



HAL
open science

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

Jacques Dentzer

► **To cite this version:**

Jacques Dentzer. 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, 2016. Français. NNT : 2016PA066187 . tel-01552457

HAL Id: tel-01552457

<https://theses.hal.science/tel-01552457v1>

Submitted on 3 Jul 2017

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale Géosciences, ressources naturelles et environnement

Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure

Forçages environnementaux et contrôles structuraux sur le régime thermique actuel du bassin de Paris

*Enjeux pour la compréhension du potentiel géothermique en
Île-de-France*

Par Jacques Dentzer

Thèse de doctorat en Géosciences

Dirigée par Sophie Violette, Simon Lopez, Dominique Bruel

Présentée et soutenue publiquement le 1^{er} juillet 2016

Devant un jury composé de :

M. Julio Gonçalvès, Professeur, Université d'Aix Marseille	Rapporteur
M. Fabien Magri, Professeur, Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung GmbH – Leipzig	Rapporteur
Mme Anne Jost, Maître de Conférences, UPMC	Examineur
M. Francis Lucazeau, Directeur de recherche, IPGP	Examineur
Mme Catherine Homberg, Maître de Conférences, UPMC	Examineur
M. Dominique Bruel, Maître de recherche, Mines ParisTech	Co-directeur
M. Simon Lopez, Ingénieur de recherche, BRGM	Co-directeur
Mme Sophie Violette, Maître de Conférences, UPMC-ENS	Co-directeur

*A Jean-Marie, Jacqueline, Marie-Thérèse, Paul, Charlotte, Zéphyr, Zacharie, Hippolyte
et Claudia*

Remerciements

Ce travail n'aurait pu avoir lieu sans le soutien financier de la région Île-de-France, de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie et le soutien de nos laboratoires et établissements d'accueil.

Le parcours de cette thèse de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC) a pris place au sein de l'UPMC (UMR 7619 *SISYPHE* devenu *METIS*) puis de l'École normale supérieure (UMR 8538 *Laboratoire de Géologie*) mais également dans le cadre du Bureau de Recherches Géologiques et Minières et des Mines ParisTech. Ce fut pour moi une grande chance et un plaisir de travailler, d'échanger des points de vue, de construire des hypothèses avec Sophie Violette, Simon Lopez et Dominique Bruel, mes trois directeurs de thèse. Toujours d'une grande disponibilité et gentillesse, j'ai beaucoup appris à vos côtés. Nos échanges réguliers, discussions, rencontres, furent toujours des moments très stimulants grâce à votre enthousiasme, votre ouverture et votre pleine confiance. À toutes les étapes de cette thèse vous avez été attentifs, réactifs aux évolutions et très présents. Je vous remercie infiniment pour tous ces moments et je vous exprime toute ma reconnaissance et gratitude.

Avec Laurent Beccaletto, Gabriel Courrioux, Matthias Delescluse et Nicolas Chamot-Rooke, j'ai eu par ailleurs la chance de travailler et de collaborer. Ce fut très enrichissant pour moi d'échanger des idées et d'élaborer ensemble ce travail et je vous remercie pour votre disponibilité et votre compréhension.

À plusieurs reprises pendant le déroulement de ma thèse, j'ai eu le privilège d'être en relation avec Guy Vasseur. Ce fut une chance de discuter des avancées des travaux ensemble avec votre grande expérience, votre regard et votre gentillesse. Au sujet de ces questions et problématiques du régime thermique du bassin de Paris, j'ai eu également des échanges précieux et amicaux avec Fabien Magri, Laurent Guillou-Frottier, Francis Lucazeau et aussi en particulier avec Robert Gable. Par ailleurs, je remercie Virginie Hamm et Elodie Giuglaris pour leur précieuse expérience et leur aide à de multiples reprises pendant cette thèse. Je tiens aussi à remercier Cédric Bulois et Mathieu Rodriguez pour nos discussions enrichissantes et pleines d'ouvertures.

En outre, ce travail de thèse et sa réflexion ont pu être facilités et enrichis par la prise en main d'outils, le traitement de données et le partage, l'acquisition de documentations en bibliothèque, et ce grâce aux échanges ou contributions de Stéphane Marc, Laure Capar, Philippe Calcagno, Aurélien Baro, Marie Silvestre, Bernard Bourguine, Alexandra Bel, Damien Bonté, Marilyne Chartier et enfin l'équipe de documentalistes du CADIST de l'UPMC. Je vous remercie pour votre aide précieuse.

Je tiens également à remercier Gaël Lebreton pour son travail de Master et pour le partage de notre intérêt pour le sujet.

Grâce à CFG services et Anne Lise Gilles, Eline Malcuit, Pierre Chouet, Olivier Audouin et Frédérik Bugarel, j'ai eu la chance de me rendre sur un chantier de forage de puits géothermiques en plus d'échanges, de rencontres et de consultation de documents. Je tiens aussi à remercier GPC IP et Miklos Antics et la DRIEE Île-de-France et Michel Van Den Bogaard pour la consultation de documentation et pour des renseignements.

À divers moments de cette thèse, j'ai également eu la chance de rencontrer, de discuter et de recevoir les conseils, l'avis, le regard enrichissant de Ghislain de Marsily, Pascal Houel, Patrick Goblet, Elisabeth Cordier, Sarah Bouquet, Anne Jost, Gilles Ramstein, Agnès Rivière, Camille Contoux, Eric Lasseur, Benoît Issautier, Séverine Caritg, Chrystel Dezayes, Bernard Sanjuan, Olivier Goyeneche que je remercie.

À l'activité de recherche a pu s'ajouter celle de l'enseignement par un monitorat, ce fut une grande richesse que de pouvoir faire ces allers-retours intellectuels en nourrissant mutuellement les deux activités et ce grâce, en particulier, aux collègues de l'UPMC du laboratoire METIS que j'ai par ailleurs eu la chance d'avoir comme enseignants en Master 2. Parmi ces derniers, il y a notamment, Pierre Ribstein, Gilles Billen, Jean-Marie Mouchel, Ludovic Oudin, Danièle Valdès Lao, Valérie Plagnes, Nicolas Le Moine, Agnès Ducharne. À ceux-ci s'ajoutent mes collègues enseignants-chercheurs, ATER et moniteurs de l'UPMC avec qui nous avons partagé la formation de groupes d'étudiants.

Pour le suivi, les renseignements, le déroulement durant le cours de ma thèse et les formations proposées, je remercie François Baudin, Dominique Vassiliadis, Dovy Tristani-Beguerie de l'Ecole doctorale 398 Géosciences, ressources naturelles et environnement. En plus de ces formations, je remercie Christelle Marlin, de m'avoir donné la possibilité d'accéder comme auditeur libre à des cours de l'Université Paris-Sud.

Au quotidien, la vie de doctorant avec tous ses outils, de l'informatique au crayon, les déplacements, ordres de missions, démarches, renseignements, présentations ne serait pas la même si elle n'était pas facilitée et je tiens à remercier dans tous les labos et équipes dans lesquels j'ai été très bien accueilli, l'aide, les échanges avec Pierpaolo Dubernet, Nasser Bacha, Christophe Bonnet, Bénédicte Sabatier, Micheline Rialet, Catherine Archat, Angélique Manchon, Isabelle Lavaleix, Delphine Coudert, Valérie Girard, Jean-Robert Gowe, Dominique Guyonnet, Elisabeth Ortega et Dominique Quiniou.

Par ailleurs, je pense particulièrement à tous mes co-bureaux Christian, Adrien, Mélanie, Michel, Pierre-Stéphane, Sarah, Thibaut, Christian, Damien, Gianina, Thomas, Zhi, Sarah, Xiaoping, Woyzeck et également à Juliette, Marie, Paul, Claire, Bahar, Ugo, Vincent, Sylvain, Cyrielle, Raphael, Jan, Pierre-Henri, Pierre, Jérôme, Aurélien, Christian, Audrey, Zhi, Claire, Benjamin, Kristel, Hélène, Jean-Baptiste, Xiaoping, Paoline, Kurama, Suzanne, Lucas, Emilie, Frédéric, Rémi pour cette vie si sympathique d'équipe, de bons souvenirs et bons moments de groupe au labo ou en stage de terrain.

Enfin, en dehors de ces structures accueillantes de recherche et d'enseignement, je n'oublie pas ma famille, mes proches, mes amis très présents, qui m'ont soutenu et supporté par tous les temps et températures. Je vous suis très reconnaissant pour tout, merci infiniment.

Résumé

Au siècle dernier et en particulier pendant les années 70 à 80, les acquisitions de mesures de températures et de conductivités thermiques à but fondamental ou appliqué, grâce à l'exploitation géothermique, ont enrichi la connaissance du régime thermique du bassin sédimentaire de Paris et ont mis en évidence des hétérogénéités thermiques spatiales ou temporelles (température, conductivité thermique, flux géothermal). Afin de mieux les comprendre, ces variations doivent être intégrées dans une vision multidisciplinaire confrontant données et modèles, non seulement thermiques mais également hydrodynamiques, géologiques, géochimiques... du bassin. L'objectif de cette étude est ainsi de comprendre, dissocier, estimer les processus thermiques (conductifs, advectifs) et/ou les forçages (naturels ou anthropiques) à l'origine de ces anomalies thermiques. Elle s'appuie sur une revue bibliographique, une synthèse exhaustive des données de natures diverses, leur mise en cohérence à l'aide d'un système d'information géographique (SIG), d'un outil de modélisation géologique GeoModeller® et d'un outil de simulation numérique, COMSOL Multiphysics®.

La revue bibliographique sur le sujet a permis d'intégrer les données de natures diverses, de les confronter par SIG et d'investiguer les connaissances. La part advective est non négligeable dans le bilan thermique. Cette constatation remet en cause les interprétations sans prise en compte de ces phénomènes et les modèles uniquement conductifs utilisés pour les expliquer. De plus, elle souligne le caractère transitoire du régime thermique à l'actuel et dans le passé du bassin à cause des forçages naturels. Enfin, les données semblent bien montrer la perturbation du régime hydraulique au Bathonien à cause des pompages anthropiques à l'Albien depuis le XIX^{ème} siècle.

Cette étude a plus particulièrement mis en évidence et réinterprété les variations verticales de flux géothermal. Les simulations conduites à partir de scénarios diffusifs paléoclimatiques montrent que le système a gardé en mémoire l'effet des paléoclimats. De l'ordre de la moitié de la diminution du flux en partie supérieure du bassin (0-1500 m) s'explique ainsi. Par ailleurs, nous identifions pour la première fois une décroissance systématique du flux géothermal au niveau des principales formations aquifères du Crétacé (Albien, Néocomien) et du Jurassique (Portlandien, Lusitanien, Bathonien...) du bassin de Paris.

Des simulations thermo-hydrauliques transitoires des phénomènes paléoclimatiques diffusifs et advectifs mettent en évidence le développement de zones froide et chaude suivant les régions d'écoulement respectivement ascendant et descendant dans le bassin sédimentaire et l'interaction avec les phénomènes climatiques.

Une explication de l'anomalie de température de plus de 20°C entre les installations géothermiques situées au nord et au sud de Paris au Bathonien est proposée. Grâce au retraitement de données sismiques, ce travail apporte de nouvelles connaissances géologiques, en particulier en ce qui concerne le modèle géologique de la structure souple de l'anticlinal de Beynes-Meudon associé à une structure cassante de faille d'orientation est-ouest. De plus nous proposons, par analogie aux observations effectuées en géophysique marine, une interprétation d'un faciès sismique identifiable sur ces lignes retraitées en termes de zones fracturées selon des conduits préférentiels verticaux affectant l'ensemble de la pile sédimentaire. Les modélisations effectuées montrent clairement la contribution potentielle de ces structures, ainsi que celle des failles, à l'hétérogénéité observée dans le champ de température du bassin en permettant des écoulements contraints par le gradient de charge régional et les instabilités densitaires.

Ainsi, en identifiant, quantifiant et hiérarchisant les différents processus expliquant la distribution des températures au sein du bassin et en particulier dans les aquifères, cette étude propose de nouveaux éléments sur lesquels peuvent s'appuyer l'exploration et le développement de futures opérations de géothermie profonde. Ces travaux ont montré également le lien entre les formations du bassin qui sont exploitées pour leurs ressources, dont l'eau potable et la géothermie, ou utilisées comme milieu de stockage. Pour éviter les conflits d'usage, cette étude souligne l'importance de l'acquisition de mesures in situ réparties spatialement et avec un suivi temporel. Une réactualisation de ces données serait un atout indéniable. Des facteurs supplémentaires contribuent nécessairement à expliquer ces anomalies et permettront d'affiner encore la compréhension du régime thermique à l'actuel d'un bassin sédimentaire.

Mots clés : bassin sédimentaire, bassin de Paris, failles et fractures, hydrogéologie, paléoclimats, modélisations numériques, anomalies thermiques spatio-temporelles, géothermie, flux de chaleur, conductivités thermiques, advection, convection naturelle

Abstract

In the last century, particularly during the 1970s and 80s, the acquisition, thanks to geothermal exploitation, of measurements of temperature and of thermal conductivity for fundamental or applied purposes has enriched the understanding of the thermal regime of the Paris sedimentary basin and brought to light spatial and temporal thermal heterogeneities (e.g. temperature, thermal conductivity, geothermal flux). In order to understand them better, these variations need to be integrated into a multidisciplinary vision of the basin by comparing data against models, not only thermal, but also hydrodynamic, geological, geochemical and so on. This study aims to understand, dissociate and estimate the thermal processes (conductive and advective) and/or the forcings (natural or anthropogenic) that underlie these thermal anomalies. It is based on a bibliographic review, an exhaustive synthesis of different types of data, and their collation with the help of a geographic information system (GIS), a geological modelling tool GeoModeller® and a digital simulation tool, COMSOL Multiphysics®.

The bibliographic review made it possible to integrate data of diverse sorts, to compare them using GIS and to investigate the knowledge base. The advective part is far from negligible in the thermal balance. This observation brings into question interpretations that do not take these phenomena into account and the purely conductive models used to explain them. Moreover, it underlines the transitory character of the current and past thermal regime of the basin due to natural forcings. Finally, the data indeed seem to show the disruption of the hydraulic regime in the Bathonian due to anthropogenic pumping in the Albian since the 19th century.

More specifically, this study has highlighted and reinterpreted the vertical variations of geothermal flux. Simulations carried out based on diffusive palaeoclimatic scenarios show that the system has retained a memory of the effects of palaeoclimates. Roughly half of the reduction in flow in the upper part of the basin (0–1500 m) is explained in this way. Furthermore, for the first time, a systematic decline of the geothermal flux has been identified at the level of the main aquifer formations of the Cretaceous (Albian, Neocomian) and Jurassic (Portlandian, Lusitanian, Bathonian) in the Paris basin.

Transitory thermo-hydraulic simulations of diffusive and advective palaeoclimatic phenomena show the development in the sedimentary basin of cold and hot zones according to the ascending and descending areas of flow respectively and the interaction with climatic phenomena.

An explanation of the temperature anomaly of over 20°C between the geothermal installations located to the north and south of Paris in the Bathonian is put forward. Through the reinterpretation of the seismic data, this work provides new geological information, in particular with regard to the geological model of the Beynes-Meudon anticline associated with a fault oriented east-west. Furthermore, by analogy with observations made in marine geophysics, a new interpretation is suggested of a seismic facies identifiable along these reprocessed lines, in terms of fractured zones along preferential vertical conduits affecting the whole of the sedimentary column. The models produced clearly show the potential contribution of these structures, as well as that of the faults, to the heterogeneity observed in the temperature field of the basin by allowing flow constrained by the regional charge gradient and unstable densities.

Thus, by identifying, quantifying and ordering the various processes explaining the distribution of temperature within the basin and in particular in the aquifers, this study presents some new elements on which the exploration and development of future deep geothermal operations can be based. Equally, this work has shown the link between the formations in the basin which are exploited for their resources, including drinking water and geothermal energy, and those used as a storage medium. In order to avoid conflicts of use, this study underlines the importance of the acquisition of in situ measurements distributed spatially and monitored over time. Updating these data would be an undeniable asset. Additional factors will necessarily contribute to the explanation of these anomalies and they will make it possible to refine yet further the understanding of the current thermal regime in a sedimentary basin.

Key words : sedimentary basin, Paris basin, faults and fractures, hydrogeology, palaeoclimates, digital models, spatio-temporal thermal anomalies, geothermal energy, heat flux, thermal conductivity, advection, natural convection

Sommaire

Table des illustrations	9
Table des tableaux.....	14
Préambule	15
Introduction.....	17
1 Revue de la distribution spatio-temporelle des anomalies thermiques au sein d'un bassin sédimentaire: processus et forçages naturels et anthropiques.....	19
Résumé.....	19
1.1 Introduction.....	20
1.2 Hétérogénéités thermiques et milieux naturels	22
1.2.1 Thermicité	22
1.2.2 Hétérogénéités spatiales et temporelles	23
1.3 Contexte du bassin	26
1.3.1 Histoire géologique.....	26
1.3.2 Histoire hydrogéologique et traçage des écoulements.....	27
1.4 Les données de température et de conductivité thermique : identification des anomalies et estimation des flux géothermaux	28
1.4.1 Synthèse des types de mesure de température	28
1.4.2 Estimation des conductivités thermiques.....	30
1.4.3 Identification des anomalies de température, calcul des gradients et flux géothermaux.....	31
1.4.4 Spatialisation, cartes de température et de flux géothermal	35
1.4.5 Synthèse des types d'anomalies.....	47
1.5 Principales théories et modèles.....	47
1.5.1 Impact du contexte géodynamique et du substratum anté méso-cénozoïque	48
1.5.2 La conduction thermique	49
1.5.3 Impact thermique des écoulements au sein du bassin.....	49
1.6 Discussion et perspectives de recherches	53
1.6.1 Discussion des anomalies	53
1.6.2 Acquisitions complémentaires	56
1.6.3 Intégration et mise en cohérence.....	56
1.7 Conclusions.....	57
2 Quantification de l'impact des paléoclimats sur le flux de chaleur profond du bassin de Paris.....	59
Résumé.....	59
2.1 Introduction.....	60
2.2 Méthodes et données.....	61
2.2.1 Thermométries, conductivités, gradients et flux thermiques	61
2.2.2 Impact de la géologie sur l'estimation du flux en fond de bassin.....	63
2.3 Modélisation 1D de l'influence de différents scénarios climatiques sur le flux géothermal.....	64
2.3.1 Analyse préliminaire	64
2.3.2 Géométrie des formations et discrétisation.....	65
2.3.3 Modèle conductif et propriétés du milieu	65
2.3.4 Conditions aux limites, scénarios paléoclimatiques	65
2.3.5 Conditions initiales et discrétisations spatiale et temporelle	66
2.3.6 Résultats des simulations	66
2.4 Discussion	67

2.4.1	Paramètres et conditions aux limites des simulations.....	67
2.4.2	Influence des paléoclimats.....	67
2.4.3	Perturbations du flux géothermal liées à la présence d'aquifères.....	68
2.5	Conclusions et perspectives.....	69
3	Anomalies thermiques, phénomènes paléoclimatiques diffusifs et advectifs: exemple du bassin de Paris.....	71
	Résumé.....	71
3.1	Introduction.....	71
3.2	Méthodes et données.....	72
3.2.1	Données thermiques.....	73
3.2.2	Données hydrodynamiques.....	75
3.2.3	Modèle 2D.....	75
3.3	Résultats.....	82
3.3.1	Calage des transmissivités et scénarios.....	82
3.3.2	Régimes conductif et convectif permanents des scénarios A, B, C.....	83
3.3.3	Régime thermique à l'actuel.....	86
3.3.4	Régime transitoire naturel convectif des derniers 900 mille ans (scénario C)	86
3.4	Discussion.....	90
3.4.1	Paramètres et conditions aux limites des simulations.....	90
3.4.2	Une forte composante thermique paléoclimatique diffusive et advective.....	91
3.4.3	Limites et perspectives.....	92
3.5	Conclusion et perspectives.....	93
4	Impact des structures géologiques pour expliquer les anomalies thermiques d'un bassin sédimentaire intracratonique.....	95
	Résumé.....	95
4.1	Introduction.....	95
4.2	Données et modèle conceptuel.....	96
4.2.1	Données thermiques.....	96
4.2.2	Données géochimiques.....	99
4.2.3	Données hydrogéologiques.....	100
4.2.4	Données géologiques.....	100
4.3	Construction du modèle.....	104
4.3.1	Analyse préliminaire.....	104
4.3.2	Modèle géologique 3D et coupe 2D.....	106
4.3.3	Modèle thermo-hydrogéologique.....	107
4.3.4	Scénarios de simulation.....	111
4.4	Résultats des simulations.....	112
4.5	Discussion.....	118
4.5.1	Les résultats majeurs.....	118
4.5.2	Configurations structurales et paramètres.....	119
4.5.3	Les scénarios.....	120
4.5.4	Perspectives.....	121
4.6	Conclusions.....	122
	Synthèse.....	125
	Bibliographie.....	127

Table des illustrations

- Figure 1 : a) Carte géologique simplifiée du bassin de Paris (Contoux et al., 2013) modifiée de Gonçalves et al. (2003). BF faille de Bray. SSF faille de Seine-Sennely. b) Log lithostratigraphique synthétique : situation des marqueurs, variation lithologique et localisation des formations-aquifères majeures (modifié de Contoux et al. (2013) issu et modifié de Jost et al. (2007). Ages en Ma. c) Coupe AB à travers le bassin du nord-ouest au sud-est, issue du modèle de bassin de Gonçalves et al. (2010) modifiée de Contoux et al. (2013)..... 27
- Figure 2 : Amplitude de la déflexion thermique en fonction du nombre de mois écoulés au repos entre la thermométrie et la dernière opération effectuée dans le puits et du type d'anomalie (a, b, c) : GAY1, Aulnay-sous-Bois ; GBM2 et GMB1, Le Blanc-Mesnil ; GLC1, La Courneuve ; et GFO1, Fontainebleau. 33
- Figure 3 : Synthèse (Dentzer et al., 2016) des conductivités thermiques (à gauche), du gradient thermique (au centre) et du flux de chaleur moyen (à droite) par formation (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) du bassin de Paris et de leurs incertitudes tirées de Demongodin (1992). Le flux de chaleur a été recalculé et corrigé à l'exception du Tertiaire et du Keuper faute de données de gradient thermique publiées (au centre), les incertitudes prennent en compte les 20% d'incertitudes sur les conductivités thermiques (Vasseur et Demongodin, 1995). Les formations aquifères apparaissent sur fond bleu, les formations aquitards sur fond blanc. Localisation des thermométries sur la Figure 4.....34
- Figure 4 : Carte de flux géothermal (mW/m²) pour le nord de la France issue et adaptée de Lucazeau et Vasseur (1989) et en fond de carte par transparence, la carte géologique de la France au 1/1 000 000ème (BRGM). Localisation des thermométries utilisées pour les Figure 3 et Figure 9 : a) Chevilly-Larue, b) Evry, c) Chailly, d) Brie, e) Donnemarie, f) Vulaines, g) Provins, h) Saint-Just-Sauvage, i) Grandville Est, et j) Der. 36
- Figure 5 : Cartographie des failles (au toit du Trias), des isoconcentrations en sel et des anomalies thermiques (positives et négatives) établies à différentes échelles (un forage, un ensemble de forages et régionale) et issues principalement des données pétrolières..... 38
- Figure 6 : Regroupement des doublets géothermiques suivant leur distribution spatiale et la présence de structures tectoniques. Isothermes et isosalinités (carte modifiée de Rojas et al. (1989) ainsi que les observations détaillées précédemment (Figure 5). 43
- Figure 7 : Température (°C) pour les puits géothermiques au Bathonien en fonction de la cote z par rapport au sol du niveau barycentrique des niveaux producteurs et du trou ouvert (segment) et tracés des gradients thermiques à 3 ; 3,5 et 4°C/100 m et 10,8°C en surface. Localisation des points représentée en Figure 6. 44
- Figure 8 : Température (°C) des eaux albiennes mesurées en tête de puits (Raoult, 1999), mesures au réservoir des installations géothermiques à l'Albien (BRGM, 1981b), (GAUDRIOT, 2003), (G2H conseils, 2013a), (G2H conseils, 2013b), profils thermiques en fonction de la cote z par rapport au sol (Coleno, 1986) et tracés des gradients thermiques moyens à 2,5 ; 3 et 3,5 °C/100 m pour une valeur de 10,8°C en surface. 45

- Figure 9 : Gradient thermique ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) à l'Albien-Aptien (Demongodin, 1992), flux thermique moyen en (mW/m^2) au dessus de 1000 m (Coleno, 1986). Carte des isopièzes en (m) dans les années 1990 à l'Albien impactées par les pompages (Raoult, 1999). Localités des thermométries (Demongodin, 1992) sur la Figure 4 (de a à j) et A) La Courneuve, B) La Villette, C) Cergy, D) Le Blanc-Mesnil, E) Aulnay-sous-Bois, F) Vigneux-sur-Seine, G) Evry, H) Meaux, I) Fontainebleau, J) Provins, K) Epernay. 46
- Figure 10 : carte des écoulements à l'Albien observés en Île-de-France dans les années 1990 impactés par les pompages (isopièzes en bleu) (Raoult, 1999) et carte des pressions pseudo potentiométriques mesurées au Bathonien dans les puits géothermiques et spatialisation par krigeage (Rojas et al., 1989). 51
- Figure 11 : Estimations des vitesses de Darcy (m/a) pour l'aquifère du Bathonien selon quatre méthodes : modélisation hydrodynamique, modélisation des vitesses à partir de la thermique, calcul à partir de mesures in situ (loi de Darcy) et dilutions in situ (transport de masse). Comparaison aux vitesses estimées à l'Albien (premier cas).....52
- Figure 12 : A) Coupe litho-stratigraphique Est-Ouest du bassin de Paris (modifié de Burrus, 1997) sur laquelle sont reportées les dix thermométries retenues pour cette étude ainsi que les formations traversées et leur profondeur atteinte (Demongodin, 1992). B) Carte de localisation des dix thermométries sur le fond de la carte géologique au 1/50000 (modifié de la carte BRGM). C) Carte de localisation à l'échelle de la France et des pays européens voisins. 61
- Figure 13 : Synthèse des conductivités thermiques (à gauche) et du flux de chaleur moyen (à droite) par formation (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) du bassin de Paris et de leurs incertitudes tirées de (Demongodin, 1992). Le flux de chaleur a été recalculé et corrigé à l'exception du Tertiaire et du Keuper faute de données de gradient thermique publiées (au centre), les incertitudes prennent en compte les 20% d'incertitudes sur les conductivités thermiques (Vasseur and Demongodin, 1995). Les formations aquifères apparaissent sur fond bleu, les formations aquitards sur fond blanc. 61
- Figure 14 Thermométrie du puits de Donnemarie 5 datant de 1988 (Programme BRGM et IFP, n°11241)..... 62
- Figure 15 Conductivités thermiques, gradients thermiques et flux de chaleur (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) de la thermométrie de Donnemarie 5, (références identiques à celles citées pour la Figure 2). Le forage de Donnemarie 5 est situé en milieu de bassin et possède l'acquisition la plus profonde. La conductivité thermique du Barrémien-Néocomien est une moyenne de ces deux formations et le Keuper supérieur prend en compte la présence d'évaporites et de dolomie à Donnemarie 5. Le caractère aquitard (en blanc) ou aquifère (en bleu) des formations a été déduit du log géologique du puits..... 62
- Figure 16 A) Synthèse des scénarios paléoclimatiques sur 5Ma et B) zoom sur les derniers 140 ka et C) zoom sur les derniers 30 ka, proposés dans la littérature pour le bassin de Paris et l'Europe du Nord-Ouest..... 62
- Figure 17 Tests de sensibilité sur la diffusivité thermique. Les valeurs sont de $6,3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, $9 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, $12 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, $15 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ pour un flux géothermique de $90 \text{ mW}/\text{m}^2$, une température d'initialisation de 5°C et les scénarios (v) (Lebret et al., 1996) et

(ix) (Rogiers et al., 2014). Comparaison des simulations avec les données calculées de flux de chaleur (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) à partir de la thermométrie de Donnemarie 5 (Figure 3)..... 62

Figure 18 Tests de sensibilité sur la température d'initialisation. Les valeurs sont de -5°C, 0°C, 5°C, 10°C pour un flux géothermique prescrit à la base de la colonne de 90 mW/m², une diffusivité thermique de $6,3 \times 10^{-7}$ m²/s et les scénarios (v) (Lebret et al., 1996) et (ix) (Rogiers et al., 2014). Comparaison des simulations avec les données calculées de flux de chaleur (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) à partir de la thermométrie de Donnemarie 5 (Figure 3)..... 62

Figure 19 Comparaison des différents scénarios paléoclimatiques proposés dans la littérature. Le flux géothermique est de 88 mW/m², la température d'initialisation de 10°C, la diffusivité thermique de l'ordre de $6,3 \times 10^{-7}$ m²/s. Comparaison des simulations avec les données calculées de flux de chaleur (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) à partir de la thermométrie de Donnemarie 5 (Figure 3) 62

Figure 20 : Synthèse (Dentzer et al., 2016) des conductivités thermiques (à gauche), du gradient thermique (au centre) et du flux de chaleur moyen (à droite) par formation (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) pour le puits de Donnemarie 5, et de leurs incertitudes tirées de Demongodin (1992). Le forage de Donnemarie 5 est situé en milieu de bassin et possède l'acquisition la plus profonde. La conductivité thermique du Barrémien-Néocomien est une moyenne de ces deux formations et le Keuper supérieur prend en compte la présence d'évaporites et de dolomie à Donnemarie 5. Le caractère aquitard (en blanc) ou aquifère (en bleu) des formations a été déduit du log géologique du puits (Figure issue de Dentzer et al. (2016))...... 74

Figure 21 : Carte piézométrique de la nappe captive de l'Albien avant l'activité anthropique intensive (données collectées entre 1841 et 1930) (modifiée de Raoult (1999)). Tracé de la coupe 2D respectant l'écoulement des affleurements au Sud-Est à la Manche au Havre au nord-ouest et passant à proximité du puits de Donnemarie 5 (rond rouge) puis traversant la région parisienne..... 75

Figure 22 : Coupe 2D représentant les aquifères (en noir) et la position du puits de Donnemarie 5 (en rouge) et les conditions aux limites thermiques (en rouge foncé) et hydrodynamiques (en bleu) pendant la simulation en 3 phases : (1) un modèle thermo-hydraulique dominé par la conduction en régime permanent (2) modèle conductif et convectif avec changement des conditions aux limites qui permettent une circulation dans les aquifères (3) modèle thermo-hydraulique en régime transitoire. 77

Figure 23 : Derniers 140 ka du scénario C avec un forçage thermique et hydrodynamique transitoire. 80

Figure 24: Isothermes (°C) du régime permanent convectif et diffusif au sein du bassin de Paris et différence de température (°C) entre le régime permanent convectif et diffusif et le régime permanent purement conductif (coupe simplifiée en 2D SE-NO)..... 83

Figure 25: Isothermes (°C) de la température à l'actuel du scénario C au sein du bassin de Paris et différence de température (°C) entre la distribution de température à l'actuel du

scénario C et le régime permanent en conduction pure pour une température de surface de 10,6°C (coupe simplifiée en 2D SE-NO)..... 84

Figure 26 : Profil de flux (mW/m²) à Donnemarie 5 avec le scénario A paléoclimatique de Rogiers et al. (2014). Régime conductif permanent sans variation de la température en surface (en rouge), régime convectif permanent sans variation de la température en surface (en bleu), scénario convectif permanent avec prise en compte des paléotempératures (en bleu cyan) et les données (en noir). 85

Figure 27 : Profil de flux (mW/m²) à Donnemarie 5 avec les scénarios B et C issus de Jost et al. (2007). Régime conductif permanent sans variation de la température en surface (en rouge), régime convectif permanent sans variation de la température en surface (en bleu), scénario B convectif permanent avec prise en compte des paléotempératures (en bleu cyan), scénario C convectif transitoire avec prise en compte des paléotempératures (en jaune) et variante avec une diffusivité hydraulique divisée par 10 (pointillets jaunes) et les données (en noir)..... 86

Figure 28: Isothermes (°C) au terme des 35 000 ans de période glaciaire sans pergélisol (9ème cycle) au sein du bassin de Paris et variation thermique (°C) entre le début et la fin de la période glaciaire de 35 000 ans sans pergélisol (9ème cycle) caractérisée par une température à 0,2°C (au lieu de 10,6°C auparavant) et par un écoulement au sein des aquifères (coupe simplifiée en 2D SE-NO).....87

Figure 29: Isothermes (°C) au terme des 55 000 ans de période glaciaire avec pergélisol (9ème cycle) au sein du bassin de Paris et variation thermique entre le début et la fin de la période glaciaire de 55 000 ans avec pergélisol caractérisée par une température à 0,2°C (comme à l'étape précédente) et par une interruption de la recharge des aquifères (coupe simplifiée en 2D SE-NO)..... 88

Figure 30: Isothermes (°C) au terme des 10 000 ans de période interglaciaire (9ème cycle) au sein du bassin de Paris et variation thermique entre le début et la fin de l'interglaciaire de 10 000 ans (9ème cycle) caractérisé par une température à 10,6°C (au lieu de 0,2°C avant) et par une recharge des aquifères (coupe simplifiée en 2D SE-NO). 88

Figure 31 : Variation temporelle du profil de flux (mW/m²) à Donnemarie 5 avec le scénario C issu de Jost et al. (2007). Régime conductif permanent sans variation de la température en surface (en rouge), régime convectif permanent sans variation de la température en surface (en bleu), fin de la période sans pergélisol de la dernière période glaciaire du scénario C (en vert clair), fin de la période avec pergélisol de la dernière période glaciaire du scénario C (en vert foncé), état thermique actuel après 10 000 ans de période interglaciaire du scénario C (en jaune), variantes avec une diffusivité hydraulique divisée par 10 (pointillets) et les données (en noir)..... 90

Figure 32 : Température (°C) en fonction de la cote z par rapport au sol du niveau barycentrique des débits produits par les niveaux producteurs et du trou ouvert (segment) et tracés des profils de température avec des gradients thermiques à 3; 3,5 et 4°C/100 m et 10,8°C en surface pour les puits géothermiques du bassin de Paris. Légende des couleurs suivant la localisation géographique des installations reportée en Figure 33..... 97

Figure 33 : Regroupement des doublets géothermiques suivant leur distribution spatiale en fonction de la présence de structures tectoniques. Isothermes et isosalinités (carte modifiée de Rojas et al. (1989) ainsi que les observations détaillées dans le texte qui sont numérotées. .. 98

Figure 34 : Profils de températures au sud de Paris à Vigneux (Coleno, 1986), Chevilly-Larue (Demongodin, 1992), et au nord de Paris à La Villette et La Courneuve (Coleno, 1986). 99

Figure 35 : Ligne sismique 86PIF10 nord-sud située au sud de Paris (Figure 37) avec les observations de la faille de Beynes-Meudon (en vert) et de zones à faciès sismique modérément perturbé délimitées par des traits bleus clairs. Niveaux interprétés (en noir) : la base du Trias (BTr), le toit du Trias (L1), le toit des Marnes à Ostrea Acuminata (Dac), le toit du Dogger calcaire qui est le toit de la Dalle Nacrée (D1), la limite Berriasien inférieur/Berriasien supérieur (C1) et le toit de l'Albien (C4). 101

Figure 36 : Ligne sismique 86PIF12 nord-sud située au nord de Paris (Figure 37) avec les observations d'une zone à faciès sismique fortement perturbée délimitée par des traits en bleu foncé. Niveaux interprétés (en noir) : la base du Trias (BTr), le toit du Trias (L1), le toit des Marnes à Ostrea Acuminata (Dac), le toit du Dogger calcaire qui est le toit de la Dalle Nacrée (D1), la limite Berriasien inférieur/Berriasien supérieur (C1) et le toit de l'Albien (C4). 102

Figure 37 : Superposition (i) des isothermes (modifié de Lopez et al. (2010), ii) des isosalinités au Bathonien (Dogger) (g/l) (Rojas et al., 1989), iii) des propositions d'interprétations géologiques (en vert et bleu) à partir des lignes sismiques (en gris et en noir pour les illustrées) iv) de la coupe 2D en orange..... 103

Figure 38 : Géométrie de la coupe et conditions aux limites thermiques et hydrogéologiques pendant les étapes de modélisation : (1) première phase en régime permanent dit conductif, (2) deuxième phase en régime transitoire avec de la convection..... 108

Figure 39 : Champs des perméabilités intrinsèques exprimées en $-\text{Log}(k \text{ (m}^2\text{)})$ pour chacun des scénarios A, B et C. 114

Figure 40 : Différence entre la température en °C au terme de la phase (2) en convection mixte (5 Ma) et de la phase (1) conductive (régime permanent) pour chacun des scénarios A, B et C. 115

Figure 41 : Comparaison de la température au terme de la phase (2) en convection mixte (5 Ma) des scénarios A, B et C et de la phase (1) avec les thermométries. 117

Figure 42 : Comparaison de la température au terme de la phase (2) en convection mixte (5 Ma) des scénarios A, B et C et de la phase (1) conductive (régime permanent) avec les mesures de températures aux puits géothermiques dans la zone avec des données sismiques (en noir) et en dehors (en gris).....118

Table des tableaux

Tableau 1 : Principales mesures de température : précision, nombre et conditions d'acquisitions.....	29
Tableau 2 : Principaux types de déflexions thermiques observables au Bathonien.	32
Tableau 3: Paramètres des simulations numériques	65
Tableau 4 : Paramètres physiques des simulations numériques.	78
Tableau 5 : Scénarios hydrodynamiques et thermiques.....	80
Tableau 6 : Propriétés et conditions aux limites dépendantes des formations/unités et structures géologiques.....	108
Tableau 7 : Scénarios des simulations : choix des structures et caractéristiques.....	112
Tableau 8 : Scénarios des simulations : conditions limites hydrodynamiques et thermiques.	112

Préambule

Ce travail de thèse s'est déroulé au sein de l'UMR 7619 Sisyphe de l'Université Pierre et Marie Curie, puis de l'UMR 8538 Laboratoire de Géologie de l'École normale supérieure, sous la direction de Sophie Violette (ENS-UPMC), Simon Lopez (BRGM) et Dominique Bruel (Mines ParisTech). Il s'est inscrit dans le cadre du programme de recherche « Modélisation hydrogéologique 3D du bassin de Paris » - MBP-3D dirigé par Sophie Violette. Ce travail de thèse a été financé par la Région Île-de-France avec une bourse du Réseau de Recherche sur le Développement Soutenable et par l'Agence de l'Eau Seine Normandie. L'approche multidisciplinaire de cette thèse a été source de fructueuses collaborations avec Laurent Beccaletto et Gabriel Courrioux du BRGM, Matthias Delescluse et Nicolas Chamot-Rooke de l'ENS.



Introduction

Au siècle dernier et en particulier pendant les années 70 à 80, les acquisitions de mesures de températures et de conductivités thermiques à but fondamental ou appliqué, grâce à l'exploitation géothermique, ont enrichi la connaissance du régime thermique du bassin sédimentaire de Paris et ont mis en évidence des anomalies thermiques (température, flux géothermal).

Afin de comprendre les processus à l'origine de ces anomalies, ces hétérogénéités spatiales ou temporelles nécessitent d'être intégrées aux connaissances, données et modèles, non seulement thermiques mais également hydrodynamiques, géologiques, géochimiques, etc... du bassin. Ainsi, l'architecture sédimentaire du bassin dans son ensemble doit être considérée. Les corps perméables et les barrières de perméabilité, comme les aquifères ou les aquitards, sont à prendre en compte en même temps, mais une attention particulière doit aussi être portée sur l'impact des grandes structures tectoniques composant l'architecture du bassin. En effet, ces corps géologiques sont le lieu de transferts horizontaux et verticaux de fluides, de chaleur, de solutés à l'échelle du bassin. Enfin, ces transferts au sein du bassin sédimentaire sont contraints spatialement et temporellement par des forçages naturels et anthropiques à considérer. Ces hétérogénéités thermiques sont, en effet, les témoins de différents processus en cours ou passés dans le bassin. L'objectif de cette étude est ainsi de comprendre, dissocier, estimer les processus thermiques (conductifs, advectifs) et/ou les forçages (naturels ou anthropiques) à l'origine de ces anomalies thermiques.

En effet, à l'orée de la mutation qui vise à diminuer le recours aux énergies fossiles pour assurer le développement économique de la France, la filière géothermique voit son développement mis en danger par deux verrous scientifiques : la nécessité d'améliorer les procédés d'exploitation de la chaleur à haute comme à basse température et l'absence de connaissances approfondies sur les potentiels géothermiques des structures géologiques qui les renferment (bassins sédimentaires, volcans, massifs cristallins) (Ancre, 2011).

La région Île-de-France, située au cœur du bassin sédimentaire de Paris, est particulièrement bien placée pour exploiter le potentiel géothermique profond de son sous-sol et, de ce fait, accroître la part de l'énergie décarbonée dans sa consommation globale. Dans les zones déjà densément exploitées au Dogger se pose la question de la gestion durable de la ressource. De plus, l'interaction entre aquifères démontrée par les études sur les pompages à l'Albien depuis le XIX^e siècle (Contoux et al., 2013; Wei, 1990), l'expansion récente des projets géothermiques et l'expansion future aux autres aquifères du bassin nécessitent une compréhension du régime thermique de la région Île-de-France qui prenne en compte le bassin sédimentaire dans son ensemble et non plus le seul niveau aquifère du Dogger.

Sans nouvelles acquisitions de données thermiques, la méthode suivie, qui a pour objectif de mieux comprendre le régime thermique du bassin, consiste en l'intégration et la confrontation des données et modèles existants, puis à la quantification et au couplage des processus physiques qui contribuent aux hétérogénéités thermiques. En outre, l'objectif est également de montrer la valeur et l'intérêt d'acquisitions thermiques nouvelles in situ.

Ainsi, cette étude sera subdivisée en quatre parties constituées à la manière d'articles :

- 1) revue de la distribution spatio-temporelle des anomalies thermiques au sein d'un bassin sédimentaire: processus et forçages naturels et anthropiques ;

- 2) quantification de l'impact des paléoclimats sur le flux de chaleur profond du bassin de Paris ;
- 3) anomalies thermiques, phénomènes paléoclimatiques diffusifs et advectifs : exemple du bassin de Paris ;
- 4) impact des structures géologiques pour expliquer les anomalies thermiques d'un bassin sédimentaire intracratonique.

Une synthèse fera le point sur les acquis et perspectives de cette étude.

1 Revue de la distribution spatio-temporelle des anomalies thermiques au sein d'un bassin sédimentaire: processus et forçages naturels et anthropiques

Résumé

Au XXI^{ème} siècle, le potentiel géothermique des bassins sédimentaires est un enjeu primordial de connaissance. L'objectif de cette étude est d'améliorer la compréhension du régime thermique d'un bassin sédimentaire et d'identifier les processus thermiques qui sont à l'oeuvre. Le point de départ de cette réflexion concerne les anomalies thermiques spatio-temporelles du bassin, véritables indices de processus en cours ou passés. De multiples processus ou combinaisons de ces premiers peuvent être à l'origine de ces anomalies. Celles-ci sont associées à un contexte géologique, hydrodynamique et géochimique et ainsi résultent de forçages environnementaux ou anthropiques. Afin d'illustrer les hétérogénéités thermiques observables et leurs interprétations physiques, des exemples sont pris en particulier à partir de quelques bassins en Europe, Amérique, Océanie et d'études conceptuelles.

Les enjeux sont majeurs car ces bassins sédimentaires sont exploités pour leurs ressources. Dans ce contexte, un cas d'étude remarquable, témoin de ces différentes exploitations et révolutions depuis plusieurs siècles et ainsi riche de données, se trouve en Europe : le bassin sédimentaire anglo-parisien. Il existe un historique, par exemple, de près d'un demi-siècle pour la géothermie au sein d'une même formation (Bathonien).

La particularité de l'approche suivie dans cette étude est de se fonder sur un jeu de données très diverses dont des données thermiques (thermométrie, mesure statique au sabot, mesure de température DST (Drill Stem Test), mesure BHT (Bottom Hole Temperature), mesure de température en surface sur un puits débitant). Les données produites depuis les années 80 avec les outils et concepts de l'époque sont revisitées avec un outil SIG et une approche systémique est menée, dans laquelle le bassin est considéré dans son ensemble.

De cette synthèse, les types de variations thermiques principales et les mieux documentées sont : (1) les déflexions de température au Bathonien grâce aux thermométries en trou ouvert ; (2) la mise en évidence à partir de dix thermométries, d'une anomalie de flux géothermal faible aux niveaux des aquifères ; (3) le calcul du profil de flux géothermal moyen met en évidence une diminution de ce flux sur les 1000 mètres les moins profonds ; (4) spatialement, les mesures géothermiques, les thermométries et les calculs de gradient et de flux géothermaux, qui en dérivent, mettent en évidence une anomalie thermique faible au nord de Paris qui s'oppose à une anomalie chaude au sud de Paris avec une différence de plus de 20°C sur une distance de moins de 15 km au sein du Bathonien, aquifère, exploité pour la géothermie.

Cette étude reconsidère ensuite les différentes approches quantitatives conduites depuis plusieurs décennies pour mieux comprendre le régime thermique du bassin. Outre les modélisations passées qui le démontrent, l'impact hydrodynamique des pompages à l'Albien

(Crétacé inférieur) pour l'eau potable semble bien observé d'après les données dans l'aquifère du Bathonien (Jurassique), exploité pour la géothermie. Par ailleurs, la synthèse des vitesses de Darcy, estimées par différentes méthodes (mesures in situ, calcul par modèles hydrogéologiques ou thermiques ou méthode analytique), révèle des similitudes et des disparités. Actuellement, les modèles hydrogéologiques à l'échelle du bassin de Paris possèdent une discrétisation spatiale verticale trop grossière pour être à même de représenter le champ de vitesse susceptible d'expliquer les anomalies de température observées. D'autre part, à notre connaissance, il n'existe pas de modèles intégrant des failles et fractures et contraints par les écoulements du bassin qui pourraient expliquer les anomalies thermiques qui y sont observées.

Cette synthèse du régime thermique du bassin sédimentaire de Paris et de ses anomalies thermiques constatées permet de soulever plusieurs points importants : (1) la part convective non négligeable dans le bilan thermique qui remet en cause les modèles uniquement conductifs utilisés pour l'expliquer ; (2) un régime thermique qui est transitoire à plusieurs échelles d'observation à la fois à cause des forçages naturels (climat) et anthropiques (exploitation des ressources en eau et en énergie) ; (3) des mécanismes d'écoulements par les failles sont envisagés pour expliquer les anomalies fortes (amplitude de plusieurs dizaines de degrés) observées à des échelles locales (de quelques doublets) mais aussi régionales.

Enfin, l'étude permet de mettre en évidence et de confronter les hétérogénéités thermiques qui sont à la fois verticales et latérales. Ces variations thermiques peuvent avoir une cinétique temporelle, qu'elles s'expliquent par les paléoclimats ou par les activités humaines. Ces variations spatio-temporelles ne permettent pas d'envisager des moyennes, si l'on souhaite mieux comprendre les processus en cours et leur combinaison. Ainsi, la construction de modèles numériques est une bonne approche pour représenter spatialement et temporellement ces processus et pour considérer leur couplage. Afin d'étayer et de vérifier ces anomalies mises en évidence par des acquisitions remontant pour l'essentiel aux années 70 à 80 pour la thermique, il serait important d'acquérir des données complémentaires selon les connaissances et techniques actuelles : température, conductivité thermique, estimation des vitesses d'écoulements, meilleure connaissance des perméabilités des milieux et en particulier des hétérogénéités verticales entre niveaux producteurs et épontes au sein des aquifères.

1.1 Introduction

Actuellement, le potentiel géothermique des bassins sédimentaires est un enjeu primordial de connaissance. L'objectif de cette étude est d'améliorer la compréhension du régime thermique global d'un bassin sédimentaire et d'identifier les processus thermiques qui sont à l'oeuvre. Le point de départ de cette réflexion concerne les anomalies thermiques du bassin, véritables indices de processus en cours ou passés. L'usage est de désigner par anomalie thermique, en flux ou en température, une différence thermique en comparaison d'un régime conductif permanent. Cette anomalie se caractérise par une amplitude, par une emprise spatiale selon les plans horizontal et vertical et par son histoire temporelle. De multiples processus peuvent être à l'origine de ces anomalies. Celles-ci sont associées à un contexte géologique, hydrodynamique et géochimique et résultent de forçages environnementaux ou anthropiques.

Les enjeux sont majeurs car ces bassins sédimentaires sont exploités pour leurs ressources en eau, en pétrole, en gaz, pour la production géothermique et pour le stockage

depuis les différentes évolutions et révolutions technologiques et industrielles de l'Anthropocène.

Dans ce contexte, un cas d'étude remarquable, témoin de ces différentes exploitations et révolutions depuis plusieurs siècles et ainsi riche de données, se trouve en Europe : le bassin sédimentaire anglo-parisien. Ce bassin a ainsi pour avantages son contexte, la richesse des données et l'antériorité de plusieurs projets scientifiques dont le MBP-Project (Projet de Modélisation du Bassin de Paris). Par ailleurs, les formations profondes du bassin de Paris sont exploitées à diverses fins. Depuis 1841, les ressources en eau de l'Albien sont utilisées pour l'agglomération parisienne (Lauverjat, 1967; Raoult, 1999; Contoux et al., 2013). L'exploitation pétrolière (Delmas et al., 2002), le stockage de gaz et la géothermie se sont ajoutés au XX^e siècle (Housse et al., 1976; Maget et al., 1983; Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010; Hamm et Giuglaris, 2014), alors que le projet de stockage de déchets issus de l'industrie nucléaire est à l'étude (Bataille, 1991).

