T_2 means with a peak below 120 ms, describing a micro-macroporous layered structure characterized by a large permeability value range (mean of 4.1 mD) and porosity values from 0.3% to 18.8% (7.8 % on average) (Fig. 8). Such variability makes it difficult to accurately discriminate between macropore and micropore volume proportions in terms of their individual contributions to flow rates.

Geological descriptions appear generally consistent with clustering results (Fig. 7). The ooid-dominated grainstones (facies association FA3) are mostly characterized by rock-type RT2, which displays the best reservoir quality. Rock-type RT3 coincides with facies associations FA2 and FA4 with a dominant muddy texture displaying lower reservoir potential, especially for the lower part of the section (2110-2134 m) in well GBD3 (Fig. 7). Finally, the rock-type RT1 relates to facies associations FA3 and FA4; a rock-type identified only in well GBD3. Interestingly, the productive layers interpreted for well GBD3 (2000-2015 m) are found within rock-type RT1 describing possible ooid grainstones highly cemented by blocky calcites but including extensive micropores in ooids. Indeed, petrophysical investigations made on core samples from quarries at the eastern edge of the Paris Basin (i.e. where the Middle Jurassic limestones outcrop), have shown that the permeability of the Oolithe Blanche formation could be mainly related to the connectivity of intraparticle micropores networks, essentially developed within ooids (Castelevn et al., 2010; Makhloufi et al., 2013). It therefore becomes plausible to suggest that such horizons contribute significantly to the total flow produced as a result of the presence of well-developed micropores networks in ooid grains favouring an abundant water inflow. Nevertheless, without detailed core or cuttings examinations on thin-sections, such interpretations could not be properly verified and should be carefully considered.

5. Discussion

5.1. KSDR versus core calibrated permeability km

The SDR equation for permeability involves two parameters (T2LM and TCMR) derived directly from the rock NMR T_2 -distribution responses to predict reservoir permeabilities. Previous experimental work carried out on cores from well GBD4, located close (nearly 1800 m) to wells GBD1 and GBD3, led us to assess a new relationship Eq. (2) aimed at improving permeability prediction by considering only the

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 7. Composite log of wells GBD1 (in A) and GBD3 (in B). From left to right: stages, formations, depths, facies association (FA), gamma-ray (GR), TCMR and SPHI porosities, KSDR permeability, sonic (DT), density (RHOB), productive layers (FLOW), T_2 -distributions (T2 DIST) and clustering results (RT). The "Reservoir 3" and "Reservoir 4" as well as maximum regressive surfaces (from Bj4 to Bt4) are also illustrated.

14

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 8. Clustering results of statistical analysis and related petrophysical properties (ϕ_{TCMR} , k_{SDR}) from wells GBD1 et GBD3. Mean permeability and porosity values are also indicated for each cluster.

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 9. Comparison of predicted permeabilities (k_m) with default Schlumberger Doll Research assessed (KSDR) in wells GBD1 and GBD3. The log addressing NMR T_{2^*} distributions is also displayed along the logarithmic mean of the T_2 relaxation times (T2LM) and the micro-macroporosity T_2 cut-off set at 120 ms. Coloured juxtaposition of permeability logs emphasizes the contrasts between overestimated (yellow) and underestimated (blue) permeability values when comparing k_m to KSDR. Depths, facies associations (FA), locations of productive layers (FLOW), and *rock-typing* results (RT) are also shown.

macroporosity ϕ_m , recommended for Bathonian limestones and expressed as (Catinat et al., 2023):

$$k_m = (3.15 \text{ x } 10^7) \phi_m^{5.31} \tag{2}$$

for $k_m > 0.02$ mD with k_m (in mD) and ϕ_m expressed as a fraction. This relationship means that when the total porosity is large, the permeability is not necessarily large unless it is composed of macroporosity. In this section, we shall use this equation to compute permeabilities and compare the predictions with the default KSDR logs. For display purposes, the results are shown in Fig. 9 for wells GBD1 and GBD3 only (see Supplementary Fig. S1 to consult the results of well GCAH2). Permeabilities predicted by the SDR equation applied to the most permeable layers (permeabilities 1 mD to ca. 1 D) in *rock-type* 2 are lower than permeabilities estimated by Eq. (2) by almost one order of magnitude (i. e. they vary from 520 mD to over 3 D as reported in well GBD1 at ca. 2247 m in the most productive layer, Fig. 9). By contrast, permeabilities estimated by Eq. (2) are several orders of magnitude lower than those predicted by the SDR equation in layers dominated by microporosity.

(*rock-types* 1 and 3) Fig. 9). As we are dealing here with Eq. ((2), this is not surprising because microporous facies exhibit very low or no macroporosity fractions and are therefore characterized by very low permeability, even if the total porosity can be high. This is not the case when using the SDR equation, where permeability predictions tend to be higher because they are more sensitive to total porosity (exponent 4) than the logarithmic mean of T_2 time (exponent 2). In such a configuration, microporous layers (i.e. layers identified from T_2 -distributions selected at very low relaxation times) tend to exhibit much lower permeabilities and therefore hardly contribute to potential fluid flows in the pore space Fig. 9). Eq. ((2) increases slightly the best layer permeability, derived from flowmeter logs (see Section 5.3).

5.2. Vertical and lateral permeability heterogeneities

Feedback from Ile-de-France geothermal operators shows that the Bathonian reservoir exhibits a complex stratified vertical structure,

Chapitre 5

M. Catinat et al.

associated at times with productivity variations leading to serious risks while developing new drilling projects (Hamm et al., 2015). As a matter of fact, on all geothermal wells where production tests have been carried out, the distributions of the poro-permeable layers, resulting from PLT flowmeter data at both local (<1 km) and regional scales (>10 km) are highly heterogeneous vertically, making it difficult to evaluate hydraulic connectivity within the reservoir. Beyond these vertical heterogeneities that are easily identified from classical wells-logs, characterization of the lateral extent of the main reservoir layers represents the main challenge even within a same doublet or triplet considering that injector and producer wells are usually separated by a distance of at least 1500 m. Interpreting these lateral discontinuities in terms of geology and diagenesis is a key factor when de-risking future geothermal projects, even if it may remain an extremely difficult exercise in the absence of core sections and 3D seismic data. In addition, 2D seismic data acquired in the Paris Basin in the past decades display vertical resolutions of nearly 40 m (Mougenot and Layotte, 1996) that are too low to accurately characterize the vertical heterogeneities even if they can be used in perspective to provide clues about the lateral extensions of these geobodies at a regional scale according to Allo et al. (2021). In this work, we therefore propose a sedimentary and stratigraphic architecture from well-logs, especially NMR from wells GBD1 et GBD3, and also cutting samples processed under a polarized microscope from well GCAH2 (Fig. 10). In each case, the reservoir architecture was conceptualized following the sequence stratigraphy framework previously defined (Fig. 10). The stratigraphic horizons, namely from surface Bt1 to Ca4, were correlated between several surroundings wells (i.e. located near Cachan and Bobigny sites) and later propagated in 3D using a classic convergent interpolation in Petrel© software (Fig. 10).

The two reservoir layers identified in well GCAH2, commented on below and described in Section 4.2, belong to two different sedimentary sequences (Fig. 10A).

- (1) The upper reservoir ("Reservoir 1") is mainly composed of facies F4c (porous and slightly cemented ooid-peloidal grainstone), part of the sequence MJXb between maximum regressive surfaces Bt4 and Bt5 (Fig. 10A). This permeable layer forms an 8 m-thick layer, parallel to stratification (Fig. 10A). In this sequence MJXb, this layer is surrounded by low permeability facies F4a (highly cemented oopeloidal grainstone with bioclasts) and facies F4b (non-porous to microporous peloidal wackestone/packstone with foraminifers) (Fig. 10A).
- (2) The lower reservoir ("Reservoir 2") is made of facies F3b (slightly to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts) and F3c (highly porous ooid grainstone), part of the sequence MJXa between maximum regressive surfaces Bt3 and Bt4 (Fig. 10A). This 10 m-thick permeable layer, located just below the maximum regressive surface Bt4, suggests a clear link between the boundary sequence and the location of the permeable layer. In sequence MJXa, this layer is possibly surrounded by a low permeability facies F3a (highly cemented ooid and peloidal grainstone with bioclasts) (Fig. 10A).

Laterally, these two reservoir layers can be interpreted as porous lenses extending over at least 500 m (i.e. the continuity observed in the second reservoir described by facies F3b and F3c). High energy facies (ooid or peloid grainstones) associated with small amount of cementation during the diagenetic process control the genesis of these lenses within the reservoir. When looking more closely at flowmeter data recorded on its associated well GCAH1, two major producing layers have been identified in the same two depositional sequences MJXa and MJXb, with both layers contributing to almost 70% of the whole well production (average total flow of $350 \text{ m}^3/\text{h}$). It can thus be suggested that poropermeable lenses could potentially extend over 1 km given that wells GCAH1 and GCAH2 are more than 1500 m apart at the top of the Bathonian limestone aquifer. Previous work has shown that these porous

Geothermics 115 (2023) 102821

and permeable bodies can extend laterally from 750 to 1850 m based on correlation lengths derived from variogram analysis (Thomas et al., 2023).

Regarding wells GBD1 and GBD3, in the absence of detailed petrographic investigations made on thin-sections, the sedimentary architecture was simplified by depicting facies associations only (from FA1 to FA4) (Fig. 10B). The two main reservoir layers identified and previously described in Section 4.3 are related to two different sedimentary sequences (Fig. 10B).

- (1) The upper reservoir ("Reservoir 3") is composed of facies association FA3 (ooid-dominated limestones, shoal/shoreface environments), part of the sequence MJXa between maximum regressive surfaces Bt3 and Bt4 (Fig. 10B). This permeable horizon forms approximately a 15 m-thick layer, despite being thinner in well GBD3, and overlies a thinner section made of rocks from facies association FA2 (mud-dominated limestones, upper offshore) (Fig. 10B).
- (2) The lower reservoir ("Reservoir 4") is also composed of facies association FA3 (ooid-dominated limestones, shoal/shoreface environments), but belongs to the sequence MJVIIIc, bounded by maximum regressive surfaces Bt1 and Bt2 (Fig. 10B). This permeable layer has a thickness of about 13 m and is located just below the maximum regressive surface Bt1, suggesting once again, similarly to well GCAH2 observations, a clear link between the boundary sequence and the location of the permeable layer (Fig. 10B).

Laterally, these two reservoir layers identified by NMR logs can be interpreted as permeable horizons extending over at least 2000 m, based on the well spacing. Based on well-logs correlations, the interpretative continuity of "Reservoir 4" is more obvious than for "Reservoir 3", which appears to be thinning sideways towards well GBD3 (a detailed correlation transect between wells GBD1 and GBD3 is provided in Supplementary Fig. S2). In addition, at wells GBD1 and GBD3, the best reservoir properties, reliably derived from PLT logs, are mainly observed in "Reservoir 3" interval related to the sequence MJXa (between maximum regressive surfaces Bt3 and Bt4). However, such a claim should be considered with caution since many other layers in lower sequences, such as "Reservoir 4", show high trending permeabilities (Fig. 10B) although these are not identified from productive logging tools (meaning that deeper sections were not investigated during production tests).

5.3. NMR versus productive layers

In this section, correlations between the NMR T_2 -distributions and productive layers predicted from production logging tool (PLT) data are discussed. For well GBD1, the derived total transmissivity stands at 36.4 D.m associated with a 10.1 m cumulated productive thickness and at 30 D.m for 8.2 m cumulated productive thickness for well GBD3. Given this objective, k_m , TCMR, and NMR T_2 -distributions for wells GBD1 and GBD3 were extracted from producing layers and also from the intermediate layers which, it is assumed, do not contribute to the total flow, namely between the first (top) and last (bottom) layers identified. Data were combined and plotted according to each layer's individual contribution to total output (Fig. 11).

(1) While focusing exclusively on the non-productive layers, the collected data cover a wide range of porosity and permeability values, respectively from 5.6% to 24.7% and from 0.2 mD to ca. 3.5 D for well GBD1, and from 7.8% to 23.2% and from 1×10^{-10} mD to 102 mD for well GBD3 (Fig. 11A). This could indicate that producing layers are actually potentially thicker (at least close to the well face) than those predicted by flowmeter profiles as described by the high and continuous permeability values

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 10. Sedimentary and stratigraphic sections of the Middle Jurassic limestone aquifer intercepted by well GCAH2 (in A) and wells GBD1-GBD3 (in B) reconstructed via Petrel© software (Thomas et al., 2023). For well GCAH2, characteristic facies images are related to facies associations and re-situated along the well trajectory. In each case, the stratigraphic framework is also illustrated with its various stages. Note also that the lateral extent of the best reservoir layers (from "Reservoir 1" to "Reservoir 4") is not determined and is represented by question marks (meaning an interpretative structure). Facies F3a: Highly cemented ooid and peloidal grainstone with bioclasts; F3b: Slightly to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts; F3c: Highly porous ooid grainstone; F4a: Highly cemented oojeeloidal grainstone with bioclasts; F4b: Non-porous to microporous peloidal wackestone to packstone with foraminifers; F4c: Porous and slightly cemented ooid-peloidal grainstone.



Fig. 11. GBD1 and GBD3 well comparisons of NMR T_2 -distributions, TCMR, and k_m datasets related to each productive (and non-productive) layer according to their individual contribution to total flow production. Each output is grouped into four classes (0% in A, >0–10% in B, 10–20% in C and >20% in D) expressing their contribution to total flow production.

T₂ (ms)

T₂ (ms)

TCMR Porosity (%)

19

recorded on NMR logs (Fig. 7). This also confirms that intermediate layers that are assumed to be non-productive, and formalized as an impervious matrix in conventional reservoir models, may actually contribute to the well, even in minor proportions.

- (2) Considering layers which contribute from 3.4% to 6.1% (i.e. the minimum contribution observed for GBD1/GBD3 respectively) to 10% of the total flow production, the NMR T_2 -distributions for wells GBD1 and GBD3 prove dissimilar (Fig. 11B). In the case of GBD1, the NMR T_2 pore-size distribution mean is unimodal, with one peak emerging slightly above 120 ms, indicative of a macroporous dominated network, while in the case of GBD3, two peaks are distinguished (Fig. 11B). The first is dominant at lower relaxation times (nearly 12 ms), illustrating the major contribution of microporosity to flow; the second peak, exceeding 120 ms (nearly 240 ms), reflects a minor macroporous volume (Fig. 11B). These results prove relatively consistent for layers not contributing significantly to production. On GBD1, permeabilities do not exceed 43 mD (30.2 mD on average) associated with a porosity averaging 13.4%. This contrasts with well GBD3, which displays lower permeability data of less than 5 mD (1.8 mD on average) with a porosity averaging 12.5% (Fig. 11B).
- (3) Regarding production, ranging in each well from 10% to 20%, NMR T_2 -distribution means are fairly similar in shape to the previous ones with higher permeability values for GBD1 - which is more consistent with monitored production - than for GBD3, which displays larger micropore volumes (i.e. depicting a dominant mode at much lower T_2 time of about 4 ms) and so even lower permeabilities (Fig. 11C). More precisely, permeability data range from 0.3 mD to 808 mD (147.5 mD on average) corresponding to porosities varying from 8.6% to 23.4% (15.6% on average) for well GBD1 (Fig. 11C). As for permeability values, those reported for well GBD3 are broadly lower, fluctuating from 2.6×10^{-4} mD to 31.7 mD (8.3 mD on average), while porosities vary from 13.7% to 22.3% (17.8% on average) (Fig. 11C). Porosity ranges prove similar but permeabilities diverge considerably for both wells; it is therefore of interest to notice that a given production range can be provided by different layers governed directly by the porous network section and predominantly by pore volume connectivity.
- (4) With respect to layers contributing to over 20% of total production, the GBD1 T2-distribution trend is coherent since it corresponds to strongly dominant macropore volumes, peaking slightly above 120 ms, displaying significant permeability values ranging from ca. 250 mD to 2.7 D (1.4 D on average) and 25% average porosity (Fig. 11D). For well GBD3, the results prove somewhat ambiguous, being similar to the previous ones, evidencing, either bimodal or multimodal T2-distributions (Fig. 11D). Three peaks of slightly equal amplitude are roughly distinguished on the mean distribution. The first two, identified at low T_2 relaxation times (nearly 2 ms and 20 ms, respectively). and the third one exceeding 120 ms (at nearly 260 ms), indicate an equal contribution of micro-macroporosity to the flow (Fig. 11D). Porosity and permeability values lie within 15-21.6% (18.2% on average) and 3.4 \times $10^{-9}\text{--}67.4$ mD (26.5 mD on average) ranges, respectively (Fig. 11D). The lowest values are inconsistent since the relationship is only valid down to 0.02 mD, so those values have not been plotted.

The foregoing illustrated results demonstrate the difficulties in accurately assessing inflows based on NMR data and reservoir dynamic behavior accordingly, while processing the sole NMR T_2 pore-size distributions. However, the resulting trend is relatively consistent for well GBD1 in which the increased productivity seems to correlate with higher permeabilities predicted *via* Eq. (2) (Fig. 11). This contrasts with the trend for well GBD3 where the results are more difficult to correlate with much lower permeabilities as shown in Fig. 11. With respect to well

Geothermics 115 (2023) 102821

GBD1, the progressive increase in contributions of layers to production shapes fairly consistent with typical T2-distributions of good quality reservoir rock, which benefit from a progressive increase in macropore volume, thus improving fluid circulation in the vicinity of the well face. By contrast, T₂ clusters presented for GBD3 are more chaotic, being associated with a quite heterogeneous dataset, showing no obvious correlations (Fig. 11). These results lead us to develop two sets of problems. The first addresses the formation interval to which the PLT protocol is applied, which seldom covers the whole Bathonian carbonate thus bypassing the possibly pervious lower layers as discussed in Section 5.2 for instance. This could mean these layers (at least for GBD3 where comparisons are complex) correlate with distributions related to highly microporous levels. The second addresses the issue of scale-up. Actually, since CMR measurements penetrate the adjacent layers to a depth limited to 3.8 cm (i.e. at pore scale, instead of reservoir scale), the information yielded remains potentially local. As a result, the reservoir is not investigated laterally in areas where rock petrophysics may differ with respect to textural compositions and diagenetic modifications. So a possibility may lead to a layer distant from the well and being assigned as a reservoir using the CMR tool whereas a more cemented zone is to be found laterally on the same horizon, directly impacting geothermal production. It is also worth mentioning that the presence of fractures within the reservoir may also be considered. It cannot be completely ruled out that predicted water inflows relate directly to reservoir fracturing in disrupted areas, as evidenced regionally by recent seismic survey interpretations (Dentzer et al., 2018). However, it is also important to mention that no clear evidence of fracturing was observed on core samples from well GBD4, situated about 1800 m away from well GBD1 (Catinat et al., 2023). Well wall imaging logs could also usefully contribute to clarifying this point and could help in distinguishing between matrix porosity and fracture-induced porosity. Another possibility may be found in conditioning of the openhole, creating local disparities which, in our case, is non-existent given the good openhole calibration confirmed by caliper runs. In addition, the scale on which measurements are made (15 cm by the CMR tool) compared to the vertical scale on which producing layers are identified (several metres thick) and distant lateral drainage may lead to discrepancies between hydrodynamic (flowmeter well testing) and static (NMR) monitoring equipment. Summing up, the foregoing results ought to be analysed carefully because the productive layer assignment process results from an interpretation (i.e. from flowmeter logs) and not, strictly speaking, straight forwardly from raw data outputs.

Upscaling is often complex in carbonate systems, where permeabilities can be greatly reduced when transferred from reservoir (cores) to pore scale (plugs) (Amour et al., 2013, 2012; Borgomano et al., 2008; Ehrenberg, 2007). This is the case here when attempting to compare local permeability predictions at the pore scale (provided by the CMR tool) with permeable layers identified at the reservoir scale based on PLT flowmeter profiles. Given that core recovery is scarce and expensive in geothermal prospection, petrophysical characteristics of the reservoir are commonly derived from hydrodynamic parameters, including global transmissivity from production tests (Rojas et al., 1989). The transmissivity of each producing layer can be easily calculated based on the following formula:

$$T_n = T \frac{Q_n}{100} \tag{3}$$

where, T_n is in D.m, T the global transmissivity in D.m, and Q_n the individual contribution to total flow production of each of the *n* layers as a percentage, leading to the permeability of each layer as determined below:

$$K_n = \frac{T_n}{h_n} \tag{4}$$

where, h_n is the true vertical thickness of each of the n layer in metres.

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 12. Inflow profile, derived from PLT flowmetering data obtained from GBD1 (in A) and GBD3 (in B) production tests, illustrating the vertical structure of the Bathonian productive layer sequence. Additional parameters such as TCMR porosity (log and averages), combined KSDR and k_m logs, average permeability from KSDR and k_m , production flow (FLOW), transmissivity, productive layer thicknesses, and deduced permeability (K) are also displayed.

We proceed here in the same way to estimate permeabilities and compare results with KSDR and k_m permeability mean predictions for each layer for wells GBD1 and GBD3 (Fig. 12). For GBD1, the mean k_m permeability values range from 3.6 mD to 1.3 D and for GBD3 from 8.9 $\times 10^{-9}$ mD to almost 40 mD, while K permeabilities calculated from well producing layers vary from 2.1 D to 6.5 D (well GBD1), and from 1.9 to 8.2 D (well GBD3) covering very contrasting orders of magnitude (Fig. 12).

The difference between the KSDR and k_m predictions is a lot smaller than the difference between both predictions and K derived from Eq. (4) Fig. 12). However, it is worth noticing that k_m predictions for most of layers are higher than default KSDR values, thus approaching, albeit very slightly, K permeabilities (Fig. 12). Especially for well GBD1, k_m permeability is fairly high for the fourth productive layer, reaching 1.3 D therefore better approaching the K permeability (of 6.5 D) derived from transmissivity compared to the default KSDR value (0.2 D) (Fig. 12A). In addition, several layers exhibit extremely low values, e.g. the second GBD3 productive layer with $k_m = 8.9 \times 10^{-9}$ D below the validity range, that are in disagreement with calculated values (K = 8.2 D) (Fig. 12B). This is because this layer is dominated by microporosity, i.e. with very low or no macroporosity volume, justifying the very low permeability estimates when using Eq. ((2); moreover, because this layer is very thin, permeability is very high with Eq. (4).

5.4. NMR from core samples: a target reservoir review

Interpretation of NMR signals, whether obtained experimentally in the laboratory or recorded by wireline tools, is often facilitated when compared directly with geological observations of the reference rocks (Vincent et al., 2011). Previous studies have been conducted in the Paris Basin proposing different rock-types linking both NMR signatures to geological facies (Brigaud et al., 2014; Catinat et al., 2023; Vincent et al., 2011). The research work of Catinat et al. (2023) was based on experimental NMR data collected from core samples from well GBD4 recovered from the Bathonian geothermal reservoir in the central part of the basin where four types of facies were associated with a characteristic NMR signature (Fig. 13). These four facies correspond to two facies associations: (1) facies association FA2 (mud-dominated limestones) relating to facies F2a (microporous oncoidal and peloidal packstone to rudstone) and facies F2b (slightly oncoidal packstone to floatstone) displaying poor reservoir properties; and (2) facies association FA3 (ooid-dominated limestones) for facies F3b (slightly to moderately cemented ooid grainstone with bioclasts) and facies F3c (highly porous ooid grainstone) exhibiting excellent reservoir properties. Because average NMR T₂ signatures are very similar for facies F2a and F2b, they are grouped as an identical rock-fabric dominated by mud-supported facies (green coloured) to further simplify the readability of the summary classification (Fig. 13). On the other hand, it is important to



Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 13. Results from rock-types described in previous studies (Brigaud et al., 2014; Catinat et al., 2023; Vincent et al., 2011) for the Middle Jurassic limestones in the Paris Basin (wells GBD4 and EST433).

mention that no CMR wireline logging-tool measurements were run on this well, preventing any comparison between NMR wireline data and laboratory data; nevertheless this comparison was carried out on the same Bathonian carbonate in the eastern part of the Paris Basin for the well at Montiers-sur-Saulx (EST433) (Brigaud et al., 2014). From this specific well, the same sedimentary facies were present and two aquifers were identified (Brigaud et al., 2014). Two representative samples were extracted as they exhibit similar textural and diagenetic features compared to cuttings and core samples from wells GCAH2 and GBD4: (1) highly porous ooid grainstone (sample E409); and (2) non-porous to microporous peloidal wackestone/packstone (sample E435) respectively, which are depicted in Fig. 13. The highly porous ooid grainstone, identified as a macroporous sample by the lab issued NMR signal, shows a bimodal distribution with a dominant peak located close to 900 ms (Fig. 13). From the corresponding log distribution, the sample predicted macroporosity volume proves slightly lower with a T_2 dominant mode shifted to lower times, almost equal to 500 ms, indicating underestimates of porosity and permeability compared to the experimental results (Fig. 13). Such discrepancy between laboratory and log distributions could be caused by the impact of bulk oil relaxation time recorded on the log signal indicating that the well EST433 was drilled using an oil-based mud (Brigaud et al., 2014). However, this is not the case for wells GCAH2, GBD1 and GBD3 that have been drilled using a water-based mud providing comparable data acquisition to NMR laboratory experiments (Catinat et al., 2023). When compared to the dataset for well GBD4, the NMR T2-distributions of the highly porous ooid grainstone from sample E409 are very similar to those characteristic of facies F3c, exhibiting a network of well-developed macropores in between grains slightly less cemented together than in facies F3b (Fig. 13). This sample is therefore interpreted as facies F3c and so coded orange in the summary classification (Fig. 14). Laboratory and wireline log issued distributions of non-porous to microporous peloidal wackestone/packstone (sample E435) are fairly much alike; the log distribution is bimodal with a dominant mode at 6 ms while the core distribution is

Geothermics 115 (2023) 102821



Fig. 14. Synthesis of classification results from NMR log runs (for wells GCAH2, GBD1-GBD3, and EST433) and core data collected from well GBD4. Each rock-type relates to a depositional environment and porosity and permeability median values have been plotted to facilitate comparisons.

unimodal with a peak at 9 ms, both indicating a non or weakly microporous sample as illustrated in the microscopic picture in Fig. 13. This sample is therefore interpreted as facies F4b and as a result coded pink to simplify the final classification (Fig. 14).

5.5. NMR implication in geothermal exploration

A synthesis of the results of this study (i.e. *rock-typing* from NMR logs for wells GCAH2, GBD1, and GBD3) including a comparison with those previously described in Section 5.4 (i.e. NMR logs and experimental measurements from core samples of wells GBD4 and EST433) is presented in Fig. 14. The mean T_2 feature distributions (from wireline logs for GBD1, GBD3, GCAH2 and from experimental data for GBD4) of each facies were classified according to the interpretations of the depositional environments (from facies associations FA2 to FA4).

Lagoon deposits (FA4) are characterized by distributions of two different types: (1) two distributions typical of very weakly microporous (EST433, GBD1-GBD3) or even non-porous mudstone facies showing a highly compacted micritic matrix with a dominant mode close to 6 ms of medium amplitude (displaying a pore volume probably below micrometric size, and approaching nanoporosity standards); and (2) a slightly bimodal distribution (well GCAH2), with a first mode below 120 ms and a second close to 600 ms, assuming equivalently distributed micropore and macropore volumes (Fig. 14). These two types of distributions describe non-porous to microporous peloidal wackestone/packstone with foraminifers (facies F4b) as observed on well GCAH2 cuttings and on sample E435 (i.e. including micropores mainly highlighted in the muddy matrix by stained resin). The second mode at longer times is more difficult to interpret: the average T2-distribution hypothetically includes several finer layers with a slightly larger volume of isolated macropores not petrographically characterized at present. This rock-type demonstrates very poor reservoir properties displaying nearly 10% median porosity and low (ca. 2 mD) permeability (Fig. 14).

The ooid-dominated facies deposited in a higher-energy shoal/ shoreface environment (FA3) are characterized by two types of distributions: (1) distributions typical of ooid grainstone with bioclasts (facies F3b) with T_2 times ranging from 160 to 500 ms (GBD4, GCAH2, GBD1-GBD3, yellow coloured) and cemented areas of partly plugged pore networks resulting in decreased permeabilities, with median approaching 45 mD (KSDR) and 55 mD (k_m) (Fig. 14); and (2) distributions with similar shapes (only the amplitude may diverge slightly) representative of highly porous ooid grainstone (facies F3c), with dominant modes ranging from 500 to 700 ms (GBD4, GCAH2, EST433, orange coloured) (Fig. 14). This *rock-type* describes the best macroporous reservoir horizons eligible for geothermal prospecting with median porosity and permeabilities approaching 16% and 150 mD (KSDR)/ 290 mD (k_m), respectively (Fig. 14).

The last *rock-type* (green coloured) depicts the poorest reservoir properties combining low porosities and permeabilities, showing medians of 7.5% and 0.3 mD (KSDR)/0.012 mD (k_m), respectively (Fig. 14). This corresponds to mud-dominated limestones with alternating microporous oncoidal packstone to slightly porous oncoidal floatstone samples (facies F2a and F2b), deposited in an upper offshore zone (FA2). T_2 -distributions (GBD4, GBD1-GBD3) for this facies are the lowest recorded in this study with a dominant mode approaching 55 ms which translate into very low porosities and low resulting permeability trends (Fig. 14).

5.6. Method limitations and recommendations

Each investigation technique (NMR versus PLT) used for reservoir characterization has its own advantages and disadvantages. The main benefit of CMR tools lies in a continuous recording of permeabilities within the reservoir. Unlike standard neutron porosity logs, it provides also useful indications about the proportion of micro and macroporosities derived from T_2 -distributions interpretations. The primary disadvantage concerns the shallow investigation depth sideways within the formation. As previously mentioned, CMR measurements are limited to a depth of about 3.8 cm leading to a poor lateral investigation of the reservoir. In addition, the possible sources of errors lie in (1) the openhole quality which can affect CMR measurements mainly depending on borehole rugosity; and (2) the choice of the drilling mud since measurements can be biased when using an oil-based mud (Brigaud et al., 2014). However, these are not major problems since water-based muds are commonly used when drilling geothermal wells (i.e. this is case in this study), and caliper runs are usually reviewed in order to confirm good openhole calibration.

Regarding PLT benefits, it gives reliable *in-situ* estimates of water inflows and temperatures within the reservoir. The main limitations are (1) a permeability estimate on specific reservoir sections, i.e. only for identified productive layers, derived from transmissivities; and (2) a permeability estimate strongly controlled by productive layers thicknesses which may lead to highly overestimated values.

In view of this work, the following recommendations should be carefully examined to optimize the future NMR applications for the Ilede-France geothermal prospect: (1) to core the entire Bathonian stratigraphic section (e.g. on one well) to complete our understanding of the geothermal reservoir and benefit from a more homogeneous dataset; (2) to carry out laboratory tests on recovered cores (i.e. similar to those carried out previously on GBD4 cores) combined with thin-sections; and (3) to deploy the CMR tool combined with PLT logs over the entire interval in the same well, compare the results with collected core data and, last but not least, improve the quality and reliability of the proposed classification in Section 5.5.

6. Conclusions

Detailed petrographic investigations from cuttings and cores (recovered from geothermal wells GCAH2 and GBD4) enabled to define ten facies grouped into four facies associations along a schematic carbonate ramp: (1) clays and marls deposited in a lower offshore environment (facies association FA1); (2) mud-dominated limestones deposited in an upper offshore zone (facies association FA2); (3) ooid-dominated limestones characteristic of a higher-energy shoal/shore-face environment (facies association FA3); and (4) muddy and peloid-dominated limestones deposited in a protected lagoonal environment (facies association FA4).

In well GCAH2, two major reservoir layers were clearly identified from cutting descriptions and NMR datasets exhibiting excellent reservoir properties with porosities exceeding 20% and occasionally reaching permeabilities of more than 1 D. The upper layer ("Reservoir 1") is part of the depositional sequence MJXb and found in the Calcaires de Comblanchien formation, while the lower layer ("Reservoir 2"), belonging to the sequence MJXa, is identified in the Oolithe Blanche formation. In order to enhance well productivity, these two layers were intercepted by a sub-horizontal drain leading to a fairly homogenous NMR T2-distribution dataset compared to deviated wells GBD1 and GBD3 in which Bathonian carbonates display larger vertical heterogeneities observed on NMR logs. Nevertheless, two major reservoir layers were identified in wells GBD1 and GBD3 from NMR logs. They are both characterized by porosity values ranging from 15% to 27%, and by permeability values fluctuating from 0.1 mD to exceptionally 900 mD. The upper layer ("Reservoir 3") is part of the sequence MJXa and found in the Oolithe Blanche formation whereas the lower layer ("Reservoir 4"), which belongs to the sequence MJVIIIc, is identified in the Calcaires marneux à Pholadomyes formation.

The GCAH2 sub-horizontal structure, along with well-log correlations between deviated wells GBD1 and GBD3, provided clues while elaborating on the lateral extent of porous and permeable layers, which appear to extend over at least 500 m (in well GCAH2) and up to 2000 m (between wells GBD1-GBD3) within the reservoir, providing key inputs for further 3D geothermal reservoir modeling. Nevertheless, the use of

Geothermics 115 (2023) 102821

M. Catinat et al.

2D or 3D seismic data would be an excellent addition to better strengthen the predictions of reservoir extents and de-risk the implementation of new geothermal doublets.

Prediction of permeability performance (for wells GCAH2, GBD1 and GBD3) was performed based on the work recently published by Catinat et al. (2023). The results improved permeability predictions for productive layers by up to one order of magnitude at selected depths. CMR and production logging tool (flowmetering) data correlations were tested in order to assess NMR contribution for characterizing a geothermal limestone reservoir. Best results were observed at well GBD1 where large production rates correlated well with typical NMR T_2 -distributions of good quality reservoir rock. However, results from GBD3 were neither satisfactory nor concordant; actually reservoir layers identified from NMR logs display much greater thicknesses than those predicted from flowmeter data. Therefore, the CMR tool alone fails to accurately predict fluid inflows into the reservoir, as it provides a static measurement at the well edge and a shallow investigation depth (i.e. preventing any reliable prediction of reservoir lateral heterogeneities). Nevertheless, it may prove useful when supplemented with PLT logging for the characterization of pervious layers on the scale of the doublet (e. g. to better evaluate reservoir connectivity by performing inter-well correlations). In addition, the main benefit of CMR tools lies in a continuous and direct monitoring of permeabilities within the reservoir, pending transmissivities derived from later well tests interpretations. When compared with NMR forecast permeabilities, such estimates may be misleading. In fact, depending on productive layer thicknesses, they may lead to significant overestimates of reservoir performance. We therefore recommend openhole imaging logs to investigate the contribution of fracturing to fluid inflows and better understand their origin. Such differences are in no way surprising as two investigation methods are involved (NMR versus PLT) thus leading to two distinct observation scales (pore versus reservoir), clearly highlighting the scaling problem inherent to carbonate systems.

Relying on unpublished NMR logs for the central Paris Basin, a synthetic classification is proposed which mainly involves four distinct *rock-types* related to petrographic observations and NMR T_2 -distribution clustering results: (1) non-porous to microporous muddy and micritic samples (FA4) exhibiting poor reservoir properties (2 mD permeability); (2) macroporous and bioclastic ooid-dominated samples (FA3), partly cemented exhibiting significant reservoir properties (45 mD); (3) samples with well-developed macroporous networks (FA3), mainly including very weakly cemented ooids exhibiting the best permeabilities (up to 150 mD); and (4) mud-dominated samples (FA2) deposited at greater depths and displaying the poorest properties of the whole dataset (0.3 mD). It would be worth applying such results as guidelines for further geothermal prospecting in the Paris Basin while deploying CMR logging tools.

Data availability

The data supporting the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request, such as NMR including TCMR, T2LM, KSDR, T_2 -distributions, and k_m log data which are available as .las, .dlis or .txt files. In addition, three Supplementary Data files are provided. Supplementary Table A, an excel sheet, summarizes the clustering statistical results (i.e. average silhouette values) for wells GCAH2, GBD1 and GBD3. Supplementary Fig. S1, a word file, provides an additional figure showing comparisons results of k_m versus KSDR permeabilities in well GCAH2. Supplementary Fig. S2, a word file, provides an additional figure illustrating a correlation transect between wells GBD1 and GBD3.

Appendices

Supplementary Table A: Summary of the clustering statistical results for wells GCAH2, GBD1 and GBD3 including the average silhouette

values (Excel Sheet).

Supplementary Fig. S1: Additional figure showing comparisons results of k_m versus KSDR permeabilities in well GCAH2 (Word file).

Supplementary Fig. S2: Additional figure illustrating a correlation transect between wells GBD1 and GBD3 (Word file).

CRediT authorship contribution statement

Maxime Catinat: Conceptualization, Methodology, Software, Validation, Formal analysis, Investigation, Resources, Data curation, Writing – original draft, Visualization. **Benjamin Brigaud:** Conceptualization, Investigation, Resources, Writing – original draft, Visualization, Supervision, Project administration, Funding acquisition. **Marc Fleury:** Conceptualization, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Resources, Data curation, Writing – review & editing, Visualization. **Hadrien Thomas:** Resources. **Miklos Antics:** Resources. **Pierre Ungemach:** Resources, 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.

Acknowledgments

This work is supported by the UPGEO "UPscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEOthermal energy" programme funded by the Agence Nationale de la Recherche [referenced ANR-19-CE05-0032-01]. This work is also supported by GEOFLUID company [2019-0164] and by the Paris Region PhD programme funded by the Region Ile-de-France in the framework of DIM Respore [2019-0309]. We thank Phillipe Blanc (from Lithologie Bourgogne) for the thin-section preparation. University Paris-Saclay benefits from the Schlumberger Software Donation Programme. We are grateful to Schlumberger for the academic licence for Petrel© software and for the valuable support in its utilization. We also thank two anonymous reviewers who provided insightful and helpful comments that improved the final manuscript.

Supplementary materials

Supplementary material associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.geothermics.2023.102821.

References

- Ahr, W.M., 2008. A new genetic classification of carbonate porosity and its application to reservoir characterization. In: Proceedings of the American Association of Petroleum Geology Annual Convention. Presented at the American Association of Petroleum Geology Annual Convention. San Antonio, Texas, United States.
- Aliakbardoust, E., Rahimpour-Bonab, H., 2013. Integration of rock typing methods for carbonate reservoir characterization. J. Geophys. Eng. 10, 11. https://doi.org/ 10.1088/1742-2132/10/5/035004.
- Allo, F., Coulon, J.-P., Formento, J.-L., Reboul, R., Capar, L., Darnet, M., Issautier, B., Marc, S., Stopin, A., 2021. Characterization of a carbonate geothermal reservoir using rock-physics-guided deep neural networks. Lead. Edge 40, 751–758. https:// doi.org/10.1190/tle40100751.1.
- 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 scaledependent geologic modeling approach based on stratigraphic hierarchy. AAPG Bull. 97, 845–871. https://doi.org/10.1306/10231212039.
- Antics, M., Papachristou, M., Ungemach, P., 2005. Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach. In: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress. California. Stanford University, p. 14.

- Appel, M., Radcliffe, N.J., Aadireddy, P., Bonnie, R.J.M., Akkurt, R., 2003. Nuclear magnetic resonance while drilling in the southern north sea. SPE Reserv. Eval. Eng. 6, 351–360. https://doi.org/10.2118/86915-PA.
- Archie, 1952. Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. AAPG Bull. 36, 278–298. https://doi.org/10.1306/3D9343F7-16B1-11D7-8645000102C1865D.
- Axelsson, G., 2018. Geothermal well testing. In: Proceedings of the SDG Short Course III on Geothermal Reservoir Characterization: Well Logging, Well Testing and Chemical Analysis. Presented at the SDG Short Course III on Geothermal Reservoir Characterization: Well Logging, Well Testing and Chemical Analysis. Santa Tecla, El Salvador, p. 30.
- Babadagli, T., Al-Salmi, S., 2004. A review of permeability-prediction methods for carbonate reservoirs using well-log data. SPE Reserv. Eval. Eng. 7, 75–88. https:// doi.org/10.2118/87824-PA.
- Beck, S., Ribon, O., Riedinger, N., 2021. Chiffres clés de l'énergie, statistiques publiques (Rapport du service des données et études statistiques - SDES). Ministère de la transition écologique, Paris.
- Boissavy, C., Henry, L., Genter, A., Pomart, A., Rocher, P., Schmidlé-Bloch, V., 2019. Geothermal energy use, country update for France. In: Proceedings of the European Geothermal Congress 2019. Presented at the European Geothermal Congress (EGC) 2019. Den Haag, The Netherlands, p. 18.
- Borgomano, J.R.F., Fournier, F., Viseur, S., Rijkels, L., 2008. Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. AAPG Bull. 92, 789–824. https://doi.org/10.1306/02210807078.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, 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. Pet. 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., Lansiart, M., Lescanne, M., Menjoz, A., Monnet, M., Mougin, P., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysset, S., Thinon, 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. Revue de l'Institut Français du Pétrole 65, 375–403. https://doi.org/10.2516/054t/2009085.
- Brunet, M.-F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris basin. J. Geophys. Res. 87, 8547–8560. https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08547.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sediment. Geol. 79, 3–57. https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A.
 Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badiner, G., Brosse, E., Rigollet, C., 2010. Interrelations of
- 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. 230, 123–138. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.07.003.
- 230, 123–136. https://doi.org/10.1016/j.secgev.2010.07.003.
 Catinat, M., Fleury, M., Brigaud, B., Antics, M., Ungemach, P., 2023. Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments. Geothermics 111, 15. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102707.
 Chandra, V., Barnett, A., Corbett, P., Geiger, S., Wright, P., Steele, R., Milroy, P., 2015.
- Chaldray, V., Balletti, K., Coroett, F., Gegel, S., Wight, F., Steere, K., Milloy, F., 2015. Effective integration of reservoir rock-typing and simulation using near-wellbore upscaling. Mar. Pet. Geol. 67, 307–326. https://doi.org/10.1016/j. marneteeo.2015.05.005.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bull. 54, 207–250. https://doi.org/10.1306/ 5D25C988-16C1-1107-8645000102C1865D. Coates, G.R., Xiao, L., Prammer, M.G., 1999. NMR well Logging, Principles and
- Coates, G.K., Xiao, L., Prammer, M.G., 1999. NMR well Logging, Principles and Applications, 234. Houston: Haliburton Energy Services, p. 253. Collin, P.-Y., Courville, P., Loreau, J.-P., Marchand, D., Thierry, J., 1998. Séries
- Collin, P.-Y., Courville, P., Loreau, J.-P., Marchand, D., Thierry, J., 1998. Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique : exemple de l'ennoiement de la plate-forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 328, 105–111.
- Collin, P.Y., Loreau, J.P., Courville, P., 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). Sedimentology 52, 969–985. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00728 x.
- Coudert, J.M., Jaudin, F., 1988. French experience in geothermal energy. Geothermics 17, 195–203. https://doi.org/10.1016/0375-6505(88)90014-4.
- 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. Revue de l'Institut Français du Pétrole 65, 405–434. https://doi.org/ 10.2516/ogst/2010002.
- Dennis, B., 1997. Pores explored. Middle East Well Eval. Rev. 19, 03-65.
- Dentzer, J., 2017. Forçages environnementaux et contrôles structuraux sur le régime thermique actuel du bassin de Paris: enjeux pour la compréhension du potentiel géothermique en Ile-de-France (Sciences de la Terre). Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, p. 145.
- Dentzer, J., Bruel, D., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Beccaletto, L., Lopez, S., Courrioux, G., Violette, S., 2018. Thermal and seismic hints for chimney type crossstratal fluid flow in onshore basins. Sci. Rep. 8, 9. https://doi.org/10.1038/s41598-018-33581-x.
- Dinh, D.-T., Fujinami, T., Huynh, V.N., 2019. Estimating the optimal number of clusters in categorical data clustering by Silhouette coefficient. In: Knowledge and Systems Sciences: 20th International Symposium, KSS 2019, Da Nang, Vietnam, November 29 – December 1, 2019, Proceedings, Communications in Computer and Information Science. Springer, p. 217. Singapore, Singapore.

- Geothermics 115 (2023) 102821
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textureHam, W.E. (Ed.), In: Classification of Carbonate Rocks. AAPG Mémoire, pp. 108–121.
- Dunn, K.-J., Bergman, D.J., Latorraca, G.A., 2002. Nuclear magnetic resonance: petrophysical and logging applications, 1st ed. Pergamon, Amsterdam, The Netherlands.
- Ehrenberg, S.N., 2007. Whole core versus plugs: scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. AAPG Bull. 91, 835–846. https://doi.org/10.1306/01090706093.
- https://doi.org/10.1306/01090706093.
 Embry, A., Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern banks island, northwest territories. Bull. Can. Pet. Geol. 19, 730–781.
- northwest territories. Bull. Can. Pet. Geol. 19, 730–781.
 Frank, S., Narayanan, R., Hansen, P.M., Allen, D., Albrechtsen, T., Steinhardt, H., Raven, M., Fordham, E., Bize, E., Rose, D., 2005. Carbonate rock typing using NMR data: a case study from Al Shaheen Field, Offshore Qatar. In: Proceedings of the International Petroleum Technology Conference. Presented at the International Petroleum Technology Conference. Daba. Qatar. p. 14.
- Thernatonial reductant reductant for the international reductant for the international reductant reduct
- Gharechelou, S., Amini, A., Kadkhodaei, A., Hosseini, Z., Honarmand, J., 2017. Rock typing and reservoir zonation based on the NMR logging and geological attributes in the mixed carbonate-siliciclastic Asmari Reservoir. Geopersia 8, 77–98. https://doi. org/10.22059/geope.2017.237140.648333.
- Gharechelou, S., Amini, A., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., Moradi, B., 2015. An integrated approach for determination of pore-type distribution in carbonate-siliciclastic Asmari Reservoir, Cheshmeh-Khosh Oilfield, SW Iran. J. Geophys. Eng. 12, 793–809. https://doi.org/10.1088/1742-2132/12/5/793.
 Ghedan, S.G., 2007. Dynamic rock types for generating reliable and consistent saturation
- Ghedan, S.G., 2007. Dynamic rock types for generating reliable and consistent saturation functions for simulation models. In: Proceedings of the SPE/EAGE Reservoir Characterization and Simulation Conference. Presented at the SPE/EAGE Reservoir Characterization and Simulation Conference. Abu Dhabi, UAE, p. 10.
- Characterization and Simulation Conference. Not Diabi, OAC, p. 10. Gomes, J.S., Ribeiro, M.T., Strohmenger, C.J., Negaban, S., Kalam, M.Z., 2008. Carbonate reservoir rock typing – the link between geology and SCAL. In: Proceedings of the Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference. Presented at the Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference. SPE, Abu Dhabi, UAE. https://doi.org/10.2118/118284-MS, p. 14. Gonçalves, E.C., da Silva, P.N., Silveria, C.S., Carneiro, G., Domingues, A.B., Moss, A.,
- Gonçalves, E.C., da Silva, P.N., Silveira, C.S., Carneiro, G., Domingues, A.B., Moss, A., Pritchard, T., Plastino, A., Azeredo, R.B., de, V., 2017. Prediction of carbonate rock type from NMR responses using data mining techniques. J. Appl. Geophys. 140, 93–101. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.03.014.
- Goodner, H.M., Rankey, E.C., Zhang, C., Watney, W.L., 2020. Rock fabric controls on pore evolution and porosity-permeability trends in oolitic grainstone reservoirs and reservoir analogs. AAPG Bull. 104, 1501–1530. https://doi.org/10.1306/ 12191919046.
- 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., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–246. https://doi.org/10.1080/ 09853111.2000.11105372.
- Hamm, V., Treil, J., Receveur, M., 2015. Gestion du Dogger et corrélations entre niveaux producteurs. (Rapport final No. BRGM/RP-65472-FR). BRGM, Orléans.
- Hiraski, G.J., Lo, S.-W., Zhang, Y., 2003. NMR properties of petroleum reservoir fluids. Magn. Reson. Imaging 21, 269–277. https://doi.org/10.1016/S0730-725X(03) 00135-8.
- Hollis, C., Vahrenkamp, V., Tull, S., Mookerjee, A., Taberner, C., Huang, Y., 2010. Pore system characterisation in heterogeneous carbonates: an alternative approach to widely-used rock-typing methodologies. Mar. Pet. Geol. 27, 772–793. https://doi. org/10.1016/j.marpetgeo.2009.12.002.
- Housse, B., Maget, P., 1976. Le potentiel géothermique du Bassin Parisien (Compte rendu de fin de contrat d'une étude financée par la délégation générale à la recherche scientifique et technique, comité A.C.C. Géothermie No. RR-29146-FR). BRGM-ELF Aquitaine. Orléans. France.
- Jain, A.K., 2010. Data clustering: 50 years beyond K-means. Pattern Recogn. Lett. 31, 651–666. https://doi.org/10.1016/j.patrec.2009.09.011.
- Jaudin, F., Le Brun, M., Bouchot, V., Dezaye, C., 2009. French geothermal resources survey, BRGM contribution to the market study in the LOW-BIN Project (Rapport final No. BRGM, RP-57583-FR). BRGM. Orleans.
- Kadkhodaie-Ilkhchi, R., Rezaee, R., Moussavi-Harami, R., Kadkhodaie-Ilkhchi, A., 2013. Analysis of the reservoir electrofacies in the framework of hydraulic flow units in the Whicher Range Field, Perth Basin, Western Australia. J. Pet. Sci. Eng. 111, 106–120. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.10.014.
- Kenyon, W.E., 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging. Log Anal. 38, 21–43.
- Lønøy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. AAPG Bull. 90, 1381–1405. https://doi.org/10.1306/03130605104.
- 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.
- Lucas, Y., Ngo, V.V., Clément, A., Fritz, B., Schäfer, G., 2020. Modelling acid stimulation in the enhanced geothermal system of Soultz-sous-Forets (Alsace, France). Carothermice 75, 13, https://doi.org/10.1016/j.carothermice.7010.1017272
- Geothermics 85, 13. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101772. Lucia, F.J., 1999. Carbonate Reservoir Characterization. Springer, Berlin, Heidelberg.

26

Geothermics 115 (2023) 102821

M. Catinat et al.

- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. AAPG Bull. 79, 1275–1300. https://doi.org/10.1306/ 7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D.
- Lucia, F.J., 1983. Petrophysical parameters estim ated from visual de ate rocks: a field classification of carbonate pore space. J. Pet. Technol. 35, 529-637
- Lund, J.W., Toth, A.N., 2021. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide
- review. Geothermics 90, 40. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915. cqueen, J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. In: Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability. Presented at the fifth Berkeley symposium on M
- mathematical statistics and probability. Oakland, CA, USA, pp. 281–297.
 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. Pet. Geol. 48, 323-340. https://doi.org/10.1016/j.
- Mathisen, T., Lee, S.H., Datta-Gupta, A., 2001. Improved permeability estimates in carbonate reservoirs using electrofacies characterization: a case study of the North Robertson Unit, west Texas. In: Proceedings of the SPE Permian Basin Oil and Gas Recovery Conference. Presented at the SPE Permian basin oil and gas recovery onfere e. SPE Reservoir Evaluation and Engineering, pp. 176-184. Midlar Texas, 15-16 May.
- Mégnien, C., Mégnien, F., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris, Volume I : Stratigraphie et paléogéographie (Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières No. 101). BRGM, Orléans, France.
- Minietes No. 1017, BROW, Offeans, France. ree, C.H., 2001. Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Developments in Sedimentology. Elsevier. M Amsterdam, The Netherlands,
- Providence of the second Mo
- Mougenot, D., Layotte, P.C., 1996. Imagerie sismique d'un réservoir carbonaté : le dogger du Bassin parisien. Revue de l'Institut Français du Pétrole 51, 451–496. https://doi.org/10.2516/ogst:1996034
- ni, R., Standen, E., 1997. Carbonates: the inside story. Middle East Well Eval. Rev. Osorio Peralta, O., 2009, Rock types and flow units in static and dynamic reservoir
- modeling: application to mature fields. In: Proceedings of the Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. Presented at the Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. SPE, Colombia, p. 9. https://doi.org/ 10.2118/122227-MS. Perrodon, A., Zabek, J., Leighton, M.W., Kolota, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J., 1990.
- Interior Cratonic Basins, Paris Basin, Chapter 32; Part II. American Ass 633-679
- Rebelle, M., Lalanne, B., 2014. Rock-typing in carbonates: a critical review of clustering methods. In: Proceedings of the Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference. Presented at the Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, 10-13 November. Abu Dhabi, UAE. Society of Petroleum Engineers, 10.2118/171 p. 14. http
- Rojas, J., Giot, D., Nindre, Y.M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjoz, A., Martin, J. C., Lambert, M., Chiles, J.P., Fouillac, A.M., Pauwels, H., 1989. Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger: Bassin Parisien, France (Rapport final No. RR-30169-FR). BRGM, Orléans.
- 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). AAPG Bull. 94, 1313–1348. https://doi.org/10.1306/01051009130.
- Serra, O., Serra, L., 2000. Diagraphies: acquisition et applications. Serralog (ed.) Hérouville.
- Shabaninejad, M., Bagheripour haghighi, M., 2011. Rock typing and generalization of permeability-porosity relationship for an Iranian carbonate gas reservoir. In: Proceedings of the Nigeria Annual International Conference and Exhibition. Presented at the Nigeria Annual International Conference and Exhibition. Society of
- Petroleum Engineers, p. 8. https://doi.org/10.2118/150819-MS. Skalinski, M., Kenter, J.A.M., 2015. Carbonate petrophysical rock typing: integrating geological attributes and petrophysical properties while linking with dynamic behaviour. Geological Society, London, Special Publications 406, 229–259. https://doi.org/10.1144/SP406.6.
- Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeven, H., Catinat, M., Andrieu, S. Mouche, E., Fleury, M., 2023. Upscaling of geological properties in a world-class carbonate geothermal system in France: from core scale to 3D regional reservoir dimensions, Geothermics 112, 34, https:// /doi.org/10.2139
- Ungemach, P., Antics, M., 2020. Réalisation d'un quadruplet géothermique de chauffage urbain à Bobigny-Drancy. (Rapport de fin d'opération et Dossier des Ouvrages
- Line and a booght strain (http://www.init.org/and/o Congress 2019 (EGC 2019). Presented at the European Geothermal Cong Haag, The Netherlands, p. 14.. ress. Den
- van der Land, C., Wood, R., Wu, K., van Dijke, M.I.J., Jiang, Z., Corbett, P.W.M. Couples, G., 2013. Modelling the permeability evolution of carbonate rocks. Mar. Pet. Geol. 48, 1-7. https://doi.org/10.1016/j.r etgeo.2013.07.006
- Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinoforms in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. Facies 67, 12. https://doi.org/ -021-00621-4
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B., 2011. NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. J. Appl. Geophys. 74, 38–58. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.03.002. Wadood, B., Khan, S., Liu, Y., Li, H., Rahman, A., 2021. Investigating the impact of
- diagenesis on reservoir quality of the Jurassic shallow shelfal carbonate deposits: Kala Chitta Range, North Pakistan. Geol. J. 56, 1167–1186. https://doi.org/
- 549-570, https:// doi.org/10.1007/s00024-004-2621-3.
- Wielemaker, E., Cavalleri, C., Dahlhaus, L., Reynaldos, A., Sosio, G., Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 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: Proceedings of the SPWLA 61st Annual Online Symposium Transactions. Presented at the 2020 SPWLA 61st Annual Online Symposium, Society of Petrophysicists and Well Log Analysts, p. 16. https://doi.org/
- Xu, D., Tian, Y., 2015. A comprehensive survey of clustering algorithms. Ann. Data Sci. 2, 165–193. https://doi.org/10.1007/s40745-015-0040-1.
 Yadav, J., Sharma, M., 2013. A review of K-mean algorithm. Int. J. Eng. Trends Technol.
- Yarmohammadi, S., Kadkhodaie, A., Hosseinzadeh, S., 2020. An integrated approach for heterogeneity analysis of carbonate reservoirs by using image log based porosity distributions, NMR T2 curves, velocity deviation log and petrographic studies: a ca study from the South Pars gas field, Persian Gulf Basin. J. Pet. Sci. Eng. 192, 12. //doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107283.

3. Supplementary tables

3.1. Supplementary Table A

| Clustering inputs and statistical results | | | | | | | | | |
|---|------------|-----------|------------|--------------------------|--|--|--|--|--|
| NMR Datasets | "k" number | Distance | Replicates | Average Silhouette Value | | | | | |
| | 2 | | 100 | 0,46 | | | | | |
| | 3 | | | 0,48 | | | | | |
| Well GCAH2 | 4 | Squared | | 0,37 | | | | | |
| | 5 | | | 0,33 | | | | | |
| | 6 | | | 0,33 | | | | | |
| | 2 | euclidean | | 0,44 | | | | | |
| | 3 | distance | | 0,48 | | | | | |
| Wells GBD1-GBD3 | 4 | | | 0,42 | | | | | |
| | 5 | | | 0,37 | | | | | |
| | 6 | | | 0,36 | | | | | |

The "silhouette" approach was used to find the optimal "k" number corresponding to the highest average silhouette value in each dataset, here when setting "k" = 3.

3.2. Supplementary Figure S1

Comparison of predicted permeabilities (k_m) with default Schlumberger Doll-Research assessed (KSDR) in well GCAH2. The log addressing NMR T₂-distributions is also displayed along the logarithmic mean of the T_2 relaxation times (T2LM) and the micro-macroporosity T_2 cut-off set at 120 ms. Coloured juxtaposition of permeability logs emphasizes the contrasts between overestimated (yellow) and underestimated (blue) permeability values when comparing k_m to KSDR. Facies, facies associations (FA), and rock-typing results (RT) are also shown.



3.3. Supplementary Figure S2

Correlation transect between wells GBD1 and GBD3 depicting reservoir connectivity. The well-logs (GR, TCMR, KSDR, DT, RHOB and T2 DIST) were used to produce inter-well correlations. The sequences boundaries (from Bt1 to Bt4) and the "Reservoir 3" and "Reservoir 4" are illustrated.



CHAPITRE 6

_

CARACTERISATION DES HETEROGENEITES SPATIALES DU RESERVOIR GEOTHERMIQUE DU DOGGER DU BASSIN DE PARIS PAR LE DEVELOPPEMENT D'UNE MODELISATION NUMERIQUE 3D



Chapitre 6 : Caractérisation des hétérogénéités spatiales du réservoir géothermique du Dogger du bassin de Paris par le développement d'une modélisation numérique 3D

Ce chapitre se base sur un article scientifique qui sera prochainement soumis dans la revue *Geothermics* intitulé :

"Combining transmissivity and core-scale permeability data: a step forward for the upscaling in geothermal reservoir 3D models"

M. Catinat, B. Brigaud, H. Thomas, S. Andrieu, H. Zeyen, C. Thomas Florent Essou, M. Antics, P. Ungemach, T. Blaise, M. Davaux, M. Fleury & E. Mouche

Le projet Petrel© (.pet) intégrant une partie des données collectées et les modèles construits qui seront détaillés par la suite peut être téléchargé au lien suivant : <u>https://www.data.gouv.fr/fr/datasets/projet-petrel-c-du-reservoir-geothermique-du-dogger-du-bassin-de-paris-en-region-francilienne/#/resources/fbabe5bf-6e13-433c-aed3-440ce6d574d7</u>.

1. Synthèse de l'article

1.1. Contexte de l'étude et objectifs scientifiques

Pour refléter aux mieux les hétérogénéités spatiales des dépôts carbonatés, il est possible de construire des modèles numériques 3D de surface ou de sub-surface (Amour et al., 2013; Borgomano et al., 2008; Brandano et al., 2020; Brigaud et al., 2014b; Thomas et al., 2021). Ces modèles, généralement appelés modèles réservoir, permettent de spatialiser les hétérogénéités géologiques et pétrophysiques des roches (Petrovic et al., 2018; Thomas et al., 2023; Tomassetti et al., 2018). Une compréhension précise de la géométrie des dépôts sédimentaires et des propriétés physiques des roches est un pré-requis indispensable à l'élaboration de simulations hydrodynamiques puisqu'elles y contrôlent la distribution des écoulements (Lucia, 1999).

Plus précisément, très peu de modèles numériques hétérogènes 3D ont été construits par le passé concernant le réservoir géothermique du Jurassique moyen dans la partie centrale du bassin de Paris. Un premier modèle a d'abord été élaboré par Rojas et al. en 1989, suivi par le développement plus récent d'un modèle réalisé en 2022 dans le cadre des travaux de thèse d'Hadrien Thomas (Thomas et al., 2023). Ce modèle a permis de mieux caractériser les hétérogénéités du réservoir mais s'est limité à une zone d'étude Sud-francilienne intégrant seulement une partie du département de l'Essonne, du Val-de-Marne et de la Seine-et-Marne (Thomas et al., 2023). Il n'existe donc à ce jour aucun modèle de disponible pour les départements voisins, notamment celui de Seine-Saint-Denis qui concentre un nombre de doublets géothermique important.

Dans ce contexte, le premier objectif de ce travail a été d'étendre le modèle précédemment construit vers le Nord en y incorporant de nouvelles données, principalement issues des puits géothermiques implantés en Seine-Saint-Denis. Par ailleurs, les travaux de Thomas et al. (2023) se sont portés sur la modélisation des hétérogénéités du réservoir sans prendre en compte les diagraphies obtenues par les outils de production (par exemple les profils de débitmétrie). Ces données sont pourtant cruciales car leurs interprétations ont permis d'identifier dans les puits, à l'échelle régionale, plusieurs niveaux producteurs qui assurent la majorité de la production de l'eau géothermale du réservoir. Par le passé, ces niveaux ont été principalement observés en région parisienne dans la formation de l'*Oolithe Blanche* (Hamm et al., 2015). Sur l'ensemble de l'épaisseur des dépôts carbonatés du Bathonien (d'environ 100 m), ces niveaux ne représentent que quelques couches, d'épaisseur métrique à sub-métrique, et cumulent seulement 20 mètres de sédiments en moyenne (Brosse et al., 2010; Delmas et al., 2010; Hamm et al., 2015).

Par ailleurs, les modèles conceptuels 3D, actuellement utilisés en géothermie dans la région, sont construits en se basant sur les distributions verticales de ces niveaux dans le réservoir pour prédire son comportement thermique à travers des simulateurs d'écoulements. Les perméabilités des niveaux producteurs utilisées dans ces modèles sont directement déduites des transmissivités calculées à partir d'essais de mise en production des puits géothermiques sur toutes leurs hauteurs de captage (Maget, 1981; Rojas et al., 1989). Les valeurs obtenues sont généralement bien supérieures (parfois d'un facteur 10) à celles issues des diagraphies et celles obtenues expérimentalement à partir d'échantillons prélevés sur carottes (Brosse et al., 2010; Maget, 1981; Menjoz et al., 1993; Rojas et al., 1989). De tels observations ont d'ailleurs été confirmées au Chapitre 5 où les écarts de valeurs entre les perméabilités prédites par RMN et celles dérivées des transmissivités des puits étaient très élevés (avec parfois 5 ordres de grandeur de différence). De ce fait, l'intégration de ces valeurs dans les modèles numérique apparaît comme essentiel pour traiter du saut d'échelle (pore *versus* niveaux producteurs) dans la caractérisation du réservoir.

Les deux autres objectifs principaux de ce travail ont donc été (1) de proposer une méthodologie complémentaire à celle développée dans les travaux de Thomas et al. (2023) afin de construire un modèle numérique intégrant une spatialisation des niveaux producteurs dans le réservoir ; et (2) de proposer un modèle synthétique 3D combinant à la fois les données de perméabilités issues des carottes/diagraphies et celles dérivées des transmissivités des puits géothermiques.

1.2. Résultats majeurs et conclusions

Les résultats majeurs et les principales conclusions de l'étude peuvent être résumés de la manière suivante :

- Une base de données régionale de 147 forages a été constituée intégrant 116 puits géothermiques et 31 puits d'exploitation et d'exploration pétrolière. Cette base comprend un total de 373 diagraphies dont 214 ont été numérisées. Les données de débitmétrie ont également été collectées pour 83 puits géothermiques.
- Un modèle stratigraphique à haute résolution a été élaboré avec l'identification de 10 séquences de 3^{ème} ordre (de la séquence MJVIIIc à la séquence MJXV) délimitées par 11 surfaces de régression maximale (de la surface Bt1 à la surface Ca4). La géologie du réservoir est caractérisée par des transitions latérales d'environnements de dépôt le long d'un profil schématique de plate-forme carbonatée. Des dépôts les plus distaux aux plus proximaux, 4 associations de faciès ont été identifiées : (1) dépôts d'argiles et de marnes de bassin profond (association de faciès AF1, offshore inférieur) ; (2) alternances marno-calcaires (association de faciès AF2, offshore supérieur) ; (3) calcaires bioclastiques et à dominance oolithique (association de faciès AF3,

environnements de barrière oolithique) ; et (4) calcaires micritiques à péloïdes et oncholithes (association de faciès AF4, environnement lagunaire).

- Les niveaux producteurs identifiés révèlent que la structure verticale et la production du réservoir est très hétérogène. Dans le secteur d'étude, 577 niveaux au total ont été répertoriés dont l'épaisseur moyenne est d'environ 2 m. L'essentiel de la production provient des associations de facies AF3 et AF4. Les niveaux producteurs sont préférentiellement observés au sommet des séquences, principalement dans la séquence MJXa, mais aussi dans les séquences, par une diminution progressive du niveau de la mer de la plate-forme carbonatée au cours du temps (possibles émersions).
- L'utilisation de l'algorithme Object Modeling (OM) a permis de spatialiser en 3D les niveaux producteurs dans le réservoir. Les grilles 3D ont été produites sur une zone de 40 km x 45 km et sont composées de près de 14.10⁶ cellules. Les dimensions des cellules dans le plan horizontal sont de 100 m x 100 m et les modèles sont divisés en 100 couches dont les épaisseurs sont d'environ 1.5 m en moyenne. Une dégradation progressive des faciès à dominante oolithique (AF3) et lagunaires (AF4) est observée d'Ouest en Est.
- Un premier modèle pétrophysique, intégrant les données de perméabilité dérivées des tests de puits, a été construit. Il présente des perméabilités élevées, proches de 4 D en moyenne. Un second modèle, intégrant les données de perméabilité issues des carottes et des diagraphies, a été élaboré. Il est caractérisé par des perméabilités beaucoup plus faibles, fluctuant de 10⁻³ mD à près de 1000 mD. La cartographie des paramètres hydrodynamiques du réservoir indique que les zones les plus perméables (jusqu'à près de 110 D.m) sont situées à l'Ouest de Paris, s'éloignant progressivement des dépôts de bassin profond (AF1, offshore inférieur).
- D'après les résultats obtenus, les incertitudes relatives à la prédiction des surfaces dans le réservoir sont satisfaisantes avec un écart de profondeur d'environ 5 m en moyenne. En revanche, les incertitudes relatives à la prédiction des propriétés de porosité et de perméabilité entre les puits sont très fortes car leurs distributions spatiales, bien que contrôlées par les faciès, sont purement aléatoires.
- Les longueurs de corrélation estimées à partir des données de perméabilité des niveaux producteurs révèlent des corps perméables anisotropes dans le réservoir d'une taille égale à 3750 m x 2000 m en moyenne. Les résultats obtenus à partir des données de porosité montrent des corps poreux isotropes d'une taille moyenne de 3000 m x 3000 m. Néanmoins, ces résultats doivent être relativisés car l'espacement entre les puits (parfois de plusieurs kilomètres) peut conduire à des calculs de semi-variogrammes horizontaux qui sont peu fiables.
- Un modèle pétrophysique synthétique du réservoir combinant les deux jeux de données de perméabilité a été produit. Les perméabilités dérivées des tests de puits ont été réinjectées dans les niveaux producteurs modélisés afin de mieux refléter les caractéristiques hydrogéologiques du réservoir. De plus, les sections intermédiaires non productives, généralement définies comme imperméables dans les modèles conventionnels, ont été remplacées par des données plus réalistes dérivées des mesures réalisées sur carottes et ou par diagraphies (notamment RMN).

- La géométrie des niveaux producteurs et la caractérisation de leurs extensions latérales dans le réservoir demeurent complexes en l'absence de programmes de carottage plus fréquents en géothermie et de campagnes sismiques 3D. La corrélation des niveaux à l'échelle du doublet ou du triplet est une option valable, bien que parfois limitée, pour essayer d'inter préter leurs connectivités spatiales.
- 2. Combining transmissivity and core-scale permeability data: a step forward for the upscaling in geothermal reservoir 3D models

Abstract

The Paris suburban areas concentrate ca. 50 geothermal district heating (GDH) systems that recover the heat of a 1.5 to 2 km deep aquifer, the Bathonian limestones, which stand among the most productive aquifer worldwide dedicated to geothermal district heating. Despite this highly dependable geothermal resource, the current 70 MWh yearly development rate will not meet the objective set in the French energy climate strategy ambitioning a 6.4 TWh production in 2023 which would require a six-to-ten-fold higher rate. Hence, optimizing and mastering the French geothermal energy problematic stand as a major challenge for France at large, and more specifically the Ile-de-France region which hosts a population nearing 12 million inhabitants. This paper aims to create a digital database and 3D models (about 40 km x 45 km x 0.2 km) by implementing an innovative methodology addressing facies, porosity, and permeability heterogeneities of the geothermal reservoir in the Paris Basin. The study focuses on a large area nearing 1400 km² around Paris, concentrating 116 geothermal boreholes (59 producers, 57 injectors) and 31 oil and gas exploration and production wells.

A variety of wireline logging data ranging from gamma-ray to density, resistivity, sonic and neutron porosity have been compiled from 147 wells as well as flowmetry data in 83 wells discriminating productive layers within the reservoir. Ten 3rd order sequences and eleven sequence boundaries (Maximum Regressive Surfaces) have been identified. The 3D grids modeled are composed of 100 m x 100 m cells in the XY domain. To ensure a high vertical resolution of reservoir heterogeneities, the vertical Z size, which depends on the sub-zonal thicknesses, is averaging 1.5 m, thus leading to 3D grids averaging 14.10⁶ cells. Three algorithms were mostly involved during modeling processes including (1) Truncated Gaussian with Trends, (2) Object modeling and (3) Gaussian Random Function Simulation helping in propagating facies, porosity and permeability properties. Productive layers permeabilities (derived from well-test production) and core and logs measurements were used as input petrophysical data to create two distinct permeability models. The models display large permeabilities discrepancies related to the upscaling problematic in carbonate systems. The best option is found when integrating productive layers permeabilities in deterministic geobodies (i.e. productive layers) spatialized in 3D using the Object modeling algorithm. The most attractive reservoir properties are located within ooiddominated (facies association FA3) and lagoonal (facies association FA4) limestones in sequences MJXa and MJXb ensuring the major production of geothermal fluids. In perspective, heat transfers and fluid flows should be simulated via the Pumaflow[™] software to assess the risks induced by interfering doublets and provide guidelines to future de-risking operations.

Keywords: Limestones, Middle Jurassic, Paris basin, 3D static modeling, Geothermal reservoir

2.1. Introduction

To ensure respect for Paris agreements objectives which dated from 2015, the necessity for renewable energy system transformation and development is a critical global challenge (IRENA, 2019). The exploitation of worldwide geothermal resources, involving low, intermediate and high temperatures fields, clearly appears as one of the development strategy for achieving the energy transition (Lee, 1996; Lund and Toth, 2021; Moeck, 2014) and particularly in Europe which concentrates a strong geothermal potential (Hurter and Schellschmidt, 2003; Antics and Sanner, 2007).

In metropolitan France, low enthalpy geothermal resources are exploited in aquifers from sedimentary basins since the 1970s and mainly intended for district heating projects (Coudert and Jaudin, 1988; Jaudin et al., 2009; Boissavy et al., 2019; Moeck, 2014; Boissavy et al., 2019). This being the case of the Paris basin that has always been an attractive target for geothermal prospection as it hosts five major aquifers : the Albian and Neocomian sands, the Lusitanian and Middle Jurassic (Dogger) limestones and Triassic water-bearing formations (Coudert and Jaudin, 1988).

In the Paris basin, the strong geothermal potential of the Middle Jurassic limestones is known for a long time since the Melun site, located south-east of Paris, was chosen to drill the first geothermal doublet in 1969 (Rojas et al., 1987; Coudert and Jaudin, 1988; Lopez et al., 2010; Hamm and Maurel, 2019). The geothermal potential of this aquifer is nowadays extensively exploited by 167 geothermal operations in Ile-de-France, including 39 which are still operating, and essentially used to supply heating networks in highly urbanized and populated areas. The Middle Jurassic limestones have been thus identified so far as the most productive geothermal aquifer worldwide for district heating as it supplies a yearly energy amounting to ca. 1.7 TWh (Thomas et al., 2023). By focusing on the suburbs of Paris, the high density of wells makes quite challenging the optimization of additional operation siting. Therefore, examined with particular attention, upcoming projects need to be planned in areas where the aquifer displays strong reservoir properties to properly complete the forecasted operations performances and be economically sustainable. At regional scale, a better evaluation of the lateral and vertical reservoir heterogeneities controlling the fluid flow is thus crucial to de-risk further drilling projects. This evaluation can be done by constructing 3D numerical models that can be latter used for dynamic and thermal simulation to accurately predict thermal breakthroughs and thus forecasting reservoir life.

Nowadays, the numerical models currently used are usually schematic models (monolayer, sandwich or multilayer) where the reservoir structure is simplified into one or more layers (Antics et al., 2005; Le Brun et al., 2011). Nevertheless, the regular interpretations of flowmeter logs have shown a complex laminated reservoir structure, with various numbers of thin production layers, not easily correlated, displaying a high vertical and lateral heterogeneities distribution (Lopez et al., 2010; Hamm et al., 2015). With this in mind, the Middle Jurassic reservoir geometry can therefore not be simplified as one single homogeneous unit, as well as a multilayered structure with uniform lateral units, not considering the high spatial variability and connectivity of the production layers.

For several years, 3D modeling appears as a useful tool to spatialize sub-surface carbonate reservoir heterogeneities in terms of sedimentary architecture and lateral or vertical facies variations (Tomassetti et al., 2018; Petrovic et al., 2018; Petrovic, 2020; Brandano et al., 2020; Corlett et al., 2021). Indeed, a thorough understanding of facies geometries and successions is crucial as it will control both porosity and permeability heterogeneities distributions in such reservoirs. Especially in carbonate systems, spatial heterogeneities prediction can be even more complex due to occurrence of post-deposits diagenetic

processes which can lead to an enhancement or reduction of reservoirs properties, and thus impact the resulting reservoir permeability (van der Land et al., 2013; Goodner et al., 2020). In the geothermal industry, due to high costs, core recovering such as the acquisition of permeability data is very scarce as it remains very challenging to evaluate the reservoir connectivities and geological features controlling the fluid flow. By the way, permeabilities of production layers identified by PLT (Production Logging Tool) are commonly derived from the total reservoir transmissivity acquired during well production test (Rojas et al., 1989), and later used as input data for thermal and fluid flow simulations to predict the reservoir dynamic behavior (Antics et al., 2005; Le Brun et al., 2011). To better assess the reservoir heterogeneities distribution, recent geothermal operations have been conducted at Bobigny and Cachan sites (Paris region) where Nuclear Magnetic Resonance (NMR) logging tool was deployed, including a 36-meter core-section from the geothermal aquifer (Catinat et al., 2023a, 2023b). The use of this tool supplied valuable data helping in characterizing facies and porosity-permeability heterogeneities, and NMR permeability estimation has stood as a key parameter for reservoir modeling (Catinat et al., 2023b). Previous works have provided methodological approaches to develop more complex 3D numerical models with the aim of assessing the spatial heterogeneities distribution of the Middle Jurassic limestones in the Paris Basin (Rojas et al., 1987, 1989; Thomas et al., 2023; Popineau et al., 2022). These approaches integrated either petrophysical data from core and log analysis or PLT data leading to a unique representation of the reservoir, sometimes simplified.

The objectives of this paper can be summarized as follows:

- 1. To provide a regional digital database including wells-log and flowmeter data in the suburbs of Paris within a modeling perimeter approaching nearly 1400 km².
- 2. To develop conceptual facies and stratigraphic model by performing high resolution sequence stratigraphy correlations (3rd sequences).
- 3. To make a synthesis of productive layers characteristics at regional scale replaced in geological and stratigraphic frameworks.
- 4. To suggest a 3D facies modeling workflow incorporating a production layers spatialization interpreted from flowmeter logs at regional scale.
- 5. To construct a 3D porosity model, and two permeability models populated in volume with two distinct permeability datasets.
- 6. To discuss uncertainties of 3D predicted surfaces, facies and petrophysical properties within reservoir models.
- 7. To compare permeability models results and suggest a valid alternative to improve reservoir heterogeneities assessment in regards with available data.
- 8. To discuss productive layers lateral extensions and geometries within the targeted aquifer.

2.2. Geological, geothermal, sedimentological and stratigraphic settings

2.2.1. The Paris basin: geological, structural and geothermal frameworks

The Paris basin is an intracratonic sedimentary basin covering a vast part of the Northern France (of ca. 110 000 km²) bounded by crystalline areas of the Vosges in the east, the Central Massif in the south and the Armorican Massif in the west. It is filled with Permian, Mesozoic and Cenozoic sediments, outcropping in the eastern border of the basin, and overlying a deformed Paleozoic granitic basement (Fig. 45A). In the central part of the basin where the subsidence is the most important (Brunet and Le Pichon, 1982; Loup and Wildi, 1994), the Mezo-Cenozoic sediments can reach up to 3000 meters thick,

and depending on location, thicknesses of the Middle Jurassic limestones may diverge significantly from 100 to 350 meters (Mégnien and Mégnien, 1980; Guillocheau et al., 2000; Beccaletto et al., 2011). The basin is structurally made of four major faults: the NE-SW Bray-Vittel fault, the NE-SW Metz fault, the NW-S Seine-Sennely fault and the N-S Saint-Martin-de-Bossenay fault (Perrodon and Zabek, 1990; Beccaletto et al., 2011).

The Paris basin has been extensively prospected for decades for its petroleum resources (Tissot et al., 1987; Perrodon and Zabek, 1990; Wendebourg and Lamiraux, 2002; Hanot, 2011) and its strong geothermal potential (Housse and Maget, 1976; Marty et al., 1988; Lopez et al., 2010; Boissavy et al., 2019). In the central part of the basin, this potential is primarily tapped from Middle Jurassic limestones, located between ca. 1500 and 2000 meters depth (Fig. 45B), and particularly from the Bathonian aquifer which is one of the preferential target for geothermal exploitation (Lopez et al., 2010; Hamm et al., 2015). This aquifer is recharged from the east of the basin where the formation outcrops (Fig. 45A) and the water fluxes are directed towards the north-west side of the basin (Menjoz et al., 1993; Matray et al., 1994; Matray and Chery, 1998).



Fig. 45. A: Geological map of the Paris basin including the location of the first geothermal doublet at Melun (drilled in

1969), south of Paris, and the cross-section surface location in B. B: Cross-section of the central part of the basin modified from Gély et al., (2014). The vertical exploration wells (for oil and gas) are shown in red and the major faults in black. Note the targeted Middle Jurassic geothermal reservoir in the black.

The study area is located in the central part of the Paris basin in the lle-de-France region (Fig. 46). In the surroundings of Paris, the geothermal fluids of the Bathonian aquifer display highly variable temperatures ranging from 56 to 80°C (Fig. 46A) mainly exploited to supply heating networks (Bonté et al., 2010; Lopez et al., 2010). The lowest temperatures are observed in the western side of the Seine-Saint-Denis *département* and Paris, with thermal gradients inferior at 3°C/100m, and the highest gradients are found in the Val-de-Marne *département* reaching more than 4°C/100m (Fig. 46A). The detailed related geothermal gradients south of Paris can be easily found in the work of Thomas et al., (2023).

The Ile-de-France region counts a total of 184 geothermal wells (Fig. 46) which 166 reach the Middle Jurassic formations (Bathonian limestones), 17 the Cretaceous formations (Albian and Neocomian sands) and one well named GPR1 (Provins 1) reach the Late Jurassic formation (Lusitanian limestones). Four wells in particular (GCY1, GBD3, GACH1, GACH2) were drilled to the top of Triassic formations (Rhetian) but were withdrawn to the Dogger due to lack of productivity. These are the wells of Achères (GACH1; GACH2), Cergy-Pontoise (GCY1) and Bobigny (GBD3) (Fig. 46A). Most of these geothermal operations use the "doublet technology" composed of a producer well and an injector well (Lopez et al., 2010). A total of 69 doublets, 9 triplets, and 2 single wells reach at least the Dogger formations. They are mainly located in the central part of the basin in the suburbs of Paris, a region which concentrates nearly 12 million inhabitants and where energy demand for heat production is high. The summary table of geothermal wells drilled in the Ile-de-France region and used in this study is available in Supplementary Table A.

The modeling perimeter is about nearly 1400 km² mainly covering the Seine-Seine-Denis and the Valde-Marne *départements* including 147 wells (116 geothermal wells and 31 oil producing wells) (Fig. 46B). This perimeter at regional scale was selected because it includes a very high density of wells thus providing sufficient dataset to build 3D models.



Fig. 46. A: Map of the Ile-de-France region including the location of the geothermal operations and oil and gas exploration and production wells. A color code is assigned to each geothermal operation depending on the targeted geothermal aquifer. The kriging temperature map at the top of the Bathonian is displayed in background. Also note two clusters of oil production wells (north of Fontainebleau and south of Meaux) corresponding to the former oil fields of Brie/Chailly-en-Bière and Coulommes exploited from the sixties to eighties. B: Zoom of the modeling perimeter area delimited by the blue polygon covering nearly 1400 km2 and including 116 geothermal wells and 31 oil and gas wells integrated in the present study.

2.2.2. The Dogger aquifer: paleogeographical, sedimentological and stratigraphic features

2.2.2.1. Paleogeography

In the Paris basin, the carbonate sedimentation at the beginning of the Middle Jurassic witnesses the progressive development of a carbonate platform environment characterized by a global regressive cycle until the Callovian time (Rojas et al., 1989; Curnelle and Dubois, 1986; Guillocheau et al., 2000). Particularly, during the Bathonian times (168 Ma), the Paris basin was located at subtropical latitudes (28-32°N) favoring a high carbonate production in warm epicontinental seas open to the Atlantic, Tethys, and Northern Oceans (Contini et al., 1980; Dercourt et al., 2000; Brigaud et al., 2009b, 2009a). Two carbonate platforms, the Armorican from the West, and the Burgundy from the East, have developed and were separated by narrow marly deposits corresponding to deep basin environment.

2.2.2.2. Stratigraphy

In the Paris Basin, the first work on sequence stratigraphy models on the Middle Jurassic limestones began in the late 1970s at the seismic scale (Vail et al., 1977). The sequences were interpreted as sedimentary processes resulting from eustatic variations leading to regressive/transgressive deposits cycles analyses (Vail et al., 1977). The geometry of the deposits and the sedimentary discontinuities limiting these sequences depended on variations in the space available for the sediments, generally referred to as "accommodation space" (Vail et al., 1977). Following this work, several other studies were carried out to develop more precise sedimentological, diagenetic and stratigraphic models resulting from faciological and environmental interpretations (Purser, 1969, 1975, 1978). The sedimentary sequences described were then of lower order (second or third order) and characterized by a juxtaposition of several facies interpreted as reflecting various depositional processes (Jacquin et al., 1992, 1998). In the late 1990s, subsequent biostratigraphic approaches in cross-referencing the ammonite zonation with brachiopod zonation were achieved improving model resolution (Garcia et al., 1996b; Garcia and Dromart, 1997b). Datations were derived from brachiopods collected from limestone layers in the eastern Paris Basin and have enabled a relatively accurate biostratigraphic calibration to be established (Garcia, 1993; Garcia et al., 1996b). From a stratigraphic point of view, these reference levels correspond to Maximum Flooding Surfaces (MFS), distinguishing several 3rd transgressive cycles recorded by the platform over time. These works allowed to identify regional scale sequences and to precisely date in time the Middle Jurassic deposits, especially Callovian and Bathonian deposits (Garcia et al., 1996b; Garcia and Dromart, 1997b). In the Coulommes oil field, located east of Paris in the central part of the basin, one cored-well in particular named CS1 well (Coulommes 1) has been deeply investigated and replaced in this detailed stratigraphic and biostratigraphic framework (Gaumet, 1997). The high-resolution sequential subdivision made on this well was projected by well-logs correlations on BTS1 well (Berthuis 1) drilled in 1986 (Gaumet, 1997). This scheme has been recently summarized in the publication of Thomas et al., (2023) and was used as a reference in the present paper. The reservoir geometry in the study area was thus conceptualized following a 3rd sequence stratigraphic framework. From the Bathonian to the Late Callovian deposits, a total of ten 3rd sequences have been identified

(namely from bottom to top, sequences MJVIIIc, MJIX, MJXa, MJXb, MJXI, MJXIIa, MJXIIb, MJXIII, MJXIV, MJXV). In detail, each sequence is limited by Maximum Regressive Surfaces (MRS), including 5 that have been recognized (namely from Bt1 to Bt5) intersecting Bathonian deposits, and 6 (namely from Ca0 to Ca4) crossing overlying Callovian deposits. The iron oolithic horizon ("Repère infra-oolithique") which is usually easily identified in Callovian formation has also been reported in each geothermal well.

2.2.2.3. Sedimentology

In the petroleum industry, core analyses are a common practice to assess the targeted reservoir quality. Due to high cost, core recovering is much rarer in the geothermal industry where *cuttings* sampling is by far privileged, consequently implying a limited knowledge of the reservoir heterogeneities. In the early eighties, the increasing development of geothermal projects in the Paris region has led to define a research program to address the problems related to the forecasting of the geothermal resource and its management (Giot and Rojas, 1981). This program was financed by the BRGM and has focused on the study of a single geothermal well named Aulnay-sous-Bois 1 (GAY1) drilled in 1981 in the Seine-Saint-Denis *département*. An extensive coring program, including petrophysical measurements, and a complete logging survey have been conducted in this well to thoroughly investigate the reservoir potential of the Bathonian aquifer of the Paris basin. Sedimentological descriptions were made over 153 m of core (from 1687 m to 1840 m) to characterize the facies succession within the reservoir. For this study, these research program results have been used as a reference for the geological characterization of the Bathonian reservoir (Fig. 47). From bottom to top, four main sedimentary formations have been identified in the report:

- the Marnes à Ostrea acuminata formation (from 1825 m to 1840 m) consisting of marls deposited in lower offshore environment and dated from the Late Bajocian to the Early Bathonian. This interval reveals (1) deep basin deposits made of marls and clays (in blue), poorly bioclastic, and (2) some mudstones to packstones intercalations (in green) indicating a slight transition to a more proximal environment (Fig. 47). No productive layers is noticed is this formation.
- the Calcaires marneux à Pholadomyes (from 1733 m to 1825 m) deposited in lower offshore to shoreface environments, dated from the Early-Mid Bathonian, and mainly made of bioclastic limestones. This section is mainly characterized by 3rd regressive cycles involving progressive facies succession (2 or 3 according to the sequences) and characteristic of the evolution from the most distal deposits (i.e lower offshore environment), through facies deposited between the storm wave base and the fair-weather wave base (i.e upper offshore environment), to the shallower facies deposited above the fair-weather wave base in a higher energy environment (i.e shoreface environment) (Fig. 47). This formation is also routinely called the *Marls and limestones alternations* unit and display a few productive layers (Delmas et al., 2010; Lopez et al., 2010).
- the Oolithe Blanche formation (from 1722 m to 1733 m) consisting of ooid-dominated limestones developed in a high energy environment and displaying by far the best reservoir properties (Delmas et al., 2010; Hamm et al., 2015). It is made of ooid-dominated grainstone, rarely bioclastic, and related to a shoreface/shoal environment dated from the Late Bathonian. This tiny interval corresponds to the top of the regressive cycle of sequence MJXa and integrates the most productive layers (Fig. 47).

• the Calcaires de Comblanchien formation (from 1688 m to 1722 m) identified by muddy limestones deposited in a protected lagoon environment with sometimes local peloid-dominated layers. This section marked the transition between the Late Bathonian and Early Callovian. It is made of micritic and bioclastic mud-supported limestones (mudstones to wackestones), mainly observed at the top of the sequence, and displaying compaction events with abundant stylolithisation. Some peloidal packstones to grainstones intercalations are also noticed in the mid-basal part of the sequence (Fig. 47). These layers, usually described as belonging to the Comblanchoide formation (Rojas et al., 1989; Thomas et al., 2023) are clearly evidenced by water arrivals identified by flowmeter log interpretations (Fig. 47).

Another formation called the *Dalle Nacrée*, made of oobioclastic limestones and stratigraphically related to the Late Bathonian or Early Callovian times (Gaumet et al., 1996; Javaux, 1992) is also well-known for a long time in the basin since it was exploited by the petroleum industry (Perrodon and Zabek, 1990; Delmas et al., 2010) but this formation has not been cored in GAY1 well.

In this paper, facies successions will be considered as Facies Associations (namely from FA1 to FA4) corresponding to the most distal to the most proximal deposit environments (Fig. 47). This nomenclature is based of previous work of Thomas et al., (2023). This choice can be justified as for the purpose of simplification not having enough robust geological data. However, it is assumed that each facies association groups in fact various distinct facies with specific diagenetic footprints which are difficult to characterize at regional scale with only a few core samples. A good example illustrating this facies variability is the petrographic analysis recently made on GCAH2 (from cuttings) and GBD4 (from core) wells where a total of 10 facies has been identified and grouped into facies associations (Catinat et al., 2023a, 2023b).


Fig. 47. Composite log of Aulnay-sous-bois 1 (GAY1) geothermal production well crossing the Bathonian aquifer. From left to right: sedimentary formations, measured depth (MD) in m, gamma-ray (GR), facies associations (FA), sedimentological log in textures, neutron porosity log, core porosity, core permeability, productive layers (flowmetry) identified from flowmeter log interpretations, depositional environments (from lower offshore to lagoon), sequence stratigraphy framework (MJ is for Middle Jurassic), ammonite zones and stages. Note also the core pictures illustrating each facies association left side (Giot and Rojas, 1981).

2.3. Materials and methods

2.3.1. Database (well-logs, petrophysical data, cores, cuttings)

A digital database has been created including 116 geothermal and 31 exploration and production oil wells located in the study area. A total of various 159 numerical well-logs were compiled, and 214 logs have been digitalized using the Neuralog software to acquire ASCII files from old .pdf files and reports. From 83 geothermal wells, flowmeter logs interpretations acquired with PLT (Production Logging Tools) were collected to discriminate productive layers within the reservoir. Their individual contribution to the total flow (in %), their position in depth and each well total transmissivity have been integrated in Petrel©. These data have been then used to calculate individual layer transmissivity using the following formula (Rojas et al., 1989):

$$T_n = T \frac{Q_n}{100} \quad [1]$$

where T_n is in Darcy.metre (D.m), T the total transmissivity in D.m, and Q_n the individual contribution to total flow production of each of the *n* layers as a percentage, leading to the permeability K of each layer as determined below (Rojas et al., 1989):

$$K_n = \frac{T_n}{h_n} \qquad [2]$$

where h_n is the true vertical thickness of each of the *n* layer in metres. All intermediate layers (i.e. intercalated between the first and last identified productive layers) are interpreted in conventional models as non-productive and impervious layers. Their permeability is thus set in this study to 0.001 mD and will be later integrated through the petrophysical modeling process of *Model Type I* (see below 2.3.2. section).

A representative depth of the n producing levels identified in each well, also known as the barycentric depth (Rojas et al., 1989), has been calculated using the following formula:

$$Z_{b} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Z_{i}Q_{i}}{\sum_{i=1}^{n} Q_{i}}$$
[3]

where Z corresponds to the average depth of each level (in m) and Q its related contribution to the flow (in %). These data will only be discussed quantitatively in section 2.4.1.

Furthermore, recent NMR-wireline logging data acquired at Cachan (GCAH2 well) and Bobigny (GBD1 and GBD3 wells) sites (Catinat et al., 2023b) and experimental dataset (i.e. water permeabilities, porosities, NMR) derived from core studies (GAY1 and GBD4 wells) have been also incorporated in Petrel© (Catinat et al., 2023b; Giot and Rojas, 1981). These data will be later used for the petrophysical modeling process of *Model type II* (see below 2.3.2. section).

For 8 geothermal wells (GCAH1, GCAH2, GVIL1, GVIL2, GFR3, GBA1, GBA2), facies associations were identified according to petrographic investigations made on a total of 170 thin sections (cuttings) and related in previous works of Thomas et al., (2023) and Catinat et al., (2023b). In addition, core descriptions (made on 41 thin sections from GBD4 well) and recently published in Catinat et al., (2023a) have been also integrated. Finally, for a total of 128 wells in which no core and cuttings were available, geological reservoir characterization has been made from masterlogs files reviews. Especially for 19 wells in the study area, facies interpretations were not achieved as no geological data were available. The dataset used in this study is illustrated in Table 1.

| Table 1: Summary | of the | dataset used | in t | the | present | study. |
|------------------|--------|--------------|------|-----|---------|--------|
|------------------|--------|--------------|------|-----|---------|--------|

| Well-logs | Number |
|---|--------|
| Gamma-ray (GR) | 127 |
| Sonic (DT) | 72 |
| Neutron porosity (NPHI) | 52 |
| Sonic porosity (SPHI) | 5 |
| Density (RHOB) | 51 |
| Spontaneous potential (SP) | 11 |
| Resistivity (MSFL-LLS-LLD) | 49 |
| NMR porosity (TCMR) (GCAH2, GBD1, GBD3) | 3 |

| NMR permeability (KSDR) (GCAH2, GBD1, GBD3) | 3 |
|---|--------|
| Laboratory experiments (cores) | Number |
| Water permeability/porosity (GAY1) | 40 |
| Water permeability/NMR porosity (GBD4) | 72 |
| Production Logging Tools (PLT) | Number |
| Inflow profile (flowmeter logs) | 83 |
| Total transmissivity | 83 |
| Temperatures (top Bathonian) | 105 |
| Thin sections | Number |
| Cuttings | 170 |
| Core | 41 |
| Masterlog files | 128 |

2.3.2. 3D static models construction workflow

Modeling requires a good geological understanding of the reservoir, an appreciation of the quality of the available data and a good understanding of modeling techniques. Each model is built as the result of choices and methods succession which must be justified in a relevant way, this is the object of the following parts. For the reservoir modeling process, the Petrel© software, developed and commercialized by Schlumberger, was used to build 3D static reservoirs models. For this study, two types of facies models were created and later populated with two distinct permeability datasets:

- The first facies model (*Model Type I*) was built with the Truncated Gaussian with Trends (TGT) algorithm and then populated with each productive layer permeabilities (namely K in this study) derived from equation [2] using the Gaussian Random Function simulation (GRFS) algorithm.
- The second facies model (*Model Type II*) was built combining successively the TGT and Object modeling (OM) algorithms. This model was then populated with petrophysical data (namely Φ-k in this study) derived from NMR and core dataset using the GRFS algorithm.

The general methodology used for this study is illustrated in Fig. 48. With exception of facies and petrophysical modeling processes, each workflow step is identical for both *Model Type I* and *Model Type II*. It is also important to mention that a unique porosity model was created (with properties populated in facies *Model Type II*) because no porosity data can be derived from flowmeter logs and well test interpretations (i.e. as a similar way as for permeabilities computations using equation [2]).



Fig. 48. Overview of the workflow used in this study. The workflow shows the different simplified steps in order to achieve facies (in gray) and petrophysical (in brown) models on Petrel© software. Such 3D reservoir models can be later used to run fluid flow simulation to predict thermal reservoir behavior by integrating production data.

2.3.2.1. Facies association definition and 2D stratigraphic interpretation

The facies association (from FA1 to FA4) were manually coded using the "paint discrete log" tool in Petrel© in 128 wells. Especially for *facies Model Type II* elaboration, productive layers position in depth was used to refine the vertical facies successions in 83 wells (i.e. the number of well with flowmeter logs). These layers being mostly identified in the *Calcaires de Comblanchien* and the *Oolithe Blanche* formations (Catinat et al., 2023b; Hamm et al., 2015), they have been coded through a specific color code (i.e. in orange for layers in FA3, in dark pink for layers in FA4). These layers can be interpreted as poropermeable horizons, made of granular facies, very few cemented, exhibiting a well-preserved and interconnected primary porosity, and thus displaying the best reservoir properties as they contribute significantly to wells flow production (Catinat et al., 2023b). These two supplementary facies code will be later used as input data during the "Object modeling" process for *Model Type II* (see below 2.3.2.3. section).

Reservoir geometry was conceptualized following a sequence stratigraphic framework according to the previous work of Thomas et al., (2023). Well-tops markers (corresponding to MRS in this study, namely from Bt1 to Ca4) have been positioned in 128 wells in 2D section windows according to vertical facies succession. A total of 13 cross-sections have been constructed to conduct inter-wells correlations and accurately identify facies heterogeneity from 2D perpendicular transects. Gamma-ray logs were primarily used to control lateral stratigraphic correlations between wells combined with other well-logs when available. Controlled by well-tops position in depth, surfaces were later generated in 3D with the "Make

surface" tool in Petrel© using a classic "convergent interpolation" algorithm (Sbrana et al., 2018). The sequences which will be mainly studied are those identified in the Bathonian aquifer, as the Callovian ones are not of great interest in the present study. The Late Bajocian sequences beneath Bt1 made of marls, clays and packstones alternations are not modeled in this study. The detailed transect location map and 2 interpreted transects are available in Supplementary Data B.

2.3.2.2. Structural modeling and gridding

For structural modeling section, two major tectonic events are related in the study area and dominate the deeper structure of the basin: (1) the faults network termination of the Beynes-Meudon anticline near south of Paris and (2) the major Bray fault just crossing the north-east part of the model. These faults have been modeled according to their placement at the top of the Dogger/Trias aquifers. Their exact position in depth have been derived from a BRGM structural location map including polylines from a .shp file. Not having any indications in literature concerning the faults displacements, it was quite challenging to model it. Especially for the displacement of the Bray fault that displays large lateral variations in geometry at the seismic scale. Considering this, the displacement has been estimated after observing a surface jump between wells on either side of the fault by projection in 2D windows. The maximum displacement observed is nearly equal to 100 m with a lowering of the northern-east compartment possibly mainly due to the anticlinal fall of the Coulommes oil field (Purser, 1985).

The skeleton of the 3D grid was built with the "Pillar gridding" tool incorporating the fault model previously defined. The cell sizes in X-Y directions were set to 100 m x 100 m, and the stratigraphic surfaces were used to generate 12 horizons dividing the 3D grid into 11 zones reflecting 3rd sequence stratigraphic cycles. In a non-proportional way, each zone is finally sub-divided into 1 or numerous thin cell-layers according to the resolution needed to meet facies definition and interest reservoir areas (i.e. all layers between the base and the top horizons are unequally distributed with variations in thickness). Particularly for zones including metric water-bearing productive layers identified via PLT, they were sub-divided with higher vertical resolution to honour the thinnest metric layers. The cell minimum thickness is about 1 m, and nearly 15 m for cell maximum thickness. Eventually, the final 3D grid comprises 100 layers and nearly 14.10⁶ cells. The general characteristics of the 3D grid are summarized in Table 2.

Table 2: Geometrical characteristics of the 3D grid.

| 1316/1821 | Minimal/maximum depths (m) |
|-----------------|------------------------------------|
| ~200 | Maximum thickness (m) |
| 450 x 400 x 100 | Grids cells (nl x nJ x nK) |
| 13 898 479 | Total number of grid cells |
| 100 x 100 | Horizontal grid cell dimension (m) |
| ~1.5 | Average layer thickness (m) |
| 10 | Number of zones (i.e. sequences) |
| 100 | Number of layers |
| | |

2.3.2.3. Upscaling, facies and petrophysical modeling

The 3D grid built was used as the basis for upscaling, 3D facies and petrophysical modeling of the investigated area. The upscaling process was first used to discretize continuous (well-logs) or discrete (facies code, productive layers) data by assigning a single average property to each cell penetrated by the wells in the 3D grid. Facies were discretized using the "most of" upscaling method, meaning that the

most representative facies in terms of proportions is assigned to each cell. The well-logs inputs were upscaled by using an arithmetic (for porosity data) and geometric (for permeability data) average methods. This means that porosity and permeability values assigned in each cell results from an arithmetic or geometric means on the relevant depth interval. For samples selection, well-logs were treated "as points" as data are continuous and usually sampled every 15 cm, and "as lines" for discrete facies logs and productive layer's permeability interval. A quality control of upscaling results was made through histograms comparisons (well-logs or facies data *versus* upscaled results distributions). For *Model Type I* and *Model Type II*, the upscaled cells numbers in the final 3D grid are illustrated in Table 3.

Table 3: Upscaled cells numbers for Model Type I and Model Type II. Note that the permeability upscaled cells number in Model Type I also integrates impervious layers cells of 0.001 mD.

| | Model Type I | Model Type II |
|-----------------------------|-------------------|---------------|
| Upscaled facies cells | 12139 | 12139 |
| Porosity upscaled cells | No porosity model | 5429 |
| Permeability upscaled cells | 8331 | 521 |

Once upscaling performed, the second step concerns the 3D facies modeling. Three different techniques were involved for facies distributions modeling in Petrel©: (1) Assigned Value (AV), (2) Truncated Gaussian with trends (TGT) and (3) Object Modeling (OM) algorithms.

For both *Model Type I* and *Model Type II*, the AV algorithm was used to assign a unique facies property in zones where only one facies association was defined (i.e. from zone 2 to 5). In the case where two or more facies associations coexist in the same zone (it is the case for zone 1 and from zone 6 to 11), facies distribution was then modeled by using the TGT algorithm.

In constrat to Truncated Gaussian Simulation (TGS), this algorithm includes an additional geometry tab in which facies association belt transitions can be manually designed zone by zone honoring hard data (e.g. well data). It is suitable in our case as the vertical facies associations succession in wells reflect the lateral juxtapositions of different depositional environments that can be situated along a theoretical carbonate ramp profile (from the most extern to intern environments). This algorithm is usually used to properly conceptualize in time and space large-scale ordered facies progradation and retrogradation (i.e. transgressive and regressive systems tracts) recorded in carbonate ramp systems (Brigaud et al., 2014b; Thomas et al., 2023). In detail, to draw facies association transition lines, the method "Line source" was chosen and initial azimuth lines was set to nearly 140°N-150°N to honor the general orientation of the carbonate platform at Bathonian times (Contini et al., 1980). As this algorithm requires also a variogram definition, the major/minor ranges and the variance parameters have been set to mark clear facies transitions that most honor the geometries drawn, and local corrections have been subsequently manually updated layer by layer using the "Brush Painting" tool.

Furthermore, especially for *Model Type II*, the OM algorithm was additionally applied to spatialize productive layers distributions (predicted by inflow profiles from geothermal wells) and the *Model Type I* was used as a "background facies". By the way, the OM algorithm is known as the most suitable facies modeling technique to model accurate geometries of geological objects in 3D (Corlett et al., 2021; Petrovic et al., 2018). For each zone to be modelled, the thickness parameters of geobodies (i.e. productive layers) were determined according to the statistics given in the "Data analysis" tab. In addition, the vertical distribution of productive layers (i.e. hard data in wells) were honored in 3D integrating the vertical facies proportions curves computed for each zone (e.g. 1D vertical function) as a

trend for the modeling process. The general characteristics of the productive layers geometries are reported in Table 4. The choice of this deterministic parameters will be later discussed in section 2.5.4. In any case, the modeling results were quantitatively compared using percent proportions of each facies associations (raw data *versus* upscaled data *versus* modeled property) to perform a quality control of the static realization.

Table 4: Geometrical characteristics (e.g. orientation, dimension, thickness) of geobodies (i.e. productive layers) for each zone involved in the OM process for facies Model Type II elaboration. A unique global seed (i.e. the random number from which starts the generation of the algorithm) was used involving the modelisation of all zones of interest together (the global seed was set randomly to 31772). In each zone, the geobody shape was set to "Ellipse" with a "Rounded" radial profile and a triangular distribution was chosen. Min is for Minimum, Med for Median and Max stands for Maximum.

| | | Distribution | Min | Med | Max |
|--------------------|-----------------------------|----------------|-----|-----|------|
| For all zones | Orientation (°) | | 140 | 150 | 160 |
| (from sequences | Minor width (m) | triangular | 500 | 750 | 1000 |
| MJVIIIc to MJXb) | Maj/Min ratio | | 1 | 1.5 | 2 |
| Zone Bt5-Bt4 | Productive layers in FA3 | | 1 | 3.4 | 4 |
| (sequence MJXb) | Productive layers in FA4 | triangular | 1 | 3.1 | 5 |
| Zone Bt4-Bt3 | Productive layers in FA3 | | 1 | 3.5 | 5 |
| (sequence MJXa) | Productive layers in FA4 | triangular | 1 | 1.1 | 2.2 |
| Zone Bt3-Bt2 | Des du stins laurens in EAD | toda a su da s | 1 | 2.0 | |
| (sequence MJIX) | Productive layers in FA3 | triangular | I | 2.8 | 4 |
| Zone Bt2-Bt1 | Due du stine la reasin EAD | triangular | 1 | 2 | 2 |
| (sequence MJVIIIc) | Productive layers in FA3 | | | 2 | 3 |

The final step concerns the 3D petrophysical modeling. For this purpose, two petrophysical properties were considered in this study: the porosity and permeability data.

For both *Model Type I* and *Model Type II*, these properties were propagated in 3D using the GRFS algorithm. This algorithm is a stochastic method honoring well data and facies distributions and integrating a geostatistical analysis to properly reproduce the high spatial porosity-permeability heterogeneities between wells where no information are available (Brandano et al., 2020; Brigaud et al., 2014b). In each case, two different geostatistical analysis conditioned to the facies distributions were conducted on porosity and permeability dataset: (1) a univariate statistical analysis through distributions laws to determine the general behavior of the data and (2) a variography analysis to determine their spatial distributions. Porosity data were distributed using normal distribution laws and permeabilities using log-normal distributions laws. For the *Model Type II*, it is important to mention that core porosity measurements and NMR porosity (namely TCMR logs) were prioritized over NPHI logs in case where two datasets were available in a same well. The variography analysis was performed on permeability data derived from equation [2] for *Model Type I*, and only on porosity dataset for *Model Type II* (this choice is justified in this case by the limited core and logs permeability data available). Variography results will be later discussed in section 2.5.2.

2.4. Results

2.4.1. General productive layers characteristics

The Bathonian aquifer is characterized by the occurrence of a large number of productive layers. These productive horizons are identified in geothermal wells by regular interpretation of flowmeter logs

acquired during production tests. These interpretations reveal the vertical structure of production within the aquifer. This structure is complex, as the position of these levels in depth, their number, thickness and permeability highly vary from well to well. Detailed analysis of these parameters in geothermal wells enables to assess vertical heterogeneity within the reservoir on a regional scale (Fig. 49). All the data compiled in the study area point to the following observations:

- The identification of numerous producing levels at varying depths indicates that reservoir production results from a complex stratified vertical structure. The shallowest producing level is found at 1432 m in GAG2 well (Arcueil-Gentilly 2), with a barycentric depth of 1457.3 m (Fig. 49A), and the deepest at 1767 m in GCHE4 well (Chelles 4), with a barycentric depth of 1712 m (Fig. 49A). This difference is partly explained by the architecture and topography of the reservoir in depth, with a shallower zone, located south of Paris, inherent of the Beynes-Meudon anticline structure. The productive layers mean barycentric depth for all wells is equal to 1623 m (Fig. 49A).
- Reservoir production is also ensured by productive horizons of varying thicknesses. The thinnest level (0.1 m) is observed in the GTRE1 well (Tremblay-lès-Gonesses 1) and the thickest (20.4 m) in the GCHE2 well (Chelles 2) (Fig. 49B). In total, routine interpretation of flowmeter logs identified 577 productive layers in the study area, averaging around 2 m in thickness (Fig. 49B). The cumulative thickness of the producing horizons (i.e. net cumulative thickness) varies from around 5 m for the GAG1 well (Arcueil-Gentilly 1) to over 31 m for the GVSG1 well (Villeneuve-Saint-Georges 1), with an average total cumulative productive thickness of 15 m on a regional scale (Fig. 49C), which remains very low compared with the total thickness of the Bathonian carbonate series (around 15% to 20%). These very thin layers, of metric to sub-metric thickness, are distributed over a total vertical interval (i.e. gross cumulative thickness) of about 50 m on average, with a minimum thickness equal to 14.6 m observed in GLCN3 well (La Courneuve Nord 3) and up to almost 130 m at the maximum observed in GCTM1 well (Châtenay-Malabry 1) (Fig. 49D).
- Total transmissivities measured during production tests ranged over a wide set of values, with a calculated mean of 37.9 D.m (Fig. 49E). The lowest value (4.9 D.m) was recorded in the GVIL1 well (Villejuif 1) and the highest (109.5 D.m) in the GSUC3 well (Sucy-en-Brie 3), south-east of Paris (Fig. 49E). Individual transmissivities per level range from 0.1 D.m to 43.2 D.m, with an average of 55 D.m (Fig. 49F). Finally, the permeability values, derived from the individual transmissivities and thicknesses of each producing horizon, fluctuate between 0.1 D and 67.5 D with an average approaching 4 D (Fig. 49G). The highest permeability values can be explained by the very low thickness values of certain levels, leading to a strong overestimation compared to the calculated average (3.6 D).

Taken together, these parameters show that the production of the Bathonian aquifer in the Paris Basin is controlled by the presence of numerous producing levels whose vertical distribution at a regional scale remains highly heterogeneous and thus hardly predictable.



Fig. 49. Statistical results of productive layers parameters (identified in facies association FA3 and FA4) in the study area. A: Barycentric depths distribution of productive layers in wells. B: Thickness distribution of each productive layers. C: Cumulative thickness distribution of productive layers in wells. D: Total thickness distribution of productive layers in wells. The total thickness integrates intermediate sections identified between each layer, from top to bottom. E: Total transmissivity distribution in wells derived from production test interpretations. F: Transmissivity distribution of each productive layers weighted by their individual contribution to production. G: Permeability distribution of each productive layers derived from equation [2]. N is for data number, μ is for mean, σ stands for standard deviation, min means minimum, and max stands for maximum.

2.4.2. Linkage between sequence stratigraphy and reservoir architecture

The implementation of 13 perpendicular transects, crisscrossing the study area, helped in better appraising the reservoir's sedimentary architecture. The detailed transect location map and two specific correlations cases are provided in Supplementary data B. Stratigraphic correlations were carried out using Berthuis 1 (BTS1) well as a reference situated close to the investigated perimeter. This proximity made it possible to set a fairly accurate stratigraphic framework and to distinguish 10 third-order sequences depicting the Middle Callovian and Bathonian deposits. For both model types (i.e. *Model Type I* and *Model Type II*), stratigraphic sub-divisions are identical. Part of the stratigraphic conceptual model (*Model Type II*) is illustrated in Fig. 50. This figure gives an overview of the various facies associations (from FA1 to FA4) layout and productive layers position in depth within the reservoir in 15 selected geothermal wells.

The targeted Bathonian aquifer (sequences MJVIIIc to MJXb) is sealed by Callovian deposits (sequences MJXI to MJXV) (Fig. 50A). Such deposits are characterized by facies associations FA1 and FA2, mainly composed of clays and marls, corresponding to the platform's most distal sedimentary environments (lower offshore and upper offshore environments). In the study area, the cap-rock is quite uniform and easily identifiable in sections where gamma-ray values fluctuate between 30 to nearly 120 gAPI (i.e. high argillosity). The punctual presence of more granular intervals, related to facies association FA3, are sometimes identified at the Callovian series base (sequence MJXI) in a few wells (Fig. 50A). These sections, which consisting mainly of alternating marl and limestones with more locally ooid and bioclastic limestones, are associated with the *Dalle Nacrée* formation, a major oil reservoir exploited in the Paris Basin (Delmas et al., 2010). Wells are generally cemented under this formation to avoid oil contamination before being drilled in open hole through the Bathonian aquifer (Lopez et al., 2010). The uppermost part of the aquifer is made of lagoonal deposits of *Calcaires de Comblanchien* limestones (facies association

FA4) belonging to the sequence MJXb (Fig. 50A). The lower sequences (MJXa, MJXb and MJVIIIc) feature predominantly ooid limestones deposited in shoreface/shoal environments (association facies FA3) with more marly-calcareous layers, mostly made of marls and packstones, corresponding to upper offshore environment (association facies FA2) (Fig. 50A). These deposits are respectively included in the *Oolithe Blanche* and *Calcaires marneux à Pholadomyes* formations.

The vertical productive layers distribution in the aquifer is highly heterogeneous (Fig. 50A). Most layers are found in the ooid-dominated units (FA3), while a smaller number are identified in more superficial lagoonal units (FA4) (Fig. 50A). As a general rule, in all the boreholes studied, the sequence MJXa accounts for most of the production, 70% on average, with production increasing towards the top of the *Oolithe Blanche* formation. The rest of the production originates from other sequences exhibiting various distributions: 20% for the sequence MJXb, and 8% and 2% for the sequences MJIX and MJVIIIc, respectively. A few layers can also be rarely observed in the most marly units (FA2) in the sequence MJIX and MJVIIIc, but they contribute only marginally to total geothermal fluid production.

The curves analyses showing the facies proportions vertical distribution across each sequence lead to the following two observations:

(1) for the sequence MJXb, the productive layers are broadly distributed throughout its entire thickness, with an increasing proportion (nearly 22%) in its mid-basal section (Fig. 50B). They are usually interpreted as more granular limestones (i.e. *Comblanchoide*) disseminated in a set of non-productive muddy limestones (i.e. *Calcaires de Comblanchien*).

(2) For sequences MJXa, MJXb and MJVIIIc, productive layers are preferentially distributed in their summits with increasing proportions up to their tops (i.e. below the Maximum Regressive Surfaces) (Fig. 50C-D-E). The occurrence of productive layers becomes progressively lower towards the base of the aquifer: the maximum proportion in the sequence MJXa is close to 50%, compared with 30% for the sequence MJIX, and almost 10% for the sequence MJVIIIc (Fig. 50C-D-E). This configuration indicates a clear link between the position of the productive layer and the stratigraphy sequence framework. Each regressive decametric sequence is organized from base to top by transitions of depositional environments, from the most distal to the most proximal, relative to progressive decreases in sea level over time. However, some sequences feature only one single facies association and regressive system patterns are mainly found in sequences MJXa, MJIX and MJVIIIc (Fig. 50 C-D-E). The presence of marly limestones in increasing proportions (80% on average) at the base of each sequence (Fig. 50C-D-E) indicates the flooding of the platform. With this in mind, the origin of productive layers could be partly explained, at least for sequences MJXa, MJXb and MJVIIIc, by possible successive emersion phases of the Bathonian carbonate platform leading to emerged islands or less-cemented units formations (Brigaud et al., 2014b). These observations are also corroborated by the detailed study of the Aulnaysous-Bois 1 well, and the more recent study of the Cachan sub-horizontal well (GCAH2) (Catinat et al., 2023a).



Fig. 50. A: Conceptual stratigraphic and facies Model Type II on 15 specific wells mainly located in the Val-de-Marne département, south of Paris. In the entire study area, this stratigraphic framework is identical for both models (Type I and Type II). Only productive layers have been refined with a specific color code (as shown in orange and dark pink on the figure) in the Model Type II. All the facies and Maximum Regressive Surfaces are illustrated, note also in red the iron oolithic horizon (RIO). From B to E: 1D vertical facies proportions curves for all the study area and for each zone (i.e. from sequences MJXb to MJVIIIc) used during the "Object modeling" process (i.e. productive layers spatial distribution) in Model Type II. Note that the proportions of productive layers are mostly found when approaching the top of each sequence under Maximum Regressive Surfaces except for sequence MJXb.

2.4.3. 3D reservoir models

2.4.3.1. Facies models

Once populated in 3D, the stratigraphic surfaces and facies help in building 3D static facies models conceptualizing a high-resolution reservoir geometry. Thickness and facies association 2D maps at the top of sequences MJXa (MRS Bt4) and MJXb (MRS Bt5) (i.e. sequences of great interest for reservoir characterization) and 3D models views (*Models Type I* and *Type II*) are illustrated in Fig. 51.

Sequence thicknesses are not uniform at the study area scale. The average thickness of sequence MJXa is around 30 m, with thicknesses fluctuating between 18 m and almost 65 m in the north-western part

of the model (Fig. 51A). Thicknesses are lower in sequence MJXb, averaging 25 m, with a minimum and maximum of nearly 15 m and 50 m, respectively (Fig. 51B). The top of the sequence MJXa is dominated exclusively by ooid-dominated facies (FA3 association facies), except for the north-western end, where the proximal lagoonal limestones of the Calcaires de Comblanchien formation (FA4 association facies) begin to slightly prograde over these deposits (Fig. 51A). It was only as from the Late Bathonian that this progradation reached its peak, with lagoonal deposits covering a vast area, almost 80%, from the top of the sequence MJXB to the edge of the Val-de-Marne département (Fig. 51B). Such deposits are limited to the south-east, towards Palaiseau city, by gradual appearance of barrier/shoreface environments (facies association FA3) and upper offshore deposits (facies association FA2) whose thicknesses average around 20 m (Fig. 51B). In this sequence, the lagoonal limestones series tends to thicken progressively to the northwest towards the center of the inner protected and shallower platform (Fig. 51B). This platform is characterized by ooid shoal/shoreface deposits perpendicular to the ramp slope and oriented between 140°N and 150°N, values approaching those published in previous works (Contini et al., 1980; Mégnien and Mégnien, 1980; Rojas et al., 1989). These 2D maps provide a conceptual update of the paleogeographic maps of Middle Jurassic carbonates in the central Paris Basin and should be used to guide the siting of new geothermal boreholes.

The first facies model (Type I) features only 4 facies associations (Fig. 51C), unlike the second (Type II) where productive layers have been 3D-modelled as lenticular geobodies (Fig. 51D). The facies Model Type I has been used as a background property during the second one facies modeling process. In any case, models are nearly 40 km long, 45 km wide, and approximately 180 m thick (Fig. 51C-D). The top and base of each model are limited by highest Maximum Regressive Surface Ca4, and the lowest one Bt1 (Fig. 51C-D). Early Callovian deposits (facies association FA1 and FA2), lying between surfaces Bt5 and Ca4, act as cap-rock for the Bathonian aquifer (Fig. 51C-D). The topography of the geothermal aquifer is elevated (100 m on average) to the south of Paris, in the Val-de-Marne département, by the presence of the Beynes-Meudon anticline (Fig. 51C-D). This anticline structure but also the Bray Fault, situated at the north-western end of the modeling perimeter, represent the two major tectonic events observed in this part of the basin (Fig. 51C-D). As shown by the 2D facies map and relevant with the Bathonian paleo-geographical map top of reservoir, the Calcaires de Comblanchien formation progressively disappears westward (in sequence MJXb, between surfaces Bt4 and Bt5) as attested by the progressive transition from facies association FA4 to FA3. This transition is clearly highlighted in 3D by Model Type I where the lagoonal facies (FA4) pass laterally into dominant ooid facies on the model eastern edge (Fig. 51C). Westwards, the facies association FA2 (upper offshore environment), covering a tiniest area at the top of sequence MJXb, suggests a progressive apparition of marls and packstone alternations corresponding to a distal part of the carbonate ramp. The occurrence of these facies increases within the lower sequences (MJXa, MJIX and MJVIIIc) towards the east (Fig. 51C), where the Late Bajocian series characterized by the deepest basin deposits (facies association FA1, lower offshore) tend to be approached. This deeper section has not been investigated in the present study. The reservoir architecture is identical in the facies Model Type II but the most productive layers in facies association FA3 and FA4 have been propagated using the OM algorithm. Each geobody (i.e. productive layer identified by water inflow) exhibits a lenticular shape (Fig. 51D), thus adding a supplementary degree of facies heterogeneity. Sequence by sequence within the Bathonian aquifer, their vertical distribution proportions are properly honoured as attested by a weaker occurrence of geobody when approaching the model base (surface Bt1) (Fig. 51D).



Fig. 51. A: 2D facies association map for Model Type I at the top of surface Bt4 with the thickness (black lines) related to the sequence MJXa. B: Same type of view as in A but at the top of surface Bt5 (sequence MJXb). C: View of the entire 3D facies Model Type I built on Petrel[©] software showing facies association architecture. D: Same view as in C corresponding to 3D facies Model Type II displaying spatial productive layers distributions as lenses (in orange and

dark pink in facies associations FA3 and FA4 respectively). The vertical exaggeration is set to 35. In each case, also note the position of transects 3 and 11 provided in Supplementary Data B.

2.4.3.2. Porosity model

The *facies Model Type II* was populated with core and logs porosity data available in the study area (approaching nearly 60.10³ data points). As neutron porosity logs exhibit unrealistic overestimated values in marls and clayey formations (Serra, 1984b; Thomas et al., 2023), namely in Callovian cap-rock with sometimes up to 60%, the statistical analysis has been only conducted in the Bathonian aquifer, namely between surfaces Bt1 and Bt5. The global porosities data trend by facies and productive layer, as well as *porosity Model Type II* results, are depicted in Fig. 52.

All values measured fluctuate between 0.04% and almost 35% and exhibit broadly unimodal distributions, despite some peaks that do occasionally appear. These values lie however mostly between 0% and 25% in terms of proportions (Fig. 52A). The lowest porosities, averaging 8.5%, are recorded in the marly limestones sections (facies association FA2) displaying poor reservoirs properties (Fig. 52A). Values describing ooid-dominated limestones (facies association FA3) and lagoonal limestones (facies association FA4) are slightly higher, averaging 10.26% and 10.39%, respectively (Fig. 52A). The highest values are found in the productive layers, with almost 13% on average for those included in facies association FA3, and 13.2% for those identified in facies association FA4, confirming the best reservoir quality of this sections (Fig. 52A). Interestingly, productive layers do not systematically lay out high porosity, with values sometimes approaching only 1% (Fig. 52A). This can be directly linked to the scaleup problematic frequently encountered in carbonates systems as we are dealing with 2 distinct investigated scales (pore scale versus reservoir scale). Indeed, porosity measurements (conducted every 0.15 m on average) are only relevant to assess reservoir potential in well vicinities, whereas hydrogeological characteristics of productive layers integrate more continuous and lateral properties within the aquifer (Catinat et al., 2023a). This mean that intervals in which non-productive layers were identified can also contribute to total flow production, perhaps in a more minor way, and cannot be strictly conceptualized as impervious more cemented sections. In any case, the calculated standard deviations are guite similar, ranging from 4.34 to 5.01 (Fig. 52A), thus corroborating a complex and highly heterogeneous reservoir structure, with porosities distributed over a wide values range. Deterministic values derived from literature (Thomas et al., 2023) were set to populate overlying Callovian deposits (facies association FA1) as no data can be properly retrieved, but this section is not of great interest in the present study. Detailed porosity dataset statistical results are provided in Supplementary Table C. Porosity data normal distributions laws were used to build the 3D porosity model (Fig. 52B). A geostatistical analysis derives from 3D semi-variograms computations were conducted to define horizontal and vertical correlation lengths of spatial porosity distributions. Distributions results can be interpreted as diagenesis variations within the reservoir adding an additional degree of heterogeneity. Indeed, each facies association can be seen as integrating various sub-facies that cannot be clearly identify in absence of cores and exhibiting various petrophysical properties. Such properties can be strongly modified by subsequent diagenesis processes (for instance dolomite dissolution or isopachous cements precipitations around grains) reducing or enhancing reservoir guality (Catinat et al., 2023b, 2023a; Purser, 1985; Thomas et al., 2023, 2021).