Ainsi, l'originalité de l'approche suivie dans cette étude est de se fonder sur un jeu de données très diverses avec, par exemple, un historique de près d'un demi-siècle pour la géothermie qui représente aussi l'exploitation basse température la plus dense au monde. La géothermie au Dogger dans l'aquifère du Bathonien a débuté dans les années 1970 (Lopez et al., 2010) selon le principe du doublet. Un puits est producteur, le second est injecteur à environ un kilomètre du premier (Rojas et al., 1989). De l'ordre de 73 doublets géothermiques ont été construits depuis, dont 43 sont toujours en activité (V. Hamm, communication personnelle). Ensuite, cette approche reconsidère les différentes approches quantitatives conduites depuis plusieurs décennies pour mieux comprendre le régime thermique du bassin. Enfin, les métadonnées produites depuis les années 80 avec les outils et concepts de l'époque sont revisités avec un outil SIG et une approche systémique où le bassin est considéré dans son ensemble. En effet, des cartes de température existent, ci-après une liste de références non exhaustive : Housse et al. (1976), Gable (1978), Maget et al. (1983), Gable et al. (1988), Rojas et al. (1989), Bouchot et al. (2008), Bonté et al. (2010), Hamm et al. (2010), Foissard (2011), Guillou-Frottier et al. (2011), Caritg et al. (2014). Ces cartes sont des représentations aux toits des formations ou selon des iso-profondeurs de la température ou alors d'une anomalie de température par rapport à un gradient de température moyen supposé. L'interpolation est faite à la main ou par krigeage. À l'exception des cartes au Dogger de Rojas et al. (1989) et de Hamm et al. (2010), les autres cartes sont construites à partir de différents types de mesures. En ce qui concerne le flux géothermal, plusieurs cartes existent. La liste de références suivantes n'est pas exhaustive : Gable (1986), Lucazeau et Vasseur (1989), BRGM (2009).

Ainsi, pour établir cette revue des connaissances sur le fonctionnement thermique d'un bassin sédimentaire et en déduire les acquis et verrous de compréhension, l'étude va, dans un premier temps, présenter l'enjeu de compréhension du régime thermique observé ou simulé dans différents contextes, en particulier de bassins sédimentaires. Puis le contexte du bassin de Paris sera présenté avant de traiter les données et d'identifier les anomalies thermiques pour aborder ensuite les modèles et processus thermiques en jeu proposés jusqu'alors. Enfin, l'étude se conclura par une argumentation des acquis sur les anomalies, l'identification des verrous et des recommandations pour approfondir la connaissance thermique d'un bassin sédimentaire.

1.2 Hétérogénéités thermiques et milieux naturels

1.2.1 Thermicité

À l'actuel, le régime thermique d'un bassin sédimentaire dépend de phénomènes impactant la thermique à ses limites. Aux limites inférieures nous pouvons citer : des événements thermiques, des hétérogénéités de la profondeur du Moho et de la lithosphère thermique (Cloetingh et al., 2010), des hétérogénéités de production radiogénique dans le substratum (Cloetingh et al., 2010; Alexandrino et Hamza, 2008; Garibaldi, 2010), des activités volcaniques passées (Ingebritsen et Sanford, 1999; Raffensperger et Garven, 1995; Duddy et al., 1994; Garibaldi, 2010)...). Aux limites supérieures, nous pouvons citer : l'activité humaine (Bense et Beltrami, 2007; Slagstad et al., 2008; Saar, 2011), les paléotempératures (Kohl, 1998; Westaway et Younger, 2013), le pergélisol (Johansen et al., 1996; Rivière, 2012) la paléo-recharge, l'hétérogénéité de la topographie (Slagstad et al., 2008; Westaway et Younger, 2013), la sédimentation (Gallagher et al., 1997), l'érosion (Ingebritsen et Sanford, 1999; Duddy et al., 1994) ... Ces forçages contraignent la thermique du bassin en plus de processus internes. Lorsqu'ils sont conductifs, il s'agit : de l'évolution temporelle des conductivités par « compaction » et « diagénèse » (Demongodin, 1992; Raffensperger et Garven, 1995), des hétérogénéités de conductivités thermiques entre le socle et le bassin sédimentaire, des hétérogénéités géologiques verticales et latérales au sein du bassin, de l'hétérogénéité conductive par intrusion dans le bassin sédimentaire, de l'anisotropie de conductivités thermiques...(Demongodin, 1992; Guillou-Frottier et al., 2010; Pasquale et al., 2011). Lorsqu'ils sont convectifs et dispersifs, il sont liés aux propriétés hydrauliques des milieux, aux moteurs des écoulements par compaction, densitaires, gravitaires, forcés, mixtes au sein des aquifères, aquitards, failles, fractures, zones de décharge et de recharge ...(Wei, 1990; Demongodin, 1992; Duddy et al., 1994; Ingebritsen et Sanford, 1999; Anderson, 2005; Saar, 2011). Enfin l'hétérogénéité de production radiogénique au sein du bassin impacte également la thermique (Norden et Förster, 2006; Garibaldi, 2010).

Le transfert de chaleur par conduction au sein de la roche a un temps caractéristique de l'ordre de 100 ka à 1 Ma pour un bassin sédimentaire d'une épaisseur de l'ordre de 3 km (Gonçalvès et al., 2010). Par exemple, pour une diffusivité thermique moyenne de l'ordre de $6,3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, ce temps caractéristique est de l'ordre de 450 000 ans pour 3 km. À l'échelle d'une formation épaisse de l'ordre de 500 m, comme la Craie dans le bassin de Paris, ce temps est alors de l'ordre de 12 500 ans. Enfin, pour des durées comprises : (1) entre le début de l'exploitation de l'Albien (1841) et les mesures thermiques, soit 150 ans, (2) entre le pic de production d'eau en 1930 et les mesures thermiques, soit 60 ans, ou fondées (3) sur une base de 20 ans, les distances caractéristiques de propagation sont respectivement de 55 m, 35 m, 20 m. Ceci correspond à des épaisseurs affectées doubles de 110 m, 70 m, 40 m et ainsi à des grandeurs caractéristiques de niveaux producteurs ou de formations dans le bassin de Paris.

Demongodin (1992) et Vasseur et Demongodin (1995) distinguent les contextes des écoulements au sein d'un bassin sédimentaire : zone de recharge, de décharge, aquifères, aquitards, failles et substratum. Ils distinguent : écoulements par compaction, écoulements gravitaires, écoulements densitaires thermiques ou thermo-salins, convection forcée par l'activité humaine (Sauty, 1982) ou convection mixte (Wei, 1990). En considérant les écoulements, les valeurs critiques de perméabilité à partir desquelles les géothermes sont perturbés sont de $5 \cdot 10^{-17}$ à 10^{-15} m^2 (Saar, 2011). Les phénomènes de diffusion hydrodynamique et thermique possèdent des temps caractéristiques différents. Le transitoire hydrodynamique est plus court que le transitoire thermique (Demongodin, 1992). Pour que le

processus hydrodynamique ait un impact thermique, les deux critères généraux majeurs sont : l'amplitude thermique présente au sein et aux limites de l'objet géométrique traversé par l'écoulement et la vitesse de cet écoulement. Le nombre de Péclet permet d'évaluer le rapport des transferts de chaleur par advection et conduction (Demongodin, 1992). Pour qu'un phénomène advectif ait un impact thermique « notable », ce nombre sans dimension doit valoir au moins 1. Pour les phénomènes densitaires, l'hydrodynamique peut être affectée uniquement par des modifications des normes et orientations des vitesses, ou alors par la formation de cellules de convection selon la valeur critique du nombre sans dimension de Rayleigh. Les critères majeurs sont une perméabilité et une épaisseur du milieu importantes (Lapwood, 1948). Enfin, l'advection et la convection densitaire coexistent sous la forme de convection mixte et sous réserve de critères dont, par exemple, la pente critique à partir de laquelle l'advection domine (Wei, 1990; Raffensperger et Garven, 1995).

Enfin, selon Ingebritsen et Sanford (1999), les transferts par radiation sont non négligeables à partir de 600°C. Ainsi, ce mode de transfert sort du contexte de cette étude pour le bassin sédimentaire Méso-Cénozoïque du bassin de Paris dont l'épaisseur maximale est de l'ordre de 3200 m avec un gradient géothermal moyen de 34,9°C/ km et des températures maximales mesurées de l'ordre de 120°C (Bonté et al., 2010).

1.2.2 Hétérogénéités spatiales et temporelles

Afin d'illustrer les hétérogénéités thermiques observables et leurs interprétations physiques, des exemples sont pris en particulier à partir de quelques bassins en Europe, Amérique, Océanie et d'études conceptuelles. Le régime thermique à l'actuel d'un bassin résulte de son histoire géologique et de ses événements thermiques. Le bassin du Nord-Est allemand (Europe) serait en équilibre, son dernier événement majeur remontant à 300 Ma alors qu'il faudrait de l'ordre de 100 Ma pour atteindre un régime quasi permanent après un événement majeur (Norden et al., 2008). En contexte de bassin arrière-arc remontant au Miocène (23 Ma – 5,3 Ma), les données géothermiques montrent que le bassin pannonien (Europe), où il y a eu de l'activité volcanique jusqu'à la fin du Miocène, est toujours très chaud à l'actuel (Horváth et al., 2015).

L'hétérogénéité de profondeur de la lithosphère et du Moho peut être à l'origine d'anomalies thermiques. La profondeur du Moho peut par exemple varier du simple au double pour la simulation thermique du bassin Beaufort Mackenzie (Amérique du Nord) qui est un bassin d'avant-pays (Sippel et al., 2015). Non seulement, la profondeur du Moho est importante à prendre en compte (production radiogénique au sein de la croûte), mais aussi celle de la lithosphère dont les hétérogénéités peuvent expliquer au sein du bassin sus-jacent des variations de températures de grande longueur d'onde, encore supérieure à celles issues de la croûte (Cacace et al., 2010). Ainsi, pour contraindre le régime thermique à l'actuel au sein d'un bassin, un modèle de toute la lithosphère est nécessaire. La température et secondairement le flux géothermal sont très dépendants de la géométrie de cette limite. Une différence de 20 km de profondeur pour la lithosphère équivaut à 30°C de différence à 5 km de profondeur pour le bassin du Nord-Est allemand (Cacace et al., 2010). En revanche, des anomalies latérales de courtes longueurs d'onde, par exemple observées au sein du bassin Beaufort Mackenzie excluent une origine aussi profonde (Sippel et al., 2015).

Les proportions entre l'épaisseur de la croûte cristalline et celle du bassin sédimentaire sont à l'origine de variations thermiques latérales en raison des contrastes de production radiogénique. Au sein du bassin du Nord-Est allemand, une zone de flux fort est corrélée à une épaisseur crustale plus importante (Cacace et al., 2010) alors qu'inversement Sippel et al. (2015) relèvent une zone de températures faibles en raison d'une faible épaisseur crustale. Les

contrastes de conductivité thermique entre celles, plus fortes, des roches cristallines en comparaison des roches sédimentaires conduisent également à des variations de températures par des effets de couverture. Ainsi dans les simulations du bassin du Nord-Est allemand, les températures sont les plus fortes là où l'épaisseur sédimentaire est la plus forte (Cacace et al., 2010), inversement dans des régions où il n'y a pas de recouvrement sédimentaire dans le contexte du bassin Beaufort-Mackenzie, les températures sont faibles (Sippel et al., 2015). Ces contrastes de conductivités thermiques peuvent être à l'origine de fluctuations du flux par rapport à la tendance générale, de l'ordre de 5-10 mW/m² aux bordures du bassin pour les simulations du bassin du Nord-Est allemand (Norden et al., 2008).

Au sein d'un bassin sédimentaire, à même profondeur, des variations thermiques de plusieurs dizaines de degrés peuvent s'expliquer par des différences de conductivités thermiques ; ainsi, à 5000 m de profondeur, une différence de 50°C au sein du bassin Beaufort-Mackenzie s'explique par des différences de conductivités thermiques entre les argiles et le sable (Sippel et al., 2015). En raison de leurs conductivités élevées, des formations de sel au sein des bassins sont à l'origine de variations thermiques en particulier de courtes longueurs d'onde, de l'ordre de 5 km, du fait de la présence de diapirs de sel (Cacace et al., 2010), exemple du bassin du Nord-Est allemand. Ceux-ci focalisent le flux de chaleur et provoquent des anomalies de températures fortes au sommet et comparativement faible à la base du diapir.

Enfin, dans des modèles conceptuels conductifs, Slagstad et al. (2008) considèrent l'effet de la limite supérieure. En effet, la topographie provoque un flux thermique fort en fond de vallée et faible en sommet de relief.

Les modèles conductifs ne permettent pas d'expliquer l'ensemble des anomalies, ainsi des différences de 15°C entre le modèle et les données pour le bassin Beaufort-Mackenzie, conduisent Sippel et al. (2015) à les interpréter par des phénomènes advectifs. De même, des simulations conductives ne permettent pas d'expliquer les hétérogénéités thermiques du bassin de Perth (Océanie) (Schilling et al., 2013). Néanmoins, les modèles conductifs profonds intégrant le substratum permettent d'obtenir la condition thermique à la limite inférieure pour des études centrées sur le régime thermique des bassins incorporant les écoulements (Schilling et al., 2013; Cherubini, 2013).

Pour le bassin pannonien, Horvath et al. (2015) proposent un modèle conceptuel où les écoulements impactent le régime thermique du bassin avec un premier système gravitaire non confiné sur les horizons compris entre 0-2000m de profondeur environ, puis un second système confiné en surpression et enfin des failles qui lient les deux systèmes. Les lieux de recharge provoquent des anomalies thermiques faibles de flux (30 mW/m²) par infiltration des eaux météoriques dans les formations carbonatées karstifiées. Au sein du bassin du Perth, l'advection est également à l'origine d'anomalies de températures faibles dans les zones de recharge (Schilling et al., 2013). Dans le cas du bassin du Nord-Est allemand, Magri et al., (2007, 2009) étudient les régimes d'écoulement qui expliquent la distribution de salinité au sein des aquifères. Ces écoulements densitaires thermo-salins perturbent également le régime thermique. Dans ce même bassin, la prise en compte des phénomènes advectifs refroidit de 20 à 40°C la température en comparaison des simulations conductives en raison de recharges froides (Cherubini, 2013). Ces phénomènes advectifs sont importants dans les 3000 premiers mètres. Enfin, Ingebritsen et Sanford (1999) citent le cas du bassin de Uinta (Amérique) et du bassin North Slope (Amérique) où les études passées ont montré la corrélation des zones d'anomalies thermiques faibles avec les zones de recharge des bassins. Inversement, dans des milieux perméables, mais plus confinés ou avec des écoulements régionaux faibles, la convection naturelle peut être à l'origine d'anomalies thermiques. Dans un modèle conceptuel de bassin sédimentaire, Raffenberger et Garven (1995) simulent des écoulements de convection naturelle qui peuvent générer des variations latérales de 100°C sur 10 à 50 km.

Les gradients de température faibles dans les formations carbonatées du bassin du Pô (Europe) et les gradients de température forts dans l'aquitard sus-jacent sont interprétés par des phénomènes de convection naturelle (Pasquale et al., 2013). Pour le bassin de Perth, Schilling et al. (2013) retiennent un scénario de perméabilité intermédiaire non dominé par de l'advection mais avec des cellules de convection naturelle qui migrent temporellement. Les anomalies thermiques se déplacent ainsi suivant l'écoulement régional advectif. Des milieux confinés sans écoulement régional fort peuvent exister au sein des bassins en raison, par exemple, de failles qui sont des barrières aux écoulements (Schilling et al., 2013).

Les failles au sein des bassins sédimentaires sont en effet des structures majeures pour comprendre le régime thermique d'un bassin, mais plus particulièrement quand elles conduisent les écoulements (Cherubini, 2013). Pour le bassin pannonien, les écoulements chauds qui alimentent les sources en surface remontent par les failles (Horváth et al., 2015). Sippel et al. (2015) proposent l'existence, localement, de remontées par des failles d'écoulements de compaction pour interpréter les différences entre leur modèle conductif et les données pour le bassin Beaufort Mackenzie. Au sein du fossé rhénan, Bächler et al. (2003) ont expliqué des variations thermiques avec une longueur d'onde latérale de 1800 m par de la convection naturelle dans le plan de faille. Dans un milieu conceptuel de bassin en régime extensif, Simms et Garven (2004) ont simulé la mise en place de cellules de convection entre failles suivant leur écartement, leur pendage, la présence ou non d'hétérogénéités sédimentaires. Cherubini (2013) a intégré les failles à sa simulation thermique du bassin du Nord-Est allemand en mettant en évidence des écoulements descendants dans les failles en raison de sommets topographiques en surface et de remontées au niveau des points bas topographiques. Le moteur densitaire régit également les écoulements au sein des failles. À 1000-3000 m de profondeur, le scénario avec failles perméables peut refroidir le milieu de l'ordre de 30°C à 50°C avec des emprises thermiques de quelques kilomètres à un peu plus d'une dizaine de kilomètres. Ces perturbations thermiques sont renforcées à hauteur des aquifères où la perturbation thermique peut se propager par advection.

Enfin, ces transferts diffusif ou advectif sont impactés par des phénomènes et forçages transitoires au sein du bassin et à ses limites. Dans le contexte du bassin Beaufort-Mackenzie, les phénomènes de dépôt ou d'érosion seraient étendus spatialement et n'expliqueraient pas les anomalies de courtes longueurs d'onde (Sippel et al., 2015). Ces processus, et ainsi l'évolution des propriétés du milieu, soulèvent la question de leur constance durant le scénario simulé. Dans les cas des simulations pour le bassin de Perth, de 2,7 millions d'années, la géométrie, les conditions limites et les propriétés du milieu ont été considérées comme constantes dans le temps en raison de la phase en marge passive sans événement tectonique majeur depuis le début du Crétacé (Schilling et al., 2013).

À une fréquence plus forte, les fluctuations climatiques sont une source importante de perturbations thermiques. Le réchauffement depuis la dernière phase glaciaire en Europe est de l'ordre de 8 à 23°C (Majorowicz et Wybraniec, 2011). Le réajustement du profil de température en transitoire est à l'origine de la réduction du flux géothermal, principalement dans les 1000 premiers mètres. Par ailleurs, les bassins d'Amérique du Nord (Lemieux et al., 2008; Bense et Person, 2008; McIntosh et al., 2011) ont été affectés par le développement d'une calotte glaciaire au DMG (Dernier Maximum Glaciaire), ce qui a eu des conséquences sur leur régime hydrodynamique et thermique. D'autre part, à l'actuel, le bassin Beaufort Mackenzie (Sippel et al., 2015) permet de considérer l'impact de la présence du pergélisol, dont les variations latérales d'épaisseurs observables aujourd'hui correspondent aux échelles des anomalies thermiques observées latéralement.

Enfin, à ces perturbations naturelles peuvent s'ajouter celles de l'Homme, ce qui sera discuté plus particulièrement avec l'étude du bassin de Paris qui suit.

1.3 Contexte du bassin

1.3.1 Histoire géologique

Le bassin de Paris, situé dans le nord de la France, est un bassin sédimentaire intracratonique. Il est entouré par les massifs varisques : armoricain à l'ouest, des Vosges à l'est, des Ardennes au nord et du Massif central au sud (Figure 1). Le bassin est connecté au bassin belge, à la Manche et au bassin de Londres. Il communique également au sud-ouest, par le seuil du Poitou, au bassin aquitain et au sud-est, par le seuil de Bourgogne, au graben de la Bresse. Au sein du bassin, le relief est limité et les altitudes sont faibles à l'exception des bordures nord et est. Les formations géologiques sont, dans leur ensemble, disposées concentriquement du centre pour le Tertiaire jusqu'au Jurassique et Trias à l'extérieur. La superficie du bassin de Paris est d'environ 250 000 km² avec une profondeur maximale de l'ordre de 3000 m au centre. Cette pile sédimentaire est, enfin, affectée d'accidents tectoniques majeurs, en partie hérités de la période hercynienne et réactivés ensuite.

La structure tectonique du bassin de Paris est actuellement soumise à un régime de compression nord-ouest/sud-est (Cloetingh et al., 2010). À l'échelle du bassin de Paris, Beccaletto et al. (2011) distinguent, parmi les structures tectoniques, des catégories de failles :

- les structures de premier ordre du bassin, qui sont les failles majeures polyphasées d'origine varisque, ancrées dans le socle et visibles en surface comme le faisceau de Bray-Vittel. Elles ont été réactivées de différentes façons suivant leur orientation et les régimes de contraintes subis par le bassin depuis le Permo-Carbonifère jusqu'à l'actuel ;
- des failles monophasées normales de caractère décrochant correspondant aux prolongements régionaux des grabens Cénozoïques ;
- des failles profondes normales scellées par la séquence calcaire du Dogger et liées au régime d'extension tectonique permo-liassique.

La subsidence du bassin de Paris remonte à un événement thermique associé à l'effondrement de la chaîne Hercynienne à la fin du Carbonifère – début du Permien. Il a été soumis à un régime tectonique extensif dans le contexte d'ouverture, puis de fermeture de la Téthys et d'ouverture de l'Océan Atlantique. Puis le régime est devenu progressivement compressif à partir du Crétacé et le demeure au Tertiaire dans le contexte des orogénèses pyrénéenne et alpine (Guillocheau et al., 2000). De ce contexte de subsidence du bassin, des différents régimes tectoniques successifs et des variations eustatiques résultent des cycles majeurs de transgression/régression au sein du bassin et des phases d'érosion majeures (Guillocheau et al., 2000). La forme actuelle du bassin est principalement due aux activités de déformation et d'érosion d'âge Tertiaire et fin du Crétacé.

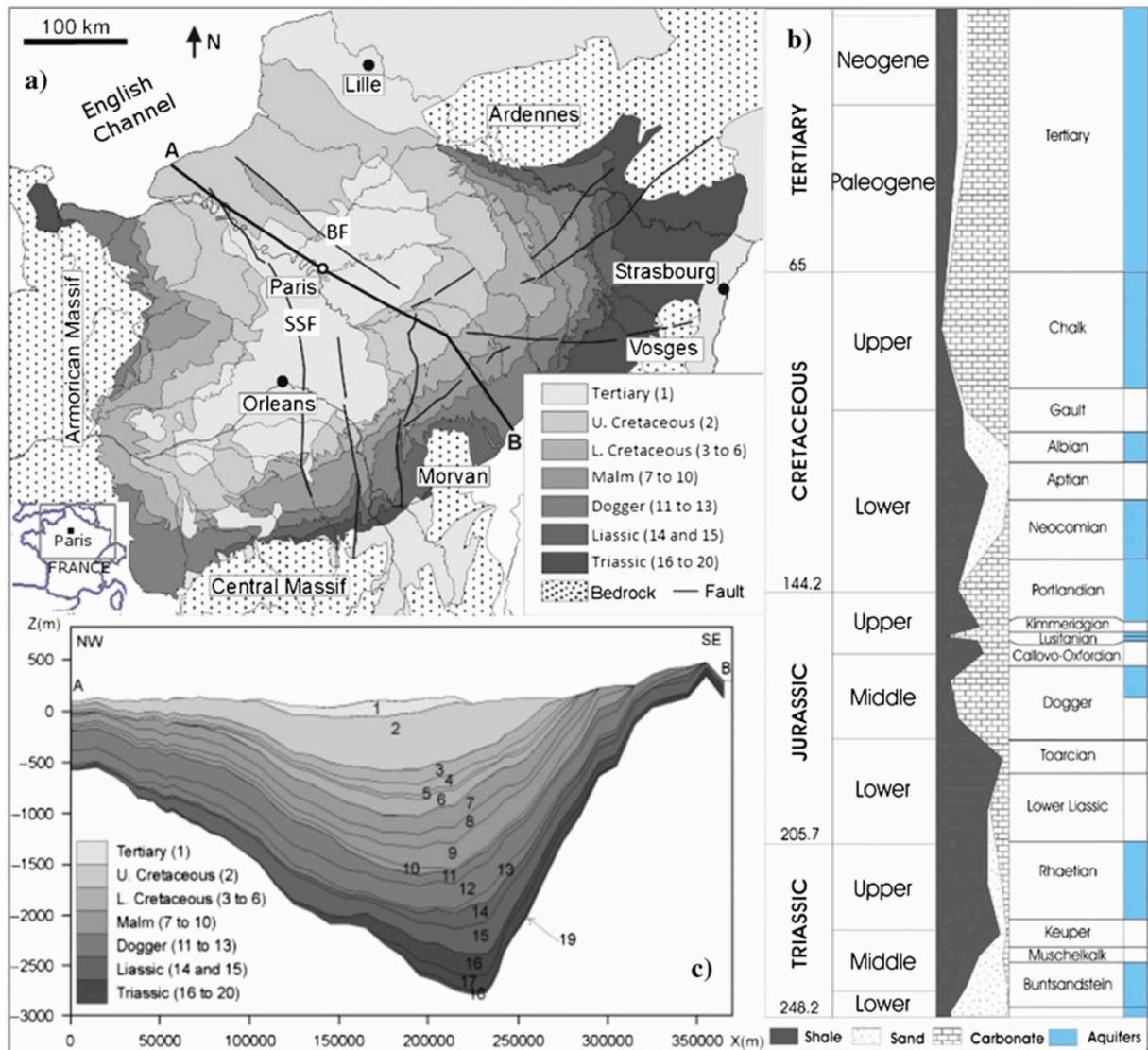


Figure 1 : a) Carte géologique simplifiée du bassin de Paris (Contoux et al., 2013) modifiée de Gonçalvès et al. (2003). BF faille de Bray. SSF faille de Seine-Sennely. b) Log litho-stratigraphique synthétique : situation des marqueurs, variation lithologique et localisation des formations-aquifères majeures (modifié de Contoux et al. (2013) issu et modifié de Jost et al. (2007). Âges en Ma. c) Coupe AB à travers le bassin du nord-ouest au sud-est, issue du modèle de bassin de Gonçalvès et al. (2010) modifiée de Contoux et al. (2013).

1.3.2 Histoire hydrogéologique et traçage des écoulements

Ce système multicouche de formations perméables carbonatées et détritiques (aquifères) et semi-perméables marneuses ou argileuses (aquitards) comprend neuf formations aquifères majeures. Au cours de l'histoire géologique du bassin, le moteur de l'écoulement au sein du bassin est soit un écoulement par compaction soit un écoulement gravitaire suivant que le bassin est respectivement ennoyé ou émergé au moins sur l'une de ses bordures. Au Trias et Jurassique, les écoulements se sont faits par compaction puis, en raison du soulèvement des bordures, les écoulements ont été gravitaires en direction du sud-est à la transition Jurassique-Crétacé et à la fin de l'Aptien (Violette, 2014). Enfin, en raison des orogénèses pyrénéenne puis alpine, les bordures au sud et sud-est se sont soulevées provoquant l'entrée d'eau

météorique et l'écoulement vers le nord-ouest (Violette, 2014). Ces écoulements gravitaires se font au sein des aquifères à cause du gradient de charges hydrauliques, mais aussi au sein des aquitards par drainance verticale, en raison du gradient de charges hydrauliques existant entre deux aquifères qui encadrent l'aquitard. Enfin, les travaux de Jost (2005) sur les paléo-forçages climatiques, géomorphologiques, eustatiques et ceux de (Contoux et al., 2013) sur les forçages anthropiques ont montré l'état transitoire du régime hydrodynamique du bassin.

Par ailleurs, des études ont montré l'impact de failles majeures du bassin de Paris sur l'hydrodynamique et la signature géochimique des eaux. Différents auteurs (Matray et al., 1989; Wei et al., 1990; Marty et al., 1993; Castro et al., 1998; Gonçalves et al., 2004; de Hoyos et al., 2012; Contoux et al., 2013) ont montré le rôle hydrodynamique joué par les failles qui peut s'accompagner du transport d'espèces chimiques en solution,.

1.4 Les données de température et de conductivité thermique : identification des anomalies et estimation des flux géothermaux

L'étude se fonde sur une revue bibliographique des travaux antérieurs et en cours sur le bassin de Paris dont la finalité est l'exploitation géothermique, l'hydrogéologie et plus partiellement les domaines de la géochimie, de la géophysique et de la géologie. Ces différentes données et travaux sur le bassin de Paris ont été géoréférencés, confrontés, hiérarchisés et corrélés grâce à un Système d'Information Géographique.

1.4.1 Synthèse des types de mesure de température

La température est l'une des mesures primordiales en géothermie, cependant sa mesure précise et représentative du réservoir géothermique reste délicate. Une mesure précise est nécessaire afin de distinguer des déviations d'un géotherme conductif à cause de transferts convectifs par exemple. Le matériel le plus précis communément utilisé pour des températures jusqu'à 130°C est la thermistance avec une précision de 0,001°C (Saar, 2011). Plus récemment ont été développées les mesures par fibres optiques qui permettent d'acquérir des profils selon la profondeur, mais à une précision plus faible que les thermistances (Saar, 2011). Le tableau 1 rassemble les mesures existantes les plus importantes en termes de qualité ou de nombre pour les problématiques liées à la géothermie profonde du bassin de Paris et de son régime thermique à l'actuel. Elles sont classées en différents types, les géothermomètres ne sont pas intégrés à cette synthèse.

Les conditions d'acquisition des mesures de température permettent de les distinguer. La précision de la mesure dépend à la fois de l'appareil de mesure (précision, pas d'échantillonnage des mesures, valeur mesurée moyenne ou maximale...) et des conditions de l'expérimentation in situ (circulations de fluides, de boues, présence de gaz, temps nécessaire et disponible pour atteindre l'équilibre thermique, contraintes économiques). Par ailleurs, plus le diamètre du forage est faible, moins il y a de probabilité de convection naturelle au sein du puits (Saar, 2011).

La thermométrie dite « au repos », réalisée au moins six mois après les opérations de foration, est la plus pertinente en absence de convection dans les ouvrages (Gable, 1986; Rojas et al., 1989; Demongodin, 1992). Elle permet d'acquérir la température sur la totalité de la colonne stratigraphique verticale et d'en déduire la variabilité verticale du gradient de température (Rojas et al., 1989). À l'échelle du bassin de Paris, de l'ordre d'une cinquantaine

de thermométries « au repos » ont été réalisées en particulier dans les années 80 et depuis. Les méthodes d'acquisition et de traitements ont évolué d'une étude à l'autre (Coleno, 1986; Gable et al., 1988).

Tableau 1 : Principales mesures de température : précision, nombre et conditions d'acquisitions.

Temperatures measurements	Precision (of the instrument)	Number (N)	Sampling	Conditions of acquisition	Bibliography
Thermometry at equilibrium	(0,01°C)	N<50	profile	geological formations (with and without casing) immobile fluid at least six months without activities	(Gable et al., 1980),(Gable et al., 1982), (Gable, 1986), (Gable et al., 1988), (Gable, 1989),(Coleno, 1986), (Demongodin, 1992), (Burrus, 1997), (Landrein et al., 2013)
Thermometry at the production levels during well testing	(0,1°C)	100< N<200	profile	aquifer (without casing) pumped fluid from the production levels during well testing	Dossiers d'Ouvrages Exécutés
Measurement at the casing shoe during well testing	(0,1°C)	100< N<200	mean value	aquifer (without casing) pumped fluid from the production levels during well testing;	(Maget et al., 1983), (Rojas et al., 1989), (Hamm et al., 2010)
DST (Drill Stem Test)	2-5°C (1°C)	10<N (15 selected by Bonté et al., 2013)	maximum value	Targeted formation (without casing) pumped fluid during well testing	(Maget et al., 1983), (Gable, 1986), (Demongodin, 1992), (Bonté et al., 2010), (Bonté et al., 2013)
Corrected BHT (Bottom Hole Temperature)	5-10°C	2400<N (494 selected by Bonté et al., 2013)	corrected maximum value	Targeted formation (without casing) pumped fluid after the circulation of mud to remove cuttings	(Maget et al., 1983), (Gable, 1986), (Demongodin, 1992), (Bonté et al., 2010), (Bonté et al., 2013)
Measurement at the wellhead	-	40 <N	mean value	Aquifer (without casing) pumped fluid during production	(Lemoine et al., 1939), (Castro, 1995), (Raoult, 1999)

La thermométrie de puits en production et la mesure statique au sabot se déroulent pendant les essais de production des forages géothermiques (Rojas et al., 1989). Cette mesure statique permet de prévoir la température moyenne en opération (Rojas et al., 1989). Avec les connaissances de l'époque sur la thermique et l'hydrogéologie du réservoir, Rojas et al. (1989) avaient estimé le temps de percée thermique à environ vingt ans, alors que la grande majorité de ces installations, toujours en fonctionnement actuellement, a dépassé cette durée de vie. Un seul cas de refroidissement est avéré à Alfortville (Hamm et al., 2010). Dans le bassin de Paris, ces données géothermiques sont affectées d'une surreprésentation, notamment de l'aquifère du Bathonien, aux dépens des autres formations qui composent le bassin. La thermométrie de puits en production permet, en complément de la débitmétrie, de repérer les niveaux producteurs du réservoir cible. La mesure statique réalisée au sabot (base du tubage/sommet du réservoir) est ponctuelle et intégratrice sur la hauteur du trou nu. L'ordre de grandeur de la longueur de trou nu varie entre des extrêmes de plusieurs dizaines de mètres à un peu plus de deux cents mètres. Ainsi, en moyenne, la répartition des niveaux

producteurs selon la hauteur du trou ouvert, en fond ou au sommet, pourrait théoriquement expliquer des différences de températures de quelques degrés à cause du gradient de température conductif moyen de l'ordre de 3°C/100 m.

La mesure de température DST (Drill Stem Test) a lieu lors des tests de formations dans les forages pétroliers et elle est de moins grande précision car la durée du test est moindre (Maget et al., 1983; Bonté et al., 2010).

La mesure BHT (Bottom Hole Temperature) est un des sous-produits des diagraphies (Garibaldi, 2010). Elle est entachée de fortes incertitudes en raison de circulations de boues à température inférieure à celle de la formation quelques heures avant la mesure pour extraire les cuttings (Gable, 1986) (les températures sont généralement surestimées dans les horizons superficiels et sous-estimées pour les niveaux profonds). Des corrections empiriques ou analytiques sont appliquées (Gable, 1986; Goutorbe et al., 2007; Bonté et al., 2010; Pasquale et al., 2013), ce qui permet de réduire les incertitudes de mesure (Goutorbe et al., 2007; Bonté et al., 2010; Burrus, 1997). Ces mesures pétrolières sont les plus nombreuses et les mieux réparties géographiquement. Néanmoins, elles ciblent souvent des niveaux poreux, des structures pièges pour les hydrocarbures et des zones situées à proximité de failles.

La mesure de température en surface est réalisée sur un puits débitant (artésien ou non). L'incertitude majeure résulte du refroidissement du fluide au cours de sa remontée dans l'ouvrage. Cette mesure est instantanée et peut-être acquise de façon continue.

Ainsi, les thermométries « au repos » permettent une compréhension sur la verticale du régime thermique, mais leur distribution spatiale et densité restent trop faibles. Aussi, les mesures de température au sabot de puits géothermique assurent un accroissement de la densité d'information de certaines régions. L'intégration de données de natures différentes dans une même représentation spatiale doit alors être envisagée avec précaution. Enfin, les mesures de température en surface sur les puits débitants garantissent le suivi temporel thermique des réservoirs exploités.

1.4.2 Estimation des conductivités thermiques

La conductivité thermique est un paramètre qui peut être mesuré au laboratoire suivant plusieurs méthodes, mentionnées, détaillées par Coleno (1986), Norden et Förster (2006), Goutorbe et al. (2006), Fjeldskaar et al. (2009), Pasquale et al. (2011), Haffen et al. (2013). Demongodin (1992) cite les différentes études sur le bassin de Paris. Coleno (1986) liste une partie des forages du bassin de Paris pour lesquels il y a eu des mesures sur carottes : Nantouillet, Provins, Beynes, Saint-Illiers, Melleray, Aulnay-Sous-Bois... Les publications de Gable (1986), Gable et al. (1988), Gable (1989) comprennent une partie de ces mesures de conductivités thermiques. Cependant, le nombre de données disponibles reste limité et certains niveaux sont trop peu documentés car non échantillonnés.

Une méthode alternative est de calculer cette conductivité thermique (Demongodin, 1992; Goutorbe et al., 2006; Fjeldskaar et al., 2009; Pasquale et al., 2011; Fuchs et al., 2013). Au terme d'une synthèse des méthodes existantes, la méthodologie, développée par Demongodin (1992) et appliquée au bassin de Paris, est fondée sur :

- l'évaluation de la porosité et de la minéralogie ou alors des lithotypes à partir des diagraphies ;
- l'utilisation de tables de conductivités thermiques des minéraux ou lithotypes ;

- l'emploi d'un modèle géométrique ou modèle série dans le cas de fortes stratifications de la formation ;
- la correction en température ;
- l'emploi d'un modèle géométrique pour la matrice moyenne et le fluide.

Cette méthode permet d'avoir une précision de 10% avec une description minéralogique des diagraphies, alors qu'elle n'est que de 20% avec une description lithologique (Demongodin et al., 1992) en comparaison des mesures en laboratoire.

Par ailleurs, Demongodin (1992) constate que la conductivité thermique des argiles du bassin de Paris est inférieure à celle calculée. À partir des trois mesures sur le bassin de Paris, Vasseur et al. (1995a) ont calculé des relations empiriques pour corriger les conductivités thermiques calculées pour les argiles avec le modèle géométrique. Giraud et al. (2007) se sont attachés à la compréhension de l'anisotropie de la conductivité thermique des argiles à partir des mesures sur le site de Bures dans le bassin de Paris. Plus récemment, à partir des travaux de Vasseur et al. (1995a, 1995b) sur l'anisotropie de conductivités thermiques du bassin de Paris, Guillou-Frottier et al. (2011) constituent une loi d'anisotropie de la conductivité thermique. La composante verticale est fondée sur les mesures *in situ* sur des formations argileuses alors que la composante horizontale est calculée sur des mesures en laboratoire sur de la kaolinite pure.

1.4.3 Identification des anomalies de température, calcul des gradients et flux géothermaux

Les mesures de thermométrie « au repos » montrent des variations de températures sur la verticale qui traduisent de façon combinée ou non : i) l'hétérogénéité verticale des propriétés thermiques en liaison avec la porosité et la nature lithologique des roches traversées, ii) les phénomènes convectifs liés aux écoulements de fluides, et iii) la mémoire de la modification des conditions à la limite supérieure, i.e. : les paléoclimats.

Les thermométries « au repos » réalisées à grande résolution dans des forages en trou nu au regard de la formation du Bathonien permettent une analyse de détail de la morphologie des anomalies de température (Tableau 2). Ce tableau de synthèse des anomalies comprend une estimation de l'amplitude thermique maximale du refroidissement et un essai de classification des anomalies :

- (a) un profil de température qui, avec la profondeur, présente un fort gradient négatif, une inversion locale et un gradient positif qui décroît jusqu'à rejoindre le gradient moyen de température ;
- (b) même type de profil que le (a) à l'exception de l'inversion du gradient de température qui est progressive ;
- (c) un profil de température qui, avec la profondeur, tend vers un gradient nul, puis un gradient positif qui décroît jusqu'à rejoindre le gradient moyen de température.

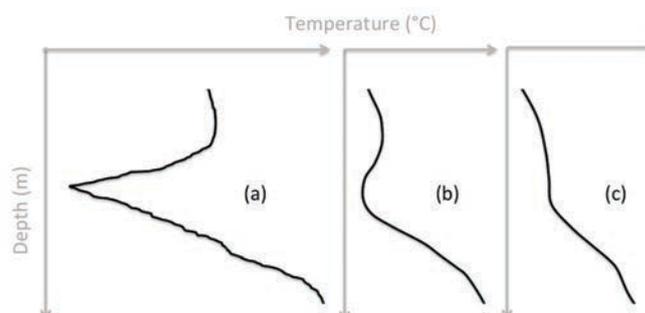
Parmi les 10 forages présentant des anomalies de température, le forage du Blanc-Mesnil n°2 a subi une phase d'injection avérée à la différence des autres forages (Coleno, 1986). L'une des deux thermométries acquise sur le forage d'Aulnay-sous-Bois possède un profil de température incomplet, ce qui rend l'estimation de l'amplitude moins sûre. Ces deux thermométries sont donc écartées de notre analyse.

Coleno (1986) met en évidence que ces anomalies de température sont corrélées avec les niveaux producteurs et propose trois hypothèses d'origine anthropique liées à la présence d'un ouvrage : des mouvements de convection locaux créant une homogénéisation de la température au sein du trou de l'ouvrage, une manifestation indirecte d'une circulation dans les niveaux producteurs, un artefact à cause des pompages et des injections. Pour un petit nombre de forages géothermiques, le temps écoulé entre les tests de production et les thermométries « au repos » est remplacé en fonction de l'amplitude thermique et le type de morphologie de l'anomalie est mentionné (Figure 2). L'amplitude de l'anomalie décroît avec l'accroissement du temps écoulé et le type d'anomalie s'organise selon l'ordre, a, b et c. Sur un même forage (La Courneuve, GLC1), deux thermométries ont été réalisées à quelques mois d'intervalles et soulignent cette tendance. Cependant les conditions des tests de forage étant variées (nature du fluide, volume et durée de pompage et d'injection...), l'amplitude et le type d'anomalie sont variés pour des temps écoulés courts. Enfin, ces déflexions recouvrent probablement des causes différentes. À partir du témoignage sur Vulaines (Gable et al., 1988), il semblerait par exemple qu'un écoulement artificiel lié au forage se soit mis en place.

Tableau 2 : Principaux types de déflexions thermiques observables au Bathonien.

Well	Thermal amplitude	Type of heterogeneity	Bibliography
Aulnay-sous-Bois, GAY1	3,5°C	(a)	(Coleno, 1986), (Gable et al., 1982), (Gable, 1986)
La Courneuve, GLCS1	2,4°C	(a)	(Coleno, 1986), (Gable et al., 1982), (Gable, 1986)
Epernay, GEPE1	1,2°C	(b)	(Coleno, 1986)
Vulaines, 1	1,7°C	transition between (b) and (c)	(Demongodin et al., 1991), (Burrus, 1997)
La Courneuve, GLCS1	0,9°C	transition between (b) and (c)	(Coleno, 1986), (Gable et al., 1982)
La Villette, GLAV1	0,8°C	transition between (b) and (c)	(Coleno, 1986)
Evry, GEV1	0,7°C	(c)	(Coleno, 1986)
Le Blanc-Mesnil, GBMN1	0,6°C	(c)	(Coleno, 1986)
Fontainebleau, GFO1	0,4°C	(c)	(Coleno, 1986)

(a) inverted profile, negative gradient and sharp shape; (b) inverted profile, negative gradient and curved shape; (c) partially vertical profile, zero gradient



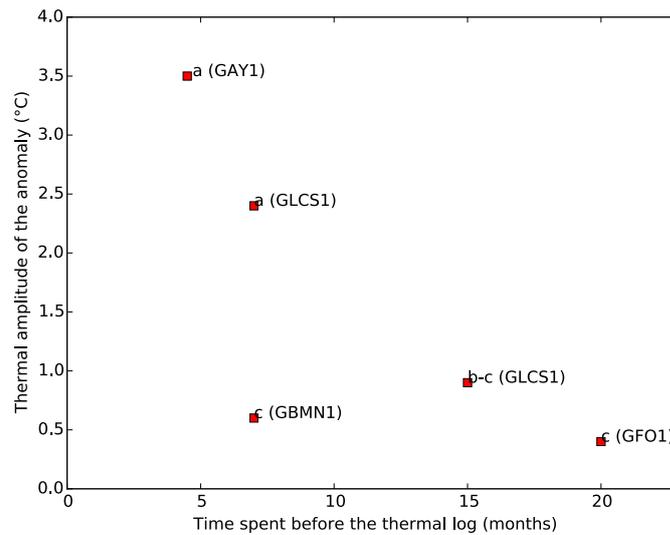


Figure 2 : Amplitude de la déflexion thermique en fonction du nombre de mois écoulés au repos entre la thermométrie et la dernière opération effectuée dans le puits et du type d'anomalie (a, b, c) : GAY1, Aulnay-sous-Bois ; GBM2 et GMB1, Le Blanc-Mesnil ; GLC1, La Courneuve ; et GFO1, Fontainebleau.

Toujours avec des thermométries, Demongodin (1992) et Burrus (1997) relèvent, au sein de la Craie, un gradient de température constant. Or, considérant un flux géothermal constant, ils s'attendaient à un effet de la compaction entraînant une réduction de la porosité avec la profondeur et donc une augmentation de la conductivité thermique, d'où un gradient thermique variable. Burrus (1997) propose alors l'hypothèse qu'un effet paléoclimatique (Dernier Maximum Glaciaire) sur la condition à la limite supérieure du bassin vient compenser les effets dus à la compaction de la Craie avec la profondeur. Notons aussi qu'en dehors du contexte du bassin de Paris, Waples et Tirsgaard (2002) montrent que la conductivité thermique verticale de la Craie varie peu pour des porosités de l'ordre de 0,15 à 0,45.

À l'échelle d'un système multicouche, les mesures de thermométrie permettent de calculer la variabilité selon la verticale du flux géothermal via le calcul du gradient de température de chaque couche géologique et la connaissance de leur conductivité thermique. La Figure 3 présente une synthèse du flux géothermal obtenu à partir d'une dizaine de thermométries situées au centre du bassin sédimentaire (Dentzer et al., 2016). Elle diffère localement pour trois formations (Dentzer et al., 2016) de celles obtenues par Demongodin (1992) qui présentaient des inconsistances entre les illustrations et tableaux qui ont permis de la construire. Même si l'incertitude obtenue pour chaque point est du même ordre de grandeur que les variations du flux géothermal, cette figure permet de relever un certain nombre de points :

- les minima de flux géothermaux coïncident avec les formations aquifères (Albien-Aptien, Néocomien, Portlandien, Lusitanien et Bathonien) ;
- les maxima de flux géothermaux centrés sur une valeur de 85 mW/m^2 coïncident avec les formations aquitards (Kimméridgien, Oxfordien, Bajocien, Toarcien) ;
- les valeurs intermédiaires correspondent aux aquitards situés en positions sus- et/ou sous-jacentes aux deux grands aquifères profonds du bassin de Paris, soit : les

aquitards du Barrémien et de l'Albien argileux pour l'aquifère de l'Albien-Aptien, et l'aquitard du Callovien pour le Bathonien ;

- une augmentation du flux géothermal pour les horizons les plus profonds, du Lias et du Rhétien ;
- une diminution du flux géothermal au-dessus de la formation du Kimméridgien (Coleno, 1986; Demongodin, 1992).

Selon la résolution d'observation, soit à l'échelle de la formation ou alors tous les mètres, des phénomènes probablement advectifs peuvent être appréhendés. Ces deux échelles d'observation semblent permettre d'identifier respectivement, d'une part, des phénomènes advectifs d'origine naturels, voire anthropiques, et, d'autre part, des phénomènes advectifs d'origine purement anthropique (opérations de développement de puits et tests au Bathonien). En effet, ces deux résolutions d'observation révèlent probablement des mécanismes transitoires de transfert de la chaleur à des échelles de temps variées. À ces transferts advectifs, s'ajoute un transitoire paléoclimatique, induit par la modification de la condition à la limite supérieure (Dentzer et al., 2016). Les thermométries « au repos » sont donc représentatives à un instant « t » de l'état thermique du bassin. Elles restent néanmoins ponctuelles/locales et ne permettent pas à elles seules de proposer une spatialisation tridimensionnelle de la température. Il est alors nécessaire d'intégrer d'autres types de données.

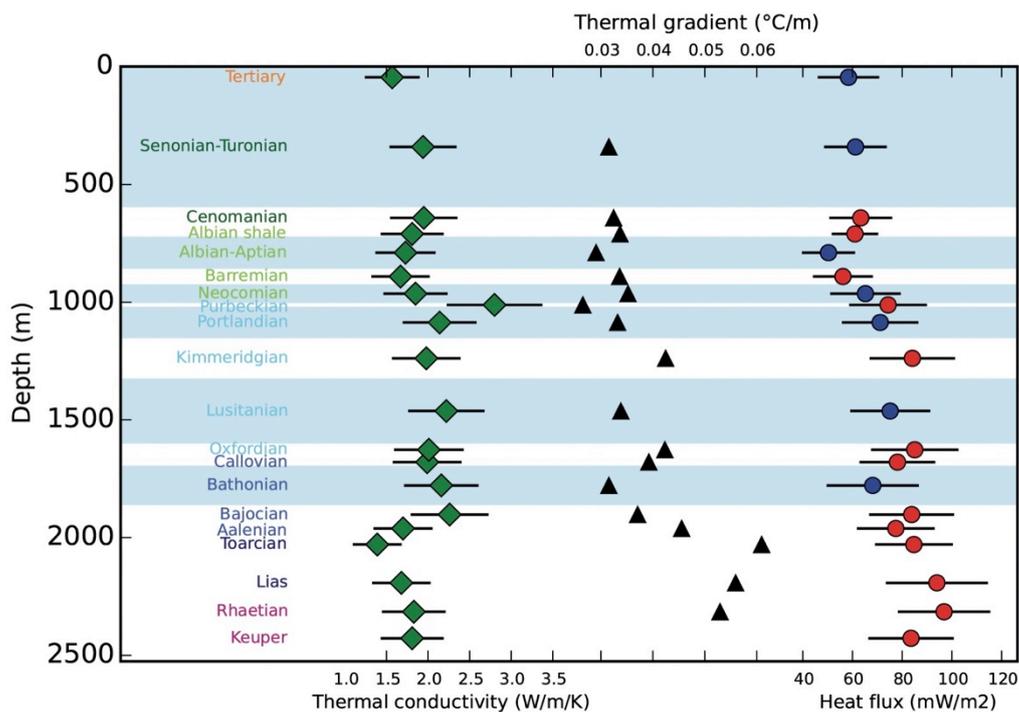


Figure 3 : Synthèse (Dentzer et al., 2016) des conductivités thermiques (à gauche), du gradient thermique (au centre) et du flux de chaleur moyen (à droite) par formation (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) du bassin de Paris et de leurs incertitudes tirées de Demongodin (1992). Le flux de chaleur a été recalculé et corrigé à l'exception du Tertiaire et du Keuper faute de données de gradient thermique publiées (au centre), les incertitudes prennent en compte les 20% d'incertitudes sur les conductivités thermiques (Vasseur et Demongodin, 1995). Les formations aquifères apparaissent sur fond bleu, les formations aquitards sur fond blanc. Localisation des thermométries sur la Figure 4.

1.4.4 Spatialisation, cartes de température et de flux géothermal

Si la structure multicouche aquifères/aquitards et l'impact des paléoclimats sont bien mis en évidence grâce aux thermométries, une spatialisation de la température et du flux géothermal est nécessaire pour aborder d'autres phénomènes thermiques et leur lien avec l'architecture du bassin ou l'exploitation anthropique des ressources.

À cette fin, la distribution spatiale du flux géothermal d'une précision de +/- 10-15 mW/m² (Lucazeau et Vasseur, 1989) se fonde sur les mesures pétrolières (BHT) et thermométries corrigées de l'effet topographique, mais sans tenir compte des effets paléoclimatiques. Elles ont été acquises dans différentes formations du bassin, dont certains secteurs sont parfois mal renseignés (Figure 4). Puis, les principales observations d'anomalies thermiques issues des mesures de température pétrolières (BHT corrigés et DST), qui sont nombreuses, sont identifiées et spatialisées (Figure 5). Ensuite, les données de mesure statique de la température au sabot des forages géothermiques au Bathonien permettent de tracer une carte de distribution spatiale de la température (Figure 6). Ces mesures, bien qu'homogènes en nature/origine, possèdent une distribution spatiale hétérogène et leur interpolation est donc plus ou moins bien contrainte selon les secteurs de la carte considérés. En parallèle, ces données sont représentées en fonction de la profondeur (Figure 7). Enfin, les mesures en tête de forages débitant à l'Albien ont été considérées et comparées à des mesures à proximité et de meilleure qualité : mesures aux niveaux producteurs des installations géothermiques à l'Albien et thermométries (Figure 8). Les anomalies observées par Coleno (1986) et Demongodin (1992) dans la partie supérieure du bassin et à l'Albien sont discutées en fonction des connaissances hydrogéologiques actuelles (Figure 9).

1.4.4.1 Carte de flux géothermal

La carte de distribution spatiale du flux géothermal (Figure 4) (Lucazeau et Vasseur, 1989) est hétérogène et reflète l'hétérogénéité des processus au sein du milieu. L'allure incurvée des lignes d'isoflux au centre du bassin traduirait de possibles effets advectifs (Lucazeau et Vasseur, 1989; Aubertin et al., 1987). L'isoflux 80 mW/m², délimitant régionalement une zone de flux géothermal fort, englobe un ensemble de failles varisques compris entre le faisceau de failles de Bray-Vittel et celui de Seine-Sennely (Figure 4), ce qui sera à nouveau souligné par des observations complémentaires en Figure 5.

Le flux géothermal relativement fort (90-100 mW/m²), observé à l'est du bassin correspondrait au rifting d'âge Cénozoïque (fossé rhénan...), et au sud du bassin, à la remontée d'un diapir mantellique au niveau du massif central pendant le Cénozoïque (Le Solleuz et al., 2004). À l'échelle de l'Île-de-France, le flux est de l'ordre de 70-80 mW/m² et il est compris entre moins de 50 mW/m² et plus de 100 mW/m² à l'échelle du bassin de Paris. On remarque que ces variations horizontales, enregistrées dans le bassin de Paris grâce à des mesures toutes profondeurs confondues (Lucazeau et Vasseur, 1989), sont de l'ordre des variations de flux selon la verticale (Figure 3), ce qui souligne l'enjeu des profondeurs considérées pour déterminer un flux moyen (horizons impactés par les paléoclimats, aquifères...).

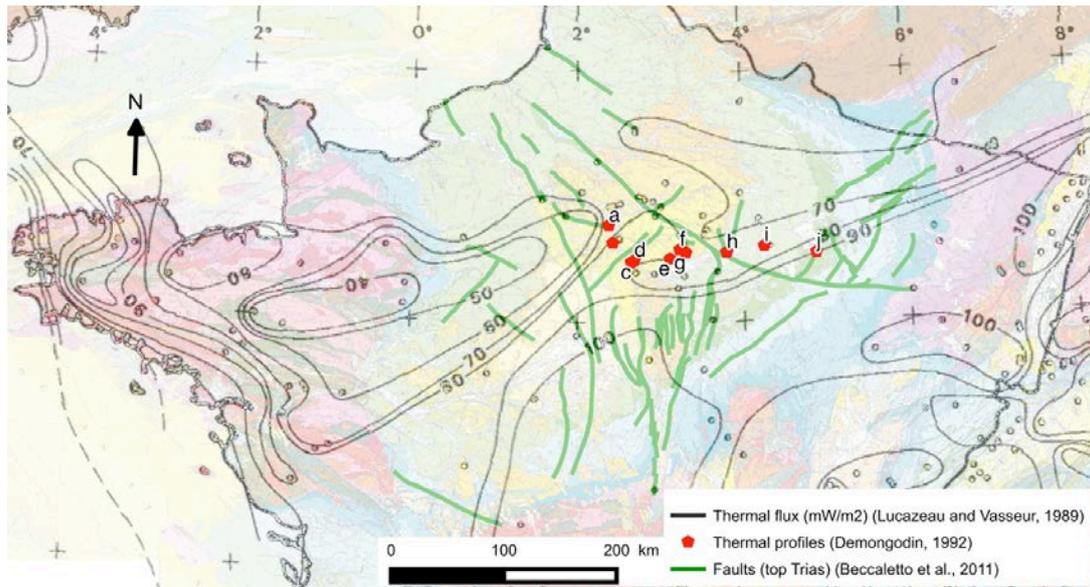


Figure 4 : Carte de flux géothermal (mW/m²) pour le nord de la France issue et adaptée de Lucazeau et Vasseur (1989) et en fond de carte par transparence, la carte géologique de la France au 1/1 000 000ème (BRGM). Localisation des thermométries utilisées pour les Figure 3 et Figure 9 : a) Chevilly-Larue, b) Evry, c) Chailly, d) Brie, e) Donnemarie, f) Vulaines, g) Provins, h) Saint-Just-Sauvage, i) Grandville Est, et j) Der.

1.4.4.2 Spatialisation des données pétrolières et autres données

Les localisations des anomalies thermiques issues des mesures de température pétrolières (BHT corrigés et DST) ont été confrontées avec la salinité et les structures du bassin (Figure 5). Plusieurs d'entre elles coïncident avec des failles et pourraient traduire des mouvements convectifs verticaux.

1.4.4.2.1 Failles

Il a été choisi de représenter toujours les mêmes schémas structuraux au toit du Trias pour des soucis de clarté de l'illustration (Beccaletto et al., 2011) (Figures 4, 5 et 6), (Gély et al., 2014) (Figures 5 et 6). Ainsi, toutes ces failles ne recoupent pas systématiquement tous les horizons. En effet, depuis le niveau du Trias, la densité des failles a tendance à décroître vers la surface. Les tracés de Beccaletto et al. (2011) correspondent aux failles majeures du bassin de Paris auxquelles on ajoute celles illustrées dans Gély et al. (2014). Les structures souples dans la zone d'exploitation géothermique, dont l'Anticlinal de Meudon à proximité de la faille de Beynes-Meudon, sont également représentées (Guillocheau et al., 2000) (Figures 6).

Le premier faisceau de failles majeur est celui de Bray-Vittel. La faille de Bray serait la seule structure du bassin qui intersecte le Moho (Beccaletto et al., 2011). Au sein du bassin sédimentaire, d'importants rejets sont observés, jusqu'à plus de 500 m. Au nord de Bray-Vittel (région Est, relativement à Paris et aux points d'intérêts de la Figure 5), les failles sont en partie orientées selon une direction nord-sud. Au sud de la faille de Bray, à proximité de la faille de Valpuiseaux, les failles sont principalement d'orientation varisque. Théoriquement, c'est l'orientation la moins favorable pour des écoulements au sein des failles à l'actuel, en raison des contraintes régionales de direction nord-ouest/sud-est. Une partie, seulement, de ces failles n'est pas scellée au Dogger, comme le montre la coupe de (Burrus, 1997).

Dans la région sud (Figure 5) se trouve le second faisceau majeur de failles de Seine-Sennely. Entre le faisceau de Seine-Sennely et de Bray-Vittel, de nombreuses failles d'orientations nord-sud sont présentes.

Au sud de Paris, les failles de Meudon et de Beynes figurent parmi les quelques rares failles recensées actuellement au Permo-carbonifère (Gély et al., 2014), en comparaison de celles du Trias. Au Trias, elles forment géométriquement les longs côtés d'un rectangle (Gély et al., 2014). Au Bathonien, Rojas et al. (1989), tout en parlant d'anticlinal de Meudon, relèvent un rejet de l'ordre de 100 m entre des forages d'un même doublet situés de part et d'autres de ce tracé de failles.

1.4.4.2.2 Failles, fracturations et tests hydrodynamiques

Les failles, mais également les fractures, plus difficilement observables par la géophysique, peuvent être des voies préférentielles des écoulements. Ainsi, les résultats de tests hydrodynamiques peuvent être interprétés entre autres par de la fracturation.

À proximité de la faille de Bray, Trémolière (1985) relève à Coulommès Vaucourtois (1, numéro sur la figure 5) une fracturation intense verticale, parallèle et d'orientation similaire à celle de la faille de Bray. Sur des critères hydrodynamiques, de perméabilité, Maget et al. (1983) supposent qu'il y a de la fracturation à Meaux (2) et Coulommiers (3) (Figure 5, Figure 6). Au nord dans la région de Beauvais (4), de fortes transmissivités mesurées sont également interprétées par de la fracturation au Lusitanien (Maget et al., 1983). Dans cette région de la Boutonnière de Bray, cette formation affleure en raison de la flexuration des formations et de l'érosion des couches sus-jacentes. À l'ouest de la faille de Bray, des arrivées mesurées au débitmètre à Clichy-sous-Bois (5) et Aulnay-sous-Bois (6) ont été interprétées par de la fracturation et/ou des chenaux de dissolution (Maget et al., 1983).

Au sud, dans la région de Sens (7) à l'échelle du forage, les fortes perméabilités mesurées sont attribuées à de la fracturation intense (Maget et al., 1983). À l'est de la faille majeure de Seine, dans la région de Mantes, de fortes transmissivités au Lusitanien ont été interprétées par de la fracturation (Maget et al., 1983). Plus à l'est, à proximité des installations géothermiques de Cergy (9), se trouve un ensemble de structures dont la faille de Banthelu (Beccaletto et al., 2011). Des tests ont montré à Cergy une limite hydraulique de type barrière (BRGM, 1981a).

Au sud de Paris, à Ris-Orangis (10), Maget et al. (1983) supposent qu'il y a des fractures drainantes sur des critères hydrodynamiques de perméabilité. Plus près de Paris, à la profondeur du Lusitanien, Bouniol (1985) interprète la forte productivité à Orly (11) par de la fracturation locale en raison des faibles perméabilités environnantes dans cette région de l'aquifère. Au Bathonien, la faille de Meudon serait une discontinuité géométrique, mais pas hydrodynamique (Rojas et al., 1989). En revanche, des travaux récents (Hamm et Giuglaris, 2014), fondés sur les données d'essais de production en régime transitoire aux puits de Créteil et de Bonneuil-sur-Marne (12), mettent en évidence de fortes variations de transmissivité, qui peuvent être interprétées par des zones proches des puits naturellement très perméables et puis également une ou des frontière(s) imperméable(s), qui ne peuvent être exclues.

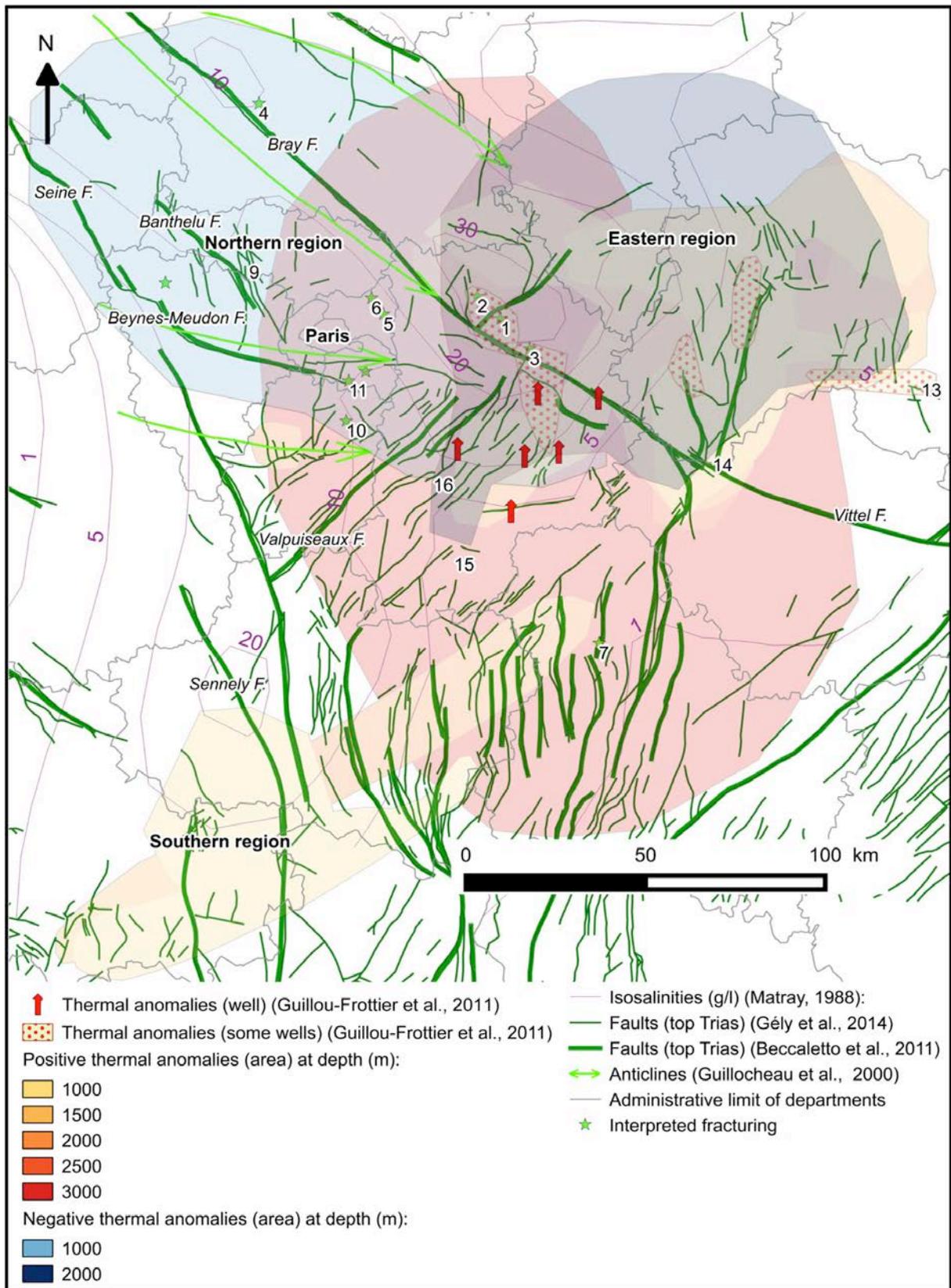


Figure 5 : Cartographie des failles (au toit du Trias), des isoconcentrations en sel et des anomalies thermiques (positives et négatives) établies à différentes échelles (un forage, un ensemble de forages et régionale) et issues principalement des données pétrolières.

1.4.4.2.3 Géochimie, salinité

Les isosalinités représentées sont celles observées au Dogger (Figure 5, (Matray, 1988), Figure 6, (Rojas et al., 1989). Pour la suite de l'étude, cet horizon a été choisi car c'est la formation la plus exploitée pour la géothermie. L'origine des fortes salinités observées à l'actuel dans le Dogger résulte de la combinaison de différents processus qui se sont produits au cours de l'histoire géologique du bassin. Selon les périodes considérées, le moteur de la migration du sel depuis sa source située dans les formations du Trias est soit : la compaction (écoulements verticaux au travers des aquitards), gravitaire (écoulements horizontaux) ou l'advection le long des failles (écoulements verticaux) (Gonçalvès et al., 2003; Violette, 2014).

La Figure 5 illustre les isosalinités maximales (30 g/l) selon la faille de Bray. Rojas et al. (1989) constatent la présence d'un fluide minéralisé et chaud à Meaux-Coulommiers (2 et 3, Figure 5). La salinité diminue en s'éloignant de la faille de Bray, (les isosalinités décroissent de 20, 10, 5 g/l) cependant un maximum local est observé plus à l'Est du bassin, dans la région de Vitry-le-François (13).

Dans la région Sud, une isosalinité fermée à 20 g/l et une isosalinité à 10 g/l sont observées. Elles sont en concordance avec la faille de Sennely. À cet endroit, le Dogger est peu perméable en raison de la présence du Sillon Marneux. Le sel a donc d'abord migré vers l'ouest depuis sa source au sein des formations du Trias, avant de remonter verticalement par la faille de Sennely et venir envahir le Dogger (Matray, 1988).

Au sud de Paris, le « rectangle » de failles de Beynes-Meudon est inclus dans des salinités supérieures ou égales à 10 g/l d'après la carte de (Matray, 1988) (dans (Bordas-Le Floch et al., 1999) (Figure 5), alors qu'elles peuvent atteindre jusqu'à 25 g/l dans une étude plus locale conduite à partir des puits géothermiques (Rojas et al., 1989) (Figure 6). De plus, à partir d'arguments de datation des eaux, de vitesses d'écoulements, de compositions chimiques et isotopiques, Rojas et al. (1989) considèrent qu'il y a probablement des remontées de fluides provenant des niveaux triasiques plus profonds à la faveur des failles.

1.4.4.2.4 Observations complémentaires

À proximité de la faille de Seine-Sennely, Trémolière (1985) note la présence d'hydrocarbures au Crétacé et en conclut que c'est un témoin de l'ouverture de la faille. Par ailleurs, à une distance de 25-150 m de cette même faille, des processus de transformations des argiles illite/smectite sont le témoin de particularités thermiques de type convectif (Burrus, 1997). L'orientation sud-nord de la faille suggère une activité hydrothermale pendant la fin du Jurassique (Burrus, 1997).

1.4.4.2.5 Hétérogénéités thermiques régionales issues des travaux des années 80

À partir de la distribution spatiale des mesures thermiques, Maget et al. (1983) relevaient dans la région Sud une anomalie thermique située à 1000 m de profondeur qui pourrait être corrélée ou non à la présence de la faille de Sennely. Toujours au sud, les anomalies situées à 1000 m et 2000 m de profondeur possèdent une orientation sud-ouest/nord-est qui pourrait résulter de la présence de structures profondes (Gable et al., 1988).

1.4.4.2.6 Hétérogénéités thermiques régionales

En trois dimensions à l'échelle de la France et en s'appuyant sur la synthèse des données pétrolières (BHT et DST), le modèle géostatistique de distribution de ces températures en 3D de Bonté et al. (2010) possède une portée régionale de 1500-2000 m sur la verticale et de 20-25 km selon l'horizontale. Le profil thermique moyen en fonction de la profondeur, issu des mesures pétrolières du bassin de Paris, est de $T(z) = 10 + 0,0349 * z$ (°C) (Bonté et al., 2010).

À 3000 m, une anomalie étendue positive se trouve au centre du bassin (Figure 5). Des causes possibles sont proposées : l'épaisseur sédimentaire, le type de sédiments et leur conductivité thermique, la nature du socle et la production radiogénique, la circulation de fluide (Bonté et al., 2010). D'échelle spatiale beaucoup plus petite, une anomalie de température chaude située à 2000 m se trouve au sud de Paris (Bonté et al., 2010). Elle pourrait être corrélée ou non à une zone fortement faillée selon plusieurs orientations qui est visible au toit du Trias. Toujours à 2000 m, une anomalie froide, relativement au modèle à l'échelle de la France, est localisée au centre du bassin (« région Est »). À 1000 m, une anomalie plus froide est centrée sur la « région Nord » du bassin (Bonté et al., 2010). Enfin, une anomalie positive est observée à l'est de Paris à différentes profondeurs 1500, 2000, 2500 m selon les horizons utilisés pour découper le bloc 3D (Guillou-Frottier et al., 2011), (Bouchot et al., 2012).

1.4.4.2.7 Variation thermique à l'échelle de plusieurs puits ou d'un puits

En étudiant plus en détails les mesures BHT, des anomalies thermiques de plusieurs dizaines de degrés, à l'échelle d'un groupement de forages sur un même secteur géographique, sont observées et interprétées par des remontées chaudes (Guillou-Frottier et al., 2011). Deux zones d'anomalies chaudes, à partir de mesures BHT, sont à cheval sur la faille de Bray (Figure 5). Elles sont interprétées par des phénomènes advectifs (Guillou-Frottier et al., 2011). Enfin, trois zones d'anomalies chaudes sont voisines des isosalinités à 5 g/l (Figure 5) et sont également interprétées par des phénomènes advectifs (Guillou-Frottier et al., 2011).

À l'échelle du forage, des anomalies thermiques de plusieurs dizaines de degrés sont également observées et interprétées par des remontées chaudes (Guillou-Frottier et al., 2011).

1.4.4.2.8 Observations thermiques issues des thermométries

À partir de la thermométrie de Saint Just-Sauvage (14), Burrus (1997) interprète une anomalie de flux thermique fort par des phénomènes hydrothermaux au niveau de la faille de Vittel. Il interprète également le profil thermique de Villemer (15) par la présence de la faille de Sancerre. Sur la thermométrie de Brie (16) (Demongodin, 1992), un aplatissement du profil de la thermométrie sur un peu moins de 200 m d'épaisseur au niveau du Lusitanien pourrait être causé par une cellule de convection au sein de failles, à la condition qu'il y ait des failles jusqu'au Lusitanien. Cette thermométrie se trouve dans un contexte de failles parallèles distantes de moins de 2 km.

1.4.4.3 Spatialisation des données géothermiques au Bathonien

1.4.4.3.1 Données

Afin d'étudier les anomalies thermiques des installations géothermiques au Dogger, elles ont été regroupées selon des critères régionaux et de proximité à des structures tectoniques (Figure 6). Pour les mêmes raisons que précédemment (1.4.4.2.1), la carte de faille correspond au toit du Trias (Gély et al., 2014; Beccaletto et al., 2011). Les structures souples dans la zone d'exploitation géothermique, dont l'Anticlinal de Meudon situé à proximité de la faille de Beynes-Meudon, sont également représentées (Guillocheau et al., 2000) (Figure 6). Au sein du Bathonien (Figure 7), un écart de température important, de plus de 20°C, est observé entre le nord et le sud de Paris, sur une distance de moins de 15 km (Maget et al., 1983; Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010; Hamm et al., 2010).

1.4.4.3.2 Variation thermique majeure entre le sud et le nord de Paris

Cet écart de température ne s'explique pas par une différence de profondeur puisque ces mesures sont réalisées autour de 1600 m de profondeur (Figure 7). Pour expliquer cet écart de température, Maget et al. (1983) proposent trois causes possibles : (i) des structures souples, (ii) de la fracturation, et (iii) une hétérogénéité de sédimentation. Rojas et al. (1989) soulignent que les fortes variations de chaque côté de l'anticlinal de Meudon ne sont pas interprétables par des variations spatiales de flux ou de conductivités thermiques, mais par ce qui devrait être des écoulements horizontaux ou verticaux. Ces premiers sont retenus par les auteurs pour leur simulation numérique simplifiée. Cependant, elle n'est pas à même de représenter cet écart.

1.4.4.3.3 Distribution thermique de l'ensemble des installations

L'ensemble des mesures de température s'organise par ailleurs avec un maximum observé à proximité du dépôt centre (85°C - Coulommiers) et un minimum situé au nord-ouest (49°C – Beauvais, en dehors de la Figure 6). Elles sont comprises entre un gradient géothermal de 2,7°C/100m et 4,2°C/100m (Figure 7). Parmi l'ensemble des mesures, des secteurs peuvent être identifiés selon des gradients géothermaux décroissants : **i) le sud de Paris, ii) les installations de part et d'autre de la faille de Bray, iii) le nord de Paris. Enfin, quelques cas extrêmes s'expliquent par les perturbations anthropiques.**

1.4.4.3.4 Sud de Paris

Au sud de l'Île-de-France (Figures 6 et 7), le gradient de température représenté dans les couleurs brun, rouge, orange, violet, mauve et rose, est très fort, de l'ordre de 3,6 ; 3,9 ; 4,2 et au dessus de 4,2°C/100 m, ce qui n'est pas représentatif d'un gradient conductif moyen du bassin de Paris. Douze puits sont au-delà d'un gradient à 4,2°C/100 m et situés à proximité des structures tectoniques ou plicatives. Rojas et al. (1989) soulignent la présence d'un rejet vertical important (de l'ordre de 100 m) des formations traversées qui est observable entre les puits de trois doublets situés de part et d'autre de la faille de Beynes-Meudon. De très fortes différences de températures de l'ordre de 7°C entre les puits d'une de ces installations sont

observables. Enfin, au sein de cette sélection de puits, il y a une tendance à l'augmentation du gradient de température vers l'est.

1.4.4.3.5 Les installations de part et d'autre de la faille de Bray

Les groupes en vert foncé, kaki, vert clair, jaune (Figures 6 et 7) représentent les installations situées de part et d'autre de la faille de Bray. On retrouve la forte variation de la profondeur du Dogger entre le centre du bassin vers Coulommiers et les installations excentrées en jaune à Creil ou Beauvais (situés en dehors de la Figure 6). Globalement, ces installations dérivent vers des gradients de température de plus en plus forts en fonction de l'approfondissement du Dogger : de 3 à 3,3°C/100 m à -1100 m jusqu'à 3,6 à 3,9°C /100 m à -2000 m. Il est possible que l'une des causes de cette augmentation du gradient de température soit la distance latérale de ces installations à la faille de Bray et autres failles voisines.

1.4.4.3.6 Nord de Paris

D'est en ouest (Figures 6 et 7), on remarque la différence de profondeur importante de la formation du Dogger entre Meaux en vert foncé autour de -1800 m et l'est de la Seine-Saint-Denis autour de -1700 m en vert clair. Cependant, le gradient de température est du même ordre de grandeur de part et d'autre de la faille de Bray. Les fortes températures de Meaux sont probablement liées aux failles dont la faille de Bray. Les gradients de température de ces installations en Seine-Saint-Denis sont assez systématiquement classés des plus forts aux plus faibles en s'éloignant de la faille de Bray de 3,9 à 3,3°C/100 m. Après cette variation progressive, il y a une chute de température de l'ordre de 6°C en s'éloignant toujours de la faille de Bray. Les gradients de température les plus faibles sont observés au nord de Paris. Onze forages en bleu foncé, qui constituent l'anomalie froide (56-60°C), ont une grande homogénéité de température, bien plus grande que celle des puits constituant l'anomalie chaude située au sud de Paris. Les forages de l'anomalie froide sont ceux de La Courneuve, Villeneuve-la-Garenne, La Villette, Aubervilliers. Un écart de température certes inférieur est enregistré pour les formations supérieures mais aussi en surface avec des températures faibles au nord par exemple à La Villette (Figure 8).

1.4.4.3.7 Cas particuliers : bulles froides

Enfin, deux fortes différences de température de puits isolés par rapport au reste du groupe, situé entre -1800 m et -2000 m, en dessous de 70°C, représenté en vert foncé (à Coulommiers) et situé entre -1600 m et -1700 m à moins de 60°C, représenté en brun (à Orly 2- Le Nouvelet) s'expliquent simplement par l'activité de pompage. En effet, ces puits se trouvent dans des bulles froides d'activité antérieure de réinjection.

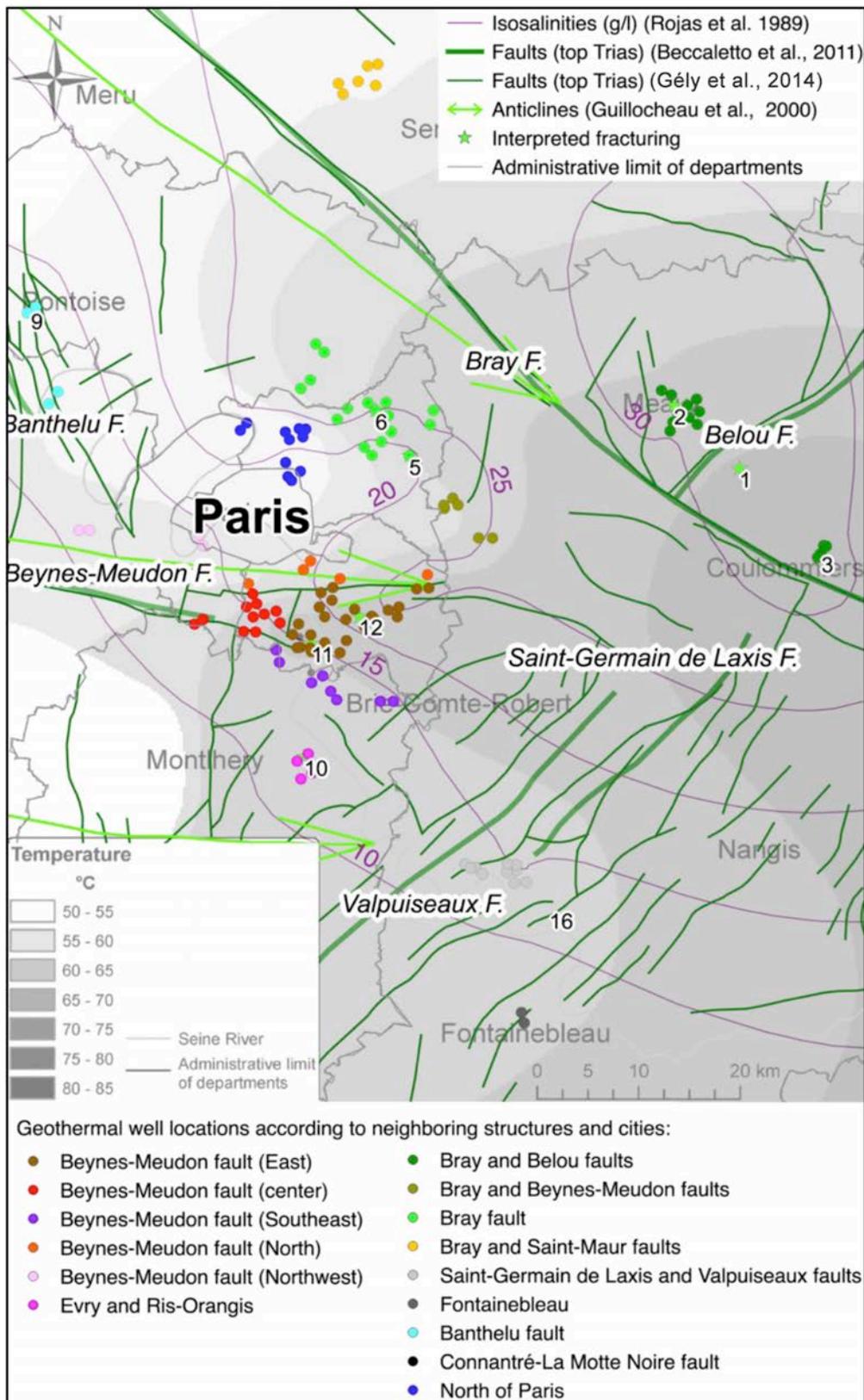


Figure 6 : Regroupement des doublets géothermiques au Bathonien suivant leur distribution spatiale et la présence de structures tectoniques. Isothermes et isosalinités (carte modifiée de Rojas et al. (1989) ainsi que les observations détaillées précédemment (Figure 5).

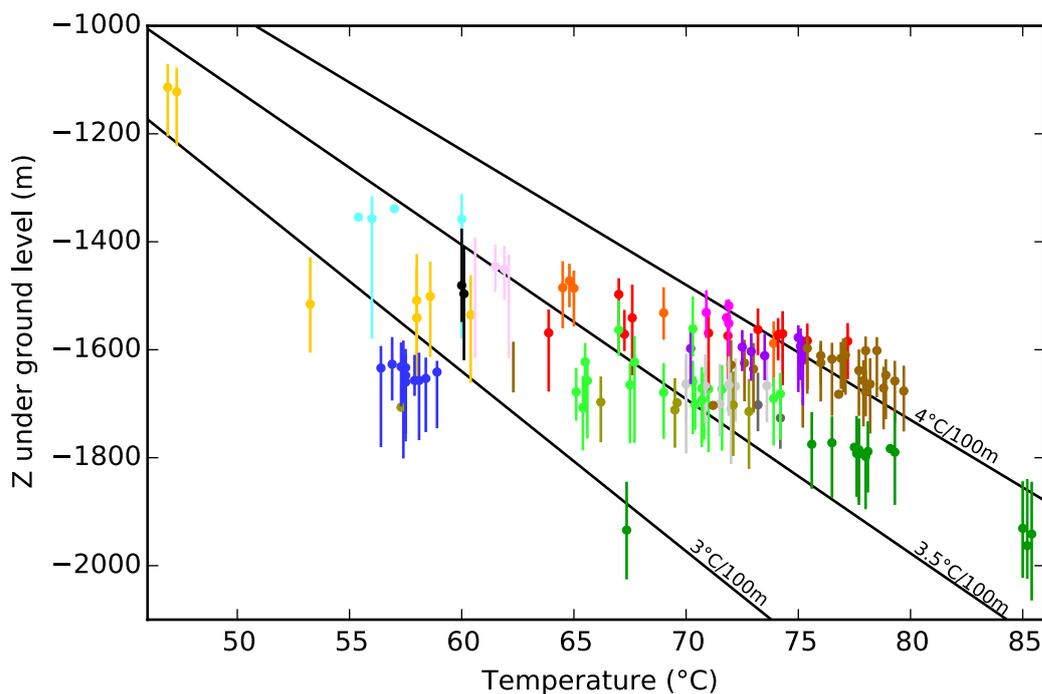


Figure 7 : Température (°C) pour les puits géothermiques au Bathonien en fonction de la cote z par rapport au sol du niveau barycentrique des niveaux producteurs et du trou ouvert (segment) et tracés des gradients thermiques à 3 ; 3,5 et 4°C/100 m et 10,8°C en surface. Signification du code couleur et localisation des points représentées en Figure 6.

1.4.4.4 Distribution des données de température et hydrodynamiques au Crétacé inférieur, à l'Albien, en tête de puits VS qualités des mesures géothermiques et des thermométries

Au sein de l'aquifère de l'Albien, les prélèvements et mesures des paramètres physico-chimiques en tête de puits (Raoult, 1999) permettent une spatialisation de la température des affleurements jusqu'au centre du bassin. Lorsque les températures sont reportées en fonction de la profondeur, la majorité des valeurs de température des eaux de l'aquifère de l'Albien situées au-dessous de 500 m s'écartent fortement du gradient géothermal de 3°C/100m (avec une abscisse à l'origine de 10,8°C) (Le Breton, 2014). Ces données sont comparées aux puits géothermiques à l'Albien (ronds gris) et aux thermométries les plus proches (Figure 8). La thermométrie de La Villette (Coleno, 1986) est comparée à la mesure à Pantin (1995) et la thermométrie dans le puits géothermique au Dogger d'Aulnay-sous-Bois (1981) est comparée à la mesure au puits débitant à l'Albien d'Aulnay-sous-Bois (1994). Un écart de l'ordre de 5°C est alors observé entre les thermométries et les mesures en tête de puits. De plus, les mesures géothermiques, certes plus distantes spatialement des mesures en tête de puits, sont plus en accord avec un gradient géothermal moyen de 3°C/100 m. Ainsi, malgré le fait que ces mesures comparées ne sont pas issues de mêmes puits et n'ont pas été réalisées au même moment, cela souligne l'importance de la connaissance du débit lors de la mesure en tête de puits pour corriger, si nécessaire, des effets de refroidissement à la remontée.

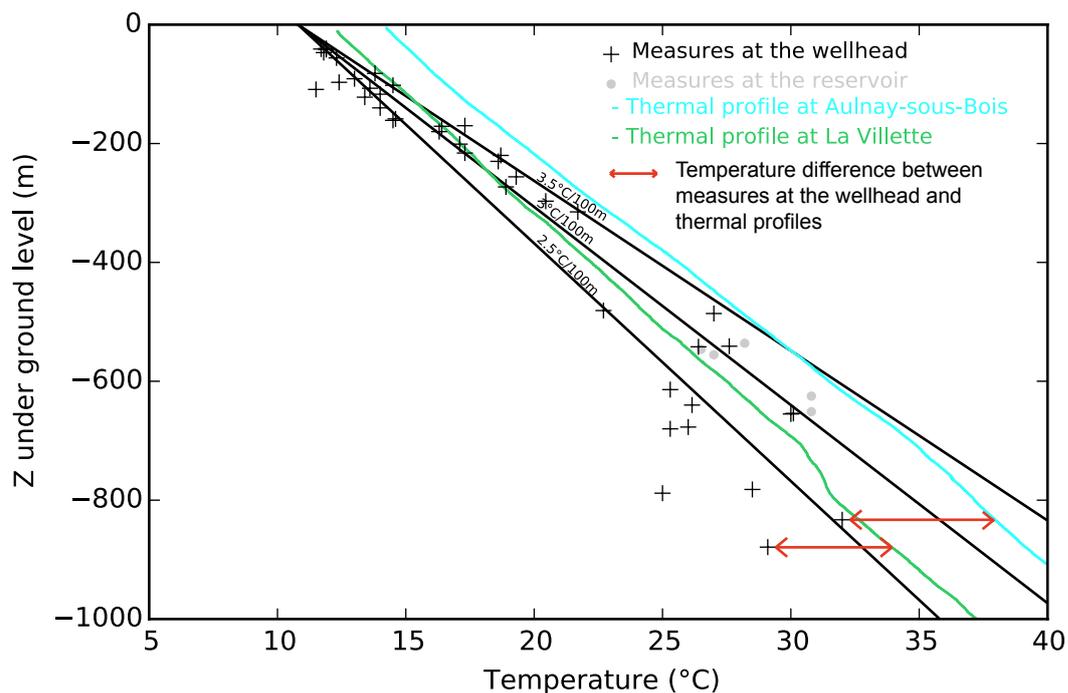


Figure 8 : Température (°C) des eaux albiennes mesurées en tête de puits (Raoult, 1999), mesures au réservoir des installations géothermiques à l’Albien (BRGM, 1981b), (GAUDRIOT, 2003), (G2H conseils, 2013a), (G2H conseils, 2013b), profils thermiques en fonction de la cote z par rapport au sol (Coleno, 1986) et tracés des gradients thermiques moyens à 2,5 ; 3 et 3,5 °C/100 m pour une valeur de 10,8°C en surface.

La Figure 9 confronte les informations thermiques relatives à la partie supérieure du bassin (flux géothermique de Coleno (1986) et gradient géothermique de Demongodin (1992) aux informations hydrodynamiques de l’aquifère de l’Albien. Malgré les incertitudes inhérentes au calcul du flux géothermique, celui-ci (horizon 0-1000 m) varie selon une distribution spatiale qui coïncide avec l’état hydrodynamique de l’aquifère de l’Albien mesuré en 1995. Cet état résulte des pompages cumulés à l’Albien à Paris et son agglomération depuis l’année 1841 et présente un cône de dépression piézométrique centré sur Paris (isopièze +20m ngf). La distribution du flux géothermique est la suivante, il est :

- inférieur à 50 mW/m² pour des piézométries inférieures à +20 m ngf ;
- compris entre ~50-70 mW/m² pour des piézométries comprises entre +20 et +30 m ngf ;
- supérieur à 70 mW/m² pour des piézométries supérieures à +30 m ngf.

Seul le forage d’Epernay (situé plus à l’est, isopièze +90 m ngf) ne suit pas cette logique. N’étant pas recouvert par les formations du Tertiaire, il peut être différemment impacté que les autres forages, par les effets advectifs et des paléoclimats, autre processus majeur rencontré dans cette gamme de profondeur, i.e. : 0-1500 m (Dentzer et al., 2016).

On relève que le modèle géostatistique du transfert conductif de chaleur réalisé à partir de données pétrolières a également montré une anomalie froide à 1000 m de profondeur dans cette région (Bonté et al., 2010). Est-ce que cette organisation est une simple coïncidence ou y a-t-il tout de même une contribution de premier ordre ou de second ordre des écoulements à cette anomalie ? En effet, 1000 m de roches sont prises en compte dans cette moyenne de flux

géothermal avec, certes, l'Albien, mais également d'autres formations, dont la Craie (reconnue comme aquifère lorsqu'elle est à l'affleurement, et ce sur une épaisseur d'une cinquantaine de mètres en raison de sa fracturation). De plus, le régime hydrodynamique à l'Albien en 1995 est la conséquence de 155 ans de pompage, ce qui correspondrait à la distance caractéristique thermique d'une potentielle perturbation sur une distance verticale bien inférieure à 1000 m.

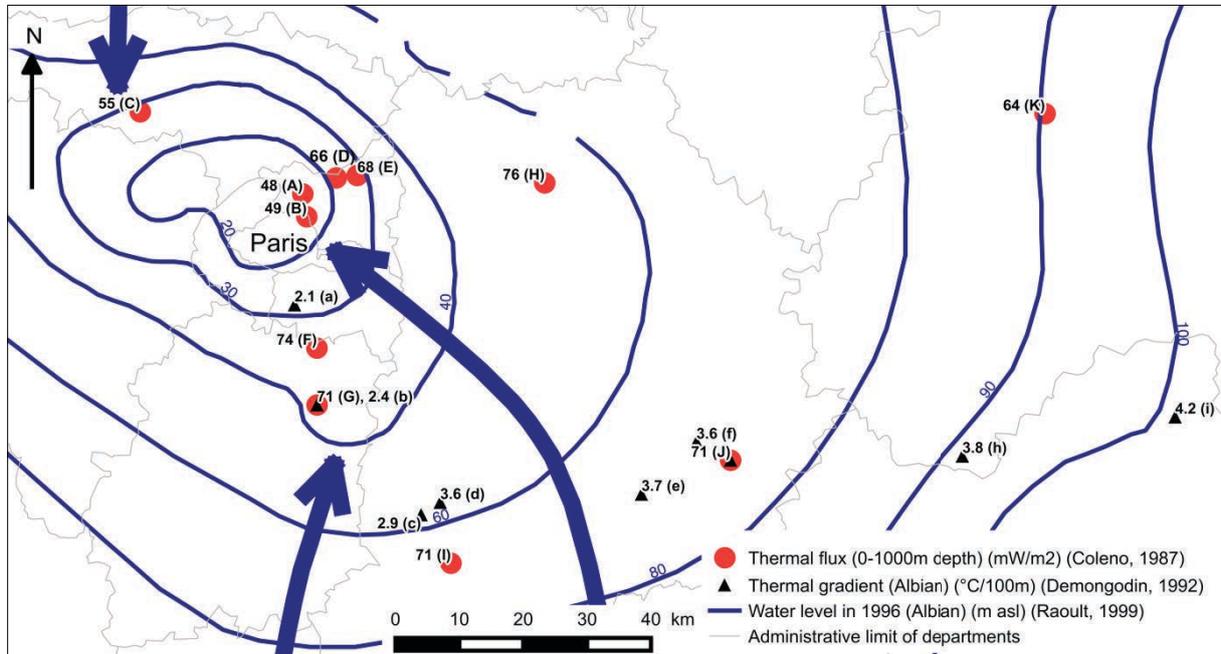


Figure 9 : Gradient thermique ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) à l'Albien-Aptien (Demongodin, 1992), flux thermique moyen en (mW/m^2) au dessus de 1000 m (Coleno, 1986). Carte des isopièzes en (m) dans les années 1990 à l'Albien impactées par les pompages (Raoult, 1999). Localités des thermométries (Demongodin, 1992) sur la Figure 4 (de a à j) et A) La Courneuve, B) La Villette, C) Cergy, D) Le Blanc-Mesnil, E) Aulnay-sous-Bois, F) Vigneux-sur-Seine, G) Evry, H) Meaux, I) Fontainebleau, J) Provins, K) Epernay.

À l'échelle de l'Albien, le gradient géothermal (Demongodin, 1992) apparaît relativement constant (37 à $44^{\circ}\text{C}/\text{km}$) pour des isopièzes supérieures à $+60$ m ngf. Puis le gradient géothermal chute fortement jusqu'à $21^{\circ}\text{C}/\text{km}$ à l'isopièze $+30$ m ngf. L'aquifère de l'Albien présente une variabilité lithologique spatiale notable entre la partie est du bassin plus argileuse et le couloir sud-est/nord-ouest passant par Paris qui est plus sableux. De ce fait, les écoulements se font préférentiellement selon cet axe sud-est/nord-ouest et pourraient impacter le transfert de la chaleur en diminuant le gradient de température qui est mesuré entre la base et le toit de cette formation. La distribution de la chaleur dans l'aquifère de l'Albien pourrait être donc impactée par l'advection, au moins en régime naturel et sinon en régime anthropisé par les pompages. La thermométrie à La Villette, localité située au centre du cône de dépression, affiche un gradient thermique particulièrement faible à hauteur de l'aquifère de l'Albien (Figure 8).

1.4.5 Synthèse des types d'anomalies

Les types de variations thermiques à retenir de cette partie s'organisent suivant la qualité des mesures :

- 1) les déflexions de température au Bathonien observées grâce aux thermométries en trou ouvert forment une catégorie ;
- 2) les profils de température mesurés dans les sections tubées mettent en évidence un ensemble d'hétérogénéités thermiques plus disparate ;
- 3) à partir de dix thermométries prises au repos, une anomalie de flux géothermal faible aux niveaux des aquifères est mise en évidence ;
- 4) le calcul du profil de flux géothermal moyen met en évidence une diminution de ce flux sur les 1000 premiers mètres ;
- 5) spatialement, les mesures géothermiques, les thermométries au repos et les calculs de gradient et de flux géothermaux qui en dérivent mettent en évidence une anomalie thermique faible située au nord de Paris ;
- 6) cette anomalie froide s'intègre dans une anomalie plus étendue spatialement et concerne les mille premiers mètres de profondeur. Elle inclut Cergy à l'ouest et Aulnay-sous-Bois à l'est ;
- 7) toujours spatialement, les mesures géothermiques, les thermométries au repos et les calculs de gradient et de flux géothermaux qui en dérivent mettent en évidence une anomalie thermique chaude au sud de Paris ;
- 8) il est important de souligner l'emprise verticale de ces deux précédentes anomalies (5) et (7) qui s'accompagnent de températures du sol à proximité de la surface qui peuvent varier de 12°C à 16,5°C entre le nord et le sud de Paris, alors que la moyenne annuelle de température de l'air est de l'ordre de 10,8°C pour l'ensemble du bassin de Paris ;
- 9) enfin, spatialement, mais moins bien documentées pour des raisons de qualité de mesures, des anomalies de température sont mises en évidence par les données pétrolières en particulier.

Jusqu'à présent, ces différentes anomalies bien que connues pour certaines depuis la mise en œuvre de l'exploitation géothermique du bassin de Paris, ne sont qu'incomplètement comprises ou expliquées par les processus physiques ou les modèles sensés les représenter.

1.5 Principales théories et modèles

Une fois les mesures considérées, un travail important consiste à déconvoluer les processus à l'origine du régime thermique observé. Cette étude s'intéresse au régime

thermique à l'actuel au sein du bassin Méso-Cénozoïque, néanmoins les travaux menés sur l'historique thermique vont être abordés ponctuellement.

1.5.1 Impact du contexte géodynamique et du substratum anté méso-cénozoïque

Pour expliquer l'effondrement de la chaîne Hercynienne et son événement thermique associé qui marque la naissance du bassin de Paris, deux mécanismes sont testés par simulations numériques thermo-mécaniques: une extension pure ou un délaminage (Le Solleuz et al., 2004). Des travaux récents privilégient le second mécanisme (Averbuch et Piromallo, 2012). Cette extension et cet effondrement de la chaîne hercynienne sont suivis d'une relaxation thermique de 270 Ma à aujourd'hui (Le Solleuz et al., 2004). Par méthode d'inversion sur puits, Ménétrier et al. (2005) estiment l'évolution temporelle du flux géothermal de 90 mW/m² à 300 Ma avec un pic à 100-110 mW/m² à environ 275 Ma, puis une décroissance exponentielle jusqu'à l'actuel à 70 mW/m². Blaise et al. (2014) retiennent, par calage de leur modélisation thermique dans le contexte du forage de l'ANDRA EST 433 dans l'est du bassin, un flux de 65 mW/m² à l'interface Carbonifère-Permien et une décroissance exponentielle jusqu'à 55 mW/m² à l'actuel.