As variography analysis usually requires an input search cone direction and as no anisotropy in the data could has been properly constrained (for instance using variogram map computation to define a global trend), horizontal experimental variograms were tested in multiple directions (i.e. azimuth) to get optimal

results. The best results were found by setting a direction to 300°N meaning that the samples seem to have more continuity following this direction. Detailed variography analysis inputs parameters and results of *porosity model Type II* are reported in Supplementary Table C. These results will later be discussed in section 2.5.2.



Fig. 52. A: Porosity dataset statistical results. Normal distribution laws conditioned to facies were used for the porosity modeling process. Porosity data were normalized (i.e. the height of all the bars sums to 1) and the height of each bar is equal to the probability of selecting an observation within that bin interval. The means (μ) values are plotted as wells as standard deviations (σ) quantifying the variability of the data values and their distributions around the average value. B: View of the entire 3D porosity Model Type II built on Petrel© software.

2.4.3.3. Permeability models

The regional productive layers parameters distributions (such as total cumulated thickness, number, transmissivity and permeability) were produced by convergent interpolation. The 2D maps results are shown in Fig. 53. The spatial distributions reliability depends on the number of control points available within the modeling perimeter. Areas with sparsely geothermal boreholes density, situated primarily on model edges, result from extrapolation that should be interpreted carefully. A focus was set on

sequences MJXa and MJXb as they supply the major geothermal fluid production within the reservoir. The regional distribution of cumulative thicknesses's productive layers is fairly heterogeneous (Fig. 53A). Nevertheless, two observations can be made. Firstly, cumulative thicknesses, mainly located in a trench running from Palaiseau city in the south-west to Bobigny in the north-east, are relatively low, averaging between 5 and 15 m (Fig. 53A). On the other hand, thicknesses are higher in the east of the Val-de-Marne département, near Créteil, as in the north of Seine-Saint-Denis, but also towards Torcy, east of Paris, with values exceeding 25 m, sometimes up to 31 m (Fig. 53A). Two areas stand out more clearly on 2D total transmissivity map. The first (located in the south-west) is characterized by low transmissivities below 30 D.m and the second (covering the north-east) is wider with transmissivities fluctuating from 30 D.m to over 100 D.m (Fig. 53B). The lowest transmissivities westwards can be related to a decrease in productivity induced by the progressive appearance of marly limestones alternations. This development is also clearly coupled to the progressive degradation of ooid-dominated limestones properties when approaching westwards the deeper basin clays, commonly known as Sillon marneux deposits. This degradation can be thus partly explained by the progressive invasion of reservoirs sections by a clayey limestone mud from open sea side. Furthermore, the highest transmissivity areas are located south-east of Créteil and north-east of Bobigny city suggesting better local reservoir properties. The highest value (109.5 D.m) is recorded in GSUC3 well (Sucy-en-Brie 3) whereas the lowest one (4.9 D.m) is found in GVIL1 well (Villejuif 1), south of Paris (Fig. 53B). No obvious correlation can be established between the two variables previously described. Thinner cumulative productive sections do not systematically imply lower total transmissivity values. It is the individual thicknesses of each level and their in-depth vertical distribution which control reservoir productivity. The productive layers number in sequence MJXa is higher than in sequence MJXb, respectively 4 against 2 in number on average (Fig. 53C-D). These layers are mainly located in the suburbs of Paris in sequence MJXa, with a maximum number of 11 found south of Créteil in GVSG1 well (Villeneuve-Saint-Georges 1) (Fig. 53C). The occurrence of layers is much rarer around Paris in sequence MJXb as they are mainly distributed in the western area with a maximum of 6 layers identified in GTRE4 well (Tremblay-lès-Gonesse 4), northeast of Bobigny city (Fig. 53D). Finally, the distributions of average productive layers permeabilities are quite heterogeneous in both sequences (Fig. 53E-F). No clear trend can be evidenced as some side effects are noticed in case not sufficient data are available. In sequence MJXa, permeabilities fluctuate between 270 mD in GVG1 well (Villeneuve-la-Garenne 1) and about 40 D in GBL4 well (Bonneuil-sur-Marne 4) with an average of nearly 4 D. Permeabilities in sequence MJXb are slightly lower, 3 D on average with a minimum of 360 mD in GBA1 well (Bagneux 1) and a maximum of about 24 D in GTRE1 well (Tremblaylès-Gonesse 1) (Fig. 53E-F).

Facies models Type I and *II* were used as the basis for permeability models creation (Fig. 54). Two distinct permeability datasets were used as petrophysical inputs for reservoir modeling. *Permeability model Type I* was populated with permeabilities (N=577) derived from equation [2] whereas *permeability Model Type II* integrates core and logs permeabilities (N=8825). It is important to mention that default NMR permeability values (i.e. KSDR logs recorded by CMR tool) have been reprocessed using a simple power law, namely macroporosity *versus* permeability. This relationship has been determined from GBD4 well core samples measurements and recently published in Catinat et al., (2023a).

In the first case (i.e. *permeability Model Type I*), each value is associated with a productive layer permeability (Fig. 54A). Some levels (N=129) are found in the facies association FA4 and others, more numerous (N=448), in the facies association FA3, all sequences combined (Fig. 54A). Areas crossed by geothermal wells in which no productive layers were identified were set as impervious sections (0.001

mD). The calculated permeability values are quite similar in both facies associations. They fluctuate from 250 mD to 67.5 D with an average of 3.2 D in facies association FA4, and from nearly 135 mD to 63.4 D with an average of 3.7 D in facies association FA3 (Fig. 54A).

In the second case (i.e. *permeability Model Type II*), permeabilities measured either from log data (NMR) or from mini-cores samples figure much wider values ranges, from 10⁻⁵ mD to nearly 1.6 D (Fig. 54B). The highest values are clearly identified in productive layers, namely coded in orange in facies association FA3 (N=844) and in dark pink in facies association FA4 (N=1214), averaging 140 mD and 125 mD respectively (Fig. 54B). Permeability values (N=2738) of ooid-dominated limestones (FA3) exhibit slightly lower ranges, from 10⁻³ up to more than 700 mD, with a mean of about 56 mD, showing some good reservoir potentialities (Fig. 54B). In contrast, lagoonal (FA4) and upper offshore (FA2) limestones present the dataset lowest permeabilities, with a respective mean of 16 mD and 8.6 mD, describing very poor reservoir propertie (Fig. 54B). In a same way as for *porosity Model Type II* elaboration, permeability values were deterministically set in Callovian cap-rock (facies association FA1) as no relevant data measured in wells can be properly used. Detailed permeability dataset statistical results for each case are provided in Supplementary Table C.

3D views of *permeability Models Type I* and *Type II* results are illustrated in Fig. 54. In each case, permeabilities values were propagated in 3D grids using the Gaussian Random Function Simulation algorithm which requires a variography analysis. Such analysis has been done on permeability dataset derived from 83 wells in the *permeability Model Type I*. In contrast, no sufficient permeability data were available in *permeability Model Type II* (i.e. only in 5 wells) to conduct a robust spatial geostatistical analysis. With this in mind, the same semi-variograms results computed from *porosity Model Type II* were thus used for the permeability modeling process in this case. Permeabilities were propagated in 3D following log-normal laws distributions (defined in "Data analysis" tab in Petrel©) involving a mean and standard deviation calculations according to each facies association. Detailed variography analysis inputs parameters and results of *permeability Model Type I* are reported in Supplementary Table C. These results will later be discussed in section 2.5.2. and compared with those obtained from porosity variography analysis.



Fig. 53. 2D regional distribution maps results of productive layers parameters. A: Productive layer's total cumulative thickness map. B: 2D total transmissivity map. C-E: Productive layer's number and average permeability maps in sequence MJXa. D-F: Productive layer's number and average permeability maps in sequence MJXb. Each data point has been compiled and integrated in Petrel© software as input parameters for reservoir characterization. Single point



data have been used to create numerical property map by using a simple convergent interpolation algorithm.

Fig. 54. A: Permeability dataset statistical results derived from equation [2] and used for permeability Model Type I

creation. B: Permeability dataset statistical results from core and logs used for permeability Model Type II creation. In each case, log-normal distribution laws conditioned to facies were used during petrophysical modeling processes. C: View of the entire 3D permeability Model Type I built on Petrel[©] software. D: Same view as in C but for permeability Model Type II.

2.5. Discussions

2.5.1. Models uncertainties quantification

The 3D models quality depends on the reliability of their in-wells and spatial properties predictions. The more accurate the prediction, the better and closer the models tend to approach reservoir reality. Such accuracy depends greatly on data available quality. But this assessment is even more important given that 3D models rely on a limited amount of data. Indeed, the upscaled cells number, whether for facies (N=12139 cells), porosity (N=5429 cells) or permeability data (N=8331/521 cells), remains extremely weak when compared with cells total number from the 3D built models, each reaching nearly 14.10⁶ cells. The calculated proportion ratios between raw data (i.e. hard data measured in wells) and those predicted (i.e. extrapolated data) average around 0.05% solely. More specifically for the present study, the major uncertainties quantification lies in the adequacy of 3D predictions of (1) sequency stratigraphic surfaces, (2) facies, (3) porosity and (4) permeability properties. To assess the in-depth position validity of the predicted surfaces, 4 wells (namely GAY3, GADP2, GLAV1 and GSUC1) based in various locations in the study area were removed during the 3D horizons modeling process. The same methodology was adopted for evaluating the facies, porosity and permeability properties predictions, but only in 2 different wells (namely GAY1 and GBD1). This limited selection is justified by the need of cumulating simultaneously flowmetry, facies, permeability and porosity data among a same well. Uncertainties analyses were also only conducted on Models Type II results as the surfaces are identical in each model (i.e. Models Type I and Type II), but also because the facies Model Type I was used as a background property for facies Model Type II elaboration, and finally because just one porosity model has been built (i.e. porosity Model Type II).

The predicted surfaces positions, including only Bt1 to Bt5 horizons intersecting the Bathonian aquifer, are compared with those defined in original models (Fig. 55A). The average depth gap (i.e. discrepancies between predicted versus real depths) enabled to assess the surfaces prediction quality. The best prediction is found in GADP2 well, with a calculated mean at 2.2 m (Fig. 55A). Surfaces Bt1 and Bt5 are predicted with the best accuracy depicting vertical gaps of less than 1.4 m (Fig. 55A). GSUC1 well results exhibit slightly greater discrepancies, averaging 4.7 m, with the Bt3 surface predicted least accurately, with a mean of about 8 m, and Bt2 the most accurate, with the smallest value nearing 0.6 m (Fig. 55A). The results are quite less satisfactory for GAY3 and GLAV1 wells, where the calculated depth gaps average 8.9 m and 6.2 m, respectively (Fig. 55A). The surfaces Bt4 and Bt5 are broadly well predicted in GAY3, with a gap of 5.8 m on average, while Bt1, Bt2 and Bt3 surfaces point more significant differences, of about 11 m on average (Fig. 55A). In GLAV1 well, only surface Bt1 shows a coarse deviation approaching 11.5 m while others are better predicted approximating 5 m on average (Fig. 55A). The estimated uncertainties appear to be fairly low, if not negligible in some cases, when related to the total thickness of the Bathonian aquifer (around 100 m on average). The calculated regression curve (R²=0.98) is very close to the "x=y" line proving a strong correlation between predicted and real surfaces positions (Fig. 55A). However, as some productive layers are usually very thin, from sub-metric to metric scale, such discrepancies can play a decisive role in appraising reservoir resources. The surface Bt3, Bt4 and Bt5 predictions should above all be seriously considered knowing that most of the productive layers are identified in sequences MJIX, MJXa and MJXb.

The facies prediction results are shown in Fig. 55B. To quantify uncertainties, 5 distinct realizations were performed (namely from S1 to S5) and compared with the original (base) facies Model Type II (Fig. 55B). Two general observations can be made. The first concerns facies associations predictions results (i.e. from FA1 to FA4) and the second, the lenses (i.e. productive layers) vertical distributions reliability in each sequence. In each well, the depositional sequences, from the outermost facies associations (FA2) to the innermost ones (FA4), are relatively well respected (Fig. 55B). However, the marly sections thicknesses (FA2) identified at the base of each sequence (namely MJXa, MJIX and MJVIIIC) are severely underestimated in GAY1 well, with a decrease in thickness of almost 50% (Fig. 55B). This is not the case for GBD1 well in which vertical proportions are quite properly honored except for a few less wellpredicted sections (Fig. 55B). Such thicknesses discrepancies figured in GAY1 can be explained by the quality of facies belts transitions drawn during the modeling process (i.e. using the Truncated Gaussian with Trends algorithm). If neighboring wells have thinner sections (of FA2 limestones) at sequences bases, the general adopted method aims at honoring these thicknesses at the expense of thicker sections depicted in one single well, in this case GAY1 well for instance, leading to a local underestimate. However, the conceptual scheme of sequence stratigraphy and deposits successions are well-honored on a regional scale. With respect to productive layers, their in-depth distributions are much more heterogeneous and random (Fig. 55B). This can be justified by two factors: (1) the facies vertical proportions curves defined during the modeling process resulting from a general statistical study on all model wells, and (2) the wrong prior assignment of a facies association (either FA3 or FA4 in this case) in which productive layers spatial distributions will later be predicted in. As a result, some unidentified productive layers can be modelled in lower sequences, such as in sequence MJVIIIc for GBD1 well, thus honoring statistical distributions derived from all wells in the study area (Fig. 55B). In sum, for both wells and cumulated scenarios, the uncertainties are very close in proportions, with an average correlation of 57% for equal facies (meaning well predicted cells) versus 42.8% for different facies (meaning less well predicted cells) (Fig. 55B). This means that more than one in two cells in the model, just slightly above 50%, is vertically well predicted in wells, which is still remains highly uncertain.



Fig. 55. Uncertainties analysis results of sequence boundaries (in A) and facies properties predictions (in B). For surfaces predictions, the depth gap mean (expressed in m) between real surface and predicted positions are annotated. For facies and productive layers predictions, the proportions of upscaled cells number that are similar (equal in black) or dissimilar (different in gray) to those of the base model are estimated for each single scenario (abbreviated S1 to S5) and expressed as a percentage.

To evaluate porosity and permeability properties predictions, the same approach as previously described was followed, with the statistical realization of 5 different models (Fig. 56). In each case, the porosity and permeability distributions are completely random. This is not surprising considering the agorithm chosen to propagate the properties in space (i.e. Gaussian Random Function Simulation algorithm). No clear relationship can be evidenced between measured properties in wells and those predicted as proven by very low correlation coefficients values (R²) of 0.02 for porosities and about 0.009 for permeabilities (Fig. 56A-B). Some sections however exhibit distributions approaching raw measured permeabilities, at least in terms of trends, notably in sequences MJIX and MJXa (namely between surfaces Bt2-Bt3 and Bt3-Bt4) for both wells (Fig. 56B). In fact, the petrophysical data predictions reliability is directly controlled by facies vertical distributions in wells. The better the facies and surfaces are predicted, the greater the



prospects of having porosity and permeability variations alike those measured within the reservoir.

Fig. 56. Uncertainties analysis results of the porosities (in A) and permeabilities properties predictions (in B). In each case, upscaled cells predicted values have been compared to measured properties in wells through simple correlation cross-plots aiming at evaluating each scenario reliability.

2.5.2. Permeability models comparisons

Understanding regional permeability distributions is essential for optimizing future geothermal operations locations, as it guarantees the capacity to extract the maximum possible resources from the reservoir. From *permeability Models Type I* and *Type II*, 2D average permeability maps were produced in two sequences of greatest interest, namely the sequences MJXa and MJXb (Fig. 57). In each case, permeabilities are distributed over very different value ranges due to collected data nature (i.e. permeabilities derived from transmissivities *versus* core and log permeabilities).

For *permeability Model Type I*, permeabilities fluctuate between 10⁻³ mD and almost 12 D, with an average of 1360 mD in sequence MJXa (Fig. 57A). The average is slightly lower in sequence MJXb, nearing 5 D, with values ranging from 10⁻³ up to 5 D (Fig. 57B). Such values are much lower than those calculated for each individual productive layer as the maps result from a properties vertical mean including also

impervious sections in each sequence (i.e. non-productive intervals set at 0.001 mD). Permeabilities are heterogeneously distributed in the region (Fig. 57A-B). Areas characterized by thicker marly limestones sections (facies association FA2) exhibit lower permeabilities, approaching sometimes 0.001 mD. This is the case of the area situated of about 10 km south of Créteil in sequence MJXa, but also in the model south-eastern part, north of Palaiseau, in sequence MJXb (Fig. 57A-B). With regard to *permeability Model Type II*, permeabilities vary from 0.5 mD to nearly 225 mD, with an average of about 70 mD in sequence MJXa (Fig. 57C). In sequence MJXb, the average is significantly lower approximating 40 mD, but values range from 0.05 mD to sometimes over 700 mD (Fig. 57D). As for the *permeability Model Type I*, the same local areas depicting low permeabilities can be partly explained by a greater occurrence of more marly limestones sections (facies association FA2). This is not surprising since the *facies Model Type I* has been used as background property in constructing *facies Model Type II*.

Both models were compared by simple subtraction (Fig. 57E-F). Lighter areas correspond to smallest differences in permeability and the black ones conversely (Fig. 57E-F). No clear trend emerges because (1) the input permeability datasets used are fundamentally different and (2) the parameters regional distributions depend directly on variography analyses results, but also on the seed number chosen (i.e. a random point from which starts model generation). Each single seed number produces a unique statistical realization. Permeable patches are thus randomly distributed but estimated correlation lengths during horizontal semi-variograms computations are reproduced with high fidelity. In the case of permeability Model Type I, permeable bodies dimensions estimated in the facies associations FA3 and FA4 are about of 3000 m x 3000 m (indicating isotropic bodies) with an average thickness of 2 m (see Supplementary Table C). In contrast, variography analysis results conducted on porosity Model Type II point porous patches nearing 3750 m x 2000 m (indicating anisotropic bodies) in horizontal plan, with a slightly greater average thickness of about 5 m (see Supplementary Table C). Such difference in thickness can be justified by much more continuous sections identified from the logs, namely porosity logs, compared to productive layers intervals identified from flowmetry logs interpretations (Catinat et al., 2023a). It may be more difficult to analyze the differences in values resulting from semi-variograms computations in horizontal plan. Indeed, these results should be very carefully considered as the well data are irregularly distributed (i.e. various well positions) and spatially scarce (i.e. kilometric area without data) possibly leading to unreliable semi-variograms models (Dubrule, 1998). In fact, the high uncertainties are mainly related to horizontal plan calculations (as no sufficient data are available and closed to each other) in contrast with the vertical in which computations tend to be more accurate due to continuous and high-resolution data recorded in wells. By the way, the shape (or orientation in case of anistropic body) of porous or permeable patches is not necessarily the most defined robust parameter helping in reservoir characterization. It should be seriously handled with care knowing also that patches locations are randomly distributed and result from a unique statistical realization.



Fig. 57. A: 2D average permeability map of permeability Model Type I in sequence MJXa. B: 2D average permeability map of permeability Model Type I in sequence MJXb. C: 2D average permeability map of permeability Model Type II in

sequence MJXa. D: 2D average permeability map of permeability Model Type II in sequence MJXb. E: 2D permeability difference map of both models in sequence MJXa. F: 2D permeability difference map of both models in sequence MJXb.

2.5.3. Combined permeability models

Permeability Model Type I displays a bimodal permeability distribution (Fig. 58A). The dominant mode at 10⁻³ mD corresponds to the major cells volume (nearly 65% in proportions) of impervious matrix, whereas the subsidiary mode, approaching nearly 4 D, represents productive layers permeabilities cells (of about 35% in cumulated proportions) (Fig. 58A). In contrast, *permeability Model Type II* shows a dissymmetrical distribution of high amplitude for permeabilities ranging from approximately 10 mD to more than 100 mD, with a slight shoulder of low amplitude between 0.1 mD and 10 mD (Fig. 58A). The difference in values between both models remains very large. The average value of almost 2 D for *permeability Model Type I* is considerably higher when compared with *permeability Model Type II*, averaging 40 mD. This value may be on the order of 2 to 20 times higher than laboratory measured data on cores samples or provided by NMR logging tool (Catinat et al., 2023b). Such discrepancy might be related to permeabilities calculations derived from well transmissivities which (1) depend on thicknesses of each productive layer often much greater than log sampling, (2) integrate average reservoir and matrix permeabilities at increased lateral depth investigations and (3) include contributions, perhaps not negligible, of fractures and dissolution channels, justifying values higher than 2 D, or even 10 D.

Each 3D model offers its own disadvantages as it results from a reservoir theoretical and conceptual representation. For permeability Model Type I, the reservoir matrix (i.e. all non-productive sections) is regarded as impervious in simplified standard models. However, such intermediate sections, in which no productive layers have been identified based on inflow profiles interpretations, can exhibit some high porous and permeable horizons, as highlighted by deepen well logs study (Catinat et al., 2023b). The dataset remains moreover quite limited since it focuses solely on computing each productive layer permeability and as no porosity can be deduced from well tests results. On the other hand, regarding permeability Model Type II, porosity and permeability log data, measured in situ in front of productive layers, are not necessarily always high (Catinat et al., 2023b). They usually do not exceed 1 D and display very low values in contrast with those derived from well tests (i.e. K permeabilities) leading to significant variations in injection pressures to meet targeted flow rates during thermal simulation. To confine these disadvantages, a valid alternative is to combine both 3D models constructed aiming at cumulating the two distinct permeability datasets (Fig. 58A). The best option consists of integrating high K permeability values into lenticular geobodies, spatialized in *facies Model Type II* and interpreted as productive layers, during the petrophysical modeling process. It also enables core and logs permeability data (Φ -k) to be preserved in the matrix, thus substituting impermeable sections from conventional models, since they also contribute, albeit to a lesser degree, to geothermal fluid production. The combined 3D permeability model result is shown in Fig. 58B. Cell permeabilities range from 10⁻³ mD to over sometimes 10 D, with an average nearing 450 mD. The model exhibits a high vertical and spatial degree of heterogeneity at regional scale (Fig. 58B). These heterogeneities are conceptually controlled by various depositional environments and subsequent diagenetic processes. High porosity and permeabilities areas can be interpreted as limestones deposited in a high energy environment, mostly in facies association FA3, and characterized by low blocky calcite cements development or high dissolution processes (Catinat et al., 2023a, 2023b; Thomas et al., 2023). More specifically, in sequence MJXa, permeabilities fluctuate between around 100 mD and over 5 D, with an average of about 1.1 D (Fig. 58C). Values are slightly lower in sequence MJXb, 400 mD on average, with a minimum of 50 mD and a maximum approaching 3 D (Fig. 58C).

Regarding the combined 3D permeability Model, two critical observations can be made. The first concerns productive layers permeabilities (K). They are strongly controlled by geobodies geometries which are moreover randomly distributed in the study area. This uncertainty is even more substantial given that the lenses geometry was set deterministically during the facies modeling process. The second concerns permeability distributions within lenses. The properties filling between wells results from a general data distribution estimated over all productive layers permeabilities (N=577). Each layer therefore presents lateral permeabilities which differ from those individualized using equation [2]. However, measured data are perfectly honored in upscalled cells intersected by geothermal wells. One possibility would be to refine the facies model by assigning a distinct facies code for each productive layer aiming at preserving individualized K permeabilities, even if its lateral extensions remain hardly foreseeable. Finally, specific model areas could be properly extracted relying on more local considerations, for instance at doublet or triplet scale. The best method should be to conduct several statistical realizations by varying geobodies sizes and orientations, but also porosity and permeability properties within each facies. The best configuration might be assessed by confronting simulated thermal and reservoir pressure results with production data recorded during geothermal structures monitoring.



Fig. 58. A: Permeabilities distributions in permeability Models Type I, Type II and both combined. B: View of the entire combined 3D permeability Model built on Petrel© software. Both permeability datasets have been used to populate properties in 3D facies Model Type II integrating lenticular geobodies. C: 2D average permeability map of combined

permeability Model in sequence MJXa. B: 2D average permeability map of combined permeability Model in sequence MJXb.

2.5.4. Productive layers lateral extensions

Lateral extensions predictions of productive layers within the reservoir are guite challenging. Previous correlations at the scale of one or more doublets have been suggested but most of layers present strong discontinuities (Hamm et al., 2015). The use of Object modeling algorithm, which stands as a powerful and suitable tool in spatializing geobodies, could be a valid option to introduce high-resolution heterogeneities within the Bathonian aquifer. However, this algorithm is usually combined with collected data from field observations (in the absence of cores) derived from outcrop analogs studies. Such data can be then primarily used as inputs parameters in defining geobodies sizes, thicknesses, directions or continuities (Corlett et al., 2021; Petrovic et al., 2018). In our case specifically, very sparse informations are related to productive layers genesis and preservation in the central part of the basin (Brigaud et al., 2014; Catinat et al., 2023a; Thomas et al., 2023). Moreover, analogies with surface outcrops (e.g. in the eastern part of the Paris basin) are tough as limestones petrophysical data (either measured on field or from core in wells) do not properly match with sub-surface reservoir properties (Casteleyn et al., 2011, 2010; Delmas et al., 2010; Makhloufi et al., 2013; Thomas et al., 2021). As a first approximation, the simple correlation between productive layers and sedimentary facies association FA3 and FA4 indicates that the Bathonian aquifer is directly controlled, at least in its initial geometry, by paleogeography, but also by subsequent diagenetic processes impacting reservoir properties distributions (Catinat et al., 2023a, 2023b; Purser, 1985; Rojas et al., 1989; Thomas et al., 2023). The productive layers identified in this study have therefore been a priori interpreted as porous and permeable lenses. Distinguishing environmental control contribution from that of diagenesis processes in lenses genesis remains a difficult task to date. Given that lateral extensions and lenses connectivity are still very poorly documented (Catinat et al., 2023b; Hamm et al., 2015), their maximal dimension was deterministically set to 2000 m in this study, a value approaching usual geobodies sizes in literature describing actual carbonate systems (Petrovic et al., 2018). We can additionally expect a minimum size averaging 500 m as shown from GCAH2 subhorizontal well study results (Catinat et al., 2023a). This modeling step is even more complex due to the scarcity of core samples in the study area. Core drilling on a triplet scale over the entire reservoir section would be a good alternative to better assess porous and permeable bodies geometries. Another possibility would be to use 3D seismic data to reduce prediction uncertainties between wells. No 3D reservoir imagery is currently available in the Paris Basin except of the Villeperdue oil field, which was deeply investigated in the late 90s (Mougenot and Layotte, 1996). This technique would help to assess geothermal reservoir properties at regional scale with much greater reliability, and to completement more conventional modeling methods such as simplified interpolations (Drouiller et al., 2019). Furthermore, in the 80s and 90s, numerous 2D seismic and industrial campaigns were carried out in the Paris Basin (Drouiller et al., 2019; Hanot, 2011; Mougenot and Layotte, 1996). Recent work on 2D old seismic profiles interpretations using deep neural networks and logs data has been conducted in the Dogger geothermal aquifer (Allo et al., 2021). This work has enabled 2D seismic lines to be populated with permeability properties directly computed from an effective porosity-permeability law, statistically derived from core measurements. One studied seismic line is located north of the study area in the Seine-Saint-Denis département. Comparison with the 3 permeability models results point out the difficulty to predict the position and extend of layers within the reservoir (Fig. 59). The layers extensions revealed by the seismic survey appear to be more continuous and of larger dimensions (Fig. 59D). This can be possibly justified by the profiles vertical resolution which shall not exceed 40 m on average (Mougenot and Layotte, 1996). The impervious Callovian cap-rock (situated just below the Dogger top) is clearly identified, as well as the Middle-Late Bajocian deposits exhibiting low permeabilities (Fig. 59D). At the doublet scale, especially one horizon appears to be quite continuous between GLCS2 (La Courneuve Sud 2) and GLCN2 (La Courneuve Nord 2) wells (Fig. 59D). High-permeability horizons ensuring geothermal fluid circulation are mainly identified in the upper part of the Dogger section (Fig. 59D). The permeabilities range is slightly close to those of *permeability Model Type II* which depict a more heterogeneous structure at higher resolution (Fig. 59B). This is not surprising regarding the statistical law that has been used (i.e. based on laboratory core measurements). In sum, this methodology should be used in a complementary way to help in reservoir characterization, by improving for instance lithostratigraphic surfaces positions, which are usually accurately defined on 2D seismic lines. However, the method limitation can lie on vertical profile resolution, which is much lower than productive layers sections in thickness, as they are vertically distributed at a sub-metric, or even metric scale. Finally, the use of NMR tools is also very promising and should be more frequently deployed as it provides a continuous permeability estimation within the geothermal reservoir, and enables to discriminate microporous from microporous layers (Catinat et al., 2023a, 2023b; Wielemaker et al., 2020).



Fig. 59. 2D permeability transects comparisons. The transect section is located north of the study area alongside GLCS2, GLCN2 (La Courneuve doublets) and GSA1, GSA2 (Sevran doublet). A: Transect of permeability Model Type I. B: Transect of permeability Model Type II. C: Transect of combined permeability Model Type I. D: 2D seismic line populated with permeabilities properties from Allo et al., (2021).

2.6. Conclusions

The present paper focuses on high-resolution 3D reservoir models development of Middle Jurassic limestone geothermal reservoir in the Paris basin. These models aim at assessing facies, porosity and permeability heterogeneities to better predict future geothermal development areas in Paris suburbs. This study occurs in a need of accurately predicting long-term thermal and production behavior of the reservoir, possibly nearing overexploitation in a region already concentrating many geothermal plants. The main outcomes of this study can be listed as follows:

- A regional database of 147 boreholes has been created, including 116 geothermal wells and 31 oil wells. This database includes a total of 373 logs, 214 of which are digitalized, and 112 porosity and permeability core samples measurements. Flowmetry data were collected from 83 geothermal wells. For each productive layers identified, the position, thickness, contribution to total flow, transmissivity and permeability were compiled, along with 83 total transmissivity and 105 temperature data from the targeted Bathonian reservoir.
- 2. Conceptual facies and high-resolution stratigraphic models were designed with the identification of ten 3rd sequences (from sequences MJVIIIc to MJXV) and eleven Maximum Regressive Surfaces (from MRS Bt1 to Ca4) corresponding to boundaries sequences. The reservoir geology is characterized by lateral transitions of depositional environments along the carbonate platform. Starting from the most distal to the most proximal deposits, 4 facies associations have been identified: (1) deep basin clay and marls deposits (facies association FA1, Lower offshore), (2) marls and limestones alternations (facies association FA2, Upper offshore), (3) ooid-dominated and bioclastic limestones (facies association FA3, Shoal/shoreface environments) and (4) peloidal to oncoidal micritic limestones (facies association FA4, Lagoon environment).
- 3. The productive layers identified by regular flowmeter logs interpretations reveal a heterogeneous vertical structure of reservoir production. In the study area, a total of 577 levels has been identified, approximating nearly 2 m on average in thickness, and distributed over a mean of about 50 m section. Most of the production comes from ooid-dominated (FA3) and lagoonal (FA4) limestones, corresponding to both facies associations in which productive layers have been exclusively found. Productive intervals are preferentially distributed at the top of sequences, mainly in sequence MJXa, but also in sequences MJXb and MJVIIIc in minor proportions, indicating a clear link between productive layers positions and the stratigraphy sequence framework. The layers occurrence seems to be driven, at least in these sequences, by a progressive decrease of sea level of the carbonate platform over time, leading to possible emersions.
- 4. For the first facies model, facies associations were propagated in volume using the Truncated Gaussian with Trends (TGT) algorithm which is well-suitable to model facies transitions belts. For the second, an additional modeling step has been integrated using the Object modeling (OM) algorithm to 3D spatialize productive layers adding a supplementary degree heterogeneity within the reservoir. The 3D grids, covering a 40 km x 45 km area, are made up of nearly 14.10⁶ cells, with horizontal cells dimensions set to 100 m x 100 m, and are divided into 100 layers to

guarantee high vertical resolution (i.e. the average cell thickness is about 1.5 m). A progressive degradation of ooid-dominated (FA3) and lagoonal facies (FA4) is observed from west to east, a trend honoring the general orientation of the carbonate platform from inner (in west) to outer (in east) environments.

- 5. The unique porosity and both permeability models were built using the Gaussian Random Function simulation algorithm, a stochastic tool aiming at filling model cells with statistical distribution laws. Controlled by facies models properties, porosities were propagated using normal distributions, whereas log-normal ones for permeabilities. Highest porosities values, above 10% on average, are found in productive layers sections from facies associations FA3 and FA4. The first permeability model, integrating productive layers permeabilities data (K), exhibits the highest values nearing 4 D on average, and intermediate non-productive sections are set as impervious. The second model, using core and logs permeability (Φ -k) data, depicts much lower values, fluctuating from 10⁻³ mD up to almost 1000 mD. The mapping of reservoir hydrodynamic parameters indicates that the most transmissive areas (up to nearly 110 D.m) are located westward of Paris, progressively moving away from deep basin deposits.
- 6. The in-depth sequences boundaries predictions, tested by removing 4 specific wells at various location within the modeling perimeter, are quite satisfactory with an average depth gap of around 5 m. This estimation is even more crucial as the surfaces positions directly controls the reservoir architecture and the probable occurrence of productive layers. In contrast, between wells where no data is available, porosity and permeability predictions are highly uncertain and properties distributions are purely random. Therefore, it should be kept in mind that models result from a single statistical realization, and whose reliabilities must be carefully examined if new geothermal boreholes are planned to be drilled.
- 7. Porosity and permeability properties distributions are strongly controlled by depositional environments (i.e. facies associations) and, equally importantly, by variography analysis results. Correlation lengths derived from productive layers permeability dataset (K) reveal anisotropic bodies with an average size equal to 3750 m x 2000 m. The variography analysis results based on porosity dataset show isotropic bodies averaging 3000 m x 3000 m. Such outcomes should be treated with caution as the well spacing, sometimes approaching several kilometers, can lead to unreliable horizontal semi-variogram computations and misleading geometries. Furthermore, a unique combined permeability model is created integrating both permeability datasets. This configuration enables productive layers to be filled with permeabilities better reflecting reservoir hydrogeological characteristics. Non-productive intermediate sections, usually set as impervious in conventional models, are substituted by more realistic data derived from cores and logs measurements, as they also participate, albeit in minor proportions, to geothermal fluid production.
- 8. The productive layers geometry and extend characterization within the aquifer remains a big challenge in the absence of more frequent coring program and 3D seismic campaigns. Performing layers correlations at the doublet or triplet scale is a valid option, although tough and limited, to interpret layers continuities. Interpretations of 2D seismic lines may be a promising alternative to supply supplementary data. It could provide guidelines to select best drilling targets and derisk future geothermal boreholes implantations.

In perspective, the models built could be used to complete local 3D grid extractions to perform thermal and fluid flow simulation in specific areas. Models validities should be evaluated by confronting thermal and production results with measured data recorded during geothermal exploitation. The main objective

being to better assess the reservoir heterogeneity impact on fluid flow and to predict reliable geothermal breakthroughs.

Data availability

Datasets are available as Supplementary Data files. Supplementary Table A, a word file, summarizes geothermal boreholes characteristics drilled in Ile-de-France region (namely names, *département* of location, well abbreviation, well type, WGS 84 coordinates and the wells used in the study). Supplementary Data B, a word file, provides additional figures (namely a transect location map and two stratigraphic cross-sections located in the study area). Supplementary Table C, a word file, summarizes porosity and permeability datasets statistical results, as well as variography analyses inputs parameters and results.

Acknowledgments

This work is supported by the UPGEO "UPscaling and heat simulations for improving the efficiency of deep GEOthermal energy" programme funded by the Agence Nationale de la Recherche [ANR-19CE05-0032-01]. This work is also supported by GEOFLUID [2019-0164] and by the Paris Region PhD programme funded by the lle-de-France Regional Council [2019-0309]. We are grateful to BRGM (with a special thanks to Simon Andrieu) for allowing us to access to boreholes database. University Paris-Saclay benefits from the Schlumberger Software Donation Programme. We are grateful to Schlumberger for the academic licence for Petrel© software and for very valuable support in its utilization. We also thank Julien Gasser Dorado (ex-reservoir engineer from GEOFLUID), Luis Barroso, Vanel Kwaha Samouo and Yanis Cherifi (bachelor and master students) for their helpful contribution to data collection, especially for logs digitalization using Neuralog software.

References

ADEME, 2021. Panorama de la chaleur renouvelable et de récupération.

- ADEME, 2020. Coûts des énergies renouvelables et de récupération en France (données 2019).
- ADEME, 2015. La géothermie en Ile-de-France.
- ADEME, 2008. La géothermie, quelles technologies pourquels usages? Les enjeux des Géosciences. Ouvrage publié par l'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie (ADEME) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). https://www.geothermies.fr/outils/guides/la-geothermie-quelles-technologies-pour-quels-usages-ademe-brgm.
- Afpg, 2021. La géothermie en France: étude de filière 2021.
- AIE, 2022a. CO2 Emissions in 2022. Internation Energy Agency, https://www.iea.org/reports/co2-emissions-in-2022.
- AIE, 2022b. Renewables 2022: Analysis and forecast to 2027. Internation Energy Agency, https://www.iea.org/reports/renewables-2022.
- Allo, F., Coulon, J.-P., Formento, J.-L., Reboul, R., Capar, L., Darnet, M., Issautier, B., Marc, S., Stopin, A., 2021. Characterization of a carbonate geothermal reservoir using rock-physics-guided deep neural networks. The Leading Edge 40, 751–758. https://doi.org/10.1190/tle40100751.1
- Almeras, Y., Boullier, A., Laurin, B., 1997. Brachiopodes Jurassique moyen. In: E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen, Zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe Français d'Etude du Jurassique, Mémoire 17, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production. pp. 176-184.
- Amir, L., 2018. Modélisation thermique appliquée aux bassins sédimentaires et utilisant la géochimie organique: conception du logiciel "'TherMO'S'" pour la reconstitution de l'histoire thermique du bassin parisien à l'échelle séquentielle. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré Nancy 1, 2002. Français. NNT: 2002NAN10280. tel-01754433.
- 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. AAPG Bulletin 97, 845–871. https://doi.org/10.1306/10231212039
- André, G., Hibsch, C., Fourcade, S., Cathelineau, M., Buschaert, S., 2010. Chronology of fracture sealing under a meteoric fluid environment: Microtectonic and isotopic evidence of major Cainozoic events in the eastern Paris Basin (France).

Tectonophysics 490, 214–228. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.016

- 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. Sedimentary Geology 345, 54–84. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.005
- Antics, M., Papachristou, M., Ungemach, P., 2005. Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 31 January-2 February, Stanford University, California, p. 14.
- Antics, M., Sanner, B., 2007. Status of Geothermal Energy Use and Resources in Europe, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 30 May- 01 June, Unterhaching, Germany, p. 8.
- Appel, M., Radcliffe, N.J., Aadireddy, P., Bonnie, R.J.M., Akkurt, R., 2003. Nuclear magnetic resonance while drilling in the southern north sea. SPE Reservoir Evaluation & Engineering 6, 351–360. https://doi.org/10.2118/86915-PA
- Asadi-Eskandar, A., Rahimpour-Bonab, H., Hejri, S., Afsari, K., Mardani, A., 2013. Consistent geological-simulation modeling in carbonate reservoirs, a case study from the Khuff Formation, Persian Gulf. Journal of Petroleum Science and Engineering 109, 260–279. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.07.010
- Aubertin, G., Ballin, F., 1984. Diagraphies complémentaires réalisées sur le forage d'Aulnay-sous-Bois (GAY4) "Villeneuve Gros Saule": reconnaissance des aquifères de l'Albien, du Néocomien et du Lusitanien (Rapport final No. BRGM/84-SGN-090-GTH). BRGM, Orléans, France.
- Aubertin, G., Benderitter, Y., Cordier, E., Doillon, F., Fabris, H., Gable, R., Gaillard, B., Ledoux, E., De Marsily, G., 1987. Détermination expérimentale de la vitesse naturelle d'écoulement de la nappe géothermique du Dogger en région parisienne. Bull. Soc. Géol. France, 8, III, n°5, pp. 991-1000.
- Autran, A., Lefort, J.P., Debeglia, N., Edel, J.B., Vigneresse, J.L., 1994. Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences, in: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 49–72. https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2_2
- Axelsson, G., 2018. Geothermal Well Testing, in: Proceedings of the SDG Short Course III on Geothermal Reservoir Characterization: Well Logging, Well Testing and Chemical Analysis. Presented at the SDG Short Course III on Geothermal Reservoir Characterization: Well Logging, Well Testing and Chemical Analysis, Santa Tecla, El Salvador, p. 30.
- Babadagli, T., Al-Salmi, S., 2004. A review of permeability-prediction methods for carbonate reservoirs using well-log data. SPE Reservoir Evaluation & Engineering 7, 75–88. https://doi.org/10.2118/87824-PA
- Bacchiana, C., Parpant, J., Smart, B., 1994. Management of Chaunoy Oil Field Multilayered Reservoir.
- Barbarand, J., Bour, I., Pagel, M., Quesnel, F., Delcambre, B., Dupuis, C., Yans, J., 2018. Post-Paleozoic evolution of the northern Ardenne Massif constrained by apatite fission-track thermochronology and geological data. BSGF - Earth Sci. Bull. 189, 16. https://doi.org/10.1051/bsgf/2018015
- 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
- Barbier, E., 2002. Geothermal energy technology and current status: an overview. Renewable and Sustainable Energy Reviews 6, 3– 65. https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3
- Baujard, C., Genter, A., Dalmais, E., Maurer, V., Hehn, R., Rosillette, R., Vidal, J., Schmittbuhl, J., 2017. Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: Implications on the understanding of natural flow systems in the rhine graben. Geothermics 65, 255–268. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.001
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S., 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 28, 861–879. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006
- Becker, E.D., 1993. A brief history of nuclear magnetic resonance. Anal. Chem. 65, 295A-302A. https://doi.org/10.1021/ac00054a716
 Bel, A., Poux, A., Goyénèche, O., Allier, D., Darricau, G., Lemale, J., 2012. Étude préalable à l'élaboration du schéma de développement de la géothermie en IIe-de-France (Rapport final No. BRGM/RP-60615-FR). BRGM, Orléans.
- Bergerat, F., 1987. Paleo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme europeenne au front de l'orogene alpin. Bulletin de la Société Géologique de France III, 611–620. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.3.611
- Biju-Duval, B., 1999. Géologie sédimentaire: bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole, Publications de l'Institut français du pétrole. Technip, Paris.
- Blaise, T., Ali Khoudja, S.A., Carpentier, C., Brigaud, B., Missenard, Y., Mangenot, X., Boulvais, P., Landrein, P., Cochard, J., 2022. Farfield brittle deformation record in the eastern Paris Basin (France). Geol. Mag. 159, 2095–2109. https://doi.org/10.1017/S0016756822000772
- Blank, L., Meneses Rioseco, E., Caiazzo, A., Wilbrandt, U., 2021. Modeling, simulation, and optimization of geothermal energy production from hot sedimentary aquifers. Comput Geosci 25, 67–104. https://doi.org/10.1007/s10596-020-09989-8
- Bohnsack, D., Potten, M., Pfrang, D., Wolpert, P., Zosseder, K., 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. Geotherm Energy 8, 12. https://doi.org/10.1186/s40517-020-00166-9
- Boissavy, C., Grière, O., 2014. New geothermal targets in the Paris Basin (France). GRC Transactions 38, 6.
- Boissavy, C., Henry, L., Genter, A., Pomart, A., Rocher, P., Schmidlé-Bloch, V., 2019. Geothermal Energy Use, Country Update for France, in: Proceedings of the European Geothermal Congress 2019. Presented at the European Geothermal Congress (EGC) 2019, Den Haag, The Netherlands, p. 18.
- Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Bourgine, B., Lopez, S., Bouchot, V., Lucazeau, F., 2010. Subsurface temperature maps in

French sedimentary basins: new data compilation and interpolation. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 377–390. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.4.377

- Bonté, D., van Wees, J.D., Guillou-Frottier, L., Bouchot, V., Serrano, O., 2013. Deep temperatures in the Paris Basin using tectonicheat flow modelling, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, June 2013, Pise, Italie, p. 10.
- Borgomano, J.R.F., Fournier, F., Viseur, S., Rijkels, L., 2008. Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. AAPG Bulletin 92, 789–824. https://doi.org/10.1306/02210807078
- Bouchot, V., Bialkowski, S., Lopez, S., Ossi, A., 2008. Évaluation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias du Bassin de Paris (Rapport final No. BRGM/RP-56463-FR). BRGM, Orléans.
- 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. Journal of Petroleum Geology 43, 191–208. https://doi.org/10.1111/jpg.12757

BRGM, 1980. Inventaire des ressources géothermiques dans le département de Seine-et-Marne (Étude générale). BRGM, Orléans.

- Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J., Serrano, O., 2016. Response of a low-subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris Basin. Solid Earth 7, 205–228. https://doi.org/10.5194/se-7-205-2016
- Brigaud, B., 2009. Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris. Géochimie. PhD thesis, Université de Bourgogne, France, tel-00503241.
- Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Pucéat, E., Thierry, J., Trouiller, A., 2009a. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 181–206. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.005
- Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A., 2009b. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 161–180. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.002
- Brigaud, B., Vincent, B., Carpentier, C., Robin, C., Guillocheau, F., Yven, B., Huret, E., 2014a. 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 53, 3–29. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.09.008
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, 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). Journal of Sedimentary Research 80, 791–807. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.071
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Jobard, E., Pickard, N., Yven, B., Landrein, P., 2014b. 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 57, 631–651. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.07.004
- Brigaud, B., Vincent, B., Pagel, M., Gras, A., Noret, A., Landrein, P., 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 373, 48–76. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.04.011
- Bril, H., Velde, B., Meunier, A., Iqdari, A., 1994. Effects of the "pays de bray" fault on fluid paleocirculations in the Paris basin dogger reservoir, France. Geothermics 23, 305–315. https://doi.org/10.1016/0375-6505(94)90006-X
- 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., Lansiart, M., Lescanne, M., Menjoz, A., Monnet, M., Mougin, P., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysset, S., Thinon, 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 Science and Technology Revue de l'Institut Français du Pétrole 65, 375–403. https://doi.org/10.2516/ogst/2009085
- Bruel, D., Goblet, P., Cordier, E., Menand, S., Batholo, G., 2008. Étude du potentiel de l'aquifère du Dogger en région parisienne exploité à l'aide de forages à déport horizontal (Rapport final [rapport de recherche] No. R081031DBRU). Mines de Paris Tech, Paris.
- Brunet, M.-F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. Journal of Geophysical Research 87, 8547–8560. https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08547
- Burchette, T.P., 2012. Carbonate rocks and petroleum reservoirs: a geological perspective from the industry. Geological Society, London, Special Publications 370, 17–37. https://doi.org/10.1144/SP370.14
- Casteleyn, L., 2011. Transfert de fluides dans les milieux poreux, le cas des carbonates et des interfaces argiles/calcaire. Etudes intégrées de pétrophysique, de sédimentologie et des microstructures. Le cas de deux carbonates : l'Oolithe Blanche du Bassin de Paris et la formation du Globigerina Limestone des îles maltaises. Spécialité: Géologie. PhD Thesis, Université de Cergy-Pontoise, France. 267p.
- Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., 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). Sedimentary Geology 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
- Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Thomas, H., Antics, M., Ungemach, P., 2023a. Characterizing facies and porosity-permeability
heterogeneity in a geothermal carbonate reservoir with the use of NMR-wireline logging data (Preprint). SSRN Journal. https://doi.org/10.2139/ssrn.4428879

- Catinat, M., Fleury, M., Brigaud, B., Antics, M., Ungemach, P., 2023b. Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments. Geothermics 111, 15. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102707
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews 92, 1–33. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1979. Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoiques dans le Bassin de Paris. Bull. Soc. geol. France 7 (XXI) (1979) 33-48.
- Cazes, M., Torreilles, G., 1988. Étude de la croûte terrestre profonde; profil Nord de la France; structures hercyniennes. Ed. Technip, Paris, 00, 260 p.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin 54, 207–250. https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. Bulletin de la Société Géologique de France, 5. pp 689-700.
- Choukroune, P., Seguret, M., Galdenao, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. Bulletin de la Société Géologique de France, 7. pp 601-611.
- CICR, 2011. Guide pratique pour les essais de pompage de puits. Revue technique du comité international de la Croix-Rouge 108.
- Cloetingh, S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. Earth-Science Reviews 102, 159–206. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Coates, G.R., Xiao, L., Prammer, M.G., 1999. NMR Well Logging, Principles and Applications. Haliburton Energy Services., Houston, Texas, USA.
- Collin, P.-Y., Courville, P., Loreau, J.-P., Marchand, D., Thierry, J., 1998. Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique: exemple de l'ennoiement de la plate-forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 328, 105-111.
- Collin, P.Y., Loreau, J.P., Courville, P., 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). Sedimentology 52, 969–985. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00728.x
- Contini, D., Mangold, C., Enay, R., 1980. Evolution palégéographique de la France au Jurassique Moyen, in: Synthèse Paléogéographique Du Jurassique Français. pp. 66–70.
- Contoux, C., Violette, S., Vivona, R., Goblet, P., Patriarche, D., 2013. How basin model results enable the study of multi-layer aquifer response to pumping: the Paris Basin, France. Hydrogeol J 21, 545–557. https://doi.org/10.1007/s10040-013-0955-6
- Copol, C., Laminie, J., Lopez, S., 2014. Numerical modeling of geothermal systems, in: Proceedings of the 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, p. 7.
- Corlett, H., Hodgetts, D., Hirani, J., Rotevatn, A., Taylor, R., Hollis, C., 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 126, 19 p. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104831
- Coudert, J.M., Jaudin, F., 1988. French experience in geothermal energy. Geothermics 17, 195–203. https://doi.org/10.1016/0375-6505(88)90014-4
- Coulon, M., 1992. La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distributions des stylolites) 163, 531–540.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Évolution mésozoique des grands bassins sédimentaires français; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bulletin de la Société Géologique de France 8, II, 529–546.
- 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 Science and Technology – Revue de l'Institut Français du Pétrole 65, 405– 434. https://doi.org/10.2516/ogst/2010002
- Delmas, J., Houel, P., Vially, R., 2002. Paris Basin-Petroleum Potential. Rapport régional d'évaluation pétrolière n°59994. Institut Français du Pétrole.
- Dentzer, J., 2017. Forçages environnementaux et contrôles structuraux sur le régime thermique actuel du bassin de Paris: enjeux pour la compréhension du potentiel géothermique en Ile-de-France (Sciences de la Terre). Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Dentzer, J., Bruel, D., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Beccaletto, L., Lopez, S., Courrioux, G., Violette, S., 2018. Thermal and seismic hints for chimney type cross-stratal fluid flow in onshore basins. Scientific Reports 8, 9. https://doi.org/10.1038/s41598-018-33581-x
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu M., 2000. Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical Maps, Explanatory notes, CCGM/CGMW. ed. Paris.
- Dincer, I., Acar, C., 2015. Review and evaluation of hydrogen production methods for better sustainability. International Journal of Hydrogen Energy 40, 1–18. https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2014.12.035
- 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 Dubrule, O., 1998. Geostatistics in petroleum geology. Bulletin AAPG, Continuing Education Course Note Series 38.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: AAPG Mémoire, 108–121.
- Durlet, C., 1996. Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plateforme carbonatée. Exemple des calcaires Bajocien du Seuil de Bourgogne, PhD thesis, Univ. Bourgogne, Dijon, 444p.
- Ehrenberg, S.N., 2007. Whole core versus plugs: Scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. AAPG Bulletin 91, 835–846. https://doi.org/10.1306/01090706093
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. AAPG Bulletin 89, 435–445. https://doi.org/10.1306/11230404071
- Ellabban, O., Abu-Rub, H., Blaabjerg, F., 2014. Renewable energy resources: Current status, future prospects and their enabling technology. Renewable and Sustainable Energy Reviews 39, 748–764. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.07.113
- Ellis, D.V., Singer, julian M., 2007. Well logging for earth scientists, 2nd ed. ed. Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Fabris, H., 1975. Les températures dans les forages: gisements pétroliers du bassin parisien et de l'aquitaine (Rapport final No. BRGM/75-SGN-062-GTH). BRGM, Orléans.
- Fabris, H., Herbrich, B., Moussié, B., Desplan, A., Goyeneche, O., Cos, L., 1980. Forage géothermique de Cergy 1 (Rapport de fin de sondage No. BRGM/80-SGN-794-GTH). BRGM, Orléans, France.
- Fleury, M., 1998. Caractérisation de structures poreuses par relaxométrie RMN. Rev. Inst. Fr. Pét. 53, 489–493. https://doi.org/10.2516/ogst:1998041
- Floquet, M., Laurin, B., Laville, P., Marchand, D., Menot, J.C., Pascal, A., Thierry, J., 1989. Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien Terminal-Callovien. Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine. pp. 133-165.
- Garcia, J.P., 1993. 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). Université de Dijon, Dijon, France.
- Garcia, J.-P., Dromart, G., 1997a. The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic. Sedimentary Geology 114, 55-79. Sedimentary Geology 114, 55-79. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00072-9
- Garcia, J.-P., Dromart, G., 1997b. The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic.
- Garcia, J.P., Dromart, G., Guillocheau, F., Allemand, P., Gaumet, F., Robin, C., Sambet, G., 1996a. Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Serie II, Fascicule a 323, 697–703.
- Garcia, J.P., Laurin, B., Sambet, G., 1996b. Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris: une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. Bulletin de la Société Géologique de France 167, 435–451.
- Gaumet, F., 1997. Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. Université Claude Bernard, Lyon, France.
- Gaumet, F., Garcia, J.P., Dromart, G., Sambet, G., 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 167, 409–421.
- Gély, J.-P., Hanot, F., Amédro, F., Bergerat, F., Debeglia, N., Delmas, J., Deroin, J.P., Doligez, B., Dugué, O., Durand, M., Edel, J.B., Gaudant, J., Hanzo, M., Houel, P., Lorenz, J., Robaszynski, J., Robelin, C., Thierry, J., Vicelli, J., Vrielinck, B., Wyns, R., 2014. Le Bassin parisien: un nouveau regard sur la géologie, AGBP. Bull. Inf. Geol., Paris.
- Geotherma, 1982. Puits d'exploration géothermique du Trias d'Achères (Rapport de fin d'opération et Dossier des Ouvrages Executés No. 01528x0101). Geotherma, Le Blanc-Mesnil, France.
- Ghosh, T.K., Prelas, M.A., 2011. Energy Resources and Systems. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-1402-1
- Giot, D., Rojas, J., 1984. Le Dogger dans les forages géothermiques d'Aulnay-sous-Bois et le Blanc-Mesnil Nord (Rapport final No. BRGM/84-SGN-141-IRG). BRGM, Orléans, France.
- Giot, D., Rojas, J., 1981. Caractéristiques sédimentologiques et diagraphiques du dogger dans le forage géothermique d'Aulnaysous-Bois (Seine-Saint-Denis) (Rapport final No. 82- SGN-736- GTH). BRGM, Orléans.
- Gonçalvès, J., Violette, S., Guillocheau, F., Robin, C., Pagel, M., Bruel, D., de Marsily, G., Ledoux, E., 2004. Contribution of a threedimensional regional scale basin model to the study of the past fluid flow evolution and the present hydrology of the Paris basin, France. Basin Research 16, 569–586. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00243.x
- Goodner, H.M., Rankey, E.C., Zhang, C., Watney, W.L., 2020. Rock fabric controls on pore evolution and porosity–permeability trends in oolitic grainstone reservoirs and reservoir analogs. AAPG Bulletin 104, 1501–1530. https://doi.org/10.1306/12191919046
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G. (Eds.), 2020. Geologic Time Scale 2020. Volume 1. Elsevier, Amsterdam, Netherlands Oxford, United Kingdom Cambridge, MA, United States.
- Granier, B., 1995. A sedimentological model of the Callovian oolite reservoir of the Villeperdue oil field, Paris Basin (France). PG 1, 145–150. https://doi.org/10.1144/petgeo.1.2.145
- Gringarten, A.C., Sauty, J.P., 1975. A theoretical study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. J. Geophys. Res. 80, 4956–4962. https://doi.org/10.1029/JB080i035p04956
- Grünthal, G., 2014. Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe. Geothermics 52, 22–35. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.09.009
- 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., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–246. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372

- Guillou-Frottier, L., Carré, C., Bourgine, B., 2011. Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires: traitement des données, cartographies et sources potentielles des anomalies. Exemples du graben du Rhin et du bassin de Paris (Rapport final No. BRGM/RP-60355-FR). BRGM, Orléans.
- Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L. (Eds.), 1988. Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2847-3
- Hamm, V., Bouzit, M., Lopez, S., 2016. Assessment of complex well architecture performance for geothermal exploitation of the Paris basin: A modeling and economic analysis. Geothermics 64, 300–313. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.008
- Hamm, V., Castillo, C., Le Brun, M., Goyeneche, O., Lopez, S., Ignatiadis, I., Azaroual, M., Malon, J.F., 2010. Mise en oeuvre de la gestion de la ressource géothermique du Dogger de la région Ile-de-France dans le cadre du dispositif d'acquisition et de stockage des données (Rapport final No. BRGM/RP-58834-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Durst, P., Giuglaris, E., 2015. Étude de la dégradation de la productivité/injectivité de doublets géothermiques au Dogger et des causes possibles des pertes de performance de ces doublets (Rapport final No. BRGM/RP-64721-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Giuglaris, E., 2014. Gestion du Dogger en Ile-de-France (Rapport final No. BRGM/RP-63139-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Marty, N., Peter-Borie, M., 2017. Impacts de la réinjection d'un fluide "froid" au Dogger sur le réservoir et sur son exploitation (Rapport final No. BRGM/RP-67061-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Maurel, C., 2019. Projet SYBASE Système de bancarisation et de suivi des opérations de géothermie de basse énergie en France métropolitaine. (BRGM/RP-68601-FR) (Rapport final No. BRGM/RP-68601-FR). BRGM, Orléans.
- Hamm, V., Treil, J., 2013. Gestion de la base de données du Dogger en Ile-de-France (Rapport final No. BRGM/RP-62030-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V, Treil, J., Receveur, M., 2015. Gestion du Dogger et corrélations entre niveaux producteurs. (Rapport final No. BRGM/RP-65472-FR). BRGM, Orléans.
- Hanot, F., 2011. Quatre-vingts ans d'exploration pétrolière dans le Bassin parisien. , 2011, 3eme série (tome 25, 2), pp.53-61. Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, Comité français d'Histoire de la Géologie 3eme serie (tome 25, 2), 53–61.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P., Vail, P.R., 1998. Jurassic Sequence Chronostratigraphy, Chart 6.
 In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, De Graciansky, P.- C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., and Vail, P. R., eds., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60.
- Herndon, J.M., 2017. Preuve de la production variable de chaleur terrestre, d'un changement climatique mondial non anthropique et d'un réchauffement planétaire et d'une fonte de la banquise polaire dus à la géo-ingénierie. Journal of Geography, Environment and Earth Science International 10, 19.
- Hervé, J.Y., 2009. État de l'art relatif à la conception et à la mise en oeuvre des forages géothermiques au Dogger (Rapport final No. BRGM/RP-57245-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hirasaki, G.J., Lo, S.-W., Zhang, Y., 2003. NMR properties of petroleum reservoir fluids. Magnetic Resonance Imaging 21, 269–277. https://doi.org/10.1016/S0730-725X(03)00135-8
- Hochstein, M.P., 1990. Classification and assessment of geothermal resources. In: Dickson, M.H., Fanelli, M. (Eds.), Small geothermal resources. UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome, Italy, pp. 31-59.
- Hochstein, M.P., 1988. Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). Geothermlcs,. Vol. 17, No. 1, pp. 15-49.
- Housse, B., Maget, P., 1976. Le potentiel géothermique du Bassin Parisien (Compte rendu de fin de contrat d'une étude financée par la délégation générale à la recherche scientifique et technique, comité A.C.C. Géothermie No. RR-29146-FR). BRGM-ELF Aquitaine, Orléans, France.
- Houzé, O., Viturat, D., Fjaere, S., 2018. Dynamic data analysis. KAPPA.
- Hurter, S., Schellschmidt, R., 2003. Atlas of geothermal resources in Europe. Geothermics 32, 779–787. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(03)00070-1
- Ignatiadis, I., Menjoz, A., Jaudin, F., 1998. Situation et bilan des travaux de recherche menés sur le Dogger du bassin de Paris dans le cadre du programme Géothermie (Rapport final No. BRGM/R40237).
- IPCC, 2023. Climate Change 2022 Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change - Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC), 1st ed. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009325844
- IRENA, 2019. Global energy transformation: A roadmap to 2050 (2019 edition), International Renewable Energy Agency. IRENA, Abu Dhabi.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., De Graciansky, P.C., Hantzpergue, P., 1998. The north sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western europe. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail, Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special publication, n°60, 445-466.
- 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. Comptes rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fasicule a-Sciences de la Terre et des Planètes, 315. pp. 353-362.
- Jaudin, F., Le Brun, M., Bouchot, V., Dezaye, C., 2009. French geothermal resources survey, BRGM contribution to the market study in the LOW-BIN Project (Rapport final No. BRGM/RP-57583-FR). BRGM, Orléans.
- Javaux, C., 1992. La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien. Dynamique sédimentaire,

séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels. Université de Dijon, Dijon, France. Jelmert, T.A., 2013. Introductory Well Testing, 1st Edition. ed. Bookboon.

- Jennejohn, D., 2010. Green Jobs through Geothermal Development. Geothermal Energy Association, Washington (Etats-Unis) 22. Kenyon, W.E., 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging. The log Analyst 38, 21-43.
- Khaleel, M.M., Alsharif, A., Imbayah, I.I.K., 2022. Renewable Energy Technologies: Recent Advances and Future Predictions. African Journal of Advanced Pure and Applied Science 1, 58–64.
- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, Ph., Bergerat, F., Tourneret, Ch., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. Tectonophysics 182, 279–300. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90168-8
- Lacombe, O., Laurent, P., Angelier, J., 1994. Calcite twins as a key to paleostress in sedimentary basins: preliminary results from drill cores of the Paris basin. In: Roure, F. (Ed.). Peri-Tethyan Platforms. Technip, pp. 197-210.
- Lacombe, O., Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture: plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 330, 793–798. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00228-7
- Lamiraux, C., Mascle, A., 1998. Petroleum exploration and production in France. First Break 16, 109–117. https://doi.org/10.1046/j.1365-2397.1998.00687.x
- Lavigne, J., Maget, P., 1977. Les ressources géothermiques françaises: possibilités de mise en valeur (Rapport final No. BRGM/77-SGN-433-GTH). BRGM, Orléans.
- Lazim, S., M. Hamd-Allah, S., Petroleum Eng. Dept./College of Eng./ Baghdad Uni., Hussain Jawad, A., Ministry of Oil/ Iraq, 2018. Permeability Estimation for Carbonate Reservoir (Case Study/ South Iraqi Field). IJCPE 19, 41–45. https://doi.org/10.31699/IJCPE.2018.3.5
- Le Brun, M., Hamm, V., Lopez, S., 2009. Modélisation de l'impact thermique et hydraulique sur l'exploitation de l'aquifère du Dogger pour différents scénarios de réhabilitation d'un doublet géothermique type (Rapport intermédiaire No. BRGM/RP-57779-FR). BRGM, Orléans, France.
- Le Brun, M., Hamm, V., Lopez, S., Antics, M., Ausseur, J.Y., Cordier, E., Giuglaris, E., Goblet, P., Lalos, P., Ungemach, P., 2011. Pratiques de modélisation hydraulique et thermique pour des exploitations géothermiques au Dogger dans la région parisienne (Rapport final No. BRGM/RP-59591-FR). BRGM, Orléans.
- Le Strat, P., 1986. Le doublet géothermique de Chevilly-Larue (Val-de-Marne): étude lithostratigraphique du Dogger (Rapport final No. BRGM/85-SGN-075-GEO-IRG). BRGM, Orléans, France.
- Ledésert, B., Hébert, R., Trullenque, G., Genter, A., Dalmais, E., Herisson, J., 2022. Editorial of Special Issue "Enhanced Geothermal Systems and Other Deep Geothermal Applications throughout Europe: The MEET Project." Geosciences 12, 9. https://doi.org/10.3390/geosciences12090341
- Ledésert, B.A., Hébert, R.L., 2020. How Can Deep Geothermal Projects Provide Information on the Temperature Distribution in the Upper Rhine Graben? The Example of the Soultz-Sous-Forêts-Enhanced Geothermal System. Geosciences 10, 459. https://doi.org/10.3390/geosciences10110459
- Lee, K.C., 1996. Classification of geothermal resources an engineering approach, in: Proceedings of the Twenty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 22-24 January, Stanford University, California, p. 8.
- Lenoir, L., Blaise, T., Somogyi, A., Brigaud, B., Barbarand, J., Boukari, C., Nouet, J., Brézard-Oudot, A., Pagel, M., 2021. Uranium incorporation in fluorite and exploration of U–Pb dating. Geochronology 3, 199–227. https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021
- Li, K., Bian, H., Liu, C., Zhang, D., Yang, Y., 2015. Comparison of geothermal with solar and wind power generation systems. Renewable and Sustainable Energy Reviews 42, 1464–1474. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.10.049
- Li, T., Shiozawa, S., McClure, M.W., 2016. Thermal breakthrough calculations to optimize design of a multiple-stage Enhanced Geothermal System. Geothermics 64, 455–465. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.015
- Lindal, B., 1973. Industrial and other applications of geothermal energy, in: Geothermal Energy: Review of Research and Development. Paris, pp. 135–148.
- Lion, M., Ledésert, B., Skoczylas, F., Recourt, P., Dubois, T., 2004. How does micropetrography help us to understand the permeability and poromechanical behaviour of a rock? Terra Nova 16, 351–357. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00573.x
- Lipparini, L., Trippetta, F., Ruggieri, R., Brandano, M., Romi, A., 2018. Oil distribution in outcropping carbonate-ramp reservoirs (Maiella Mountain, Central Italy): Three-dimensional models constrained by dense historical well data and laboratory measurements. Bulletin 102, 1273–1298. https://doi.org/10.1306/09261717202
- Longin, G., 1991. Réhabilitation des puits géothermaux de la région parisienne: opérations effectuées en 1990 (Rapport final No. RR-32489-FR). BRGM, Orléans.
- Lønøy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. AAPG Bulletin 90, 1381-1405. https://doi.org/10.1306/03130605104
- 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
- Lopez, S., Millot, R., 2008. Problématique de réinjection des fluides géothermaux dans un réservoir argilo-gréseux: retour d'expériences et apport de l'étude des fluides du Trias du Bassin de Paris (Rapport final No. BRGM/RP-56630-FR). BRGM, Orléans.
- Loup, B., Wildi, W., 1994. Subsidence analysis in the Paris Basin: a key to Northwest European intracontinental basins? Basin Research 6, 159–177. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1994.tb00082.x
- Lu, S.-M., 2018. A global review of enhanced geothermal system (EGS). Renewable and Sustainable Energy Reviews 81, 2902–2921. https://doi.org/10.1016/j.rser.2017.06.097

- Lucas, Y., Ngo, V.V., Clément, A., Fritz, B., Schäfer, G., 2020. Modelling acid stimulation in the enhanced geothermal system of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). Geothermics 85, 13. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101772
- Lucia, F.J., 2007. Petrophysical Rock Properties, in: Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach. Springer, Berlin, pp. 1–27. https://doi.org/10.1007/978-3-540-72742-2_1
- Lucia, F.J., 1999. Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. Berlin, p. 226.
- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. AAPG Bulletin 79, 1275–1300. https://doi.org/10.1306/7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D
- Lund, J.W., Toth, A.N., 2021. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. Geothermics 90, 40. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915
- Maget, P., 1990. Les diagraphies en forage, initiation aux méthodes et aux interprétations, application en géothermie (Rapport final No. BRGM/85-SGN-034-SPG). BRGM, Orléans, France.
- Maget, P., 1981. Ressources géothermiques dans le département de l'Essonne (Rapport final No. BRGM/81-SGN-557-GTH). BRGM, Orléans, France.
- 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) (Géologie appliquée). Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- 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). Marine and Petroleum Geology 48, 323–340. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021
- Mangold, C., Rioult, M., 1997. Ammonites, Bathonien. In: E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., Biostratigraphie du Jurassique Ouesteuropéen et méditerranéen, Zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe Français d'Etude du Jurassique, Mémoire 17, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production. pp. 55-62.
- Maradin, D., 2021. Advantages and disadvantages of renewable energy sources utilization. International Journal of Energy Economics and Policy 11, 176–183. https://doi.org/10.32479/ijeep.11027
- Marty, B., Criaud, A., Fouillac, C., 1988. Low enthalpy geothermal fluids from the Paris sedimentary basin-1. Characteristics and origin of gases. Geothermics 17, 619–633. https://doi.org/10.1016/0375-6505(88)90047-8
- Matray, J.M., Chery, L., 1998. Origin and age of deep waters of the Paris Basin, in: Causse, C., Gasse, F. (Eds.), Hydrologie et Géochimie Isotopique. ORSTOM. Paris, France, pp. 117–133.
- Matray, J.M., Lambert, M., Fontes, J.Ch., 1994. Stable isotope conservation and origin of saline waters from the Middle Jurassic aquifer of the Paris Basin, France. Applied Geochemistry 9, 297–309. https://doi.org/10.1016/0883-2927(94)90040-X
- Matray, J.M., Menjoz, A., 1996. Recherche de traceurs chimiques pour l'identification de la percée thermique des doublets géothermiques, Dogger du bassin parisien (France) (Rapport final No. BRGM/ADEME-R39096-FR). BRGM, Orléans, France.
- Maury, J., Peter-Borie, M., Dominique, P., De Santis, F., Klein, E., Contrucci, I., 2023. Guide de bonnes pratiques pour la maîtrise de la sismicité induite par les opérations géothermiques profondes.
- McMullan, J.T., Strub, A.S., 1981. Achievements of The European Community First Energy R & D Programme. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-8317-5
- Mégnien, C., 1979. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris: contribution à l'étude de quelques aquifères principaux, 98. Éditions du BRGM, 532 p.
- Mégnien, C., Mégnien, F., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris, Volume I: Stratigraphie et paléogéographie (Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières No. 101). BRGM, Orléans, France.
- Melim, L.A., Flavio, S., Eberli, G.P., 2001. The importance of pore type on permeability of Neogene carbonates, Great Bahama Bank, in: Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project, SEPM Special Publication. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK, p. 23.
- Meller, C., Schill, E., Bremer, J., Kolditz, O., Bleicher, A., Benighaus, C., Chavot, P., Gross, M., Pellizzone, A., Renn, O., Schilling, F., Kohl, T., 2018. Acceptability of geothermal installations: A geoethical concept for GeoLaB. Geothermics 73, 133–145. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.07.008
- Menjoz, A., Lambert, M., Matray, J.M., 1993. Flow of formation water in the Jurassic of the Paris Basin and its effects. The Royal Society 344, 159–169.
- Ministère de la transition énergétique, 2023. Situation des titres miniers hydrocarbures au 1er Octobre 2023.
- Ministère de la transition énergétique, 2022. Chiffres clés de l'énergie, édition 2022 (Statistique publique).
- Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews 37, 867–882. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032
- Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Moore, C.H., 1989. Carbonate diagenesis and porosity, Developments in Sedimentology 46. ed. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Mouchot, J., Ravier, G., Seibel, O., Pratiwi, A., 2019. Deep geothermal plants operation in Upper Rhine graben: lessons learned, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 11-14 June, Stanford University, California, p. 8.
- Mougenot, D., Layotte, P.C., 1996. Imagerie sismique d'un réservoir carbonaté: le dogger du Bassin parisien. Revue de l'Institut Français du Pétrole 51, 451–496. https://doi.org/10.2516/ogst:1996034
- Muffler, L.J.P., 1978. Assessment of geothermal resources of the United States. U.S. Geological Survey Circular 790, Arlington, VA, USA, 163 pp.

- Nader, F.H., Champenois, F., Barbier, M., Adelinet, M., Rosenberg, E., Houel, P., Delmas, J., Swennen, R., 2016. Diagenetic effects of compaction on reservoir properties: The case of early callovian "Dalle Nacrée" formation (Paris basin, France). Journal of Geodynamics 101, 5–29. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.010
- Pagel, M., Bonifacie, M., Schneider, D.A., Gautheron, C., Brigaud, B., Calmels, D., Cros, A., Saint-Bezar, B., Landrein, P., Sutcliffe, C., Davis, D., Chaduteau, C., 2018. Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining Δ47 temperature, δ18Owater and U-Pb age. Chemical Geology 481, 1–17. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.026
- Pan, S.-Y., Gao, M., Shah, K.J., Zheng, J., Pei, S.-L., Chiang, P.-C., 2019. Establishment of enhanced geothermal energy utilization plans: Barriers and strategies. Renewable Energy 132, 19–32. https://doi.org/10.1016/j.renene.2018.07.126
- Pellenard, P., Deconinck, J.-F., 2006. Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. Comptes Rendus Geoscience 338, 854–866. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.008
- Perrodon, A., Zabek, J., 1990. Interior Cratonic Basins, Paris Basin, Chapter 32; Part II, in: Leighton M.W., Kolota D.R., Oltz D.F., Eidel J.J. (Eds.)., American Assocation of Petroleum Geologists. pp. 633–679.
- Petrovic, A., 2020. Spatial heterogeneities in a bioclastic shoal outcrop reservoir analogue: Architectural, cyclical and diagenetic controls on lateral pore distribution. Marine and Petroleum Geology 113, 104098. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104098
- Petrovic, A., Aigner, T., Pontiggia, M., 2018. Facies heterogeneities in a ramp carbonate reservoir analogue: a new high-resolution approach for 3D facies modelling. Journal of Petroleum Geology 41, 155–174. https://doi.org/10.1111/jpg.12698
- Pomerol, C., 1978. Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. Geol. Mijnb. 57, 533-543.
- Popineau, J., Renaud, T., O'Sullivan, J., Dorado, J.G., 2022. History Matching of the geothermal Dogger aquifer in the south Paris sedimentary basin. European Geothermal Congress 2022 (EGC 2022), 17-21st October 2022, Berlin, Germany., in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 17-21 October, Berlin, Germany, p. 11.
- Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M., Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. Tectonophysics 323, 1–38. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00100-1
- Purser, B.H., 1989. Plate-formes carbonatées: exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Association des sédimentologistes français. Ed. Technip, Chap. 9, 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. and Choquette, P.W. (Eds.), Carbonate Petroleum Reservoirs. Springer, New York, pp. 341–355.
- Purser, B.H., 1978. Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. Journal of petroleum Geology 1, 83–94.
- Purser, B.H., 1975. Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Universite Paris-Sud, Orsay, France.
- Purser, B.H., 1969. Syn-desimentary marine litihfication of Middle Jurassic ine the Paris Basin. Sedimentology 12, 205–230. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00875.x
- Purser, B.H., Loreau, J.P., 1972. Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne. Bulletin BRGM, II, IV, 2, 19-47.
- Rider, M.H., 2002. The geological interpretation of well logs, Seconde édition. ed. Whittles Publishing Services, Sutherland, Scotland.
- Ring, U., Gerdes, A., 2016. Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc: ALPENRHEIN-BODENSEE GRABEN SYSTEM. Tectonics 35, 1367– 1391. https://doi.org/10.1002/2015TC004085
- Robelin, C., Giot, D., 1987. Différenciation des ciments carbonatés par cathodoluminescence. Cas des réservoirs géothermiques du Dogger d'Aulnay-sous-Bois (Seine-Saint-Denis, France). Bulletin de la Société Géologique de France III, 1023-1032.
- Robelin, G., Giot, D., 1985. Apports de la cathodoluminescence à la connaissance de la diagenèse des horizons réservoirs du Dogger du site géothermique d'Aulnay-sous-Bois 63.
- Rocher, M., Cushing, M., Lemeille, F., Lozac'h, Y., Angelier, J., 2004. Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the eastern Paris Basin (Lorraine, France). Tectonophysics 387, 1–21. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.03.002
- Rojas, J., Giot, D., Nindre, Y.M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjoz, A., Martin, J.C., Lambert, M., Chiles, J.P., Fouillac, A.M., Pauwels, H., 1989. Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger: Bassin Parisien, France (Rapport final No. RR-30169-FR). BRGM, Orléans.
- Rojas, J., Menjoz, A., Martin, J.C., Criaud, A., Fouillac, C., 1987. Development and exploitation of low enthalpy geothermal systems: example of the Dogger in the Paris Basin, France, in: Proceedings of the Twelfth Workshop Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the Twelfth workshop geothermal reservoir engineering, 20-22 January, Stanford University, California, pp. 203–212.
- 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). AAPG Bulletin 94, 1313–1348. https://doi.org/10.1306/01051009130
- Sbrana, A., Marianelli, P., Pasquini, G., Costantini, P., Palmieri, F., Ciani, V., Sbrana, M., 2018. The Integration of 3D Modeling and Simulation to Determine the Energy Potential of Low-Temperature Geothermal Systems in the Pisa (Italy) Sedimentary Plain. Energies 11, 20. https://doi.org/10.3390/en11061591

Schlumberger Limited, 1989. Log interpretation principles/applications. Schlumberger Educational Services, Houston, Texas, USA. SER, 2020. Géothermie: les conditions de la réussite pour construire le nouveau modèle énergétique français. Syndicat des énergies

renouvelables. https://www.observatoireclimat-hautsdefrance.org/Les-ressources/Ressources-

documentaires/Geothermie-les-conditions-de-la-reussite-pour-construire-le-nouveau-modele-energetique-francais.

Serra, O., 1984a. Fundamentals of well-log interpretation, Developments in petroleum science. Elsevier; Elf Aquitaine, Amsterdam, The Netherlands.

- Serra, O., 1984b. Fundamentals of well-log interpretation, Developments in petroleum science. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Soltani, M., Moradi Kashkooli, F., Souri, M., Rafiei, B., Jabarifar, M., Gharali, K., Nathwani, J.S., 2021. Environmental, economic, and social impacts of geothermal energy systems. Renewable and Sustainable Energy Reviews 140, 25. https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.110750
- Stefansson, V., 1997. Geothermal reinjection experience. Geothermics 26, 99–139.
- Stern, N., 2007. Stern Review: The Economics of Climate Change. Cambridge University Press.
- Terrier, M., De Santis, F., Soliva, R., Valley, B., Bruel, D., Geraud, Y., Schmittbuhl, J., 2022. Rapport Phase 1 du comité d'experts créé en appui à l'administration sur la boucle géothermique GEOVEN.
- Thierry, J., Cariou, E., Elmi, S., Mangold, C., Marchand, D., Rioult, M., 1997. Ammonites, Callovien. In: E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen, Zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe Français d'Etude du Jurassique, Mémoire 17, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production. pp. 67-78.
- Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D., Bonnot, A., Jardat, R., 2006. Les ammonites du Callovien–Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du bassin de Paris: synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléoécologique et paléobiogéographique. Comptes Rendus Geoscience 338, 834–853. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.005
- Thomas, H., 2023. 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 de Paris-Saclay.
- 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 and Petroleum Geology 123, 104772. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772
- Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeyen, H., Catinat, M., Andrieu, S., Mouche, E., Fleury, M., 2023. Upscaling of Geological Properties in a World-Class Carbonate Geothermal System in France: From Core Scale to 3D Regional Reservoir Dimensions. Geothermics 112, 34. https://doi.org/10.2139/ssrn.4097492
- Tissot, B.P., Pelet, R., Ungerer, P., 1987. Thermal History of Sedimentary Basins, Maturation Indices, and Kinetics of Oil and Gas Generation. AAPG Bulletin 71, 1445–1466. https://doi.org/10.1306/703C80E7-1707-11D7-8645000102C1865D
- 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
- Trullenque, G., Genter, A., Leiss, B., Wagner, B., Bouchet, R., Leoutre, E., Malnar, B., Bär, K., Rajšl, I., 2018. Upscaling of EGS in Different Geological Conditions: a European Perspective, in: Proceedings of the 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 12-24 February, Stanford University, California, p. 10.

UNFCCC, 2015. Paris Agreement, COP21 27.

- Ungemach, P., Antics, M., 2020. Réalisation d'un quadruplet géothermique de chauffage urbain à Bobigny-Drancy (Rapport de fin d'opération et Dossier des Ouvrages Executés). GEOFLUID, Roissy-en-France.
- Ungemach, P., Antics, M., 2006. Geothermal reservoir management. A thirty year practice in the Paris basin 22.
- Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 2019. Subhorizontal well architecture enhances heat production: the Cachan limestone, in: Proceeding of European Geothermal Congress 2019 (EGC 2019). Presented at the European Geothermal Congress, 11-14 June, Den Haag, The Netherlands, p. 14.
- Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 2018. Réalisation d'un doublet subhorizontal DBH3 sur le site de Cachan (puits GCAH1 et GCAH2) (Rapport de fin de travaux). GEOFLUID, Roissy.
- Vail, P.R., Colin, J.-P., Chene, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France, 8, III, n°7.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, in: C. Payton, Ed., Seismic Stratigraphy, Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists. pp. 63–81.
- Van de Watering, F., Van der Velde, R., 2019. (Environmental) Impact Of Inhibitors Applied In The Geothermal Sector In The Netherlands, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 11-14 June, Den Haag, The Netherlands, p. 7.
- van der Land, C., Wood, R., Wu, K., van Dijke, M.I.J., Jiang, Z., Corbett, P.W.M., Couples, G., 2013. Modelling the permeability evolution of carbonate rocks. Marine and Petroleum Geology 48, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.07.006
- van Rijn, S., 2018. Breakthrough time of a geothermal reservoir: estimating the impact of well spacing, reservoir and operational inputs on the breakthrough time of a geothermal doublet (No. Bachelor of Science report). Delft University of Technology.
- Vidal-Gilbert, S., Nauroy, J.-F., Brosse, E., 2009. 3D geomechanical modelling for CO2 geologic storage in the Dogger carbonates of the Paris Basin. International Journal of Greenhouse Gas Control 3, 288–299. https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2008.10.004
- Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale

oo-bioclastic clinoforms in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. Facies 67, 12. https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4

- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B., 2011. NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. Journal of Applied Geophysics 74, 38–58. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.03.002
- Violette, S., 2014. Histoire hydrogéologique des aquifères profonds du Bassin parisien. In: Le bassin Parisien, un nouveau regard sur la géologie. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris. Paris.
- Wei, H.F., 1990. Modélisation tridimensionnelle du transfert d'eau, de chaleur et de masse dans l'aquifère géothermique du Dogger dans le bassin de Paris. PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris, Paris, France.
- Wei, H.F., Ledoux, E., De Marsily, G., 1990. Regional modelling of groundwater flow and salt and environmental tracer transport in deep aquifers in the Paris basin. Journal of Hydrology, 120, 341-358, Elsevier Science Publishers B.V., Amesterdam. 18p.
- Wendebourg, J., Lamiraux, C., 2002. Estimating the Ultimate Recoverable Reserves of the Paris Basin, France. Oil & Gas Science and Technology Rev. IFP 57, 621–629. https://doi.org/10.2516/ogst:2002042
- Westphal, H., Surholt, I., Kiesl, C., Thern, H.F., Kruspe, T., 2005. NMR measurements in carbonate rocks: problems and an approach to a solution. Pure and Applied Geophysics 162, 549–570. https://doi.org/10.1007/s00024-004-2621-3
- Wielemaker, E., Cavalleri, C., Dahlhaus, L., Reynaldos, A., Sosio, G., Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 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. Presented at the 2020 SPWLA 61st Annual Online Symposium, Society of Petrophysicists and Well Log Analysts, p. 16. https://doi.org/10.30632/SPWLA-5065
- Wyns, R., 1980. Apports de la microtectonique a l'etude de l'anticlinal du Pays de Bray; proposition d'un mecanisme de pli en compression avec decrochements associes. Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXII, 681–684. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.681
- Zheng, B., Xu, J., Ni, T., Li, M., 2015. Geothermal energy utilization trends from a technological paradigm perspective. Renewable Energy 77, 430–441. https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.12.035
- Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe 1990, 2nd. ed. ed. Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, The Hague.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., Guiraud, R., Stampfli, G.M., 2001. Peri-Tethyan platforms: constraints on dynamics of rifting and basin inversion. In PA. Ziegler, W. Cavazza, AHF. Robertson, & S. Crasquin-Soleau (Eds.), Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Pasive Margins, Peritethys Memoir (pp. 9-49).
- Ziegler, P.A., Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. Global and Planetary Change 58, 237–269. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.12.004
- Ziegler, P.A., Stampfli, G.M., 2001. Late Paleozoic- Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neothethys. "Natura Bresciana". Annuario Del. Museo Di Scienze Naturali Di Brescia 25. 17-34.
- Zinszner, B., Pellerin, F.M., 2007. A geoscientist's guide to petrophysics, IFP publications. Editions Technip, Paris.

3. Supplementary tables

3.1. Supplementary Table A

| | | | | Depth | Coordinates (W | (GS84) | Used in | | | | |
|---------------------------------------|-------|------------|---------|-----------|------------------|------------------|---------|--|--|--|--|
| Geothermal wells | Dépt. | Abb. | Туре | (m MD) | Latitude | Longitude | this | | | | |
| | CDETA | | | | | | study | | | | |
| | | | | | | 2012110.002011 5 | | | | | |
| BRUYERES-LE-CHATEL | ESS | GBC1 | P | 750 | 48°35'35.5394" N | 2°12'10.9620" E | | | | | |
| COUDRAY-MONTCEAUX | ESS | F1 | Na. | 952 | 48°34'9.0001" N | 2°28'45.9998" E | | | | | |
| ISSY-LES-MOULINEAUX 1 | HDS | ILM1 | Р | Na. | 48°48'56.8728" N | 2°15'57.0470" E | | | | | |
| ISSY-LES-MOULINEAUX 2 | HDS | ILM2 | I | Na. | 48°49'5.1164" N | 2°16'10.8556" E | | | | | |
| LE PLESSIS-ROBINSON 1 | HDS | LPR1 | Р | Na. | 48°46'30.4338" N | 2°15'11.6856" E | | | | | |
| LE PLESSIS-ROBINSON 2 | HDS | LPR2 | I | Na. | 48°46'50.1737" N | 2°15'9.8352" E | | | | | |
| MAISON DE LA RADIO | PAR | F | Na. | 788 | 48°51'9.9508" N | 2°16'40.6531" E | | | | | |
| ORSAY | ESS | Na. | Na. | Na. | 48°41'58.2878" N | 2°11'10.8258" E | | | | | |
| SACLAY-ECOLE POLYTECHNIQUE 1 | ESS | GEP1 | Р | 755 | 48°42'39.4132" N | 2°12'23.0490" E | | | | | |
| SACLAY-ECOLE POLYTECHNIQUE 2 | ESS | GEP2 | I | 757 | 48°43'12.7394" N | 2°12'4.5335" E | | | | | |
| SACLAY-MOULON 1 | ESS | GMOU1 | Р | 733 | 48°42'24.0527" N | 2°9'35.8092" E | | | | | |
| SACLAY-MOULON 2 | ESS | GMOU2 | I | 736 | 48°42'49.6199" N | 2°10'24.7714" E | | | | | |
| SAINT-LAMBERT DES BOIS | YVE | Na. | Na. | Na. | 48°43'55.6864" N | 2°0'59.2538" E | | | | | |
| TOUR AGF CRYSTAL | PAR | B16 | Abs | 600 | 48°50'56.8540" N | 2°16'54.0314" E | | | | | |
| TOUR AGF MIRABEAU | PAR | B17 | Abs | 654 | 48°50'43.7777" N | 2°16'38.5630" E | | | | | |
| CLICHY-BATIGNOLLES 1 | PAR | P1-ST | Р | 760 | 48°53'41.3686" N | 2°18'31.2869" E | | | | | |
| CLICHY-BATIGNOLLES 2 | PAR | P2 | I | 775 | 48°53'30.1434" N | 2°18'39.0452" E | | | | | |
| LATE JURASSIC (LUSITANIEN LIMESTONES) | | | | | | | | | | | |
| PROVINS 1 | SEM | GPR1 | Р | 1612 | 48°32'49.2547" N | 3°17'24.7013" E | | | | | |
| | MIDDI | LE JURASSI | C (BATH | ONIAN LIN | MESTONES) | | | | | | |
| ACHERES 1 | YVE | GACH1 | I | 1950 | 48°58'12.6728" N | 2°4'18.7370" E | | | | | |
| ACHERES 2 | YVE | GACH2 | Р | 1961 | 48°57'34.2050" N | 2°3'34.6950" E | | | | | |
| ALFORTVILLE 1 | VDM | GAL1 | I | 2170 | 48°46'38.8754" N | 2°25'39.5713" E | х | | | | |
| ALFORTVILLE 2 | VDM | GAL2 | Р | 1822 | 48°46'39.1991" N | 2°25'39.6210" E | х | | | | |
| ARCUEIL-GENTILLY 1 | VDM | GAG1 | Р | 1876 | 48°48'30.9240" N | 2°20'23.7757" E | х | | | | |
| ARCUEIL-GENTILLY 2 | VDM | GAG2 | I | 1873 | 48°48'31.0900" N | 2°20'23.6231" E | х | | | | |
| AUBERVILLIERS 1 | SSD | GPNE1 | Р | 2042 | 48°54'2.9513" N | 2°22'48.9691" E | x | | | | |
| AUBERVILLIERS 2 | SSD | GPNE2 | I | 2004 | 48°54'3.3268" N | 2°22'48.8575" E | х | | | | |
| AULNAY-SOUS-BOIS-RDV 1 | SSD | GAY1 | Р | 1840 | 48°57'12.8336" N | 2°30'0.6750" E | х | | | | |
| AULNAY-SOUS-BOIS-RDV 2 | SSD | GAY2 | I | 2254 | 48°57'12.9200" N | 2°30'1.4173" E | х | | | | |
| AULNAY-SOUS-BOIS-VGS 3 | SSD | GAY3 | Р | 2038 | 48°57'13.0608" N | 2°30'42.0271" E | х | | | | |
| AULNAY-SOUS-BOIS-VGS 4 | SSD | GAY4 | I | 2120 | 48°57'13.3070" N | 2°30'41.8068" E | х | | | | |
| BAGNEUX 1 | HDS | GBA1 | 1 | 1910 | 48°47'27.4121" N | 2°18'1.4044" E | х | | | | |
| BAGNEUX 2 | HDS | GBA2 | Р | 1950 | 48°47'27.1223" N | 2°18'1.6535" E | х | | | | |
| BAILLY-ROMAINVILLIERS 1 | SEM | GBR1 | Р | 2430 | 48°49'46.8257" N | 2°49'14.6381" E | | | | | |
| BAILLY-ROMAINVILLIERS 2 | SEM | GBR2 | 1 | 2445 | 48°49'46.5679" N | 2°49'14.3908" F | | | | | |
| BOBIGNY 1 | SSD | GBD1 | P | 2235 | 48°54'14 2747" N | 2°27'17 6720" F | x | | | | |
| BOBIGNY 2 | SSD | GBD2 | | 2431 | 48°54'14 2726" N | 2°27'17 2004" F | x | | | | |
| BOBIGNY 3 | SSD | GBD3 | P | 2469 | 48°54'14.3611" N | 2°27'18.1426" E | x | | | | |

| BOBIGNY 4 | SSD | GBD4 | I | 2442 | 48°54'14.4443" N | 2°27'18.6131" E | x |
|-----------------------|-----|-------|---|------|---------------------------|--------------------------|---|
| BONDY 1 | SSD | GBO1 | I | 1990 | 48°55'0.8483" N | 2°29'22.6734" E | x |
| BONDY 2 | SSD | GBO2 | Р | 1922 | 48°55'1.0103" N | 2°29'22.6244" E | x |
| BONNEUIL-SUR-MARNE 1 | VDM | GBL1 | Р | 2153 | 48°46'4.5347" N | 2°29'2.3694" E | x |
| BONNEUIL-SUR-MARNE 2 | VDM | GBL2 | I | 2056 | 48°46'4.8583" N | 2°29'2.3705" E | x |
| BONNEUIL-SUR-MARNE 3 | VDM | GBL3 | I | 2077 | 48°46'4.8706" N | 2°29'2.3420" E | x |
| BONNEUIL-SUR-MARNE 4 | VDM | GBL4 | Р | 2010 | 48°46'3.9634" N | 2°29'2.6171" E | x |
| CACHAN 1 | VDM | GCDN1 | I | 2150 | 48°47'20.2438" N | 2°19'46.5748" E | x |
| CACHAN 1 | VDM | GCDS1 | Р | 2295 | 48°47'19.2725" N | 2°19'46.7220" E | x |
| CACHAN 2 | VDM | GCDN2 | I | 1792 | 48°47'19.9201" N | 2°19'46.6241" E | x |
| CACHAN 2 | VDM | GCDS2 | Р | 2268 | 48°47'19.5961" N | 2°19'46.6730" E | x |
| CACHAN 3 | VDM | GCAH1 | Р | 2933 | 48°47'19.7495" N | 2°19'48.0083" E | x |
| CACHAN 3 | VDM | GCAH2 | I | 2940 | 48°47'19.7984" N | 2°19'48.0083" E | x |
| CARRIERES-SUR-SEINE 1 | YVE | GCAR1 | Р | 1580 | 48°54'53.6922" N | 2°10'27.6668" E | |
| CERGY-PONTOISE 1 | VDO | GCY1 | Р | 1997 | 49°2'45.6752" N | 2°2'29.4691" E | |
| CERGY-PONTOISE 2 | VDO | GCY2 | I | 1560 | 49°2'26.9869" N | 2°1'49.2002" E | |
| CHAMPIGNY 1 | VDM | GCHM1 | Р | 2180 | 48°47'59.8697" N | 2°33'47.2489" E | x |
| CHAMPIGNY 2 | VDM | GCHM2 | I | 2094 | 48°48'0.1872" N | 2°33'47.1672" E | x |
| CHAMPIGNY 3 | VDM | GCHM3 | Р | 2221 | 48°47'59.4204" N | 2°33'46.8936" E | x |
| CHATENAY-MALABRY 1 | HDS | GCTM1 | I | 1932 | 48°46'1.8624" N | 2°15'23.0346" E | x |
| CHATENAY-MALABRY 2 | HDS | GCTM2 | Р | 2150 | 48°46'1.8624" N | 2°15'22.5450" E | x |
| CHELLES 1 | SEM | GCHE1 | I | 1902 | 48°52'7.0511" N | 2°35'46.8287" E | x |
| CHELLES 2 | SEM | GCHE2 | Р | 2211 | 48°52'7.0522" N | 2°35'46.3376" E | x |
| CHELLES 3 | SEM | GCHE3 | Р | 2286 | 48°52'7.0529" N | 2°35'46.8085" E | x |
| CHELLES 4 | SEM | GCHE4 | I | 1885 | 48°52'7.0540" N | 2°35'46.3178" E | x |
| CHEVILLY-LARUE 1 | VDM | GCHL1 | I | 1843 | 48°46'12.8604" N | 2°21'58.8456" E | x |
| CHEVILLY-LARUE 2 | VDM | GCHL2 | Р | 2061 | 48°46'12.6340" N | 2°21'58.5029" E | x |
| CLICHY-SOUS-BOIS 1 | SSD | GCL1 | Р | 1851 | 48°54'46.4134" N | 2°32'43.7575" E | x |
| CLICHY-SOUS-BOIS 2 | SSD | GCL2 | I | 2270 | 48°54'46.7914" N | 2°32'44.2198" E | x |
| COULOMIERS 2 | SEM | GCO2 | I | 2568 | 48°49'23.4066" N | 3°5'53.8476" E | |
| COULOMIERS 4 | SEM | GCO4 | I | 2390 | 48°49'24.9456" N | 3°5'55.5371" E | |
| COULOMMIERS 1 | SEM | GCO1 | Р | 2195 | 48°49'23.4109" N | 3°5'53.2104" E | |
| COULOMMIERS 3 | SEM | GCO3 | Р | 2275 | 48°49'24.9463" N | 3°5'54.9485" E | |
| CRETEIL MONT-MESLY 1 | VDM | GCRT1 | Р | 1976 | 48°46'16.5648" N | 2°27'52.8080" E | x |
| CRETEIL MONT-MESLY 2 | VDM | GCRT2 | I | 1977 | 48°46'16.8564" N | 2°27'52.6129" E | x |
| DAMMARIE-LES-LYS 1 | SEM | GDAM1 | Р | 2054 | 48°31'18.0638" N | 2°38'11.2733" E | |
| DAMMARIE-LES-LYS 2 | SEM | GDAM2 | I | 2050 | 48°31'18.2899" N | 2°38'11.0623" E | |
| EPINAY-SOUS-SENART 1 | ESS | GESS1 | I | 1969 | 48°41'45.0596" N | 2°30'54.5699" E | x |
| EPINAY-SOUS-SENART 2 | ESS | GESS2 | Р | 1977 | 48°41'45.0604" N | 2°30'54.0806" E | x |
| EVRY 1 | ESS | GEV1 | Р | 1690 | 48°37'44.2866" N | 2°24'49.8676" E | |
| EVRY 2D | ESS | GEV2 | I | 1712 | 48°37'28.7828" N | 2°23'51.6829" E | |
| EVRY II 3 | ESS | GEV3 | Р | 1910 | 48°38'12.2809" N | 2°26'4.4714" E | |
| EVRY II 4 | ESS | GEV4 | I | 2050 | 48°38'12.0556" N | 2°26'4.7184" E | |
| FONTAINEBLEAU 1 | SEM | GFO1 | Р | 1861 | 48°24'15.7939" N | 2°41'47.1509" E | |
| FONTAINEBLEAU 2 | SEM | GFO2 | I | 2365 | 48°24'15.5693" N | 2°41'47.4994" E | |
| FRESNES 1 | VDM | GFR1 | I | 1944 | 48°45' <u>21.86</u> 60" N | 2°19'5 <u>2.3351</u> " E | x |

| | | 6500 | | 1000 | 400 4 510 4 0000 UNI | 2040154 07078 5 | |
|----------------------|-----|-------|--------|------|----------------------|-------------------|---|
| FRESNES 2 | VDM | GFR2 | I | 1992 | 48°45'21.9888" N | 2°19'51.8797" E | х |
| FRESNES 3 | VDM | GFR3 | P | 2300 | 48°45°13.2336° N | 2° 19'5 1.9150" E | x |
| GARGES-LES-GONESSE I | VDO | GGARI | I | 1975 | 48°58'38.4359" N | 2°24'19.7482" E | x |
| GARGES-LES-GONESSE 2 | VDO | GGAR2 | Р - | 1957 | 48°58'38.7275" N | 2°24'19.5026" E | х |
| GRIGNY 1 | ESS | GGR1 | Р | 2050 | 48°39'6.1024" N | 2°23'45.8002" E | |
| GRIGNY 2 | ESS | GGR2 | I | 2070 | 48°39'5.9080" N | 2°23'46.1904" E | |
| GRIGNY 3 | ESS | GGR3 | I | 2192 | 48°39'5.7136" N | 2°23'46.5810" E | |
| GRIGNY 4 | ESS | GGR4 | I | 3134 | 48°39'45.4946"N | 2°24'13.8100"E | |
| GRIGNY 5 | ESS | GGR5 | Р | 3235 | 48°39'45.6804"N | 2°24'13.4068"E | |
| IVRY-SUR-SEINE 1 | VDM | GIV1 | I | 1823 | 48°48'54.6023" N | 2°24'22.7196" E | х |
| IVRY-SUR-SEINE 2 | VDM | GIV2 | Р | 1698 | 48°48'54.3758" N | 2°24'22.3762" E | х |
| IVRY-SUR-SEINE 3 | VDM | GIV3 | I | 1845 | 48°49'2.5097" N | 2°24'13.6739" E | х |
| IVRY-SUR-SEINE 4 | VDM | GIV4 | Р | 1950 | 48°49'2.3156" N | 2°24'13.9187" E | х |
| LA CELLE ST-CLOUD 1 | YVE | GLC1 | Р | 1594 | 48°50'46.0406" N | 2°6'53.4373" E | |
| LA CELLE ST-CLOUD 2 | YVE | GLC2 | I | 2045 | 48°50'45.9377" N | 2°6'54.6023" E | |
| LA COURNEUVE NORD 1 | SSD | GLCN1 | I | 1774 | 48°55'48.1249" N | 2°24'7.3649" E | х |
| LA COURNEUVE NORD 2 | SSD | GLCN2 | Р | 2133 | 48°55'48.6196" N | 2°24'7.4416" E | х |
| LA COURNEUVE NORD 3 | SSD | GLCN3 | Р | 1990 | 48°55'51.6018" N | 2°24'8.9960" E | x |
| LA COURNEUVE NORD 4 | SSD | GLCN4 | I | 2082 | 48°55'51.3343" N | 2°24'8.9928" E | x |
| LA COURNEUVE SUD 1 | SSD | GLCS1 | Р | 1800 | 48°55'39.6610" N | 2°23'1.8586" E | х |
| LA COURNEUVE SUD 2 | SSD | GLCS2 | I | 2189 | 48°55'40.0782" N | 2°23'2.2816" E | х |
| LA PORTE ST-CLOUD 1 | PAR | GPSC1 | I | 1680 | 48°50'16.1819" N | 2°15'56.4631" E | х |
| LA PORTE ST-CLOUD 2 | PAR | GPSC2 | Р | 1715 | 48°50'15.8582" N | 2°15'56.4635" E | х |
| LA VILLETTE 1 | PAR | GLAV1 | I | 1941 | 48°53'44.4728" N | 2°23'33.0414" E | х |
| LA VILLETTE 2 | PAR | GLAV2 | Р | 1942 | 48°53'44.1496" N | 2°23'32.5010" E | x |
| LE BLANC-MESNIL 1 | SSD | GBMN1 | Р | 2062 | 48°57'2.1384" N | 2°27'19.4227" E | x |
| LE BLANC-MESNIL 2 | SSD | GBMN2 | I | 2065 | 48°57'2.1712" N | 2°27'18.9310" E | x |
| LE BLANC-MESNIL 3 | SSD | GBMN3 | Р | 2267 | 48°57'2.1686" N | 2°27'18.6008" E | x |
| LE BLANC-MESNIL 4 | SSD | GBMN4 | I | 2198 | 48°57'2.1665" N | 2°27'18.1094" E | x |
| LE MEE-SUR-SEINE 1 | SEM | GLMS1 | Р | 1803 | 48°32'38.5732" N | 2°37'56.7221" E | |
| LE MEE-SUR-SEINE 2 | SEM | GLMS2 | I | 1806 | 48°32'48.9588" N | 2°37'6.4873" E | |
| LE-MEE-SUR-SEINE 3 | SEM | GLMS3 | Р | 2006 | 48°32'27.9103" N | 2°37'58.9408" E | |
| LE-MEE-SUR-SEINE 4 | SEM | GLMS4 | I | 1949 | 48°32'27.8682" N | 2°37'58.5469" E | |
| L'HAY-LES-ROSES 1 | VDM | GHLR1 | I | 2000 | 48°46'20.2548" N | 2°20'38.6722" E | х |
| L'HAY-LES-ROSES 2 | VDM | GHLR2 | Р | 1808 | 48°46'20.2548" N | 2°20'39.1621" E | х |
| MAISONS ALFORT 1 | VDM | GMA1 | Р | 2018 | 48°48'5.9162" N | 2°26'24.7290" E | x |
| MAISONS ALFORT 2 | VDM | GMA2 | I | 1944 | 48°48'6.0127" N | 2°26'25.2193" E | x |
| MAISONS ALFORT 3 | VDM | GMA3 | Р | 1984 | 48°47'14.3336" N | 2°26'0.5172" E | x |
| MAISONS ALFORT 4 | VDM | GMA4 | I | 1912 | 48°47'14.6573" N | 2°26'0.4196" E | х |
| MEAUX BEAUVAL 1 | SEM | GMX10 | Р | 2659 | 48°57'3.6616" N | 2°55'33.1486" E | |
| MEAUX BEAUVAL 1 | SEM | GMX5 | Р | 2214 | 48°57'6.7374" N | 2°55'33.7832" E | |
| MEAUX BEAUVAL 1 | SEM | GMX6 | I | 2227 | 48°57'7.1258" N | 2°55'34.0777" E | |
| MEAUX BEAUVAL 2 | SEM | GMX11 | Р | 2655 | 48°57'3.6616" N | 2°55'33.1486" E | |
| MEAUX BEAUVAL 2 | SEM | GMX7 | I | 2410 | 48°56'52.1239" N | 2°55'12.8662" E | |
| MEAUX BEAUVAL 2 | SEM | GMX8 | Р | 2484 | 48°56'52.1239" N | 2°55'12.8662" E | |
| MEAUX COLLINET 1 | SEM | GMX1 | Р | 1935 | 48°56'27.6004" N | 2°54'3.0089" E | |

| MEAUX COLLINET 2 | SEM | GMX2 | I | 2325 | 48°56'21.9077" N | 2°54'8.4974" E | |
|------------------------|-----|-------|---|------|------------------|-----------------|---|
| MEAUX HOPITAL 3 | SEM | GMX3 | I | 2075 | 48°58'4.8695" N | 2°53'33.4313" E | |
| MEAUX HOPITAL 4 | SEM | GMX4 | I | 2056 | 48°58'6.5032" N | 2°53'30.3515" E | |
| MEAUX HOPITAL 9 | SEM | GMX9 | Р | 2273 | 48°58'7.0291" N | 2°53'28.0615" E | |
| MELUN L'ALMONT 1 | SEM | GMEL1 | I | 1919 | 48°32'25.7273" N | 2°40'50.5099" E | |
| MELUN L'ALMONT 2 | SEM | GMEL2 | Р | 1967 | 48°32'25.7266" N | 2°40'50.7536" E | |
| MELUN L'ALMONT 3 | SEM | GMEL3 | I | 2051 | 48°32'30.5257" N | 2°40'48.2027" E | |
| MELUN L'ALMONT 4 | SEM | GMEL4 | Р | 2060 | 48°32'30.2654" N | 2°40'48.5911" E | |
| MONTGERON 1D | ESS | GMO1 | I | 1850 | 48°41'53.6395" N | 2°26'35.8894" E | х |
| MONTGERON 2D | ESS | GMO2 | Р | 1826 | 48°41'53.8008" N | 2°26'36.3790" E | х |
| NEUILLY-SUR-MARNE 1 | SSD | GNSM1 | Р | 2025 | 48°52'5.7043" N | 2°32'39.7475" E | х |
| NEUILLY-SUR-MARNE 2 | SSD | GNSM2 | I | 2036 | 48°52'5.5758" N | 2°32'39.3058" E | x |
| ORLY 1 | VDM | GOR1 | I | 1850 | 48°45'0.1861" N | 2°25'6.9431" E | x |
| ORLY 2 | VDM | GOR2 | Р | 1675 | 48°45'0.1858" N | 2°25'7.4323" E | х |
| ORLY 2 LE NOUVELET 3 | VDM | GOR3 | Ρ | 1880 | 48°44'29.9461" N | 2°24'22.8398" E | x |
| ORLY 2 LE NOUVELET 4 | VDM | GOR4 | I | 1980 | 48°44'30.2698" N | 2°24'22.8402" E | x |
| ORLY 2 LE NOUVELET 5 | VDM | GOR5 | I | 1856 | 48°44'29.7438" N | 2°24'23.2146" E | x |
| ORLY 2 LE NOUVELET 6 | VDM | GOR6 | Р | 2107 | 48°44'29.5174" N | 2°24'23.3611" E | x |
| ORLY ADP 1 | VDM | GADP1 | Ρ | 1950 | 48°44'0.5111" N | 2°22'4.8706" E | x |
| ORLY ADP 2 | VDM | GADP2 | I | 1918 | 48°44'0.6997" N | 2°22'7.7999" E | х |
| RIS-ORANGIS 1 | ESS | GRO1 | I | 1905 | 48°38'35.9513" N | 2°24'3.5381" E | |
| RIS-ORANGIS 2 | ESS | GRO2 | Ρ | 1891 | 48°38'35.6276" N | 2°24'3.5377" E | |
| RIS-ORANGIS 3 | ESS | GRO3 | Р | 2104 | 48°38'35.7824" N | 2°24'4.0626" E | |
| ROSNY-SOUS-BOIS 1 | SSD | GRNY1 | Р | 2211 | 48°52'53.7002" N | 2°28'23.1776" E | x |
| ROSNY-SOUS-BOIS 2 | SSD | GRNY2 | I | 2161 | 48°52'53.4410" N | 2°28'23.6186" E | x |
| SEVRAN AULNAY 1 | SSD | GSA1 | Р | 2100 | 48°55'49.8986" N | 2°30'50.1858" E | x |
| SEVRAN AULNAY 2 | SSD | GSA2 | I | 2060 | 48°55'49.8000" N | 2°30'50.9717" E | x |
| SUCY-EN-BRIE 1 | VDM | GSUC1 | Ρ | 1937 | 48°46'18.5822" N | 2°31'17.5908" E | x |
| SUCY-EN-BRIE 2 | VDM | GSUC2 | I | 1992 | 48°46'18.4274" N | 2°31'13.1329" E | x |
| SUCY-EN-BRIE 3 | VDM | GSUC3 | Ρ | 2142 | 48°46'19.0891" N | 2°31'18.4699" E | x |
| THIAIS 1 | VDM | GTHI1 | Р | 1890 | 48°45'27.2750" N | 2°23'33.2214" E | x |
| THIAIS 2 | VDM | GTHI2 | I | 1908 | 48°45'27.2754" N | 2°23'32.7318" E | x |
| TREMBLAY-EN-FRANCE 3 | SSD | GTRE3 | Р | 2212 | 48°56'49.8498" N | 2°34'33.4884" E | x |
| TREMBLAY-EN-FRANCE 4 | SSD | GTRE4 | I | 2223 | 48°56'50.0726" N | 2°34'33.3440" E | х |
| TREMBLAY-LES-GONESSE 1 | SSD | GTRE1 | Р | 2113 | 48°56'49.7756" N | 2°34'32.3674" E | x |
| TREMBLAY-LES-GONESSE 2 | SSD | GTRE2 | I | 2080 | 48°56'49.6154" N | 2°34'31.6783" E | х |
| VAL-MAUBUEE 1 | SEM | GVM1 | Р | 2098 | 48°50'20.6567" N | 2°38'50.4046" E | х |
| VAL-MAUBUEE 2 | SEM | GVM2 | I | 2048 | 48°50'20.6228" N | 2°38'50.0125" E | x |
| VAUX-LE-PENIL 1 | SEM | GVLP1 | I | 1983 | 48°31'56.6281" N | 2°41'31.0106" E | |
| VAUX-LE-PENIL 2 | SEM | GVLP2 | Р | 1898 | 48°31'56.6296" N | 2°41'30.5232" E | |
| VIGNEUX-SUR-SEINE 1 | ESS | GVS1 | Р | 1696 | 48°42'34.5024" N | 2°24'48.6079" E | х |
| VIGNEUX-SUR-SEINE 2 | ESS | GVS2 | I | 2289 | 48°42'34.4279" N | 2°24'48.8279" E | x |
| VIGNEUX-SUR-SEINE 3 | ESS | GVS3 | Р | 1935 | 48°42'35.0492" N | 2°24'38.3306" E | х |
| VIGNEUX-SUR-SEINE 4 | ESS | GVS4 | I | 1916 | 48°42'35.0489" N | 2°24'38.7950" E | х |
| VILLEJUIF 1 | VDM | GVIL1 | I | 2110 | 48°47'45.0211" N | 2°21'22.1504" E | x |
| VILLEJUIF 2 | VDM | GVIL2 | Р | 2300 | 48°47'45.0535" N | 2°21'22.5032" E | x |

| VILLENEUVE-ST-GEORGES 1 | VDM | GVSG1 | Р | 1980 | 48°44'32.7142" N | 2°27'19.3082" E | x |
|---------------------------|-----|-------|---|------|------------------|------------------|---|
| VILLENEUVE-ST-GEORGES 2 | VDM | GVSG2 | I | 2010 | 48°44'32.5554" N | 2°27'18.8737" E | x |
| VILLENEUVE-LA-GARENNE 1 | HDS | GVG1 | I | 1926 | 48°56'20.8536" N | 2°19'23.5693" E | x |
| VILLENEUVE-LA-GARENNE 2 | HDS | GVG2 | Р | 1927 | 2°19'23.0779" E | 48°56'20.8536" N | x |
| VILLEPINTE 1 | SSD | GVP1 | Р | 2151 | 48°57'22.8971" N | 2°33'38.4242" E | x |
| VILLEPINTE 2 | SSD | GVP2 | I | 2145 | 48°57'22.6051" N | 2°33'38.7180" E | x |
| VILLIERS-LE-BEL-GONESSE 1 | VDO | GVLB1 | Р | 2115 | 49°0'21.2256" N | 2°25'5.9995" E | x |
| VILLIERS-LE-BEL-GONESSE 2 | VDO | GVLB2 | I | 2048 | 49°0'21.2260" N | 2°25'5.5074" E | x |
| VILLIERS-LE-BEL-GONESSE 3 | VDO | GVLB3 | Р | 2239 | 49°0'20.6042" N | 2°25'5.6320" E | x |

3.2. Supplementary Data B



Transect location map. The modeling perimeter has been gridded into thirteen 2D perpendicular transects to proceed to inter-well correlations within the Bathonian aquifer and overlying Callovian deposits. The transects are labelled from n°1 to n°13.



Stratigraphic cross-section from SW to NE located between Villejust 1 and Nantouillet 1 wells. This cross-section is located on the transect location map as transect n°3. A: Conceptual cross-section dressed up with facies associations and the various wells associated to their respective depths, facies and gamma-ray logs. B: Same stratigraphic cross-section as in A extracted from the 3D facies Model Type II from Petrel© software (the vertical exaggeration is set to 50).



Stratigraphic cross-section from NW to SE located between La Courneuve-Nord 2 and Croissy-Beaubourg 1D wells. This cross-section is located on the transect location map as transect n°11. A: Conceptual cross-section dressed up with facies associations and the various wells associated to their respective depths, facies and gamma-ray logs. B: Same stratigraphic cross-section as in A extracted from the 3D facies Model Type II from Petrel© software (the vertical exaggeration is set to 50).

Transects annexes:



Transect 1



Transect 2



Transect 4



Transect 5



Transect 6



Transect 7



Transect 8



Transect 9



Transect 10



Transect 12



Transect 13

3.3. Supplementary Table C

| | | Core & Logs porosity dataset (%) | | | | | | | | | | |
|-------------------------|-------|----------------------------------|-------|----------|---------|--------|------|-------|--|--|--|--|
| Facies Associations | Size | Min | Max | Mean (µ) | Std (σ) | Median | 25% | 75% | | | | |
| Lower offshore (FA1) | - | 0.1 | 3 | 1.5 | 3 | - | - | - | | | | |
| Upper offshore (FA2) | 14726 | 0.04 | 29.53 | 8.66 | 4.34 | 8.08 | 5.85 | 11.28 | | | | |
| Shoal/Shoreface (FA3) | 24681 | 0.13 | 30.75 | 10.26 | 4.83 | 8.92 | 6.85 | 13.43 | | | | |
| Lagoon (FA4) | 9856 | 0.03 | 33.44 | 10.39 | 5.01 | 9.92 | 6.45 | 14.02 | | | | |
| Productive layer in FA3 | 6292 | 0.8 | 29.7 | 12.86 | 4.75 | 12.38 | 9.1 | 15.89 | | | | |
| Productive layer in FA4 | 1517 | 1.43 | 34.57 | 13.25 | 4.81 | 13.23 | 10.1 | 15.41 | | | | |

<u>Table 1</u>: Statistical analysis results of porosity dataset (*porosity Model Type II*).

Table 2: Statistical analysis results of productive layers permeability dataset (*permeability Model Type I*). All non-productive layers sections are set to 0.001 mD.

| | | Permeability dataset derived from equation [2] (mD) | | | | | | | | | |
|-------------------------|------|---|-------|----------|---------|--------|---------|---------|--|--|--|
| Facies Associations | Size | Min | Max | Mean (µ) | Std (o) | Median | 25% | 75% | | | |
| Productive layer in FA3 | 448 | 136 | 63450 | 3746.47 | 4781.06 | 2192.5 | 1168.35 | 4418.45 | | | |
| Productive layer in FA4 | 129 | 252 | 67500 | 3247.65 | 6293.52 | 1916.8 | 902.4 | 3408.55 | | | |

Table 3: Statistical analysis results of permeability dataset (permeability Model Type II).

| | | Core & Logs permeability dataset (mD) | | | | | | | | | | |
|-------------------------|------|---------------------------------------|------------------|----------|---------|--------|----------------------|--------|--|--|--|--|
| Facies Associations | Size | Min | Max | Mean (µ) | Std (σ) | Median | 25% | 75% | | | | |
| Lower offshore (FA1) | - | 10 ⁻³ | 10 ⁻² | 0.005 | 1 | - | - | - | | | | |
| Upper offshore (FA2) | 589 | 5x10 ⁻⁵ | 224.47 | 8.69 | 28.87 | 0.06 | 1.3x10 ⁻³ | 1.75 | | | | |
| Shoal/Shoreface (FA3) | 2738 | 2.2x10 ⁻³ | 740 | 56.77 | 69.79 | 39.79 | 20.42 | 65.18 | | | | |
| Lagoon (FA4) | 2570 | 8.5x10 ⁻⁶ | 923.99 | 16.53 | 47.88 | 3.44 | 0.52 | 14.08 | | | | |
| Productive layer in FA3 | 844 | 0.039 | 1092.59 | 139.18 | 126.77 | 122.16 | 54.91 | 183.26 | | | | |
| Productive layer in FA4 | 1214 | 0.849 | 1590.89 | 124.86 | 170.97 | 51.48 | 18.42 | 168.55 | | | | |

Table 4: Variography analysis inputs parameters (i.e. numbers of lags and search radius) and results used for *porosity Model Type II* elaboration. The azimuth for the major direction was set to 30°N and 300°N for the minor direction in horizontal plan. The lag distance was set to 0.15 m in vertical plan considering the usual sampling of well-logs data. It was set to 1500 m in the horizontal plan, a value corresponding to average well spacing (within a same doublet or triplet) at the top of the targeted reservoir. The tolerance angle was set to 45° to provide sufficient data (i.e. pairs data) to compute semi-variograms at each lag and the variogram type was chosen as "spherical". Variograms ranges for Lower offshore (FA1) was retrieved in recent publication of Thomas (2023). It is important to mention that these results were also used during the *permeability Model Type II* creation as no sufficient permeability data were available to compute a robust geostatistical analysis.

| | Plans | Number of lags | Search radius (m) | Nugget | Sill | Major range (m) | Minor range (m) | Vertical range (m) |
|----------------------------|----------------------------|-------------------|-------------------------|--------|------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|
| Lower offshore (FA1) | Vertical Major Minor | - | - | - | - | 2150 | 2150 | 6 |
| Upper offshore (FA2) | Vertical Major Minor | 350 20 20 | 52.5 30000 30000 | | 0.72 | 3008 | 3008 | 4.5 |
| Shoal/Shoreface (FA3) | Vertical Major Minor | 500 20 20 | 75 30000 30000 | | 1 | 4506 | 1510 | 6 |
| Lagoon (FA4) | Vertical Major Minor | 500 20 20 | 75 30000 30000 | 0.001 | 0.75 | 3043 | 2242 | 4 |
| Productive layer in FA3 | Vertical Major Minor | 300 20 20 | 45 30000 30000 | | 0.88 | 1475 | 1475 | 1.7 |
| Productive layer in FA4 | Vertical Major Minor | 400 20 20 | 60 30000 30000 | | 1 | 1475 | 1475 | 2.4 |

Table 5: Variography analysis inputs parameters (i.e. numbers of lags and search radius) and results used for *permeability Model Type I* elaboration. The azimuth for the major direction was set to 70°N and 340°N for the minor direction in horizontal plan as it provides the best results. The lag distance was set to 1.4 m on average in vertical plan considering the usual spacing between productive layers. It was set to 1500 m in the horizontal plan, a value corresponding to average well spacing (within a same doublet or triplet) at the top of the targeted reservoir. The tolerance angle was set to 45° to provide sufficient data (i.e. pairs data) to compute semi-variograms at each lag and the variogram type was chosen as "spherical". The variography analysis was only conducted in ooid-dominated and lagoonal limestones (facies associations FA3 and FA4 respectively) as no productive layers were identified in clayey and marly limestones (facies associations FA1 and FA2 respectively).

| | Plans | Number of lags | Search radius (m) | Nugget | Sill | Major range (m) | Minor range (m) | Vertical range (m) |
|--------------------------|----------------------------|-------------------|-------------------------|--------|------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|
| Shoal/Shoreface (FA3) | Vertical Major Minor | 48 20 20 | 76.8 30000 30000 | | 1 | 2986 | 2939 | 1.6 |
| Lagoon (FA4) | Vertical Major Minor | 62 20 20 | 74.4 30000 30000 | 0.001 | 1 | 3043 | 3001 | 2.5 |

CHAPITRE 7

-

MODELISATION THERMO-HYDRO-DYNAMIQUE DU RESERVOIR



Chapitre 7 : Modélisation thermo-hydro-dynamique du réservoir

1. Introduction

Dans le bassin de Paris, la plupart des opérations géothermiques au Dogger fonctionnent en système de doublet (Ignatiadis et al., 1998; Lopez et al., 2010). Cette configuration entraîne un refroidissement progressif du réservoir au cours du temps marqué par le développement de « bulles froides » autour des puits injecteurs (Hamm et al., 2017). Leurs progressions dépendent entre autres (1) des régimes d'exploitation des doublets (débit et température d'injection) ; et (2) du gradient géothermique naturel qui ne permet pas la régénération de la chaleur du réservoir à l'échelle du temps de leurs exploitations. De ce fait, lorsque ces « bulles froides » atteignent les puits de pompage, les températures de production ne sont plus suffisantes pour assurer la rentabilité des opérations, on parle dès lors de risque de percée thermique. La percée thermique est par définition l'arrivée de la 1^{ère} molécule d'eau froide dans le puits producteur, en général situé à 1500 m du puits injecteur pour un doublet exploitant le Dogger. De manière générale, la température permettant de constater et de mesurer de manière fiable cette baisse est fixée entre 0.5°C et 1°C. Dans cette étude, une baisse de 0.5°C est prise comme repère pour définir la percée thermique dans un doublet au Dogger (Le Brun et al., 2011). Le temps de percée thermique est important, car en général, une fois atteint la baisse est continue et rapide. Avec une température plus faible, le système géothermique ne permet plus de délivrer suffisamment d'énergie pour le dimensionnement de la centrale géothermique. Un risque de percée thermique implique alors un arrêt du fonctionnement du doublet (Hamm et al., 2016; Lopez et al., 2010). Ce risque peut être prédit à l'échelle d'un ou plusieurs doublets en utilisant soit des méthodes analytiques, soit des méthodes numériques (Le Brun et al., 2011). Les solutions dites analytiques reposent sur la simplification des modèles du réservoir, des équations de transfert et des chroniques d'exploitation. Ces solutions analytiques sont utilisées pour calculer les temps de percée thermique ainsi que les cinétiques de refroidissement aux puits producteurs (Le Brun et al., 2011). Les méthodes dites numériques consistent quant à elles à construire des modèles maillés en 3D qui sont ensuite intégrés dans des simulateurs d'écoulement pour prédire le comportement thermique du réservoir sur la durée (Blank et al., 2021; Copol et al., 2014; Le Brun et al., 2009; Lopez et al., 2010). Ces méthodes sont généralement privilégiées car elles permettent d'intégrer les caractéristiques hydrogéologiques, géologiques, pétrophysiques et thermiques du réservoir tout en prenant en compte les historiques des débits d'exploitation et des températures d'injection (Le Brun et al., 2011). Les résultats des calculs numériques permettent de fournir les courbes de températures aux puits de production ainsi que les évolutions spatiales et temporelles des « bulles froides » autour des puits injecteurs (Le Brun et al., 2011). Ces résultats permettent d'estimer la durée de vie des opérations et peuvent être par la suite comparés aux données réelles d'exploitation (comme les températures de production des puits) afin de valider la pertinence des modèles utilisés (Popineau et al., 2022). Les modèles capables de reproduire avec le plus de fidélité leurs comportements sont alors considérés comme de bons modèles. Ils peuvent ensuite être réutilisés pour définir par exemple les conditions d'exploitation optimales de futures opérations ou bien pour les dimensionner correctement (définition d'un bon espacement entre les puits et d'un périmètre d'exploitation acceptable). Ils permettent également de proposer des schémas d'aménagement et de développement à l'échelle régionale afin d'optimiser l'utilisation du stock de chaleur par de nouveaux projets. Enfin, ils peuvent aussi être utilisés à une échelle plus locale pour déterminer par exemple les interférences possibles entre plusieurs opérations dans le cas où la zone exploitée présente une très forte densité d'installations géothermiques (Le Brun et al., 2011).