Dans les travaux antérieurs de modélisation de bassin (Burrus, 1997; Gonçalves, 2002), un flux géothermal constant au cours de l'histoire géologique du bassin est appliqué. Ces derniers s'appuyaient sur les travaux de Prijac et al. (2000) qui estimaient une variation temporelle de l'ordre de 10 à 15% du flux. Pour les études thermiques à l'actuel (Coleno, 1986; Demongodin, 1992), l'hypothèse d'un bassin de Paris stable thermiquement était proposée. Le Solleuz et al. (2004) retiennent avec leur modèle CHABLIS (Prijac et al., 2000) un scénario avec une épaisseur de la lithosphère thermique de 120 km et un flux mantellique de 23 mW/m² en accord avec le flux estimé en surface (Lucazeau et Vasseur, 1989). Par calage de l'épaisseur de la lithosphère à 1330°C à sa limite inférieure et de la production radiogénique, Bonté et al. (2013) obtiennent un flux thermique au socle de 45-60 mW/m² en conduisant une simulation conductive tectono-thermique des vingt derniers millions d'années du bassin de Paris. Ce flux géothermal paraît faible en comparaison avec les travaux de Lucazeau et Vasseur (1989).

L'hétérogénéité de production radiogénique due à la présence de granites dans le substratum (Debeglia, 2005) dans l'étude de Coleno (1986), ne permet pas de reproduire les hétérogénéités de flux géothermal et de températures au sein du bassin de Paris et en particulier les anomalies positives et négatives situées respectivement au sud et au nord de Paris. Dans un modèle conceptuel, Guillou-Frottier et al. (2011) modélisent des granites d'environ 3 km d'épaisseur dans le socle à environ 1 km sous un bassin. La perturbation des isoflux est notable, mais l'impact sur les températures est bien plus faible et ne se voit plus à moins de 2 km de profondeur (Guillou-Frottier et al., 2011). Bonté et al. (2013) discutent entre autres de la présence de granites dans le socle du bassin Méso-Cénozoïque pour expliquer sa carte de flux géothermal calée en fond de bassin. La différence de flux géothermal de plusieurs dizaines de mW/m² entre ce modèle (Bonté et al., 2013) et les mesures (Lucazeau et Vasseur, 1989) soulève la question des processus internes au substratum mais également au bassin sédimentaire.

1.5.2 La conduction thermique

Cette étude se concentre sur le régime thermique à l'actuel, néanmoins on peut citer les travaux de modélisation de bassin de Gonçalves (2002) sur l'impact des phases de sédimentation et d'érosion majeures, les effets de couverture thermique et de paléoclimats sur l'équilibre thermique passé du bassin. Par ailleurs, Amir et al. (2008) ont pris en compte l'évolution temporelle des conductivités thermiques lors de l'enfouissement dans leur simulations. Plus récemment, Blaise et al. (2014) ont étudié l'histoire thermique des sédiments de la bordure est du bassin.

Pour le régime thermique à l'actuel, Gable (1986) et Coleno (1986) ont cherché à expliquer les anomalies de flux géothermal vertical (observées sur une thermométrie) ou les différences de flux géothermal latéral (observées d'une thermométrie à l'autre à faible distance) par un modèle de transfert de la chaleur par conduction. Pour ce faire, chacun d'eux a joué sur les contrastes de conductivités thermiques. Ces modèles ne sont pas parvenus à expliquer les anomalies considérées au sud et au nord de Paris. Plus récemment, Guillou-Frottier et al. (2011) ont simulé numériquement la conduction au sein d'un modèle conceptuel de bassin sédimentaire intracratonique avec des conductivités anisotropes afin de discuter des processus envisageables pour les anomalies du bassin de Paris. Un modèle conductif à l'échelle du bassin incorporant l'effet de l'anisotropie de la conductivité thermique des formations a aussi été testé par Bonté et al. (2013) et comparé au modèle géostatistique de température krigé à partir de données pétrolières (Bonté et al., 2010). Malheureusement, la comparaison directe du modèle aux données ponctuelles n'est pas aisée à partir des illustrations.

Jusqu'à présent, plusieurs auteurs (Demongodin, 1992; Gonçalves, 2002) ont cherché à optimiser la valeur des conductivités thermiques de chaque formation ou groupe de formations et du flux géothermal par méthode inverse afin de reproduire les profils thermiques mesurés en forage. Pour ce faire, les conductivités thermiques mesurées en laboratoire sur les pôles lithologiques (carbonates, argiles) et les bornes des valeurs du flux géothermal (spatialisées ou non selon les auteurs) sont utilisées comme contraintes de l'optimisation. Dans tous ces cas, le modèle de transfert de la chaleur retenu est celui de la conduction, négligeant ou incorporant avec un biais la part du flux d'origine convective.

1.5.3 Impact thermique des écoulements au sein du bassin

1.5.3.1 Les écoulements par compaction

L'impact thermique des écoulements par compaction dépend de la rapidité d'expulsion des fluides au cours de l'enfouissement. Celle-ci est plus ou moins continue (Vasseur et Demongodin, 1995). D'après l'histoire thermique du bassin de Paris, Burrus (1997) juge que ces écoulements par compaction ont peu d'impact thermique dans ce bassin.

1.5.3.2 La convection libre densitaire au sein des formations géologiques

Parmi les phénomènes convectifs au sein des formations d'un bassin sédimentaire, la convection naturelle (Raffensperger et Garven, 1995) peut être considérée tout d'abord. Cependant, elle devrait avoir peu d'impact thermique au sein du bassin de Paris en raison de la stratification et des perméabilités des formations géologiques.

Afin d'étayer la présence de convection naturelle au sein des formations du bassin de Paris, Wei (1990) considère des conditions proches de celles du Bathonien. Le nombre de Rayleigh est sous critique avec une épaisseur de 20 m, une perméabilité de 10^{-12} m^2 , un écart de température de 1°C . La convection naturelle se déclencherait pour une perméabilité au moins égale à $1,6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. De même, Demongodin (1992) évalue que la convection naturelle se déclenche pour un milieu de 100 m d'épaisseur et de perméabilité égale à $2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ ou alors de 1000 m d'épaisseur et de perméabilité égale à $2 \times 10^{-14} \text{ m}^2$. Plus récemment, Guillou-Frottier et al. (2011) ont simulé numériquement la convection libre au sein d'un modèle conceptuel de bassin sédimentaire intracratonique afin de discuter des processus envisageables pour les anomalies du bassin de Paris. Pour des perméabilités de l'ordre de 10^{-14} m^2 , les anomalies thermiques provoquées sont de l'ordre de ± 5 à 15°C . Néanmoins, comme le soulignent les auteurs, les formations considérées sont épaisses. En effet, dans le bassin de Paris, en raison de la faible épaisseur des formations et du flux géothermal moyen relativement faible, la convection naturelle ne jouerait pas un rôle majeur (Marsily de et al., 2002). Enfin, les écoulements densitaires dans les formations inclinées auraient peu d'impact thermique en raison des faibles vitesses (Vasseur et Demongodin, 1995).

1.5.3.3 Advection et convection mixte intra-formations et drainance au sein des aquitards

Au droit des formations aquifères, la densité des thermométries disponibles permet de mettre en évidence des phénomènes convectifs naturels ou anthropiques. Plusieurs auteurs (Gable et al., 1982; Berthier et al., 1984; Coleno, 1986; Gable, 1986; Gable et al., 1988; Demongodin, 1992; Burrus, 1997) ont suspecté ces phénomènes convectifs au droit de formations aquifères connues (Albien-Néocomien et Bathonien exclusivement) à partir de jeux de données différents concernant des mesures d'anomalies de température et/ou le calcul des gradients de température et de flux géothermaux. En outre, la densité de mesure au sein de l'aquifère du Bathonien et l'anomalie observée en région parisienne a fait l'objet d'interprétations convectives (Maget et al., 1983; Rojas et al., 1989).

Le transfert de la chaleur se fait sous l'effet d'un gradient de charge hydraulique naturel ou résultant de l'anthropisation en raison des pompages. Le moteur densitaire peut s'ajouter au moteur gravitaire. À l'échelle régionale (Île-de-France), Rojas et al. (1989) s'appuient sur la carte hydrodynamique du Bathonien (Figure 10) et proposent un modèle de tube de courant pour expliquer la carte de distribution de la température du Bathonien (Figure 6). Leur écoulement, venant de la région de Coulommiers (dépôt centre du bassin), se dirige vers le sud de Paris, passe ensuite l'anticlinal de Meudon et se prolonge au nord de Paris. Les auteurs reconnaissent plusieurs limites à leur modèle : (A) ce modèle thermo-hydrodynamique n'explique pas l'anomalie froide en aval en Seine-Saint-Denis, (B) la géochimie isotopique n'est pas expliquée par une arrivée d'un fluide chaud et salé en provenance de Coulommiers. De plus, ce type de modèle de tube de courant ne rend pas compte de l'interaction entre la conduction et l'advection au sein d'un milieu poreux.

Wei (1990), Menjot et Lambert (1991) ont pris en compte au Dogger les effets densitaires sur la norme et l'azimut des vitesses en considérant des températures et salinités imposées. Par ailleurs, les simulations densitaires avec couplage hydro-thermo-salin montraient une prépondérance de l'advection régionale sur la convection naturelle (Wei, 1990).

En isodensitaire, Burrus (1997) intègre les phénomènes convectifs avec trois scénarios du moins conductif au plus convectif dont il retient le scénario intermédiaire. En raison des

connaissances de l'époque et de l'enjeu premier de ses simulations tournées vers la compréhension du fonctionnement des systèmes pétroliers, les simulations n'intègrent pas encore les directions des écoulements principaux, ni la reproduction de la distribution de la charge hydraulique des aquifères en tenant compte des hétérogénéités de propriétés de perméabilité.

Depuis, la connaissance hydrodynamique du bassin de Paris s'est accrue (Castro, 1995; Raoult, 1997; Raoult et al., 1998; Castro et al., 1998; Raoult, 1999; Gonçalves, 2002; Gonçalves et al., 2004; Jost, 2005; Jost et al., 2007; Contoux et al., 2013; Violette, 2014). Elle permet de confronter les informations de thermométries et les informations hydrodynamiques et d'en déduire l'impact sur les transferts horizontaux de la chaleur au sein des principaux aquifères, mais aussi sur les transferts verticaux au sein des aquitards et/ou des discontinuités structurales (faille, fractures) par phénomènes de drainance et d'advection.

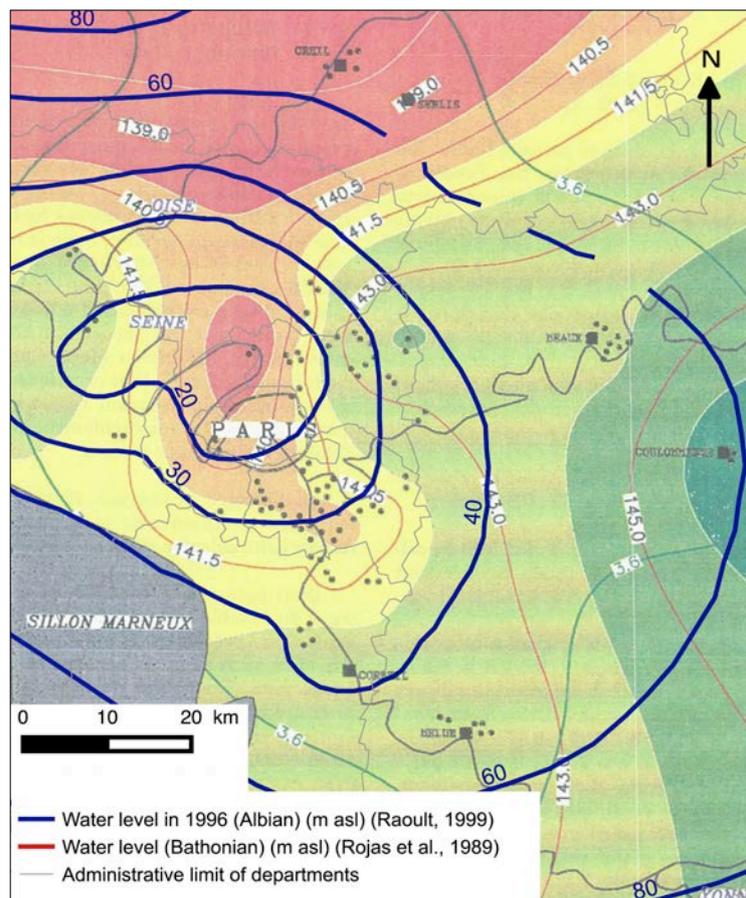


Figure 10 : carte des écoulements à l'Albien observés en Île-de-France dans les années 1990 impactés par les pompages (isopièzes en bleu) (Raoult, 1999) et carte des pressions pseudo potentiométriques mesurées au Bathonien dans les puits géothermiques et spatialisation par krigeage (Rojas et al., 1989).

L'impact hydrodynamique des pompages à l'Albien semble bien observé dans l'aquifère du Bathonien (Figure 11) et il a été modélisé (Wei, 1990; Contoux et al., 2013). Ceci est souligné par le fait que les isopièzes à l'Albien et les niveaux pseudo-potentiométriques au Bathonien sont fermés et respectivement perturbés au droit de la zone des pompages cumulés maximum à l'Albien. Ainsi le phénomène de drainance verticale ascendante affectant l'ensemble de la pile sédimentaire a été amplifié depuis l'exploitation de l'aquifère de l'Albien (Raoult, 1999; Contoux et al., 2013). Cependant, pour que ce transfert

d'eau s'accompagne d'une perturbation thermique, les vitesses d'écoulement doivent respecter certains critères. S'agissant d'écoulements verticaux au sein d'aquitards non endommagés par des structures tectoniques avérées (Wei, 1990; Contoux et al., 2013), ils seraient trop faibles pour perturber le champ de chaleur conductif (Demongodin, 1992).

Au sein de l'aquifère du Bathonien, des écoulements régionaux anté-pompage à l'Albien se font des affleurements situés à la périphérie du bassin vers la mer de la Manche (Wei, 1990; Gonçalves et al., 2004; Contoux et al., 2013). Sous l'effet des pompages à l'Albien, les écoulements en région parisienne convergent vers Paris (Figure 10). Que cela soit à l'échelle de la formation du Bathonien ou à celle des niveaux producteurs, des anomalies convectives, de flux ou de température, sont observées (Figures 2, 3, 4, 5 et Tableau 2). La synthèse des vitesses de Darcy estimées par différentes méthodes (mesures in situ, calcul par modèles hydrogéologiques ou thermiques ou méthode analytique) révèle des similitudes et des disparités (Figure 11). Les méthodes fondées sur les mesures hydrodynamiques disponibles aux forages ou sur des traçages chimiques proposent des valeurs de l'ordre de 5 à 17 m/an (Cordier, 1986; Aubertin et al., 1987). Les modèles hydrodynamiques contraints par des traceurs géochimiques (Chlorure, gaz rares et salinité) en iso-densitaire ou densitaire réalisés à l'échelle du bassin proposent des valeurs de l'ordre de 0,01 à 0,3 m/an (Wei, 1990; Burrus, 1997; Castro et al., 1998; Gonçalves et al., 2004). Enfin, des calculs analytiques ou des modèles thermiques dont le but est d'expliquer les anomalies thermiques par de l'advection proposent des valeurs de l'ordre de 1 à 7 m/an (Rojas et al., 1989; Burrus, 1997).

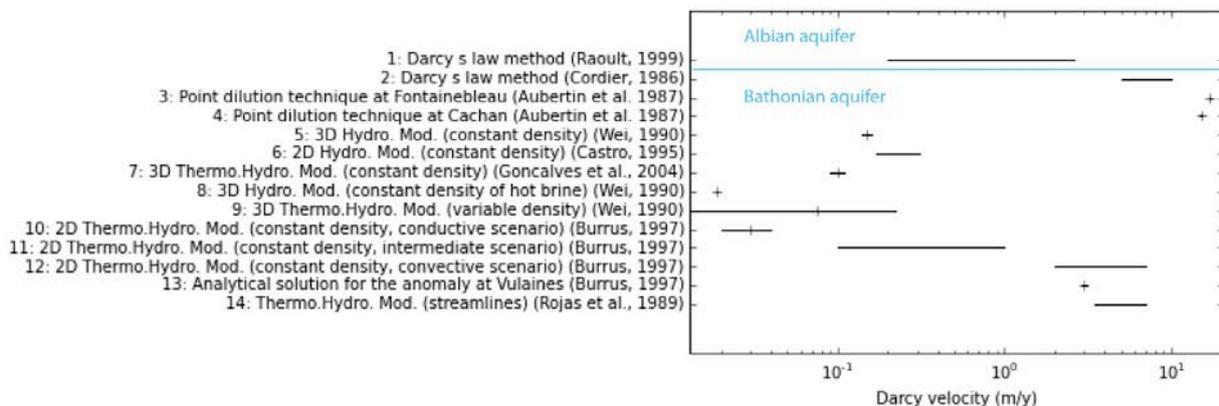


Figure 11 : Estimations des vitesses de Darcy (m/a) pour l'aquifère du Bathonien selon quatre méthodes : modélisation hydrodynamique, modélisation des vitesses à partir de la thermique, calcul à partir de mesures in situ (loi de Darcy) et dilutions in situ (transport de masse). Comparaison aux vitesses estimées à l'Albien (premier cas).

Les vitesses proposées par l'approche à l'échelle du bassin sont un à deux ordres de grandeurs inférieures à celles mesurées in situ ou proposées par les modèles thermiques et ne permettent donc pas de prendre en compte des perturbations thermiques convectives de type pompage dans nos modèles actuels du bassin de Paris (Le Breton, 2014). Il faudrait donc discrétiser de manière plus fine les couches aquifères.

Même si les écoulements intra-formation apparaissent comme un bon candidat pour expliquer une partie des anomalies de température ou de flux géothermal observées dans les principales formations aquifères qui composent le bassin, ce processus n'est pas le seul à intervenir. On peut également considérer le rôle potentiel des structures verticales (failles ou

zone fracturées) qui structurent le bassin et peuvent faire remonter des fluides chauds et salés des profondeurs sous certaines conditions.

1.5.3.4 Écoulements au sein des structures verticales : failles et fractures

Après avoir observé que l'effet de l'écoulement au sein du Dogger avait peu d'impact sur la thermique d'après leur modèle, Vasseur et al.(1993) ont fait l'hypothèse que les zones de failles avec des écoulements verticaux pouvaient être à l'origine de fortes perturbations, (Bächler et al., 2003; Simms et Garven, 2004; Yang et al., 2004; Garibaldi, 2010; Person et al., 2012b). Vasseur et Demongodin (1995) ont développé des modèles numériques conceptuels avec une faille connectée ou non à un aquifère horizontal en profondeur. Plus récemment, Guillou-Frottier et al. (2011) ont simulé numériquement la convection naturelle au sein d'un modèle conceptuel de bassin sédimentaire intracratonique avec trois zones fracturées afin de discuter des processus envisageables pour les anomalies du bassin de Paris. Pour des perméabilités de l'ordre de 10^{-13} m^2 dans les failles, les anomalies thermiques provoquées sont de l'ordre de +/- 25°C.

À notre connaissance, il n'existe pas de modèles intégrant de telles structures et contraints par les écoulements du bassin qui puissent expliquer les anomalies thermiques qui y sont observées.

1.6 Discussion et perspectives de recherches

Cette étude du régime thermique du bassin de Paris peut être discutée suivant les anomalies majeures avant de proposer des axes de recherche pour lever les verrous de compréhension

1.6.1 Discussion des anomalies

1.6.1.1 Anomalie verticale de température au Bathonien

Trois interprétations de ces déflexions sur trou ouvert au Bathonien, du plus probable au moins probable, seraient : (i) la conséquence des opérations de foration, de développement de puits ; (ii) la conséquence des essais de productions ; (iii) les écoulements des aquifères indépendamment du forage et des essais, donc antérieurs aux forages et continuant ou non dans le présent.

En raison des cinétiques rapides d'évolution des déflexions, sous réserve que cela ne soit pas des effets de métrologie, il semble difficile d'expliquer les déflexions par l'hypothèse (iii) pour certaines de ces déflexions. Une proposition serait le refroidissement dû aux essais (ii) par venue de fluide environnant plus froid pour obtenir systématiquement des déflexions négatives. Il faudrait des structures très fortement inclinées, ce qui, à l'échelle des formations, est peu courant dans le bassin de Paris. Cependant, des fractures subverticales pourraient être à l'origine d'apport à températures différentes. Il semble envisageable que les opérations de foration (i) (injections, acidifications...) soient à l'origine de ces anomalies. Enfin, il est également possible que ces déflexions recouvrent des causes différentes.

1.6.1.2 Anomalie verticale de flux géothermal à hauteur des formations aquifères

Sous réserve que le calcul de gradient de température soit minimaliste avec deux points pris aux extrémités et donc une mesure de température à l'interface qui sert à deux calculs de gradients (formation supérieure et inférieure à l'interface), le gradient faible mesuré à travers le tubage pour les aquifères peut être interprété : (1) par un phénomène d'homogénéisation de la température sur la hauteur de l'aquifère ou (2) par une erreur d'estimation de la conductivité thermique (Dentzer et al., 2016). De plus, la question du régime permanent ou transitoire se pose en observant ces fluctuations répétées du flux géothermal alternativement plus faible ou plus fort d'un aquifère à son aquitard voisin, respectivement.

1.6.1.3 Anomalie verticale du flux géothermal faible au sein des 1000 premiers mètres du bassin

Sous réserve des fortes incertitudes, l'anomalie de flux géothermal faible selon la verticale est bien représentée par la figure de flux géothermal modifiée à partir de Demongodin (1992). Cependant, il faut relever que la Figure 3 est représentative d'une moyenne sur dix forages selon un axe est-ouest de 200 km dont la profondeur diffère d'un forage à l'autre.

Les facteurs principaux susceptibles d'expliquer l'anomalie de flux géothermal sont les paléoclimats (Dentzer et al., 2016) et les écoulements d'eau souterraine, en particulier au sein des aquifères du Crétacé inférieur. De ces deux premiers mécanismes apparaît la question de l'interaction entre les paléoclimats et les écoulements d'eau souterraine au sein d'aquifères sur la thermique.

1.6.1.4 Anomalie latérale froide en région parisienne au Crétacé inférieur

L'hétérogénéité thermique spatiale observée autour de Paris, au Crétacé inférieur, résulte probablement de la combinaison des paléoclimats, mais aussi des écoulements au sein des aquifères du Crétacé. La boutonnière de Bray en permettant l'affleurement des formations du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur joue un rôle de recharge des aquifères qui impacte peut-être le régime thermique dans cette région.

1.6.1.5 Anomalie latérale froide au nord de Paris de la surface au Jurassique

L'anomalie froide au Jurassique est incluse latéralement dans celle décrite précédemment au Crétacé (1.6.1.4) avec une emprise plus petite. Des écoulements descendants intra-formation avec interaction possible des pompages à l'Albien pourraient être une hypothèse. L'anomalie se trouve au pied d'un synclinal en pente qui pourrait canaliser les écoulements. Au sommet, en amont, se trouve la boutonnière de Bray où le Jurassique supérieur affleure et où il est fortement transmissif. L'écoulement à l'Albien de la boutonnière de Bray vers Paris peut exister dans les différentes formations aquifères sous-jacentes, comme l'indique la carte potentiométrique réalisée au Bathonien (Figure 10) ou les simulations numériques de l'impact hydrodynamique des pompages à l'Albien sur les autres aquifères qui composent le bassin (Contoux et al., 2013). Cet écoulement résulte de l'activité anthropique (effet des pompages à l'Albien depuis 1841), c'est donc un phénomène transitoire récent.

Néanmoins, si les puits de l'anomalie de température froide ont une température proche des puits de Cergy à 20 km situé plus haut dans la pente, il faudrait des écoulements de Darcy extrêmement rapides pour parcourir cette distance durant le temps des pompages à l'Albien depuis le milieu du XIX^e siècle sans compter les questions de la propagation du front thermique et son ralentissement par échange conductif avec les formations encaissantes imperméables (Dupasquier, 2001; Lopez et al., 2010). Ainsi, le régime d'écoulement naturel sous forçage naturel avec les transitoires climatiques pourrait être une hypothèse de mécanisme contribuant à l'anomalie.

Une autre hypothèse de scénario serait une zone descendante au nord de Paris au sein de structures (failles, fractures) non encore documentées et cartographiées. En effet, un phénomène d'écoulements descendants, pourrait être envisagé d'après les flux géothermaux faibles calculés qui découlent de gradients faibles sur les 1000 premiers mètres.

Une hypothèse alternative serait que l'anomalie froide soit une zone conductive encadrée par deux milieux faillés avec des remontées chaudes. Il y a une homogénéité thermique rare sur une dizaine de forages. Ceci pourrait correspondre à une zone plus conductive que dans les zones environnantes. De plus, le flux de cette zone est d'environ 83-93 mW/m² (Coleno, 1986), ce qui est de l'ordre du flux géothermal moyen des aquitards du profil vertical qu'on pourrait interpréter par des zones conductives. De part et d'autre, à la fois à Cergy et dans la région d'Aulnay-sous-Bois, ces régions pourraient correspondre à des zones d'écoulements ascendants par des failles et fractures. On remarque la coïncidence des régions chaudes et des anomalies fortes de perméabilité à la fois à Meaux, en Seine-et-Marne, près de failles dont la faille de Bray, à Orly, dans les zones de failles du Val-de-Marne et à Clichy-sous-Bois et Aulnay-sous-Bois dans l'est de la Seine-Saint-Denis (en dehors de l'anomalie froide), où de la fracturation a été interprétée. Par ailleurs, les flux géothermaux sont respectivement à Cergy, au Blanc-Mesnil et à Aulnay-sous-Bois de 115, 102 et 113 mW/m² (Coleno, 1986). Ils sont ainsi nettement plus importants que dans la zone froide.

1.6.1.6 Anomalie latérale chaude au sud de Paris au Jurassique

Une anomalie chaude au sud de Paris, au Jurassique, à cause de la convection naturelle intra-formation paraît peu vraisemblable en raison de l'amplitude thermique limitée entre le toit et le mur. Une anomalie par de l'advection paraît également peu vraisemblable. Certes, la vitesse peut être multipliée par 10 ou 100 par rapport aux modèles de Wei (1990), en raison de l'incertitude sur les vitesses locales. Néanmoins, le deuxième critère est l'amplitude thermique du parcours hydrodynamique, c'est-à-dire une pente extrêmement forte. Il semble que la connaissance de la morphologie des couches est meilleure que celle des vitesses et ainsi relativement bien contrainte. La valeur extrême dans cette région semble être l'anticlinal de Beynes-Meudon. Cependant, cette zone est en aval de la zone chaude d'après les écoulements régionaux du sud-est au nord-ouest au sein du bassin. Ceci conduit à penser que l'écoulement se fait par des failles ou fractures. Pour ce mécanisme par les failles ou fractures s'ajoute l'argument de la géochimie au sud de Paris (Rojas et al., 1989). D'après la connaissance actuelle, deux massifs granitiques se trouvent dans le socle, cependant ils sont situés au sud de la zone la plus chaude. Cela pourrait être une cause complémentaire car l'anomalie est à la fois thermique et géochimique et nécessite des écoulements verticaux. Ces deux mécanismes, granites et failles, pourraient se combiner pour provoquer une anomalie forte de température.

1.6.2 Acquisitions complémentaires

Afin d'étayer et de vérifier ces anomalies mises en évidence par des acquisitions remontant pour l'essentiel aux années 70 à 80, il serait important d'acquérir des données complémentaires selon les connaissances et techniques actuelles.

Une première catégorie d'acquisitions concernerait la température. Ce travail met en évidence l'importance d'une acquisition sur toute la pile sédimentaire et dans les conditions les plus à l'équilibre possibles avec le milieu.

Une seconde catégorie serait la mesure des propriétés thermiques (conductivités thermiques...) des formations du bassin pour calculer le flux géothermal. Une troisième donnée importante pour caractériser le régime thermique perturbé par les écoulements serait d'estimer les vitesses d'écoulements grâce à des méthodes in situ. Cette estimation des écoulements est liée à une meilleure connaissance des perméabilités des milieux et en particulier des hétérogénéités verticales entre niveaux producteurs et leurs épontes au sein des aquifères. Enfin, l'importance d'une meilleure connaissance des structures verticales de types failles et fractures est fondamentale pour comprendre les fortes hétérogénéités spatiales de températures.

1.6.3 Intégration et mise en cohérence

Cette approche a pour particularité d'intégrer la connaissance à l'échelle du bassin sédimentaire et des différentes formations du bassin Méso-Cénozoïque. L'étude permet de mettre en évidence et de confronter les hétérogénéités thermiques qui sont à la fois verticales et latérales. De plus, ces variations thermiques peuvent avoir une cinétique temporelle, que cela soit par les paléoclimats ou par les activités humaines. Ces variations spatio-temporelles ne permettent pas d'envisager des moyennes si l'on souhaite mieux comprendre les processus en cours et leur combinaison. Ainsi, la construction de modèles numériques est une bonne approche pour représenter spatialement et temporellement ces processus et pour considérer leur couplage. En effet, les mesures de température reflètent l'image d'une superposition de processus.

Dans ce contexte, comment utiliser les thermométries pour caler a priori le transfert thermique conductif de cette pile sédimentaire (i.e. les propriétés thermiques et le flux géothermal à la base du modèle) si ces thermométries reflètent aussi des transferts convectifs, localisés ou non ? Cela nécessite de disposer d'un modèle hydrodynamique à fine résolution spatiale (verticale, notamment) afin d'avoir un champ de vitesse représentatif des transferts convectifs. La Figure 3, montre l'hétérogénéité du flux géothermal calculé entre les épontes des formations aquitards et aquifères. Ces formations aquitards possèdent des vitesses de transfert des fluides lentes et les processus de transfert de la chaleur par convection peuvent donc y être négligés en première approximation. Cependant, pour utiliser ce concept, il sera nécessaire au préalable de corriger les thermométries de l'effet de propagation des perturbations liées aux paléoclimats (Dentzer et al., 2016).

Le signal thermique peut être déconvolué suivant plusieurs processus grâce à des modèles. Néanmoins, en raison du poids numérique des calculs avec les outils actuels et des fortes différences d'échelles à la fois spatiale, du niveau producteur dans un puits, à celle du bassin en passant par la formation géologique, et temporelle, de la genèse du bassin à l'exploitation géothermique en passant par les changements climatiques, il est nécessaire de considérer plusieurs échelles et ainsi plusieurs types de simulations pour mieux comprendre les phénomènes régissant le régime thermique du bassin sédimentaire.

1.7 Conclusions

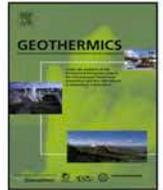
Cette synthèse du régime thermique du bassin sédimentaire de Paris et de ses anomalies thermiques constatées a soulevé plusieurs points importants :

- 1) la part convective non négligeable dans le bilan thermique d'un bassin sédimentaire intracratonique qui remet en cause les modèles uniquement conductifs utilisés pour expliquer le régime thermique ;
- 2) un régime thermique du bassin sédimentaire intracratonique qui est transitoire à plusieurs échelles d'observation à la fois à cause des forçages naturels (climat) et anthropiques ;
- 3) l'impact fort des paléoclimats sur le régime thermique actuel du bassin sédimentaire, notamment sur les 1500 premiers mètres ;
- 4) des mécanismes d'écoulements par les failles sont envisagés pour expliquer les anomalies fortes observées à des échelles locales (de quelques doublets) mais aussi régionales ;
- 5) le rôle des structures tectoniques présentes au sud de Paris sur le régime thermique, provoquant probablement une anomalie de température chaude (Dentzer et al., 2016);
- 6) l'anomalie froide des doublets géothermiques situés au nord de Paris pourrait s'expliquer par : i) des écoulements descendants par les aquifères depuis leurs affleurements dans la boutonnière de Bray, ii) ou encore des écoulements descendants par des structures verticales non documentées, iii) ou inversement par un contraste entre une zone peu perturbée par l'advection et des zones chaudes à cause d'écoulements ascendants au sein de structures tectoniques ;
- 7) l'importance de l'acquisition de mesures in situ réparties spatialement et de leur suivi temporel : les thermométries utilisées dans cette étude ont entre 25 et 35 ans d'âge et les mesures au sabot en géothermie ont majoritairement entre 25 et 45 ans d'âge. Une réactualisation de ces données serait un plus indéniable.

2 Quantification de l'impact des paléoclimats sur le flux de chaleur profond du bassin de Paris

Résumé

Ce travail vise la quantification de l'effet des paléoclimats sur le transfert de chaleur dans le bassin de Paris. A partir de thermométries traversant jusqu'à 20 formations et 2700 m de roches, nous précisons la décroissance du flux conductif apparent sur les 1500 premiers mètres et mettons en évidence une diminution systématique de ce flux au niveau des formations aquifères sur toute la pile sédimentaire. Après une critique de l'utilisation d'un profil de flux moyen par formation géologique, nous choisissons une thermométrie de référence. La simulation 1D des effets de différents scénarios paléo-climatiques montre qu'ils peuvent expliquer la moitié de la décroissance superficielle du flux thermique observée. Plusieurs hypothèses sont ensuite proposées pour expliquer les contributions d'autres phénomènes aux variations relevées du flux conductif apparent.



Quantification of the impact of paleoclimates on the deep heat flux of the Paris Basin



Jacques Dentzer^{a,b,*}, Simon Lopez^c, Sophie Violette^{a,b}, Dominique Bruel^d

^a UPMC-Sorbonne Universités, UFR 928, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

^b ENS-PSL Research University & CNRS, UMR 8538, Laboratoire de Géologie, 24 rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05, France

^c BRGM, 3 av. Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

^d Centre de Geosciences, Mines Paris Tech, 35 rue Saint Honoré, 77305 Fontainebleau, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 29 July 2015

Received in revised form 8 January 2016

Accepted 10 January 2016

Keywords:

Paleoclimates

Heat flux and thermal regime

Modeling

Thermal dispersion

Thermal conductivities

Sedimentary basin

ABSTRACT

The aim of the work covered by this article is the quantification of the effect of paleoclimates on heat transfer in the Paris Basin. Based on temperature measurements over as many as 20 formations and traversing 2700 m of rock, we describe decrease in the apparent conductive heat flux over the first 1500 m and indicate a systematic decrease in this flux at the aquifer formations throughout the sediment pile. After a critique of the use of a profile based on average flux per geological formation, we choose a temperature measurement reference. 1D simulation of different paleoclimate scenarios shows that these can explain half of the observed decrease in heat flux in the upper levels. Several hypotheses are then proposed to explain the contributions of other phenomena to the variations observed in the apparent conductive flux.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Long neglected or under-estimated, paleoclimate processes can explain anomalies in geothermal fluxes observed in the upper parts of sedimentary basins (Serban et al., 2001), (Norden et al., 2008), (Gosnold et al., 2011), (Fuchs et al., 2015). A number of studies, including those by Majorowicz et al. (2008), Majorowicz and Wybraniec (2011), Gosnold et al. (2011), Westaway and Younger (2013), to cite some that are amongst the most recent, have shown the importance of paleoclimate effects on geothermal fluxes at significant depths. Currently, the major observation is the clear reduction in geothermal flux over depths of around 1000 m or more as a result of paleoclimates, notably as a result of the last glacial maximum and of the little ice age (Golovanova, 2014).

In the Paris Basin, which covers a large part of the northern half of France, previous work to correct geothermal flux for paleoclimate effects has made use of a 65,000 year thermal scenario (Vasseur and Lucazeau, 1983). However, knowledge of the evolution of paleoclimates has developed since and has made it

possible to refine the scenarios (Lebret et al., 1996; Jost, 2005; Jost et al., 2007; Paillard et al., 2008). These scenarios therefore now allow us to reconsider the impact of paleoclimates on geothermal flux. Geothermal flux maps of France (Lucazeau and Vasseur, 1989; BRGM, 2009) are not currently corrected for paleoclimate effects. Similarly, although Gaulier and Burrus (1994), Burrus (1997) integrate paleoclimates into their study of the past and present thermal regime of the Paris Basin, they do not address their current effects on geothermal flux in their study. In spite of mention of paleoclimates amongst other mechanisms envisaged (Coleno, 1986; Demongodin, 1992) the reduction in geothermal flux in the upper part of the basin is interpreted and simulated in terms of convective effects in a steady state regime in the Hauterivian, Valanginian and Berriasian formations (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin, 1995).

The aim of this study is to quantify paleoclimate effects and their contributions to the understanding of vertical variations in heat flux. The method used is based on: (i) the reinterpretation of steady state temperature measurements made in the Paris Basin in the 1980s; (ii) a synthesis of paleoclimate scenarios; and (iii) 1D numerical simulation of conductive heat transfers in transitory regime taking account of paleoclimate processes. Paleoclimates are integrated as surface temperatures at the upper boundary of the model, but the formation of permafrost (Lebret et al., 1996; Kitover et al., 2013) is not taken into account. Topographical effects on flux

* Corresponding author.

E-mail addresses: jacques.dentzer@ens.fr (J. Dentzer), s.lopez@brgm.fr (S. Lopez), sophie.violette@ens.fr (S. Violette), dominique.brue@mines-paristech.fr (D. Bruel).

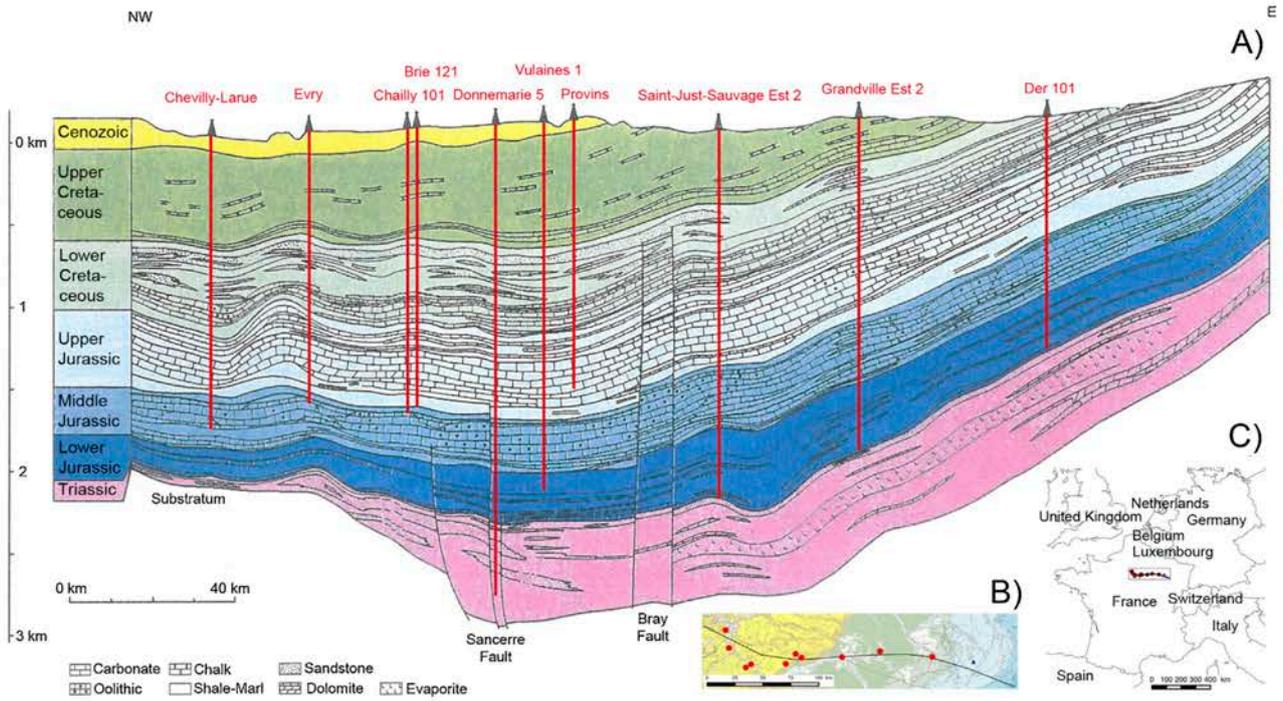


Fig. 1. (A) Litho-stratigraphic east-west cross-section of Paris Basin (modified from Burrus, 1997) showing the ten sets of temperature measurements used for this study, the formations traversed and depths reached (Demongodin, 1992). (B) Map localizing the temperature measurements, the Andra’s Bure Site (blue triangle), overlaid on 1/50000 geological map (modified from BRGM). (C) Map showing location in France and neighboring European countries. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(Fig. 1) are not considered in this study. Conversely, the impact of convective perturbations within the multi-layer aquifer-aquitard systems is addressed.

First, we characterize the vertical variations in the geothermal flux on the basis of a reinterpretation of the thermal data for the basin (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin, 1995). Mechanisms are then proposed to explain the variations and the effects of different paleoclimate scenarios are modelled and discussed. In order to remain in line with the work of Demongodin (1992) and Vasseur and Demongodin (1995), which we use as a basis, the terms employed to name the geological formations are those used by those authors (Figs. 2, 4, 6–8).

2. Methods and data

The available thermal data for the deep part of the Paris Basin are reviewed initially; the thermal anomalies are then discussed.

2.1. Temperature measurements, thermal conductivities and gradients and heat fluxes

In the study we propose correction of thermal conductivities per formation, leading to change in the previously established profile of the average geothermal flux for the Paris Basin (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin 1995).

2.1.1. Thermal sampling by temperature measurement

The previous thermal study (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin, 1995) is based on ten thermal profiles with a vertical acquisition step of 1 m, accurate to 1/100 °C. They are distributed over the center of the basin along a line running, primarily, East–West over 200 km (Fig. 1). These measurements were obtained at thermal equilibrium within geological formations from the Triassic to Tertiary periods.

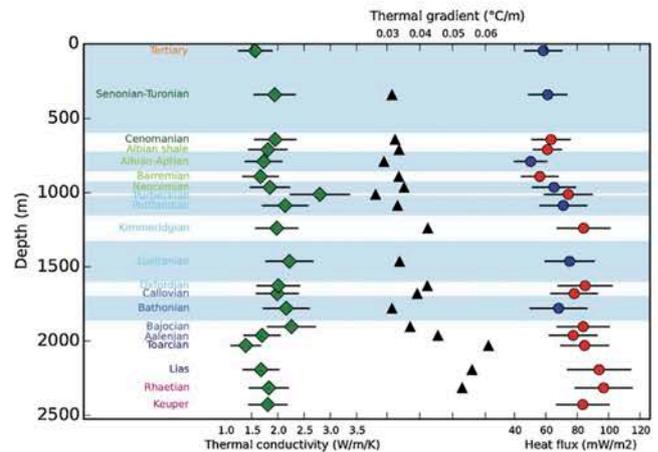


Fig. 2. Synthesis of thermal conductivities (left) and average heat flux (right) per formation (aquifer: blue circle and aquitard: red circle) in Paris Basin, with their uncertainties, taken from (Demongodin, 1992). The heat flux has been recalculated and corrected except for the Tertiary and Keuper formations due to lack of published thermal gradient data (center), the uncertainties include 20% uncertainty for thermal conductivities (Vasseur and Demongodin, 1995). Aquifer formations are shown on blue background, aquitards on white background. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The dip of geological strata in the acquisition zone reflects the concentric structure of the Paris Basin, with the most recent formations outcropping at the center of the basin and the oldest towards the edges (see geological section in Fig. 1). The most recent formations are therefore absent in the eastern part of the study area and are not sampled, whereas the older formations are not sampled in the western part because of maximum depths for acquisition. Trias to Bathonian formations are not sampled in the four sets of temperature measurements furthest to the west. The three wells furthest

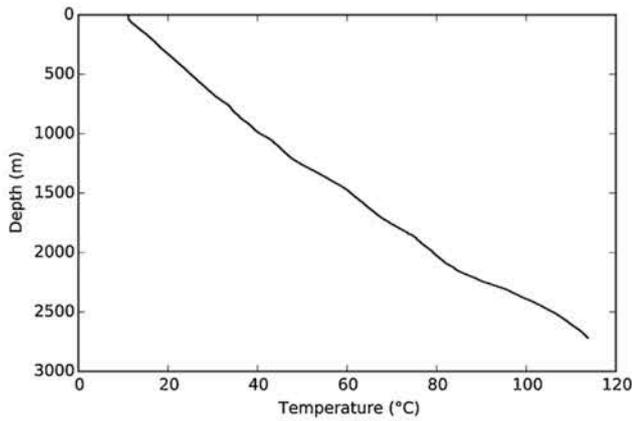


Fig. 3. Temperature log for the Donnemarie 5 well done in 1988 (BRGM and IFP Program, n°11241).

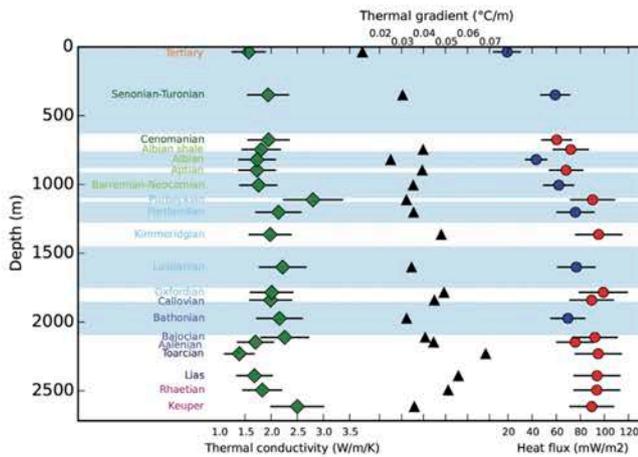


Fig. 4. The Donnemarie 5 well is in the middle of the basin and has greatest acquisition depth. Thermal conductivity for Barremian-Neocomian formation is an average for the two formations and the Upper Keuper takes account of presence of evaporites and dolomite at Donnemarie 5. The aquitard (white) or aquifer (blue) nature of the formations was deduced from the geological log of the well. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

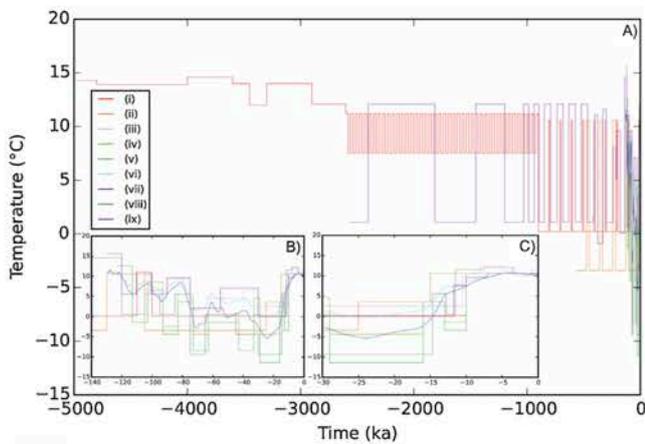


Fig. 5. (A) Synthesis for paleoclimate scenarios over 5000 ka and B) zoom on the last 140 ka and (C) zoom on the last 30 ka, proposed in the literature for the Paris Basin and north-western Europe.