Les modèles numériques utilisés pour les simulations sont élaborés à partir de l'interprétation de

données brutes enregistrées dans les puits et/ou à partir de données bibliographiques qui permettent de définir les caractéristiques du réservoir (Le Brun et al., 2011). Les paramètres de simulation considérés dépendent directement du choix du modélisateur et les résultats obtenus sont spécifiques à un ensemble d'hypothèses formulées en amont. Pour un même système réservoir étudié, il y a donc autant de résultats de simulation possibles que de choix de modélisation. La variabilité des résultats dépend principalement : (1) du modèle conceptuel de réservoir choisi ; (2) des chroniques des débits et des températures d'injection utilisées ; et (3) de la résolution numérique des équations du transport de chaleur inhérente au simulateur sélectionné (Hamm et al., 2017).

Plus précisément dans le cadre des exploitations au Dogger en lle-de-France, les modèles conceptuels couramment utilisés sont en général des modèles simplifiés qui ne tiennent pas compte des hétérogénéités latérales du réservoir. Les simulations numériques sont donc effectuées à partir de modèles constitués d'une couche ou plusieurs couches à perméabilités homogènes, séparées par des horizons imperméables, comme le modèle sandwich présenté à la Figure 3 (Lopez et al., 2010; Rojas et al., 1989; Ungemach et al., 2019). Or, dans la réalité, le réservoir présente des hétérogénéités structurelles bien plus complexes, tant latérales que verticales. Elles résultent à la fois de la diversité des faciès et des géométries sédimentaires ainsi que de la variabilité de leurs propriétés pétrophysiques contrôlée par la diagenèse. L'intégration de ces hétérogénéités dans les modèles constitue donc un enjeu majeur. Ces hétérogénéités sont d'autant plus cruciales qu'elles contrôlent en partie les écoulements au sein du réservoir et peuvent donc directement influer sur les temps de percée thermique. Plusieurs modèles numériques ont donc été construits dans ce travail pour tenter de les représenter en trois dimensions. Ces modèles seront utilisés ici comme support pour effectuer les simulations afin de prédire le comportement thermique du réservoir.

Ce chapitre est organisé de la manière suivante :

- La première partie vise à expliquer les différents types de modèles conceptuels utilisés de manière conventionnelle en géothermie pour les exploitations au Dogger du bassin de Paris.
- La seconde partie s'intéresse à (1) reproduire les modèles simplifiés décrits dans le rapport de Le Brun et al. (2011) afin de les faire tourner sous Pumaflow[™] et de comparer les résultats obtenus avec ceux du rapport dans le cadre d'un exercice de calibration ; et (2) de modéliser l'impact de la variation de l'épaisseur de l'éponte intermédiaire (cas du modèle sandwich) sur les temps de percée thermique.
- La troisième partie vise à (1) modéliser l'impact des hétérogénéités pétrophysiques et des géométries des corps poro-perméables sur les temps de percée thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville en utilisant des modèles théoriques; (2) modéliser l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de percée thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville (zone de 10 km x 11 km) (Figure 43), ainsi que pour d'autres doublets inclus dans le périmètre de simulation, mais cette fois-ci à partir des trois modèles présentés au Chapitre 6 ; et (3) de comparer les résultats avec ceux obtenus à partir du modèle sandwich.

Pour toutes les simulations réalisées, les comparaisons des résultats seront effectuées sur l'évolution temporelle de la température au puits de production avec les temps de percée thermique (définies lorsqu'une chute de 0.5°C est constatée) et les températures de production finales de chaque simulation.

Ces résultats seront par la suite comparés aux données réelles d'exploitation (température de production) dans le cadre d'une synthèse réalisée pour chaque partie. Par ailleurs, deux types de résultats seront systématiquement présentés en annexe : (1) une cartographie 2D de la géométrie des « bulles froides » dans le réservoir à un temps donné (à t=30 ans), et à une profondeur identique selon chaque type de modèles utilisés pour faciliter les comparaisons ; et (2) une coupe 2D correspondant à la section entre les puits du doublet d'Alfortville montrant l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps sur la verticale du réservoir.

2. Présentation des modèles conceptuels utilisés pour le Dogger en géothermie

Pour la géothermie au Dogger, l'interprétation systématique des données de flowmétrie acquises dans les puits géothermiques ont démontré que le réservoir était caractérisé par une structure stratifiée complexe (Hamm et al., 2015; Ignatiadis et al., 1998; Menjoz et al., 1993). Cette complexité se traduit par l'identification de plusieurs niveaux producteurs dont les distributions verticales peuvent varier d'un puits à l'autre à l'échelle locale ou régionale. Compte tenu du peu de données disponibles entre les puits et de la difficulté à caractériser les hétérogénéités du réservoir en l'absence de carottes, la structure verticale de ces niveaux est aujourd'hui utilisée comme base pour élaborer des modèles numériques 3D. Ces modèles sont des représentations schématiques du réservoir et présentent différentes géométries. Ces géométries sont principalement définies par trois paramètres (Ignatiadis et al., 1998) : (1) le nombre de niveaux producteurs identifiés ; (2) l'épaisseur de ces niveaux ; et (3) l'épaisseur des niveaux intermédiaires (c'est-à-dire les niveaux compris entre les niveaux producteurs). Les trois types de modèle conceptuels couramment utilisés en géothermie sont les suivants (Le Brun et al., 2011; Lopez et al., 2010) :

- Le <u>modèle monocouche</u> constitué d'une seule couche productrice. Son épaisseur peut être déterminée de deux façons : (1) soit en sommant les épaisseurs individuelles de chaque niveau producteur ; ou (2) soit en considérant l'épaisseur totale entre le toit de la couche productrice supérieure et le mur de la couche productrice inférieure. Dans le cas d'un doublet, l'épaisseur peut être déterminée en calculant la moyenne des sommes cumulées de chaque niveau pour les deux puits. Ce type de modèle est le plus simple et permet d'obtenir rapidement des résultats car les temps de calcul sont généralement plus courts que pour les autres modèles décrits ensuite. Cependant, il ne permet pas de prendre en compte le rôle thermique des épontes intermédiaires qui participent au ralentissement du front froid par conduction thermique dans le réservoir.
- Le <u>modèle sandwich</u>, développé par GPC-IP (Antics et al., 2005), composé de deux couches productrices symétriques séparées d'une couche tampon. Les épaisseurs des niveaux producteurs sont d'abord sommées pour obtenir l'épaisseur productrice cumulée dans les deux puits du doublet. La moyenne des épaisseurs cumulées des deux puits est ensuite réalisée, et est divisée par deux pour définir l'épaisseur de chaque couche productrice. L'épaisseur de la couche tampon correspond à l'épaisseur cumulée des épontes intermédiaires. Comme tous les niveaux producteurs sont sommés, ce modèle peut être utilisé à l'échelle d'un doublet mais aussi à une échelle régionale intégrant plusieurs doublets. Il permet de limiter le nombre de couches pour les calculs tout en prenant en compte les transferts thermiques qui s'opèrent entre les niveaux producteurs refroidis par l'injection et les épontes intermédiaires.
- Le **modèle multicouche** qui honore la distribution réelle des niveaux producteurs identifiés par

les profils de flowmétrie, soit dans le puits producteur, soit dans le puits injecteur. Ces niveaux producteurs sont séparés par des niveaux intermédiaires (couches non productrices). Il est également possible de regrouper certains niveaux producteurs en fonction de leur proximité et de leurs contributions au débit total. Ce modèle est en général adapté à l'échelle d'un doublet car il permet d'avoir une assez bonne représentativité du réservoir avec des temps de calcul raisonnables (Le Brun et al., 2011).

Ces modèles sont élaborés en considérant les postulats suivants (Rojas et al., 1989) :

- Le réservoir est constitué de plusieurs couches dont les épaisseurs sont supposées constantes latéralement (modèles tabulaires) et corrélables entre les deux puits du doublet.
- Chaque couche est caractérisée par un débit constant.
- Les transferts hydrauliques verticaux entre les couches sont négligés (écoulements horizontaux seulement).
- Les épontes intermédiaires sont considérées comme imperméables.
- Les pressions de chaque couche correspondent à un même profil linéaire de pression pour le réservoir.
- La viscosité du fluide est considérée comme constante pour les différentes couches.

Les structures des trois modèles conceptuels sont illustrées à la Figure 60. Ces modèles peuvent ensuite être transformés en modèle numériques 3D discrétisés en un certain nombre de mailles dans lesquelles sera résolue l'équation de propagation de la chaleur et du fluide durant les simulations. Les géométries de ces mailles sont en général triangulaires ou rectangulaires en fonction des logiciels utilisés et leurs dimensions peuvent être raffinées aux abords des puits pour améliorer la précision des résultats (Le Brun et al., 2011).



Figure 60: Figure des trois types de modèles conceptuels utilisées en géothermie à partir du traitement d'un profil de débitmétrie schématique (monocouche, sandwich et multicouche). Les modèles schématisés ici sont élaborés à partir d'un seul profil de débitmétrie (i.e. ne considérant qu'un seul puits).

3. Modèles simplifiés du réservoir

3.1. Exercice de calibration

3.1.1. Les types de modèles numériques utilisés

L'objectif de la première partie du travail a consisté à reproduire les modèles numériques décrits dans le rapport du BRGM pour les faire tourner sur PumaflowTM dans le cadre d'un exercice de calibration. Ces modèles ont été construits en se basant sur les profils de débitmétrie du doublet d'Alfortville qui ont permis d'identifier 7 niveaux producteurs dans le puits d'injection (GAL1) et 6 niveaux dans le puits producteur (GAL2) comme illustré à la Figure 61.





Les structures verticales de ces modèles dépendent principalement de deux paramètres : (1) du nombre de niveaux producteurs identifiés ; et/ou (2) de leurs épaisseurs productrices cumulées. Les caractéristiques de chacun des niveaux sont reportées dans le Tableau 10 et les quatre types de modèles qui ont été construits sur le géomodeleur Petrel© sont les suivants :

- Un modèle monocouche (cas n°1) composé d'une couche productrice d'une épaisseur de 9 m. Cette épaisseur résulte d'une moyenne des épaisseurs productrices cumulées des deux puits (producteur et injecteur). La perméabilité de la couche est égale à 5 D et sa porosité à 17 %. La perméabilité est déduite du quotient de la transmissivité moyenne des deux puits (soit 45 D.m) sur l'épaisseur productrice (soit 9 m). La valeur de porosité correspond quant à elle à une moyenne des porosités observées en face de chaque niveau à partir des données de diagraphie neutron.
- Un modèle sandwich (cas n°2) composé de deux couches productrices d'épaisseurs égales à 4.5 m. De la même manière, l'épaisseur résulte d'une moyenne des épaisseurs productrices cumulées des deux puits, puis divisée par 2 afin d'avoir deux couches d'épaisseur identique. Ces couches sont séparées d'une éponte intermédiaire de 9.4 m (moyenne des niveaux non producteurs des deux puits) dont la porosité est fixée à 0.001% et la perméabilité à 10⁻³ mD (car

supposée imperméable). La perméabilité des couches productrices est égale à 5D et leur porosité à 17 %.

- Un modèle multicouche GAL1 (cas n°3A) composé de 10 couches dont 7 niveaux producteurs et 3 épontes intermédiaires. La distribution verticale des niveaux est fidèle à celle observée dans GAL1 (injecteur) à partir de l'interprétation des données de flowmétrie. Les perméabilités et porosités de chaque niveau sont variables (voir Tableau 10).
- Un modèle multicouche GAL2 (cas n°3B) composé de 11 couches dont 6 niveaux producteurs et 5 épontes intermédiaires. La distribution verticale des niveaux est fidèle à celle observée dans GAL2 (producteur) à partir de l'interprétation des données de flowmétrie. Les perméabilités et porosités de chaque niveau sont variables (voir Tableau 10).

| | Paramètres des niveaux producteurs identifiés dans GAL1 et GAL2 | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|---|-------------|-------------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------|-------------------|---------------------|------------------|---------------------------------|---|--------------------------------|-----------|------------|-------------|
| Puits | Trans. Totale (D.m) | Nb. Niv. | Flow (%) | Toit (m MD) | Mur (m MD) | Ep. (m MD) | Ep. Tot. (m MD) | Toit (m TVDSS) | Mur (m TVDSS) | Ep. (m TVDSS) | Ep. Tot. (m TVD SS) | Ep. Tot. Epo. Int. (m TVD SS) | Trans. par niv. (D.m) | K1 (D) | K2 (mD) | Por. (%) |
| | | 1 | 40.3 | 2071 | 2073 | 2 | | 1618.4 | 1619.9 | 1.52 | | | 21.2 | 14 | 13999 | 0.16 |
| | | 2 | 4.6 | 2073 | 2076 | 3 | | 1619.9 | 1622.1 | 2.25 | | | 2.4 | 1.08 | 1079 | 0.18 |
| | 52.8 3 12.4 | 2076 | 2077 | 1 | | 1622.1 | 1622.9 | 0.76 | | | 6.5 | 8.61 | 8615 | 0.16 | | |
| GAL1 | | 4 | 5.4 | 2077 | 2079 | 2 | 12.5 | 1622.9 | 1624.4 | 1.51 | 9.44 | 7.54 | 2.8 | 1.89 | 1888 | 0.22 |
| | | 5 | 7.8 | 2083 | 2084 | 1 | | 1627.4 | 1628.2 | 0.76 | | | 4.1 | 5.42 | 5419 | 0.08 |
| | | 6 | 21.7 | 2087 | 2089 | 2 | | 1630.4 | 1632 | 1.51 | | | 11.4 | 7.59 | 7588 | 0.11 |
| | | 7 | 7.8 | 2092 | 2093.5 | 1.5 | | 1634.2 | 1635.3 | 1.13 | | | 4.1 | 3.64 | 3645 | 0.18 |
| | | 1 | 6 | 1686 | 1687 | 1 | | 1610.4 | 1611.4 | 0.96 | | | 2.1 | 2.21 | 2206 | 0.16 |
| | | 2 | 31 | 1692 | 1693 | 1 | | 1616.2 | 1617.2 | 0.96 | | | 10.9 | 11.4 | 11399 | 0.17 |
| | 35.3 | 3 | 17 | 1694 | 1695.5 | 1.5 | | 1618.1 | 1619.6 | 1.45 | | | 6 | 4.14 | 4139 | 0.23 |
| GAL2 | | 4 | 30 | 1697.5 | 1698.5 | 1 | 8.5 | 1621.5 | 1622.5 | 0.97 | 8.22 11.12 | 10.6 | 10.92 | 10918 | 0.2 | |
| | | 5 | 13 | 1701.5 | 1703.5 | 2 | | 1625.4 | 1627.3 | 1.94 | | | 4.6 | 2.37 | 2365 | 0.21 |
| | | 6 | 3 | 1704 1706 2 | | 1627.8 | 1629.7 | 1.94 | | | 1 | 0.55 | 546 | 0.12 | | |

Une synthèse des modèles utilisés est présentée à la Figure 62.

Tableau 10: Tableau récapitulatif des paramètres des niveaux producteurs identifiés dans GAL1 et GAL2. De gauche à droite : (1) le nom des puits ; (2) la transmissivité totale du puits en D.m (Trans. Totale) ; (3) le nombre de niveaux identifiés (Nb. Niv.) ; (4) leurs contributions au débit total en % (Flow) ; (5) les profondeurs de leurs toits en m MD ; (6) les profondeurs de leurs murs en m MD ; (7) leurs épaisseurs respectives en m MD ; (8) l'épaisseur productrice totale cumulée en m MD ; (9) les profondeurs de leurs toits en m TVDSS ; (10) les profondeurs de leurs murs en m TVDSS ; (11) leurs épaisseurs respectives totale cumulée en m TVDSS ; (12) l'épaisseur productrice totale cumulée des épontes intermédiaires en m TVDSS ; (14) la transmissivité de chaque niveau producteur en D.m (Trans. par niv.) ; (15) leurs perméabilités en D (K1) ; (16) leurs perméabilités en mD (K2) ; et (17) leurs porosités en % (Por.) déterminées par une moyenne des données de logs neutrons.



Figure 62: Synthèse des quatre types de modèles simplifiés utilisés pour l'exercice de calibration. La structure verticale du modèle monocouche (cas n°1) est illustrée en A, celle du modèle sandwich (cas n°2) en B, celle du modèle multicouche GAL1 (cas n°3A) en C, et celle du modèle multicouche GAL2 (cas n°3B) en D.

Les paramètres de simulation utilisés sont ceux présentés au Chapitre 3 (Paramètres des simulations).

3.1.2. Résultats des simulations avec Pumaflow[™]

Les résultats de simulation avec Pumaflow[™] de l'évolution des températures et des pressions au cours du temps sont illustrés à la Figure 63. En ce qui concerne les températures, les résultats les plus pessimistes (i.e. qui prédisent les temps de percée thermique les plus courts et les températures à 30 ans les plus faibles) sont obtenus avec le modèle monocouche (cas n°1) et le modèle multicouche GAL2 (cas n°3B) (Figure 63A). Ces deux modèles présentent des courbes de température similaires et des temps de percée thermique identiques de 9 ans (Figure 63A). Les autres modèles sont un peu plus optimistes (i.e. prédisent les temps de percée thermique les plus longs et les températures à 30 ans les plus fortes), le modèle multicouche GAL1 (cas n°3A) prédit un temps de percée thermique de 10 ans tandis que le modèles sandwich (cas n°2) prédit un temps de percée plus tardif de 12.6 ans (Figure 63A). Concernant l'évolution des pressions de fonds de puits au cours du temps, deux observations peuvent être formulées : (1) les chutes de pression dans le réservoir au puits producteur sont très similaires (de l'ordre de 5 bars), et ce, avec n'importe quel type de modèle utilisé ; et (2) une augmentation de pression plus importante au puits injecteur (de l'ordre de 7 bars) est constatée pour le modèle multicouche GAL2 (cas n°3B) tandis que les autres modèles présentent une augmentation plus faible (de l'ordre de 4.3 bars en moyenne) (Figure 63B). Les augmentations de pression sont très similaires (4.7 et 4.8 bars) pour les modèles monocouche (cas n°1) et sandwich (cas n°2) car les valeurs de perméabilité sont identiques dans les modèles (fixées à 5D). A l'inverse, comme les modèles multicouches présentent des couches dont les perméabilités varient fortement, les valeurs de pressions divergent sensiblement. Cela s'explique par le fait que les pressions doivent être ajustées au fur et à mesure de la simulation pour honorer les débits qui sont imposés dans Pumaflow[™]. Plus les couches auront de faible perméabilité et plus les pressions d'injection devront être élevées pour honorer les débits souhaités. En revanche, plus les modèles auront des couches avec des perméabilités identiques et plus les pressions d'injection seront similaires (cela étant valide dans le cas où les épaisseurs des couches sont aussi très proches). Notons également que l'augmentation de la pression d'injection pour le modèle multicouche GAL1 (cas n°3A) est inférieure à toutes les autres (de l'ordre de 3.6 bars) (Figure 63B). Cela peut s'expliquer par (1) la présence de niveaux dont les perméabilités sont plus élevées (de l'ordre de 6D en moyenne) comparées à celles du modèle multicouche GAL2 (de l'ordre de 5D en moyenne) et (2) par la section supérieure du modèle GAL1 qui présente des niveaux adjacents les uns aux autres sur une épaisseur d'environ 6 m. Les résultats de simulation en plan et en coupe sont présentés en annexe (Annexe 8 et Annexe 9).



Figure 63: A- Évolution de la température de production au cours du temps au puits GAL2 selon les types de modèles utilisés (issue des simulations faites sur Pumaflow[™]). B- Évolution des pressions de fond de puits au puits injecteur (GAL1) et au puits producteur (GAL2) selon les mêmes types de modèles. Pour rappel, les temps de percée thermique sont déterminés lorsqu'une chute de température de 0.5°C est observée dans le puits de pompage (GAL2).

Les résultats de simulation sont reportés dans le Tableau 11.

| Cas | Type de modèle | Temps de percée (à -0.5°C) | Temp. Prod. (à 30 ans) |
|----------|------------------|----------------------------|------------------------|
| Cas n°1 | Monocouche | 9 ans | 71.3°C |
| Cas n°2 | Sandwich | 12.6 ans | 72°C |
| Cas n°3A | Multicouche GAL1 | 10 ans | 71.3°C |
| Cas n°3B | Multicouche GAL2 | 9 ans | 71.2°C |

Tableau 11: Tableau récapitulatif des résultats obtenus dans Pumaflow[™] (temps de percée et températures de production à 30 ans) selon les types de modèles utilisés (monocouche, sandwich, multicouche GAL1 et multicouche GAL2).

3.1.3. Comparaison avec les résultats obtenus dans le rapport du BRGM

Les évolutions de températures calculées avec PumaflowTM ont été comparées avec celles obtenues par les équipes de GPC-IP (GEOFLUID), du BRGM et de Mines ParisTech (Figure 64). Ces équipes ont respectivement utilisé comme simulateurs d'écoulement Tough2, Marthe5 et Metis4 (Tableau 12) (Le Brun et al., 2011).

| Entités | Logiciels | Dénominations |
|-----------------|-----------|---------------|
| GPC-IP | Tough2 | Tough2-2 |
| BRGM | Marthe | Marthe-3 |
| Mines ParisTech | Metis | Metis-4 |

Tableau 12: Tableau récapitulatif des logiciels utilisés par les équipes de GPC-IP, du BRGM et de Mines ParisTech.

La solution analytique développée par Gringarten and Sauty (1975) a également été utilisée comme support de comparaison (i.e. avec les solutions calculées numériquement par les logiciels) afin de valider le paramétrage des données d'entrée dans Pumaflow[™] (Figure 64). Cette solution permet d'avoir une estimation rapide de la percée thermique au sein d'un doublet de forage à l'aide de la formule mathématique suivante (Gringarten and Sauty, 1975) :

$$t_{perc\acute{e}e} = \left(\frac{\varphi \rho_w C_w + (1-\varphi)\rho_r C_r}{\rho_w C_w}\right) \left(\frac{D^2 h}{Q}\right)$$

avec φ la porosité de la roche réservoir (en p.u), ρ_w la masse volumique de l'eau (en kg.m⁻³), ρ_r la masse volumique de la roche réservoir (en kg.m⁻³), C_w la capacité calorifique de l'eau (en MJ.m⁻³.K⁻¹), C_r la capacité calorifique de la roche réservoir (en MJ.m⁻³.K⁻¹), D la distance inter-puits au toit du réservoir (en m), h la hauteur du réservoir (en m) et Q le débit d'exploitation du doublet (en m³.h⁻¹).

Néanmoins, pour que cette solution analytique soit valide, il est nécessaire que le modèle réservoir réponde aux quatre hypothèses suivantes (Le Brun et al., 2011) :

- Le modèle réservoir doit être un modèle monocouche horizontal, d'épaisseur constante, et délimité à son toit et à sa base par des épontes imperméables semi-infinies.
- Le transport de chaleur dans le réservoir ne doit s'effectuer que par convection pure (déplacement du fluide géothermal seulement) et seuls les échanges par conduction verticale dans les épontes semi-infinies doivent être considérés.
- La température initiale du réservoir doit être identique pour l'eau, la roche et les épontes qui doivent être constamment en équilibre thermique au fur et à mesure de l'injection.
- Les variations de la viscosité et de la densité du fluide avec la température doivent être négligées.

En considérant ces hypothèses, l'évolution de la température au puits de pompage décrite par la solution analytique ne peut être comparée qu'au modèle monocouche (correspondant au cas n°1). Plus précisément, lorsque cette formule est appliquée au cas du doublet d'Alfortville (voir Paramètres des simulations au Chapitre 3), c'est-à-dire en considérant une porosité du réservoir de 0.17 p.u, une masse volumique de l'eau et de la roche de 1000 kg.m⁻³ et 2700 kg.m⁻³, une capacité calorifique de l'eau
et de la roche de 4.18 MJ.m⁻³.K⁻¹ et 2.16 MJ.m⁻³.K⁻¹, une distance inter-puits de 1130 m, une hauteur de réservoir de 9 m (cas n°1) ainsi qu'un débit d'exploitation de 193 m³.h⁻¹, le temps de percée thermique calculé est de 9 ans. Ce temps est conforme à celui calculé numériquement dans Pumaflow[™] à partir du modèle monocouche puisqu'il est égal à 8.9 ans (Figure 64B). En revanche, dans les deux cas, les courbes de réponses thermiques ne sont pas parfaitement superposées. En effet, la température de production après 30 ans dans le cas du modèle monocouche atteint 71.3°C, soit une différence de +0.5°C par rapport au 70.8°C calculé à partir de la solution analytique (Figure 64B, Tableau 13). Une compréhension plus approfondie des modèles numériques utilisés par Pumaflow[™] pour résoudre les équations thermiques serait nécessaire pour mieux déterminer l'origine de cet écart entre le résultat numérique et analytique. Une différence entre la température de production à 30 ans par rapport à la solution analytique (de l'ordre de +0.8°C) a également été décrite dans le rapport de Le Brun et al. (2011) concernant les simulations effectuées sur Tough2 (Tableau 13). Cet écart avait été interprété comme résultant de contraintes propres au logiciel, comme par exemple la nécessité de définir une variation de viscosité du fluide avec la température, ralentissant ainsi l'avancée du front froid, alors que ces variations sont négligées dans la solution analytique.

| | Temps de | Température | Écart temps percée | Écart température (°C) par | |
|-----------|----------|-------------------|-----------------------|----------------------------|--|
| Logiciels | percée | production (°C) à | (ans) par rapport à 9 | rapport à 70,8°C (solution | |
| | (ans) | 30 ans | ans (solution G&S) | G&S) | |
| Tough2-2 | 9 | 71.6 | 0 | +0.8 | |
| Mestis-4 | 9 | 70.8 | 0 | 0 | |
| Marthe-5 | 7,5 | 70.8 | -1.5 | 0 | |
| Pumaflow™ | 8.9 | 71.3 | -0.1 | +0.5 | |

Tableau 13: Tableau récapitulatif des résultats (temps de percée et températures de production à 30 ans) obtenus à partir des modèles monocouches ayant tourné sur Tough2, Metis4, Marthe5 et PumaflowTM. Les écarts de valeurs avec le résultat prédit par la solution analytique de Gringarten et Sauty (G&S) y sont également reportés.

En ce qui concerne les modèles sandwich, les écarts sont d'environ 2 ans pour le temps de percée thermique et de 0.5°C pour la température finale au puits de production (Figure 64B). A la différence du résultat obtenu sur Pumaflow[™] (cas n°2), les courbes produites sur Tough2 et Marthe5 présentent des oscillations (Figure 64B) liées à la prise en compte de débit et température d'injection qui fluctuent en fonction de variations saisonnières (Le Brun et al., 2011). Par ailleurs, les temps de percée sont identiques (12.6 ans) pour les simulations effectuées sur Pumaflow[™] et Marthe5 avec des températures à 30 ans qui sont similaires de 72°C et 72.1°C, respectivement (Figure 64B). Le modèle de décroissance thermique obtenue sur Tough2 est un peu plus optimiste avec un temps de percée estimé à 14.5 ans et une température à 30 ans légèrement supérieure aux deux autres de 72.5°C (Figure 64B).

Pour les modèles multicouches GAL1 et GAL2, les écarts sont de 3.2 ans pour le temps de percée thermique et de 0.4°C pour la température finale au puits de production (Figure 64B). Le temps de percée calculé pour le modèle GAL1 (cas n°3A) dans Pumaflow[™] est plus court (10 ans) que celui prédit par l'équipe de Mines ParisTech dans Metis4 (12.2 ans) (Figure 64B). Les températures finales de production à 30 ans sont en revanche presque identiques de l'ordre de 71.3°C et 71.4°C (Figure 64B). En ce qui concerne le modèle GAL2 (cas n°3B), les temps de percée sont plus proches que pour le modèle GAL1, respectivement de 9 ans dans Pumaflow[™] et 10 ans Metis4 (Figure 64B). Les températures à 30 ans sont quant à elles très similaires (égales à 71.2°C et 71°C) se rapprochant ainsi de celles calculées à partir du modèle GAL1 (Figure 64B).

Lorsqu'on met en perspective tous les résultats obtenus, les modèles sandwich semblent être les plus optimistes avec une moyenne de temps de percée de 13.2 ans et une température finale de production de 72.2°C (Figure 64B). Cette différence avec les autres modèles peut possiblement s'expliquer par (1) une épaisseur plus importante de l'éponte intermédiaire cumulée (de 9.4 m) qui contribue au réchauffement des niveaux réservoir et limite donc un peu plus l'avancée du front froid ; et (2) des niveaux réservoir de plus faibles perméabilités par rapport à celles des modèles multicouches qui présentent parfois des valeurs atteignant près de 14D (Figure 62). D'autre part, les modèles multicouches sont plus pessimistes avec un temps de percée moyen de 10.3 ans et une température à 30 ans de 71.2°C et ce n'importe la structure stratifiée retenue aux puits (GAL1 *versus* GAL2).

Lorsqu'on trace les données de températures mesurées en tête du puits GAL2 au cours de l'exploitation du doublet, le temps de percée thermique de l'opération se situe approximativement autour de 15 ans (Figure 64A). En effet, à la vue de la courbe, et en considérant une température moyenne sur les 10 premières années d'exploitation de 73.5°C (température relativement stable), la percée thermique (à -0.5°C, soit 73°C) est observée environ 15 ans après la mise en service du doublet (Figure 64A). Les modèles qui s'approchent le plus de cette valeur sont donc les modèles sandwich dont les temps de percée sont les plus tardifs, en particulier celui ayant tourné sur Tough2 (équipe GPC-IP) qui prédit un temps de percée à 14.5 ans (Tableau 14, Figure 64B). Par ailleurs, en ce qui concerne les températures de production finale, la comparaison des résultats des modèles avec les données mesurées n'est pas forcément pertinente puisque les températures de production sont mesurées au niveau de la tête de puits. En effet, lorsque le fluide géothermal remonte en surface, il perd généralement entre 1°C à 1.5°C alors que les températures simulées par les logiciels correspondent à celles calculées au niveau du réservoir en profondeur. En prenant en compte cette différence de 1 à 1.5°C entre le réservoir et la température en tête de puits, les valeurs de production finales calculées s'approcheraient donc bien plus de celles calculées par les modèles sandwich que pour celles des autres modèles, et en particulier de la solution analytique qui prédit ici le résultat le plus pessimiste (à 70.8°C) (Tableau 14, Figure 64B). Enfin, la variabilité des résultats de simulation observés pour un même type de modèle conceptuel est plus complexe à interpréter. Elle pourrait s'expliquer par les différents types de logiciels qui sont utilisés pour effectuer les simulations. Chaque logiciel présente en effet des codes de calculs et des schémas numériques qui lui sont propres pour simuler les écoulements hydrauliques et les transferts thermiques au sein du réservoir, ce qui pourrait expliquer en partie la disparité des résultats.



Figure 64: A- Données de températures mesurées au cours du temps dans le puits de production GAL2. La première mesure est réalisée au toit du réservoir (en rouge) montrant une température initiale de 75°C à 1600 m de profondeur. Les autres points (en noir) correspondent aux mesures de températures réalisées en surface. B- Comparaison des courbes d'évolution des températures au puits de production GAL2 obtenues sur PumaflowTM (trait plein) avec celles produites par les équipes de GPC-IP (Tough2), du BRGM (Marthe5) et de Mines ParisTech (Metis4) ainsi qu'avec la solution analytique développée par Gringarten & Sauty (G&S). Les résultats du modèle monocouche et la solution analytique sont représentés en rouge, ceux des modèles sandwich en vert, et ceux des modèles multicouches GAL1 et GAL2 respectivement en bleu et orange. Les chroniques des températures de production enregistrées en surface y sont également reportées en noir.

| Cas | Type de modèle | Logiciels | Temps de percée (à -0.5°C) | Temp. Prod. (à 30 ans) |
|-----------------------|------------------|-----------------------|-------------------------------|---------------------------|
| Cas n°1 | Monocouche | Pumaflow™ | 8.9 ans | 71.3°C |
| Solution G&S | Monocouche | - | 9 ans | 70.8°C |
| Cas n°2 | Sandwich | Pumaflow [™] | 12.6 ans | 72°C |
| Le Brun et al. (2011) | Sandwich | Marthe5 | 12.6 ans | 72.1°C |
| Le Brun et al. (2011) | Sandwich | Tough2 | 14.5 ans | 72.5°C |
| Cas n°3A | Multicouche GAL1 | Pumaflow™ | 10 ans | 71.3°C |
| Le Brun et al. (2011) | Multicouche GAL1 | Metis4 | 12.2 ans | 71.4°C |
| Cas n°3B | Multicouche GAL2 | Pumaflow [™] | 9 ans | 71.2°C |
| Le Brun et al. (2011) | Multicouche GAL2 | Metis4 | 10 ans | 71°C |

Une synthèse des résultats de simulation est présentée dans le Tableau 14.

Tableau 14: Tableau récapitulatif des résultats de simulation (temps de percée et températures de production à 30ans) obtenus sur Pumaflow[™] et par les équipes du BRGM. Le résultat prédit par la solution analytique de Gringarten et Sauty (G&S) est également reporté.

3.2. Modélisation de l'impact de la variation de l'épaisseur de l'éponte intermédiaire sur les temps de percée thermique : cas du modèle sandwich

Comme énoncé précédemment, la solution analytique de Gringarten and Sauty (1975) n'intègre que les échanges de chaleur par conduction thermique entre les épontes (supérieure et inférieure) et le réservoir. De ce fait, les niveaux identifiés entre les niveaux producteurs par les profils de débimétries, qui sont assimilés à une matrice imperméable dans les modèles conventionnels, ne sont pas considérés. Or, cette matrice qui est à l'équilibre thermique avec le réservoir avant l'injection du fluide (dans notre cas à une température de 75°C) est importante car elle peut aussi contribuer à ralentir l'avancement du front froid en cédant une partie de sa chaleur aux couches productrices. Cette chaleur est néanmoins disponible en quantité finie à la différence de celle des épontes supérieure et inférieure qui sont généralement paramétrées comme infinies, c'est-à-dire fournissant une recharge de chaleur permanente au moins pour le temps de la simulation. De ce point de vue, le modèle sandwich est intéressant car il permet prendre en compte le rôle thermique des épontes intermédiaires par l'ajout d'une éponte tampon entre les deux couches productrices.

Dans ce contexte, la seconde étape du travail s'est portée sur l'étude de ce modèle afin de (1) modéliser l'impact de la variation de l'épaisseur de l'éponte tampon (ou éponte intermédiaire) sur les temps de percée thermique dans Pumaflow[™] ; et (2) d'essayer de déterminer la contribution individuelle de la matrice (éponte tampon) sur le réchauffement de la « bulle froide » et celle des épontes inférieure et supérieure (i.e. épontes ajoutées dans Pumaflow[™] dont les paramètres sont présentés au Chapitre 3 dans la partie Paramètres des simulations). Pour ce faire, cinq modèles différents ont été construits en faisant progressivement varier l'épaisseur de l'éponte tampon. Le premier modèle (test n°1) présente une épaisseur d'éponte de 16.4 m, le second (test n°2) de 14.4 m, le troisième (test n°3) de 10.4 m, le quatrième (test n°5) de 6.4 m et le dernier (cas test n°5) de 2.4 m (Figure 65). Les paramètres d'entrée définis dans Pumaflow[™] (voir Paramètres des simulations) sont identiques pour chacun des cas, seule les structures verticales des grilles diffèrent. Par ailleurs, l'épaisseur totale des modèles est constante et égale 18.4 m, l'éponte tampon est considérée comme imperméable, la perméabilité des deux couches



productrices est fixée à 5D et les modèles sont discrétisés en 3 couches (Figure 65). Les simulations ont d'abord été effectuées sans épontes inférieure et supérieure, elles ont été intégrées par la suite pour pouvoir comparer les résultats.

Figure 65: Synthèse des cinq cas tests de modèles sandwichs utilisés afin d'évaluer l'impact de la variation de l'épaisseur de l'éponte tampon (intermédiaire, en rose) sur les temps de percée thermique. Les épontes inférieure et supérieure ne sont pas représentée ici.

Pour chaque réalisation, les résultats des courbes de décroissance thermique au puits de pompage (avec et sans épontes) ainsi que les évolutions de pressions au fond de puits sont présentés à la Figure 66. Pour les simulations effectuées sans épontes, les temps de percée calculés augmentent progressivement au fur et à mesure que l'épaisseur de l'éponte intermédiaire diminue (Figure 66A). Le temps de percée le plus court (2.6 ans) est observé pour le cas n°1 et le plus long (7.1 ans) pour le cas n°5. Les cas n°2, n°3 et n°4 présentent des temps intermédiaires de 3.3, 5 et 6.3 ans (Figure 66A). Ces résultats appellent l'observation suivante : l'avancée du front froid dans le réservoir semble être principalement contrôlé par l'épaisseur des couches productrices. Plus ces couches perméables sont fines et plus l'éponte intermédiaire est épaisse, plus les vitesses d'avancement du front sont rapides et plus les temps de percée sont précoces (voir Annexe 10, Annexe 11, Annexe 12, Annexe 13 et Annexe 14). Il est difficile d'évaluer précisément la contribution de l'éponte tampon au réchauffement des couches productrices. Néanmoins, définir une épaisseur plus importante d'éponte ne semble pas contribuer de manière significative au ralentissement du front froid puisque le temps de percée le plus court est obtenu à partir du cas n°1. Autrement dit, le transfert de chaleur qui s'opère entre l'éponte tampon et les couches productrices (par conduction) ne semble pas suffisant pour limiter la propagation rapide du fluide froid (par convection) dans les couches productrices. Pour le cas n°5 en particulier, on constate également que la « bulle froide » dans les couches réservoir progresse à une vitesse très similaire à celle observée dans l'éponte, cela pouvant s'expliquer par des couches productrices plus épaisses et donc par des vitesses de propagation bien plus faibles que pour le cas n°1 (voir Annexe 10, Annexe 11, Annexe 12, Annexe 13 et Annexe 14). D'autre part, nous pouvons constater que les courbes de température de tous les modèles se confondent à partir d'un certain temps (environ égal à 16.5 ans) et que leurs températures finales de production sont presque identiques (62.8°C en moyenne) (Figure 66A). Cette convergence des résultats peut s'expliquer par le fait que les couches productrices et l'éponte intermédiaire tendent vers un équilibre thermique en s'approchant progressivement de la température d'injection fixée (ici de 49°C) (voir Annexe 10, Annexe 11, Annexe 12, Annexe 13 et Annexe 14). Concernant l'évolution des pressions en fonds de puits, plus les couches productrices sont fines, et plus les pressions d'injection sont élevées et inversement pour les pressions de production (Figure 66B). Les augmentations de pressions au puits injecteur à 30 ans fluctuent d'environ 21 bars (cas n°1) à 0.3 bars (cas n°5) et les chutes de pression au puits de pompage de 27 bars (cas n°1) à près de 6 bars (cas n°5) (Figure 66B).

Enfin, lorsque les épontes supérieure et inférieure sont intégrées lors des simulations, les temps de percée calculés sont presque identiques et ce qu'importe le modèle sandwich testé. Les résultats décrivent des temps de percée beaucoup plus tardifs compris entre 12 et 13 ans avec des températures finales de production qui varient très peu entre 72 et 72.1°C (Figure 66A). Ces résultats permettent de confirmer que (1) la prise en compte des épontes inférieure et supérieure dans les simulations n'est pas à négliger, au moins dans le cadre de l'utilisation de modèles conceptuels, car elles participent à ralentir drastiquement l'avancée du front froid ; et (2) que l'apport thermique de l'éponte tampon, même caractérisée par des épaisseurs variables, est beaucoup plus faible que celui des épontes inférieure et supérieure car complétement « invisibilisé » du fait de la superposition des courbes (Figure 66A).



Figure 66: A- Évolution de la température de production au cours du temps selon les cinq types de modèles utilisés avec ou sans la présence d'épontes inférieure et supérieure. B- Évolution des pressions de fond de puits au puits injecteur (GAL1) et au puits producteur (GAL2) selon les mêmes types de modèles.

4. Modèles hétérogènes du réservoir

4.1. Cas théoriques

4.1.1. Modélisation de l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de percée thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville

Cette partie est destinée à répondre à deux objectifs. Le premier vise à évaluer l'influence des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de percée thermique et le second vise à contrôler l'impact des distributions aléatoires des corps poro-perméables dans le réservoir sur ces mêmes temps. Pour ce faire, plusieurs modèles hétérogènes théoriques ont été construits en amont sur Petrel©. Un modèle géologique a d'abord été réalisé en intégrant une spatialisation des niveaux producteurs sous la forme

de lentilles dans le réservoir (Figure 67). Ces lentilles ont été interprétées comme correspondant à des faciès granulaires faiblement cimentés et perméables (faciès F3c et F4c) (se référer au Chapitre 5). Elles ont été modélisées en 3D en utilisant l'algorithme *Object Modeling* dans Petrel© (se référer à la partie Modélisation géologique du Chapitre 3). Leurs distributions verticales sont conditionnées aux puits à l'échelle de la zone d'étude mais leurs distributions latérales sont purement aléatoires. De ce fait, chaque modèle construit ne correspond qu'à une seule réalisation statistique définit par un certain nombre appelé « *seed* » dans Petrel©. Afin de pouvoir observer l'impact de ces distributions sur le comportement thermique du réservoir, dix réalisations statistiques du modèle de faciès ont été produites. Ces modèles ont par la suite été utilisés comme support à la propagation des données pétrophysiques. Au total, quatre jeux de données distincts ont été utilisés afin d'y intégrer un degré d'hétérogénéité progressif. Les quatre types de modèles produits sont les suivants (Figure 67) :

- Le premier modèle (cas n°4) est caractérisé par des propriétés pétrophysiques constantes dans chaque facies. Les valeurs de porosité et de perméabilité dans les lentilles perméables sont fixées à 5D et 17% et celles de la matrice (supposée imperméable) à 0.001% et 10⁻³ mD. Ces valeurs sont identiques à celles utilisées pour le modèle sandwich illustré à la section 3.1.1.
- Le second modèle (cas n°5) est aussi caractérisé par des propriétés constantes mais cette foisci avec des valeurs de porosité et perméabilité qui varient en fonction de la nature des dépôts géologiques. Chaque faciès possède ses propres propriétés, à l'exception des deux faciès granulaires faiblement cimentés qui ont les mêmes propriétés. Les valeurs sont fixées à 7.5% et 0.1 mD pour les dépôts de rampe médiane (Facies association AF2), à 10% et 50 mD pour les faciès oolitiques plus cimentés (faciès F3a et F3b de l'association de faciès AF3), et à 9% et 5 mD pour les dépôts à péloïdes et oncolithes de plateforme interne (facies F4a et F4b de l'association de faciès AF4). Celles dans les lentilles perméables (faciès F3c et F4c) sont similaires et fixées à 20% et 700 mD. Ces valeurs sont beaucoup plus faibles que celles présentées pour le cas n°4 (dans les lentilles) car elles sont issues de mesures faites sur carottes. Elles ont été définies en se basant sur les données des carottes du puits de Bobigny (GBD4) et à partir de celles synthétisées à l'échelle régionale dans les travaux de Thomas et al. (2023).
- Le troisième modèle (cas n°6) est identique au cas n°5 à la seule différence qu'il intègre une variabilité spatiale des propriétés pétrophysiques. Cette variabilité est introduite pour chaque facies par (1) la définition d'une loi de distribution caractérisée par une moyenne et un écart-type (Figure 67) ; et (2) la définition d'un variogramme permettant de contrôler la répartition spatiale des données. Les mêmes variogrammes ont été utilisés pour chaque faciès par soucis de simplification. Ils ont été paramétrés de telle sorte que des différences de valeurs s'observent entre deux cellules adjacentes. De ce fait, les longueurs de corrélation dans le plan horizontal ont été fixées à 100 m correspondant aux dimensions des cellules du modèle. Pour le plan vertical, une valeur de 2 mètres a été retenue correspondant à l'épaisseur moyenne des cellules.
- Enfin, le dernier modèle (cas n°7) est similaire au cas n°6 à l'exception des perméabilités dans les lentilles qui ont été fixées en reprenant celles du cas n°4 (à savoir 5D) avec en plus l'ajout d'une variabilité spatiale (écart-type égal à 1D).



Figure 67: Un exemple de modèle de faciès utilisé comme support à la propagation des propriétés pétrophysiques dans Petrel© est illustré en A. Les quatre types de modèles pétrophysiques intégrés dans Pumaflow[™] pour effectuer les

simulations sont illustrés en B, C, D, et E.

Les résultats de température et pression sont présentés à la Figure 68. Pour le cas n°4, les temps de percée thermique sont de 4 à 8 ans pour des températures finales de production comprises entre 65.4 et 70.8°C (Figure 68A). Les variations de pression au puits de pompage sont de l'ordre de 8.1 bars et de 7.9 bars au puits d'injection (Figure 68B). Pour les cas n°5 et n°6, les temps de percée sont plus longs, compris entre 10.7 et 17.3 ans, et les températures à 30 ans varient de 70.8 à 73°C (Figure 68A). Les pressions augmentent en moyenne de 27.2 bars (cas n°5) et 32 bars (cas n°6) au puits injecteur, et diminuent d'environ 20.5 bars (cas n°5) et de 25 bars (cas n°6) au puits producteur (Figure 68B). Enfin, pour le cas n°7, les temps calculés sont intermédiaires, compris entre 6.4 et 10.6 ans, et les températures finales de production varient de 68.4 à 71.4°C (Figure 68A). La pression du réservoir augmente en moyenne de 4.5 bars au puits d'injection et diminue d'environ 5.1 bars au puits de pompage (Figure 68B). Ces résultats nous amènent à formuler plusieurs observations.

- D'abord pour le cas n°4, compte tenu du fait que les valeurs de porosité et perméabilité sont constantes pour chaque réalisation, la variabilité des résultats, à la fois sur les temps de percée et les températures à 30 ans, ne peut s'expliquer que par la variabilité des distributions des lentilles dans le réservoir et donc de leurs connectivités verticales et latérales entre le puits. La connectivité de ces corps poro-perméables semble être un paramètre essentiel à évaluer car il conduit à développer des chemins préférentiels d'écoulement qui favorisent l'accélération du front froid au sein du réservoir (Annexe 15 et Annexe 16).
- Concernant les cas n°5 et n°6, nous observons que les résultats sont presque identiques suggérant que les variabilités spatiales de propriétés pétrophysiques induites à l'échelle de la cellule (pour le cas n°6) n'ont pas d'impact majeur sur les temps de percée mais qu'ils sont de ce fait bien plus contrôlés par la disposition aléatoire des lentilles.
- Les mêmes observations peuvent être formulées pour le cas n°7 car la variabilité spatiale est identique dans la matrice et les lentilles.

Néanmoins, au-delà de la disparité des courbes obtenues pour chaque cas, les valeurs de porosité et perméabilité semblent être aussi déterminantes sur les réponses thermiques du réservoir car plus ces valeurs sont faibles, plus les temps de percée calculés sont longs, et plus les pressions augmentent pour honorer les débits souhaités (Figure 68). En somme, les variabilités des courbes décrites résultent de la combinaison de deux paramètres : (1) de la répartition spatiale des lentilles dans le réservoir qui semble jouer ici un rôle prépondérant ; et (2) de la variabilité des propriétés pétrophysiques fixées en amont dans les modèles. La variabilité de ces propriétés dans l'espace à l'échelle de la cellule (ici de 100 m pour les cas n°6 et n°7) ne constitue pas un paramètre fortement discriminant. Il n'est cependant pas exclu que l'introduction de variogrammes présentant des longueurs de corrélation plus élevées ainsi que des plages de porosité et perméabilité plus étendues fournissent des résultats beaucoup plus variables. Les résultats de simulation en plan et en coupe sont présentés en annexe (Annexe 15, Annexe 16, Annexe 17, Annexe 18, Annexe 20, Annexe 21, et Annexe 22).



Figure 68: A- Évolution de la température de production au cours du temps selon les quatre types de modèles utilisés. B- Évolution des pressions de fond de puits au puits injecteur (GAL1) et au puits producteur (GAL2) selon les mêmes types de modèles.

| | Cas | n°4 | Cas n°5 | | Cas | n°6 | Cas n°7 | |
|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| N° Seed | T. Percée | T°C Prod. |
| Seed 0 | 6,8 | 69,6 | 15,2 | 72,4 | 15,5 | 72,6 | 10 | 71,0 |
| Seed 1 | 4 | 65,7 | 10,6 | 71,1 | 10,9 | 71,2 | 6,4 | 68,6 |
| Seed 2 | 5,5 | 67,9 | 12,9 | 72,0 | 13,1 | 72,0 | 7,6 | 70,0 |
| Seed 3 | 7,5 | 70,2 | 17,1 | 72,9 | 17,3 | 73,0 | 10,6 | 71,4 |
| Seed 4 | 7 | 69,3 | 14,3 | 72,3 | 14,8 | 72,5 | 8,7 | 70,5 |
| Seed 5 | 4,4 | 65,5 | 10,7 | 70,8 | 11 | 70,9 | 7,1 | 68,5 |
| Seed 6 | 6,2 | 69,0 | 14,2 | 72,3 | 15 | 72,3 | 9 | 70,5 |
| Seed 7 | 7,5 | 69,0 | 15,4 | 72,6 | 16,2 | 72,7 | 10,2 | 70,9 |
| Seed 8 | 5 | 67,0 | 11,7 | 71,1 | 12 | 71,3 | 7,7 | 69,0 |
| Seed 9 | 8 | 70,8 | 14,5 | 72,4 | 15 | 72,4 | 9,3 | 70,8 |

Les résultats détaillés des simulations sont présentés dans le Tableau 15.

Tableau 15: Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur Pumaflow[™] (temps de percée et températures de production à 30 ans) selon les types de modèles hétérogènes utilisés (cas n°4, cas n°5, cas n°6 et cas n°7).

4.1.2. Modélisation de l'impact des géométries des corps poro-perméables sur les temps de percée thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville

Les résultats de la section 4.1.1. ont permis de montrer que la répartition statistique des lentilles dans le réservoir jouait un rôle majeur sur les courbes de décroissance thermique au puits de pompage. Ces lentilles ont néanmoins été modélisées, lors des cas précédemment exposés, avec des caractéristiques géométriques constantes. Or, dans la réalité, les géométries de ces dernières sont beaucoup plus complexes à déterminer. En effet, leurs dimensions et leurs orientations dans le réservoir géothermique ne sont pas encore parfaitement connues (Thomas et al., 2023). Dans ce contexte, cette partie vise à évaluer l'influence de leurs variabilités structurelles sur l'avancée du front froid dans le réservoir. Pour ce faire, plusieurs modèles ont été construits en intégrant des lentilles avec des caractéristiques géométriques différentes (Figure 69). Deux géométries ont été testées :

- Des modèles avec des corps isotropes (de forme circulaire) dont les dimensions varient progressivement (500 m x 500 m, 1000 m x 1000 m et 2000 m x 2000 m).
- Des modèles avec des corps anisotropes (de forme allongée), orientés perpendiculairement ou parallèlement à l'écoulement entre les puits, et dont les dimensions varient progressivement (250 m x 500 m, 500 m x 1000 m et 1000 m x 2000 m). Les orientations des lentilles ont été fixées comme correspondant à l'orientation générale du doublet d'Alfortville et à sa perpendiculaire (soit 165°N dans le cas des corps parallèles, et 75°N pour les corps perpendiculaires).

Pour chaque géométrie, trois réalisations statistiques ont été produites et toutes ces réalisations sont caractérisées par des propriétés pétrophysiques similaires (en l'occurrence celles du cas n°5 décrivant des valeurs de porosité et perméabilité constantes pour simplifier l'interprétation des résultats). Les dimensions des lentilles (minimale et maximale) ont été définies en reprenant les résultats obtenus au Chapitre 5 suggérant une extension latérale des corps poro-perméables d'au moins 500 m et jusqu'à 2000 m. Enfin, les épaisseurs des lentilles ont été considérées comme constante pour chaque zone. Elles ont été paramétrées à l'identique pour chaque réalisation de façon à observer l'impact de leurs variabilités structurelles principalement dans le plan horizontal.



Figure 69: Schéma des paramètres géométriques utilisés pour la définition des lentilles visant à intégrer une variabilité structurelle dans les modèles hétérogènes. Pour chaque géométrie, 3 réalisations statistiques ont été effectuées (27 réalisations au total). Il est à noter que les géométries reproduites ici sont idéalisées car celles générées dans les modèles ne sont pas purement elliptiques du fait de leur discrétisation dans l'espace en mailles rectangulaires.

Les résultats de simulation sont présentés à la Figure 70.

Concernant d'abord les corps isotropes, nous constatons que les temps de percée les plus longs, variant de 15 à 17 ans, et pour des températures à 30 ans comprises entre 72.5 et 72.7°C, sont observés pour

les corps de 2000 m x 2000 m (Figure 70A). A l'inverse, les temps de percée pour les corps de 500 m x 500 m et 1000 m x 1000 m sont plus courts, variant de 11.2 à 14.7 ans, pour des températures finales de production comprises entre 71 et 72.3 ans (Figure 70A).

Deuxièmement, pour les corps allongés orientés de manière perpendiculaire à l'orientation du doublet, les temps de percée semblent être plus tardifs à mesure que les dimensions de ces derniers diminuent (Figure 70B). En effet, les temps de percée les plus courts sont observés pour les corps de 1000 m x 2000 m avec des valeurs comprises entre 10.3 et 13.1 ans et des température finales variant de 70.8 à 72.1°C (Figure 70B). Les temps pour les corps de 500 m x 1000 m sont un peu plus longs, notamment pour les *seeds* 2 et 3 qui présentent respectivement des valeurs de 14.6 et 15.2 ans, et dont les températures finales de production sont très proches (72.3 et 72.4°C) (Figure 70B). Les temps calculés pour les corps les plus petits, à savoir ceux dont les dimensions sont de 250 m x 500 m, sont plus longs que ceux précédemment décrits. Ils varient entre 13.6 et 17.2 ans pour des températures à 30 ans comprises entre 71.9 et 72.8°C (Figure 70B).

Enfin, concernant les corps allongés orientés parallèlement à l'écoulement entre les puits, les temps de percée les plus courts sont observés pour les corps de 250 m x 500 m et 500 m x 1000 m dont les valeurs sont comprises entre 11.5 et 13.5 ans, et pour des températures finales de production variant de 71 à 71.8°C (Figure 70C). A l'inverse, les temps de percée sont plus longs pour les corps de 1000 m x 2000 m avec des valeurs comprises entre 14.8 et 19 ans et des température à 30 ans plus élevées allant de 72.5 à 73.5°C (Figure 70C). Enfin, les évolutions des pressions au cours du temps sont très similaires dans chacun des cas (Figure 70). Une augmentation moyenne de 28.5 bars est constatée au puits injecteur tandis qu'une chute de pression de l'ordre de 22 bars est observée au puits producteur (Figure 70). Cela n'a rien de surprenant car les propriétés de porosité et perméabilité ont été paramétrées de manière identique dans chacun des modèles.

L'ensemble des résultats décrits sont surprenants car ils pourraient sembler contre-intuitifs. En effet, on s'attendrait, à priori, à observer des temps de percée thermique plus rapides à mesure que les dimensions des corps perméables augmentent, car la probabilité d'avoir un doublet dans la même lentille perméable augmenterait, notamment pour les corps de 2000 m x 2000 m. Or, cette supposition est seulement confirmée de manière paradoxale dans le cas où les corps allongés sont orientés perpendiculairement à la direction du doublet. Ces observations pourraient possiblement s'expliquer par la manière dont l'algorithme (Object Modeling) utilisé dans Petrel© fonctionne. Rappelons que lors du processus de modélisation, la première étape consiste à mettre à l'échelle (par le processus d'upscaling) les données de facies aux puits. Les positions des lentilles (ou niveaux producteurs) codées en profondeur dans les puits sont donc parfaitement honorées. Une fois cette étape effectuée, l'algorithme « Object Modeling » est utilisé pour les distribuer de manière aléatoire dans le réservoir. Des corps lenticulaires sont donc automatiquement générés autour des puits en continuité des lentilles codées dans ces derniers mais aussi dans le réservoir par un remplissage qui n'assure pas forcément une connectivité directe entre le puits. En effet, comme les données mises à l'échelle aux puits sont invariables et que les lentilles sont identifiées sur des couches à des profondeurs différentes, la connectivité entre les deux puits ne peut pas être assurée par une seule et même lentille. Cette connectivité n'est donc seulement possible que par la juxtaposition latérale ou verticale dans l'espace de plusieurs lentilles. De plus, dans le cas du doublet d'Alfortville, la ligne de courant la plus directe entre les deux puits correspond à leurs espacements au toit du réservoir, soit une distance de 1130 m. De ce fait, les lentilles dont les dimensions paramétrées excédent cette valeur ne peuvent être que (1) soit

excentrées par rapport à la verticale du puits pour honorer les données codées sur sa trajectoire, en effet, les niveaux producteurs des deux puits ne sont pas latéralement corrélables (Figure 61) ; et (2) soit distribuées dans le réservoir en périphérie des puits, ou dans des zones un peu plus proches, qui permettent d'honorer les dimensions fixées. Ainsi, plus les dimensions des lentilles sont grandes et plus elles sont modélisées en périphérie des puits, c'est-à-dire en dehors de l'espace inter-puits dans lequel les écoulements s'opèrent préférentiellement. Cette hypothèse pourrait expliquer en partie les résultats obtenus dans le cadre des simulations réalisées avec les lentilles circulaires et parallèles. En tous cas, lorsqu'on examine de plus près les coupes de chaque modèle (voir Annexe 23 et Annexe 25), nous constatons que le nombre de lentilles entre les deux puits est bien plus limité pour les modèles intégrant des corps de 2000 m x 2000 m et 1000 m x 2000 m par rapport à ceux dont les tailles de corps sont inférieures. De ce fait, comme moins de lentilles sont modélisées et qu'elles sont caractérisées par de fortes perméabilités (700 mD), les temps de percée sont donc un peu plus tardifs par rapport aux autres modèles. En revanche, pour les modèles avec les corps perpendiculaires, le nombre de lentilles entre les puits ne semble pas varier significativement même si leurs tailles augmentent (voir Annexe 24). Cela pourrait s'expliquer par le fait que les dimensions des corps (de 1000 m en largeur) n'excèdent pas l'espacement entre le puits (de 1130 m). Par ailleurs, plus les corps sont grands et plus leurs connectivités dans le réservoir semblent importantes par rapport aux corps plus petits qui semblent plus isolés, du moins à partir de l'observation des coupes en 2D (voir Annexe 24). Cela pourrait potentiellement justifier les temps de percée plus courts obtenus à partir des modèles avec les grands corps de 1000 m x 2000 m. Cependant, au-delà de ces hypothèses, le développement d'une méthode plus quantitative permettant de caractériser plus précisément la connectivité des lentilles dans le réservoir serait nécessaire pour mieux interpréter la disparité des résultats obtenus. Pour chaque simulation, les résultats en plan et en coupe sont présentés en annexe (Annexe 26, Annexe 27, Annexe 28, Annexe 29, Annexe 30, Annexe 31).



Figure 70: Évolution des températures de production et des pressions au cours du temps selon les types de géométries testées (en A, les corps circulaires, en B et C, les corps allongés perpendiculaires et parallèles à l'écoulement).

Les résultats détaillés des simulations sont présentés dans le Tableau 16.

| | N° Seed | Tailles | T. Percée | T°C Prod. | Tailles | T. Percée | T°C Prod. | Tailles | T. Percée | T°C Prod. |
|-------------|---------|---------|-----------|-----------|---------|-----------|-----------|---------|-----------|-----------|
| | 1 | 500 m | 14,7 | 72,3 | 1000 m | 11,6 | 71,6 | 2000 m | 16,1 | 72,7 |
| Corps | 2 | x | 11,2 | 71 | x | 13,5 | 72 | х | 17 | 73 |
| Circulaires | 3 | 500 m | 12,5 | 71,9 | 1000 m | 11,4 | 71,6 | 2000 m | 15 | 72,5 |
| Corps | 1 | 250 m | 16,4 | 72,6 | 500 m | 9,4 | 71,2 | 1000 m | 13,1 | 71,6 |
| Perpendicu | 2 | x | 17,2 | 72,8 | x | 14,6 | 72,3 | х | 13,5 | 72,1 |
| -laires | 3 | 500 m | 13,6 | 71,9 | 1000 m | 15,2 | 72,4 | 2000 m | 10,3 | 70,8 |
| | 1 | 250 m | 13,3 | 71,7 | 500 m | 12,2 | 71,3 | 1000 m | 19 | 73,5 |
| Corps | 2 | x | 11,5 | 71,1 | x | 13,1 | 71,6 | x | 14,8 | 72,6 |
| Parallèles | 3 | 500 m | 12 | 71,5 | 1000 m | 13.5 | 71.8 | 2000 m | 14,8 | 72,5 |

Tableau 16: Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur PumaflowTM (temps de percée et températures de production à 30 ans) selon les modèles hétérogènes utilisés (corps circulaires, parallèles ou perpendiculaires à l'écoulement).

4.1.3. Synthèse des résultats

Une synthèse de tous les résultats décrits précédemment est présentée à la Figure 71. De la même manière que dans la section 3.1.3. , ils ont été comparés aux températures réelles de production du doublet d'Alfortville mesurées en surface. Concernant d'abord les résultats des modèles hétérogènes présentés à la section 4.1.1. , nous constatons que les cas n°4 et n°7 prédisent les temps de percée les plus courts, respectivement à 6.5 et 8.7 ans en moyenne (Figure 71). A l'inverse, les résultats des cas n°5 et n°6 sont plus optimistes puisque les temps de percée calculés sont de l'ordre de 13.7 et 14.1 ans (Figure 71).

Lorsqu'on compare ces résultats aux données de production, le modèle plus pertinent semble être le cas n°6 puisque le temps de percée moyen obtenu (de 14.1 ans) se rapproche de celui observé pour le doublet (d'environ 15 ans) (Figure 71). Par ailleurs, si l'on considère que la température du fluide géothermal perd environ 1 à 1.5°C en remontant vers la surface, les cas n°5 et n°6 semblerait mieux prédire la température finale de production (à 30 ans) puisque sa valeur s'approcherait plutôt de 71.5 à 72°C en fond de puits, une valeur très proche de celles obtenues pour ces deux cas (respectivement 72 et 72.1°C) (Figure 71).

D'autre part, concernant les résultats des modèles hétérogènes présentés à la section 4.1.2. , les temps de percée les plus longs, variant de 15.7 à 16.2 ans pour une moyenne de 16 ans, sont observés pour les modèles intégrant les corps circulaires de 2000 m x 2000 m, les corps parallèles et 1000 m x 2000 m, ainsi que les corps perpendiculaires de 250 m x 500 m (Figure 71). Les autres modèles prédisent en revanche des temps de percée assez similaires, variant 12.2 à 13 ans pour une moyenne de 12.6 ans (Figure 71). Le modèle qui prédit le temps de percée le plus proche (à 15.7 ans) de celui observé à partir des données de production (de 15 ans) est celui qui intègre des lentilles perpendiculaires de dimensions 250 m x 500 m (Figure 71). Néanmoins, comme tous les modèles présentés ici ont été construits seulement à partir du jeu données pétrophysiques utilisé pour le cas n°5 (Figure 67), il n'est pas surprenant d'observer des temps de percée plus tardifs. D'ailleurs, lorsqu'on fait la moyenne de tous les temps de percée de chaque réalisation, il est intéressant de constater qu'on obtient un temps identique à celui du cas n°5, soit 13.7 ans. Il en est de même pour les températures finales de production puisque la moyenne obtenue est d'environ 72°C. Par ailleurs, comme les résultats de simulation sont aussi fortement contrôlés par les propriétés pétrophysiques des grilles, il est difficile en l'espèce de conclure

sur les dimensions des corps qui seraient les plus adaptées à l'avenir pour simuler le comportement thermique du réservoir. Il serait intéressant de faire le même exercice à partir des autres modèles, à savoir les cas n°4, n°6 et n°7 (Figure 67) qui sont caractérisés par des valeurs de porosité et perméabilité différentes, et de comparer les résultats obtenus.



Figure 71: Synthèse des résultats obtenus pour les modèles hétérogènes théoriques. Les courbes de décroissance thermique présentées résultent de moyennes effectuées sur tous les résultats obtenus à partir des différentes réalisations statistiques d'un même modèle.

4.2. Cas pratiques

4.2.1. Modélisation de l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de percée thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville

Les parties précédentes se sont portées sur la simulation des transferts de chaleur et des écoulements dans le réservoir en utilisant soit (1) des modèles conceptuels simplifiés ; ou (2) des modèles hétérogènes en faisant varier leurs propriétés de manière théorique pour l'étude. Dans cette partie, les modèles hétérogènes qui seront utilisés comme support pour les simulations correspondent à ceux décrits au Chapitre 6 . Ces modèles ont été construits, à la différence des précédents, en utilisant toutes les données des puits situés dans la zone d'étude c'est-à-dire inclus dans le périmètre de modélisation. Les objectifs de cette partie sont identiques à ceux formulés dans la section 4.1.1. et le principe de l'exercice reste le même. Les trois types de modèles utilisés sont illustrés à la Figure 72 et leurs caractéristiques sont les suivantes :

- Des modèles dont les propriétés pétrophysiques sont issues des mesures obtenues par diagraphies et sur carottes (Figure 72). Ces propriétés ont été distribuées dans des modèles géologiques dans lesquels ont été spatialisés les niveaux producteurs sous la forme de corps lenticulaires (faciès faiblement cimentés F3c et F4c). Ces faciès sont répartis dans la grille de manière aléatoire avec des tailles qui varient de 500 m à 2000 m (voir Chapitre 6). Plus précisément, trois modèles géologiques différents répartissant les faciès de manière différente (respectivement appelés Modèle 1, Modèle 2 et Modèle 3) ont été construits. Ils correspondent à 3 répartitions statistiques différentes (i.e. 3 *seeds*). Ces modèles se distinguent seulement par la manière dont sont distribuées aléatoirement les lentilles dans le réservoir. Pour chaque modèle de faciès, cinq réalisations statistiques de la répartition des propriétés pétrophysiques (issues de carottes et diagraphies de la zone d'étude, *Permeability Model Type II* du Chapitre 6) ont ensuite été produites. De ce fait, quinze modèles au total ont été réalisés et seront ici regroupés sous une dénomination commune appelée cas n°8 (Figure 72).
- Des modèles dont les porosités ont été considérées comme identiques au cas n°8 mais dont les valeurs de perméabilités des niveaux producteurs sont dérivées des transmissivités des essais de puits (Figure 72). Par ailleurs, à la différence des modèles rattachés au cas n°8, les propriétés pétrophysiques ont été propagées dans un modèle de faciès n'intégrant pas la spatialisation des faciès granulaires faiblement cimentés formant des lentilles dans le réservoir (facies F3c et F4c). Il s'agit ici du faciès à l'échelle de l'association de facies (correspondant au *Facies Model Type I* du Chapitre 6). Les porosités ont été intégrées à l'échelle de l'association de faciès. Les perméabilités proviennent des transmissivités des test de puits, montrant des niveaux transmissifs uniquement dans l'association de faciès oolithique (AF3) et lagunaire (AF4). Cinq réalisations statistiques de la répartition des propriétés pétrophysiques ont été réalisées (à partir du *Permeability Model Type I* présenté au Chapitre 6). Pour chaque réalisation, la matrice est supposée imperméable avec une valeur de perméabilité constante et fixée à 10⁻³ mD. Ces cinq modèles seront regroupés ici sous une dénomination commune appelée cas n°9 (Figure 72)
- Des modèles identiques en tous points à ceux du cas n°8 à l'exception des propriétés pétrophysiques des faciès granulaires faiblement cimentés (F3c et F4c) dans lesquelles sont réinjectées les perméabilités dérivées des transmissivités du modèle cas n°9 (Figure 72). Il s'agit du *Combined Model* décrit dans le Chapitre 6. Ces modèles seront regroupés ici sous une dénomination commune appelée cas n°10 (Figure 72).



Figure 72: Synthèse des trois types de modèles hétérogènes utilisées pour les simulations dans Pumaflow[™] afin de modéliser l'impact de leurs structures et leurs propriétés pétrophysiques sur les temps de percée thermique à l'échelle du doublet d'Alfortville.

Les résultats de simulations sont présentés à la Figure 73.

Pour le cas n°8, le Modèle 1 prédit les temps de percée les plus courts, compris entre 19 et 23 ans, pour des températures finales de production variant de 72.9 à 73.7°C (Figure 73A). Les temps de percée observés pour le Modèle 2 sont un peu plus longs, allant de 22.1 à 26.8 ans, avec des températures à 30 ans situées entre 73.5 et 74.2°C. (Figure 73A). Enfin, le Modèle 3 est le plus optimiste décrivant des temps de percée plus tardifs, compris entre 23.5 et 29.1 ans, et présente une réalisation particulière (*Seed 4*) pour laquelle aucune percée n'est constatée (température de production finale à 74.9°C) (Figure 73A). Pour toutes les réalisations, les augmentations de pressions au puits d'injection sont de l'ordre de 70 bars en moyenne, et les chutes de pression calculées au puits producteur d'environ 46 bars (Figure 73A).

Concernant le cas n°9, les résultats de décroissance thermique au puits de pompage sont relativement homogènes. Les temps de percée thermique sont presque identiques pour les cinq réalisations et sont compris entre 4.8 et 5.5 ans (Figure 73B). Les valeurs de températures finales présentent aussi très peu de différences et varient de 67.3 à 68°C (Figure 73B). Dans chaque cas, les résultats des évolutions de pression dans le réservoir au cours du temps sont très proches. Pour le puits d'injection, l'augmentation de pression est de l'ordre de 3 bars en moyenne, tandis que pour le puits producteur, une chute de

pression d'environ 4 bars est constatée (Figure 73B).

Pour le cas n°10, les tendances générales observées sont très similaires à celles décrites pour le cas n°8. En effet, les temps de percée les plus courts sont prédits par le Modèle 1. Ils sont compris entre 5.3 et 7 ans et les températures finales de production varient de 67.7 à 69.4°C (Figure 73C). De la même manière, les temps de percée observés pour le Modèle 2 sont aussi plus longs, allant de 5.9 à 11.6 ans, pour des températures à 30 ans situées entre 69.6 et 71.8°C. (Figure 73C). Enfin, comme pour le cas n°8, le Modèle 3 est le plus optimiste décrivant des temps de percée plus tardifs, ici compris entre 9.6 et 12.5 ans, et pour des températures finales allant de 71.1 à 72.2°C (Figure 73C). Concernant les évolutions de pressions en fond de puits, elles sont intermédiaires aux cas n°8 et n°9. Pour toutes les réalisations, les augmentations de pressions calculées au puits d'injection sont de l'ordre de 10 bars en moyenne, et les chutes de pression au puits producteur d'environ 8 bars (Figure 73C).

Pour les cas n°8 et n°10, nous constatons que les résultats sont d'abord fortement contrôlés par la répartition aléatoire des lentilles dans le réservoir (cette observation avait été déjà soulignée dans la section 4.1.1.). En effet, les temps de percée obtenus sont très différents selon le modèle de faciès utilisé (Modèle 1, Modèle 2 ou Modèle 3). Pour les deux cas, la différence entre le temps de percée le plus court et le plus long n'est pas négligeable : elle est de l'ordre de 10 ans pour le cas n°8 et de plus de 7 ans pour le cas n°10 (Figure 73). Par ailleurs, au-delà de la disparité des résultats induite par l'agencement des lentilles dans le réservoir, une variabilité additionnelle sur les temps de percée est observée au sein de chaque modèle. Cette variabilité est inhérente aux distributions statistiques (différents seeds) de leurs propriétés pétrophysiques. Concernant le cas n°8, l'écart maximal des temps de percée des cinq réalisations du Modèle 1 est de 4 ans, puis de 4.7 ans pour le Modèle 2 et enfin de 5.6 ans pour le Modèle 3 (Figure 73A). Pour le cas n°10, l'écart est plus faible pour le Modèle 1 et égal à 1.7 ans, il est de 5.7 ans pour le Modèle 2 et d'environ 3 ans pour le Modèle 3 (Figure 73C). Enfin, il est intéressant de remarquer que les écarts des températures finales de production sont plus importants pour le cas n°10 que pour le cas n°8. En effet, pour le Modèle 1, l'écart de température est de 0.8°C pour le cas n°8 contre 1.6°C pour le cas n°10. De la même manière, pour les modèles 2 et 3, les écarts sont respectivement de 0.8 et 1°C pour le cas n°8 contre 2.1 et 1.1°C (Figure 73). Pour chaque simulation, les résultats en plan et en coupe sont présentés en annexe (Annexe 32, Annexe 33, Annexe 34, Annexe 35, Annexe 36, Annexe 37, Annexe 38).



Figure 73: Évolution des températures de production et des pressions au cours du temps selon les types de modèles utilisées (en A, les modèles correspondant au cas n°8, en B, ceux du cas n°9 et en C, ceux du cas n°10).

Une synthèse des résultats de simulation est présentée dans le Tableau 17.

| Cas | Madàlaa | Nº Cood | T. | T°C |
|------------|--------------|---------|---|--|
| Cas | wodeles | IN Seed | Percée | Prod. |
| | | 1 | T. T°C Percée Prod. 23 73,5 20 73,2 20,6 73,0 23 73,7 19 72,9 22,1 73,5 24 73,8 23,1 73,7 22,3 73,5 24 73,8 23,1 73,7 22,3 73,5 26,8 74,2 29,1 74,4 24,5 73,9 27 74,2 - 74,9 23,5 73,8 5,4 67,8 5,5 68,0 4,8 67,3 4,9 67,7 5,1 67,3 6,2 68,9 5,3 67,8 6,5 69,4 11,6 71,8 9 70,3 5,9 69,7 8,3 70,8 9,7 71,2 </td <td>73,5</td> | 73,5 |
| | Madèla | 2 | | |
| | iviodele | 3 | 20,6 | T.T°CPercéeProd.2373,52073,220,673,02373,71972,922,173,52473,823,173,722,373,526,874,229,174,424,573,92774,2-74,923,573,85,467,85,568,04,867,36,268,95,367,86,569,411,671,8970,35,969,78,270,78,370,89,771,211,671,89,771,211,671,911,571,412,572,29,671,2 |
| | I | 4 | 23 | |
| | | 5 | 19 | |
| | | 1 | 22,1 | |
| Car | Madàla | 2 | 24 | |
| CdS p°0 | viouele 2 | 3 | 23,1 | 73,7 |
| 11 0 | 2 | 4 | 22,3 | 73,5 |
| | | 5 | 26,8 | 74,2 |
| | | 1 | 29,1 | 74,4 |
| | Madàla | 2 | 24,5 | 73,9 |
| | | 3 | 27 | 74,2 |
| | 5 | 4 | - | 74,9 |
| | | 5 | 23,5 | 73,8 |
| Cas | - | 1 | 5,4 | 67,8 |
| | - | 2 | 5,5 | 68,0 |
| Cas nº0 | - | 3 | 4,8 | 67,3 |
| 11.9 | - | 4 | 4,9 | 67,7 |
| | - | 5 | 5,1 | 67,3 |
| | | 1 | 6,2 | 68,9 |
| | Madàla | 2 | 5,3 | 67,8 |
| | | 3 | 6,5 | 69,4 |
| | 1 | 4 | 6,4 | 69,3 |
| | | 5 | 7 | 69,4 |
| | | 1 | 11,6 | 71,8 |
| Car | Madàla | 2 | 9 | 70,3 |
| CdS | | 3 | 5,9 | 69,7 |
| 11 10 | ۷ | 4 | 8,2 | 70,7 |
| | | 5 | 8,3 | 70,8 |
| | | 1 | 9,7 | 71,2 |
| | Modèla | 2 | 11,6 | 71,9 |
| | | 3 | 11,5 | 71,4 |
| | Э | 4 | 12,5 | 72,2 |
| | | 5 | 9,6 | 71,2 |

Tableau 17: Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur Pumaflow^M (temps de percée et températures de production à 30 ans) selon les modèles hétérogènes utilisés (cas n°8, cas n°9 et cas n°10).

4.2.2. Modélisation de l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de percée thermique à l'échelle de plusieurs doublets

Toutes les simulations précédentes ont été effectuées en se focalisant sur le doublet d'Alfortville, doublet emblématique du Dogger car étant l'un des seuls avec une percée précoce constatée (Le Brun et al., 2011). Il est important de noter que cette percée thermique précoce fait figure d'exception au regard de l'exploitation du Dogger en région parisienne (Lopez et al., 2010). En effet, l'évolution des températures des puits de production de doublets voisins ne montre pas de percée thermique précoce. De plus, les résultats qui ont été décrits précédemment ne prennent pas en compte l'influence de ces doublets, car le doublet d'Alfortville était supposé comme isolé dans les simulations, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. De ce fait, cette partie vise à modéliser l'impact des hétérogénéités pétrophysiques sur les temps de percée thermique mais cette fois-ci à l'échelle de plusieurs doublets (en intégrant néanmoins toujours celui d'Alfortville). Pour ce faire, un exercice similaire à celui de la partie précédente (section 4.2.1.) a été mené en ajoutant 5 doublets (soit 10 puits) lors des simulations (Figure 43).

Ces puits ont été sélectionnés en fonction des trois critères suivants : (1) ils étaient intégrés dans le périmètre de simulation et situés à une distance suffisante de ses bordures pour bien modéliser le développement des « bulles froides » autour des puits d'injection ; (2) leurs données de déviation étaient disponibles ; et (3) leurs chroniques d'exploitation étaient disponibles (même si elles n'étaient parfois que très partielles). Par ailleurs, les simulations ont été effectuées en s'appuyant sur les dates de mises en service réelles de puits à la différence des simulations précédentes. Les simulations ont donc été réalisées à partir de l'année 1985 (qui correspond à l'année de la mise en service des premiers doublets utilisés dans le périmètre de simulation, à savoir celui de Créteil-Mont-Mesly et celui de Maisons-Alfort) et jusqu'en 2035, soit 50 ans après de le début de la simulation, pour pouvoir observer les décroissances thermiques aux puits de pompage sur le long terme. D'autre part, par gain de temps, les simulations ont été faites sur les mêmes grilles que celles présentées à la section précédente à l'exception des réalisations des Modèles 2 et 3 pour le cas n°8 et n°10 (le Modèle 1 étant privilégié car il donnait dans chaque cas les résultats les plus pessimistes). Les puits supplémentaires ajoutés ainsi que les paramètres intégrés dans Pumaflow[™] sont illustrés dans le Tableau 18.

| Paramètres de simulation des doublets ajoutés | | | | | | | | |
|---|-----------|-----------------------------|--------------|---------------------------|--|--|--|--|
| Doublets | Puits | Année de mise en service | Débit (m³/h) | Temp. Réinjection (°C) | | | | |
| Créteil-Mont-Mesly | GCRT1-2 | 1985 | 235 | 50 | | | | |
| Maisons-Alfort | GMA1-2 | 1985 | 235 | 54 | | | | |
| Orly 2 Le Nouvelet | GOR3-4 | 1987 | 205 | 50 | | | | |
| Thiais | GTHI1-2 | 1986 | 170 | 52 | | | | |
| Villeneuve-Saint-Georges | GVSG1-2 | 1987 | 200 | 56 | | | | |
| Alfortville | GAL1/GAL2 | 1987 | 193 | 49 | | | | |

Tableau 18: Tableau récapitulatif des paramètres utilisés pour les simulations concernant les doublets voisins d'Alfortville. Les débits et températures de réinjection résultent de moyennes réalisées à partir des historiques d'exploitation des puits sans prendre en compte les variations saisonnières.

Les résultats des simulations sont présentés à la Figure 74. D'une manière générale, les résultats les plus optimistes donnant les temps de percée les plus tardifs sont obtenus pour les modèles rattachés au cas n°8 (comme déjà constaté dans la partie précédente ciblant particulièrement le doublet d'Alfortville). Ces temps de percée plus longs s'expliquent par les plus faibles valeurs de perméabilité (mesures diagraphiques et sur carottes) propagées dans les grilles en 3D. Les temps sont en revanche plus courts et même parfois assez similaires lorsque les modèles rattachés aux cas n°9 et n°10 sont utilisés. Plus en détail, pour le puits de Villeneuve-Saint-Georges (GVSG1) et en prenant en compte les résultats de toutes les simulations, les temps de percée calculés sont compris entre 14.6 et 45 ans pour des températures à 50 ans variant d'environ 70.4 à 74.3°C (Figure 74A). Concernant le puits de Thiais (GTHI1), tous les modèles utilisés prédisent des temps de percée, dont les valeurs sont globalement comprises entre 11 et 45 ans, à l'exception d'une réalisation pour laquelle aucune percée n'est constatée (Figure 74B). Les températures finales de production sont très similaires pour les cas n°9 et n°10 et varient très peu de 71.2 à environ 72°C (Figure 74B). Pour les modèles du cas n°8, les températures finales sont plus élevées, d'approximativement 1.5°C, et sont comprises entre 73.5 et 74.7°C (Figure 74B). Pour ce qui concerne le puits de Créteil-Mont-Mesly (GCRT1), les temps de percée calculés sont compris entre 11 et 48 ans et deux réalisations en particulier ne présentent aucune chute de température inférieure à 74.5°C (Figure 74C). De la même manière que pour le puits GTHI1, les températures finales de production varient très peu pour les cas n°9 et n°10 et sont comprises entre 71 à 72.3°C (Figure 74C). Les températures finales sont en revanche plus élevées pour les modèles du cas n°8 allant de 74 à 74.8°C (Figure 74C). Pour le puits d'Orly 2 Le Nouvelet (GOR3), les temps de percée obtenus varient dans l'ensemble de 6 à 40.5 ans (Figure 74D). A la différence des puits précédemment décrits, les temps de percée sont beaucoup plus étalés, notamment pour les modèles des cas n°9 et n°10 avec un temps minimal de 6 ans et un temps maximal de 22 ans (Figure 74D). Les températures finales à 50 ans présentent également plus de différences avec des valeurs qui sont comprises entre environ 67.8 et 72°C pour les cas n°9 et n°10 (Figure 74D). Pour les modèles du cas n°8, les valeurs sont légèrement inférieures à celles des autres puits et varient de 72.5 à 73.8°C (Figure 74D). D'autre part, concernant les résultats obtenus pour le puits de Maisons Alfort (GMA1), les temps de percée calculés sont beaucoup plus pessimistes que ceux décrits pour les autres puits mais sont également plus rapprochés. En effet, pour toutes les simulations réalisées, les valeurs sont globalement comprises entre 3 et 20.5 ans (Figure 74E). Les températures finales de production de fin de simulation sont assez similaires pour les cas n°9 et n°10 et varient d'environ 67°C à 72°C (Figure 74E). Elles sont en revanche plus importantes pour les modèles du cas n°8 car comprises entre 70.1 et 70.7°C (Figure 74E). Enfin, pour le puits d'Alfortville (GAL2), les résultats de simulations sont identiques à ceux présentés dans la partie précédente (section 4.2.1.) avec des temps de percée compris entre 6.9 et 24.3 ans pour des températures finales de production variant de 66 à 71.9°C (Figure 74F). Ces résultats semblent donc indiquer qu'aucune interférence n'est observée avec les doublets voisins du moins sur la période de simulation fixée (50 ans). Cela peut possiblement s'expliquer par une proximité plus limitée des puits d'Alfortville avec les autres doublets inclus dans le périmètre de simulation, les puits utilisés les plus proches étant situés en moyenne à 2.5 km (Figure 43). Néanmoins, il n'est pas à exclure que des interférences hydrauliques puissent davantage s'opérer en réalité avec le doublet le plus proche, à savoir le second implanté à Maisons-Alfort en 1985, soit 1 an après le premier doublet, dont les puits GMA3 et GMA4 sont distants d'environ 1.3 km de ceux d'Alfortville, mais qui n'ont pas été intégrés ici lors des simulations faute de trajectoire disponible pour le puits GMA3 (Figure 43). Les résultats en plan sont présentés pour chaque simulation en annexe (Annexe 39, Annexe 40, Annexe 41).



Figure 74: Évolution des températures de production au cours du temps aux puits de Villeneuve-Saint-Georges 1 (GVSG1, en A), de Thiais 1 (GTHI1, en B), de Créteil-Mont-Mesly 1 (GCRT1, en C), d'Orly 2 Le Nouvelet 3 (GOR3, en D), de Maisons-Alfort 1 (GMA1, en E) et d'Alfortville 2 (GAL2, en F).

Une synthèse des résultats de simulation est présentée dans le Tableau 19.

| Puits | Cas | N° Seed | T. Percée | T°C Prod. | Puits | T. Percée | T°C Prod. | Puits | T. Percée | T°C Prod. |
|----------------|----------|---------|-----------|-----------|-------|-----------|-----------|-------|-----------|-----------|
| | | 1 | 42,1 | 74,1 | | 41 | 74,0 | | - | 74,8 |
| | | 2 | 33 | 73,2 | | 45 | 74,2 | | 48 | 74,4 |
| Puits GVSG1 | Cas n°8 | 3 | 42 | 74,1 | | _ | 74,7 | | 46,9 | 74,3 |
| | | 4 | 45 | 74,3 | | 40,5 | 73,9 | | 43 | 74,0 |
| | | 5 | 44,2 | 74,2 | | 36,6 | 73,6 | | - | 74,6 |
| GVSG1 | | 1 | 18,9 | 71,7 | | 12 | 71,6 | | 18 | 72,3 |
| | | 2 | 19,1 | 71,4 | | 11,8 | 71,5 | | 13,9 | 71,2 |
| | Cas n°9 | 3 | 24 | 72,3 | GTHI1 | 11 | 71,2 | GCRT1 | 14,9 | 71,4 |
| | | 4 | 15,8 | 70,4 | | 11,5 | 71,6 | | 11 | 71,0 |
| | | 5 | 18,7 | 71,3 | | 14,1 | 72,1 | | 15 | 71,8 |
| | | 1 | 16,6 | 71,1 | | 17 | 71,8 | | 17,1 | 71,5 |
| | Cas n°10 | 2 | 17,5 | 71,1 | - | 17 | 71,9 | | 22,1 | 72,0 |
| | | 3 | 14,6 | 71,1 | | 17 | 72,1 | | 22,1 | 72,1 |
| | | 4 | 16,9 | 71,4 | | 15 | 71,2 | | 18 | 71,4 |
| | | 5 | 19 | 71,5 | | 17 | 71,9 | | 16,1 | 71,2 |
| | | 1 | 39 | 73,7 | | 16,5 | 70,3 | - | 24,2 | 71,0 |
| | | 2 | 35 | 73,5 | | 19,9 | 70,4 | | 21,2 | 71,0 |
| | Cas n°8 | 3 | 40,5 | 73,8 | | 16,1 | 70,1 | | 22 | 70,6 |
| | | 4 | 26,5 | 72,5 | | 18 | 70,7 | | 24,3 | 71,9 |
| | | 5 | 39,2 | 73,8 | | 20,5 | 70,5 | | 20,5 | 70,9 |
| | | 1 | 22 | 71,1 | | 2,8 | 68,0 | | 7,9 | 67,0 |
| | | 2 | 22 | 72,1 | | 3,4 | 67,6 | | 7,7 | 66,6 |
| GOR3 | Cas n°9 | 3 | 12,7 | 69,9 | GMA1 | 3,7 | 68,9 | GAL2 | 7 | 66,4 |
| | | 4 | 18 | 70,3 | | 2,8 | 67,8 | | 6,9 | 66,5 |
| | | 5 | 18,1 | 70,6 | | 3,5 | 68,1 | | 7,5 | 66,4 |
| | | 1 | 15 | 70,9 | | 5 | 67,0 | | 7,9 | 67,0 |
| | | 2 | 11 | 70,3 | | 7,4 | 67,9 | | 6,9 | 66,0 |
| | Cas n°10 | 3 | 14,9 | 71,2 | | 5,3 | 66,9 | | 8,1 | 67,5 |
| | | 4 | 6 | 67,8 | | 5,9 | 67,7 | - | 8,1 | 67,6 |
| | | 5 | 12,9 | 71,0 | | 8,6 | 68,7 | | 8,9 | 67,5 |

Tableau 19: Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur PumaflowTM (temps de percée et températures de production à 50 ans) selon les modèles hétérogènes utilisés (cas n°8, cas n°9 et cas n°10) pour les six puits producteurs étudiés (GVSG1, GTHI1, GCRT1, GOR3, GMA1 et GAL2).

4.2.3. Comparaison des résultats avec le modèle sandwich

Les résultats décrits dans la partie précédente (section 4.2.2.) ont été comparés avec ceux obtenus à partir de deux modèles sandwich :

 La première comparaison a été réalisée en s'appuyant sur les résultats issus d'un rapport du BRGM publié en 2010 (Hamm et al., 2010). Ce rapport est intéressant car il présente les résultats de simulation de plusieurs doublets à l'échelle régionale, dont ceux inclus dans notre périmètre de simulation (i.e. intégrant les puits GVSG1, GTHI1, GCRT1, GOR3, GMA1 et GAL2) (Hamm et al., 2010). Les résultats pour ces puits ont été numérisés afin de pouvoir les comparer à ceux des modèles hétérogènes. Les paramètres de simulations utilisés dans le cadre de l'étude menée par le BRGM sont présentés dans le Tableau 20.

| Paramètre de simulation utilisées dans l'étude du BRGM (Hamm et al., 2010) | | | | | | | |
|--|--|------------------|-----------------|------|--|--|--|
| Modèle réservoir (grille 3D) | D) Modèle Sandwich | | | | | | |
| Durée de simulation | 35 ans (de 198 | 35 à 2020) | | | | | |
| Forme et taille des mailles en X-Y | Mailles hexaèo | dres de 25x25 | m | | | | |
| Conductivité thermique de la roche | 2.5 W.m ⁻¹ .K ⁻¹ | | | | | | |
| Nombre de couches en Z | 30 couches | | | | | | |
| Discrétisation verticale des niveaux producteurs | 3 couches dor | nt 2 aux interfa | ces de 0.5 m | | | | |
| Discrétisation verticale de l'éponte intermédiaire | ces de 0.5 m | | | | | | |
| Discrétisation verticale des épontes sup. et inf. | 9 couches dont 2 aux interfaces de 0.5 m | | | | | | |
| Épaisseur des épontes sup. et inf. | 200 m (semi-infinies) | | | | | | |
| Taux géométrique des épontes sup. et inf. | 2 | | | | | | |
| | Débit (m ³ .h ⁻¹) | | Temp. Inj. (°C) | | | | |
| Doublets | Hiver | Été | Hiver | Été | | | |
| GCRT1-2 | 235 | 118,7 | 46,9 | 71,7 | | | |
| GMA1-2 | 239,9 | 122,8 | 52,1 | 63,6 | | | |
| GOR3-4 | 215,7 | 192,2 | 47,7 | 69,3 | | | |
| GTHI1-2 | 212,1 | 80,6 | 44,5 | 59,5 | | | |
| GVSG1-2 | 232,3 | 92,8 | 47,1 | 55,4 | | | |
| GAL1-2 | 230,8 | 93,1 | 43,5 | 60,4 | | | |

Tableau 20: Tableau récapitulatif des paramètres de simulation utilisés dans le cadre de l'étude menée par le BRGM en 2010 (Hamm et al., 2010).

- La deuxième comparaison a été effectuée en s'appuyant sur les résultats obtenus à partir d'un autre modèle sandwich, mais cette fois-ci construit sur Petrel© et ensuite intégré dans Pumaflow[™]. Ce modèle a été élaboré en se basant sur l'analyse des profils de flowmètres de 10 puits. Les caractéristiques de leurs niveaux producteurs, identifiés à partir de l'interprétation de ces profils, sont reportées dans le Tableau 21. Elles ont été utilisées dans le but de définir la structure verticale du modèle. Ce modèle est constitué :
 - (1) de 2 niveaux producteurs dont les épaisseurs sont d'environ 8.6 m. Ces épaisseurs ont été déduites à partir de la moyenne (divisée par 2) des épaisseurs cumulées des niveaux producteurs de chaque puits (ici d'environ 17.2 m). La porosité des niveaux a été fixée à 17%, ce qui correspond à la même valeur que celle utilisée pour le doublet d'Alfortville. En revanche, leur perméabilité (2.6 D) a été déduite de la moyenne des transmissivités de chaque puits (45.7 D.m) divisée par la moyenne de leurs épaisseurs cumulées (17.2 m).
 - (2) d'une éponte intermédiaire d'épaisseur 25.6 m. Cette épaisseur correspond à la moyenne des épaisseurs cumulées des niveaux intermédiaires de chaque puits. Elle est considérée comme non poreuse et imperméable (0.001% et 10⁻³ mD).

Les niveaux producteurs et l'éponte intermédiaire sont discrétisés en une seule couche. Le milieu de l'éponte intermédiaire est situé à une profondeur de 1614.8 m, ce qui correspond à la moyenne des profondeurs barycentriques calculées pour chaque puits. Enfin, les paramètres de simulations rentrés dans PumaflowTM (conductivité thermique de la roche, débits, températures d'injection, propriétés des épontes supérieures et inférieures...) sont identiques à ceux utilisés lors des simulations précédentes.

| Caractéristiques des niveaux producteurs | | | | | | | | | |
|--|------------------|----------------|-------------------|------------------|-------------------------|--------------------------------------|---|-----------------------------|--|
| Puits | Trans. Totale | Nb. Niveaux | Toit (m TVDSS) | Mur (m TVDSS) | Ep. Totale (m TVDSS) | Ep. Totale Réservoir (m TVDSS) | Ep. Totale Épontes inter. (m TVDSS) | Prof bary- centrique (m) | |
| GAL1 | 52,8 | 7 | 1618,41 | 1635,39 | 16,98 | 9,44 | 7,54 | 1624,4 | |
| GAL2 | 35,3 | 6 | 1610,44 | 1629,78 | 19,34 | 8,22 | 11,12 | 1619,9 | |
| GCRT1 | 30 | 5 | 1636,2 | 1689,3 | 53,1 | 15 | 38,1 | 1648,79725 | |
| GCRT2 | 33 | 7 | 1627,9 | 1707,3 | 79,4 | 23,65 | 55,75 | 1658,27363 | |
| GMA1 | 34,5 | 10 | 1599,8 | 1662,5 | 62,7 | 13,6 | 49,1 | 1622,0656 | |
| GMA2 | 55,4 | 9 | 1515,7 | 1562,1 | 46,4 | 22,1 | 24,3 | 1524,5605 | |
| GTHI1 | 20,08 | 3 | 1582,6 | 1614,4 | 31,8 | 20,6 | 11,2 | 1595,04755 | |
| GTHI2 | 26,17 | 4 | 1573 | 1610,7 | 37,7 | 8,7 | 29 | 1588,89253 | |
| GVSG1 | 98,2 | 11 | 1629,3 | 1667 | 37,7 | 31,3 | 6,4 | 1644,7773 | |
| GVSG2 | 71,7 | 6 | 1598 | 1641 | 43 | 19,1 | 23,9 | 1621,69645 | |

Seule la grille 3D diffère de manière à pouvoir faciliter les comparaisons des résultats avec ceux obtenus lors de la section 4.2.2.

Tableau 21: Tableaux récapitulatif des caractéristiques des niveaux producteurs utilisés pour élaborer le modèle sandwich. Il est à noter que les données de flowmétrie pour les puits GOR3 et GOR4 ne sont pas reportées ici car elles n'étaient pas disponibles. Elles n'ont donc pas été prises en compte dans la construction du modèle.

Les résultats obtenus sont présentés à la Figure 75 dans laquelle ils sont comparés à ceux de la Figure 74. Il est important de préciser ici que les courbes issues du rapport du BRGM ont été déplacées à 75°C pour pouvoir comparer les résultats. En réalité, les températures initiales à chaque puits sont différentes dans le rapport de Hamm et al. (2010). Cela s'explique par le fait que les simulations ont été effectuées en considérant une distribution hétérogène des températures à l'état initial du réservoir. Ce n'est pas le cas dans les simulations faites sur PumaflowTM, où la température initiale du réservoir a été considérée comme homogène (à 75°C), car des difficultés ont été rencontrées (échec de l'initialisation des simulations) lorsqu'un modèle hétérogène de température 3D, construit sur Petrel© en amont, était intégré dans PumaflowTM. De ce fait, les courbes de températures pour le modèle sandwich publiés par le BRGM (Hamm et al., 2010), ont été corrigées dans un référentiel à 75°C à l'initial (Figure 75). L'allure générale des courbes ainsi que les temps de percée thermique peuvent donc être comparés facilement entre les différents modèles (Figure 75). Les résultats pour chaque puits sont décrits de la manière suivante :

- Pour le puits de Villeneuve-Saint-Georges (GVSG1), les courbes de températures des modèles sandwich se situent globalement entre celles prédites par les modèles hétérogènes du cas n°8 et ceux des cas n°9 et n°10 (Figure 75A). Le temps de percée calculé par l'équipe du BRGM est atteint en 2011, soit 26 ans après le début de la simulation (Figure 75A). Il est plus court que celui du modèle ayant tourné sur Pumaflow[™] qui prédit une percée thermique en 2018, soit 33 ans après le début de la simulation, ce qui correspond à un écart de 7 ans (Figure 75A). Par ailleurs, la température finale de production pour le modèle Pumaflow[™] est de 73.6°C, une valeur qui se rapproche de la moyenne des températures obtenues à partir des modèles du cas n°8 (73.9°C) (Figure 75A).
- Concernant le puits de Thiais (GTHI1), les courbes des modèles sandwich sont presque parfaitement superposées et montrent une température relativement stable depuis sa mise en

service en 1986 (Figure 75B). Elles indiquent néanmoins une baisse perceptible de 0.5°C estimée en 2018, soit 33 ans après le début de la simulation (Figure 75B). Ces résultats se rapprochent plus de ceux des modèles hétérogènes du cas n°8, pour lesquels les temps de percée calculés sont plus tardifs, compris entre 36.6 et 45 ans (Figure 75B). Il en est de même pour la température finale (en 2035) du modèle sandwich Pumaflow[™] dont la valeur (73.6°C) avoisine celles de ces modèles (74°C en moyenne) (Figure 75B).

- Pour le puits de Créteil-Mont-Mesly (GCRT1), les tendances des courbes des modèles sandwich sont très différentes, en particulier lorsqu'on les compare à celles des autres puits (Figure 75C). En effet, la courbe obtenue sur Marthe est beaucoup plus stable que celles prédites sur Pumaflow[™] qui décline plus rapidement (Figure 75C). Elles prédisent néanmoins toutes les deux des temps de percée presque identiques à 23 et 24 ans (en 2008 et 2009) (Figure 75C). De plus, la tendance générale de la courbe du modèle Pumaflow[™] est très similaire à celles des modèles des cas n°9 et n°10. Il en est de même pour sa température finale de production (72.4°C) qui est bien inférieure à celles des modèles du cas n°8 (de l'ordre de 74.4°C en moyenne) (Figure 75C).
- Pour le puits d'Orly 2 Le Nouvelet (GOR3), la courbe du modèle sandwich Pumaflow[™] se situe entre celles prédites par les modèles hétérogènes du cas n°8 et ceux des cas n°9 et n°10 (Figure 75D). Elle indique un temps de percée en 2009, soit 24 ans après le début de la simulation, et la température de production simulée en 2050 est d'environ 72.4°C (Figure 75D). Ce temps de percée est plus long que celui estimé par le modèle sandwich du BRGM dont la valeur est de 16 ans (chute de 0.5°C observée en 2001) (Figure 75D). Par ailleurs, l'allure générale de la courbe du BRGM s'explique par le fait que doublet d'Orly 2 Le Nouvelet a été arrêté en 2005 (Hamm et al., 2010). Il a été remplacé en 2008 par la mise en service d'un nouveau doublet (Orly 2 Le Nouvelet 2) (Hamm et al., 2010). Cette historique n'a pas été pris en compte lors des simulations effectuées sur le modèle sandwich Pumaflow[™]. Le saut dans la courbe du BRGM entre 2005 et 2007 s'explique donc par le fait que le réservoir n'est plus exploité pendant cette période (Figure 75D). De ce fait, l'eau géothermale est progressivement recyclée et la température de production au puits GOR3 augmente légèrement (Figure 75D). Cette température rechute par la suite lors de la mise en service du nouveau doublet dont le puits injecteur (GOR5) est situé à proximité de l'ancien producteur (GOR3) (Figure 75D).
- Concernant le puits de Maisons-Alfort (GMA1), le modèle sandwich Pumaflow[™] prédit un temps de percée plus long (15 ans) que celui du BRGM (8 ans) pour un écart de 7 ans (Figure 75E). L'allure générale de la courbe du modèle Pumaflow[™] se rapproche de celles des modèles du cas n°8 (Figure 75E). De plus, la température finale de production (71°C) est également très proche de celles estimées à partir de ces mêmes modèles (de l'ordre de 70.4°C en moyenne) (Figure 75E).
- Enfin, pour le puits d'Alfortville (GAL2), l'évolution de la température décrite par le modèle sandwich Pumaflow[™] reste relativement stable jusqu'en 1996 (Figure 75F). Elle chute ensuite progressivement à partir de cette date avec une percée thermique prédite 19 ans après la mise en service du doublet en 1987 (chute de 0.5°C observée en 2004) (Figure 75F). Concernant la courbe du BRGM, elle décline plus rapidement pendant les 10 premières années et prédit de ce fait un temps de percée plus court à 12 ans (chute de 0.5°C observée en 1997) (Figure 75F). De plus, lorsqu'on compare toutes les courbes, nous constatons que celle du modèle sandwich

Pumaflow[™] est bien plus proche de celles du cas n°8 (temps de percée moyen de 22.4 ans) (Figure 75F). Il en est de même pour la température finale de production : elle est de 71.5°C pour le modèle sandwich Pumaflow[™] et de 71°C en moyenne pour les modèles du cas n°8 (Figure 75F).

L'ensemble de ces résultats nous permettent de formuler les observations suivantes : (1) les courbes de températures du modèle sandwich PumaflowTM sont plus proches de celles des modèles hétérogènes du cas n°8 pour le puits de Villeneuve-Saint-Georges (GVSG1), celui de Thiais (GTHI1), celui de Maisons-Alfort (GMA1) et celui d'Alfortville (GAL2) ; et (2) ce n'est pas le cas pour le puits de Créteil-Mont-Mesly (GCRT1) dont la prédiction se rapproche davantage de celles des cas n°9 et n°10, ainsi que celui d'Orly 2 Le Nouvelet (GOR3) dont les résultats sont intermédiaires (Figure 75).

La première observation est intéressante car les modèles du cas n°8 correspondent à ceux dont les porosités et perméabilités sont issues des mesures sur carottes ou par diagraphies. Elles sont donc beaucoup plus faibles que celles du modèle sandwich Pumaflow[™] dont les valeurs ont été fixées à 2.6 D dans chaque niveau producteur, alors qu'elles sont en moyenne de 150 mD dans les lentilles perméables (faciès F3c et F4c). Pourtant, les temps de percée estimés pour les puits GVSG1, GTHI1, GMA1 et GAL2 à partir de ce modèle sont très proches de ceux du cas n°8, avec un écart moyen pour l'ensemble de l'ordre de 5.5 ans (Figure 75).

Par ailleurs, pour le puits GCRT1, les prédictions des modèles hétérogènes du cas n°8 sont bien plus optimistes que celle du modèle sandwich Pumaflow[™] dont le temps de percée est relativement voisin des ceux des cas n°9 et n°10 (Figure 75C). Les plus fortes porosités et perméabilités de ces modèles semblent donc ici accélérer davantage l'avancée du front froid dans le réservoir par rapport aux observations faites sur les autres puits. Concernant le puits GOR3, les résultats de simulations sont plus disparates. Néanmoins, il est possible d'observer que la courbe de température produite à partir du modèle sandwich Pumaflow[™] est intermédiaire à celles des modèles des cas n°8 et n°9 (Figure 75D). Enfin, à l'exception du puits GTHI1, les résultats des modèles sandwich sont assez différents (Figure 75). Ces différences peuvent s'expliquer par la nature même des modèles utilisés (discrétisation verticale, dimension des mailles, épaisseurs des couches...) ainsi que par les paramètres de simulations retenus (débits, températures d'injection...). Par exemple, les simulations faites par le BRGM ont pris en compte les hétérogénéités spatiales de températures à l'état initial du réservoir, ce qui n'est pas notre cas pour le modèle sandwich ayant tourné sur Pumaflow[™]. Par ailleurs, les propriétés pétrophysiques du modèle sandwich réalisé par le BRGM n'ont pas pu être examinées. Il est possible que des valeurs différentes de porosité et perméabilité des niveaux producteurs aient été considérées expliquant les possibles différences constatées entre les résultats. Le résultat thermique en plan à 50 ans du modèle sandwich Pumaflow[™] est présenté en annexe (Annexe 42).



Figure 75: Comparaison des évolutions de températures de production simulées pour chaque puits à partir des modèles sandwich (PumaflowTM en vert, Marthe3 en bleu pointillé) et des modèles hétérogènes (cas n°8 en rose, cas n°9 en marron et cas n°10 en violet). Les simulations effectuées sur Marthe3 par le BRGM s'arrêtent en 2020.

4.2.4. Synthèse des résultats

Une synthèse des résultats obtenus pour le puits d'Alfortville (GAL2) à partir des modèles hétérogènes (cas n°8, cas n°9 et cas n°10) est présentée à la Figure 76. Comme pour la section 4.1.3. , ils ont été comparés aux températures réelles de production mesurées en surface.

Tout d'abord, les modèles rattachés au cas n°8 (Modèle 1, Modèle 2 et Modèle 3) donnent les résultats les plus optimistes. Ils prédisent les temps de percée les plus longs, respectivement compris entre 21.1 et 26 ans (Figure 76). Les températures finales de production estimées sont également les plus élevées. Elle est de 73.2°C pour le Modèle 1, de 73.7°C pour le Modèle 2 et de 74.2°C pour le Modèle 3 (Figure 76). A l'inverse, les résultats des modèles rattachés au cas n°9 sont plus pessimistes puisque les temps de percée calculés sont de l'ordre de 5.1 ans en moyenne (Figure 76). Les températures obtenues à 30 ans sont aussi les plus faibles et sont de l'ordre de 67.6°C en moyenne (Figure 76). Enfin, concernant les modèles rattachés au cas n°10 (Modèle 1, Modèle 2 et Modèle 3), ils donnent des résultats intermédiaires à ceux précédemment décrits. En moyenne, les temps de percée calculés varient de 6.3 ans à 11 ans, et les températures finales de production sont comprises entre 68.9°C et 71.5°C (Figure 76).

Lorsqu'on compare ces résultats aux données réelles de production (température aux puits producteur), les modèles plus proches semblent être ceux du cas n°8 (Modèle 1) et n°10 (Modèle 3), qui prédisent respectivement des temps de percée de 21.1 et 11 ans, valeurs qui encadrent ainsi celle constatée pour le doublet d'environ 15 ans (Figure 76). Par ailleurs, si l'on considère que la température du fluide géothermal perd environ 1 à 1.5°C en remontant vers la surface, le Modèle 3 du cas n°10 semblerait mieux prédire la température finale de production (à 30 ans). En effet, la température en fond de puits s'approcherait plutôt de 71.5 à 72°C (contrairement au 70.5°C mesuré en surface), une valeur dont se rapproche celle de ce modèle qui est égale à 71.5°C (Figure 76).



Figure 76: Synthèse des résultats obtenus pour le puits d'Alfortville (GAL2) à partir des modèles hétérogènes pratiques (cas n°8, cas n°9 et cas n°10). Les courbes de décroissance thermique présentées résultent de moyennes effectuées sur tous les résultats obtenus à partir des différentes réalisations statistiques d'un même modèle.

Les résultats obtenus à l'échelle de plusieurs doublets sont synthétisés à la Figure 77. Ces résultats sont issus des mêmes modèles hétérogènes que décrits précédemment à l'exception des cas n°8 et n°10 pour lesquels seul le Modèle 1 a été utilisé (i.e. sans faire de simulation sur le Modèle 2 et le Modèle 3). Ils ont également été comparés aux données de production mesurées en surface. Ces données indiquent des températures initiales différentes de celle fixée dans nos modèles (à savoir homogène à 75°C) car elles sont en réalité plus hétérogènes dans le réservoir. Néanmoins, elles ont quand même été tracées dans le but de pouvoir comparer les résultats en observant leurs tendances générales. Les températures

finales de production ne seront en revanche pas commentées ici.

D'une manière générale, et conformément aux résultats décrits avant pour le puits d'Alfortville (GAL2), les résultats des modèles du cas n°8 sont les plus optimistes. Les temps de percée calculés sont les plus tardifs, et ce pour tous les puits étudiés (Figure 77). Pour les modèles du cas n°9, les résultats de simulation sont les plus pessimistes à l'exception de ceux obtenus pour le puits d'Orly 2 Le Nouvelet (GOR3) (Figure 77). Enfin, les résultats des modèles du cas n°10 sont intermédiaires, et parfois très proches de ceux des modèles du cas n°9, à l'exception de ceux obtenus pour le puits GOR3 (Figure 77).

Plus en détail, les résultats synthétiques pour chaque puits sont les suivants :

- Pour le puits de Villeneuve-Saint-Georges (GVSG1), les temps de percée calculés pour les modèles du cas n°8, n°9 et n°10 sont respectivement de 41.2, 19.3 et 16.9 ans en moyenne (Figure 77). Il est par ailleurs estimé à 33 ans à partir du modèle sandwich Pumaflow[™] (Figure 77). Ces résultats prédisent donc une baisse de température plus ou moins rapide au puits de production. Cette amorce du déclin thermique du doublet n'est en revanche pas observée à partir des données de production qui sont relativement stables (Figure 77). De ce fait, les résultats obtenus sont plutôt pessimistes car aucune percée thermique n'est à ce jour constatée pour ce doublet mis en service en 1987, soit il y a 36 ans. Le modèle le plus pertinent semble néanmoins être celui du cas n°8 qui prédit le temps de percée le plus tardif à 41.2 ans (Figure 77). Une percée thermique pourrait donc être possiblement observée pour ce doublet dans environ 3 ans si l'on se réfère à la prédiction de ce modèle.
- Concernant le puits de Thiais (GTHI1), le temps de percée le plus long, de 40.7 ans en moyenne, est observé pour le modèle du cas n°8 (Figure 77). Ceux des modèles du cas n°9 et n°10 sont beaucoup plus courts, respectivement de 12 et 16.6 ans (Figure 77). Celui prédit par le modèle sandwich Pumaflow[™] est identique à celui du puits GVGS1, soit égal à 33 ans (Figure 77). Les mêmes observations que celles faites pour le puits GVGS1 peuvent être formulées ici. En effet, aucune percée thermique n'est constatée pour ce puits mis en service en 1986, soit il y a 37 ans, du moins à partir de la consultation des données de production (Figure 77). Il ne présente donc pas, dans l'immédiat, de déclin thermique perceptible. Les prédictions des modèles du cas n°9 et n°10 ne sont donc pas fidèles à l'allure générale des données de production et donnent des résultats beaucoup trop pessimistes. Le modèle le plus pertinent semble donc être à nouveau celui du cas n°8 qui prédit le temps de percée le plus tardif, ici de l'ordre 40.7 ans en moyenne (Figure 77).
- Pour le puits de Créteil-Mont-Mesly (GCRT1), les temps de percée calculés pour les modèles du cas n°8, n°9 et n°10 sont respectivement de 46, 14.5 et 19 ans en moyenne (Figure 77). Celui estimé par le modèle sandwich Pumaflow[™] est de 23 ans (Figure 77). Les résultats des modèles du cas n°9 et n°10 et du modèle sandwich prédisent donc une baisse de température assez rapide au puits de production. A l'inverse, ceux du modèle du cas n°8 sont très optimistes et suggèrent une amorce de percée thermique en 2034, indiquant que le front froid est, à ce jour, encore loin du puits producteur. Cette prédiction est la plus conforme aux données de production qui n'enregistrent pas de percée thermique précoce pour ce doublet depuis sa mise en exploitation en 1985 (Figure 77).

- Concernant le puits d'Orly 2 Le Nouvelet (GOR3), le temps de percée le plus long, de 36 ans en moyenne, est observé pour le modèle du cas n°8 (Figure 77). Ceux des modèles du cas n°9 et n°10 sont beaucoup plus courts, respectivement de 18.5 et 12 ans (Figure 77). Par ailleurs, celui prédit par le modèle sandwich Pumaflow[™] est presque identique à celui du puits GCRT1, et est égal à 24 ans (Figure 77). Pour ce puits, la comparaison des résultats avec les données de production n'est pas évidente car elles ne sont plus disponibles à partir de 2005, date à laquelle le doublet a été arrêté. Aucune percée thermique n'avait été constatée en 18 ans de fonctionnement sur ce doublet. De plus, les valeurs sont anormalement faibles avant cette période et le nombre de données enregistrées est vraiment trop limité pour pouvoir les comparer (Figure 77).
- Enfin, pour le puits de Maisons-Alfort (GMA1), les résultats sont intéressants car ils se distinguent de ceux des autres puits, notamment parce qu'ils suggèrent des temps de percée beaucoup plus courts (Figure 77). En effet, les temps de percée calculés pour les modèles du cas n°8, n°9 et n°10 sont respectivement de 18.2, 3.2 et 6.4 ans en moyenne (Figure 77). Celui estimé par le modèle sandwich Pumaflow[™] est aussi le plus court comparé à ceux des autres puits (égal à 15 ans) (Figure 77). Cependant, lorsqu'on observe les données de production, on s'aperçoit qu'elles sont très stables au cours du temps depuis 1985 (Figure 77). Elles n'indiquent donc pas une arrivée du front froid au puits de production, du moins jusqu'en 2023. De ce fait, cela signifie que tous les modèles sont beaucoup trop pessimistes et qu'ils ne permettent pas d'évaluer avec fiabilité le risque de percée thermique pour ce doublet.



Figure 77: Synthèse des résultats obtenus en considérant plusieurs doublets (puits GVSG1, GTH11, GCRT1, GOR3, GMA1 et GAL2) à partir des modèles hétérogènes pratiques (cas n°8, cas n°9 et cas n°10). Les courbes de décroissance thermique présentées résultent de moyennes effectuées sur tous les résultats obtenus à partir des différentes réalisations statistiques d'un même modèle. Les temps de percée thermique obtenus à partir du modèle sandwich ayant tourné sur PumaflowTM sont aussi reportés sur les graphes de boîtes à moustache (ligne à tiret vert).

Les synthèses des résultats appellent les deux conclusions suivantes :

- Pour le puits d'Alfortville (GAL2), la meilleure prédiction du temps de percée thermique est obtenue à partir des modèles des cas n°8 et n°10 (Figure 76). Ces modèles correspondent à ceux qui intègrent (1) soit les valeurs de porosité et perméabilité issues des carottes et des diagraphies (cas n°8) ; ou (2) soit ces mêmes valeurs mais cette fois-ci intégrées dans la matrice, c'est-à-dire en dehors des lentilles, ainsi que les valeurs de perméabilité dérivées des transmissivités des essais de puits, c'est-à-dire dans les lentilles (cas n°10) (Figure 72). De plus, les différences constatées entre les résultats des trois modèles (à savoir le Modèle 1, le Modèle 2 et le Modèle 3, dans lesquels les lentilles ont été distribuées différemment) permettent de montrer que la connectivité des corps les plus poro-perméables dans le réservoir joue un rôle majeur. Leurs distributions spatiales sont purement aléatoires et varient en fonction de chaque réalisation statistique. Chaque modèle présente donc des lentilles dont les répartitions et les connectivités sont différentes. De ce fait, le meilleur résultat obtenu à partir du Modèle 3 du cas n°10 (temps de percée estimé à 11 ans) par rapport aux Modèles 1 et 2 (temps de percée estimés à 6.3 et 8.6 ans) ne dépend que du hasard. Plusieurs autres réalisations du modèle de facies seraient nécessaires afin de confirmer cette tendance et donner une fourchette de valeurs plus robuste statistiquement. Il est important de rappeler que ce puits fait figure d'exception avec une percée thermique précoce constatée.
- Pour les autres puits intégrés dans le périmètre de simulation, les résultats les plus pertinents, à la vue des données de production qui ne montrent aucune percée thermique, sont ceux des modèles hétérogènes du cas n°8 (Figure 77). Ces modèles correspondent à ceux produits à partir des données pétrophysiques uniquement mesurées sur carottes et par diagraphies. Ces résultats sont utiles car ils permettent de relativiser les prédictions obtenues pour le doublet d'Alfortville. En effet, les résultats du Modèle 3 du cas n°10, qui semblent les plus pertinents dans le cas d'Alfortville, ne le sont pas forcément pour les doublets voisins pour lesquels les temps de percée calculés sont très pessimistes (prédiction trop précoce, en moyenne de 14 ans pour tous les doublets) (Figure 77). Or, toutes les données de production pour ces puits ne montrent pas de déclin thermique jusqu'en en 2023. Enfin, les résultats obtenus pour ces opérations à partir des modèles du cas n°9 (intégrant seulement les perméabilités dérivées des transmissivités et une matrice imperméable) semblent être les moins concluants (Figure 77).

CONCLUSIONS GENERALES


Conclusions générales

Ce travail de thèse s'est porté sur la caractérisation des hétérogénéités du réservoir géothermique carbonaté du Dogger du bassin de Paris dans le but de dé-risquer les futurs projets de géothermie en lle-de-France. Cette caractérisation s'est faite à plusieurs échelles à partir de méthodes différentes : elle a d'abord été réalisée (1) à l'échelle de la carotte par des descriptions sédimentologiques et des mesures pétrophysiques ; puis (2) à l'échelle du doublet géothermique par des interprétations diagraphiques ; et enfin (3) à l'échelle du réservoir à partir de l'élaboration de modèles et simulations numériques 3D. Les conclusions de ce travail sont présentées de manière à répondre aux quatre objectifs précédemment définis dans l'introduction générale.

Objectif n°1 : Afin de mieux caractériser les potentialités réservoirs de l'aquifère géothermique, le 1^{er} objectif de la thèse sera d'optimiser la prédiction de sa perméabilité par la propriété de RMN. Cette caractérisation est réalisée à partir d'un jeu de données inédit incluant des mesures de perméabilité et de RMN acquises en laboratoire sur les carottes du puits géothermique de Bobigny-Drancy foré en 2020 (puits GBD4).

Les principales conclusions qui répondent l'Objectif n°1 sont les suivantes :

- Les investigations pétrographiques menées sur carottes ont permis d'identifier quatre microfaciès carbonatés distincts au sein du réservoir géothermique de l'Oolithe Blanche dans la nouvelle exploitation de géothermie profonde de Bobigny-Drancy : (1) un faciès microporeux de type packstone à rudstone à oncoïdes et péloïdes (F1a) ; (2) un faciès non poreux, ou faiblement poreux, de type packstone à floatstone à oncoïdes (F1b); (3) un facies bioclastique plus ou moins cimenté de type grainstone (F2a) ; et (4) un faciès oolithique de type grainstone à très forte porosité (F2b). Ces microfaciès ont été répartis en deux associations de faciès différentes (association de facies 1 ou AF1 et association de facies 2 ou AF2) correspondant à deux environnements sédimentaires localisés le long d'un profil de rampe carbonatée. Les faciès à phase de liant micritique (boueuse) (F1a et F1b) ont été rattachés à un environnement de rampe médiane (AF1) tandis que les faciès plus granulaires à phase de liant sparitique (F2a et F2b) ont été associés à un environnement plus proximal de barrière oolithique (AF2). Les faciès F1a et F1b présentent de faibles potentialités réservoirs et sont respectivement caractérisés par des porosités moyennes de 7.8% et 6% et des perméabilités de 0.42 mD et 0.03 mD. A l'inverse, les faciès F2a et F2b présentent des potentialités réservoirs bien plus importantes, avec des porosités moyennes respectives de 14.6% et 17.5%, et des perméabilités de 261 mD et 694 mD. Les facies F2a sont moins perméables que les facies F2b car ils sont plus cimentés (notamment par des calcites de blocage et des ciments syntaxiaux autour des fragments d'échinodermes). Quelques échantillons du facies F2a présentent néanmoins des perméabilités voisines de celles du facies F2b. Cela est dû à des processus de dissolution de dolomite qui permettent d'améliorer la structure du réseaux poreux de ces échantillons. Le faciès F2b est typique du faciès réservoir de la formation de l'Oolithe Blanche et constitue la cible préférentielle à exploiter pour les futurs projets géothermiques dans la région.
- Les investigations pétrophysiques ont permis de collecter 72 mesures inédites de RMN et perméabilité à l'eau sur des échantillons carottés dans le réservoir géothermique du Bathonien en lle-de-France. Les valeurs de porosité fluctuent entre 4.3% et 22% et les valeurs de perméabilité sont comprises entre 0.005 mD et 900 mD. Plusieurs relations différentes ont été testées à partir du jeu de données expérimentales et la meilleure prédiction de la perméabilité (avec un écart type égal à 2.63) a été obtenue à partir d'une loi de puissance faisant intervenir

la macroporosité (Φ_m) des échantillons ($k_5 = 3.15 \times 10^7 \times \Phi_m^{5.31}$). Dans le cas où des diagraphies RMN sont déployées dans les puits, cette relation peut être utilisée pour améliorer la prédiction de la perméabilité dans le réservoir géothermique.

Objectif n°2 : Le 2^{ème} objectif de la thèse sera de mieux caractériser les hétérogénéités de facies, de porosité et de perméabilité du réservoir à l'échelle du doublet géothermique à partir de l'exploitation des diagraphies disponibles dans les puits, notamment celles de RMN, déployées récemment à Cachan en 2017 (puits GCAH2) et à Bobigny-Drancy en 2020 (puits GBD1 et GBD3).