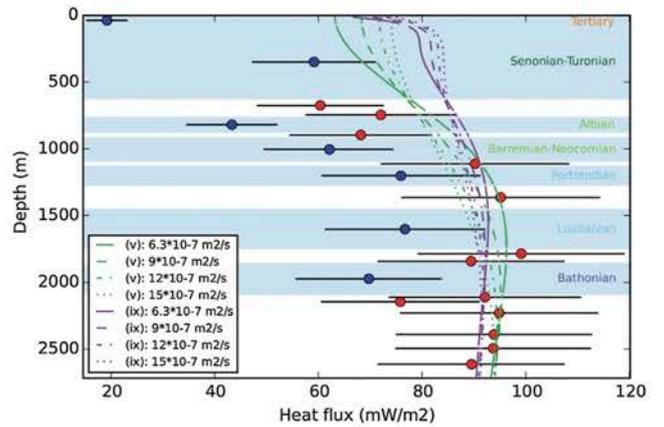


Fig. 6. Sensitivity tests on thermal diffusivity. Values are 6.3×10^{-7} m²/s, 9×10^{-7} m²/s, 12×10^{-7} m²/s, 15×10^{-7} m²/s for a geothermal flux of 90 mW/m², an initializing temperature of 5 °C and scenarios (v) (Lebret et al., 1996) and (ix) (Rogiers et al., 2014). Comparison of simulations with calculated heat flux data (aquifer: blue circle, aquitard: red circle) from Donnemarie 5 temperature measurements (Fig. 4). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

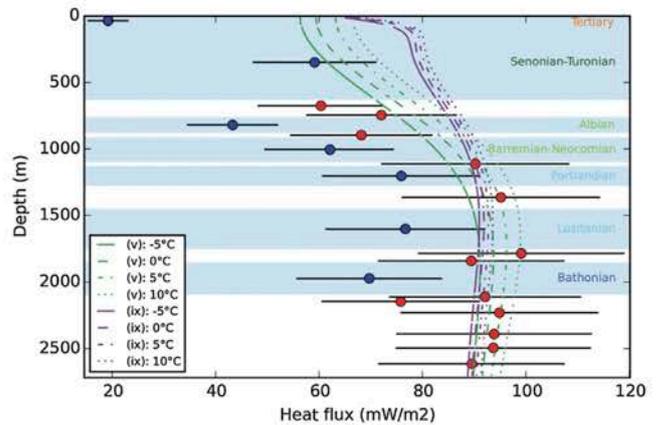


Fig. 7. Sensitivity tests on initializing temperature. Values are -5 °C, 0 °C, 5 °C, 10 °C for a geothermal flux at the base of the column set at 90 mW/m², and thermal diffusivity of 6.3×10^{-7} m²/s and scenarios (v) (Lebret et al., 1996) and (ix) (Rogiers et al., 2014). Comparison of simulations with calculated heat flux data (aquifer: blue circle, aquitard: red circle) from Donnemarie 5 temperature measurements (Fig. 4). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

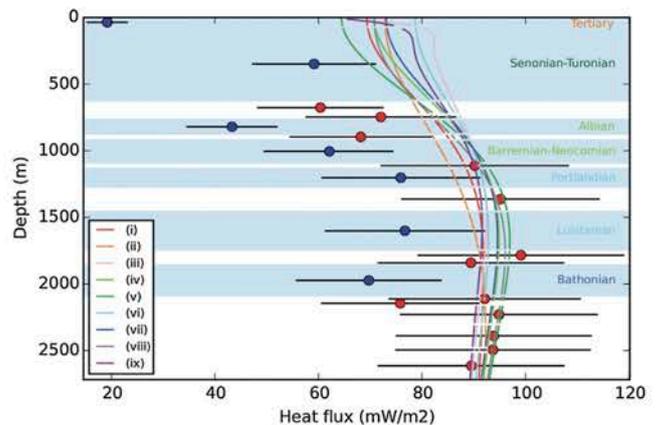


Fig. 8. Comparison of different paleoclimate scenarios proposed in the literature. The geothermal flux is 88 mW/m², initializing temperature 10 °C, thermal diffusivity around 6.3×10^{-7} m²/s. Comparison of simulations with calculated heat flux data (aquifer: blue circle, aquitard: red circle) from Donnemarie 5 temperature measurements (Fig. 3).

to the east do not have the thick Upper Cretaceous formation. Lastly, these three sets of measurements give information primarily about the Lias and underlying formations. The heterogeneous nature of the sampling is further compounded by wide variation in the depths of the formations that are most present (the Middle Jurassic for example), which poses a challenge when establishing a synthesized vertical profile involving average depths.

2.1.2. Estimating thermal conductivities according to the lithology of formations

The vertical axis of Fig. 2 shows the average thicknesses of formations encountered over the ten sets of temperature measurements. Aquifers are shown in blue, aquitards in white. Average thermal conductivity (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin, 1995) on the horizontal axis, is from lithological data from the final survey reports for the Paris Basin wells. In spite of an average of 96 estimates per formation the sampling is, once again, heterogeneous, with between 15 and 131 estimates depending on the formations considered. Thermal conductivity per formation depends on the thermal conductivities of the lithotypes making up the lithology and on the architecture of the sediments. They are combined according to a geometric model when homogeneous or series when stratified. The estimate is then corrected for the effects of porosity, temperature and anisotropy of clays. Accuracy is around 20%. The thermal conductivity values used by Demongodin (1992), Vasseur and Demongodin (1995) are consistent with similar estimates for each geological formation from conductivities per lithotype (Burrus, 1997).

The synthesized log in Fig. 2, showing average thermal conductivities for the ten wells studied, indicates low values at the bottom of the basin, from the Keuper to Aalenian (Jurassic) formations (from depth of 2500–1900 m), with a minimum for the entire stratigraphic column at the Toarcian formation: 1.39 W/m/K (depth 2000 m). These are very clayey or silty formations and the estimate is corrected for effects of anisotropy. In addition, the Purbeckian facies (Upper Tithonian–Lower Berriasian) (depth 1,000 m), containing highly conductive dolomite (Demongodin, 1992), is the level with the highest thermal conductivity for the basin, i.e. 2.8 W/m/K.

Several average thermal conductivity values used in this work differ from those proposed by Vasseur and Demongodin (1995), whose illustrations are in some instances inconsistent with the data that allowed their calculation (Demongodin, 1992). The values we adopt for thermal conductivity are, respectively, 1.81 W/m/K for the clayey Albian material, 2.16 W/m/K for the Bathonian and 2.26 W/m/K for the Bajocian, which are the average values from the same method applied to other formations by Demongodin (1992).

2.1.3. Thermal gradient between formation bottom and top

An apparent average thermal gradient profile (Fig. 2) is built up for each formation from the temperature measurements. This is the average of thermal gradients per formation evaluated at each well as the quotient of the difference in temperature between the bottom and top layer of the formation over the thickness of the formation. Steep thermal gradients were obtained for the deep Keuper formations to the Toarcian at depths of 2500–2000 m (0.053–0.061 °C/m). The thermal gradient then has intermediate values from the Aalenian to Kimmeridgian levels from 2000 to 1150 m (0.032 to 0.046 °C/m). Lastly, lower values were obtained from the Portlandian to the Turonian formations, from 1150 to 90 m (0.027 to 0.035 °C/m). Since not all temperature measurements were available, the missing average gradient values for the ten thermal profiles (Tertiary and Keuper), and the associated uncertainties, could not be recalculated.

2.1.4. Apparent geothermal flux

An apparent geothermal flux profile (Fig. 2) was established on the basis of the average thermal gradient profile and estimate of the basin's thermal conductivities. Estimates of the apparent conductive geothermal flux, and of its uncertainties for each formation, were then obtained from Fourier's Law, forming the product of average thermal conductivities and average thermal gradients. The uncertainties for the flux do not include the uncertainties for the thermal gradient but those of thermal conductivity (Vasseur and Demongodin, 1995), which are greater. The choice of different thermal conductivities for some formations leads to geothermal flux estimates in the clayey Albian, Bathonian and Bajocian formation that are different from those obtained in the previous study (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin, 1995). Our curves, presented in Fig. 2, are therefore different from those presented by Vasseur and Demongodin (1995) in their Fig. 11.

Even though the uncertainty for the geothermal flux is of the same magnitude as the variations, this figure makes it possible to highlight several points:

- The apparent conductive heat flux diminishes above the Kimmeridgian formation, a well-known observation (Coleno, 1986), (Demongodin, 1992).
- The aquifers (blue levels in Fig. 2) constitute local minima for the apparent conductive geothermal flux and coincide with the Bathonian, Lusitanian, Portlandian, Albian–Aptian, Senonian–Turonian and Tertiary formations. The Neocomian aquifer (Hauterivian, Valanginian, Berriasian) is included in a minimum that extends further vertically, and for which the extreme value is found at the Albian–Aptian level, at a depth of between 850 et 730 m (50 mW/m²).
- The maxima coincide with the relatively deep aquitards (Toarcian, Bajocian, Oxfordian, Kimmeridgian), centered around 85 mW/m².
- The intermediate values correspond to aquitards over- and/or under-lying the two major deep aquifers of the Paris Basin, i.e. the Barremian (56 mW/m²) and clayey Albian (61 mW/m²) aquitards for the Albian–Aptian aquifer and the Callovian aquitard (78 mW/m²) for the Bathonian.
- In spite of the local minimum at the Aalenian level (77 mW/m²), at a depth of between 1,975 m and 1,950 m, this clay–limestone formation is more the aquitard type. It is separated from the Bathonian aquifer by the Bajocian formation.
- An increase in the geothermal flux for the deepest horizons, the Lias and Rhaetian formations. At this stage, we observed that the sampling, limited to a few temperature measurements for the Rhaetian and Keuper formations, does not seem to correspond to aquifers (see Section 2.2.1, below).

Analysis of the available data raises three issues: (1) a high geothermal flux at the floor of the basin; (2) a lower geothermal flux in the upper part of the basin; (3) an apparent conductive flux that is generally lower in the aquifers. We address the first two issues in the following part of this article and propose some avenues for research for the other in the Section 4.3.

2.2. Impact of geology on estimate of flux at basin floor

Below (Section 2.2.1) we discuss the origin of the anomaly noted for the basin floor on the average flux curve and prefer to choose a temperature reference that is representative of the Paris Basin (Section 2.2.2).

2.2.1. High geothermal flux in the lower part of the basin

The high geothermal flux values at the basin floor are observed in formations with a particularly high clay content (94 and 97 mW/m²

in the Lias and Rhaetian). The correction for the effect of anisotropy of the thermal conductivity applied by Demongodin (1992) and Vasseur and Demongodin (1995) cannot explain these high values as, conversely, it diminishes the vertical thermal conductivity of the formations and the associated geothermal flux. At the basin level, (Bonté et al., 2013) cite the role of this anisotropy of clayey material which could divert a part of the conductive thermal flux laterally and lead to progressive decrease in the geothermal flux in the upper layers.

We have already pointed out that the data sampling used to build up the synthesized geothermal flux curve in Fig. 1 was not homogeneous. The values for the Lias formation are estimated from samples of which three-quarters were from the three wells furthest to the east of the section (Saint-Just-Sauvage Est 2, Grandville Est 2, Der 101) at a place where this formation is much shallower than in the west of the basin. From the illustrations given by Demongodin (1992), sampling in the Rhaetian formation appears to suffer from the same disparity. The method for construction of the synthesized log of Fig. 2 consisted of piling up the geological formations with an average thickness, respecting their stratigraphic sequence. This led to artificial deepening of the 600–900 m formations in relation to their exact position for the three wells cited. It will also be noted that these wells do not fully encompass the most recent Cretaceous and Tertiary formations because of erosion. Schematically, the recent formations, which appear in the upper part of Fig. 2 synthesized log, are primarily represented by samples taken in the western part of Fig. 1 cross-section, whereas the older formations appearing in the lower part of Fig. 2 synthesized log are mainly represented by samples taken in the eastern part of Fig. 1 cross section. Assuming the flux at the bedrock to be heterogeneous at the cross-section scale (Lucazeau and Vasseur, 1989), it is perfectly reasonable to suppose that the high values observed in the deep parts of the synthesized log are simply the consequence of spatial variations in the basal geothermal flux at the 200 km scale. It can also be noted that the decrease in the apparent geothermal flux observed in the uppermost 1,000 m can affect the older formation in the eastern part of the cross-section area, and in particular the Trias and Lias formations. For these, the averages produced are marred by wide variations in depth and can, therefore, have different origins.

2.2.2. Choosing representative temperature measurements

We have observed that wide variations in the altitude of the geological strata in the study area did not allow spatial positioning of the averages for the physical properties considered. For instance, the top of the Middle Jurassic varies in depth from 560 m to 1700 m (see Fig. 1, geological cross-section). We therefore preferred to base our work on the individual study of temperature measurements and take as reference temperature measurement the measurements for the Donnemarie 5 well. This reference was chosen from among the available sets of measurements because of its central position in the basin. The most recent formations are included and it has the deepest temperature measurement, with a maximum depth of around 2720 m (Fig. 3), enabling calculation of the temperature gradient per formation to the Keuper level (Fig. 4).

Changing from average temperature measurements to Donnemarie 5 measurements required adaptation of conductivities in accordance with geological description of the well. The thermal conductivity of the Barremian–Neocomian formation was obtained from a harmonic mean for the data (Vasseur and Demongodin, 1995). At Donnemarie, the Keuper layer is formed from variegated red and brown clay, dolomitic marl and white anhydrite. The evaporitic formations are highly conductive. The thermal conductivity has therefore been changed in relation to the formation average at the basin scale (Fig. 2) with a harmonic mean for the three material environments and average porosity of 10% (Burrus, 1997).

An apparent geothermal flux profile (Fig. 4) was produced, in line with the method outlined in Section 2.1. The low geothermal flux anomaly in the upper part of the basin is clearly identified in the Donnemarie 5 temperature measurements. The local low geothermal flux anomalies at the aquifer formations are also present. Lastly, the increase in geothermal flux values at the floor of the basin is no longer visible. This absence tends to indicate that the increase observed in Fig. 2 is, at least partially or wholly, the result of irregular sampling, both spatial and in terms of the age of the geological formations. We have proceeded on this assumption.

Thus, after analysis of the data, two anomalies remain to be examined: the low flux in upper part of basin and the localized anomalies at the aquifers. Below, we work on the basis of the chosen reference temperature measurement, making accurate consideration of the geology possible.

3. 1D modelling of the influence of different climate scenarios on geothermal flux

We adopted a 1D numerical modelling approach to quantify the influence of different climate scenarios on geothermal flux in the sedimentary column. The results were compared with those available for the Donnemarie 5 well and with the decrease in geothermal flux observed in the upper part of the basin.

3.1. Preliminary analysis

Decrease in geothermal flux in the upper part of the basin could not be explained by a purely conductive model in steady state (Coleno, 1986). Retaining the steady state hypothesis, the decrease was interpreted and simulated in terms of convective effects in the Neocomian formation (Hauterivian, Valanginian, Berriasian) (Demongodin, 1992; Vasseur and Demongodin, 1995). At equilibrium, all of the formations above the Neocomian would be expected to have the same geothermal flux. However, in spite of the very high level of uncertainty, the geothermal flux decreases from the Neocomian to the Albian–Aptian, from a depth of 965 m to 790 m, then increases from the Albian–Aptian to the Cenomanian levels, from 790 m to 640 m and, lastly, decreases from the Cenomanian to the Tertiary from a depth of 640 m to 45 m (Fig. 2). Recent quantifying hydrogeological studies have demonstrated that the major Cretaceous aquifer in terms of flows is the Albian–Aptian (Raoult, 1999; Contoux et al., 2013) and not the Neocomian (Hauterivian, Valanginian, Berriasian).

If the steady state thermal regime assumption is left aside, the order of magnitude for the period required, τ , for thermal perturbation initiated at the surface to give rise to a significant observation at distance L , can be obtained from the diffusivity, κ , of the material environment:

$$\tau = \frac{L^2}{\kappa} = \frac{\rho C_p L^2}{\lambda} \quad (1)$$

where: ρ is the density, C_p specific heat capacity and λ the material environment's thermal conductivity. Therefore, for $L = 3$ km, the rough magnitude of the thickness of the sedimentary material in the basin, the time obtained using the average values for the properties of the basin's constituent materials (Gonçalvès et al., 2010) is around 100–1000 ka.

In addition, the analytical solution for a sinusoidal perturbation of period T in a homogeneous semi-infinite environment of diffusivity, κ , enables estimate of the depth of penetration, H , of the thermal wave (Vasseur, 1988):

$$H = \sqrt{\frac{\kappa T}{\pi}} \quad (2)$$

Table 1
Numerical simulation parameters.

Parameters	Value	Units
ρ	2500	kg/m ³
C_p	1230	J/kg/K
λ	See Fig. 4	W/m/K
	1.81 for the remaining Trias	
	2.8 for the bedrock	
A	10 ⁻⁶	W/m ³

Which leads to a sinusoidal periodicity of 100 ka and diffusivity of 10⁻⁶ m²/s (resp. 6.3 × 10⁻⁷ m²/s) at a depth of around 1000 m (resp. 800 m). Slagstad et al. (2008) thus evaluate the impact of Holocene climates at depths of several hundreds of meters and impacts of Pleistocene climates at several kilometers. Therefore, if the basin's current thermal state is considered to be only the result of a transient phenomenon, the variation in geothermal flux observed in the first thousand meters of the basin could be explained by the effects of paleoclimates. To our knowledge, even if this process has been evoked amongst different hypotheses by different authors (Coleno, 1986; Demongodin, 1992), it has never been quantified and compared to thermal profiles in the Paris Basin.

3.2. Formation geometry and discretization

Section 2.2 has shown the limits of a synthesized geothermal flux log built up from an average for ten wells. The result is open to criticism from both the geological and thermal points of view, as it does not respect actual depths and therefore the possible recording of a perturbation of the paleoclimate signal. Nor does it allow variation in facies and thermal conductivities to be addressed correctly, and is biased by spatial variations in the basal geothermal flux from the bedrock. We have therefore taken the temperature measurements from the Donnemarie 5 well as reference and the geometry assumed for the modelling work (Fig. 4) is based on the well's rock-stratigraphic column.

We modelled a vertical rock column of 20 km which, for the chosen simulation period, made it possible to reduce the impact of the conditions imposed at the basal boundary on the results obtained in the upper part of the column. The sedimentary horizons represent a little more than the upper 3 km. From the data from the Donnemarie 5 well it is possible to distinguish twenty geological formations from the upper Keuper to the Tertiary, over a total thickness of 2717 m. As this well does not reach the bedrock, the total thickness of the Trias formation locally is estimated from the literature (Delmas et al., 2002) at around 550 m.

3.3. Conductive model and properties of the environment

The COMSOL Multiphysics program was used to solve the heat transport equation with a radiogenic term (Eq. (3), below), for a transient regime and over the 1D domain described above:

$$\rho C_p \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = A \quad (3)$$

where: z is the spatial dimension, t time, ρ density, C_p specific heat capacity, A radiogenic heat production, and λ the material environment's thermal conductivity. The material environment, equivalent to a porous environment (porosity 10%), is modelled with an average homogenous density ρ and an average homogeneous specific heat capacity C_p , derived from the properties of pure water (at 50 °C) and values proposed by Burrus (1997) for the Paris Basin (Table 1). The bedrock has the same properties given the low dependency on these parameters of our results in the sedimentary layers.

The thermal conductivity, λ varies depending on formation (Fig. 5). The formations complementary to the Keuper in the Trias are grouped with an average thermal conductivity. The thermal conductivity proposed for the bedrock is derived from the work of (Le Solleuz et al., 2004; Bonté et al., 2013) (Table 1). The resulting average thermal diffusivity for the sedimentary environment is therefore around 6.3 × 10⁻⁷ m²/s.

Lastly, radiogenic production, A , in spite of its secondary importance from the thermal point of view in the sedimentary materials of the Paris Basin (Coleno, 1986), is taken into account in the sedimentary thickness. It is of around the same magnitude as in the north-east German basin (Norden and Förster, 2006). For the bedrock, it is considered as integrated into the geothermal flux condition applied at the base of the model.

3.4. Boundary conditions, paleoclimate scenarios

At the base of the domain, the thermal regime is constrained by an imposed flux (Neumann condition) equal to the geothermal flux arriving at the base of the sedimentary basin.

At the surface, a temperature history of the soil is applied in the form of a Dirichlet condition evolving over time.

The paleoclimate scenarios used were as follows (Fig. 5):

- (i) 5000 ka scenario for the Paris Basin (Jost, 2005; Jost et al., 2007): this study, conducted for hydrogeological purposes, aimed to quantify the impact of paleoclimates on the hydrodynamic response of the multi-layer system of the Paris Basin. It required the reconstruction of a paleoclimate scenario over 5000 ka, divided into climate stages for which temperatures were constant. The study was based on pollen data from the basin perimeter and isotopic data, and takes account of climate simulations at key periods (Middle Pliocene, Last Glacial Maximum, and Current). This scenario is an intermediary thermal scenario amongst other more extreme ones, including colder scenarios at the Last Glacial Maximum.
- (ii) 565 ka scenario for north-north western Europe (Majorowicz et al., 2008; Majorowicz and Wybraniec, 2011): these authors propose different scenarios to evaluate the impact of paleoclimates on the geothermal flux for different geographical areas. Amongst the scenarios proposed, which also cover southern and central Europe, we selected that proposed for the north-northwest of Europe. This is the scenario with the lowest temperatures for the glacial periods. It includes five cycles and a phase between 25 ka and 15 ka under an ice cap at 0 °C. We note that (Westaway and Younger, 2013) criticize this latter choice because of its short duration and failure to take account of areas without ice cap. In fact, the ice cap insulates the ground from low air temperatures and alters the relationship between air and ground temperatures. The Paris Basin was not covered by an ice cap at that period (Jost, 2005). However, as this breakdown designed on the European scale and the hypotheses concerning the presence of an ice cap do not seem to be the most appropriate for the Paris Basin, this most extreme scenario, and indirectly its two alternative versions (Majorowicz et al., 2008; Majorowicz and Wybraniec, 2011), were chosen for the purposes of comparison.
- (iii) 65 ka scenario for France (Vasseur and Lucazeau, 1983): this scenario was used to evaluate the impact of paleoclimates on geothermal flux. It is based on isotopic data, pollen data, inversion of geothermal data and previous measurements. At the time they were writing, the authors note that knowledge of paleoclimates for the periods before 10 ka was still limited.
- (iv) 123 ka scenario, "hot" alternative for France (Lebret et al., 1996): the aim of this study was to determine the depth of the permafrost. The thermal scenario is for ground not air temper-

ature and is based on isotopic data and data from pollen and living organisms. The “hot” scenario would correspond to the actual average temperature in France.

- (v) 123 ka scenario, “cold” alternative for France (Lebret et al., 1996): as for scenario (iv), but this “cold” scenario would correspond to extremes of cold reached in France.
- (vi) 130 ka scenario, “hot” alternative for east of France and more particularly for the Bure site (Fig. 1) in the Paris Basin (Paillard et al., 2008): this study aimed to evaluate the impact of changes in climate on deep repository disposal of radioactive waste, with a focus on modelling the formation and retreat of permafrost. It is based on a simplified climate model corrected with paleoclimate data, including pollen data. The average temperature for the “hot” scenario was the present-day temperature at the Bure site.
- (vii) 130 ka scenario, “cold” alternative for east of France and more particularly for the Bure site (Fig. 1) in the Paris Basin (Paillard et al., 2008): as for scenario (vi), but the aim of the “cold” scenario was to reproduce the lowest temperatures of the last glacial maximum, obtained from pollen data.
- (viii) 130 ka scenario for south of UK (Westaway and Younger, 2013) this scenario covers 65,000 ka but has short stages during the last 130 ka. There is a second scenario for northern UK. The aim of this was to correct the heat fluxes for paleoclimate effects. The scenario is based on isotopic data, data from animal and plant life, hydrological information and climate models.
- (ix) Around 2570 ka scenario corresponding to the Quaternary period for Belgium and more accurately the east of the country (Rogiers et al., 2014): this scenario was based on different studies covering the start of the Quaternary period, the periods 420–11.8 ka, 12 ka to present and the past 2 ka. The aim of the study was to gain understanding of the variations in geothermal flux in wells by integrating paleoclimate and convective phenomena.

To allow for comparison of all of the scenarios, and in spite of the differences in their construction, they were brought to the same current surface temperature by subtraction or addition of a temperature difference that was constant throughout the scenario. The chosen reference temperature was 10.6 °C, corresponding to the simulated average current temperature for the Paris Basin (Jost, 2005). It is also in agreement with the measured average temperatures (Jost, 2005). These average paleotemperature scenarios are for the air or ground temperatures, depending on the study. These two temperatures are not the same (Vasseur, 1988), (Slagstad et al., 2008) (Kitover et al., 2013). However, given the aim of our study, we have overlooked this difference. For air temperatures, the difference with regard to ground temperature was not taken into account but the amplitudes of temperature fluctuations were retained to study the impact on deep formation heat fluxes without considering the effects of permafrost.

Comparison of the scenarios in Fig. 5 shows up several things:

- There is a clear difference between the 41 ka cycles of (Jost, 2005; Jost et al., 2007) scenario (i) over the 2600–900 ka period and the steps at the start of the (Rogiers et al., 2014) scenario (ix). Jost (2005) highlights that this is a period with little temperature constraint at the time of the work and that there are 10 °C discrepancies between the pollen reconstitutions at 900,000 years.
- Scenarios (i) and (ix) are more comparable in terms of periodicity and amplitude between 900 ka and 140 ka. Scenario (ii) adds to these two scenarios, with its higher amplitudes as a result of the detailed choices above. Lastly, scenario (i) has shorter interglacial periods.

- Over the 140–100 ka period, scenarios (iv) to (ix), at higher resolution than scenarios (i) and (ii), include one or two periods that are warmer than the present day.
- From 140 ka to the present, most of the fluctuations are between –5 °C and 10 °C.
- Scenarios (iv), (v) and (viii) are distinguished from scenarios (vi) (vii) and (ix) by colder extremes; conversely, the latter are distinguished by hotter extremes.
- Scenarios (iv), (v) and (viii) are relatively comparable and are generally in phase.
- In spite of their different discretization, scenarios (vi) (vii) and (ix) are relatively close in terms of their highest and lowest temperatures.
- Lastly, at the end of the last glacial phase, the lowest temperature over the last 30 ka is distributed between 25 ka (ii) and 10.5 ka (iii), depending on the scenarios. Discretization varies from the simple level (i) to a simulated curve (vi) and (vii), via detailed discretization (ix).

3.5. Initial conditions and spatial and temporal discretization

For each simulation, the initial condition corresponds to a steady state thermal regime characterized by a surface temperature, the flux condition at the base of the simulated domain remaining constant. For the temperature initializing this scenario, (Majorowicz et al., 2008) apply the average temperature for the scenario. Moreover, the longer the paleoclimate scenario the less this factor impacts the current thermal state (Rogiers et al., 2014). (Rogiers et al., 2014) initiate their Quaternary paleoclimate scenario at 10 °C. The scenario (i) for the Paris Basin, which is twice as long, corresponds to an average temperature of around 10 °C. To facilitate inter-comparison of the nine scenarios, the same average temperature has been imposed on all of them. Sensitivity to this parameter is tested below (Fig. 7).

A numerical convergence analysis was conducted for each of the scenarios studied and indicated the following salient features:

- Spatial discretization of 1 m for the sedimentary horizons and discretization varying from 1 to 200 m for the bedrock part of the domain.
- Temporal discretization of 500 years, refined for some scenarios: (iii), (vi), (vii), (viii) and (ix).

3.6. Results of simulations

Sensitivity tests on thermal diffusivity (Fig. 6) and initializing temperature (Fig. 7) are presented below, followed by the results obtained for each paleoclimate scenario. Only scenarios (v) and (ix) were chosen for these first sensitivity tests so as to include: a short scenario (v) and a long scenario (ix); a scenario with low resolution over the last time steps (v); with higher resolution (ix); a scenario with cold trend (v); and a scenario with hot trend (ix).

Fig. 6 presents the sensitivity test for thermal diffusivity, evolving between $6.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ and $15 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ for a geothermal flux of 90 mW/m² fixed at the base of the column and an initializing temperature of 5 °C. We use the value calculated from the literature on the Paris Basin ($6.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$) and values from the literature that are higher for the homogeneous models (Majorowicz and Wybraniec, 2011; Westaway and Younger, 2013) or measurements (Rogiers et al., 2014). The difference in heat flux between the lower and upper parts of the basin increases as thermal diffusivity decreases. For scenario (v), the lower the thermal diffusivity, the more accurate the reproduction of the heat flux fluctuations at the bottom of the basin and, to a lesser degree, in the upper part. The observation is less evident for scenario (ix), but it once again seems that the heat flux curve for low thermal diffusivities is more rep-

representative of the observations. However, the large uncertainties regarding the calculation of flux per formation should be borne in mind (Section 2).

Fig. 7 shows a sensitivity test on the initializing temperature which evolves between -5°C and $+10^{\circ}\text{C}$ for a geothermal flux at the bottom of the column fixed at 90 mW/m^2 and thermal diffusivity of $6.3 \times 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}$. The higher the initializing temperature, the greater the heat flux transmitted within the sediment pile. Dependency of the current heat flux on initializing temperature remains high for depths from 0 to 3000 m and the lower condition for our object of study (the base of the Ceno–Mesozoic pile of the Paris Basin) is not deep enough to be able to ignore its impact. Logically, the shorter the scenario, 123 ka for (v) and 2570 ka for (ix), the higher the dependency on initializing temperature. Without having recourse to a sensitivity test on the geothermal flux condition fixed for the base of the column, of which the sole effect would be to translate the curve, we understand the interdependence between initializing temperature and geothermal flux in the lower condition of the domain during calibration.

Fig. 8 shows the results for a set of paleoclimate scenarios considered. Thermal diffusivity is obtained from the literature for the Paris Basin ($6.3 \times 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}$). The initializing temperature was chosen as 10°C . Calibration for the lower boundary condition, corresponding to the geothermal flux, led to adopting a value of 88 mW/m^2 . Calibration was performed expressly giving priority to the deep formations, which are aquitards (see Section 4, below).

Whatever the scenario considered, paleoclimate effects contribute to decrease in the heat flux in the uppermost 1,000–1,200 m. The long single-step scenarios at the scale of a glacial-interglacial cycle (i) (Jost et al., 2007), (ii) (Majorowicz and Wybraniec, 2011), do not correctly reproduce the strong contrast in flux between the lower and upper parts of the basin. They do not reproduce the geothermal flux curve observed between 2500 m and 1000 m with the maximum heat flux values between 2300 m and 1300 m at the Toarcian, Oxfordian and Kimmeridgian aquitards. Over the shallowest 600 m, the heat flux profiles are bracketed by the “cold” scenario (v) (Lebreton et al., 1996) for the weakest heat flux and scenario (iii) (Vasseur and Lucazeau, 1983) for the strongest. Underestimation of the paleoclimate effects is then consistent with the authors’ remark concerning the state of the art at the time of their work. The form of the heat flux over the first hundreds of meters for scenarios (iii) (Vasseur and Lucazeau, 1983) and (ix) (Rogiers et al., 2014) is explained by the refinement of the scenarios in more recent times. The low contrast in flux between the bottom and top of the basin in scenario (ix) in comparison with scenarios (v), (vii) and (viii) is explained by the amplitude of minimum and maximum temperatures (Fig. 4) and their difference with regard to the basin’s average thermal equilibrium. Scenario (viii) (Westaway and Younger, 2013) is one the scenarios that best reproduces the available data. For the scenarios with hot (iv), (vi), and cold (v), (vii) (Lebreton et al., 1996; Paillard et al., 2008) alternatives, the cold scenarios (v), (vii) seem to be those that accord most closely with the data.

Thus – with the reservation of the uncertainties and additional perturbations, typically convective in nature – three scenarios, belonging to the category of those with durations of the order of the glacial-interglacial cycle, are in line with our data: the “cold” 123 ka scenario (v) (Lebreton et al., 1996); the 130 ka southern UK scenario (viii) (Westaway and Younger, 2013); and the “cold” 130 ka scenario (vii) (Paillard et al., 2008).

4. Discussion

4.1. Parameters and simulation boundary conditions

The thermal diffusivity within the sediment pile applied for our calculations is around $6.3 \times 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}$. Thermal diffusivity values from the literature are more usually around $9 \times 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}$ (Majorowicz and Wybraniec, 2011) or $10^{-6}\text{ m}^2/\text{s}$ (Westaway and Younger, 2013) in homogeneous models without distinction between formations. The thermal diffusivity measured on samples is also greater than the chosen value (Rogiers et al., 2014). However, the order of magnitude of the thermal diffusivity is the same. Certain thermal conductivity values proposed by Vasseur and Demongodin (1995) have been corrected (see Sections 2.1.2 and 2.2.2) There are few other existing studies on thermal conductivities for the Paris Basin. Burrus (1997) also took as a basis the thermal conductivities per pole proposed by Demongodin et al. (1991). This parameterization leads to a significant augmentation of the curvature of the heat flux profile, and therefore of the contrast between the lower and upper parts of the basin.

The geothermal flux condition prescribed at the base of the domain was 88 mW/m^2 whereas the initializing temperature at the surface was 10°C . At these depths of 2000–3000 m in the lower part of the sedimentary basin, and for the relatively short scenarios of less than 150 ka, the simulated heat flow is dependent on the initializing temperature at the surface (Fig. 7). Within a radius of 30 km around the Donnemarie 5 well, eight geothermal flux measurements from six wells are present in Lucazeau’s database (personal communication). The heat flux values corrected for the effects of topography and paleoclimates (respectively not corrected) are on average $72(76)\text{ mW/m}^2$ with standard deviations of $6(10)\text{ mW/m}^2$ and are between the minimum value of $61(63)\text{ mW/m}^2$ and the maximum of $83(89)\text{ mW/m}^2$. On the Lucazeau and Vasseur (1989) geothermal flux map, the isoflux in the Donnemarie region is 80 mW/m^2 . This map is not, however, corrected for paleoclimate effects. Moreover, Burrus (1997) calibrates the Donnemarie temperature measurements with a flux of 83 mW/m^2 or 72 mW/m^2 for models with, respectively, high and low convective components. Finally, the heat flux value corrected for the effect of paleoclimates is above 100 mW/m^2 in the Donnemarie region in Majorowicz and Wybraniec (2011).

In spite of the lack of constraint on the geothermal flux value resulting from limited knowledge of paleoclimates, it can be concluded that the geothermal flux at the base of the Trias formation, in the Donnemarie region, would be greater than estimates proposed so far, except for the study of Majorowicz and Wybraniec (2011) at the European scale.

4.2. Influence of paleoclimates

In spite of the difficulty in determining the geothermal flux at basin bottom, the simulations conducted allow the impact of paleoclimates within the sediment pile to be quantified. Their impact is, on average, around 20 mW/m^2 comparing the fluxes simulated in the Seno-Turonian (depth of around 350 m) and Callovian (depth around 1850 m) formations. We thus conclude that the paleoclimate impact on the deep geothermal flux is greater than preceding estimates (Vasseur and Lucazeau, 1983).

It should be noted that, according to our simulations, if the paleoclimate effects can contribute to a difference of around 20 mW/m^2 between the lower and upper parts of the basin the measurements on the Donnemarie example show, in spite of large uncertainties, a heat flux difference of around 35 mW/m^2 between the same stratigraphic markers for the Callovian and Seno-Turonian formations. This difference in flux between simulations and measurements is observed from the surface to the Lower Cretaceous aquifers. Sev-

eral hypotheses can be proposed to explain this: (1) the thermal conductivities are under-estimated in the Tertiary and Upper Cretaceous formations; (2) the paleoclimate scenarios are not realistic enough; (3) convective perturbation contributes to removing the heat as proposed by (Vasseur and Demongodin, 1995) but not principally at the Neocomian formation, removal occurring rather at the Albian and, secondarily, at the Neocomian formations. It can also be noted that Burrus (1997) concluded that his most conductive scenario did not allow calibration of temperature measurements and he considered a more convective scenario. A one-dimensional study such as this one cannot conclude as to such flows and work is in progress to quantify these effects with two- and three-dimensional models.

4.3. Perturbations in geothermal flux linked to presence of aquifers

Our work shows quasi-systematic decrease in apparent conductive thermal flux at the level of the Cretaceous and Jurassic aquifer formations (Figs. 2 and 4). These decreases are localized and are bracketed by higher heat fluxes in non-aquifer formations. These variations are around 18–22 mW/m² from the Bajocian to Portlandian levels and around 14 mW/m² between the Portlandian and Purbeckian and up to 29 mW/m² in the upper levels of the Lower Cretaceous formations. They are observed mainly in the thermal gradient, as the variability of estimated thermal conductivities is lower. The magnitude of the impact on temperatures is almost imperceptible. These variations in apparent conductive flux cannot correspond to variations in total real geothermal flux since they would then contradict the conservation of energy law: an energy sink term would have to be introduced at the bottom of each aquifer and an energy source at its top. Below, we propose several avenues of investigation to explain our observations

4.3.1. Large-scale thermal phenomena

Given the local aspect of the perturbations observed, and their sawtooth pattern between aquifer and aquitard levels (see energy conservation problem), phenomena leading to large-scale variations in flux can be discounted immediately. This excludes paleoclimate phenomena which, like the results obtained in this article, would not lead to localized decrease in geothermal flux but to variation on a kilometeric scale. Similarly, we can exclude an effect of thermal conductivity anisotropy which, via a cumulative insulating effect at the level of the aquitards, would lead to diversion of a part of the geothermal flux towards the edges of the basin, as this phenomenon would lead to a progressive decrease in vertical heat flux when moving towards the surface (Bonté et al., 2013; Bouchot et al., 2012).

4.3.2. Error in estimation of thermal conductivities

Systematic under-estimation of the thermal conductivity, or at least of its vertical component, at the aquifers or, conversely, over-estimation of this component for non-aquifer formations could explain the observed decrease in apparent conductive flux. Conventionally, it is assumed that, because of the stratification of sedimentary rocks, the sub-horizontal (parallel to the plane of stratification) component of horizontal thermal conductivity could be greater than the vertical thermal conductivity. This observation is particularly true for clayey formations, where compacting brings about a preferential orientation of the clay sheets (Vasseur and Demongodin, 1995). However, according to Vasseur and Demongodin (1995) the thermal conductivity values that we use allow for the effects of this anisotropy. Possible under-estimation of the vertical component is reminiscent of the recent counter-intuitive results regarding the anisotropy of electrical resistivity observed for clastic formations, with higher electrical conductivity

in the plane normal to that of stratification (North and Best, 2014). It may be thought that this anisotropy only affects porous and permeable levels, which is consistent with the observations by North and Best (2014) for electrical conductivity. However, accurate experimental measurements of thermal conductivity tensors would still need to be made to confirm or reject this hypothesis.

4.3.3. Convective effects

As our observations concern aquifer formations, we could naturally think of perturbations of convective origin. In the past, Gable (1986) observed a weak gradient for the Albian aquifer, which he interpreted as a convective phenomenon. Amongst the imaginable convective effects, circulating cold flows can be considered, probably descending in all of the aquifer levels, or an evening of temperatures leading to decrease in the thermal gradients in the aquifer formations and, therefore, to that of apparent conductive fluxes.

A flow in an inclined aquifer bringing colder fluid would (because of conservation of energy) cause a decrease in the geothermal flux in the overlying formations. This phenomenon cannot be excluded for the upper part of the basin, in particular in the Albian–Aptian aquifer, where it would reinforce the paleoclimate effects (see Section 4.2). However, such fluid circulation would have to exist throughout the stratigraphic pile, with similar magnitude. Can this observation be compared with the results obtained by Jost et al. (2007) which show a paleoclimate influence on the hydraulic charge of aquifers and disconnection from the recharge areas during glacial periods? This would imply rapid fluctuations in temperature mainly affecting the aquifer formations in interglacial periods, whereas an equilibrium is reached in glacial periods. We do not give precedence to this hypothesis which remains to be quantified.

Any process inducing evening of temperatures in aquifers leads to a decrease in thermal gradient and, as a consequence, in that of apparent conductive thermal flux. One could then think of the formation of internal convection cells within the aquifer formations. However, in addition to the fact that the conditions for the formation of such cells are not always present (Marsily de, 1986) (thickness and temperature differences leading to a critical Rayleigh number), the highly stratified sedimentary architecture of these formations, with intercalated permeable and impermeable levels, does not appear favorable to their formation. In addition, according to (Marsily de et al., 2002), this mechanism would not play an important role in the Paris Basin. Nevertheless, it needs to be quantified with a three-dimensional modeling.

Lastly, although these thermal effects remain the subject of controversy (Anderson, 2005; Saar, 2011), kinematic dispersion can also lead to evening of temperatures (Marsily de, 1986). Considering the heterogeneous nature of the aquifer environments studied (sedimentary or even structural), we could envisage thermal dispersion phenomena transverse to the direction of flow reducing the temperature gradient locally at the level of the aquifers, by dispersion.

This process can be integrated into a one-dimensional model, since the flow is considered, as a first approximation, to be horizontal, given the slight inclination of the formations at the center of the Paris Basin (around 0–1° in the Bathonian in the region of the Donnemarie well). The dispersion cross-wise to the flow is then carried by the vertical direction. In this 1D model, equivalent thermal conductivity can be integrated over the aquifer formations:

$$\lambda_{\text{eq}} = \lambda + \lambda_{\text{disp}} \quad (4)$$

with

$$\lambda_{\text{disp}} = \alpha \rho C_p u_t \quad (5)$$

where α is the dispersion coefficient, ρ the density of the saturated porous matrix, C_p the specific heat capacity of the saturated porous matrix and u_t is the velocity of the thermal front.

A phenomenon of this type is surprising given the low velocities in, for instance, the Albian aquifer, which is the one where flows are best documented (Raoult, 1999). In addition, the amplitude of the difference between heat flux observed for aquifers and aquitards remains more or less constant, whereas it could, with regard to a dispersive phenomenon, be assumed to decrease with depth and speed of flow. Based on Darcy methods or deduced from ^{14}C tracer studies (Raoult et al., 1998), pore water velocities, u in a natural regime would be around 3 m/yr to 4 m/yr respectively (which corresponds for a porosity, ω of 15% to a Darcy velocity, $U=0.5$ m/yr–0.6 m/yr) and, with pumping, could reach 17 m/yr (i.e. $U=2.6$ m/yr) at the drawdown cone. From the regional hydrodynamic model of the Bathonian formation, Wei et al. (1990) deduced a Darcy velocity of around 0.33 m/yr. These are, however, only average velocities for the formation at the regional level. There are certainly preferential channels of flow with mixing and dispersion phenomena. Thus, whether for the Albian or carbonated and fissured Bathonian formations, a heterogeneous velocity field is probable. In particular, the presence of several levels of highly permeable fine material of limited spatial extent has been noted in the Bathonian formation (Rojas et al., 1989; Lopez et al., 2010; Delmas et al., 2010; Bouquet, 2013). Based on these data, and using Eq. (4) and (5), we can derive an order of magnitude for the thermal dispersion coefficient that leads to results that remain acceptable and comparable to the high dispersion coefficient values compiled by (Anderson, 2005; Saar, 2011), albeit in very different contexts. A more accurate quantitative study would require three-dimensional modelling taking account of the heterogeneous nature of the aquifer sediments.

5. Conclusions and outlook

Based on steady-state temperature measurements, this study has indicated vertical anomalies in heat flux in the Paris Basin and enabled their reinterpretation.

The apparent conductive heat fluxes have been corrected by reconsidering the values for thermal conductivity of sedimentary formations and by using a well that is representative of the study area rather than averages that do not take account of the spatial position of the geological formations. A known decrease in geothermal flux over the upper 1500 m of the basin was observed and new heat flux anomalies were identified in the main Cretaceous and Jurassic aquifers of the Paris Basin.

A comparative study of different paleoclimate scenarios with a one-dimensional, conductive model led us to think that at least half of the decrease in heat flux observed in the upper part of the basin is due to climate related phenomena of which the impact has been under-estimated in previous work. Several possible causes remain to be identified to explain all of the observed decrease in flux and there is probably a convective effect as already proposed by Demongodin (1992), Vasseur and Demongodin (1995), however, especially at the level of the Albian aquifer. However, we have not exhausted the paleoclimate hypothesis, and notably the effect of the development of permafrost, which remains to be quantified.

Our discovery of a systematic decrease in apparent conductive flux of around 20 mW/m² at the level of the aquifers remains to be explained. Amongst the possible causes envisaged we lean towards two, each of which requires additional investigation. Anisotropy in the thermal conductivity of the aquifer formations, more porous and with low clay content, would need to be validated by accurate measurement on samples of thermal conductivity tensors. A homogenizing effect by convection cells or kinematic dispersion

could be quantified by modelling of three-dimensional blocks giving a fine and realistic representation of the architecture and varied nature of the aquifer sediments (Hamm and Lopez, 2012; Bouquet, 2013).

Our work thus emphasizes the importance of steady state temperature measurements in characterizing the thermal state of sedimentary basins and the difficulty of reasoning with spatial averages to take account of the effect of the geology. From a simple model, the work underscores the degree to which this state is transient, resulting from the recent geology and contribution of several conductive and convective processes. It seems to us to be important to ascertain whether the systematic decrease in apparent conductive flux at the level of aquifer formations can be observed in other sedimentary basins.

Acknowledgments

This research was supported by a PhD grant from the Région Ile de France (J. Dentzer, R2DS, Projet 2012-06). We thank the Agence de l' Eau Seine Normandie for co-funding (AESN 1047308 (2) 2014, MBP Program), along with ENS, BRGM, Mines ParisTech. We gratefully acknowledge Guy Vasseur for constructive discussions and for allowing us to access to data. We thank Francis Lucazeau, Laurent Guillou-Frottier and Robert Gable for data and stimulating conversations. We also acknowledge two anonymous reviewers for their constructive comments.

Appendix A

Nomenclature

π	Number Pi
ω	Porosity
z	Spatial dimension (m)
L	Characteristic length (m)
H	Thermal penetration depth (m)
α	Dispersion coefficient (m)
t	Time (s)
T	Period (s)
τ	Characteristic time (s)
θ	Temperature (K)
ρ	Saturated matrix density (kg/m ³)
C_p	Saturated matrix Heat capacity (J/kg/K)
λ	Saturated matrix thermal conductivity (W/m/K)
λ_{disp}	Macrodispersivity term (W/m/K)
λ_{eq}	Equivalent thermal conductivity (W/m/K)
κ	Thermal diffusivity (m ² /s)
A	Radiogenic heat production (W/m ³)
u	Fluid velocity (m/s)
U	Darcy velocity (m/s)
u_t	Thermal front velocity (m/s)

References

- Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water* 43, 951–968. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x>.
- 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. Presented at the European Geothermal Congress EGC 2013, Pise, Italy.
- Bouchot, V., Bader, A.G., Bialkowski, A., Bonté, D., Bourguine, B., Caritg, S., Castillo, C., Dezayes, C., Gabalda, S., Guillou-Frottier, L., Haffen, S., Hamm, V., Kervévan, C., Lopez, S., Peter-Borie, M., 2012. CLASTIQ-2: Programme De Recherche Sur Les Ressources Géothermales Des Réservoirs Clastiques En France. BRGM, Orléans (bassin de Paris et fossé rhénan) (No. RP-61472-FR).
- Bouquet, S., 2013. Etude des interférences entre injections multiples de CO₂ dans un aquifère salin profond à l'échelle industrielle Interferences between multiple industrial-scale CO₂ injections in a deep saline aquifer (PhD Thesis). Mines ParisTech, Paris.