Les principales conclusions qui répondent l'Objectif n°2 sont les suivantes :

- Les investigations pétrographiques menées sur des *cuttings* et carottes ont permis d'identifier 10 microfaciès carbonatés distincts. Ces microfaciès ont été rattachés à quatre environnements de dépôt différents replacés le long d'un profil schématique de rampe carbonatée : (1) des faciès argilo-marneux déposés dans un environnement de rampe externe (AF1) ; (2) des faciès à liant micritique ou boueux caractéristiques d'un environnement de rampe médiane (AF2) ; (3) des faciès à dominante oolithique déposés dans un environnement de barrière à plus haute énergie (AF3) ; et (4) des faciès riches en péloïdes et oncoïdes, soit à liant micritique ou boueux (faciès wackestone à packstone), soit à liant sparitique (grainstone), caractéristiques d'un environnement protégé de lagon (AF4).
- L'analyse de données diagraphiques RMN dans le puits géothermique de Cachan 2 (GCAH2) a permis d'identifier deux niveaux réservoir majeurs dont les porosités et perméabilités avoisinent respectivement 20% et 1D. Concernant les puits géothermiques de Bobigny-Drancy 1 et 3 (GBD1 et GBD3), deux réservoirs principaux ont également été identifiés avec des porosités excédant 15% et des perméabilités atteignant parfois 900 mD. Ces niveaux ont été trouvés dans les formations sédimentaires suivantes : (1) la formation des *Calcaires de Comblanchien* (séquence MJXb) ; (2) celle de l'*Oolithe Blanche* (séquence MJXa) ; et (3) celle des *Calcaires marneux à Pholadomyes* (séquence MJVIIIc). Les observations des déblais de forages (*cuttings*) du puits GCAH2 ont permis de montrer que les deux réservoirs sont caractérisés par des calcaires granulaires faiblement cimentés. Dans les *Calcaires de Comblanchien*, le premier réservoir est caractérisé par des grainstones à péloïdes et oncoïdes (facies F4c, association de facies AF4). Le second réservoir, identifié dans la formation de l'*Oolithe Blanche*, est caractérisé par des grainstones AF4).
- L'outil RMN à lui seul ne permet pas d'identifier avec précision les arrivées d'eaux dans le réservoir et les niveaux poro-perméables détectés sont bien supérieurs en épaisseurs à ceux prédits par les outils de production (*Production Looging Tool*, PLT).
- La structure sub-horizontale du puits GCAH2, ainsi que les corrélations stratigraphiques effectuées entre les puits GBD1 et GBD3, suggèrent une extension latérale des niveaux réservoirs de l'ordre de 500 mètres jusqu'à plus de 2 kilomètres.
- Les perméabilités recalculées avec l'équation k₅ sont parfois supérieures d'un ordre de grandeur à celles prédites par l'équation de Schlumberger (SDR). Il est vivement recommandé d'utiliser cette équation afin d'améliorer l'estimation de la perméabilité du réservoir avec l'outil RMN dans les futures opérations géothermiques au Dogger.

Objectif n°3 : Afin de mieux cerner le problème de changement d'échelle et de répondre à la rareté des modèles 3D disponibles, le 3^{ème} objectif de cette thèse sera d'élaborer des modèles numériques statiques reflétant au mieux les hétérogénéités spatiales du réservoir. Cette modélisation traitera du saut d'échelle dans la caractérisation du réservoir entre (1) l'échelle infra-centimétrique observée sur carotte ou par diagraphie ; et (2) l'échelle pluri-métrique du puits et de sa proximité caractérisée par la présence de niveaux producteurs identifiés lors des tests de puits.

Les principales conclusions qui répondent l'Objectif n°3 sont les suivantes :

- En repartant des travaux de Thomas et al. (2023), une base de données régionale de 147 forages a été complétée, en intégrant un total de 116 puits géothermiques et 31 puits d'exploitation et d'exploration pétrolière. Cette base comprend ainsi un total de 373 diagraphies dont 214 ont été numérisées. Les données de débitmétrie (log de flowmétrie) ont également été collectées et intégrées pour 83 puits géothermiques. Les données de production géothermique (transmissivité de tous les puits, température, pression, salinité) ont été ajoutées.
- Un modèle stratigraphique à haute résolution a été élaboré avec l'identification de 10 séquences de 3^{ème} ordre (de la séquence MJVIIIc à la séquence MJXV) délimitées par 11 surfaces de régression maximale (de la surface Bt1 à la surface Ca4). La géologie du réservoir est caractérisée par des transitions latérales d'environnements de dépôt le long d'un profil schématique de plate-forme carbonatée. Des dépôts les plus distaux aux plus proximaux, 4 associations de faciès ont été identifiées : (1) dépôts d'argiles et de marnes de bassin profond (association de faciès AF1, rampe externe) ; (2) alternances marno-calcaires (association de faciès AF2, rampe médiane) ; (3) calcaires bioclastiques et à dominance oolithique (association de faciès AF3, environnements de barrière oolithique) ; et (4) calcaires à oncolithes, à matrice micritique ou à ciment sparitique plus ou moins développé (association de faciès AF4, environnement lagunaire).
- Les niveaux producteurs identifiés révèlent que la structure verticale et la production du réservoir est très hétérogène. Dans le secteur d'étude, 577 niveaux producteurs (arrivées d'eaux identifiées à partir des profils de débimétrie) ont été répertoriés dont l'épaisseur moyenne est d'environ 2 m. L'essentiel de la production provient des associations de facies AF3 et AF4. Les niveaux producteurs sont préférentiellement observés au sommet des séquences, principalement dans la séquence MJXa, mais aussi dans les séquences MJXb et MJVIIIc. Ces niveaux semblent être bien prédits par la stratigraphie séquentielle, localisés en générale sous les surfaces de régression maximale Bt3 et Bt4. Ils pourraient être liés à une émersion de faciès granulaires lors de chute du niveau marin relatif, particulièrement bien enregistrée sur la plateforme carbonatée au cours de deux séquences. La localisation des surface Bt3 et surtout Bt4 est un excellent guide de prédiction des niveaux producteurs.
- L'utilisation de l'algorithme Object Modeling (OM) a permis de spatialiser en 3D les faciès faiblement cimentés (F3c et F4c) dans le réservoir carbonaté. Les grilles 3D ont été produites sur une zone de 40 km x 45 km et sont composées de près de 14.10⁶ cellules. Les dimensions des cellules dans le plan horizontal sont de 100 m x 100 m et les modèles sont divisés en 100 couches dont les épaisseurs sont d'environ 1.5 m en moyenne. Une disparition progressive des faciès à dominante oolithique (AF3) et lagunaires (AF4) est observée d'Ouest en Est.

- Un premier modèle pétrophysique hétérogène, intégrant de manière inédite les données de perméabilité dérivées des tests de puits, a été construit (*Permeability Model Type I*). Il présente des perméabilités élevées, proches de 4 D en moyenne. Un second modèle, intégrant les données de perméabilité issues des carottes et des diagraphies, a été élaboré (*Permeability Model Type II*). Il est caractérisé par des perméabilités beaucoup plus faibles, fluctuant de 10⁻³ mD à près de 1000 mD, soit un ordre de grandeur de moins. La cartographie des paramètres hydrodynamiques du réservoir indique que les zones les plus transmissives (jusqu'à près de 110 D.m) sont situées à l'Ouest de Paris, s'éloignant progressivement des dépôts de bassin situés à l'Ouest (association de facies AF1, rampe externe).
- Les incertitudes relatives à la prédiction des surfaces dans le réservoir sont satisfaisantes avec un écart de profondeur d'environ 5 m en moyenne. En revanche, les incertitudes relatives à la prédiction des propriétés de porosité et de perméabilité (en termes de valeur absolue) entre les puits sont fortes car leurs distributions spatiales, bien que contrôlées par les faciès, sont purement aléatoires.
- Les longueurs de corrélation estimées à partir des données de perméabilité des niveaux producteurs révèlent des corps perméables anisotropes dans le réservoir d'une taille égale à 3750 m x 2000 m en moyenne. Les résultats obtenus à partir des données de porosité montrent des corps poreux isotropes d'une taille moyenne de 3000 m x 3000 m.
- Un modèle pétrophysique synthétique du réservoir combinant les deux jeux de données de perméabilité a été produit (*Combined Model*). Les perméabilités dérivées des tests de puits ont été réinjectées dans les faciès faiblement cimentés (F3c et F4c) modélisés afin de mieux refléter les caractéristiques hydrogéologiques du réservoir. De plus, les sections intermédiaires non productives, généralement définies comme imperméables dans les modèles conventionnels, ont été remplacées par des données plus réalistes dérivées des mesures réalisées sur carottes ou par diagraphies (notamment RMN).

Objectif n°4 : Afin de mieux modéliser les impacts des hétérogénéités du réservoir et des échelles d'investigations sur les temps de percée thermique, une série de simulations numériques seront abordées dans le Chapitre 7 . L'objectif sera de comprendre l'impact des différentes représentations et réalisations 3D des corps réservoirs, de leurs connectivités et de leurs propriétés sur la fiabilité des simulations hydrodynamiques. Le but principal sera de mieux prédire les temps de percée thermique et les évolutions de la température du réservoir pendant son exploitation.

Les principales conclusions qui répondent l'Objectif n°4 sont les suivantes :

- Des simulations d'écoulement en géothermie ont pu être effectuées avec succès dans un logiciel destiné initialement à des usages pétroliers (Pumaflow[™]).
- Les résultats de simulations obtenus sur le doublet d'Alfortville (puits GAL1 et GAL2) à partir des modèles simplifiés du réservoir (monocouche, sandwich et multicouche) sont relativement proches de ceux obtenus dans l'étude réalisée par le BRGM à partir d'autres simulateurs (Le Brun et al., 2011). Ce travail a permis (1) de valider les paramètres de simulations utilisées dans

Pumaflow[™] ; et (2) de fournir des résultats complémentaires à l'étude comparative (*benchmark*) menée par le BRGM en 2011.

- Les résultats de simulations obtenus sur le doublet d'Alfortville à partir des modèles hétérogènes du réservoir ont permis de montrer que l'arrivée du front froid (percée thermique) est principalement contrôlée par deux paramètres. D'abord (1) par la distribution statistique (aléatoire) des propriétés pétrophysiques des corps poro-perméables dans les modèles ; et (2) par les connectivités latérales et verticales de ces mêmes corps entre le puits producteur et injecteur. La taille et l'orientation de ces corps dans l'espace ont aussi un impact sur les évolutions de la « bulle froide » dans le réservoir. Les résultats ont montré que de grands corps (poro-perméables) allongés dans la direction du doublet n'accélèrent pas nécessairement l'avancée du front froid dans le réservoir s'ils ne sont pas connectés latéralement et verticalement.
- Les meilleurs résultats pour prédire la percée thermique (à 15 ans) constatée pour le doublet d'Alfortville sont obtenus à partir des modèles hétérogènes synthétiques (*Combined Model*) intégrant à la fois les données de porosité et perméabilité mesurées sur carottes et par diagraphies, ainsi que les perméabilités dérivées des transmissivités des essais de puits. Ces résultats sont toutefois à relativiser car ce doublet fait figure d'exception car il s'agit du seul doublet en région francilienne à présenter une percée thermique précoce après 15 ans d'exploitation.
- Des simulations intégrant d'autres doublets (Créteil-Mont-Mesly, Maisons-Alfort, Orly 2 Le Nouvelet, Thiais et Villeneuve-Saint-Georges) qui n'enregistrent aucune percée thermique ont donc été réalisées. La plupart des prédictions sont relativement pessimistes (temps de percée thermique rapide ou température à 30 ans d'exploitation en baisse). Les meilleures prédictions sont faites avec les modèles hétérogènes construits à partir des données de porosité et de perméabilité mesurées sur carottes ou par diagraphies.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



Références bibliographiques

ADEME, 2021. Panorama de la chaleur renouvelable et de récupération.

ADEME, 2020. Coûts des énergies renouvelables et de récupération en France (données 2019).

ADEME, 2015. La géothermie en lle-de-France.

- ADEME, 2008. La géothermie, quelles technologies pourquels usages? Les enjeux des Géosciences. Ouvrage publié par l'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie (ADEME) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). https://www.geothermies.fr/outils/guides/la-geothermie-quelles-technologies-pour-quelsusages-ademe-brgm.
- Afpg, 2021. La géothermie en France: étude de filière 2021.
- AIE, 2022a. CO2 Emissions in 2022. Internation Energy Agency, https://www.iea.org/reports/co2emissions-in-2022.
- AIE, 2022b. Renewables 2022: Analysis and forecast to 2027. Internation Energy Agency, https://www.iea.org/reports/renewables-2022.
- Allo, F., Coulon, J.-P., Formento, J.-L., Reboul, R., Capar, L., Darnet, M., Issautier, B., Marc, S., Stopin, A., 2021. Characterization of a carbonate geothermal reservoir using rock-physics-guided deep neural networks. The Leading Edge 40, 751–758. https://doi.org/10.1190/tle40100751.1
- Almeras, Y., Boullier, A., Laurin, B., 1997. Brachiopodes Jurassique moyen. In: E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen, Zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe Français d'Etude du Jurassique, Mémoire 17, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production. pp. 176-184.
- Amir, L., 2018. Modélisation thermique appliquée aux bassins sédimentaires et utilisant la géochimie organique: conception du logiciel "'TherMO'S'" pour la reconstitution de l'histoire thermique du bassin parisien à l'échelle séquentielle. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2002. Français. NNT: 2002NAN10280. tel-01754433.
- 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. AAPG Bulletin 97, 845–871. https://doi.org/10.1306/10231212039
- André, G., Hibsch, C., Fourcade, S., Cathelineau, M., Buschaert, S., 2010. Chronology of fracture sealing under a meteoric fluid environment: Microtectonic and isotopic evidence of major Cainozoic events in the eastern Paris Basin (France). Tectonophysics 490, 214–228. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.016
- 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. Sedimentary Geology 345, 54–84. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.005
- Antics, M., Papachristou, M., Ungemach, P., 2005. Sustainable heat mining. A reservoir engineering approach, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 31 January-2 February, Stanford University, California, p. 14.
- Antics, M., Sanner, B., 2007. Status of Geothermal Energy Use and Resources in Europe, in: Proceedings

of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 30 May- 01 June, Unterhaching, Germany, p. 8.

- Appel, M., Radcliffe, N.J., Aadireddy, P., Bonnie, R.J.M., Akkurt, R., 2003. Nuclear magnetic resonance while drilling in the southern north sea. SPE Reservoir Evaluation & Engineering 6, 351–360. https://doi.org/10.2118/86915-PA
- Asadi-Eskandar, A., Rahimpour-Bonab, H., Hejri, S., Afsari, K., Mardani, A., 2013. Consistent geologicalsimulation modeling in carbonate reservoirs, a case study from the Khuff Formation, Persian Gulf. Journal of Petroleum Science and Engineering 109, 260–279. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.07.010
- Aubertin, G., Ballin, F., 1984. Diagraphies complémentaires réalisées sur le forage d'Aulnay-sous-Bois (GAY4) "Villeneuve - Gros Saule": reconnaissance des aquifères de l'Albien, du Néocomien et du Lusitanien (Rapport final No. BRGM/84-SGN-090-GTH). BRGM, Orléans, France.
- Aubertin, G., Benderitter, Y., Cordier, E., Doillon, F., Fabris, H., Gable, R., Gaillard, B., Ledoux, E., De Marsily,
 G., 1987. Détermination expérimentale de la vitesse naturelle d'écoulement de la nappe
 géothermique du Dogger en région parisienne. Bull. Soc. Géol. France, 8, III, n°5, pp. 991-1000.
- Autran, A., Lefort, J.P., Debeglia, N., Edel, J.B., Vigneresse, J.L., 1994. Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences, in: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 49–72. https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2_2
- Axelsson, G., 2018. Geothermal Well Testing, in: Proceedings of the SDG Short Course III on Geothermal Reservoir Characterization: Well Logging, Well Testing and Chemical Analysis. Presented at the SDG Short Course III on Geothermal Reservoir Characterization: Well Logging, Well Testing and Chemical Analysis, Santa Tecla, El Salvador, p. 30.
- Babadagli, T., Al-Salmi, S., 2004. A review of permeability-prediction methods for carbonate reservoirs using well-log data. SPE Reservoir Evaluation & Engineering 7, 75–88. https://doi.org/10.2118/87824-PA
- Bacchiana, C., Parpant, J., Smart, B., 1994. Management of Chaunoy Oil Field Multilayered Reservoir.
- Barbarand, J., Bour, I., Pagel, M., Quesnel, F., Delcambre, B., Dupuis, C., Yans, J., 2018. Post-Paleozoic evolution of the northern Ardenne Massif constrained by apatite fission-track thermochronology geological data. **BSGF** Earth and Sci. Bull. 189, 16. _ https://doi.org/10.1051/bsgf/2018015
- 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
- Barbier, E., 2002. Geothermal energy technology and current status: an overview. Renewable and Sustainable Energy Reviews 6, 3–65. https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3
- Baujard, C., Genter, A., Dalmais, E., Maurer, V., Hehn, R., Rosillette, R., Vidal, J., Schmittbuhl, J., 2017. Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France: Implications on the understanding of natural flow systems in the rhine graben. Geothermics 65, 255–268. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.001
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S., 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 28, 861–879. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006
- Becker, E.D., 1993. A brief history of nuclear magnetic resonance. Anal. Chem. 65, 295A-302A.

https://doi.org/10.1021/ac00054a716

- Bel, A., Poux, A., Goyénèche, O., Allier, D., Darricau, G., Lemale, J., 2012. Étude préalable à l'élaboration du schéma de développement de la géothermie en Ile-de-France (Rapport final No. BRGM/RP-60615-FR). BRGM, Orléans.
- Bergerat, F., 1987. Paleo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme europeenne au front de l'orogene alpin. Bulletin de la Société Géologique de France III, 611–620. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.3.611
- Biju-Duval, B., 1999. Géologie sédimentaire: bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole, Publications de l'Institut français du pétrole. Technip, Paris.
- Blaise, T., Ali Khoudja, S.A., Carpentier, C., Brigaud, B., Missenard, Y., Mangenot, X., Boulvais, P., Landrein,
 P., Cochard, J., 2022. Far-field brittle deformation record in the eastern Paris Basin (France). Geol.
 Mag. 159, 2095–2109. https://doi.org/10.1017/S0016756822000772
- Blank, L., Meneses Rioseco, E., Caiazzo, A., Wilbrandt, U., 2021. Modeling, simulation, and optimization of geothermal energy production from hot sedimentary aquifers. Comput Geosci 25, 67–104. https://doi.org/10.1007/s10596-020-09989-8
- Bohnsack, D., Potten, M., Pfrang, D., Wolpert, P., Zosseder, K., 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. Geotherm Energy 8, 12. https://doi.org/10.1186/s40517-020-00166-9
- Boissavy, C., Grière, O., 2014. New geothermal targets in the Paris Basin (France). GRC Transactions 38, 6.
- Boissavy, C., Henry, L., Genter, A., Pomart, A., Rocher, P., Schmidlé-Bloch, V., 2019. Geothermal Energy Use, Country Update for France, in: Proceedings of the European Geothermal Congress 2019. Presented at the European Geothermal Congress (EGC) 2019, Den Haag, The Netherlands, p. 18.
- Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Bourgine, B., Lopez, S., Bouchot, V., Lucazeau, F., 2010. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 377–390. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.4.377
- Bonté, D., van Wees, J.D., Guillou-Frottier, L., Bouchot, V., Serrano, O., 2013. Deep temperatures in the Paris Basin using tectonic-heat flow modelling, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, June 2013, Pise, Italie, p. 10.
- Borgomano, J.R.F., Fournier, F., Viseur, S., Rijkels, L., 2008. Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. AAPG Bulletin 92, 789–824. https://doi.org/10.1306/02210807078
- Bouchot, V., Bialkowski, S., Lopez, S., Ossi, A., 2008. Évaluation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias du Bassin de Paris (Rapport final No. BRGM/RP-56463-FR). BRGM, Orléans.
- 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. Journal of Petroleum Geology 43, 191–208. https://doi.org/10.1111/jpg.12757
- BRGM, 1980. Inventaire des ressources géothermiques dans le département de Seine-et-Marne (Étude générale). BRGM, Orléans.
- Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J., Serrano, O., 2016. Response of a lowsubsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris Basin. Solid Earth 7, 205–228. https://doi.org/10.5194/se-7-205-2016
- Brigaud, B., 2009. Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris. Géochimie. PhD thesis, Université

de Bourgogne, France, tel-00503241.

- Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Pucéat, E., Thierry, J., Trouiller, A., 2009a. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 181–206. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.005
- Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A., 2009b. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 161–180. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.002
- Brigaud, B., Vincent, B., Carpentier, C., Robin, C., Guillocheau, F., Yven, B., Huret, E., 2014a. 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 53, 3–29. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.09.008
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, 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). Journal of Sedimentary Research 80, 791–807. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.071
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Jobard, E., Pickard, N., Yven, B., Landrein, P., 2014b.
 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 57, 631–651. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.07.004
- Brigaud, B., Vincent, B., Pagel, M., Gras, A., Noret, A., Landrein, P., 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 373, 48–76. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.04.011
- Bril, H., Velde, B., Meunier, A., Iqdari, A., 1994. Effects of the "pays de bray" fault on fluid paleocirculations in the Paris basin dogger reservoir, France. Geothermics 23, 305–315. https://doi.org/10.1016/0375-6505(94)90006-X
- 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., Lansiart, M., Lescanne, M., Menjoz, A., Monnet, M., Mougin, P., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysset, S., Thinon, 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 Science and Technology Revue de l'Institut Français du Pétrole 65, 375–403. https://doi.org/10.2516/ogst/2009085
- Bruel, D., Goblet, P., Cordier, E., Menand, S., Batholo, G., 2008. Étude du potentiel de l'aquifère du Dogger en région parisienne exploité à l'aide de forages à déport horizontal (Rapport final [rapport de recherche] No. R081031DBRU). Mines de Paris Tech, Paris.
- Brunet, M.-F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. Journal of Geophysical Research 87, 8547–8560. https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08547
- Burchette, T.P., 2012. Carbonate rocks and petroleum reservoirs: a geological perspective from the industry. Geological Society, London, Special Publications 370, 17–37. https://doi.org/10.1144/SP370.14
- Casteleyn, L., 2011. Transfert de fluides dans les milieux poreux, le cas des carbonates et des interfaces argiles/calcaire. Etudes intégrées de pétrophysique, de sédimentologie et des microstructures. Le cas de deux carbonates: l'Oolithe Blanche du Bassin de Paris et la formation du Globigerina

Limestone des îles maltaises. Spécialité: Géologie. PhD Thesis, Université de Cergy-Pontoise, France. 267p.

- Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., 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). Sedimentary Geology 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
- Catinat, M., Brigaud, B., Fleury, M., Thomas, H., Antics, M., Ungemach, P., 2023a. Characterizing facies and porosity-permeability heterogeneity in a geothermal carbonate reservoir with the use of NMR-wireline logging data (Preprint). SSRN Journal. https://doi.org/10.2139/ssrn.4428879
- Catinat, M., Fleury, M., Brigaud, B., Antics, M., Ungemach, P., 2023b. Estimating permeability in a limestone geothermal reservoir from NMR laboratory experiments. Geothermics 111, 15. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2023.102707
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews 92, 1–33. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003
- Cavelier, C., Pomerol, C., 1979. Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoiques dans le Bassin de Paris. Bull. Soc. geol. France 7 (XXI) (1979) 33-48.
- Cazes, M., Torreilles, G., 1988. Étude de la croûte terrestre profonde; profil Nord de la France; structures hercyniennes. Ed. Technip, Paris, 00, 260 p.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin 54, 207–250. https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. Bulletin de la Société Géologique de France, 5. pp 689-700.
- Choukroune, P., Seguret, M., Galdenao, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. Bulletin de la Société Géologique de France, 7. pp 601-611.
- CICR, 2011. Guide pratique pour les essais de pompage de puits. Revue technique du comité international de la Croix-Rouge 108.
- Cloetingh, S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. Earth-Science Reviews 102, 159–206. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Coates, G.R., Xiao, L., Prammer, M.G., 1999. NMR Well Logging, Principles and Applications. Haliburton Energy Services., Houston, Texas, USA.
- Collin, P.-Y., Courville, P., Loreau, J.-P., Marchand, D., Thierry, J., 1998. Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique: exemple de l'ennoiement de la plate-forme nord-

bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 328, 105-111.

- Collin, P.Y., Loreau, J.P., Courville, P., 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). Sedimentology 52, 969–985. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00728.x
- Contini, D., Mangold, C., Enay, R., 1980. Evolution palégéographique de la France au Jurassique Moyen, in: Synthèse Paléogéographique Du Jurassique Français. pp. 66–70.
- Contoux, C., Violette, S., Vivona, R., Goblet, P., Patriarche, D., 2013. How basin model results enable the study of multi-layer aquifer response to pumping: the Paris Basin, France. Hydrogeol J 21, 545–557. https://doi.org/10.1007/s10040-013-0955-6
- Copol, C., Laminie, J., Lopez, S., 2014. Numerical modeling of geothermal systems, in: Proceedings of the 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, p. 7.
- Corlett, H., Hodgetts, D., Hirani, J., Rotevatn, A., Taylor, R., Hollis, C., 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 126, 19 p. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104831
- Coudert, J.M., Jaudin, F., 1988. French experience in geothermal energy. Geothermics 17, 195–203. https://doi.org/10.1016/0375-6505(88)90014-4
- Coulon, M., 1992. La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distributions des stylolites) 163, 531–540.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Évolution mésozoique des grands bassins sédimentaires français; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bulletin de la Société Géologique de France 8, II, 529–546.
- 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 Science and Technology – Revue de l'Institut Français du Pétrole 65, 405–434. https://doi.org/10.2516/ogst/2010002
- Delmas, J., Houel, P., Vially, R., 2002. Paris Basin-Petroleum Potential. Rapport régional d'évaluation pétrolière n°59994. Institut Français du Pétrole.
- Dentzer, J., 2017. Forçages environnementaux et contrôles structuraux sur le régime thermique actuel du bassin de Paris: enjeux pour la compréhension du potentiel géothermique en IIe-de-France (Sciences de la Terre). Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Dentzer, J., Bruel, D., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Beccaletto, L., Lopez, S., Courrioux, G., Violette, S., 2018. Thermal and seismic hints for chimney type cross-stratal fluid flow in onshore basins. Scientific Reports 8, 9. https://doi.org/10.1038/s41598-018-33581-x
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu M., 2000. Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical Maps, Explanatory notes, CCGM/CGMW. ed. Paris.
- Dincer, I., Acar, C., 2015. Review and evaluation of hydrogen production methods for better sustainability. International Journal of Hydrogen Energy 40, 1–18. https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2014.12.035
- 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
- Dubrule, O., 1998. Geostatistics in petroleum geology. Bulletin AAPG, Continuing Education Course Note Series 38.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: AAPG Mémoire, 108–121.
- Durlet, C., 1996. Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des calcaires Bajocien du Seuil de Bourgogne, PhD thesis, Univ. Bourgogne, Dijon, 444p.
- Ehrenberg, S.N., 2007. Whole core versus plugs: Scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. AAPG Bulletin 91, 835–846. https://doi.org/10.1306/01090706093
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. AAPG Bulletin 89, 435–445. https://doi.org/10.1306/11230404071
- Ellabban, O., Abu-Rub, H., Blaabjerg, F., 2014. Renewable energy resources: Current status, future prospects and their enabling technology. Renewable and Sustainable Energy Reviews 39, 748–764. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.07.113
- Ellis, D.V., Singer, julian M., 2007. Well logging for earth scientists, 2nd ed. ed. Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Fabris, H., 1975. Les températures dans les forages: gisements pétroliers du bassin parisien et de l'aquitaine (Rapport final No. BRGM/75-SGN-062-GTH). BRGM, Orléans.
- Fabris, H., Herbrich, B., Moussié, B., Desplan, A., Goyeneche, O., Cos, L., 1980. Forage géothermique de Cergy 1 (Rapport de fin de sondage No. BRGM/80-SGN-794-GTH). BRGM, Orléans, France.
- Fleury, M., 1998. Caractérisation de structures poreuses par relaxométrie RMN. Rev. Inst. Fr. Pét. 53, 489– 493. https://doi.org/10.2516/ogst:1998041
- Floquet, M., Laurin, B., Laville, P., Marchand, D., Menot, J.C., Pascal, A., Thierry, J., 1989. Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien Terminal-Callovien. Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine. pp. 133-165.
- Garcia, J.P., 1993. 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). Université de Dijon, Dijon, France.
- Garcia, J.-P., Dromart, G., 1997a. The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic. Sedimentary Geology 114, 55–79. Sedimentary Geology 114, 55–79. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00072-9
- Garcia, J.-P., Dromart, G., 1997b. The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic.
- Garcia, J.P., Dromart, G., Guillocheau, F., Allemand, P., Gaumet, F., Robin, C., Sambet, G., 1996a. Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche crosssection. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Serie II, Fascicule a 323, 697–703.
- Garcia, J.P., Laurin, B., Sambet, G., 1996b. Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris: une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. Bulletin de la Société Géologique de France 167, 435–451.
- Gaumet, F., 1997. Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. Université Claude Bernard, Lyon, France.
- Gaumet, F., Garcia, J.P., Dromart, G., Sambet, G., 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 167, 409–421.

- Gély, J.-P., Hanot, F., Amédro, F., Bergerat, F., Debeglia, N., Delmas, J., Deroin, J.P., Doligez, B., Dugué, O.,
 Durand, M., Edel, J.B., Gaudant, J., Hanzo, M., Houel, P., Lorenz, J., Robaszynski, J., Robelin, C.,
 Thierry, J., Vicelli, J., Vrielinck, B., Wyns, R., 2014. Le Bassin parisien: un nouveau regard sur la
 géologie, AGBP. Bull. Inf. Geol., Paris.
- Geotherma, 1982. Puits d'exploration géothermique du Trias d'Achères (Rapport de fin d'opération et Dossier des Ouvrages Executés No. 01528x0101). Geotherma, Le Blanc-Mesnil, France.
- Ghosh, T.K., Prelas, M.A., 2011. Energy Resources and Systems. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-1402-1
- Giot, D., Rojas, J., 1984. Le Dogger dans les forages géothermiques d'Aulnay-sous-Bois et le Blanc-Mesnil Nord (Rapport final No. BRGM/84-SGN-141-IRG). BRGM, Orléans, France.
- Giot, D., Rojas, J., 1981. Caractéristiques sédimentologiques et diagraphiques du dogger dans le forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois (Seine-Saint-Denis) (Rapport final No. 82- SGN-736- GTH). BRGM, Orléans.
- Gonçalvès, J., Violette, S., Guillocheau, F., Robin, C., Pagel, M., Bruel, D., de Marsily, G., Ledoux, E., 2004. Contribution of a three-dimensional regional scale basin model to the study of the past fluid flow evolution and the present hydrology of the Paris basin, France. Basin Research 16, 569–586. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00243.x
- Goodner, H.M., Rankey, E.C., Zhang, C., Watney, W.L., 2020. Rock fabric controls on pore evolution and porosity–permeability trends in oolitic grainstone reservoirs and reservoir analogs. AAPG Bulletin 104, 1501–1530. https://doi.org/10.1306/12191919046
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G. (Eds.), 2020. Geologic Time Scale 2020. Volume 1. Elsevier, Amsterdam, Netherlands Oxford, United Kingdom Cambridge, MA, United States.
- Granier, B., 1995. A sedimentological model of the Callovian oolite reservoir of the Villeperdue oil field, Paris Basin (France). PG 1, 145–150. https://doi.org/10.1144/petgeo.1.2.145
- Gringarten, A.C., Sauty, J.P., 1975. A theoretical study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. J. Geophys. Res. 80, 4956–4962. https://doi.org/10.1029/JB080i035p04956
- Grünthal, G., 2014. Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe. Geothermics 52, 22–35. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.09.009
- 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., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–246. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372
- Guillou-Frottier, L., Carré, C., Bourgine, B., 2011. Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires: traitement des données, cartographies et sources potentielles des anomalies. Exemples du graben du Rhin et du bassin de Paris (Rapport final No. BRGM/RP-60355-FR). BRGM, Orléans.
- Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L. (Eds.), 1988. Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2847-3
- Hamm, V., Bouzit, M., Lopez, S., 2016. Assessment of complex well architecture performance for geothermal exploitation of the Paris basin: A modeling and economic analysis. Geothermics 64, 300–313. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.008
- Hamm, V., Castillo, C., Le Brun, M., Goyeneche, O., Lopez, S., Ignatiadis, I., Azaroual, M., Malon, J.F., 2010.
 Mise en oeuvre de la gestion de la ressource géothermique du Dogger de la région Ile-de-France dans le cadre du dispositif d'acquisition et de stockage des données (Rapport final No. BRGM/RP-58834-FR). BRGM, Orléans, France.

- Hamm, V., Durst, P., Giuglaris, E., 2015. Étude de la dégradation de la productivité/injectivité de doublets géothermiques au Dogger et des causes possibles des pertes de performance de ces doublets (Rapport final No. BRGM/RP-64721-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Giuglaris, E., 2014. Gestion du Dogger en Ile-de-France (Rapport final No. BRGM/RP-63139-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Marty, N., Peter-Borie, M., 2017. Impacts de la réinjection d'un fluide "froid" au Dogger sur le réservoir et sur son exploitation (Rapport final No. BRGM/RP-67061-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V., Maurel, C., 2019. Projet SYBASE Système de bancarisation et de suivi des opérations de géothermie de basse énergie en France métropolitaine. (BRGM/RP-68601-FR) (Rapport final No. BRGM/RP-68601-FR). BRGM, Orléans.
- Hamm, V., Treil, J., 2013. Gestion de la base de données du Dogger en Ile-de-France (Rapport final No. BRGM/RP-62030-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hamm, V, Treil, J., Receveur, M., 2015. Gestion du Dogger et corrélations entre niveaux producteurs. (Rapport final No. BRGM/RP-65472-FR). BRGM, Orléans.
- Hanot, F., 2011. Quatre-vingts ans d'exploration pétrolière dans le Bassin parisien. , 2011, 3eme série (tome 25, 2), pp.53-61. Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, Comité français d'Histoire de la Géologie 3eme serie (tome 25, 2), 53–61.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P., Vail, P.R., 1998. Jurassic Sequence Chronostratigraphy, Chart 6. In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, De Graciansky, P.- C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., and Vail, P. R., eds., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60.
- Herndon, J.M., 2017. Preuve de la production variable de chaleur terrestre, d'un changement climatique mondial non anthropique et d'un réchauffement planétaire et d'une fonte de la banquise polaire dus à la géo-ingénierie. Journal of Geography, Environment and Earth Science International 10, 19.
- Hervé, J.Y., 2009. État de l'art relatif à la conception et à la mise en oeuvre des forages géothermiques au Dogger (Rapport final No. BRGM/RP-57245-FR). BRGM, Orléans, France.
- Hirasaki, G.J., Lo, S.-W., Zhang, Y., 2003. NMR properties of petroleum reservoir fluids. Magnetic Resonance Imaging 21, 269–277. https://doi.org/10.1016/S0730-725X(03)00135-8
- Hochstein, M.P., 1990. Classification and assessment of geothermal resources. In: Dickson, M.H., Fanelli,
 M. (Eds.), Small geothermal resources. UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome,
 Italy, pp. 31-59.
- Hochstein, M.P., 1988. Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). GeothermIcs,. Vol. 17, No. 1, pp. 15-49.
- Housse, B., Maget, P., 1976. Le potentiel géothermique du Bassin Parisien (Compte rendu de fin de contrat d'une étude financée par la délégation générale à la recherche scientifique et technique, comité A.C.C. Géothermie No. RR-29146-FR). BRGM-ELF Aquitaine, Orléans, France.
- Houzé, O., Viturat, D., Fjaere, S., 2018. Dynamic data analysis. KAPPA.

Hubbert, K., 1956. Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. Paper commemorating the Centennial of Darcy's Law and prepared for the Darcy Centennial Hydrology Symposium of the International Association of Hydrology, Dijon, France.

- Hurter, S., Schellschmidt, R., 2003. Atlas of geothermal resources in Europe. Geothermics 32, 779–787. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(03)00070-1
- Ignatiadis, I., Menjoz, A., Jaudin, F., 1998. Situation et bilan des travaux de recherche menés sur le Dogger du bassin de Paris dans le cadre du programme Géothermie (Rapport final No. BRGM/R40237).

- IPCC, 2023. Climate Change 2022 Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change -Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC), 1st ed. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009325844
- IRENA, 2019. Global energy transformation: A roadmap to 2050 (2019 edition), International Renewable Energy Agency. IRENA, Abu Dhabi.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., De Graciansky, P.C., Hantzpergue, P., 1998. The north sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western europe. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail, Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special publication, n°60, 445-466.
- 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. Comptes rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fasicule a-Sciences de la Terre et des Planètes, 315. pp. 353-362.
- Jaudin, F., Le Brun, M., Bouchot, V., Dezaye, C., 2009. French geothermal resources survey, BRGM contribution to the market study in the LOW-BIN Project (Rapport final No. BRGM/RP-57583-FR). BRGM, Orléans.
- Javaux, C., 1992. La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien. Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels. Université de Dijon, Dijon, France.
- Jelmert, T.A., 2013. Introductory Well Testing, 1st Edition. ed. Bookboon.
- Jennejohn, D., 2010. Green Jobs through Geothermal Development. Geothermal Energy Association, Washington (Etats-Unis) 22.
- Kenyon, W.E., 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging. The log Analyst 38, 21-43.
- Khaleel, M.M., Alsharif, A., Imbayah, I.I.K., 2022. Renewable Energy Technologies: Recent Advances and Future Predictions. African Journal of Advanced Pure and Applied Science 1, 58–64.
- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, Ph., Bergerat, F., Tourneret, Ch., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. Tectonophysics 182, 279–300. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90168-8
- Lacombe, O., Laurent, P., Angelier, J., 1994. Calcite twins as a key to paleostress in sedimentary basins: preliminary results from drill cores of the Paris basin. In: Roure, F. (Ed.). Peri-Tethyan Platforms. Technip, pp. 197-210.
- Lacombe, O., Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture: plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science 330, 793–798. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00228-7
- Lamiraux, C., Mascle, A., 1998. Petroleum exploration and production in France. First Break 16, 109–117. https://doi.org/10.1046/j.1365-2397.1998.00687.x
- Lavigne, J., Maget, P., 1977. Les ressources géothermiques françaises: possibilités de mise en valeur (Rapport final No. BRGM/77-SGN-433-GTH). BRGM, Orléans.
- Lazim, S., M. Hamd-Allah, S., Petroleum Eng. Dept./College of Eng./ Baghdad Uni., Hussain Jawad, A., Ministry of Oil/ Iraq, 2018. Permeability Estimation for Carbonate Reservoir (Case Study/ South Iraqi Field). IJCPE 19, 41–45. https://doi.org/10.31699/IJCPE.2018.3.5
- Le Brun, M., Hamm, V., Lopez, S., 2009. Modélisation de l'impact thermique et hydraulique sur l'exploitation de l'aquifère du Dogger pour différents scénarios de réhabilitation d'un doublet géothermique type (Rapport intermédiaire No. BRGM/RP-57779-FR). BRGM, Orléans, France.

- Le Brun, M., Hamm, V., Lopez, S., Antics, M., Ausseur, J.Y., Cordier, E., Giuglaris, E., Goblet, P., Lalos, P., Ungemach, P., 2011. Pratiques de modélisation hydraulique et thermique pour des exploitations géothermiques au Dogger dans la région parisienne (Rapport final No. BRGM/RP-59591-FR). BRGM, Orléans.
- Le Strat, P., 1986. Le doublet géothermique de Chevilly-Larue (Val-de-Marne): étude lithostratigraphique du Dogger (Rapport final No. BRGM/85-SGN-075-GEO-IRG). BRGM, Orléans, France.
- Ledésert, B., Hébert, R., Trullenque, G., Genter, A., Dalmais, E., Herisson, J., 2022. Editorial of Special Issue "Enhanced Geothermal Systems and Other Deep Geothermal Applications throughout Europe: The MEET Project." Geosciences 12, 9. https://doi.org/10.3390/geosciences12090341
- Ledésert, B.A., Hébert, R.L., 2020. How Can Deep Geothermal Projects Provide Information on the Temperature Distribution in the Upper Rhine Graben? The Example of the Soultz-Sous-Forêts-Enhanced Geothermal System. Geosciences 10, 459. https://doi.org/10.3390/geosciences10110459
- Lee, K.C., 1996. Classification of geothermal resources an engineering approach, in: Proceedings of the Twenty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 22-24 January, Stanford University, California, p. 8.
- Lenoir, L., Blaise, T., Somogyi, A., Brigaud, B., Barbarand, J., Boukari, C., Nouet, J., Brézard-Oudot, A., Pagel, M., 2021. Uranium incorporation in fluorite and exploration of U–Pb dating. Geochronology 3, 199–227. https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021
- Li, K., Bian, H., Liu, C., Zhang, D., Yang, Y., 2015. Comparison of geothermal with solar and wind power generation systems. Renewable and Sustainable Energy Reviews 42, 1464–1474. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.10.049
- Li, T., Shiozawa, S., McClure, M.W., 2016. Thermal breakthrough calculations to optimize design of a multiple-stage Enhanced Geothermal System. Geothermics 64, 455–465. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.015
- Lindal, B., 1973. Industrial and other applications of geothermal energy, in: Geothermal Energy: Review of Research and Development. Paris, pp. 135–148.
- Lion, M., Ledésert, B., Skoczylas, F., Recourt, P., Dubois, T., 2004. How does micropetrography help us to understand the permeability and poromechanical behaviour of a rock? Terra Nova 16, 351–357. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00573.x
- Lipparini, L., Trippetta, F., Ruggieri, R., Brandano, M., Romi, A., 2018. Oil distribution in outcropping carbonate-ramp reservoirs (Maiella Mountain, Central Italy): Three-dimensional models constrained by dense historical well data and laboratory measurements. Bulletin 102, 1273– 1298. https://doi.org/10.1306/09261717202
- Longin, G., 1991. Réhabilitation des puits géothermaux de la région parisienne: opérations effectuées en 1990 (Rapport final No. RR-32489-FR). BRGM, Orléans.
- Lønøy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. AAPG Bulletin 90, 1381–1405. https://doi.org/10.1306/03130605104
- 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
- Lopez, S., Millot, R., 2008. Problématique de réinjection des fluides géothermaux dans un réservoir argilogréseux: retour d'expériences et apport de l'étude des fluides du Trias du Bassin de Paris (Rapport final No. BRGM/RP-56630-FR). BRGM, Orléans.
- Loup, B., Wildi, W., 1994. Subsidence analysis in the Paris Basin: a key to Northwest European intracontinental basins? Basin Research 6, 159–177. https://doi.org/10.1111/j.1365-

2117.1994.tb00082.x

- Lu, S.-M., 2018. A global review of enhanced geothermal system (EGS). Renewable and Sustainable Energy Reviews 81, 2902–2921. https://doi.org/10.1016/j.rser.2017.06.097
- Lucas, Y., Ngo, V.V., Clément, A., Fritz, B., Schäfer, G., 2020. Modelling acid stimulation in the enhanced geothermal system of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). Geothermics 85, 13. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101772
- Lucia, F.J., 2007. Petrophysical Rock Properties, in: Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach. Springer, Berlin, pp. 1–27. https://doi.org/10.1007/978-3-540-72742-2_1
- Lucia, F.J., 1999. Carbonate reservoir characterization: an integrated approach. Berlin, p. 226.
- Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. AAPG Bulletin 79, 1275–1300. https://doi.org/10.1306/7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D
- Lund, J.W., Toth, A.N., 2021. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. Geothermics 90, 40. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915
- Maget, P., 1990. Les diagraphies en forage, initiation aux méthodes et aux interprétations, application en géothermie (Rapport final No. BRGM/85-SGN-034-SPG). BRGM, Orléans, France.
- Maget, P., 1981. Ressources géothermiques dans le département de l'Essonne (Rapport final No. BRGM/81-SGN-557-GTH). BRGM, Orléans, France.
- 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) (Géologie appliquée). Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- 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). Marine and Petroleum Geology 48, 323–340. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021
- Mangold, C., Rioult, M., 1997. Ammonites, Bathonien. In: E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen, Zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe Français d'Etude du Jurassique, Mémoire 17, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production. pp. 55-62.
- Maradin, D., 2021. Advantages and disadvantages of renewable energy sources utilization. International Journal of Energy Economics and Policy 11, 176–183. https://doi.org/10.32479/ijeep.11027
- Marty, B., Criaud, A., Fouillac, C., 1988. Low enthalpy geothermal fluids from the Paris sedimentary basin-1. Characteristics and origin of gases. Geothermics 17, 619–633. https://doi.org/10.1016/0375-6505(88)90047-8
- Matray, J.M., Chery, L., 1998. Origin and age of deep waters of the Paris Basin, in: Causse, C., Gasse, F. (Eds.), Hydrologie et Géochimie Isotopique. ORSTOM. Paris, France, pp. 117–133.
- Matray, J.M., Lambert, M., Fontes, J.Ch., 1994. Stable isotope conservation and origin of saline waters from the Middle Jurassic aquifer of the Paris Basin, France. Applied Geochemistry 9, 297–309. https://doi.org/10.1016/0883-2927(94)90040-X
- Matray, J.M., Menjoz, A., 1996. Recherche de traceurs chimiques pour l'identification de la percée thermique des doublets géothermiques, Dogger du bassin parisien (France) (Rapport final No. BRGM/ADEME-R39096-FR). BRGM, Orléans, France.
- Maury, J., Peter-Borie, M., Dominique, P., De Santis, F., Klein, E., Contrucci, I., 2023. Guide de bonnes pratiques pour la maîtrise de la sismicité induite par les opérations géothermiques profondes. Coédition BRGM et Ineris.

- McMullan, J.T., Strub, A.S., 1981. Achievements of The European Community First Energy R & D Programme. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-8317-5
- Mégnien, C., 1979. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris: contribution à l'étude de quelques aquifères principaux, 98. Éditions du BRGM, 532 p.
- Mégnien, C., Mégnien, F., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris, Volume I: Stratigraphie et paléogéographie (Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières No. 101). BRGM, Orléans, France.
- Melim, L.A., Flavio, S., Eberli, G.P., 2001. The importance of pore type on permeability of Neogene carbonates, Great Bahama Bank, in: Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project, SEPM Special Publication. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK, p. 23.
- Meller, C., Schill, E., Bremer, J., Kolditz, O., Bleicher, A., Benighaus, C., Chavot, P., Gross, M., Pellizzone, A., Renn, O., Schilling, F., Kohl, T., 2018. Acceptability of geothermal installations: A geoethical concept for GeoLaB. Geothermics 73, 133–145. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.07.008
- Menjoz, A., Lambert, M., Matray, J.M., 1993. Flow of formation water in the Jurassic of the Paris Basin and its effects. The Royal Society 344, 159–169.
- Ministère de la transition énergétique, 2023. Situation des titres miniers hydrocarbures au 1er Octobre 2023.
- Ministère de la transition énergétique, 2022. Chiffres clés de l'énergie, édition 2022 (Statistique publique).
- Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews 37, 867–882. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032
- Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Moore, C.H., 1989. Carbonate diagenesis and porosity, Developments in Sedimentology 46. ed. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Mouchot, J., Ravier, G., Seibel, O., Pratiwi, A., 2019. Deep geothermal plants operation in Upper Rhine graben: lessons learned, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 11-14 June, Stanford University, California, p. 8.
- Mougenot, D., Layotte, P.C., 1996. Imagerie sismique d'un réservoir carbonaté: le dogger du Bassin parisien. Revue de l'Institut Français du Pétrole 51, 451–496. https://doi.org/10.2516/ogst:1996034
- Muffler, L.J.P., 1978. Assessment of geothermal resources of the United States. U.S. Geological Survey Circular 790, Arlington, VA, USA, 163 pp.
- Nader, F.H., Champenois, F., Barbier, M., Adelinet, M., Rosenberg, E., Houel, P., Delmas, J., Swennen, R., 2016. Diagenetic effects of compaction on reservoir properties: The case of early callovian "Dalle Nacrée" formation (Paris basin, France). Journal of Geodynamics 101, 5–29. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.010
- Pagel, M., Bonifacie, M., Schneider, D.A., Gautheron, C., Brigaud, B., Calmels, D., Cros, A., Saint-Bezar, B., Landrein, P., Sutcliffe, C., Davis, D., Chaduteau, C., 2018. Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining Δ47 temperature, δ18Owater and U-Pb age. Chemical Geology 481, 1–17. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.026
- Pan, S.-Y., Gao, M., Shah, K.J., Zheng, J., Pei, S.-L., Chiang, P.-C., 2019. Establishment of enhanced geothermal energy utilization plans: Barriers and strategies. Renewable Energy 132, 19–32.

https://doi.org/10.1016/j.renene.2018.07.126

- Pellenard, P., Deconinck, J.-F., 2006. Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. Comptes Rendus Geoscience 338, 854–866. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.008
- Perrodon, A., Zabek, J., 1990. Interior Cratonic Basins, Paris Basin, Chapter 32; Part II, in: Leighton M.W., Kolota D.R., Oltz D.F., Eidel J.J. (Eds.)., American Assocation of Petroleum Geologists. pp. 633– 679.
- Petrovic, A., 2020. Spatial heterogeneities in a bioclastic shoal outcrop reservoir analogue: Architectural, cyclical and diagenetic controls on lateral pore distribution. Marine and Petroleum Geology 113, 104098. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104098
- Petrovic, A., Aigner, T., Pontiggia, M., 2018. Facies heterogeneities in a ramp carbonate reservoir analogue: a new high-resolution approach for 3D facies modelling. Journal of Petroleum Geology 41, 155–174. https://doi.org/10.1111/jpg.12698
- Pomerol, C., 1978. Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. Geol. Mijnb. 57, 533-543.
- Popineau, J., Renaud, T., O'Sullivan, J., Dorado, J.G., 2022. History Matching of the geothermal Dogger aquifer in the south Paris sedimentary basin. European Geothermal Congress 2022 (EGC 2022), 17-21st October 2022, Berlin, Germany., in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 17-21 October, Berlin, Germany, p. 11.
- Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M., Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. Tectonophysics 323, 1–38. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00100-1
- Purser, B.H., 1989. Plate-formes carbonatées: exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Association des sédimentologistes français. Ed. Technip, Chap. 9, 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. and Choquette, P.W. (Eds.), Carbonate Petroleum Reservoirs. Springer, New York, pp. 341–355.
- Purser, B.H., 1978. Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. Journal of petroleum Geology 1, 83–94.
- Purser, B.H., 1975. Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Universite Paris-Sud, Orsay, France.
- Purser, B.H., 1969. Syn-desimentary marine litihfication of Middle Jurassic ine the Paris Basin. Sedimentology 12, 205–230. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00875.x
- Purser, B.H., Loreau, J.P., 1972. Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne. Bulletin BRGM, II, IV, 2, 19-47.
- Rider, M.H., 2002. The geological interpretation of well logs, Seconde édition. ed. Whittles Publishing Services, Sutherland, Scotland.
- Ring, U., Gerdes, A., 2016. Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc: ALPENRHEIN-BODENSEE GRABEN SYSTEM. Tectonics 35, 1367–1391. https://doi.org/10.1002/2015TC004085
- Robelin, C., Giot, D., 1987. Différenciation des ciments carbonatés par cathodoluminescence. Cas des réservoirs géothermiques du Dogger d'Aulnay-sous-Bois (Seine-Saint-Denis, France). Bulletin de la Société Géologique de France III, 1023-1032.
- Robelin, G., Giot, D., 1985. Apports de la cathodoluminescence à la connaissance de la diagenèse des horizons réservoirs du Dogger du site géothermique d'Aulnay-sous-Bois 63.

- Rocher, M., Cushing, M., Lemeille, F., Lozac'h, Y., Angelier, J., 2004. Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the eastern Paris Basin (Lorraine, France). Tectonophysics 387, 1–21. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.03.002
- Rojas, J., Giot, D., Nindre, Y.M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjoz, A., Martin, J.C., Lambert, M., Chiles, J.P., Fouillac, A.M., Pauwels, H., 1989. Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger: Bassin Parisien, France (Rapport final No. RR-30169-FR). BRGM, Orléans.
- Rojas, J., Menjoz, A., Martin, J.C., Criaud, A., Fouillac, C., 1987. Development and exploitation of low enthalpy geothermal systems: example of the Dogger in the Paris Basin, France, in: Proceedings of the Twelfth Workshop Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the Twelfth workshop geothermal reservoir engineering, 20-22 January, Stanford University, California, pp. 203–212.
- 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). AAPG Bulletin 94, 1313–1348. https://doi.org/10.1306/01051009130
- Sbrana, A., Marianelli, P., Pasquini, G., Costantini, P., Palmieri, F., Ciani, V., Sbrana, M., 2018. The Integration of 3D Modeling and Simulation to Determine the Energy Potential of Low-Temperature Geothermal Systems in the Pisa (Italy) Sedimentary Plain. Energies 11, 20. https://doi.org/10.3390/en11061591
- Schlumberger Limited, 1989. Log interpretation principles/applications. Schlumberger Educational Services, Houston, Texas, USA.
- SER, 2020. Géothermie: les conditions de la réussite pour construire le nouveau modèle énergétique français. Syndicat des énergies renouvelables. https://www.observatoireclimat-hautsdefrance.org/Les-ressources/Ressources-documentaires/Geothermie-les-conditions-de-la-reussite-pour-construire-le-nouveau-modele-energetique-francais.
- Serra, O., 1984a. Fundamentals of well-log interpretation, Developments in petroleum science. Elsevier; Elf Aquitaine, Amsterdam, The Netherlands.
- Serra, O., 1984b. Fundamentals of well-log interpretation, Developments in petroleum science. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Soltani, M., Moradi Kashkooli, F., Souri, M., Rafiei, B., Jabarifar, M., Gharali, K., Nathwani, J.S., 2021. Environmental, economic, and social impacts of geothermal energy systems. Renewable and Sustainable Energy Reviews 140, 25. https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.110750
- Stefansson, V., 1997. Geothermal reinjection experience. Geothermics 26, 99–139.
- Stern, N., 2007. Stern Review: The Economics of Climate Change. Cambridge University Press.
- Terrier, M., De Santis, F., Soliva, R., Valley, B., Bruel, D., Geraud, Y., Schmittbuhl, J., 2022. Rapport Phase 1 du comité d'experts créé en appui à l'administration sur la boucle géothermique GEOVEN.
- Thierry, J., Cariou, E., Elmi, S., Mangold, C., Marchand, D., Rioult, M., 1997. Ammonites, Callovien. In: E. Cariou and P. Hantzpergue, eds., Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen, Zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe Français d'Etude du Jurassique, Mémoire 17, Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production. pp. 67-78.
- Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D., Bonnot, A., Jardat, R., 2006. Les ammonites du Callovien– Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du bassin de Paris: synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléoécologique et paléobiogéographique. Comptes Rendus Geoscience 338, 834–853. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.005
- Thomas, H., 2023. 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 de Paris-Saclay.

- 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 and Petroleum Geology 123, 104772. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104772
- Thomas, H., Brigaud, B., Blaise, T., Zordan, E., Zeyen, H., Catinat, M., Andrieu, S., Mouche, E., Fleury, M., 2023. Upscaling of Geological Properties in a World-Class Carbonate Geothermal System in France: From Core Scale to 3D Regional Reservoir Dimensions. Geothermics 112, 34. https://doi.org/10.2139/ssrn.4097492
- Tissot, B.P., Pelet, R., Ungerer, P., 1987. Thermal History of Sedimentary Basins, Maturation Indices, and Kinetics of Oil and Gas Generation. AAPG Bulletin 71, 1445–1466. https://doi.org/10.1306/703C80E7-1707-11D7-8645000102C1865D
- 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
- Trullenque, G., Genter, A., Leiss, B., Wagner, B., Bouchet, R., Leoutre, E., Malnar, B., Bär, K., Rajšl, I., 2018. Upscaling of EGS in Different Geological Conditions: a European Perspective, in: Proceedings of the 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Presented at the 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 12-24 February, Stanford University, California, p. 10.

UNFCCC, 2015. Paris Agreement, COP21 27.

- Ungemach, P., Antics, M., 2020. Réalisation d'un quadruplet géothermique de chauffage urbain à Bobigny-Drancy (Rapport de fin d'opération et Dossier des Ouvrages Executés). GEOFLUID, Roissy-en-France.
- Ungemach, P., Antics, M., 2006. Geothermal reservoir management. A thirty year practice in the Paris basin 22.
- Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 2019. Subhorizontal well architecture enhances heat production: the Cachan limestone, in: Proceeding of European Geothermal Congress 2019 (EGC 2019).
 Presented at the European Geothermal Congress, 11-14 June, Den Haag, The Netherlands, p. 14.
- Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 2018. Réalisation d'un doublet subhorizontal DBH3 sur le site de Cachan (puits GCAH1 et GCAH2) (Rapport de fin de travaux). GEOFLUID, Roissy.
- Vail, P.R., Colin, J.-P., Chene, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris.
 Bull. Soc. Géol. France, 8, III, n°7.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part
 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, in: C. Payton, Ed., Seismic Stratigraphy, Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists. pp. 63–81.
- Van de Watering, F., Van der Velde, R., 2019. (Environmental) Impact Of Inhibitors Applied In The Geothermal Sector In The Netherlands, in: Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC). Presented at the European Geothermal Congress, 11-14 June, Den Haag, The Netherlands, p. 7.
- van der Land, C., Wood, R., Wu, K., van Dijke, M.I.J., Jiang, Z., Corbett, P.W.M., Couples, G., 2013. Modelling the permeability evolution of carbonate rocks. Marine and Petroleum Geology 48, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.07.006

- van Rijn, S., 2018. Breakthrough time of a geothermal reservoir: estimating the impact of well spacing, reservoir and operational inputs on the breakthrough time of a geothermal doublet (No. Bachelor of Science report). Delft University of Technology.
- Vidal-Gilbert, S., Nauroy, J.-F., Brosse, E., 2009. 3D geomechanical modelling for CO2 geologic storage in the Dogger carbonates of the Paris Basin. International Journal of Greenhouse Gas Control 3, 288–299. https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2008.10.004
- Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinoforms in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. Facies 67, 12. https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B., 2011. NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. Journal of Applied Geophysics 74, 38–58. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.03.002
- Violette, S., 2014. Histoire hydrogéologique des aquifères profonds du Bassin parisien. In: Le bassin Parisien, un nouveau regard sur la géologie. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris. Paris.
- Wei, H.F., 1990. Modélisation tridimensionnelle du transfert d'eau, de chaleur et de masse dans l'aquifère géothermique du Dogger dans le bassin de Paris. PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris, Paris, France.
- Wei, H.F., Ledoux, E., De Marsily, G., 1990. Regional modelling of groundwater flow and salt and environmental tracer transport in deep aquifers in the Paris basin. Journal of Hydrology, 120, 341-358, Elsevier Science Publishers B.V., Amesterdam. 18p.
- Wendebourg, J., Lamiraux, C., 2002. Estimating the Ultimate Recoverable Reserves of the Paris Basin, France. Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP 57, 621–629. https://doi.org/10.2516/ogst:2002042
- Westphal, H., Surholt, I., Kiesl, C., Thern, H.F., Kruspe, T., 2005. NMR measurements in carbonate rocks: problems and an approach to a solution. Pure and Applied Geophysics 162, 549–570. https://doi.org/10.1007/s00024-004-2621-3
- Wielemaker, E., Cavalleri, C., Dahlhaus, L., Reynaldos, A., Sosio, G., Ungemach, P., Antics, M., Davaux, M., 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. Presented at the 2020 SPWLA 61st Annual Online Symposium, Society of Petrophysicists and Well Log Analysts, p. 16. https://doi.org/10.30632/SPWLA-5065
- Wyns, R., 1980. Apports de la microtectonique a l'etude de l'anticlinal du Pays de Bray; proposition d'un mecanisme de pli en compression avec decrochements associes. Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXII, 681–684. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.681
- Zheng, B., Xu, J., Ni, T., Li, M., 2015. Geothermal energy utilization trends from a technological paradigm perspective. Renewable Energy 77, 430–441. https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.12.035
- Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe 1990, 2nd. ed. ed. Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, The Hague.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., Guiraud, R., Stampfli, G.M., 2001. Peri-Tethyan platforms: constraints on dynamics of rifting and basin inversion. In PA. Ziegler, W. Cavazza, AHF. Robertson, & S. Crasquin-Soleau (Eds.), Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Pasive Margins, Peritethys Memoir (pp. 9-49).
- Ziegler, P.A., Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. Global and Planetary Change 58, 237–269. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.12.004
- Ziegler, P.A., Stampfli, G.M., 2001. Late Paleozoic Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse

of the Variscan orogen and opening of Neothethys. "Natura Bresciana". Annuario Del. Museo Di Scienze Naturali Di Brescia 25. 17-34.

Zinszner, B., Pellerin, F.M., 2007. A geoscientist's guide to petrophysics, IFP publications. Editions Technip, Paris.

ANNEXES



Rappel - Liens annexes :

Tableau Excel synthétisant les données des puits géothermiques et pétroliers d'Ile-de-France : <u>https://static.data.gouv.fr/resources/base-de-donnees-des-puits-petroliers-et-geothermiques-dile-de-france/20231011-131707/bdd-puits-upgeo-20230911.xlsx</u>

Tutoriel .pdf pour effectuer des simulations hydro-thermo-dynamique sur le logiciel Pumaflow[™] : <u>https://static.data.gouv.fr/resources/tutoriel-logiciel-pumaflow/20230824-180047/tutoriel-pumaflow-these-catinat-2023.pdf</u>

Tableau Excel récapitulant les données des distributions T₂ issues des mesures RMN faites en laboratoire sur la carotte du puits de Bobigny-Drancy 4 (GBD4) : <u>https://static.data.gouv.fr/resources/donnees-de-distribution-t2-catinat-2023/20230825-093253/supplementary-data-table-d.xlsx</u>

Projet Petrel© (au format .pet) synthétisant une partie des données collectées ainsi que les modèles statiques 3D réalisés : <u>https://www.data.gouv.fr/fr/datasets/projet-petrel-c-du-reservoir-geothermique-du-dogger-du-bassin-de-paris-en-region-francilienne/#/resources/fbabe5bf-6e13-433c-aed3-440ce6d574d7</u>

| Inventaire des puits utilisés dans la zone d'étude | | | | | | | | | | | | |
|--|------------------|-------------------|------------------------|-------|--------|------|--------|------|------|------------------|-----------------|------|
| N° BRESS | N° Archive BRGM | INO | Nom des puits | Dépt. | Sigles | Туре | Prof. | Date | Etat | Latitude | Longitude | Zsol |
| Puits géothermiques (N=116) | | | | | | | | | | | | |
| 14-9132- | 02194X0173/GAL1 | BSS000RMPJ | ALFORTVILLE 1 | VDM | GAL1 | I | 2170 | 1986 | Ok | 48°46'38.8754" N | 2°25'39.5713" E | 42 |
| 14-9133- | 02194X0174/GAL2 | BSS000RMPK | ALFORTVILLE 2 | VDM | GAL2 | Р | 1822 | 1986 | Ok | 48°46'39.1991" N | 2°25'39.6210" E | 42 |
| - | BSS003EQHU/X | BSS003EQHU | ARCUEIL-GENTILLY 1 | VDM | GAG1 | Р | 1876 | 2014 | Ok | 48°48'30.9240" N | 2°20'23.7757" E | 52 |
| - | BSS003EQHQ/X | BSS003EQHQ | ARCUEIL-GENTILLY 2 | VDM | GAG2 | I | 1873 | 2014 | Ok | 48°48'31.0900" N | 2°20'23.6231" E | 52 |
| - | BSS003EQIS/X | BSS003EQIS | AUBERVILLIERS 1 | SSD | GPNE1 | Р | 2042 | 2009 | Ok | 48°54'2.9513" N | 2°22'48.9691" E | 42.6 |
| - | BSS003EQIO/X | BSS003EQIO | AUBERVILLIERS 2 | SSD | GPNE2 | 1 | 2004.5 | 2009 | Ok | 48°54'3.3268" N | 2°22'48.8575" E | 42.6 |
| 14-9056- | 01834B0093/GAY1 | BSS000NNAN | AULNAY-SOUS-BOIS-RDV 1 | SSD | GAY1 | Р | 1840.6 | 1981 | HS | 48°57'12.8336" N | 2°30'0.6750" E | 56 |
| 14-9057- | 01834B0094/GAY2 | BSS000NNAP | AULNAY-SOUS-BOIS-RDV 2 | SSD | GAY2 | 1 | 2254 | 1981 | HS | 48°57'12.9200" N | 2°30'1.4173" E | 56 |
| 14-9058- | 01834B0102/GAY3 | BSS000NNAX | AULNAY-SOUS-BOIS-VGS 3 | SSD | GAY3 | Р | 2038 | 1983 | HS | 48°57'13.0608" N | 2°30'42.0271" E | 60 |
| 14-9058-A | 01834B0103/GAY4 | BSS000NNAY | AULNAY-SOUS-BOIS-VGS 4 | SSD | GAY4 | I | 2120 | 1983 | HS | 48°57'13.3070" N | 2°30'41.8068" E | 55 |
| - | BSS003EQHE/X | BSS003EQHE | BAGNEUX 1 | HDS | GBA1 | 1 | 1910 | 2015 | Ok | 48°47'27.4121" N | 2°18'1.4044" E | 84 |
| - | BSS003EQHI/X | BSS003EQHI | BAGNEUX 2 | HDS | GBA2 | Р | 1950 | 2014 | Ok | 48°47'27.1223" N | 2°18'1.6535" E | 84 |
| - | - | - | BOBIGNY 1 | SSD | GBD1 | Р | 2235 | 2020 | Ok | 48°54'14.2747" N | 2°27'17.6720" E | 53.5 |
| - | - | - | BOBIGNY 2 | SSD | GBD2 | 1 | 2431 | 2020 | Ok | 48°54'14.2726" N | 2°27'17.2004" E | 53.5 |
| - | - | - | BOBIGNY 3 | SSD | GBD3 | Р | 2469 | 2020 | Ok | 48°54'14.3611" N | 2°27'18.1426" E | 53.5 |
| - | - | - | BOBIGNY 4 | SSD | GBD4 | I | 2442 | 2020 | Ok | 48°54'14.4443" N | 2°27'18.6131" E | 53.5 |
| 14-9103- | 01834B0104/GTH1 | BSS000NNAZ | BONDY 1 | SSD | GBO1 | I | 1990 | 1983 | HS | 48°55'0.8483" N | 2°29'22.6734" E | 49 |
| 14-9104- | 01834B0105/GTH2 | BSS000NNBA | BONDY 2 | SSD | GBO2 | Р | 1922 | 1983 | HS | 48°55'1.0103" N | 2°29'22.6244" E | 49 |
| 14-9107- | 02194X0169/GBL1 | BSS000RMPE | BONNEUIL-SUR-MARNE 1 | VDM | GBL1 | Р | 2153 | 1985 | HS | 48°46'4.5347" N | 2°29'2.3694" E | 35 |
| 14-9107-A | 02194X0170/GBL2 | BSS000RMPF | BONNEUIL-SUR-MARNE 2 | VDM | GBL2 | I | 2056 | 1985 | HS | 48°46'4.8583" N | 2°29'2.3705" E | 35 |
| - | BSS003EQKK/X | BSS003EQKK | BONNEUIL-SUR-MARNE 3 | VDM | GBL3 | I | 2077 | 2012 | Ok | 48°46'4.8706" N | 2°29'2.3420" E | 35 |
| - | - | - | BONNEUIL-SUR-MARNE 4 | VDM | GBL4 | Р | 2010 | 2018 | Ok | 48°46'3.9634" N | 2°29'2.6171" E | 35 |
| 14-9094- | 01836D0250/GCDN1 | BSS000NWJH | CACHAN 1 | VDM | GCDN1 | 1 | 2150 | 1983 | HS | 48°47'20.2438" N | 2°19'46.5748" E | 44 |
| 14-9094-B | 01836D0248/GCDS1 | BSS000NWJF | CACHAN 1 | VDM | GCDS1 | Р | 2295 | 1984 | HS | 48°47'19.2725" N | 2°19'46.7220" E | 44 |
| 14-9094-A | 01836D0251/GCDN2 | BSS000NWJJ | CACHAN 2 | VDM | GCDN2 | 1 | 1792 | 1984 | HS | 48°47'19.9201" N | 2°19'46.6241" E | 44 |
| 14-9094-C | 01836D0249/GCDS2 | BSS000NWJG | CACHAN 2 | VDM | GCDS2 | Р | 2268 | 1984 | HS | 48°47'19.5961" N | 2°19'46.6730" E | 44 |

| - | BSS003EQOW/X | BSS003EQOW | CACHAN 3 | VDM | GCAH1 | Р | 2933 | 2017 | Ok | 48°47'19.7495" N | 2°19'48.0083" E | 45.15 |
|-----------|-------------------|-------------------|----------------------|-----|-------|---|--------|------|----|------------------|-----------------|-------|
| - | BSS003EQOA/X | BSS003EQOA | CACHAN 3 | VDM | GCAH2 | I | 2940 | 2018 | Ok | 48°47'19.7984" N | 2°19'48.0083" E | 45.15 |
| 14-9109- | 01845X0122/GCHM1 | BSS000PMMK | CHAMPIGNY 1 | VDM | GCHM1 | Р | 2180 | 1985 | Ok | 48°47'59.8697" N | 2°33'47.2489" E | 103 |
| 14-9109-A | 01845X0123/GCHM2 | BSS000PMML | CHAMPIGNY 2 | VDM | GCHM2 | I | 2094 | 1985 | Ok | 48°48'0.1872" N | 2°33'47.1672" E | 103 |
| - | - | BSS003EQLI | CHAMPIGNY 3 | VDM | GCHM3 | Р | 2221 | 2012 | Ok | 48°47'59.4204" N | 2°33'46.8936" E | 103 |
| 14-9078- | 02192X0292/GTH1 | BSS000RKYQ | CHATENAY-MALABRY 1 | HDS | GCTM1 | I | 1932 | 1983 | HS | 48°46'1.8624" N | 2°15'23.0346" E | 160 |
| 14-9078-A | 02192X0293/GTH2 | BSS000RKYR | CHATENAY-MALABRY 2 | HDS | GCTM2 | Р | 2150 | 1983 | HS | 48°46'1.8624" N | 2°15'22.5450" E | 160 |
| 14-9116- | 01845X0124/GCHL1 | BSS000PMMM | CHELLES 1 | SEM | GCHE1 | 1 | 1902 | 1985 | HS | 48°52'7.0511" N | 2°35'46.8287" E | 40 |
| 14-9116-A | 01845X0125/GCHL2A | BSS000PMMN | CHELLES 2 | SEM | GCHE2 | Р | 2211 | 1985 | HS | 48°52'7.0522" N | 2°35'46.3376" E | 40 |
| - | - | BSS003EQLY | CHELLES 3 | SEM | GCHE3 | Р | 2286 | 2013 | Ok | 48°52'7.0529" N | 2°35'46.8085" E | 40 |
| - | - | BSS003EQLU | CHELLES 4 | SEM | GCHE4 | I | 1885 | 2013 | Ok | 48°52'7.0540" N | 2°35'46.3178" E | 40 |
| 14-9117- | 02193X0372/GCHL1 | BSS000RLXK | CHEVILLY-LARUE 1 | VDM | GCHL1 | I | 1843 | 1984 | Ok | 48°46'12.8604" N | 2°21'58.8456" E | 93 |
| 14-9118- | 02193X0373/GCHL2 | BSS000RLXL | CHEVILLY-LARUE 2 | VDM | GCHL2 | Р | 2061 | 1984 | Ok | 48°46'12.6340" N | 2°21'58.5029" E | 93 |
| 14-9063- | 01841X0162/GCL1 | BSS000PKRB | CLICHY-SOUS-BOIS 1 | SSD | GCL1 | Р | 1851.4 | 1981 | HS | 48°54'46.4134" N | 2°32'43.7575" E | 90 |
| 14-9063-A | 01841X0165/GCL2 | BSS000PKRE | CLICHY-SOUS-BOIS 2 | SSD | GCL2 | I | 2270 | 1981 | HS | 48°54'46.7914" N | 2°32'44.2198" E | 90 |
| 14-9111- | 02194X0171/GCRT1 | BSS000RMPG | CRETEIL MONT MESLY 1 | VDM | GCRT1 | Р | 1976 | 1984 | Ok | 48°46'16.5648" N | 2°27'52.8080" E | 41 |
| 14-9111-A | 02194X0172/GCRT2 | BSS000RMPH | CRETEIL MONT MESLY 2 | VDM | GCRT2 | 1 | 1977 | 1984 | Ok | 48°46'16.8564" N | 2°27'52.6129" E | 41 |
| 14-9129- | 02194X0175/GTH1 | BSS000RMPL | EPINAY-SOUS-SENART 1 | ESS | GESS1 | I | 1969 | 1984 | Ok | 48°41'45.0596" N | 2°30'54.5699" E | 42 |
| 14-9130- | 02194X0176/GTH2 | BSS000RMPM | EPINAY-SOUS-SENART 2 | ESS | GESS2 | Р | 1977 | 1984 | Ok | 48°41'45.0604" N | 2°30'54.0806" E | 42 |
| 14-9134- | 02192X0294/GFR1 | BSS000RKYS | FRESNES 1 | VDM | GFR1 | I | 1944 | 1986 | Ok | 48°45'21.8660" N | 2°19'52.3351" E | 82.6 |
| 14-9135- | 02192X0295/GFR2 | BSS000RKYT | FRESNES 2 | VDM | GFR2 | I | 1992 | 1986 | Ok | 48°45'21.9888" N | 2°19'51.8797" E | 82 |
| - | BSS003EQHM/X | BSS003EQHM | FRESNES 3 | VDM | GFR3 | Р | 2300 | 2014 | Ok | 48°45'13.2336" N | 2°19'51.9150" E | 82 |
| 14-9072- | 01537X0155/GGAR1 | BSS000LLAM | GARGES-LES-GONESSE 1 | VDO | GGAR1 | 1 | 1975 | 1983 | HS | 48°58'38.4359" N | 2°24'19.7482" E | 60 |
| 14-9073- | 01537X0156/GGAR2 | BSS000LLAN | GARGES-LES-GONESSE 2 | VDO | GGAR2 | Р | 1957 | 1983 | HS | 48°58'38.7275" N | 2°24'19.5026" E | 60 |
| 14-9074- | 01837D0266 | BSS000PFHJ | IVRY-SUR-SEINE 1 | VDM | GIV1 | I | 1823 | 1983 | HS | 48°48'54.6023" N | 2°24'22.7196" E | 32 |
| 14-9074-A | 01837D0267 | BSS000PFHK | IVRY-SUR-SEINE 2 | VDM | GIV2 | Р | 1698 | 1983 | HS | 48°48'54.3758" N | 2°24'22.3762" E | 32 |
| - | BSS003EQJE/X | BSS003EQJE | IVRY-SUR-SEINE 3 | VDM | GIV3 | I | 1845 | 2016 | Ok | 48°49'2.5097" N | 2°24'13.6739" E | 32 |
| - | BSS003EQJI/X | BSS003EQJI | IVRY-SUR-SEINE 4 | VDM | GIV4 | Р | 1950 | 2015 | Ok | 48°49'2.3156" N | 2°24'13.9187" E | 32 |
| 14-9052- | 01833B0121/GLCN1 | BSS000NGTS | LA COURNEUVE NORD 1 | SSD | GLCN1 | I | 1774 | 1982 | HS | 48°55'48.1249" N | 2°24'7.3649" E | 35 |

| 14-9052-A | 01833B0122/GLCN2 | BSS000NGTT | LA COURNEUVE NORD 2 | SSD | GLCN2 | Р | 2133 | 1982 | HS | 48°55'48.6196" N | 2°24'7.4416" E | 35 |
|-----------|------------------|------------|----------------------|-----|-------|---|---------|------|----|------------------|-----------------|-------|
| - | - | BSS003EQIA | LA COURNEUVE NORD 3 | SSD | GLCN3 | Р | 1990 | 2011 | Ok | 48°55'51.6018" N | 2°24'8.9960" E | 37 |
| - | - | BSS003EWOW | LA COURNEUVE NORD 4 | SSD | GLCN4 | Ι | 2082.2 | 2017 | Ok | 48°55'51.3343" N | 2°24'8.9928" E | 37 |
| 14-9079- | 01833B0118/GLCS1 | BSS000NGTP | LA COURNEUVE SUD 1 | SSD | GLCS1 | Р | 1800 | 1980 | Ok | 48°55'39.6610" N | 2°23'1.8586" E | 35 |
| 14-9080- | 01833B0119/GLCS2 | BSS000NGTQ | LA COURNEUVE SUD 2 | SSD | GLCS2 | Ι | 2189 | 1981 | Ok | 48°55'40.0782" N | 2°23'2.2816" E | 35 |
| 14-9087- | 01836A0445/PSC1 | BSS000NREW | LA PORTE ST CLOUD 1 | PAR | GPSC1 | Ι | 1680 | 1982 | HS | 48°50'16.1819" N | 2°15'56.4631" E | 25 |
| 14-9087-A | 01836A0446/PSC2 | BSS000NREX | LA PORTE ST CLOUD 2 | PAR | GPSC2 | Р | 1715.5 | 1983 | HS | 48°50'15.8582" N | 2°15'56.4635" E | 25 |
| 14-9081- | 01833D0303/GLAV1 | BSS000NLJD | LA VILLETTE 1 | PAR | GLAV1 | Ι | 1941 | 1983 | HS | 48°53'44.4728" N | 2°23'33.0414" E | 52 |
| 14-9081-A | 01833D0304/GLAV2 | BSS000NLJE | LA VILLETTE 2 | PAR | GLAV2 | Р | 1942 | 1983 | HS | 48°53'44.1496" N | 2°23'32.5010" E | 52 |
| 14-9088- | 01834A0090/GBMN1 | BSS000NMSE | LE BLANC-MESNIL 1 | SSD | GBMN1 | Р | 2062 | 1982 | HS | 48°57'2.1384" N | 2°27'19.4227" E | 47 |
| 14-9088-A | 01834A0091/GBMN2 | BSS000NMSF | LE BLANC-MESNIL 2 | SSD | GBMN2 | I | 2065 | 1982 | HS | 48°57'2.1712" N | 2°27'18.9310" E | 47 |
| - | FRBSS003EQJY/X | BSS003EQJY | LE BLANC-MESNIL 3 | SSD | GBMN3 | Р | 2267 | 2016 | Ok | 48°57'2.1686" N | 2°27'18.6008" E | 47 |
| - | FRBSS003EQJU/X | BSS003EQJU | LE BLANC-MESNIL 4 | SSD | GBMN4 | Ι | 2198 | 2016 | Ok | 48°57'2.1665" N | 2°27'18.1094" E | 47 |
| 14-9121- | 02193X0370/GHLR1 | BSS000RLXH | L'HAY LES ROSES 1 | VDM | GHLR1 | Ι | 2000 | 1984 | Ok | 48°46'20.2548" N | 2°20'38.6722" E | 88 |
| 14-9122- | 02193X0371/GHLR2 | BSS000RLXJ | L'HAY LES ROSES 2 | VDM | GHLR2 | Р | 1808 | 1985 | Ok | 48°46'20.2548" N | 2°20'39.1621" E | 88 |
| 14-9095- | 01838C0201/GMAS1 | BSS000PJLP | MAISONS ALFORT 1 | VDM | GMA1 | Р | 2018 | 1984 | Ok | 48°48'5.9162" N | 2°26'24.7290" E | 42.5 |
| 14-9095-A | 01838C0202/GMAS2 | BSS000PJLQ | MAISONS ALFORT 2 | VDM | GMA2 | Ι | 1944 | 1984 | Ok | 48°48'6.0127" N | 2°26'25.2193" E | 42.5 |
| 14-9136- | 01838C0203/GMA3 | BSS000PJLR | MAISONS ALFORT 3 | VDM | GMA3 | Р | 1984 | 1985 | Ok | 48°47'14.3336" N | 2°26'0.5172" E | 32 |
| 14-9137- | 01838C0204/GMA4 | BSS000PJLS | MAISONS ALFORT 4 | VDM | GMA4 | Ι | 1912 | 1985 | Ok | 48°47'14.6573" N | 2°26'0.4196" E | 32 |
| 14-9119- | 02194X0160/F1 | BSS000RMNV | MONTGERON 1 | ESS | GMO1 | Ι | 1850.58 | 1980 | Ok | 48°41'53.6395" N | 2°26'35.8894" E | 50 |
| 14-9120- | 02194X0162/F2 | BSS000RMNX | MONTGERON 2 | ESS | GMO2 | Р | 1826 | 1981 | Ok | 48°41'53.8008" N | 2°26'36.3790" E | 50 |
| - | - | BSS003EQKS | NEUILLY SUR MARNE 1 | SSD | GNSM1 | Р | 2025.8 | 2013 | Ok | 48°52'5.7043" N | 2°32'39.7475" E | 45 |
| - | - | BSS003EQKW | NEUILLY SUR MARNE 2 | SSD | GNSM2 | Ι | 2036.8 | 2013 | Ok | 48°52'5.5758" N | 2°32'39.3058" E | 45 |
| 14-9113- | 02193X0364/F1 | BSS000RLXB | ORLY 1 | VDM | GOR1 | Ι | 1850 | 1984 | HS | 48°45'0.1861" N | 2°25'6.9431" E | 40 |
| 14-9113-A | 02193X0365/F2 | BSS000RLXC | ORLY 2 | VDM | GOR2 | Р | 1675 | 1984 | HS | 48°45'0.1858" N | 2°25'7.4323" E | 40 |
| 14-9114- | 02193X0374/GORY3 | BSS000RLXM | ORLY 2 LE NOUVELET 3 | VDM | GOR3 | Р | 1880 | 1985 | HS | 48°44'29.9461" N | 2°24'22.8398" E | 47 |
| 14-9115- | 02193X0375/GORY4 | BSS000RLXN | ORLY 2 LE NOUVELET 4 | VDM | GOR4 | I | 1980 | 1985 | HS | 48°44'30.2698" N | 2°24'22.8402" E | 47 |
| - | - | BSS003EQJM | ORLY 2 LE NOUVELET 5 | VDM | GOR5 | Ι | 1856 | 2007 | Ok | 48°44'29.7438" N | 2°24'23.2146" E | 41.36 |
| - | - | BSS003EQJQ | ORLY 2 LE NOUVELET 6 | VDM | GOR6 | Р | 2107 | 2007 | Ok | 48°44'29.5174" N | 2°24'23.3611" E | 41.36 |

| - | - | BSS003EQIG | ORLY ADP 1 | VDM | GADP1 | Р | 1950 | 2010 | Ok | 48°44'0.5111" N | 2°22'4.8706" E | 86 |
|-----------|------------------|-------------------|-------------------------|-----|-------|---|--------|------|----|------------------|-----------------|------|
| - | - | BSS003EQIK | ORLY ADP 2 | VDM | GADP2 | I | 1918 | 2010 | Ok | 48°44'0.6997" N | 2°22'7.7999" E | 86 |
| - | FRBSS003EQKC/X | BSS003EQKC | ROSNY-SOUS-BOIS 1 | SSD | GRNY1 | Р | 2211.1 | 2015 | Ok | 48°52'53.7002" N | 2°28'23.1776" E | 70 |
| - | - | BSS003EQKG | ROSNY-SOUS-BOIS 2 | SSD | GRNY2 | Ι | 2161.5 | 2015 | Ok | 48°52'53.4410" N | 2°28'23.6186" E | 70 |
| 14-9098- | 01834B0096/GSA1 | BSS000NNAR | SEVRAN AULNAY 1 | SSD | GSA1 | Р | 2100 | 1982 | HS | 48°55'49.8986" N | 2°30'50.1858" E | 56 |
| 14-9098-A | 01834B0097/GSA2 | BSS000NNAS | SEVRAN AULNAY 2 | SSD | GSA2 | Ι | 2060 | 1982 | HS | 48°55'49.8000" N | 2°30'50.9717" E | 56 |
| 14-9125- | 02201X0091/GTH1 | BSS000RPJB | SUCY-EN-BRIE 1 | VDM | GSUC1 | Р | 1937 | 1984 | Ok | 48°46'18.5822" N | 2°31'17.5908" E | 89 |
| 14-9126- | 2201X0092/GTH2 | BSS000RPJC | SUCY-EN-BRIE 2 | VDM | GSUC2 | Ι | 1992 | 1984 | Ok | 48°46'18.4274" N | 2°31'13.1329" E | 89 |
| - | - | BSS003EQKO | SUCY-EN-BRIE 3 | VDM | GSUC3 | Р | 2142 | 2008 | Ok | 48°46'19.0891" N | 2°31'18.4699" E | 89.5 |
| 14-9127- | 02193X0376/GTH1 | BSS000RLXP | THIAIS 1 | VDM | GTHI1 | Р | 1890 | 1985 | Ok | 48°45'27.2750" N | 2°23'33.2214" E | 59 |
| 14-9128- | 02193X0377/GTH2 | BSS000RLXQ | THIAIS 2 | VDM | GTHI2 | Ι | 1908 | 1985 | Ok | 48°45'27.2754" N | 2°23'32.7318" E | 59 |
| - | - | BSS003EQLQ | TREMBLAY-EN-FRANCE 3 | SSD | GTRE3 | Р | 2212 | 2015 | Ok | 48°56'49.8498" N | 2°34'33.4884" E | 63 |
| - | - | BSS003EQLM | TREMBLAY-EN-FRANCE 4 | SSD | GTRE4 | Ι | 2223 | 2015 | Ok | 48°56'50.0726" N | 2°34'33.3440" E | 63 |
| 14-9099- | 01841X0168/GTRE1 | BSS000PKRH | TREMBLAY-LES-GONESSE 1 | SSD | GTRE1 | Р | 2113 | 1983 | HS | 48°56'49.7756" N | 2°34'32.3674" E | 62 |
| 14-9099-A | 01841X0169/GTRE2 | BSS000PKRJ | TREMBLAY-LES-GONESSE 2 | SSD | GTRE2 | Ι | 2080 | 1983 | HS | 48°56'49.6154" N | 2°34'31.6783" E | 62 |
| - | - | BSS003EQMO | VAL-MAUBUEE 1 | SEM | GVM1 | Р | 2098 | 2011 | Ok | 48°50'20.6567" N | 2°38'50.4046" E | 80 |
| - | - | BSS003EQMK | VAL-MAUBUEE 2 | SEM | GVM2 | Ι | 2048 | 2011 | Ok | 48°50'20.6228" N | 2°38'50.0125" E | 80 |
| 14-9101- | 02193X0367/GVS1 | BSS000RLXE | VIGNEUX-SUR-SEINE 1 | ESS | GVS1 | Р | 1696 | 1984 | HS | 48°42'34.5024" N | 2°24'48.6079" E | 34 |
| 14-9101-A | 02193X0368/GVS2 | BSS000RLXF | VIGNEUX-SUR-SEINE 2 | ESS | GVS2 | Ι | 2289 | 1984 | HS | 48°42'34.4279" N | 2°24'48.8279" E | 34 |
| - | - | - | VIGNEUX-SUR-SEINE 3 | ESS | GVS3 | Р | 1935 | 2018 | Ok | 48°42'35.0492" N | 2°24'38.3306" E | 37 |
| - | - | - | VIGNEUX-SUR-SEINE 4 | ESS | GVS4 | Ι | 1916 | 2018 | Ok | 48°42'35.0489" N | 2°24'38.7950" E | 37 |
| - | BSS003EQHY/X | BSS003EQHY | VILLEJUIF 1 | VDM | GVIL1 | Ι | 2110 | 2014 | Ok | 48°47'45.0211" N | 2°21'22.1504" E | 117 |
| - | BSS003EQIC/X | BSS003EQIC | VILLEJUIF 2 | VDM | GVIL2 | Р | 2300 | 2014 | Ok | 48°47'45.0535" N | 2°21'22.5032" E | 117 |
| 14-9138- | 02194X0177/GVSG1 | BSS000RMPN | VILLENEUVE ST-GEORGES 1 | VDM | GVSG1 | Р | 1980 | 1986 | Ok | 48°44'32.7142" N | 2°27'19.3082" E | 34 |
| 14-9139- | 02194X0178/GVSG2 | BSS000RMPP | VILLENEUVE ST-GEORGES 2 | VDM | GVSG2 | Ι | 2010 | 1986 | Ok | 48°44'32.5554" N | 2°27'18.8737" E | 34 |
| 14-9102- | 01832B0327/VG1 | BSS000NBHZ | VILLENEUVE-LA-GARENNE 1 | HDS | GVG1 | Ι | 1926 | 1975 | HS | 48°56'20.8536" N | 2°19'23.5693" E | 29 |
| 14-9102-A | 01832B0328/VG2 | BSS000NBJA | VILLENEUVE-LA-GARENNE 2 | HDS | GVG2 | Р | 1927 | 1975 | HS | 48°56'20.8536" N | 2°19'23.0779" E | 29 |
| - | - | BSS003EQKA | VILLEPINTE 1 | SSD | GVP1 | Р | 2151 | 2015 | Ok | 48°57'22.8971" N | 2°33'38.4242" E | 62 |
| - | - | BSS003EQLE | VILLEPINTE 2 | SSD | GVP2 | Ι | 2145 | 2015 | Ok | 48°57'22.6051" N | 2°33'38.7180" E | 62 |

| 14-9123- | 01537X0162/GVLB1 | BSS000LLAU | VILLIERS-LE-BEL-GONESSE 1 | VDO | GVLB1 | Р | 2115 | 1984 | Ok | 49°0'21.2256" N | 2°25'5.9995" E | 80 |
|-------------------------|------------------|-------------------|---------------------------|-----|---------|---|--------|------|----|------------------|-----------------|--------|
| 14-9124- | 01537X0163/GVLB2 | BSS000LLAV | VILLIERS-LE-BEL-GONESSE 2 | VDO | GVLB2 | Ι | 2048 | 1984 | Ok | 49°0'21.2260" N | 2°25'5.5074" E | 80 |
| - | - | BSS003EQNY | VILLIERS-LE-BEL-GONESSE 3 | VDO | GVLB3 | Р | 2239.1 | 2017 | Ok | 49°0'20.6042" N | 2°25'5.6320" E | 80 |
| Puits pétroliers (N=31) | | | | | | | | | | | | |
| 14-4220- | 01845X0176 | BSS000PMPQ | CHAMPIGNY-SUR-MARNE 1 | VDM | CSM1D | W | 2619 | 1989 | - | 48°48'48.3854" N | 2°31'51.3883" E | 98.2 |
| 14-4258- | 01843X0212 | BSS000PLSU | CHARMENTRAY 1 | SEM | CMT1 | W | 2300 | 1989 | - | 48°57'6.2885" N | 2°46'11.8265" E | 70.33 |
| 14-4032- | 01548X0042 | BSS000LNSL | CHAUCONIN 1 | SEM | CAN1 | W | 2474 | 1986 | - | 48°58'18.2284" N | 2°47'57.2932" E | 95.3 |
| 14-4132- | 01846X0305 | BSS000PNGM | CROISSY-BEAUBOURG 1D | SEM | CBG1D | W | 2879 | 1987 | - | 48°48'50.6984" N | 2°37'50.5294" E | 107.3 |
| 14-3403- | 02202X0110 | BSS000RPSZ | GRISY-SUISNES 1 | SEM | GRY1 | W | 2272.2 | 1976 | - | 48°41'31.1759" N | 2°38'29.7290" E | 96.4 |
| 14-3874- | 01843X0213 | BSS000PLSV | ILE DU GORD 1 | SEM | IDG1 | W | 2371 | 1986 | - | 48°55'48.9504" N | 2°44'48.3871" E | 43 |
| 14-4229- | 01843X0215 | BSS000PLSX | ILE DU GORD 2D | SEM | IDG2D | Х | 2386 | 1989 | - | 48°55'53.4677" N | 2°44'44.8364" E | 47.2 |
| 14-4254- | 01843X0216 | BSS000PLSY | ILE DU GORD 3D | SEM | IDG3D | Х | 2629 | 1989 | - | 48°53'50.9672" N | 2°44'30.6182" E | 120.04 |
| 14-4291- | 01843X0296 | BSS000PLWF | ILE DU GORD 4 | SEM | IDG4 | D | 2281 | 1990 | - | 48°54'47.3044" N | 2°45'17.6407" E | 58.47 |
| 14-4292- | 01843X0297 | BSS000PLWG | ILE DU GORD 5D | SEM | IDG5D | D | 2618.6 | 2000 | - | 48°54'47.5434" N | 2°45'17.7901" E | 58.47 |
| 14-4371- | 01843X0298 | BSS000PLWH | ILE DU GORD 6D | SEM | IDG6D | Х | 2601 | 1991 | - | 48°54'45.7088" N | 2°45'21.9164" E | 59.9 |
| 14-4372- | 01843X0299 | BSS000PLWJ | ILE DU GORD 7D | SEM | IDG7D | D | 2440 | 1991 | - | 48°54'45.4691" N | 2°45'21.7699" E | 59.9 |
| 14-4426- | 01843X0295 | BSS000PLWE | ILE DU GORD 8D | SEM | IDG8D | Х | 2421 | 1992 | - | 48°55'53.2340" N | 2°44'47.4338" E | 47 |
| 14-4444- | 01843X0300 | BSS000PLWK | ILE DU GORD 9D | SEM | IDG9D | D | 2437 | 1993 | - | 48°54'45.0785" N | 2°45'21.6400" E | 59.9 |
| 14-4209- | 01837D0324 | BSS000PFKU | IVRY 101D | VDM | IVR101D | W | 2430 | 1988 | - | 48°48'55.3720" N | 2°24'21.0812" E | 32.75 |
| 14-1959- | 01547X0015 | BSS000LNLX | JUILLY 1 | SEM | JY1 | W | 1737 | 1960 | - | 49°0'44.3380" N | 2°42'3.0874" E | 93.9 |
| 14-4358- | 02205X0102 | BSS000RQVB | LE PETIT QUINCY 1 | ESS | LPQ1 | W | 2120 | 1991 | - | 48°40'48.6174" N | 2°32'35.3378" E | 46.56 |
| 14-4433- | 02205X0104 | BSS000RQVD | LES TALONNIERES 1 | ESS | LTR1 | S | 2160 | 1992 | - | 48°41'12.2028" N | 2°33'42.7277" E | 90.3 |
| 14-4434- | - | - | LES TALONNIERES 2 | ESS | LTR2 | S | 2160 | 1993 | - | 48°41'12.3803" N | 2°33'45.1487" E | 90.3 |
| 14-4404- | 02196X0070 | BSS000RNED | LONGJUMEAU 1 | ESS | LJU1 | W | 2030 | 1991 | - | 48°41'0.0229" N | 2°19'14.2903" E | 42.15 |
| 14-4144- | 01546X0110 | BSS000LNHG | MITRY-MORY 1D | SEM | MTR1D | W | 2412 | 1988 | - | 48°58'5.0149" N | 2°38'28.8856" E | 56.8 |
| 14-1820- | 01547X0016 | BSS000LNLY | NANTOUILLET 1 | SEM | NT1 | W | 2460.4 | 1960 | - | 48°59'57.0296" N | 2°43'5.4743" E | 108.25 |
| 14-4235- | 01843X0301 | BSS000PLWL | PRE VERSON 2D | SEM | PRN2D | Х | 2513 | 1989 | - | 48°53'57.0199" N | 2°45'44.7455" E | 46.94 |
| 14-4256- | 01843X0302 | BSS000PLWM | PRE VERSON 3D | SEM | PRN3D | Х | 2352 | 1989 | - | 48°53'51.6422" N | 2°46'55.5658" E | 46.1 |
| 14-1924- | 01547X0017 | BSS000LNLZ | SAINT-MESMES 1 | SEM | SMS1 | W | 1779.9 | 1960 | - | 48°59'37.4176" N | 2°42'23.9972" E | 89.75 |

| 14-3562- | 01844X0116 | BSS000PMDC | TRILBARDOU 1 | SEM | TRI1 | W | 2453.7 | 1982 | - | 48°56'14.8110" N | 2°47'56.2488" E | 49.36 |
|----------|------------|-------------------|---------------|-----|-------|---|--------|------|---|------------------|-----------------|--------|
| 14-3316- | 02195X0025 | - | VILLEJUST 1 | ESS | VIT1 | W | 1581 | 1967 | - | 48°40'16.9745" N | 2°13'11.5727" E | 153.03 |
| 14-1881- | 01548X0004 | BSS000LNRC | VILLEROY 1 | SEM | VRY1 | W | 1784 | 1960 | - | 48°58'55.6259" N | 2°47'44.6273" E | 107.25 |
| 14-3328- | 01547X0065 | BSS000LNNV | VILLEROY 2 | SEM | VRY2 | W | 1767.4 | 1968 | - | 48°58'48.7459" N | 2°46'43.0828" E | 99.2 |
| 14-4075- | - | - | VILLEVAUDE 1D | SEM | VLL1D | W | 2555 | 1987 | - | 48°55'16.0352" N | 2°39'52.7490" E | 117.9 |
| 14-1871- | 01547X0014 | BSS000LNLW | VINANTES 1 | SEM | VS1 | W | 1772.6 | 1960 | - | 48°59'51.2578" N | 2°45'8.9262" E | 119.25 |

Annexe 1: Tableau récapitulatif des puits géothermiques (en bleu) et pétroliers (en orange) utilisés dans cette étude. De gauche à droite, les informations données pour chaque puits sont les suivantes : (1) le numéro d'identifiant BRESS ; (2) le numéro d'archive BRGM ; (3) l'identifiant national de l'ouvrage (INO) ; (4) le nom du puits ; (5) le département d'implantation (Dépt.) ; (6) le sigle du puits ; (7) le type de puits, injecteur (I) ou producteur (P) pour les puits géothermiques, et stratigraphique (S), d'exploration (W), d'extension (X) et de développement (D) pour les puits pétroliers ; (8) la profondeur finale en MD (Prof.) du puits exprimée en mètre MD ; (9) la date de forage (Date) ; (10) l'état du puits, en activité (ok) ou hors service (HS) ; (11) les coordonnées géographiques de surface (latitude et longitude) ; et (12) l'altitude en mètre du niveau du sol (Zsol).



Annexe 2 : Carte de la distribution des températures au toit du Bathonien en région Ile-de-France. Les températures mesurées varient de 55.4°C à 85.4°C pour une température moyenne de l'aquifère de près de 70°C.



Annexe 3: Carte de la distribution des pressions statiques au toit du Bathonien en région Ile-de-France. Les pressions mesurées varient de 144 bars à 210 bars pour une pression moyenne de 173 bars.



Annexe 4: Carte de la distribution des salinités au toit du Bathonien en région Ile-de-France. Les salinités mesurées varient de 6.4 g/L à 35 g/L pour une salinité moyenne de près de 21 g/L. Des gammes de valeurs similaires allant de 5 g/L à 25 g/L ont été également été observés dans la partie centrale du bassin (secteur PICOREF) (Brosse et al., 2010). L'origine de la salinité des eaux du Dogger pourrait être expliquée par la percolation d'eaux météoriques ayant dissous des minéraux d'halite dans les formations Triasiques et dont la solution saline résultante aurait migré, par l'intermédiaire de failles verticales, dans l'aquifère sus-jacent (Matray et al., 1994; Matray and Chery, 1998).



Annexe 5 : Carte de la distribution des transmissivités au toit du Bathonien en région Ile-de-France. Les transmissivités mesurées varient de 2.7 D.m à 133 D.m pour une transmissivité moyenne de 41 D.m.
| Tableau récapitulatif des données de puits utilisées dans la zone d'étude | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------|-------|------|------|-------|------|-------|---------|----------|------|-------|--------|------|------|-----|-----|-------|-----------|---------|--------|-------|
| | _ / | | | Por | osité | | Permé | abilité | | | | | | | | | | Essais de | e puits | | PLT |
| Sigles des puits | Dév. | Géol. | NPhi | SPhi | RMN | Exp. | RMN | Exp. | T2LM | GR | DT | RhoB | PS | MSFL | LLS | LLD | Temp. | Trans. | Sal. | Press. | Flow. |
| | | _ | - | | _ | | - | Pui | its géot | herm | nique | es (N= | 116) | | | | | | | | |
| GADP1 | х | х | x | | | | | | | x | | | | | | | x | x | х | x | х |
| GADP2 | х | x | х | | | | | | | x | | | | | | | x | х | х | x | |
| GAG1 | х | х | | | | | | | | x | х | х | | | | | x | х | х | x | х |
| GAG2 | х | x | | | | | | | | x | х | х | | | | | x | x | х | x | х |
| GAL1 | х | | | | | | | | | | | | | | | | x | х | х | x | х |
| GAL2 | х | | | | | | | | | | | | | | | | x | х | х | x | х |
| GAY1 | х | x | х | | | x | | х | | x | х | х | x | х | х | x | x | х | х | x | х |
| GAY2 | х | х | | | | | | | | x | | х | | | | | х | х | х | x | х |
| GAY3 | х | х | | | | | | | | x | | х | | | | | х | x | х | x | х |
| GAY4 | х | x | | | | | | | | x | | х | | | | | x | х | х | x | х |
| GBA1 | х | х | х | | | | | | | x | | | | | | | х | х | х | x | х |
| GBA2 | х | х | х | | | | | | | x | | | | | | | х | x | х | x | х |
| GBD1 | х | х | | х | х | | х | | x | x | х | х | | | | | х | x | | x | х |
| GBD2 | х | х | | х | | | | | | x | х | х | | | | | х | х | | x | х |
| GBD3 | х | х | | х | х | | х | | х | х | х | х | | | | | х | x | | х | х |
| GBD4 | х | х | | | | x | | х | | x | | | | | | | х | х | | x | |
| GBL1D | х | х | | | | | | | | x | | | | | | | х | x | х | x | х |
| GBL2D | х | | | | | | | | | | | | | | | | х | х | х | х | х |
| GBL3 | х | х | | | | | | | | x | | | | | | | | х | х | | |
| GBL4 | х | х | | х | | | | | | x | | х | | | | | х | х | | x | х |
| GBMN1 | х | х | х | | | | | | | x | х | х | х | | х | х | х | x | х | х | х |
| GBMN2 | х | x | | | | | | | | х | | х | | | | | х | x | х | x | х |
| GBMN3 | х | х | х | | | | | | | х | | | | | | | х | x | х | х | |
| GBMN4 | х | х | х | | | | | | | х | | | | | | | х | х | х | x | |
| GBO1 | х | х | | | | | | | | х | х | х | | | | | х | x | | х | x |

| GBO2 | x | x | | | | | | х | x | | | | | х | х | x | x | x |
|-------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GCAH1 | x | x | х | | | | | x | | х | | х | x | х | х | х | х | x |
| GCAH2 | х | х | х | х | х | х | x | х | x | х | | х | х | х | х | х | х | |
| GCDN1 | x | x | | | | | | x | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GCDN2 | х | | | | | | | | | | | | | х | х | х | х | x |
| GCDS1 | х | х | | | | | | х | x | | | | | х | х | х | х | x |
| GCDS2 | х | | | | | | | | | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHE1 | х | х | | | | | | х | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHE2 | х | x | | | | | | х | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHE3 | х | х | х | | | | | x | | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHE4 | х | x | х | | | | | x | | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHL1 | x | x | | | | | | x | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHL2 | х | x | | | | | | x | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GCHM1 | х | x | | | | | | x | | х | | | | х | х | х | х | x |
| GCHM2 | х | x | | | | | | x | | х | | | | х | х | х | х | x |
| GCHM3 | х | x | х | | | | | x | | | | | | х | х | х | х | x |
| GCL1 | х | x | | | | | | x | х | х | x | х | x | х | х | х | х | x |
| GCL2 | x | x | | | | | | x | х | х | | | | х | х | х | х | x |
| GCRT1 | x | x | | | | | | x | | х | | | | х | х | х | х | x |
| GCRT2 | х | x | | | | | | x | | х | | | | х | х | х | х | x |
| GCTM1 | х | х | | | | | | x | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GCTM2 | х | х | | | | | | x | х | | | | | х | х | х | х | |
| GESS1 | х | х | х | | | | | x | х | х | | | | х | х | х | х | x |
| GESS2 | x | x | | | | | | x | х | | | | | х | х | х | х | x |
| GFR1 | x | x | х | | | | | x | | х | | | | х | х | х | х | x |
| GFR2 | x | | | | | | | | | | | | | х | х | х | х | x |
| GFR3 | х | x | х | | | | | х | | | | | | x | х | х | x | x |
| GGAR1 | х | x | | | | | | х | х | х | | | | х | х | х | х | х |
| GGAR2 | х | х | | | | | | х | | х | | | | х | х | х | х | x |

| GHLR1 x | x |
|--|---|
| GHLR2 x | X |
| | |
| GIV1 x x | |
| GIV2 x x | |
| GIV3 x x x x x x x x x x x x x | х |
| GIV4 x x x x x x x x x x x x x | х |
| GLAV1 X X X I X X X X X X X X X X X X X X X | x |
| GLAV2 X X I X X X X X X X X X X X | x |
| GLCN1 X X I X X X X X X X X X X X X X X X X | х |
| GLCN2 x x x | |
| GLCN3 X X X X X X X X X X X X X X X | x |
| GLCN4 X X X X X X X X X X X X | x |
| GLCS1 X X X I X X X X X X X X X X X X X X X | x |
| GLCS2 X X X I X X X X X X X X X X X X X X X | |
| GMA1 X X X I X X X X X X X X X X X X X X X | x |
| GMA2 X X V V X X X X X X X X X | x |
| GMA3 X X X X X X X | |
| GMA4 x x x x x x | |
| GMO1D x x X X X X X X X X | x |
| GMO2D x X X X X X X X X X | x |
| GNSM1 x x x I X X X X X X X X X X X X X X X X | x |
| GNSM2 x x x I X X X X X X X X X X X X X X X X | x |
| GOR1 X X X X X X X X X X X X | |
| GOR2 X X X X X X | |
| | |
| GOR4 X X X X X X X X | |
| GQR5 A A A A A A A A A A A A A A A A A A A | |
| GOR6 X X X | |
| GPNE1 x <td>x</td> | x |

| CDNICO | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|---|---|---|--|--|------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GPNEZ | Х | Х | X | | | | X | | | | | | X | X | X | X | X |
| GPSC1 | Х | Х | | | | | Х | | | | | | Х | х | | Х | |
| GPSC2 | х | Х | | | | | х | х | | | | | Х | х | х | х | |
| GRNY1 | х | х | х | | | | х | | | | | | х | x | х | х | х |
| GRNY2 | х | х | х | | | | х | | | | | | х | x | x | х | x |
| GSA1 | х | х | | | | | x | х | х | | | | х | x | х | х | x |
| GSA2 | х | х | | | | | x | | х | | | | х | x | х | х | x |
| GSUC1 | х | х | | | | | х | х | | | | | х | x | x | х | |
| GSUC2 | х | х | | | | | х | х | | | | | х | x | x | х | |
| GSUC3 | х | х | х | | | | x | | | | | | х | x | х | х | x |
| GTHI1 | х | х | | | | | x | х | | | | | х | x | х | х | x |
| GTHI2 | х | х | | | | | x | х | | | | | х | х | x | х | x |
| GTRE1 | х | х | | | | | x | | x | | | | х | x | x | х | x |
| GTRE2 | х | х | | | | | x | | х | | | | х | x | х | х | x |
| GTRE3 | х | х | x | | | | x | | | | | | х | х | x | х | x |
| GTRE4 | х | х | x | | | | x | | | | | | х | x | x | х | x |
| GVG1 | х | х | | | | | x | х | | x | x | x | х | x | x | х | x |
| GVG2 | | | | | | | | | | | | | х | х | x | х | x |
| GVIL1 | х | х | x | | | | x | | | | | | х | x | x | х | x |
| GVIL2 | х | х | x | | | | x | | | | | | х | x | x | x | x |
| GVLB1 | x | х | | | | | x | x | | | | | x | x | x | x | |
| GVLB2 | х | х | | | | - | x | х | | | | | х | x | x | х | |
| GVLB3 | x | х | x | | | | x | | | | | | x | x | x | x | x |
| GVM1 | | | | | | - | | | | | | | x | x | x | x | |
| GVM2 | | | | | | | | | | | | | x | x | x | x | |
| GVP1 | х | х | | | | | x | | | | | | x | x | x | x | |
| GVP2 | X | x | x | | | | x | | | | | | X | x | x | x | |
| GVS1 | x | | | | | | | | | | | | X | x | x | x | x |
| GVS2D | x | х | x | | | | x | x | x | | | | х | x | x | х | x |

| GVS3 | х | х | х | | | | | x | | | | | | | х | | | х | x |
|---------|---|---|---|---|---|---|---------|-------|------|--------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GVS4 | x | х | х | | | | | х | | | | | | | х | | | х | x |
| GVSG1 | x | х | | | | | | x | | | | | | | х | x | x | x | x |
| GVSG2 | х | х | | | | | | х | | | | | | | x | х | х | x | x |
| | | | | | | | Puits p | étrol | iers | (N=31) |) | | | | | | | | |
| CAN1 | х | х | х | | | | | х | х | х | x | х | х | х | | | | | |
| CBG1D | х | х | х | | х | х | | х | x | х | | | | | | | | | |
| CMT1 | х | х | х | | | | | х | х | х | | | x | x | | | | | |
| CSM1D | x | х | х | | x | х | | х | х | х | x | | x | x | | | | | |
| GRY1 | х | х | | | | | | х | х | | | | | x | | | | | |
| IDG1 | х | х | х | | х | х | | х | х | х | x | | x | x | | | | | |
| IDG2D | х | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| IDG3D | х | х | | | | | | x | x | | x | х | x | x | | | | | |
| IDG4 | х | х | х | | | | | x | x | х | | | x | x | | | | | |
| IDG5D | х | x | х | | | | | x | х | х | | | | | | | | | |
| IDG6D | х | х | х | | | | | х | | | | | | | | | | | |
| IDG7D | х | х | х | | | | | x | x | х | | | | | | | | | |
| IDG8D | x | x | | | | | | x | x | | | | | | | | | | |
| IDG9D | х | х | х | | | | | х | х | х | | | x | x | | | | | |
| IVR101D | х | х | | | | | | х | х | | | | | | | | | | |
| JY1 | x | x | | | x | x | | x | x | | x | | | x | | | | | |
| LJU1 | x | x | | x | x | x | | x | x | | | | | | | | | | |
| LPQ1 | х | х | | | | | | х | х | | | | | | | | | | |
| LTR1 | x | x | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| LTR2 | x | x | | x | | | | x | х | | | | x | x | | | | | |
| MTR1D | x | x | x | | x | x | | х | х | х | | | x | x | | | | | |
| NT1 | x | x | | | x | x | | x | x | | x | x | x | x | | | | | |
| PRN2D | x | ~ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| PRN3D | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| SMS1 | x | x | | | | | | | | x | | | | | | x | | | | | |
|-------|-----|-----|----|---|---|----|---|----|---|-----|----|----|----|---|----|----|-----|-----|-----|-----|----|
| TRI1 | x | x | | | | | | | | x | x | | x | | x | x | | | | | |
| VIT1 | x | x | x | | | | | | | x | x | x | | x | | x | | | | | |
| VLL1D | x | х | x | | | | | | | x | x | x | | | х | x | | | | | |
| VRY1 | x | х | | | | x | | x | | x | x | | | | х | | | | | | |
| VRY2 | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| VS1 | x | x | | | | x | | x | | x | | | | | | | | | | | |
| TOTAL | 141 | 127 | 53 | 8 | 3 | 11 | 3 | 11 | 3 | 127 | 72 | 51 | 11 | 6 | 20 | 23 | 115 | 112 | 100 | 115 | 87 |

Annexe 6: Tableau détaillé des données utilisées dans la zone d'étude en fonction des puits géothermiques (en bleu) et pétroliers (en orange). Le tableau récapitule de gauche à droite : (1) les sigles des puits ; (2) les données de déviations (Dév.) disponibles pour chaque puits ; (3) les données géologiques (Géol.) disponibles pour chaque puits (que ce soit des cuttings, des carottes, des rapports, des masterlogs, LFO ou LCH pour mener à bien des interprétations) ; (4) les données de porosité intégrant à la fois les mesures diagraphiques de porosité neutron (NPhi), sonique (SPhi) et de résonance magnétique nucléaire (RMN) ainsi que celles déterminées expérimentalement (Exp.) sur carottes ; (5) les données de portentiel spontané diagraphique RMN et expérimentales ; (6) les diagraphies T2LM ; (7) celles de gamma-ray (GR) ; (8) celles de sonique (DT) ; (9) celles de densité (RhoB) ; (10) celles de potentiel spontané (PS) ; (11) celles de résistivité (MSFL, LLS et LLD) ; (12) les mesures ponctuelles à une côte donnée de température (Temp.), transmissivité (Trans.), salinité (Sal.) et pressions (press.) issues des essais de puits et (13) les puits pour lesquels des données de flowmétrie (flow.) issues des PLT sont disponibles.

Annexe 7: Présentation de l'analyse variographique dans Petrel©

L'analyse variographique est utilisée pour modéliser la manière dont deux valeurs dans l'espace sont corrélées. Elle permet de fournir une description quantitative de la variation d'une propriété en fonction de la distance qui sépare des points de données. Son principe repose sur le fait que des données qui sont proches dans l'espace auront tendance à être plus similaires que celles qui sont plus éloignées. Un variogramme peut donc être définit comme correspondant à une mesure de la variabilité spatiale d'une propriété dans un champ donné.

Pour cette étude, l'analyse variographique a été menée dans Petrel© sur les données de porosité seulement car trop peu de données de perméabilité étaient disponibles. Elle a été utilisée afin de déterminer la continuité spatiale et l'anisotropie des corps poreux dans le réservoir. Cette analyse est basée sur la recherche de paires de données dans des directions verticales (le long des trajectoires des puits) et horizontales (entre les puits). Ces directions sont respectivement appelées *Vertical, Major* et *Minor* dans Petrel©. La recherche de paires dans les directions *Major* et *Minor*, qui sont orthogonales dans le plan horizontal, permet de fournir des informations sur la taille et l'anisotropie des corps. A l'inverse, celle menée dans le plan vertical permet d'évaluer leurs continuités en profondeur et d'estimer leurs épaisseurs. La recherche de paires s'effectue par le balayage d'un cône dans l'espace dont les paramètres doivent être définis en amont (Figure 1). Les paramètres requis dans Petrel© pour définir l'emprise du cône de recherche sont les suivants :

- L'azimut (*Azimuth*) qui correspond à l'angle à partir du Nord vers la direction spécifiée. Cet angle est fixé pour déterminer l'orientation du cône de recherche dans l'espace. Cette direction est en général choisie en fonction des connaissances géologiques du milieu. Des cartes paléogéographiques peuvent par exemple être utilisées pour déterminer la direction dans laquelle on s'attend à observer une plus grande continuité des données. Une carte d'anisotropie peut aussi être produite en amont pour déterminer cette direction d'investigation.
- L'angle de plongement (*Dip*) qui correspond à l'angle entre le plan purement horizontal et la direction spécifiée. Il permet de définir le plongement du cône de recherche dans l'espace. Ce paramètre est en général utile dans le plan vertical pour des puits déviés puisqu'il permet d'adapter l'angle de recherche à la trajectoire du puits.
- La tolérance angulaire (*Tolerance angle*) qui correspond à l'angle fixé autour de la direction de recherche. Ce paramètre est nécessaire lorsque qu'un maillage n'est pas régulier et que les trajectoires des puits ne sont pas strictement verticales. Cela s'explique par le fait que les paires de données ne sont pas toujours alignées dans une direction précise puisque les trajectoires des puits varient. Cet angle permet donc d'effectuer la recherche dans une certaine direction avec des paires de données qui peuvent être reliés par un segment dont la direction varie en fonction de la valeur de tolérance fixé. Cette valeur est en général définie de façon à ce que les secteurs investigués dans plusieurs directions ne se chevauchent pas. Plus cet angle est grand, plus le nombre de paires trouvées sera susceptible d'être important.
- La largeur de la bande (*Bandwidth*) qui correspond à la largeur du cône de recherche. Sa valeur doit être relativement faible pour éviter que la zone de recherche ne devienne trop large sur de grandes distances. Sa valeur correspond à la moitié de la largeur du cône.
- La distance de décalage (Lag distance) qui correspond à l'espacement entre deux points de données. Elle est généralement choisie comme égale au pas d'échantillonnage des diagraphies ou à l'épaisseur moyenne des cellules dans le plan vertical, et à la distance moyenne séparant deux puits pour le plan horizontal.
- Le rayon de recherche (*Search radius*) qui correspond à la longueur du cône de recherche. Ce paramètre est calculé automatiquement en multipliant le nombre de décalage par la valeur de son espacement. Sa valeur dépend en général du périmètre qu'il est nécessaire d'investiguer.
- L'épaisseur (*Thickness*) qui correspond à l'épaisseur du cône de recherche pour les directions horizontales.
 Cette épaisseur est égale à la moitié de la hauteur du cône.



Figure 1 : Schéma des paramètres qui caractérisent la géométrie du cône de recherche (issu de la documentation Schlumberger).

Une fois les paramètres du cône de recherche fixés, un variogramme expérimental est ensuite calculé automatiquement dans Petrel©. Il peut être visualisé sous la forme d'un graphique dont l'axe des ordonnées correspond à la semi-variance et l'axe des abscisses à la distance exprimée en mètre. La semi-variance est calculée à partir d'une formule illustrée à la Figure 2.



Figure 2 : Schéma illustrant la manière dont sont calculées les valeurs de semi-variances (gamma) pour deux distances de décalage différentes dans le plan vertical (issu de la documentation Schlumberger).

Elle est égale à la somme des différences au carré des paires de données divisée par le nombre total de paires multipliée par deux (d'où le terme semi-variance).

Les variogrammes calculés peuvent être caractérisés par trois paramètres différents :

- La pépite (*Nugget*) qui correspond à la valeur de la semi-variance pour une distance de séparation des données nulle. Sa valeur est en général très faible (proche de zéro) car des données qui sont très proches dans l'espace sont supposées être a priori identiques. Si sa valeur est plus élevée, cela signifie qu'aucune corrélation spatiale n'est possible et que les propriétés présentent un comportement chaotique et non linéaire, on parle alors d'effet pépite. Un biais peut aussi être induit par l'erreur statistique inhérente aux outils de mesures entraînant des valeurs de pépite légèrement supérieures à zéro.
- La portée (*Range*) qui correspond à la distance à partir de laquelle il n'y a plus de corrélation spatiale entre les valeurs de paires de données.
- La plateau (*Sill*) qui représente la valeur de la semi-variance à laquelle le plateau est atteint. Ce plateau peut être atteint de manière asymptotique ce qui suppose une portée réelle infinie. Néanmoins, la portée dite pratique est toujours déterminée par la distance à laquelle le variogramme atteint 95% de la valeur de son palier.

Une fois que le variogramme expérimental est calculé, il est nécessaire de choisir un modèle de variogramme adapté pour représenter la variabilité des données. Il en existe trois types différents dans Petrel© (Figure 3) :

- Le modèle sphérique (*Spherical*) caractérisé par une évolution linéaire des semi-variances à courte distance avec une transition nette au plateau. Cette transition permet d'estimer la longueur maximale de corrélation d'une propriété. Ce modèle est le plus simple et le plus fréquemment utilisé.
- Le modèle exponentiel (*Exponential*) caractérisé par un comportement exponentiel à courte distance avec une approche asymptotique du seuil à plus longue distance. Sa transition vers le plateau est plus continue que celle du modèle sphérique et la corrélation des données se réduit progressivement jusqu'à une distance infinie.
- Le modèle gaussien (*Gaussian*) d'abord caractérisé par un comportement lisse et progressif à courte distance puis un comportement plus exponentiel à plus longue distance. Il est en général utilisé pour décrire des propriétés qui présentent une forte continuité sur de petites distance. Son comportement à de plus longues distances est comparable à celui du modèle exponentiel.



Figure 3 : Présentation des trois modèles de variogramme disponibles dans Petrel© (issu de la documentation Schlumberger). Il est à noter que les modèles exponentiel (en bleu) et gaussien (en vert) atteignent leurs plateaux de manière plus asymptotique que le modèle sphérique (en rouge).

Le modèle de variogramme retenu pour cette étude est le modèle sphérique. Ce modèle peut être ajusté au variogramme experimental manuellement ou à l'aide d'une option dans Petrel©. Un exemple de variogramme est présenté à la Figure 4.



Figure 4 : Exemple d'un variogramme calculé sur Petrel© modifié d'après Thomas et al. (2023). L'histogramme en fond représente les nombres de paires, les points les valeurs de semi-variance calculées, la courbe grise le variogramme expérimental (courbe de régression), et la courbe bleue le modèle de variogramme ajusté manuellement. La portée (Range), la pépite (Nugget) et le plateau (Sill) du variogramme sont aussi représentés.

Une fois le modèle de variogramme ajusté, il est possible de définir la géométrie des propriétés étudiées. Si les distances obtenues dans le plan horizontal sont identiques, cela signifie que les propriétés décrivent des géométries isotropes. A l'inverse, si ces distances sont différentes, alors les géométries décrites sont anisotropes. Les modèles de variogramme dans le plan vertical sont en général faciles à estimer car beaucoup de données sont disponibles le long de la trajectoires des puits. Ceux dans le plan horizontal sont en revanche bien plus difficile à contraindre car les données sont beaucoup plus limitées. Ils peuvent néanmoins être estimer dans des zones à périmètre réduit qui présentent une forte densité de forages (c'est le cas par exemple pour les champs pétroliers).



Annexe 8: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=10, 20 et 30 ans) pour le modèle monocouche (cas n°1) et le modèle sandwich (cas n°2).



Annexe 9: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=10, 20 et 30 ans) pour le modèle multicouche GAL1 (cas n°3A) et le modèle multicouche GAL2 (cas n°3B).



Annexe 10: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=2, 4, 6, 8,10, 12, 20 et 30 ans) pour le modèle sandwich (test n°1).



Annexe 11: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=2, 4, 6, 8, 10, 12, 20 et 30 ans) pour le modèle sandwich (test n°2).



Annexe 12: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=2, 4, 6, 8,10, 12, 20 et 30 ans) pour le modèle sandwich (test n°3).



Annexe 13: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=2, 4, 6, 8, 10, 12, 20 et 30 ans) pour le modèle sandwich (test n°4).



Annexe 14: Vues en plan et en coupe de l'évolution de la « bulle froide » au cours du temps (t=2, 4, 6, 8,10, 12, 20 et 30 ans) pour le modèle sandwich (test n°5).



Annexe 15: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°4 (du seed 0 au seed 5).



Annexe 16: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°4 (du seed 6 au seed 9).



Annexe 17: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°5 (du seed 0 au seed 5).



Annexe 18: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°5 (du seed 6 au seed 9).



Annexe 19: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°6 (du seed 0 au seed 5).



Annexe 20: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°6 (du seed 6 au seed 9).



Annexe 21: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°7 (du seed 0 au seed 5).



Annexe 22: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour le cas n°7 (du seed 6 au seed 9).



Annexe 23: Coupes 2D entre les puits du doublet d'Alfortville (GAL1 et GAL2) des différents modèles de faciès produits statistiquement et intégrant des géométries de lentilles circulaires.



Annexe 24: Coupes 2D entre les puits du doublet d'Alfortville (GAL1 et GAL2) des différents modèles de faciès produits statistiquement et intégrant des géométries de lentilles allongées perpendiculairement à l'orientation du doublet.



Annexe 25: Coupes 2D entre les puits du doublet d'Alfortville (GAL1 et GAL2) des différents modèles de faciès produits statistiquement et intégrant des géométries de lentilles allongées parallèlement à l'orientation du doublet.



Annexe 26: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les modèles avec des corps circulaires de 500x500m et 1000x1000m.



Annexe 27: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les modèles avec des corps circulaires de 2000x2000m.



Annexe 28: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les modèles avec des corps perpendiculaires de 250x500m et 500x1000m.



Annexe 29: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les modèles avec des corps perpendiculaires de 1000x2000m.



Annexe 30: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les modèles avec des corps parallèles de 250x500m et 500x1000m.



Annexe 31: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les modèles avec des corps parallèles de 1000x2000m.



Annexe 32: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du Modèle 1 (cas n°8).



Annexe 33: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du Modèle 2 (cas n°8).


Annexe 34: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du Modèle 3 (cas n°8).



Annexe 35: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du cas n°9.



Annexe 36: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du Modèle 1 (cas n°10).



Annexe 37: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du Modèle 2 (cas n°10).



Annexe 38: Vues en plan et en coupe de l'état thermique du réservoir à 30 ans pour les cinq seeds du Modèle 3 (cas n°10).



Annexe 39: Vues en plan de l'état thermique du réservoir à 50 ans pour les cinq seeds du Modèle 1 (cas n°8).



Annexe 40: Vues en plan de l'état thermique du réservoir à 50 ans pour les cinq seeds du cas n°9.



Annexe 41: Vues en plan de l'état thermique du réservoir à 50 ans pour les cinq seeds du Modèle 1 (cas n°10).



Annexe 42: Vues en plan de l'état thermique du réservoir à 50 ans pour le modèle sandwich Pumaflow[™].