- Burrus, J., 1997. *Contribution À L'étude Du Fonctionnement Des Systèmes Pétroliers: Apport D'une Modélisation Bi-dimensionnelle* (PhD Thesis). Ecole des Mines de Paris, Paris.
- BRGM, 2009. *La France sous nos pieds: atlas en 50 géocartes*. BRGM Editions, Orléans.
- Coleno, B., 1986. *Diagraphies Thermiques Et Distribution Du Champ De Température Dans Le Bassin De Paris* (PhD Thesis). Bretagne Occidentale, Brest.
- Contoux, C., Violette, S., Raffaella, V., 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, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-013-0955-6>.
- Delmas, J., Houel, P., Vially, R., 2002. *Paris Basin Petroleum Potential (Rapport Régional D'évaluation Pétrolière)*. IFP.
- Delmas, J., Brosse, E., Houel, P., 2010. Petrophysical properties of the Middle Jurassic Carbonates in the PICOREF Sector (South Champagne, Paris Basin, France). *Oil Gas Sci. Technol.* 65, 30, <http://dx.doi.org/10.2516/ogst/2010002>.
- Demongodin, L., 1992. *Reconnaissance De L'état Thermique Des Bassins Sédimentaires: Transferts De Chaleur Par Conduction Et Convection: Application Au Bassin De Paris* (PhD Thesis). Montpellier II, Montpellier.
- Demongodin, L., Pinoteau, B., Vasseur, G., Gable, R., 1991. Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris basin. *Geophys. J. Int.* 105, 675–691.
- Fuchs, S., Balling, N., Förster, A., 2015. Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs. *Geophys. J. Int.* 203, 1977–2000, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggv403>.
- Gable, R., 1986. *Température. Gradient Et Flux De Chaleur Terrestre. Mesures. Interprétation* (No. 104). BRGM, Orléans.
- Gaulier, J.M., Burrus, J., 1994. Modeling present and past thermal regimes in the Paris Basin; petroleum implications. *Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.* 4, 61–73.
- Golovanova, I.V., 2014. Method for deep temperature estimation with regard to the paleoclimate influence on heat flow. *Russ. Geol. Geophys.*
- Gonçalvès, J., Pagel, M., Violette, S., Guillocheau, F., Robin, C., 2010. Fluid inclusions as constraints in a three-dimensional hydro-thermo-mechanical model of the Paris basin. *France Basin Res.* 22, 699–716, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00428.x>.
- Gosnold, W., Majorowicz, J., Klenner, R., Hauck, S., 2011. Implications of post-glacial warming for northern hemisphere heat flow. *GRC Trans.* 35, 795–799.
- Hamm, V., Lopez, S., 2012. Impact of fluvial sedimentary heterogeneities on heat transfer at a geothermal doublet scale. In: Presented at the Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California.
- Jost, A., 2005. *Caractérisation Des Forçages Climatiques Et Géomorphologiques Des Cinq Derniers Millions D'années Et Modélisation De Leurs Conséquences Sur Un Système Aquifère Complexe: Le Bassin De Paris* (Thèse). Paris VI, Paris.
- Jost, A., Violette, S., Goncalves, J., Ledoux, E., Guyomard, Y., Gonçalvès, J., Guillocheau, F., Kageyama, M., Ramstein, G., 2007. Long-term hydrodynamic response induced by past climatic and geomorphologic forcing: the case of the Paris basin. *France. Phys. Chem. Earth* 32, 368–378, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.053>.
- Kitover, D.C., van Balen, R.T., Roche, D.M., Vandenbergh, J., Renssen, H., 2013. New estimates of permafrost evolution during the last 21 k years in Eurasia using numerical modelling. *Permafrost. Periglacial Process.* 24, 286–303, <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.1787>.
- Lebret, P., Dupas, A., Clet, M., Courbouleix, S., Coutard, J.-P., Garcin, M., Lautridou, J.-P., Levy, M., 1996. Modélisation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 167, 169–179.
- Le Solleuz, A., Doin, M.-P., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. *Tectonophysics* 386, 1–27, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.03.006>.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.09.005>.
- Lucazeau, F., Vasseur, G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics* 164, 251–258, [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90018-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(89)90018-8).
- Majorowicz, J., Safanda, J., Torun-1 Working Group, 2008. Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1.
- Majorowicz, J., Wybraniec, S., 2011. New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. *Int. J. Earth Sci.* 100, 881–887, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0526-1>.
- Marsily de, G., 1986. *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press, New York.
- Marsily de, G., Gonçalvès, J., Violette, S., Castro, M.-C., 2002. Migration mechanisms of radionuclides from a clay repository toward adjacent aquifers and the surface. *C. R. Phys.* 3, 945–959, [http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0705\(02\)01385-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0705(02)01385-3).
- Norden, B., Förster, A., Balling, N., 2008. Heat flow and lithospheric thermal regime in the Northeast German Basin. *Tectonophysics* 460, 215–229, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.022>.
- Norden, B., Förster, A., 2006. Thermal conductivity and radiogenic heat production of sedimentary and magmatic rocks in the Northeast German Basin. *AAPG Bull.*
- North, L.J., Best, A.I., 2014. Anomalous electrical resistivity anisotropy in clean reservoir sandstones. *Geophys. Prospect.* 62, 1315–1326, <http://dx.doi.org/10.1111/1365-2478.12183>.
- Paillard, D., Dumas, C., Vrac, M., Kageyama, M., Charbit, S., 2008. Production du scénario d'évolution du climat local au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire pour le programme simulation UP-SI (HE-PS2) (No. C.RP.12CEA.07.0002). ANDRA, Châtenay-Malabry, France.
- Raoult, Y., 1999. *La Nappe De L'albien Dans Le Bassin De Paris: De Nouvelles Idées Pour De Vieilles Eaux* (PhD Thesis). Paris VI, Paris.
- Raoult, Y., Lauerjat, J., Boulegue, J., Olive, P., Bariac, T., 1998. *Etude hydrogéologique d'une ligne d'écoulement de l'aquifère de l'Albien dans le bassin de Paris entre Gien-Auxerre et Paris*. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 169, 453–457.
- Rogiers, B., Huysmans, M., Vandenbergh, N., Verkeyn, M., 2014. Demonstrating large-scale cooling in a Variscan terrane by coupled groundwater and heat flow modelling. *Geothermics* 51, 71–90, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.10.014>.
- Rojas, J., Giot, D., Le Nindre, Y.-M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjot, A., Martin, J.-C., Lambert, M., 1989. *Caractérisation Et Modélisation Du Réservoir Géothermique Du Dogger Bassin Parisien, France, Rapport Final* (No. 169 IRG SGN 89). BRGM, Orléans.
- Saar, M.O., 2011. Review: geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeol. J.* 19, 31–52, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0657-2>.
- Serban, D.Z., Nielsen, S.B., Demetrescu, C., 2001. Transylvanian heat flow in the presence of topography, paleoclimate and groundwater flow. *Tectonophysics* 335, 331–344.
- Slagstad, Midttomme, Ramstad, Slagstad, D., 2008. Factors influencing shallow (<1000 m depth) temperatures and their significance for extraction of ground-source heat.
- Vasseur, G., 1988. Propagation de la chaleur dans la Terre et flux géothermique in: Berest, P., Weber, P. *La Thermomécanique des roches*, (ed.) du BRGM. Orléans.
- Vasseur, G., Demongodin, L., 1995. Convective and conductive heat transfer in sedimentary basins. *Basin Res.* 7, 67–79, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.1995.tb00096.x>.
- Vasseur, G., Lucazeau, L., 1983. Bounds on palaeotemperatures and Palaeoclimatic Correction. In: Haenel, R., Gupta, M., (Eds) *Results First Workshop Stand. Geothermics Zentralblatt Für Geol. U Paläontol. Teil 1 Heft 12 Stuttgart*. 17–24.
- 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. *J. Hydrol.* 120, 341–358, [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90158-T](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(90)90158-T).
- Westaway, R., Younger, P.L., 2013. Accounting for palaeoclimate and topography: a rigorous approach to correction of the British geothermal dataset. *Geothermics* 48, 31–51, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.03.009>.

3 Anomalies thermiques, phénomènes paléoclimatiques diffusifs et advectifs: exemple du bassin de Paris

Résumé

Cette étude a pour objet la quantification de l'impact combiné des phénomènes paléoclimatiques diffusifs et advectifs pour expliquer l'anomalie verticale de flux thermique faible au sein de la partie supérieure du bassin sédimentaire intracratonique anglo-parisien. L'objectif de cette recherche est de comprendre les mécanismes à l'origine de l'anomalie majeure de flux thermique à l'échelle de la pile sédimentaire du Méso-Cénozoïque. À partir d'une thermométrie représentative du bassin de Paris et d'une coupe représentative des écoulements d'un peu moins de 400 km au sein de l'aquifère multicouche du Crétacé inférieur, des simulations thermo-hydrauliques transitoires sont menées. Trois scénarios paléoclimatiques prennent en compte deux forçages climatiques en paléotempératures, et deux régimes hydrodynamiques, l'un permanent et l'autre transitoire à cause de l'interruption de la recharge par le pergélisol.

Les simulations à l'échelle de la coupe 2D montrent le caractère transitoire du régime thermique du bassin. Ensuite, au niveau du puits de référence, la majorité de l'anomalie de flux thermique peut s'expliquer par ces mécanismes advectifs et paléoclimatiques avec une diminution du flux simulée jusqu'à un peu plus de 30 mW/m² suivant les scénarios. La diminution du flux thermique en raison des écoulements au Crétacé inférieur est de l'ordre de 15 mW/m² alors que la valeur maximale de la recharge pourrait être de l'ordre du double de celle considérée, qui est une valeur moyenne. Plusieurs perspectives à ce premier modèle simple existent, dont la simulation du développement du pergélisol, mais également l'intégration des écoulements verticaux au sein du bassin grâce à un modèle 3D pour mieux expliquer les données.

3.1 Introduction

Le régime thermique du bassin de Paris est caractérisé par une anomalie de flux géothermal faible dans les mille premiers mètres du bassin (Coleno, 1986; Demongodin, 1992) de l'ordre de 35 mW/m² de différence de flux entre les profondeurs 250 m et 1750 m. Cette anomalie de flux géothermal en partie supérieure du bassin a été interprétée et simulée par des effets advectifs en régime permanent au niveau de l'Hauterivien, du Valanginien, du Berriasien (Demongodin, 1992; Vasseur et Demongodin, 1995). Burrus (1997) a intégré, avec les connaissances de l'époque, les phénomènes advectifs en permanent et paléoclimatiques au sein d'une coupe 2D. Dentzer et al. (2016) ont évalué l'impact des paléotempératures sur le régime actuel du bassin de Paris grâce à une modélisation 1D conductive permettant de comparer neuf scénarios climatiques. Ces travaux ont montré que ce phénomène contribuait à cette anomalie. Les paléotempératures expliqueraient, pour certains scénarios, 20 mW/m² des 35 mW/m² de différence de flux géothermal pour le puits représentatif du bassin de Paris (Donnemarie).

Les phénomènes advectifs peuvent être à l'origine des fortes différences de flux, en particulier dans les zones de recharge et de décharge des hydrosystèmes (Anderson, 2005),(Saar, 2011). Gosnold (1999) simule un écoulement au sein d'un aquifère confiné du Dakota (USA) avec un modèle 2D de 2650 m d'épaisseur et 309 km de long. Le flux au socle varie régionalement de 91 mW/m² à 58 mW/m², mais il chute à 30 mW/m² dans la région de la recharge et atteint 140 mW/m² dans la région de la décharge à cause de la convection. Au sein de ces milieux perméables, Smith et Chapman (1983) estiment que l'advection a un impact fort sur le régime thermique à partir de valeurs de conductivité hydraulique de 10⁻⁹ m/s (soit de l'ordre de 10⁻¹⁶ m² en perméabilité intrinsèque pour l'eau pure à 25°C). De plus, les phénomènes paléoclimatiques sont également à l'origine d'anomalies de flux et Kohl (1998) a montré leur coexistence, par la modélisation des paléotempératures et de l'écoulement en 2D autour d'un puits. Vogt et al. (2014) ont dû intégrer à la fois des phénomènes convectifs et paléoclimatiques pour expliquer l'anomalie de régime thermique du puits SG-3 de la péninsule de Kola en Russie. Plus proche climatiquement du bassin de Paris, dans l'est de la Belgique, Rogiers et al. (2014) observent également une anomalie de flux faible qu'ils simulent avec des phénomènes advectifs et paléoclimatiques. Enfin, dans le contexte certes montagneux d'Aix-les-Bains, Gallino et al. (2009) montrent que le régime thermique actuel est fonction des paléocélements et de leur interruption au cours des épisodes glaciaires.

Dans le contexte du bassin sédimentaire intracratonique de Paris, l'association des mécanismes advectifs et paléoclimatiques pour expliquer l'anomalie majeure de flux à l'échelle de la pile sédimentaire Méso-Cénozoïque n'a pas été considérée avec la connaissance actuelle. L'aquifère majeur de cette pile en terme de régime hydrogéologique est celui de l'Albien auquel peut être associé l'aquifère du Néocomien, l'ensemble constituant un aquifère multicouche (Raoult, 1999). Les travaux de Raoult (1999), Jost (2005), Contoux et al. (2013) ont enrichi la compréhension des écoulements au sein de ce système par rapport aux connaissances disponibles au moment des travaux de Demongodin (1992), Vasseur et Demongodin (1995). En effet, Jost et al. (2007) ont mis en évidence l'impact des forçages naturels sur les écoulements alors que Contoux et al. (2013) ont pris en compte les forçages anthropiques dus aux pompages effectués depuis 170 ans à l'Albien pour l'alimentation en eau potable de la région parisienne.

À partir de la thermométrie de Donnemarie qui est représentative du régime du bassin de Paris (Dentzer et al., 2016), cette étude a pour objet de quantifier les effets paléoclimatiques diffusifs et advectifs sur le régime thermique actuel, afin de mieux comprendre les variations verticales de flux thermique observées. Une coupe représentative des écoulements est identifiée à partir des dernières connaissances du régime hydrodynamique au Crétacé inférieur. Ensuite, des transferts de chaleur par conduction et convection en régime transitoire sont ensuite quantifiés par des simulations numériques 2D prenant en compte des processus paléoclimatiques.

Par souci de concordance avec les travaux de Demongodin (1992), Vasseur et Demongodin (1995) sur lesquels nous nous appuyons, les termes employés pour nommer des formations géologiques sont ceux introduits par ces auteurs. Cependant, suivant les terminologies plus récentes le Néocomien est composée des formations de l'Hauterivien, du Valanginien, du Berriasien (Guillocheau et al., 2000).

3.2 Méthodes et données

Cette étude se fonde tout d'abord sur des données thermiques issues des travaux de Demongodin (1992), Vasseur et Demongodin (1995) sur le bassin de Paris, qui est un bassin sédimentaire intracratonique dans le nord de la France (Fig. 2), et qui sont reconsidérées dans

Dentzer et al. (2016). L'anomalie thermique est ainsi présentée. Puis les connaissances hydrogéologiques des écoulements au Crétacé inférieur sont ensuite intégrées pour construire un modèle couplé des écoulements et du transfert de la chaleur (i.e. : conduction et convection) selon une coupe 2D représentative.

3.2.1 Données thermiques

3.2.1.1 Thermométrie

L'étude thermique antérieure de Demongodin (1992), Vasseur et Demongodin (1995) se fonde sur dix thermométries. Afin de s'affranchir des biais d'une moyenne par formation géologique, la thermométrie de Donnemarie a été choisie dans le jeu de thermométries disponibles en raison de sa position centrale dans le bassin, de l'échantillonnage des formations les plus récentes et les plus anciennes, de sa longueur d'acquisition maximale et de sa profondeur maximale, de l'ordre de 2720 m (Dentzer et al., 2016). De plus, l'impact des fluctuations paléoclimatiques de température en surface est réduit au-delà de profondeurs de l'ordre de 2000 m (Majorowicz et al., 2008; Norden et al., 2008).

3.2.1.2 Conductivités thermiques

La Figure 20 représente en abscisses la conductivité thermique moyenne des formations (Demongodin, 1992; Vasseur et Demongodin, 1995), sur fond bleu pour les formations aquifères et sur fond blanc pour les formations aquitards. Sa précision est de l'ordre de 20%. Plusieurs valeurs de conductivité thermique moyenne retenues dans ce travail diffèrent de celles proposées par Vasseur et Demongodin (1995), dont les illustrations présentent des inconsistances avec les données qui ont permis de les calculer (Demongodin, 1992). Les valeurs de conductivité thermique que nous retenons et qui diffèrent des valeurs publiées par Vasseur et Demongodin (1995), sont celles de l'Albien argileux, du Bathonien et du Bajocien avec respectivement 1,81 W/m/K, 2,16 W/m/K et 2,26 W/m/K (Dentzer et al., 2016). Ces valeurs moyennes sont obtenues selon la méthode appliquée aux autres formations par Demongodin (1992). Par ailleurs, la conductivité thermique au Keuper (Demongodin, 1992) a nécessité une adaptation prenant compte de la description géologique particulière de cette formation au puits de Donnemarie 5 (Dentzer et al., 2016).

3.2.1.3 Gradient et flux géothermal

Un profil de gradient thermique moyen apparent par formation est calculé comme quotient de la différence de température entre le mur et le toit de la formation sur l'épaisseur de cette formation (Figure 20). À partir du profil de gradient thermique moyen et de l'estimation des conductivités thermiques du bassin, un profil de flux géothermal apparent est élaboré (Figure 20).

Même si l'incertitude sur le flux géothermal est du même ordre de grandeur que les variations, cette figure permet de relever plusieurs points (Dentzer et al., 2016) dont la première observation, bien connue (Coleno, 1986; Demongodin, 1992), est que le flux de chaleur conductif apparent diminue au-dessus de la formation du Kimméridgien.

Les modèles conductifs de Coleno (1986) ne sont pas parvenus à expliquer l'anomalie de flux faible dans les mille premiers mètres du bassin. Demongodin (1992), Vasseur et

Demongodin (1995) l'ont interprétée comme la conséquence d'un écoulement au Néocomien et l'ont simulée, en régime permanent, par un terme de puits d'énergie à hauteur de l'aquifère. À l'équilibre, on s'attendrait alors à ce que toutes les formations sus-jacentes au Néocomien enregistrent le même flux géothermal, ce qui n'est pas observé. Enfin, en isodensitaire, Burrus (1997) intègre les phénomènes paléoclimatiques et advectifs en permanent avec trois scénarios, du moins conducteur au plus convectif, dont il retient le scénario intermédiaire. En raison des connaissances de l'époque et de l'enjeu premier de ces simulations tournées vers le fonctionnement des systèmes pétroliers, les simulations n'intègrent pas encore les directions des écoulements principaux et la reproduction de la distribution de la charge des aquifères par des hétérogénéités de propriétés de perméabilité. D'autre part, le scénario paléoclimatique intégré à l'époque (Vasseur et Lucazeau, 1983) nécessite, comme décrit par Dentzer et al. (2016), d'être reconsidéré avec les scénarios proposés plus récemment.

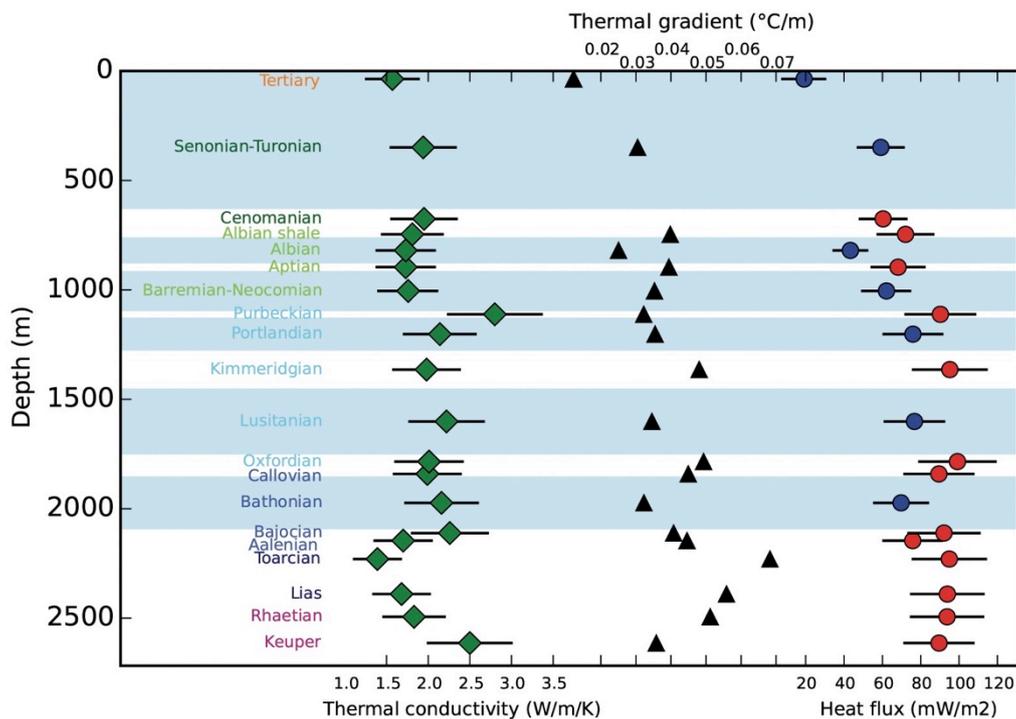


Figure 20 : Synthèse (Dentzer et al., 2016) des conductivités thermiques (à gauche), du gradient thermique (au centre) et du flux de chaleur moyen (à droite) par formation (aquifère : cercle bleu et aquitard : cercle rouge) pour le puits de Donnemarie 5, et de leurs incertitudes tirées de Demongodin (1992). Le forage de Donnemarie 5 est situé en milieu de bassin et possède l'acquisition la plus profonde. La conductivité thermique du Barrémien-Néocomien est une moyenne de ces deux formations et le Keuper supérieur prend en compte la présence d'évaporites et de dolomie à Donnemarie 5. Le caractère aquitard (en blanc) ou aquifère (en bleu) des formations a été déduit du log géologique du puits (Figure issue de Dentzer et al. (2016).

3.2.2 Données hydrodynamiques

Les travaux de Raoult (1999), Jost (2005), Contoux et al. (2013) ont enrichi la connaissance des écoulements hydrogéologiques dans les aquifères profonds du bassin de Paris. La formation aquifère majeure, connue, du bassin de Paris et du Crétacé inférieur est principalement l'Albien auquel est associé le Néocomien pour former un aquifère multicouche. L'écoulement naturel (anté-pompage, i.e. en 1840) se fait du sud-est au nord-

ouest (Figure 21) et il est fortement impacté à l'actuel par les pompages à l'Albien depuis 170 ans dans la région Île-de-France (Raoult, 1999; Contoux et al., 2013). Néanmoins, l'écoulement dans la zone amont demeure aligné du sud-est vers le nord-ouest jusqu'à Paris. Par ailleurs, cette orientation majeure de l'écoulement dans le passé serait également vérifiée. Jost (2005) a intégré l'impact des forçages naturels sur le régime hydrodynamique du bassin de Paris. Au cours des cycles glaciaires – interglaciaires de 100 000 ans, elle considère que l'Albien n'est pas alimenté pendant les 55 derniers mille ans des phases glaciaires, mais se vidange au nord-ouest au niveau de la Manche. L'écoulement à l'Albien se fait toujours du sud-est au nord-ouest.

À l'actuel, en régime anthropisé, les vitesses de pores estimées à partir d'une étude géochimique et hydrodynamique sont de l'ordre de 4 à 9,5 m/an dans la région de Donnemarie (Raoult, 1999) soit 0,6 à 1,4 m/an en vitesse de Darcy pour une porosité cinématique de 15%. Raoult (1999) souligne cependant que l'incertitude sur cette vitesse de pore est de 300 à 400%.

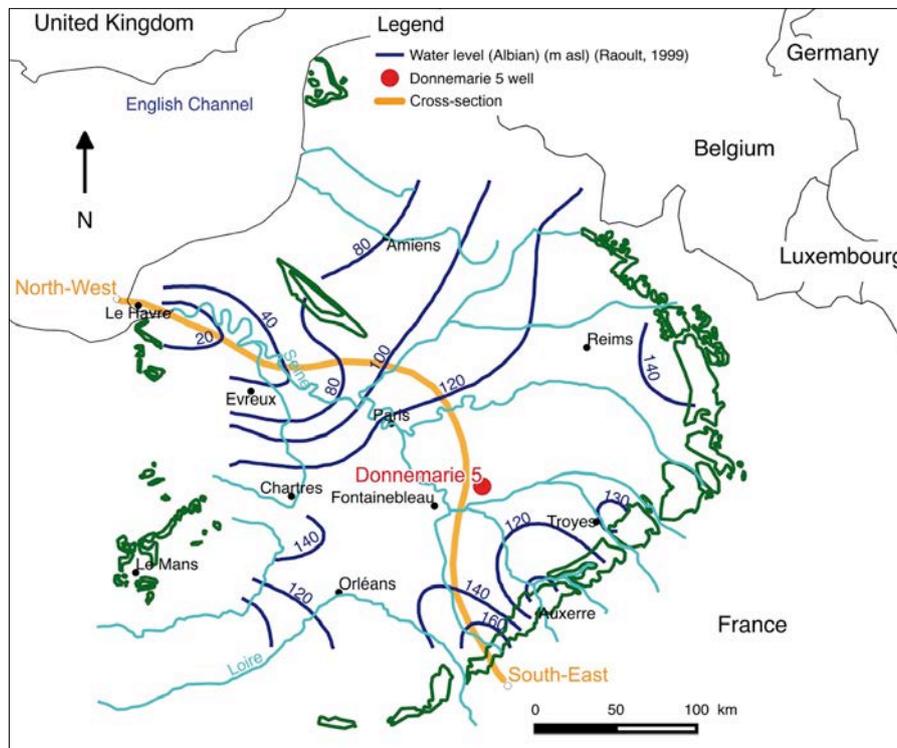


Figure 21 : Carte piézométrique de la nappe captive de l'Albien avant l'activité anthropique intensive (données collectées entre 1841 et 1930) (modifiée de Raoult (1999)). Tracé de la coupe 2D respectant l'écoulement des affleurements au Sud-Est jusqu'à la Manche, au Havre au nord-ouest et passant à proximité du puits de Donnemarie 5 (rond rouge) puis traversant la région parisienne.

3.2.3 Modèle 2D

Nous conduisons une approche de modélisation numérique en 2D des écoulements et du transport de la chaleur par conduction et convection afin de quantifier l'influence des écoulements au Crétacé inférieur et des scénarios paléoclimatiques sur le flux géothermique. Les résultats obtenus sont comparés avec les données disponibles sur le puits de Donnemarie 5,

notamment la décroissance du flux géothermal observée dans la partie supérieure du bassin au dessus de 1000 m.

3.2.3.1 Choix d'une coupe 2D, géométrie et discrétisation spatiale

Afin d'évaluer les phénomènes convectifs au sein du bassin et compte tenu de l'importance hydrogéologique des écoulements au Crétacé inférieur, l'aquifère de l'Albien et l'aquifère associé du Néocomien sont intégrés au modèle ainsi que les aquitards de l'Aptien et du Gault. Les données du toit et du mur de ces formations sont celles issues des modèles de Gonçalves (2002), Jost (2005), Contoux et al. (2013) et le modèle géologique est construit avec l'outil GeoModeller®. L'emprise de la simulation se focalise en premier lieu sur la zone sud-est du bassin car la thermométrie sélectionnée est située dans cette partie du bassin et elle est représentative de cette zone amont. De plus, les écoulements, quels que soient les régimes, naturels ou anthropisés, sont à dominante sud-est/nord-ouest dans cette région. Enfin, la morphologie de cette zone est plus « simple » en comparaison de la zone nord-ouest affectée par le pli anticlinal de Bray et différentes structures cassantes (Lauverjat, 1967). Ces considérations permettent d'envisager la construction d'un modèle 2D des phénomènes couplés d'écoulements et de transferts de chaleur en transitoire sous forçages naturels (paléoclimats). Le tracé de la coupe s'appuie sur la carte piézométrique des écoulements avant 1930 (Raoult, 1999) (Figure 21) passant par la thermométrie de Donnemarie 5 entre les affleurements du bassin au sud-est et l'exutoire à la Manche au nord-ouest. La longueur du profil est d'un peu moins de 400 km (Figure 22) suivant le transect retenu.

Nous modélisons une section verticale de roche de 20 km (non représentée en Figure 22), ce qui permet de réduire, pour la période de simulation paléoclimatique choisie, l'impact de la condition imposée à la limite basale sur les résultats obtenus dans la partie supérieure de la section (Kohl, 1998) (de l'ordre de l'épaisseur sédimentaire du bassin Méso-Cénozoïque de 3 km dans ce secteur). Les effets de la topographie, relativement plane du bassin et dont les plus gros contrastes sont fonction principalement du réseau hydrographique en surface, ne sont pas intégrés à cette étude 2D verticale et l'altitude est ramenée à celle à Donnemarie c'est-à-dire 130 m.

La géométrie de ce modèle 2D est discrétisée à l'aide d'un maillage triangulaire anisotrope (les triangles étant allongés suivant l'horizontale) comprenant de l'ordre de 35000 mailles. Un maillage plus fin a été testé, mais il n'a pas modifié les résultats.

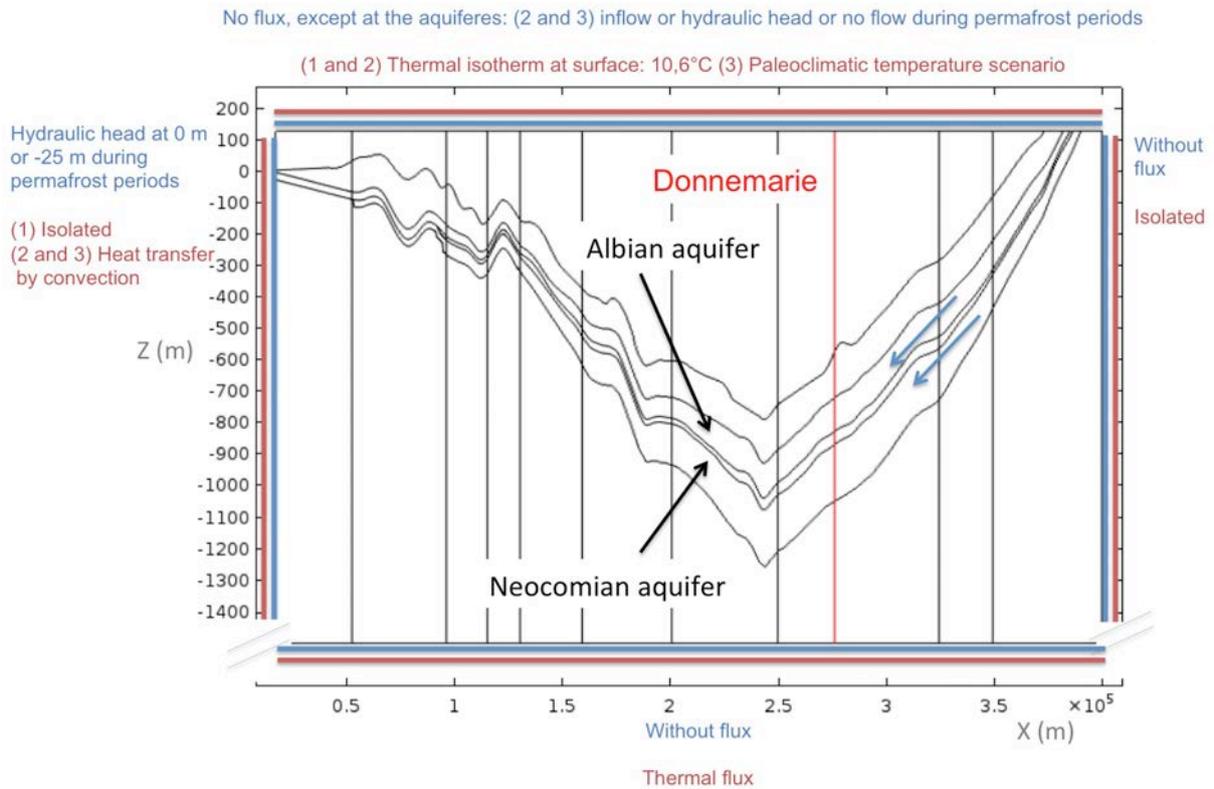


Figure 22 : Coupe 2D représentant les aquifères (en noir) et la position du puits de Donnemarie 5 (en rouge) et les conditions aux limites thermiques (en rouge foncé) et hydrodynamiques (en bleu) pendant la simulation en 3 phases : (1) un modèle thermo-hydraulique dominé par la conduction en régime permanent (2) modèle conductif et convectif avec changement des conditions aux limites qui permettent une circulation dans les aquifères (3) modèle thermo-hydraulique en régime transitoire.

3.2.3.2 Modèle conductif, convectif et propriétés du milieu

Le logiciel COMSOL Multiphysics® est utilisé pour résoudre en régime transitoire de manière couplée les transferts de masse et d'énergie.

L'écoulement, qui est supposé darcéen (2), est régi par l'équation de diffusivité dans un milieu sans terme source ou puits (1) (voir nomenclature des symboles en Annexe):

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (1)$$

$$\mathbf{U} = - \frac{\rho_w g k}{\mu} \nabla h \quad (2)$$

Les transferts de chaleur par conduction avec la loi de Fourier (4), convection et avec production de chaleur et intégration des phénomènes dispersifs (5) sont régis par l'équation de conservation de l'énergie (3):

$$\frac{\partial(\rho C_p \theta)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w C_{pw} \theta \mathbf{U}) + \nabla \cdot \boldsymbol{\phi} = A \quad (3)$$

$$\boldsymbol{\phi} = -\lambda_{eq} \nabla \theta \quad (4)$$

$$\lambda_{eq} = \lambda + \lambda_{disp} \quad (5)$$

Le milieu poreux saturé est modélisé avec une densité homogène moyenne, ρ , et une capacité calorifique homogène moyenne, C_p , issues des valeurs proposées par Burrus (1997) pour les formations sédimentaires du bassin de Paris (Tableau 4) et des propriétés de l'eau pure, qui sont indépendantes de la température. Elles sont celles du fluide à T_{prop} , 25°C qui est la température moyenne des fluides à l'Albien entre la surface et le fond du bassin. Les porosités des formations et formations équivalentes sont issues de Raoult (1999) et Vivona et Violette (2009). La conductivité thermique, λ , varie selon les formations (Tableau 4). Les conductivités thermiques moyennes pour les encaissants sont issues de la Figure 20 (Tableau 4). Le substratum sous les aquifères du Crétacé inférieur est indifférencié. Il possède les mêmes propriétés en raison de la faible dépendance de nos résultats à ces paramètres dans la partie supérieure sédimentaire. Ainsi, la diffusivité thermique moyenne résultant du milieu sédimentaire est de l'ordre de $6,3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$. Même si les valeurs de la bibliographie sont plus fortes pour des modèles homogènes $9 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ (Majorowicz et Wybraniec, 2011) $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (Westaway et Younger, 2013) ou pour des mesures avec une moyenne de l'ordre de $1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (Rogiers et al., 2014), nous utilisons cette valeur calculée à partir des données disponibles dans la bibliographie pour le bassin de Paris et qui reste du même ordre de grandeur. L'impact du coefficient de diffusivité thermique pour une simulation paléoclimatique a été étudié dans Dentzer et al. (2016).

Enfin, la production radiogénique, A , est négligée dans les milieux sédimentaires du bassin de Paris (Coleno, 1986). Pour le substratum anté Méso-Cénozoïque associé au fond du bassin Méso-Cénozoïque, elle est considérée comme intégrée à la condition de flux géothermal appliquée à la base du modèle.

Les perméabilités qui ont été calées (3.2.3.6) sont décrites en partie 3.3.1, quant aux perméabilités des encaissants supérieur et inférieur, elles prennent en compte les formations combinées et seront discutées en partie Discussion. Les coefficients d'emménagement spécifiques dérivent de la figure 12 dans Contoux et al. (2013) et dépendent donc de la profondeur. Enfin, la dispersion thermique est considérée au sein des formations aquifères.

Tableau 4 : Paramètres physiques des simulations numériques.

Parameters	Formations					
	lower formations	Neocomian	Aptian	Albian	Gault	upper formations
T_{prop}	25°C					
ω	13%	28%	25%	30%	20%	28%
ρ_{mat}	2700 kg/m ³					
C_{pmat}	900 J/kg/K					
λ	1.92 W/m/K	1.76 W/m/K	1.73 W/m/K	1.73 W/m/K	1.89 W/m/K	1.88 W/m/K
k	10^{-16} m^2	See 3.3.1	$7.5 \times 10^{-19} \text{ m}^2$	See 3.3.1	$5 \times 10^{-18} \text{ m}^2$	10^{-14} m^2
S_s	See Fig. 12 in Contoux et al. (2013)					
α_l	0 m	100 m	0 m	100 m	0 m	100 m
α_t	0 m	10 m	0 m	10 m	0 m	10 m

3.2.3.3 Phases de modélisation

Les simulations se déroulent en trois phases. Les deux premières phases sont utilisées pour trouver facilement un état initial pour la simulation transitoire :

- 1) on calcule d'abord la distribution de pression et de température correspondant à un régime permanent isolé (Figure 22) ;
- 2) à partir de ce régime conductif, on cherche le régime permanent avec écoulements imposés (Figure 22) ;
- 3) ce régime permanent est utilisé pour initialiser la simulation transitoire pour laquelle la température de surface est fonction d'un scénario paléoclimatique, et les conditions hydrodynamiques sont constantes (identiques à celles du régime initial) ou variables (Figure 22), (Figure 23).

3.2.3.4 Conditions aux limites, scénarios paléoclimatiques et discrétisation temporelle

Le flux thermique entrant est imposé à la base du domaine (condition de Neumann) en considérant un flux géothermal équivalent à celui arrivant à la base du bassin sédimentaire.

Au niveau de la surface, un historique de température de l'air est appliqué sous la forme d'une condition de Dirichlet qui évolue temporellement. Les scénarios paléoclimatiques retenus et issus de la synthèse des scénarios paléoclimatiques sont les suivants (Dentzer et al., 2016) :

(i) scénario de 5 Ma pour le bassin de Paris (Jost, 2005; Jost et al., 2007) : cette étude à finalité hydrogéologique a cherché à quantifier l'impact des paléoclimats sur la réponse hydrodynamique du système multicouche du bassin de Paris. Elle a nécessité la reconstruction d'un scénario paléo-climatique sur 5 Ma découpé en paliers climatiques pour lesquels les températures sont constantes. Cette étude se fonde sur des données polliniques du pourtour du bassin, des données isotopiques et elle prend en compte des simulations climatiques réalisées à des périodes clés (Pliocène moyen, Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et période actuelle). Ce scénario est un scénario thermique intermédiaire parmi d'autres scénarios plus extrêmes, dont des scénarios plus froids au DMG ;

(ii) scénario d'environ 2,57 Ma correspondant au Quaternaire pour la Belgique et plus précisément l'est du pays (Rogiers et al., 2014) : ce scénario est fondé sur différentes études couvrant le début du Quaternaire, les périodes 420 ka à 11,8 ka, 12 ka à l'actuel et les 2000 dernières années. L'objectif de cette étude est la compréhension de variations de flux géothermal au sein de forages grâce à l'intégration des phénomènes paléoclimatiques et advectifs.

Ces scénarios (i), (ii) sont choisis car les études dont ils sont issus prennent en compte les écoulements. Par ailleurs, l'un (i) est un scénario à faible résolution sur les derniers pas de temps et l'autre (ii) est à résolution plus élevée. Des éléments supplémentaires de comparaison se trouvent dans Dentzer et al. (2016). Du scénario (i), seuls les derniers 900 ka

ont été simulés car les cycles glaciaires-interglaciaires conduisent à des écoulements transitoires dont l'amplitude est significative. Il nous est donc apparu important de tester leur impact sur le flux géothermal.

Afin de pouvoir comparer ces scénarios, et malgré leurs différences de construction, ils ont été ramenés à la même température actuelle en surface par addition d'une différence de température constante sur l'ensemble du scénario pour celui de (2014). La température de référence choisie pour la zone d'étude est 10,6°C. Elle correspond à la moyenne simulée du bassin de Paris à l'actuel (Jost, 2005). Elle est également en accord avec les moyennes annuelles de la température de l'air mesurée (Jost, 2005). Ces scénarios de paléotempératures moyennes sont celles de l'air et non du sol. Ces deux températures ne sont pas égales (Berest et Weber, 1988; Kitover et al., 2013; Slagstad et al., 2008). Cependant, en raison de l'objectif de notre étude, nous négligeons leur différence. Les paléoclimats sont intégrés à travers les variations de température à la limite supérieure du modèle, mais la mise en place de pergélisol (Lebret et al., 1996; Kitover et al., 2013) n'est pas prise en compte explicitement. Cependant, dans le scénario de Jost et al. (2007), les 55 derniers milliers d'années des phases glaciaires comportent un pergélisol qui empêche la recharge des aquifères du bassin de Paris, condition que nous reprenons dans les conditions à la limite hydraulique de nos simulations. En effet, le pergélisol a pour effet de réduire la perméabilité de six ordres de grandeur (Lemieux et al., 2008).

Tableau 5 : Scénarios hydrodynamiques et thermiques.

Scenarios	Hydrodynamic scenario	Thermal scenario
A	Steady-state flow (Raoult, 1999)	(ii) 2,57 Ma (Rogiers et al., 2014)
B	Steady-state flow (Raoult, 1999)	Last 0,9 Ma of (i) (Jost et al., 2007)
C	Transient flow (Jost et al., 2007)	Last 0,9 Ma of (i) (Jost et al., 2007)

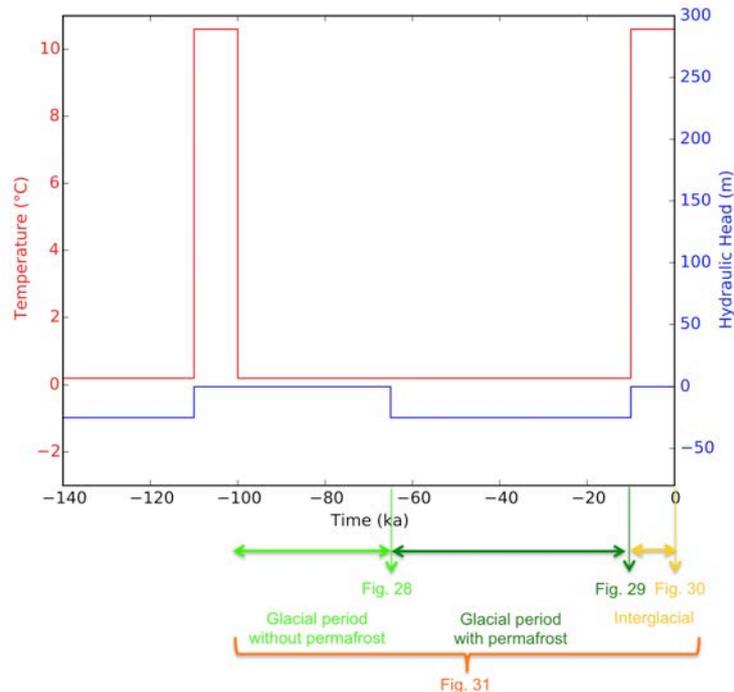


Figure 23 : Derniers 140 ka du scénario C avec un forçage thermique et hydrodynamique transitoire.

En ce qui concerne les conditions hydrodynamiques, à la phase 1), une charge hydraulique de 0 m est imposée à l'extrémité aval nord-ouest du modèle alors que les autres limites sont imperméables (Figure 22). Aux phases 2) puis 3), la condition en aval est inchangée (scénario A et B) à l'exception des phases glaciaires avec pergélisol (scénario C) où le bassin est drainé à une cote inférieure en raison des phénomènes d'eustatisme en mer de Manche (-25 m à l'aval, cote du mur de l'Albien en cette localisation) (Figure 23). La charge de l'aquifère de la Craie est imposée aux phases 2) et 3) au toit de l'encaissant supérieur ainsi que simulé par Raoult (1999) à l'exception des phases glaciaires avec pergélisol (scénario C) où la limite est imperméable. Aux extrémités amonts des aquifères, une recharge du milieu captif est imposée à l'exception des phases glaciaires avec pergélisol (scénario C) où la recharge est nulle (Figure 22). D'après les travaux hydrogéologiques et géochimiques de Raoult (1999), la zone d'affleurements considérée correspond à une des rares zones de recharge préférentielle de l'Albien à l'échelle du bassin. Celle-ci correspond à une longueur d'affleurement selon la coupe entre 3100 m et 7200 m. Par ailleurs, les simulations ont permis d'estimer des recharges du milieu captif en moyenne de 30 mm/a et au maximum de 100 mm/an. En considérant ces amplitudes et le fait que c'est une zone préférentielle avec une recharge variant probablement entre la valeur moyenne et maximale, une valeur moyenne de 335 m²/a (débit pour un modèle 2D), comprise entre 93 et 720 m²/a, a été considérée pour l'Albien. Le bilan hydrologique des sorties, des entrées et écoulements par drainance au sein du multicouche des simulations de Raoult (1999) a permis de considérer une recharge du Néocomien correspondant au tiers de celle de l'Albien. Par rapport à ce bilan, la part de l'écoulement au Néocomien ressortant en mer de Manche n'a pu être intégrée en raison du biseau de cet aquifère sur la coupe sélectionnée. Cette part non intégrée correspond à 5% du total des écoulements du Crétacé inférieur sortant dans la Manche ou par drainance verticale. Enfin, les autres limites non citées restent imperméables.

Une analyse de convergence numérique a été conduite pour chacun des scénarios étudiés pour la discrétisation temporelle et a permis de retenir une discrétisation temporelle maximale de 25 ans pour le scénario A et de 500 ans pour les scénarios B et C.

3.2.3.5 Conditions initiales

Pour chaque simulation, la condition initiale correspond à un régime thermique dominé par la conduction (phase 1), puis un régime thermique conductif convectif (phase 2) caractérisé par une température de surface et la condition de flux à la base du domaine. Pour cette température d'initialisation du scénario (phases 1 et 2, cf. section 3.2.3.3), Majorowicz et al. (2008) appliquent la température moyenne du scénario. Par ailleurs, plus le scénario paléoclimatique est long, moins ce facteur a d'impact sur l'état thermique actuel (Majorowicz et al., 2008). Rogiers et al. (2014) initialisent leur scénario paléoclimatique du Quaternaire à 10°C. La température d'initialisation du scénario de Jost (2005) pour le bassin de Paris, qui est deux fois plus long, correspond à une température moyenne d'environ 10°C. Afin de simplifier la comparaison, on a choisi d'imposer aux scénarios la même température moyenne d'initialisation de 10,6°C, qui est la moyenne à l'actuel.

3.2.3.6 Méthode de calage

L'objectif de ces travaux est de mieux comprendre les phénomènes physiques à l'origine des anomalies de flux observées à partir de nos données. Les conditions hydrodynamiques issues des cartes et des simulations de Raoult (1999) et les conditions

thermiques issues des scénarios climatiques comparés sont imposées aux limites, telles qu'elles sont définies dans la bibliographie, afin d'obtenir la réponse du milieu. Nous avons relevé l'incertitude sur l'ordre de grandeur de la vitesse dans le milieu (partie 3.2.2). Par ailleurs, parmi les propriétés utilisées pour le calage, le paramètre critique qui varie de plusieurs ordres de grandeur est la perméabilité du milieu. La thermique peut contribuer à déduire les écoulements (Anderson, 2005). Cependant, les transmissivités des aquifères sont calées selon onze sections homogènes représentées sur la Figure 22 pour reproduire la charge hydraulique à l'Albien et au Néocomien (Raoult, 1999). En raison du peu de données disponibles pour le Néocomien en comparaison de l'Albien, l'ensemble Néocomien-Albien est considéré comme un multicouche et le même facteur de proportionnalité est appliqué entre les perméabilités de ces deux aquifères pour chacune des sections verticales. Ce régime hydrodynamique est imposé en régime permanent pour les scénarios *A* et *B*, alors qu'il est appliqué périodiquement pour les phases interglaciaires, puis glaciaires sans pergélisol, avant d'être suspendu pendant la phase glaciaire avec pergélisol pour le scénario *C* qui comporte neuf cycles glaciaires-interglaciaires sur 0,9 Ma.

Après avoir calé les transmissivités, nous calons ensuite le flux géothermal en fond de bassin.

3.3 Résultats

En régime convectif permanent, les perméabilités ont été calées pour reproduire les niveaux piézométriques. Puis, un régime hydrodynamique transitoire des derniers 0,9 Ma lors des phases glaciaires-interglaciaires est simulé (cf. impact du pergélisol dans le scénario *C*). Les résultats thermiques à l'actuel sont présentés avant d'exposer les fluctuations aux temps intermédiaires.

3.3.1 Calage des transmissivités et scénarios

Pour reproduire la piézométrie de l'Albien d'avant 1930 proposée par Raoult (1997), les perméabilités intrinsèques varient entre 1×10^{-11} et $7 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ et les transmissivités calées varient entre 5×10^{-3} et $8 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Elles sont d'un ordre de grandeur supérieur aux valeurs de la carte krigée des mesures de transmissivités qui varient entre 1×10^{-4} et $3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Pour le Néocomien, les perméabilités intrinsèques varient entre 9×10^{-13} et $5 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ et les transmissivités calées varient entre 3×10^{-4} et $9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ alors que les valeurs de la carte krigée des mesures de transmissivités varient entre 3×10^{-4} et $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Ce calage sera discuté en partie Discussion. Les vitesses de Darcy à l'issue des calages sont de 3,3 m/a à l'Albien et 0,4 m/a au Néocomien. Enfin, le bilan hydrologique des entrées du Néocomien est de 92 % par les affleurements et 8 % par drainance verticale, ce qui est identique aux simulations de Raoult (1999) et respectivement de 79 % et de 21 % à l'Albien alors qu'elles sont de 74 % et de 26 % pour Raoult (1999), soit du même ordre de grandeur. Les sorties à l'Albien sont à 56% par la Manche et 44 % par drainance verticale quand elles sont respectivement de 38% et 62 % pour Raoult (1999). On peut souligner que les simulations de Raoult (1999) sont en 3D et intègrent toute l'hétérogénéité de drainance à l'échelle du bassin alors que cette coupe 2D représente l'une des lignes d'écoulement.

Le calage du flux thermique a conduit à une valeur de $92 \text{ mW}/\text{m}^2$ cohérente avec les valeurs de Dentzer et al. (2016) à $88 \text{ mW}/\text{m}^2$ qui, par ailleurs, prenait en compte une

production radiogénique moyenne dans la partie sédimentaire. Cette différence est inférieure à l'incertitude sur les données (Figure 20) et à l'incertitude de la carte de flux thermique du bassin de Paris de +/- 10-15 mW/m² (Lucazeau et Vasseur, 1989).

3.3.2 Régimes conductif et convectif permanents des scénarios A, B, C

Afin de mieux comprendre les phénomènes de transferts thermiques se produisant dans le bassin, le régime thermique est illustré suivant la coupe 2D simulée. Dans le cadre de l'équilibre permanent purement conductif (contraint par une température de 10,6°C en surface et un flux géothermal de 92 mW/m² en fond de bassin), la distribution de température est conditionnée par l'hétérogénéité des conductivités thermiques des différentes formations. Par comparaison, le régime permanent conductif et convectif montre l'impact de la géométrie des aquifères sur la distribution des isothermes. Ainsi, l'écoulement conduit à l'abaissement des isothermes dans la zone principale d'écoulement descendant (entre les abscisses 390 km et 240 km) et inversement à la remontée des isothermes dans la zone principale d'écoulement ascendant (240 km à 120 km) (Figure 24). À profondeur égale, une zone d'écoulements descendants est donc plus froide que dans le régime permanent purement conductif et une zone d'écoulements ascendants est plus chaude. Ceci est la conséquence d'écoulements du sud-est (droite) au nord-ouest (gauche) (Figure 22) qui ne sont pas à l'équilibre thermique avec l'encaissant. De plus, ces anomalies thermiques sont propagées aux horizons inférieurs par conduction.

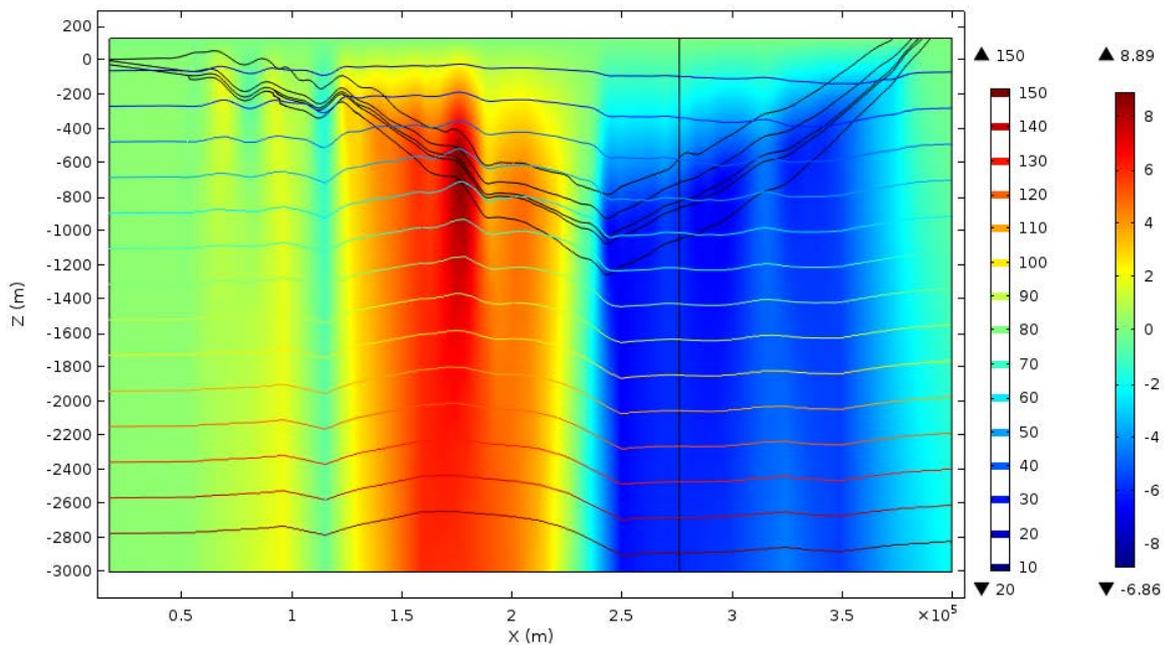


Figure 24: Isothermes (°C) du régime permanent convectif et diffusif au sein du bassin de Paris et différence de température (°C) entre le régime permanent convectif et diffusif et le régime permanent purement conductif (coupe simplifiée en 2D NO-SE).

3.3.2.1 Régime thermique à l'actuel Comparaison entre les températures à l'actuel du scénario C et un régime conductif permanent

Avant de comparer les profils de flux à Donnemarie pour l'ensemble des scénarios, la comparaison entre un régime permanent purement conductif pour une température de surface de 10,6°C et le scénario C montre qu'un modèle conductif permanent construit à partir des températures de surface actuelles, qui néglige les phénomènes paléoclimatiques et convectifs, conduit à une surestimation des températures profondes qui peut atteindre de l'ordre de 12°C pour ce scénario C (Figure 25). Pour les scénarios A et B, cette surestimation des températures peut atteindre respectivement de l'ordre de 12°C et 15°C.

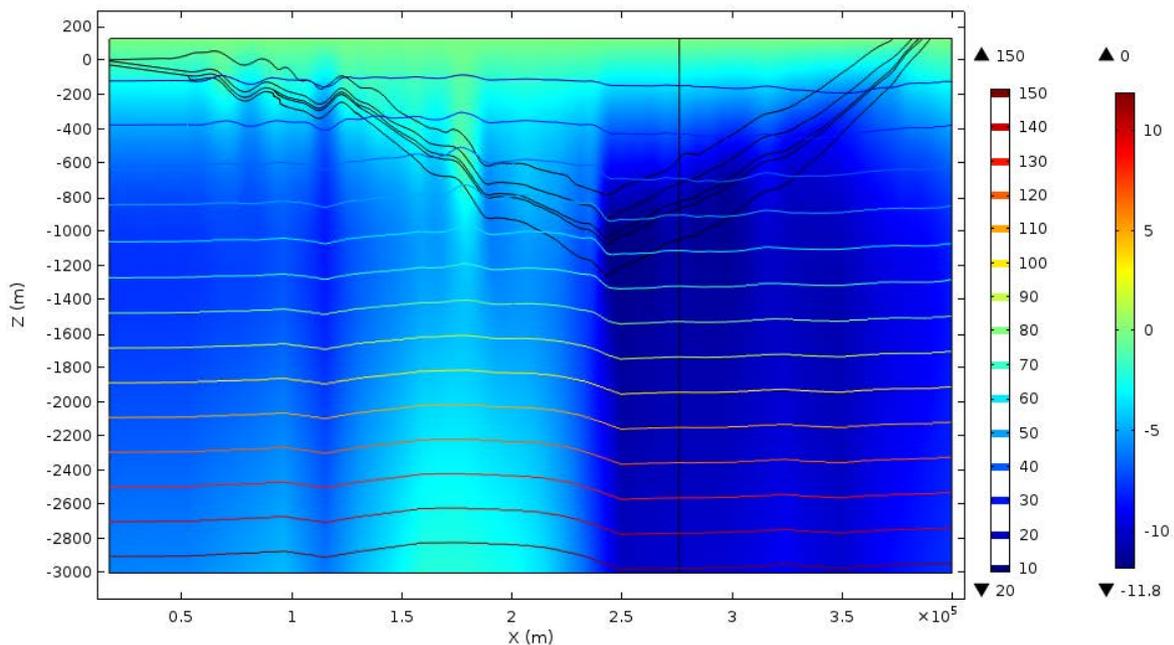


Figure 25: Isothermes (°C) de la température à l'actuel du scénario C au sein du bassin de Paris et différence de température (°C) entre la distribution de température à l'actuel du scénario C et le régime permanent en conduction pure pour une température de surface de 10,6°C (coupe simplifiée en 2D NO-SE).

3.3.2.2 Simulation du flux au puits de référence de Donnemarie 5

Le flux géothermique à l'actuel simulé au puits de Donnemarie 5, somme des contributions diffusives et convectives, est représenté en fonction de la profondeur (cote Z) sur les Figure 26 et Figure 27. Elles représentent respectivement les résultats obtenus pour les scénarios A (Rogiers et al., 2014) et B, C (Jost et al., 2007). Ce dernier scénario comprend une variante avec une diffusivité hydraulique divisée d'un facteur 10.

Aux mesures (carrés en noir reliés par des pointillés) sont comparés les résultats:

- (i) du conductif permanent (en rouge) ;
- (ii) du convectif permanent (en bleu foncé) ;
- (iii) du convectif permanent avec prise en compte des paléo-températures (en bleu cyan) ;

(iv) du convectif transitoire avec prise en compte des paléotempératures (en jaune).

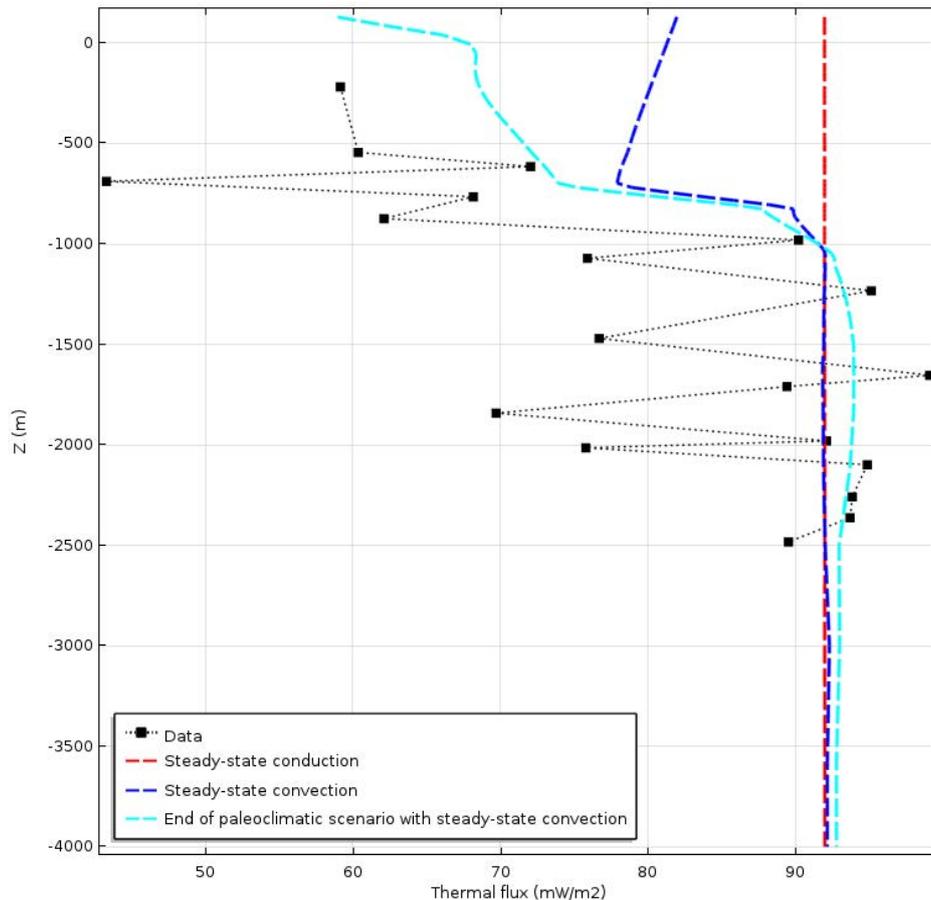


Figure 26 : Profil de flux (mW/m^2) à Donnemarie 5 avec le scénario A paléoclimatique de Rogiers et al. (2014). Régime conductif permanent sans variation de la température en surface (en rouge), régime convectif permanent sans variation de la température en surface (en bleu), scénario convectif permanent avec prise en compte des paléotempératures (en bleu cyan) et les données (en noir).

Logiquement, le flux thermique est constant selon la verticale pour un modèle purement conductif en permanent (en rouge, Figure 26 et Figure 27) avec des conductivités thermiques isotropes. L'étape convective sans prise en compte des paléoclimats (en bleu foncé) est issue du calage des transmissivités et illustre la contribution convective à l'anomalie de flux. Le flux thermique résultant du régime convectif sans paléoclimat est constant avant de décroître localement à hauteur du Néocomien, puis à nouveau à l'Albien. Cette décroissance est d'autant plus forte que l'écoulement latéral descendant n'est pas à l'équilibre thermique avec l'encaissant. L'augmentation de flux dans l'encaissant supérieur est due au fait qu'à la limite supérieure, la condition hydraulique en charge imposée entraîne des écoulements. Cependant, ce phénomène est au delà des enjeux de ce modèle, en raison, d'une part, des orientations des écoulements à la Craie qui peuvent être orthogonaux à la coupe dans la région de Donnemarie et, d'autre part, en raison de la non intégration du multicouche du Tertiaire. Ces enjeux nécessiteraient une approche en 3D, probablement à l'échelle du bassin.

Dans le cas des simulations avec prise en compte des paléotempératures et de la convection sans interruption par le pergélisol (en bleu cyan, pointillés, Figure 26 et Figure 27), le flux de chaleur est reproduit correctement en dessous de 1000 m pour la majorité des aquitards du Trias et du Jurassique. Au-dessus de 1000 m, le flux à hauteur des formations

supérieures à l'ensemble Néocomien-Barrémien-Aptien-Albien est approché également à l'Albien argileux et au Sénonien-Turonien, mais dans une moindre mesure pour le scénario A. En comparant le scénario C (en jaune) au scénario B (en bleu cyan) (Figure 27), la diminution de flux en partie supérieure du bassin est plus faible, de l'ordre de 4 à 7 mW/m² dans le cas d'une recharge discontinue (scénario C). Enfin, la diminution d'un ordre 10 de la diffusivité hydraulique conduit à un profil de flux (en pointillets) qui s'écarte au plus de l'ordre de 1 mW/m² par rapport au scénario par défaut (en tirets).

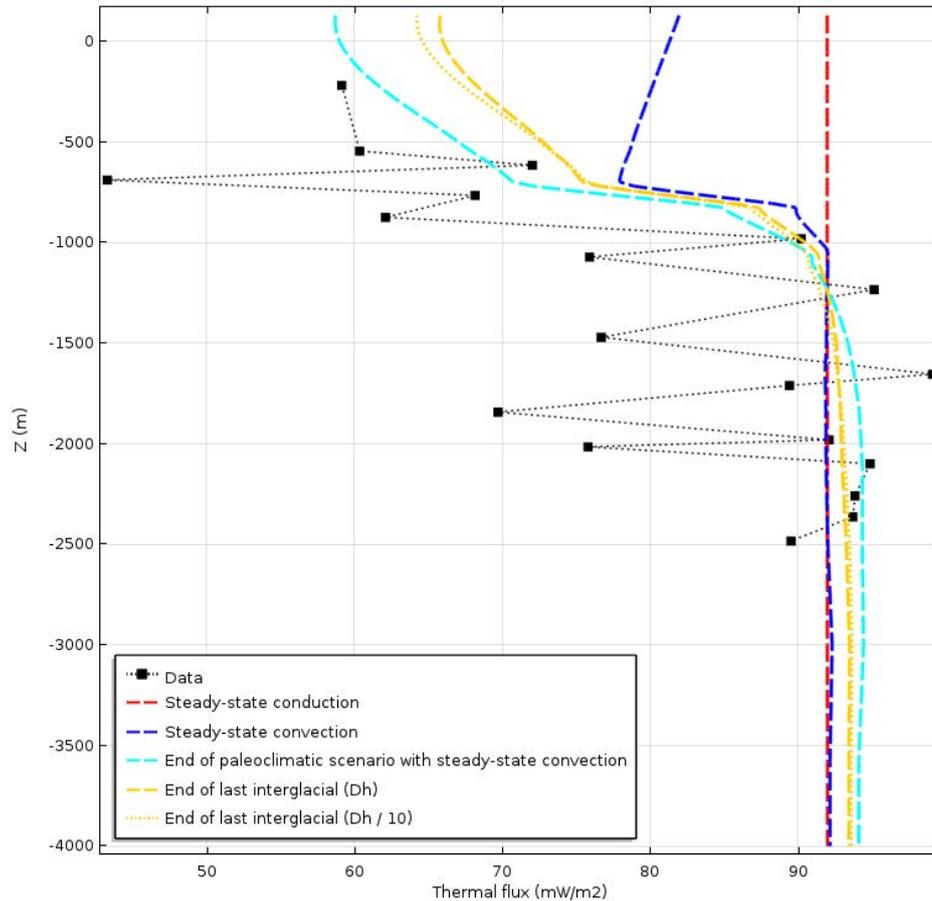


Figure 27 : Profil de flux (mW/m²) à Donnemarie 5 avec les scénarios B et C issus de Jost et al. (2007). Régime conductif permanent sans variation de la température en surface (en rouge), régime convectif permanent sans variation de la température en surface (en bleu), scénario B convectif permanent avec prise en compte des paléotempératures (en bleu cyan), scénario C convectif transitoire avec prise en compte des paléotempératures (en jaune) et variante avec une diffusivité hydraulique divisée par 10 (pointillets jaunes) et les données (en noir).

3.3.3 Régime transitoire naturel convectif des derniers 900 mille ans (scénario C)

Afin de mieux comprendre l'impact thermique du scénario transitoire convectif (scénario C), les temps intermédiaires du cycle glaciaire-interglaciaire, antérieurs à l'état actuel présenté précédemment, sont considérés.

3.3.3.1 Variations de températures aux cours des cycles glaciaires-interglaciaires

La Figure 28 montre les isothermes au terme des 35 mille premiers ans de période glaciaire sans pergélisol du 9^e cycle glaciaire à 0,2°C en surface au lieu des 10,6°C de l'interglaciaire précédent (du 8^e cycle), ainsi que les variations de températures depuis la fin de la dernière période interglaciaire (8^{ème}). Les inflexions décrites précédemment (Figure 24) perdurent en raison de l'écoulement convectif. Cependant, les isothermes se sont progressivement enfoncées pour faire apparaître celles à 10°C (Figure 28). Ceci traduit la pénétration et la propagation du froid dans la partie supérieure du bassin sédimentaire qui est nettement visible en bleu jusqu'à 600-800 m (refroidissement de l'ordre de -10°C). On retrouve par ailleurs les phénomènes convectifs froids entre les abscisses 390 et 240 km et chauds entre les abscisses 240 et 120 km.

Au terme de la phase de 55 000 ans de période glaciaire avec pergélisol du 9^e cycle glaciaire à 0,2°C en surface, en continuité avec la phase précédente, les inflexions des isothermes décrites précédemment tendent à disparaître en partie supérieure du bassin en raison du ralentissement de l'écoulement convectif, mais elles demeurent entre 1 et 3 km (Figure 29). Ceci se traduit par de faibles variations des températures dans les premiers mètres en raison de la stabilité temporelle de la température. Cependant, le ralentissement de l'écoulement conduit à un réchauffement relatif dans la zone où l'écoulement descend et à un refroidissement relatif dans la zone où l'écoulement remonte.

Au terme de la phase de 10 000 ans de période interglaciaire à 10,6°C en surface et avec recharge aux affleurements, les isothermes remontent et les inflexions convectives se rétablissent en partie supérieure du bassin (Figure 30). Ceci se traduit par un réchauffement sur les 600-800 premiers mètres et le développement de l'anomalie froide dans la phase descendante et chaude dans la phase ascendante de l'écoulement.

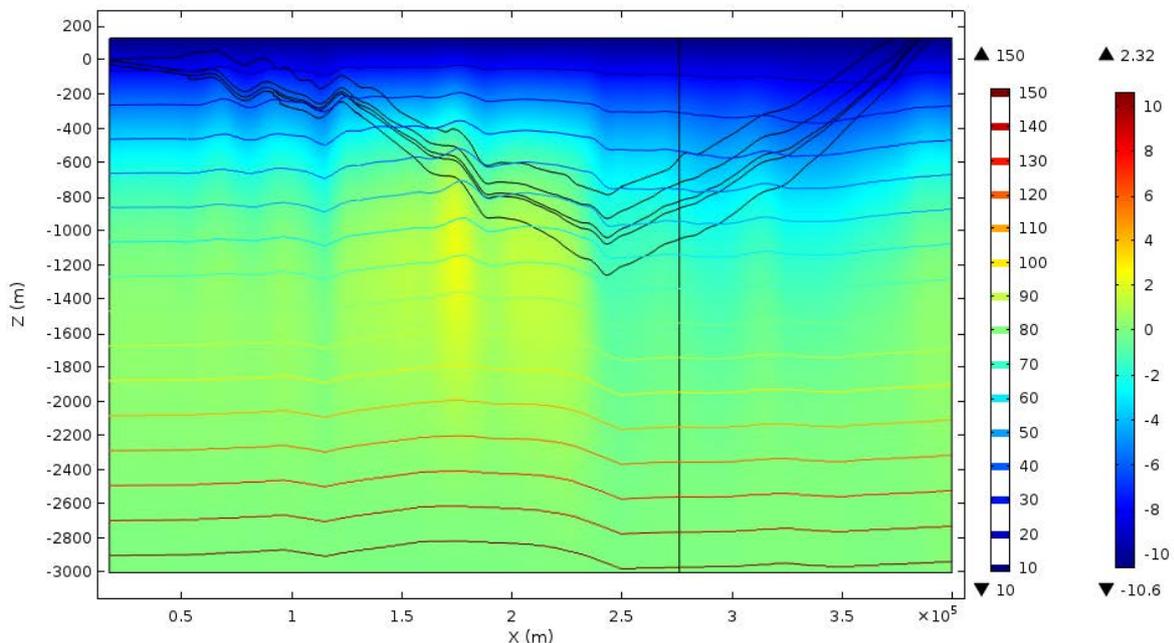


Figure 28: Isothermes (°C) au terme des 35 000 ans de période glaciaire sans pergélisol (9^{ème} cycle) au sein du bassin de Paris et variation thermique (°C) entre le début et la fin de la période glaciaire de 35 000 ans sans pergélisol (9^{ème} cycle) caractérisée par une température à 0,2°C (au lieu de 10,6°C auparavant) et par un écoulement au sein des aquifères (coupe simplifiée en 2D NO-SE).

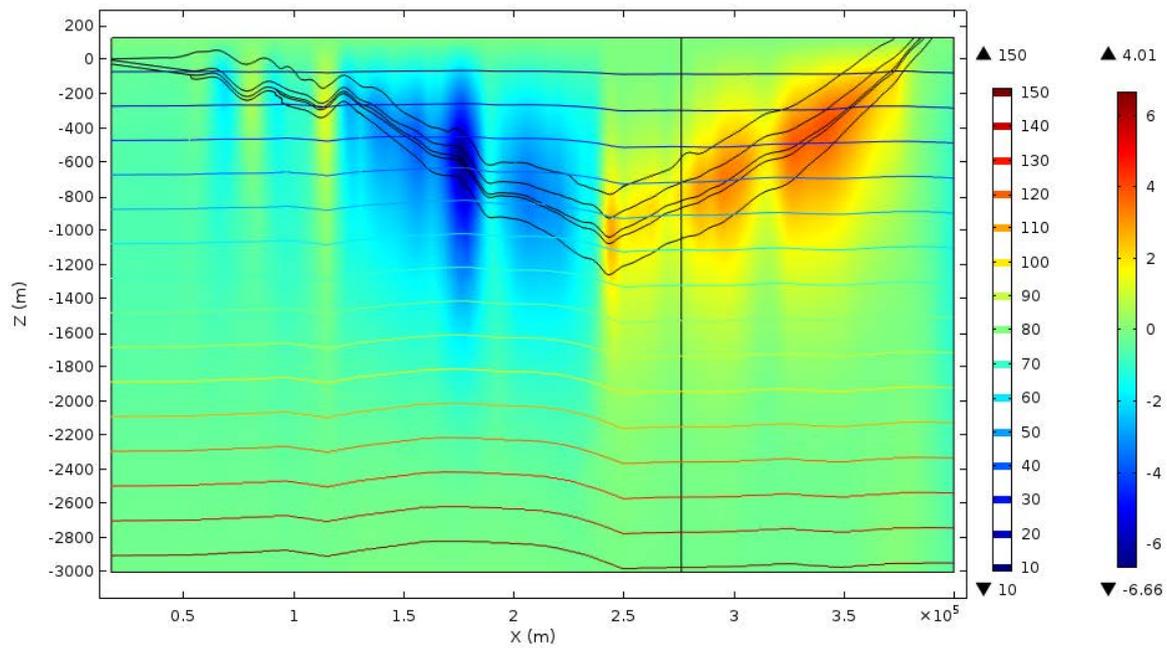


Figure 29: Isothermes ($^{\circ}\text{C}$) au terme des 55 000 ans de période glaciaire avec pergélisol (9 $^{\text{e}}$ me cycle) au sein du bassin de Paris et variation thermique entre le début et la fin de la période glaciaire de 55 000 ans avec pergélisol caractérisée par une température à $0,2^{\circ}\text{C}$ (comme à l'étape précédente) et par une interruption de la recharge des aquifères (coupe simplifiée en 2D NO-SE).

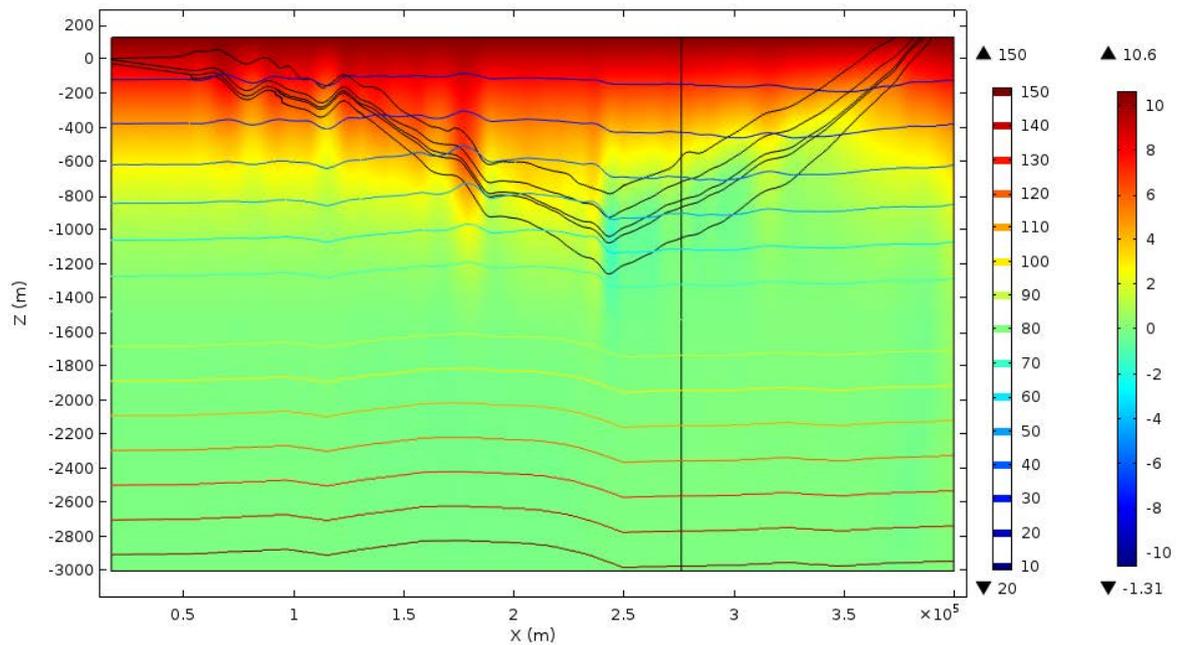


Figure 30: Isothermes ($^{\circ}\text{C}$) au terme des 10 000 ans de période interglaciaire (9 $^{\text{e}}$ me cycle) au sein du bassin de Paris et variation thermique entre le début et la fin de l'interglaciaire de 10 000 ans (9 $^{\text{e}}$ me cycle) caractérisé par une température à $10,6^{\circ}\text{C}$ (au lieu de $0,2^{\circ}\text{C}$ avant) et par une recharge des aquifères (coupe simplifiée en 2D NO-SE).

3.3.3.2 Simulation du flux au puits de référence de Donnemarie 5 au cours des derniers 900 mille ans

À l'échelle du puits de Donnemarie 5, les profils de flux simulés du dernier cycle de 100 ka du scénario C sont illustrés (scénario C):

- (i) à la fin des 35 premiers mille ans du début de la période glaciaire (0,2°C) sans pergélisol (en vert clair) ;
- (ii) à la fin des 55 derniers mille ans de la période glaciaire (0,2°C) avec du pergélisol simulé par une absence de recharge (en vert foncé) ;
- (iii) à la fin de 10 000 ans de période interglaciaire (10,6°C) (en jaune).

Les profils des dix cycles sont comparables et superposables mais sont décalés, de l'ordre de moins de 3 mW/m² (resp. 0,1 mW/m²) entre le premier et le neuvième cycle (entre le huitième et le neuvième cycle) vers des flux plus faibles. Par souci de lisibilité, seuls les résultats du dernier cycle sont illustrés au terme de chacune des phases ainsi que la variante avec des diffusivités hydrauliques plus faibles:

- Entre la fin du 8^e interglaciaire (comparable au 9^e en jaune) et le début du 9^e cycle avec la phase glaciaire sans pergélisol en vert clair, il y a une baisse de la température de 10,4°C qui entraîne un flux plus fort en surface et qui tend ensuite à s'équilibrer en diminuant au-dessus de la zone convective. Simultanément, le flux augmente en partie inférieure aux horizons convectifs par diffusion de la perturbation en profondeur.
- Au cours de la phase glaciaire, la mise en place du pergélisol après 35 000 ans provoque la diminution des écoulements et ainsi du phénomène convectif. Dans le cas avec les diffusivités hydrauliques par défaut, la chute locale du flux thermique au niveau des aquifères diminue et disparaît (en vert foncé) et le profil tend progressivement vers le profil purement conducteur en permanent (en rouge) en raison de la température constante de 0,2°C par rapport à la phase précédente.
- Au terme de la phase glaciaire (en vert foncé), il y a une augmentation de la température de 10,4°C qui marque le début de l'interglaciaire (en jaune) et entraîne un flux thermique faible en surface qui tend à s'équilibrer ensuite en augmentant au-dessus de la zone convective. Simultanément, le flux thermique tend à augmenter en partie inférieure aux horizons convectifs par diffusion de la perturbation thermique en profondeur.

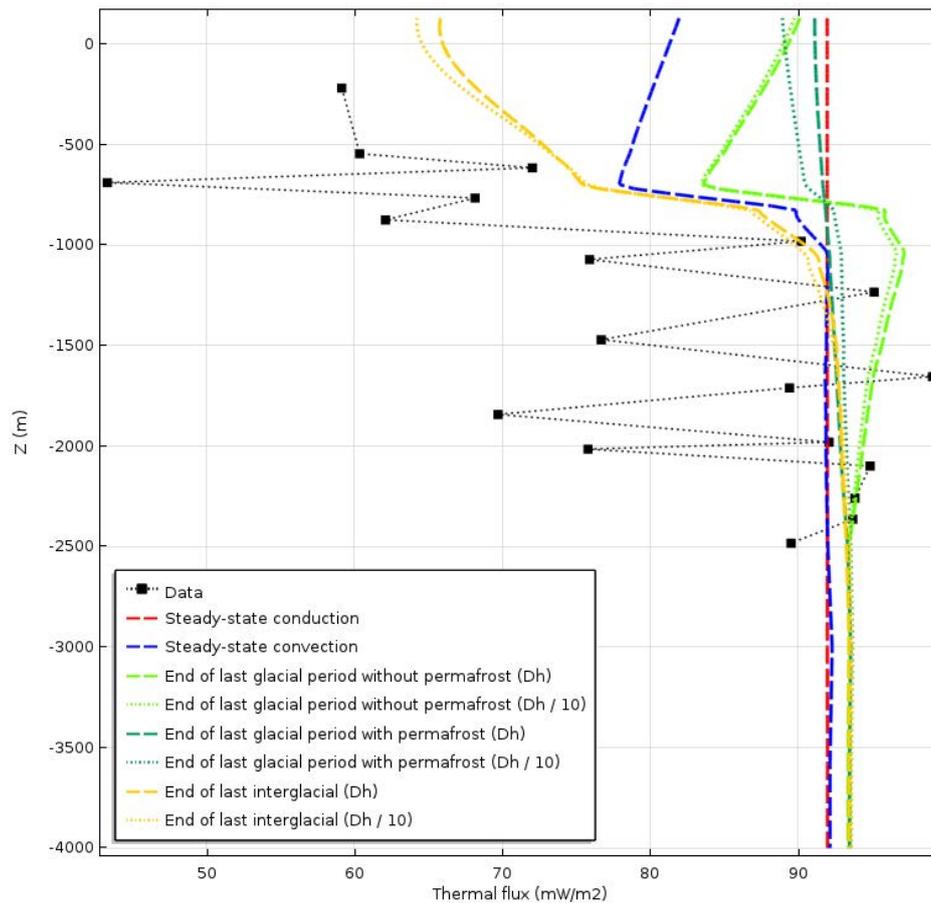


Figure 31 : Variation temporelle du profil de flux (mW/m^2) à Donnamarie 5 avec le scénario C issu de Jost et al. (2007). Régime conductif permanent sans variation de la température en surface (en rouge), régime convectif permanent sans variation de la température en surface (en bleu), fin de la période sans pergélisol de la dernière période glaciaire du scénario C (en vert clair), fin de la période avec pergélisol de la dernière période glaciaire du scénario C (en vert foncé), état thermique actuel après 10 000 ans de période interglaciaire du scénario C (en jaune), variantes avec une diffusivité hydraulique divisée par 10 (pointillés) et les données (en noir).

3.4 Discussion

3.4.1 Paramètres et conditions aux limites des simulations

Les grandeurs nécessaires aux calculs thermiques (λ, ρ, C_p) sont représentatives des données issues de la bibliographie pour des matrices saturées, qui intègrent la variation de porosité. Ces valeurs sont discutées dans Dentzer et al. (2016). Les porosités ne sont pas prises en compte dans le calcul hydrodynamique en raison de la définition de coefficients d'emménagement spécifique.

Le calage a conduit à des transmissivités jusqu'à plus d'un ordre de grandeur supérieur aux mesures. Les mesures sont en faible quantité et les valeurs de références disponibles sur le tracé de la coupe modélisée sont issues d'un krigeage. De plus, le modèle intègre toute l'épaisseur géologique et non uniquement les niveaux les plus perméables, par exemple des bancs de sable de l'Albien (Raoult, 1999), ce qui par endroit peut réduire de 2/3 la section efficace pour l'écoulement. Enfin, même si des variations importantes de perméabilité sont

fréquentes, les valeurs retenues semblent fortes. Cependant, Burrus (1997) avait relevé que des perméabilités supérieures à celles mesurées d'un ordre de grandeur pour un de ses scénarios ne présageait pas qu'il était faux. En ce qui concerne les perméabilités des encaissants, leurs variations sur plusieurs ordres de grandeur ont montré la faible dépendance du modèle à ces paramètres. L'augmentation du flux en raison des écoulements dans l'encaissant supérieur est du même ordre pour des perméabilités d'un ou deux ordres de grandeur plus faibles.

Ces calculs n'intègrent pas les effets densitaires. À l'échelle du bassin, la température de l'Albien varie de moins de 30°C et s'élève au maximum à environ 40°C (Castro, 1995) pour une eau qui, non salée, est utilisée pour la consommation d'eau potable.

Enfin, en ce qui concerne les gradients hydrodynamiques, une marge d'incertitude existe. En effet, les mesures de charge hydraulique sont affectées par les pompages à l'Albien depuis le milieu du XIX^e siècle. Le modèle se fonde sur une carte de données acquises avant 1930, considérées comme faiblement impactées par les pompages à l'Albien.

3.4.2 Une forte composante thermique paléoclimatique diffusive et advective

Ces simulations ont pour objet la quantification de l'impact des phénomènes diffusifs et advectifs paléoclimatiques sur la distribution des températures et la variation verticale de flux thermique au sein du bassin sédimentaire intracratonique anglo-parisien. À l'échelle d'une coupe représentative du bassin, ces processus peuvent expliquer de l'ordre de 10°C d'hétérogénéité spatiale de température pour une même profondeur. Par ailleurs, d'une phase climatique à une autre (Figure 28, Figure 29 et Figure 30), ces hétérogénéités thermiques sont fortement transitoires. Ainsi, le régime thermique du bassin n'est pas à l'équilibre avec le forçage actuel et l'étude des profils thermiques réalisés nécessite la prise en compte de l'ensemble de ces processus transitoires.

L'anomalie verticale de flux géothermal de l'ordre de 35 mW/m² entre les horizons aux profondeurs du Callovien (-1750 m NGF) et du Séno-Turonien (-250 m NGF) est approchée avec des valeurs de l'ordre de 26 mW/m² pour le scénario A, 32 mW/m² pour le scénario B, 23 mW/m² pour le scénario C. Ces amplitudes comprennent l'effet de l'écoulement au sein de l'encaissant inférieur avec une composante de 4 mW/m². De plus, la part convective s'établit à environ 14 mW/m² pour cette recharge moyenne (3.2.3.4). Les vitesses à Donnemarie sont certes supérieures à celles estimées par Raoult (1999), mais elles demeurent du même ordre et sont incluses dans les fortes incertitudes de ces estimations. Pour les scénarios B et C, de l'ordre de 2 à 3 mW/m² supplémentaires de différences seraient obtenus en ne considérant non pas les 0,9 Ma derniers mais les 5 Ma du scénario de Jost (2005).

Le scénario C montre une grande réactivité hydrodynamique du bassin, avec une diminution des écoulements dans la coupe simulée lors de la phase avec pergélisol. Ces résultats peuvent paraître contradictoires avec l'étude de Jost (2005) ou de Rivière (2012). En effet, les travaux de Rivière (2012) comportent des diffusivités hydrauliques comprises entre 10⁻⁷ et 10 m²/s avec les valeurs maximales dans l'aquifère de l'Albien alors que ces simulations ont des valeurs de diffusivité qui peuvent atteindre localement 900 m²/s dans cet aquifère, ce qui demanderait donc des investigations complémentaires. Néanmoins, on relève que l'objectif particulier de ces simulations était de reproduire la variation de charge au sein de l'Albien selon la ligne d'écoulements. Le fait d'avoir des transmissivités majorées par rapport aux mesures explique cette réactivité. De plus, les coefficients d'emmagasinement sont faibles mais sont fondés sur des mesures in-situ (Contoux et al., 2013). Enfin, la

diminution d'un facteur 10 de la diffusivité hydraulique permet d'appréhender la dépendance des simulations à ce facteur (Figure 31) pour lequel il y a peu d'estimations en raison du faible nombre de mesures in situ du coefficient d'emménagement spécifique.

3.4.3 Limites et perspectives

Comme souligné précédemment, les simulations des écoulements et des paléoclimats recouvrent principalement des cas de climats relativement tempérés. Le développement d'un pergélisol n'est pas intégré thermiquement et seul un scénario de déconnection des aquifères par un pergélisol continu est simulé. En effet, à la différence des grands bassins intracratoniques d'Amérique du Nord (Lemieux et al., 2008; Bense et Person, 2008; McIntosh et al., 2011), le bassin de Paris ne serait pas affecté par le développement d'une calotte glaciaire mais par un pergélisol continu (Vandenberghe et al., 2012; Grenier et al., 2013). Les études de Le Bret et al. (1996) ont proposé des épaisseurs de pergélisol variant de 100 à 300 m suivant les scénarios. L'énergie de changement d'état et le changement de conductivité et de capacité thermique massique entre l'eau liquide et la glace pourraient affecter le régime thermique. En effet, la conductivité thermique de l'eau est de 0,55 W/m/K alors que celle de la glace est de 2,1 W/m/K. Dans le cas climatiquement plus extrême du Graben de la mer du Nord, Johansen et al. (1996) obtiennent des différences de 25°C entre un scénario climatique sans glacier et un scénario avec un glacier froid et des températures faibles. Ce dernier provoque la formation de pergélisol dans les horizons géologiques sous-jacents et une propagation de l'anomalie en profondeur à plusieurs kilomètres grâce aux conductivités thermiques élevées. La seule prise en compte du pergélisol dans les conductivités thermiques provoque 10°C de l'amplitude de l'anomalie simulée.

Par ailleurs, la perturbation convective au sein de l'encaissant supérieur souligne l'intérêt d'une meilleure intégration de ces mécanismes. Cela nécessiterait une approche 3D incorporant les formations les plus superficielles du Tertiaire et l'hétérogénéité de la topographie. Pour expliquer des cas d'anomalie de flux thermique faible dans les premiers horizons rencontrés, des études (Majorowicz et al., 2006; Verdoya et al., 2007) soulignent le rôle thermique de la recharge avec des écoulements verticaux descendants. Enfin, une approche 3D permettrait aussi de considérer les phénomènes de convergence et de divergence des écoulements au sein des aquifères.

3.5 Conclusion et perspectives

L'objectif de cette recherche est de comprendre les mécanismes à l'origine de l'anomalie majeure de flux thermique à l'échelle de la pile sédimentaire Méso-Cénozoïque.

À partir d'une thermométrie représentative du bassin de Paris et d'une coupe représentative des écoulements d'un peu moins de 400 km au sein de l'aquifère multicouche majeur du bassin au Crétacé inférieur, des simulations thermo-hydrauliques transitoires sont menées. Trois scénarios paléoclimatiques prennent en compte deux forçages climatiques en paléotempératures, et deux régimes hydrodynamiques, l'un permanent et l'autre transitoire à cause de l'interruption de la recharge par la présence d'un pergélisol.

Ces simulations ont pour objet la quantification de l'impact des phénomènes diffusifs et advectifs paléoclimatiques sur la distribution des températures et la variation verticale de flux thermique au sein du bassin de Paris. L'étude comparative des scénarios paléoclimatiques et convectifs montrent que la décroissance de flux thermique constatée dans la partie supérieure du bassin est due en bonne partie à ces processus. La conséquence de ces forçages naturels est un régime thermique transitoire caractérisé par (i) la propagation conductive des fluctuations de température en surface, (ii) le développement de zones froide et chaude convectives suivant les régions d'écoulement descendant et ascendant respectivement dans le bassin sédimentaire, et (iii) l'alternance d'un régime thermique plus ou moins convectif suivant l'absence de développement de pergélisol ou son développement. Ces observations sont sujettes à la validité des grandeurs de perméabilités et de diffusivités hydrodynamiques.

Pour prolonger cette réflexion sur les processus à l'origine de l'anomalie de flux thermique vertical, il faudrait quantifier l'effet du développement du pergélisol en modélisant les changements d'état dans le milieu souterrain. Par ailleurs, les écoulements verticaux au sein du bassin nécessiteraient d'être intégrés dans un modèle 3D.

Ce travail souligne également l'importance des thermométries au repos pour caractériser l'état thermique des bassins sédimentaires. À partir d'un modèle simple, il souligne à quel point cet état est transitoire, résultat de plusieurs processus conductifs et convectifs. Enfin, la diminution systématique du flux conductif apparent de l'ordre de 20 mW/m^2 au niveau des formations aquifères (Dentzer et al., 2016), qui n'était pas l'objet de cette étude, reste à expliquer.

Annexe: Nomenclature

<i>Symbol</i>	Name	<i>Units</i>
ω	Porosity	%
X, Z	Spatial dimension	<i>m</i>
α_l	Longitudinal dispersivity	<i>m</i>
α_t	Transverse dispersivity	<i>m</i>
t	Time	<i>s</i>
θ	Temperature	<i>K or °C</i>
ρ	Saturated matrix density	<i>kg/m³</i>
ρ_{mat}	Matrix density	<i>kg/m³</i>
ρ_w	Density of water	<i>kg/m³</i>
C_p	Saturated matrix heat capacity	<i>J/kg/K</i>
C_{pmat}	Matrix heat capacity	<i>J/kg/K</i>
C_{pw}	Heat capacity of water	<i>J/kg/K</i>
λ	Saturated matrix thermal conductivity	<i>W/m/K</i>
λ_{disp}	Macrodispersivity term	<i>W/m/K</i>
λ_{eq}	Equivalent thermal conductivity	<i>W/m/K</i>
A	Radiogenic heat production	<i>W/m³</i>
ϕ	Heat flux density	<i>W/m²</i>
k	Intrinsic permeability	<i>m²</i>
μ	Dynamic viscosity	<i>Pa.s</i>
g	Gravity	<i>m/s²</i>
S_s	Specific storage coefficient	<i>1/m</i>
h	Hydraulic head	<i>m</i>
U	Darcy velocity	<i>m/s</i>

4 Impact des structures géologiques pour expliquer les anomalies thermiques d'un bassin sédimentaire intracratonique

Résumé

Cette étude constitue la première tentative d'explication par des écoulements au sein de structures, failles et fractures, de l'anomalie thermique majeure de 20°C au cœur des exploitations géothermiques du bassin de Paris. Ce travail a permis de considérer à la fois les dimensions horizontales et verticales de ces hétérogénéités en couplant les mesures des puits géothermiques et les thermométries. En plus des failles observées, le retraitement et l'interprétation de données sismiques ont révélé la présence de zones d'extension verticale au faciès sismique caractéristique qui affectent une partie importante de la pile sédimentaire. Ces observations sont connues en géologie marine et interprétées comme des zones fracturées. Nous retenons ces structures et leur rôle potentiel dans une modélisation géothermique en domaine continental pour un bassin sédimentaire intracratonique. Les différents scénarios de failles et fractures considérés montrent clairement leur contribution à l'hétérogénéité observée dans le champ de température du bassin, qui ne peut être expliquée ni par des phénomènes conductifs internes au bassin ni par des écoulements, sans drainance verticale par des failles ou structures fracturées affectant la pile sédimentaire. Une perspective importante de ce travail est alors de rechercher ces zones pour confirmer leur existence et ensuite les localiser de manière systématique et comprendre leur origine.

4.1 Introduction

La problématique du régime thermique et des fortes anomalies au sein des bassins sédimentaires est un enjeu de compréhension scientifique. Au sein du bassin de Paris, bassin sédimentaire intracratonique couvrant une grande partie du nord de la France, on observe une différence de température de l'ordre de 20°C à quelques kilomètres de distance entre le sud et le nord de Paris et dans la même formation aquifère du Bathonien à même profondeur, soit à environ -1700 m NGF (Maget et al., 1983; Rojas et al., 1989). De plus, la variation de température, certes moins forte, s'observe également à l'échelle de la pile sédimentaire (Coleno, 1986). Avec les connaissances de l'époque, les simulations conductives avec des milieux de production radiogénique hétérogènes (Gable, 1986; Coleno, 1986) ou advectives intra-formation (Rojas et al., 1989) ne sont pas parvenues à expliquer cette anomalie. Le rôle des écoulements verticaux au sein de failles a été établi dans différents contextes comme une cause potentielle majeure de fortes anomalies thermiques au sein de bassins sédimentaires (Bächler et al., 2003; Simms et Garven, 2004; Yang et al., 2004; Magri et al., 2010; Garibaldi, 2010; Person et al., 2012b). Ce type de mécanisme pourrait également être à l'origine de telles anomalies dans le cas du bassin de Paris (Guillou-Frottier et al., 2011). Par ailleurs, des phénomènes plus documentés en domaine océanique sont les écoulements de fluides observés

grâce aux données sismiques et illustrés par exemple en figure 8 de Savva et al. (2013) ou dans l'étude de Rensbergen Van et al. (2005). Il semble intéressant et original dans le contexte en domaine continental du bassin de Paris d'être conscients de ces phénomènes lors de l'interprétation des données sismiques afin de proposer des scénarios complémentaires fondés sur cette hypothèse. Ces scénarios respecteront par ailleurs au plus près d'autres observations à la fois thermiques, hydrogéologiques, géochimiques et géologiques.

En intégrant les aquifères profonds et non uniquement la formation du Bathonien, la problématique de cette étude est de quantifier l'impact thermique de l'écoulement régional et de la convection naturelle au sein des formations et structures (failles et couloirs fracturés) du bassin au droit de la région Île-de-France. Pour étudier cette problématique, nous allons dans un premier temps faire un bilan des données et enrichir la connaissance structurale grâce au retraitement et à l'interprétation des données sismiques avec une distinction des observations selon leur fiabilité. Cette synthèse permettra ensuite d'établir un nouveau modèle géologique puis de construire un modèle thermo-hydrogéologique dont les scénarios seront discutés.

Ces phénomènes, qui peuvent expliquer à profondeur donnée des variations très importantes de température au sein du bassin, sont d'une importance capitale pour l'exploration et l'exploitation géothermique. Dans ce bassin, par ailleurs, la concentration d'exploitations géothermiques dans une même formation est l'une des plus fortes au monde. Ces installations géothermiques permettent de chauffer des quartiers dans la région parisienne. Cette exploitation remonte au début des années 70 et 43 installations sont toujours en activité aujourd'hui sur un total de 73 installations (V. Hamm, communication personnelle). De nouveaux puits géothermiques ont été forés depuis au Bathonien, mais aussi au sein des aquifères moins profonds et de nouveaux projets sont en cours. Ainsi, la compréhension des processus expliquant le régime thermique du bassin de Paris est un enjeu majeur.

4.2 Données et modèle conceptuel

4.2.1 Données thermiques

Les données de températures considérées sont d'une part les mesures statiques au sabot des puits géothermiques et d'autre part les thermométries en raison de leur bonne qualité d'acquisition et leur plus faible incertitude. Ces mesures permettent de considérer les anomalies thermiques au sein d'une formation aquifère donnée pour les premières et selon la verticale pour les secondes.

4.2.1.1 Mesures statiques au sabot lors des essais sur puits géothermiques au Bathonien

La mesure statique au sabot (base du tubage/sommet du réservoir) se déroule pendant les essais de production des forages géothermiques (Rojas et al., 1989). Cette mesure est ponctuelle et intégratrice sur la hauteur du trou nu des différents apports par les niveaux producteurs de la formation.

L'écart de température majeur à même profondeur est de plus de 20°C (Figure 32). Il est observé entre le sud de Paris (département du Val-de-Marne au sud-est de Paris) et le nord de Paris (département de Seine-Saint-Denis au nord-est de Paris), sur une distance de moins

de 15 km (Maget et al., 1983; Rojas et al., 1989; Hamm et al., 2010) (Figure 33). En effet, les températures sont de l'ordre de 70 à 80°C (Figure 33) dans la région sud à proximité de la faille de Beynes-Meudon et de l'anticlinal de Meudon (en rouge et brun sur les Figure 32 et Figure 33). À même profondeur, au nord de Paris et de l'anticlinal de Meudon, les températures sont comprises entre 55 et 60°C (installations en bleu foncé sur les Figure 32 et Figure 33).

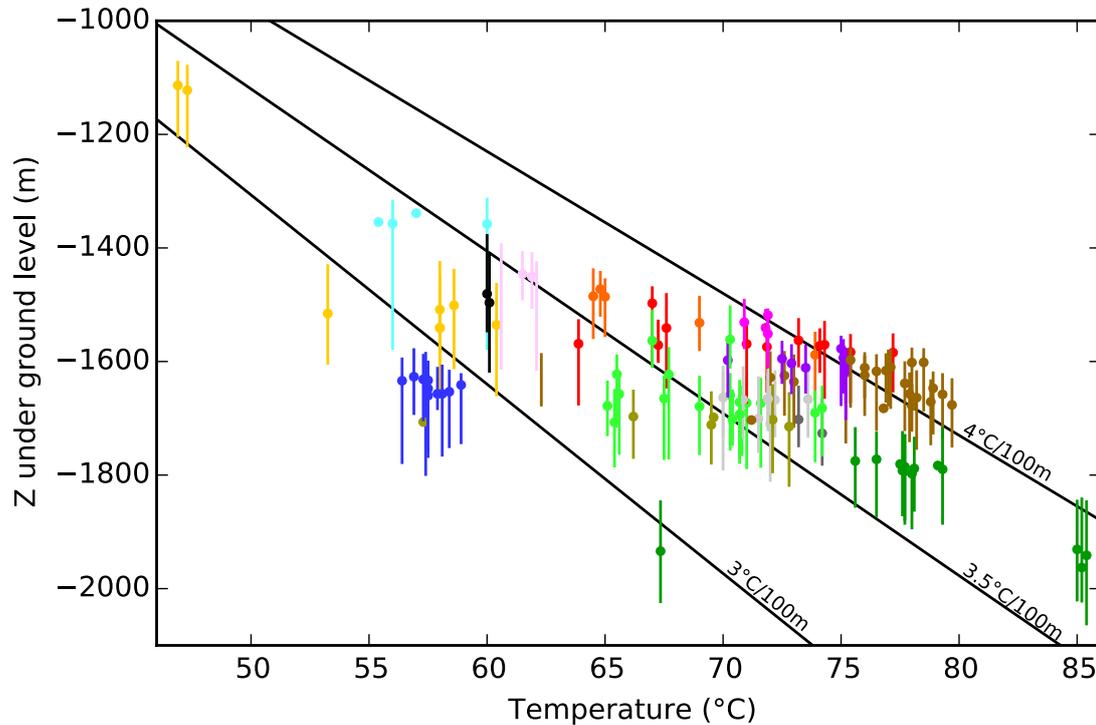


Figure 32 : Température (°C) en fonction de la cote z par rapport au sol du niveau barycentrique des débits produits par les niveaux producteurs et du trou ouvert (segment) et tracés des profils de température avec des gradients thermiques à 3; 3,5 et 4°C/100 m et 10,8°C en surface pour les puits géothermiques du bassin de Paris. Légende des couleurs suivant la localisation géographique des installations reportée en Figure 33.

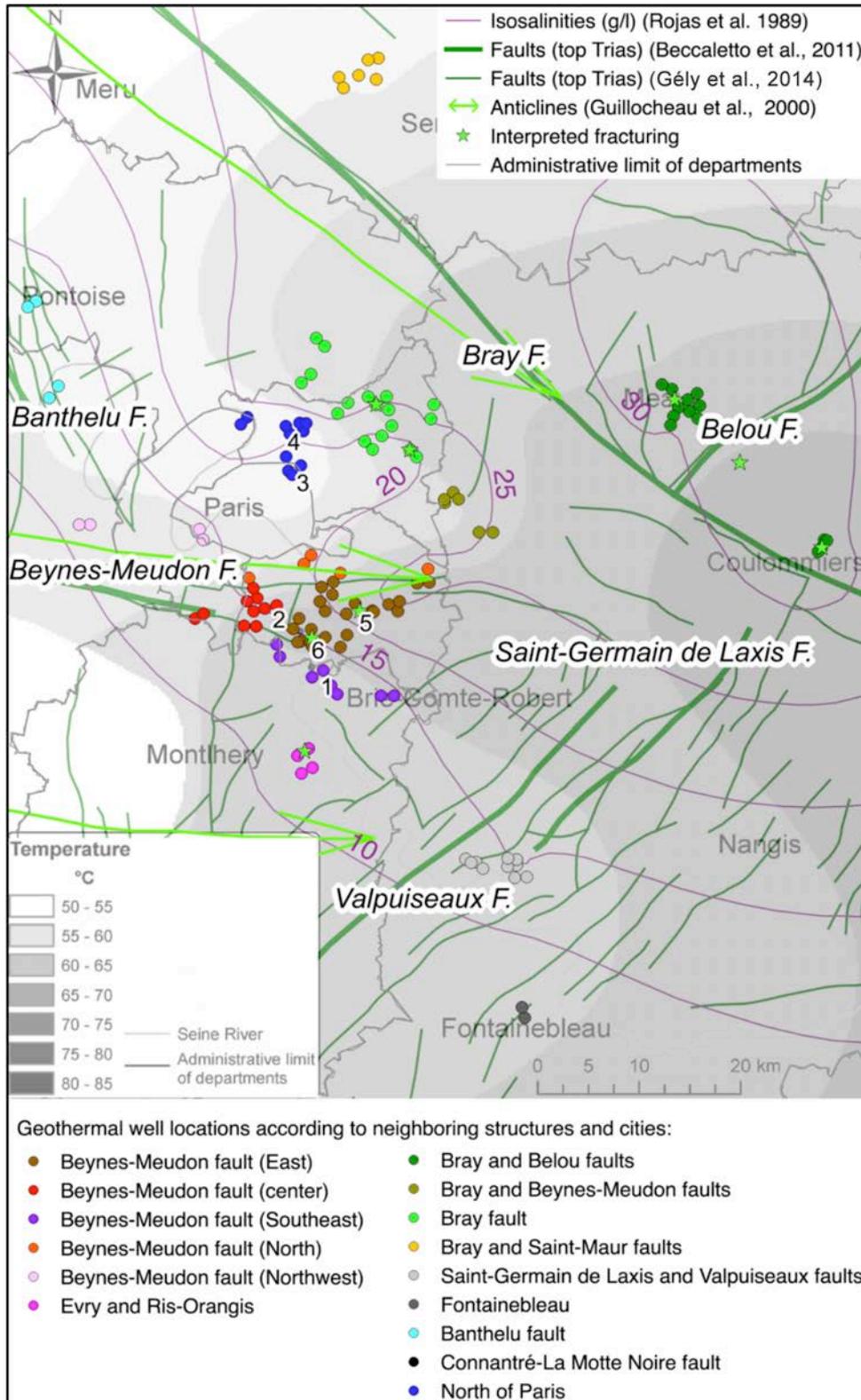


Figure 33 : Regroupement des doublets géothermiques suivant leur distribution spatiale en fonction de la présence de structures tectoniques. Isothermes et isosalinités (carte modifiée de Rojas et al. (1989) ainsi que les observations détaillées dans le texte qui sont numérotées.

4.2.1.2 Thermométries

Lorsqu'aucun mouvement de convection verticale n'existe dans le puits, les thermométries dites « au repos », réalisées au moins six mois après les opérations de foration, constituent la mesure la plus représentative et précise de l'état thermique des formations (Gable, 1986; Rojas et al., 1989; Demongodin, 1992). Elles permettent d'acquérir la température sur la totalité de la colonne stratigraphique verticale et de déduire la variabilité verticale du gradient de température.

La Figure 34 rassemble les thermométries dans les puits géothermiques disponibles selon l'axe nord-sud de la variation thermique majeure. L'altitude de ces puits varie entre 30 et 80 m, ce qui devrait être un facteur secondaire vu l'amplitude thermique observée. Sur l'ensemble des 1800 premiers mètres du bassin sédimentaire, les températures sont plus chaudes au sud de Paris à Vigneux (numéro 1 sur la Figure 32) (en violet foncé sur la Figure 32), Chevilly-Larue (2) (en rouge sur les Figure 32 et Figure 33), et plus faibles au nord de Paris, à la Villette (3) et à la Courneuve (4) (installations en bleu foncé sur les Figure 32 et Figure 33). Cette anomalie a été mise en évidence par Coleno (1986).

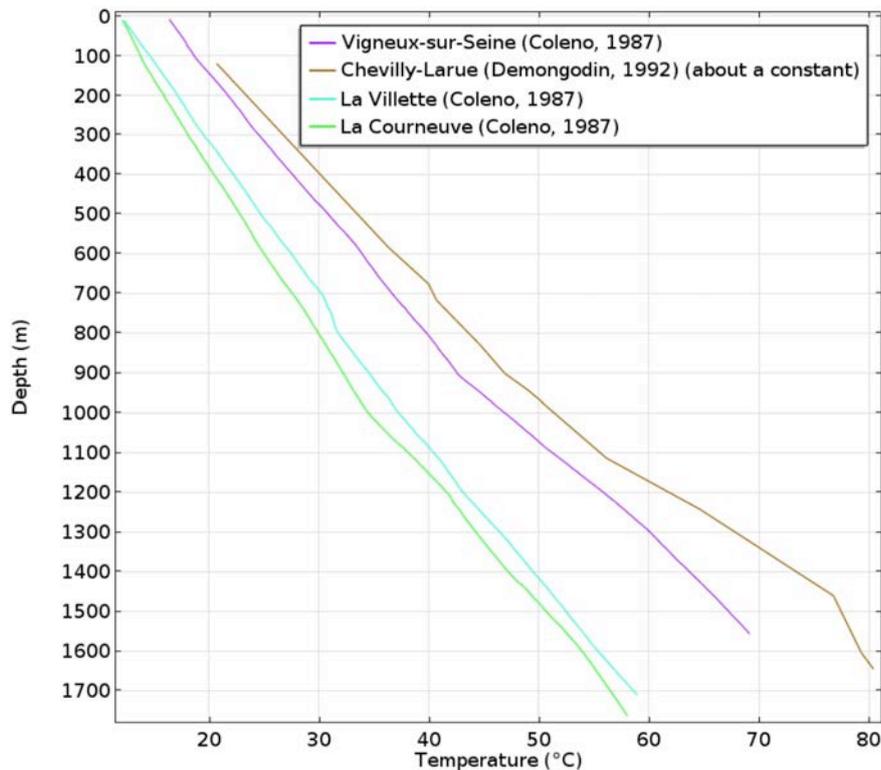


Figure 34 : Profils de températures au sud de Paris à Vigneux (Coleno, 1986), Chevilly-Larue (Demongodin, 1992), et au nord de Paris à La Villette et La Courneuve (Coleno, 1986).

4.2.2 Données géochimiques

Des études antérieures ont montré l'impact de failles majeures du bassin de Paris, en particulier la faille de Bray, sur l'hydrodynamique et la géochimie. Différents auteurs (Matray et al., 1989; Wei et al., 1990; Marty et al., 1993; Castro et al., 1998; Gonçalves et al., 2004; de

Hoyos et al., 2012; Contoux et al., 2013) ont montré que les failles peuvent avoir un rôle hydrodynamique et être le lieu privilégié du transport d'espèces chimiques en solution.

Dans la région de la faille de Meudon au sud de Paris (Figure 33), les salinités au Dogger peuvent atteindre jusqu'à 25 g/l (Rojas et al., 1989). Ces mêmes auteurs relèvent qu'à bas régime, le puits de Créteil (5) produit de l'eau moins salée qu'à haut régime. À partir d'arguments de datation des eaux et de vitesses d'écoulements, de compositions chimiques et isotopiques, Rojas et al. (1989) considèrent qu'il y a probablement des remontées par des failles des niveaux triasiques plus profonds.

La région située au nord de Paris, où sont mesurées des températures faibles, correspond à une zone de salinité plus faible (15-20 g/l) avec une courbe d'isosalinité à 20 g/l en forme de « lobe » vers l'est de Paris.

4.2.3 Données hydrogéologiques

Le régime d'écoulement naturel non anthropisé des aquifères profonds du bassin de Paris est principalement du sud-est vers le nord-ouest (Contoux et al., 2013). Au Bathonien, cette direction correspond également à celle du « sillon marneux » à l'ouest, formation peu perméable qui est supposée contraindre l'écoulement.

Les tests hydrodynamiques renseignent sur les structures géologiques indirectement par des interprétations :

- à l'aquifère du Lusitanien, Bouniol (1985) interprétait la forte productivité à Orly (6) (en brun sur la Figure 32 et Figure 33) par de la fracturation locale ;
- à l'aquifère du Bathonien, la faille de Meudon serait une discontinuité géométrique mais pas hydrodynamique d'après Rojas et al. (1989) ;
- en revanche, les travaux récents de Hamm et Giuglaris (2014), fondés sur les données d'essais de production en régime transitoire aux puits de Créteil et de Bonneuil-sur-Marne (5), mettent en évidence de fortes variations de transmissivités, qui peuvent être interprétées par des zones proches des puits naturellement très perméables et puis également par une ou des frontière(s) peu perméable(s), qui ne peuvent être exclues.

4.2.4 Données géologiques

4.2.4.1 Formations sédimentaires et socle

Au centre du bassin, les formations géologiques Méso-Cénozoïques sont représentées par une succession de formations silicoclastiques et carbonatées avec des propriétés thermiques comparables. Des formations à fortes productions radiogéniques de types granitiques sont présentes dans le substratum pré-mésozoïque (Debeglia, 2005; Edel, 2008).

4.2.4.2 Structures connues dans la zone d'intérêt

Dans la zone première d'intérêt à proximité de Paris (départements du Val de Marne et de la Seine-Saint Denis), Gély et al. (2014) représentent un tracé cartographique de failles est-ouest au sud de l'anticlinal de Beynes-Meudon (Figure 33) dans un contexte tectonique où le

bassin de Paris est soumis à l'actuel à un régime de compression nord-ouest/sud-est (Cloetingh et al., 2010).

Les failles du bassin de Paris sont généralement subverticales avec un pendage entre 80° et 90° (Beccaletto et al., 2011). Cette faille de Beynes-Meudon ferait partie des failles traversant le toit du Permo-carbonifère et du Trias d'après les tracés de Gély et al. (2014).

4.2.4.3 Contribution des données sismiques

Sept lignes sismiques acquises entre 1986 et 1991 ont été retraitées (Figure 37) soit une longueur totale de 122,6 km (86PIF01, 86PIF10, 86PIF11, 86PIF12, 86PIF18, 87PIF01, 91PIF02). La résolution verticale des images obtenues est de l'ordre de 20 m.

La phase d'interprétation sismique a permis d'identifier les horizons géologiques suivants: la base du Trias, le toit du Trias (L1), le toit des Marnes à Ostrea Acuminata (Dac), le toit du Dogger calcaire qui est le toit de la Dalle Nacrée (D1), la limite Berriasien inférieur/Berriasien supérieur (C1) et le toit de l'Albien (C4), selon la terminologie Geofrance 3D (Guillocheau et al., 2000). Ces interprétations sismiques ont été calées grâce aux forages environnants.

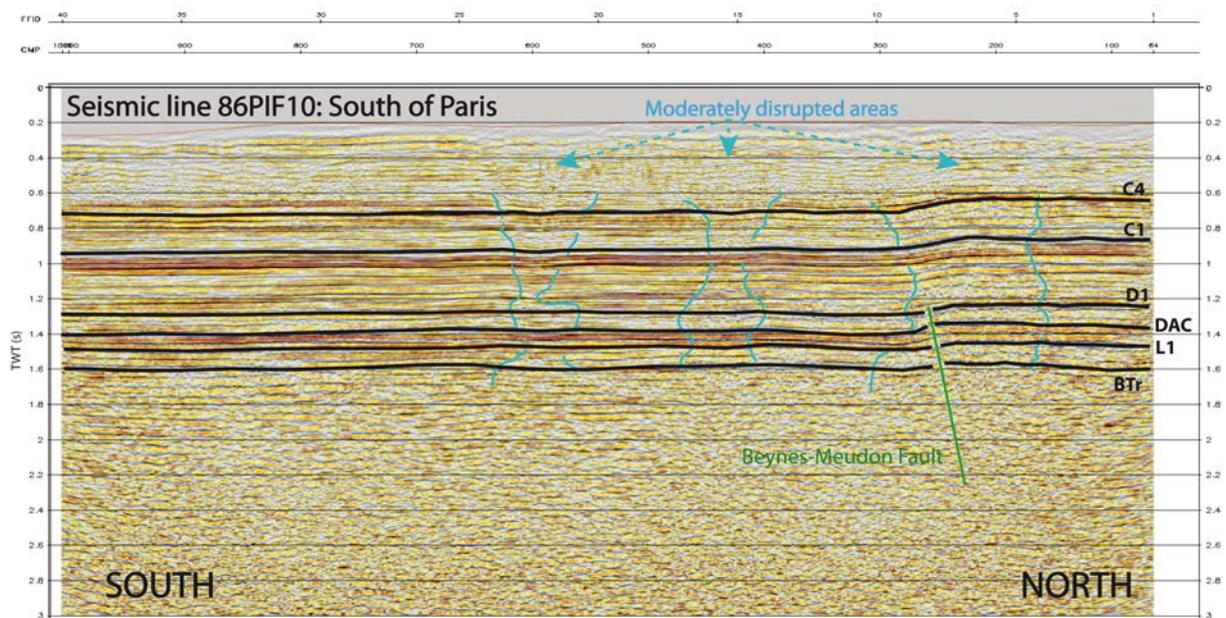


Figure 35 : Ligne sismique 86PIF10 nord-sud située au sud de Paris (Figure 37) avec les observations de la faille de Beynes-Meudon (en vert) et de zones à faciès sismique modérément perturbé délimitées par des traits bleus clairs. Niveaux interprétés (en noir) : la base du Trias (BTr), le toit du Trias (L1), le toit des Marnes à Ostrea Acuminata (Dac), le toit du Dogger calcaire qui est le toit de la Dalle Nacrée (D1), la limite Berriasien inférieur/Berriasien supérieur (C1) et le toit de l'Albien (C4).

Les principales structures observées sont présentées sur les deux lignes sismiques nord-sud (Figures 35 et 36) ; l'ensemble des observations est synthétisé sur la Figure 37. Au sud de Paris, sur la ligne 86PIF10 (Figure 35), l'anticlinal de Beynes-Meudon est bordé au sud par la faille qui porte le même nom. Le rejet des horizons de part et d'autre de la faille est observable. La faille affecte clairement le Trias et le Jurassique avec un ancrage dans le substratum antétriasique. Elle est d'orientation est-ouest (Figure 37) à regard vers le nord.

Beynes-Meudon a joué en faille normale, puis en faille inverse, probablement lors de la phase pyrénéenne à l'Eocène moyen (P. Houel, communication personnelle).

Enfin, on peut remarquer le long des profils sismiques des zones où le signal sismique est perturbé. Ces zones, d'extension plurihectométrique à plurikilométrique (Figure 37) montrent des réflecteurs moins continus et des faciès sismiques plus chaotiques et transparents que les portions de lignes adjacentes. La recherche de ces signaux particuliers, et leur inventaire, permettent de les classer en trois catégories selon le degré de perturbation du signal (Figure 37).

Au nord de Paris, sur la ligne 86PIF12 (Figure 36), une zone similaire, fortement perturbée, est observable. Les dimensions de cette zone sont de l'ordre de 2 à 4 km de large en fonction de la profondeur.

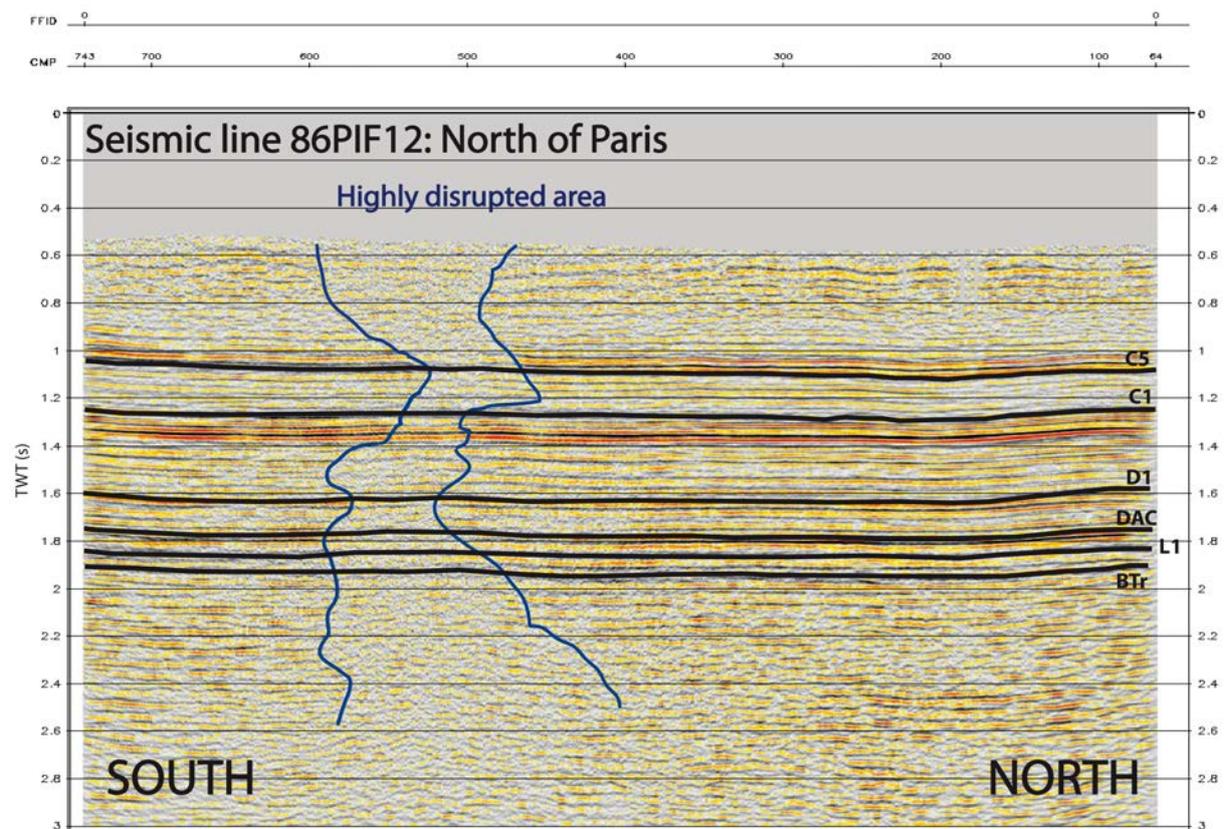


Figure 36 : Ligne sismique 86PIF12 nord-sud située au nord de Paris (Figure 37) avec les observations d'une zone à faciès sismique fortement perturbée délimitée par des traits en bleu foncé. Niveaux interprétés (en noir) : la base du Trias (BTr), le toit du Trias (L1), le toit des Marnes à Ostrea Acuminata (Dac), le toit du Dogger calcaire qui est le toit de la Dalle Nacrée (D1), la limite Berriasien inférieur/Berriasien supérieur (C1) et le toit de l'Albien (C4).

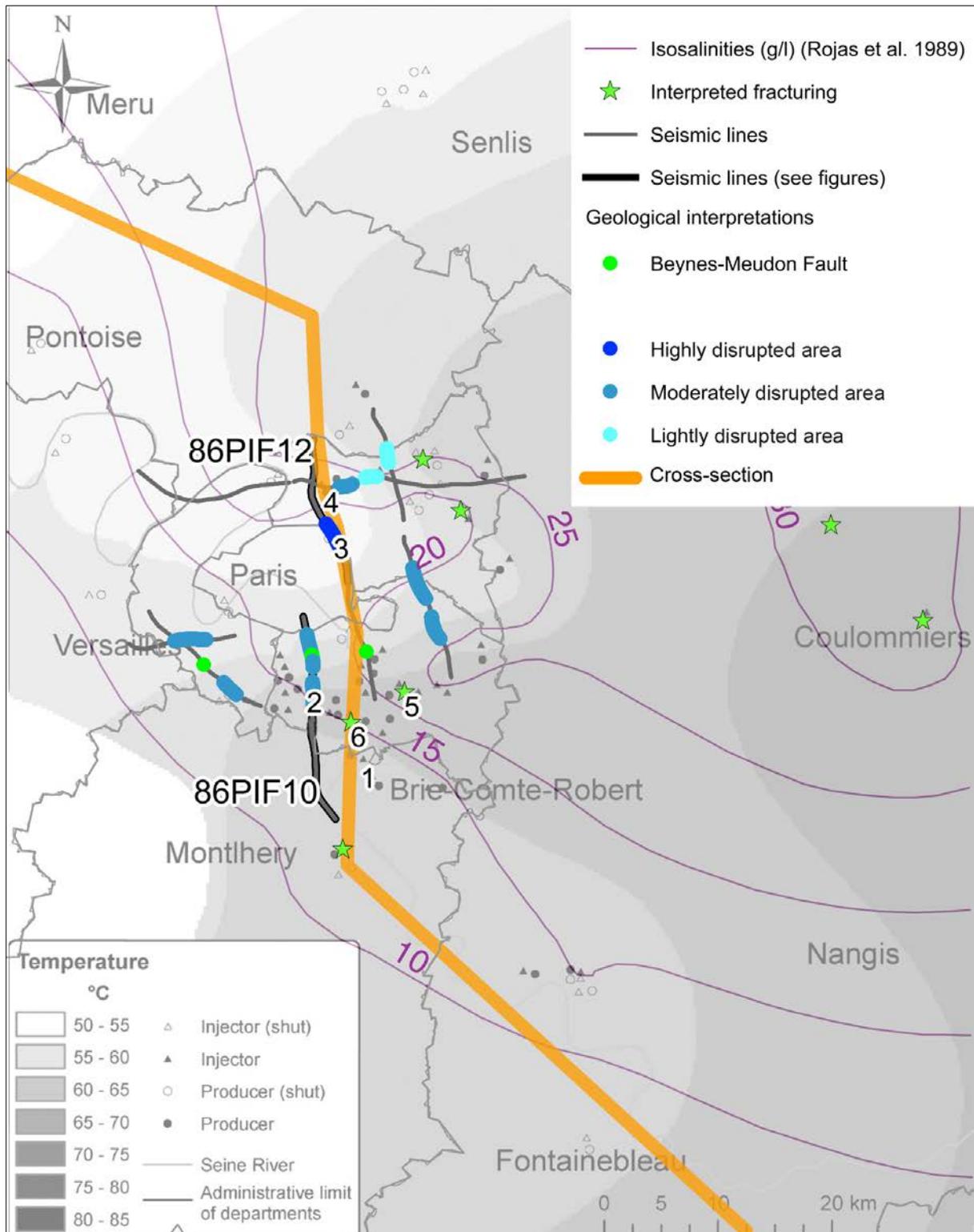


Figure 37 : Superposition (i) des isothermes (modifié de Lopez et al. (2010), ii) des isosalinités au Bathonien (Dogger) (g/l) (Rojas et al., 1989), iii) des propositions d'interprétations géologiques (en vert et bleu) à partir des lignes sismiques (en gris et en noir pour les illustrées) iv) de la coupe 2D en orange.

Dans l'étude de Savva et al. (2013) sur le bassin sédimentaire de Phu Khank (Mer de Chine méridionale), une zone de faciès sismique perturbé de l'ordre de 4 km d'extension

latérale est interprétée par des circulations de fluides et coïncide avec une zone de flux thermique fort (figure 8, (Savva et al., 2013). Au sein du bassin de Porcupine (au large de l'Irlande), des remontées de fluides se font sur 1,5 km selon la verticale (Rensbergen Van et al., 2005). Des observations similaires dans le bassin de Paris (Figures 35 et 36), dont la fiabilité sera discutée par la suite, ne sont pas la preuve de la présence certaine de structures associées à des circulations de fluides. Néanmoins, par analogie nous choisissons de les interpréter comme des zones structurellement perturbées (fracturation) pouvant avoir une influence sur le régime thermique. Elles seront donc prises en compte dans des scénarios thermo-hydrauliques alternatifs dont les résultats apporteront ou non un indice supplémentaire de leur existence.

4.2.4.4 Données du modèle géologique 3D

Le retraitement et l'interprétation des données sismiques ont mis en évidence avec fiabilité la présence de la faille de Beynes-Meudon associée à l'anticlinal de Meudon, à laquelle s'ajoute de possibles structures secondaires mais pouvant jouer un rôle majeur sur le régime hydraulique et thermique. Cette description a été intégrée à la connaissance géologique locale et a permis la construction d'un modèle géologique 3D au centre du bassin Méso-Cénozoïque (4.3.2) à l'aide d'un modeleur géométrique et en s'appuyant sur les données suivantes :

- i) un peu moins de 500 puits issus principalement de la base de données Geofrance 3D et de puits géothermiques ;
- ii) des lignes sismiques réinterprétées situées au cœur de l'Île-de-France ;
- iii) quatre grilles de surfaces issues d'un modèle géologique 3D, à savoir : le toit du Trias (L1), le mur du Dogger (L3), le toit du Dogger (D1) et le repère du Kimméridgien (Mbk) (BRGM) ;
- iv) un modèle numérique de terrain à une résolution latérale de 1000 m.

4.3 Construction du modèle

Afin d'intégrer l'impact thermique d'écoulements au sein des failles et fractures et des formations du bassin de Paris, un modèle géologique a été construit et une coupe 2D, dont le tracé a été déterminé à partir de critères géologiques, hydrogéologiques et thermiques, en a été extraite pour mener des simulations thermo-hydrauliques.

4.3.1 Analyse préliminaire

Le moteur des écoulements au sein des aquifères peut non seulement être un gradient de charge hydraulique régional mais aussi des phénomènes densitaires. L'intensité relative des transferts thermiques par convection naturelle et conduction est caractérisée par le nombre de Rayleigh qui s'exprime pour un milieu poreux saturé, isotrope, infini et horizontal ainsi (1) (termes des équations définis dans la nomenclature en annexe):

$$Ra = \frac{\rho_w g k \beta \Delta \theta L}{\mu \kappa} \quad (1)$$

avec la longueur caractéristique qui correspond à la hauteur du milieu considéré aux limites duquel s'établit une différence de température $\Delta\theta$ (Raffensperger et Garven, 1995). Le nombre de Rayleigh critique, qui marque l'apparition de la convection naturelle, varie en fonction des conditions du milieu.

Dans le bassin de Paris, en raison de la faible épaisseur des formations et du flux géothermique moyen relativement faible du bassin, la convection naturelle ne jouerait pas un rôle majeur (Marsily de et al., 2002).

L'impact thermique des phénomènes advectifs est estimé par le nombre de Péclet qui est le rapport des transferts de chaleur par advection et par conduction. La dimension caractéristique dans le cas d'un aquifère incliné est l'épaisseur de cet aquifère (2) :

$$Pe = \frac{\rho_w C_{pw} UL}{\lambda} \tan(\xi) \quad (2)$$

Après avoir observé que l'effet thermique de l'écoulement dans le Dogger avait peu d'impact ($Pe \approx 0,3$), Vasseur et al. (1993) ont fait l'hypothèse que les zones de failles avec des écoulements verticaux pouvaient être à l'origine de fortes perturbations.

Le nombre de Rayleigh pour une fracture verticale d'épaisseur a et de hauteur L , s'exprime ainsi (3) (Tournier et al., 2000) :

$$Ra^* = Ra \frac{a^2}{L^2} \quad (3)$$

Dans le cas d'une conduite verticale, la dimension caractéristique du Péclet est l'épaisseur des formations traversées (4):

$$Pe = \frac{\rho_w C_{pw} UL}{\lambda} \quad (4)$$

Malgré l'usage de méthodes analytiques pour des cas particuliers (Bächler et al., 2003; Person et al., 2012a), la complexité et l'hétérogénéité des milieux naturels (géométrie, propriétés des milieux, conditions aux limites) incitent à mener des simulations numériques (Bächler et al., 2003; Simms et Garven, 2004; Yang et al., 2004; Garibaldi, 2010; Person et al., 2012b). La propriété critique pour la mise en place de la convection est la perméabilité du milieu en raison de ses variations sur plusieurs ordres de grandeur et du peu de mesures in situ disponibles dans ces milieux hétérogènes. Dans le cas de l'étude de Bächler et al. (2003) sur le Fossé Rhéna, le déclenchement de la convection naturelle a lieu pour des perméabilités de failles de $5 \times 10^{-13} \text{ m}^2$. Dans l'étude de Person et al. (2012b), la perméabilité critique est entre 5×10^{-13} et $7 \times 10^{-13} \text{ m}^2$. Enfin, d'après une synthèse bibliographique de Guillou-Frottier et al. (2011), l'impact thermique de ces écoulements au sein des failles est de l'ordre de +/-10 à 20°C.

4.3.2 Modèle géologique 3D et coupe 2D

4.3.2.1 Choix du tracé de la coupe 2D

Cette étude étant une première intégration de l'impact thermique dû aux structures verticales dans le bassin de Paris et en raison des temps de calcul, nous retenons des simulations en 2D pour décrire les phénomènes convectifs au sein des formations et structures. Cette approche est analogue à d'autres études, par exemple Yang et al. (2004), Simms et Garven (2004), Magri et al. (2010).

Le tracé de la coupe de 142 km est un compromis entre des critères : i) thermiques, ii) hydrogéologiques avec une priorité pour les aquifères profonds en raison de la localisation des données sur le Dogger, et iii) structuraux (Figure 37, représentation de la coupe dans son intégralité à l'exception de 15 km de prolongement rectiligne au nord-ouest) :

- i) la coupe traverse les zones, chaude située au sud et froide située au nord de Paris. Des thermométries sont disponibles à proximité du tracé de la coupe (1,2,3,4, Figure 37) et couvrent les deux zones ;
- ii) la coupe respecte l'orientation générale de l'écoulement régional supposé au Bathonien du sud-est vers le nord-ouest lorsqu'il est à l'équilibre avec les conditions environnementales. Puis l'écoulement converge vers le nord de Paris lorsqu'il est affecté par l'effet anthropique des pompages à l'Albien (début de l'exploitation en 1841)(Wei, 1990; Contoux et al., 2013). Ce choix du sud-est au nord-ouest n'est pas non plus contradictoire avec les écoulements observés à l'Albien (Raoult, 1999) et plus généralement avec ceux des formations aquifères du bassin (Wei, 1990; Contoux et al., 2013). En revanche, les écoulements plus complexes du Crétacé supérieur et du Tertiaire ne peuvent être intégrés proprement ;
- iii) le tracé croise perpendiculairement la faille de Beynes-Meudon de direction est-ouest, située à 67 km de la bordure sud-est de la coupe. La coupe passe à proximité des zones présentant un faciès sismique perturbé situées à 59, 63, 69 et 78 km de la bordure sud-est de la coupe. Ces entités seront projetées sur la coupe. Néanmoins, par extrapolation des observations issues des différentes lignes sismiques, ces zones pourraient avoir une certaine continuité et présenter une direction à dominante est-ouest au sud de Paris. Au nord de Paris, le tracé passe par la seule ligne qui permet de faire l'observation. Il se trouve que la ligne plus à l'est présente des lacunes dans l'acquisition des données à la même latitude, mais la géochimie indique en revanche une zone moins salée d'orientation est-ouest (Rojas et al., 1989).

4.3.2.2 Outil, définition de la pile géologique et des failles

L'outil de modélisation GeoModeller® repose sur une méthode de co-krigeage et permet de prendre en compte des données de passages d'interface géologiques et des données d'orientation (Lajaunie et al., 1997; Calcagno et al., 2008). Il a été utilisé pour construire le modèle géologique 3D du Trias au Tertiaire. Les horizons modélisés correspondent aux marqueurs stratigraphiques des travaux Geofrance 3D (Guillocheau et al., 2000). Cette définition des formations ne correspond pas exactement à la distinction entre aquifères et aquitards comme nous allons en faire l'usage et comme l'ont déjà fait Gonçalves (2002) et

Jost (2005) tout en soulignant ces limites. Ainsi les murs et toits des aquifères sont respectivement le Dac et D1 pour le Bathonien, le F2C et MbK pour le Lusitanien, le C1 et C2 pour le Néocomien, le C3 au C4 pour l'Albien, le C5 et Te pour la Craie et le Te et la surface pour le Tertiaire. En revanche, le Trias a été simplifié en une seule formation.

4.3.2.3 Dimensions du modèle 3D et coupe 2D

Le modèle 3D, centré sur l'Île-de-France, s'étend sur 185 km selon la direction est-ouest et sur 142 km selon la direction nord-sud avec une épaisseur de 4 km. La Figure 38 représente une coupe verticale simplifiée et modifiée (4.3.3.1) issue de ce modèle, du sud-est à gauche au nord-ouest à droite. Le maximum d'épaisseur sédimentaire se trouve au sud-est avec environ 2400 m, puis les formations sédimentaires s'amincissent en direction de la Manche vers le nord-ouest. La géométrie du bloc 3D construit avec le GeoModeller est raffinée dans la zone d'intérêt (50-90 km) grâce aux interprétations sismiques converties en profondeur.

4.3.3 Modèle thermo-hydrogéologique

4.3.3.1 Géométrie

4.3.3.1.1 Héritage de GeoModeller et simplifications

La géométrie issue de GeoModeller est simplifiée. En effet, les aquitards présents entre les aquifères sont fusionnés. De plus, le modèle hydrogéologique réalisé à pour résolution la formation géologique (GeoFrance 3D, à l'exception du Trias) : il ne prend pas en compte l'ensemble des aquifères composant le Tertiaire ni les répartitions complexes des zones de recharge ou de décharge en surface. Ainsi, dans cette étude qui concerne les aquifères profonds, la topographie de la surface est considérée plane avec une altitude moyenne de 60 m.

4.3.3.1.1 Ajouts de structures, épaisseur des structures et maillage

La faille de Beynes-Meudon est modélisée avec une épaisseur de 200 m. Au sud de l'anticlinal de Beynes-Meudon, les zones potentiellement fracturées sont respectivement représentées par des bandes de 1600 m, 2300 m alors qu'au nord de l'anticlinal, cette largeur varie avec la profondeur entre environ 2000 m et 4000 m. Pour des soucis de maillage, les structures sont prolongées sur toute l'épaisseur de la coupe, cependant elles sont habillées avec des propriétés hétérogènes, d'autre part, des domaines supplémentaires sont également définis pour affiner le maillage. Ainsi, les zones d'intérêt structural au sein de la géométrie sont pointées en vert sur la Figure 38. La géométrie de ce modèle 2D est discrétisée par un maillage triangulaire non structuré de taille variable du plus fin au sein des failles au plus grossier dans le substratum comprenant de l'ordre de 50000 mailles. Un maillage plus fin a été testé, mais il n'a pas modifié les résultats

4.3.3.1.2 Report des conditions aux limites

Pour leur simulation en 2D de phénomènes convectifs au sein de failles, Simms et Garven (2004) considèrent des modèles de 100 à 200 km de long pour ne pas avoir d'effets de bord au centre du domaine. Pour cette raison, les conditions latérales ont été reportées à plusieurs dizaines de kilomètres par rapport à la zone d'intérêt et la condition inférieure est reportée à 5 km.

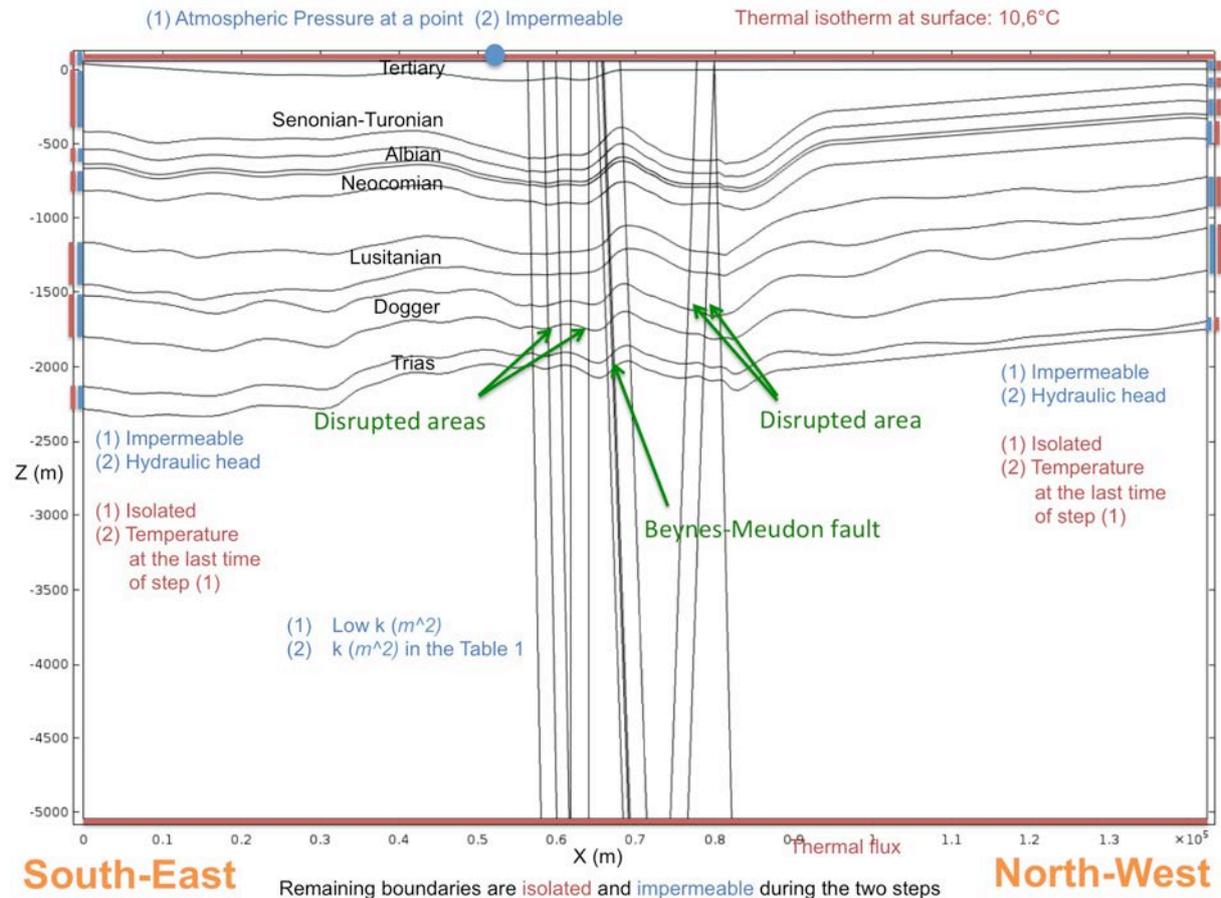


Figure 38 : Géométrie de la coupe et conditions aux limites thermiques et hydrogéologiques pendant les étapes de modélisation : (1) première phase en régime permanent dit conductif, (2) deuxième phase en régime transitoire avec de la convection.

4.3.3.2 Modélisation des transferts conductifs et convectifs et propriétés du milieu

Le modèle numérique couplant les phénomènes conductifs et l'impact thermique des écoulements dus aux gradients de charge hydraulique régionaux et aux phénomènes densitaires au sein des structures et formations géologiques, a été réalisé avec le logiciel COMSOL Multiphysics® qui utilise la méthode des éléments finis pour résoudre les équations de l'écoulement et du transport de la chaleur.

Le milieu considéré est poreux et saturé pour les formations géologiques et les failles. Les propriétés de l'eau ρ_w , μ , λ_w sont celles de l'eau pure et dépendent de la température (lois

intégrées dans COMSOL Multiphysics® pour des variations de température comprises entre 0°C et 280°C). La dépendance à la salinité n'est pas intégrée, son effet sera discuté.

L'écoulement, qui est supposé darcéen, est décrit par l'équation de diffusivité issue de l'équation de conservation de la matière et de la loi de Darcy (6) (termes des équations définies dans la nomenclature en annexe, grandeurs vectorielles en gras):

$$\rho_w \left(\frac{S_s}{\rho_w g} \right) \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w \mathbf{U}) = 0 \quad (5)$$

$$\mathbf{U} = - \frac{k}{\mu} (\nabla p + \rho_w g \nabla z) \quad (6)$$

Les transferts de chaleur sans prise en compte de production de chaleur dans le domaine sont décrits par l'équation de conservation de l'énergie (7), le transport convectif et la loi de Fourier pour le transport conductif (8) avec une intégration des phénomènes dispersifs (9):

$$\frac{\partial(\rho C_p \theta)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w C_{pw} \theta \mathbf{U}) + \nabla \cdot \boldsymbol{\phi} = 0 \quad (7)$$

$$\boldsymbol{\phi} = - \lambda_{eq} \nabla \theta \quad (8)$$

$$\lambda_{eq} = \lambda + \lambda_{disp} \quad (9)$$

À l'exception du Trias et des cas où plusieurs aquitards séparent deux aquifères, la définition des unités géologiques correspond aux travaux de Guillocheau et al. (2000) qui sont repris par Gonçalves (2002), Jost (2005), Contoux et al. (2013) (Tableau 6). Des propriétés homogènes sont attribuées à chacune des formations et structures géologiques. Dans le cas de fusion de formations aquitards, leurs propriétés sont obtenues par une moyenne harmonique en raison de la direction principalement verticale des flux conductifs voire convectifs par drainance. Les perméabilités intrinsèques sont initialement issues ou calculées à partir des données : du SIG BRGM pour le Rhétien, de la base de données Dogger pour le Bathonien (Hamm et al., 2010), de Caritg et al. (2014) pour le Lusitanien, de Raoult (1999) pour le Néocomien et l'Albien et la Craie, de Viennot (2009) pour le Tertiaire. Puis elles ont fait l'objet d'études de sensibilités. De même, les perméabilités des aquitards ont initialement été estimées à partir des travaux de simulation de Contoux et al. (2013) et la perméabilité intrinsèque de l'encaissant a été fixée à 10^{-17} m^2 . Les porosités dépendent des formations et sont issues de la base de données Dogger, du SIG BRGM pour le Rhétien, de Raoult (1999), Vivona et Violette (2009), Caritg et al. (2014) pour les autres formations. Les coefficients d'emmagasinement spécifique dérivent des travaux de Contoux et al. (2013). L'estimation de la conductivité thermique résultant de la matrice saturée est issue des travaux de Demongodin (1992). Celle de l'encaissant est une moyenne des valeurs du bassin sédimentaire en raison du peu de données sur le milieu et du fait que l'objectif premier des simulations concerne les formations du bassin où se trouvent les mesures de température.

Au sein des failles et fractures, les porosités sont de 20% et sont donc supérieures à celles des formations du Jurassique ou du Trias. De plus, les coefficients d'emmagasinement sont supérieurs au milieu environnant et sont égaux à ceux de Yang et al. (2004) pour son modèle du bassin de Mc Arthur en Australie alors que les conductivités thermiques sont égales à la conductivité moyenne des formations sédimentaires du bassin. Enfin, les perméabilités intrinsèques des failles et zones fracturées varient suivant différents scénarios (Tableau 7, Figure 39).

Les propriétés considérées homogènes pour l'ensemble des formations et structures sont la densité ρ , à 2500 kg/m³, la capacité calorifique C_p , à 1230 J/kg/K, moyennes issues de Burrus (1997) et les coefficients de dispersion longitudinale α_l , à 100 m et transversale α_t , à 10 m.

Tableau 6 : Propriétés et conditions aux limites dépendantes des formations/unités et structures géologiques.

Hydrogeological units/formations	Porosity (%)	Intrinsic Permeability (m ²)	Specific storage (1/m)	Thermal conductivity (W/m/K)	Hydraulic heads (m) (South East - North-West)
Tertiary	25	4,50E-12	3,2E-06	1,6	50 - 100
Senonian-Turonian	28	5,00E-15	2,0E-06	1,9	50 - 100
Albian shale, Cenomanian	20	3,20E-20	3,8E-06	1,9	
Albian	30	2,90E-12	3,8E-06	1,7	130 - 80
Aptian	25	4,00E-20	2,3E-06	1,7	
Neocomian	28	8,00E-13	4,5E-06	1,8	150 - 100
Kimmeridgian, Portlandian, Purbeckian	14	2,00E-18	2,1E-06	2,1	
Lusitanian	15	8,00E-13	2,2E-06	2,2	155 - 116
Calloviaian and Oxfordian	13	2,90E-19	1,7E-06	2,0	
Bathonian	16	8,00E-13	1,5E-06	2,1	160 - 132
Lias, Toarcian, Aalenian, Bajocian	13	4,40E-19	4,2E-07	1,6	
Undifferentiated triassic formations	14	8,00E-13	3,8E-07	1,8	244 - 91 or 146 - 109
Bedrock	10	4,00E-20	1,0E-07	1,9	
Faults and fractured zones	20	see Table 8	1,0E-06	1,9	

4.3.3.3 Etapes de modélisation et discrétisations temporelles

Les simulations se déroulent en deux phases :

- 1) le calcul d'un régime permanent permet d'obtenir les distributions de pression et de température dans un milieu sans écoulements imposés. Dans ce cas, les perméabilités intrinsèques prescrites sont plus faibles que celles utilisées par la suite (Tableau 6, Tableau 7) afin d'avoir un régime conductif comme initialisation du régime transitoire ;
- 2) le calcul d'un régime transitoire de 5 Ma avec un gradient de charge hydraulique imposé aux aquifères afin d'atteindre un pseudo-équilibre.

Sur des temps géologiques de cet ampleur, le régime d'écoulement a fluctué (Jost et al., 2007), cependant pour des raisons de compréhension de ces processus couplés complexes, cette approche se concentre sur ce régime long de 5 Ma sans modification des conditions limites environnementales. La discrétisation temporelle pour les calculs est celle adoptée par défaut dans COMSOL Multiphysics®.

4.3.3.4 Conditions aux limites

Comme décrit en Figure 38, la pression atmosphérique est imposée en un point de la surface à la phase 1) l'ensemble des limites étant imperméables. À la phase 2), des conditions en charges hydrauliques sont imposées aux extrémités des aquifères alors que les autres limites restent imperméables.

Les charges hydrauliques à l'Albien sont issues du régime piézométrique en 1930 dit anté-pompage (Raoult, 1999). Le Néocomien est considéré comme ayant un régime hydrodynamique équivalent avec une surcharge de 20 m par rapport à l'Albien. Au Bathonien, l'estimation s'appuie sur la carte issue de Chilès et al. (1989) qui n'est pas à l'équilibre en raison des pompages à l'Albien (Contoux et al., 2013). Au Lusitanien, les charges hydrauliques sont intermédiaires entre les valeurs du Bathonien et du Néocomien. Au Trias, les conditions aux limites en charge hydraulique sont estimées avec les rares mesures disponibles au Trias (Wei, 1990). En raison du peu de connaissances, deux gradients hydrauliques sont considérés dans les scénarios. Les charges hydrauliques à la Craie issues du régime piézométrique des travaux de Raoult (1999) ne sont pas satisfaisantes dans notre cas dans la mesure où nous ne prenons pas en compte la topographie et le réseau hydrologique de surface avec l'orientation de la coupe qui respecte les écoulements des aquifères plus profonds. Les charges hydrauliques au Tertiaire liées à la cote hydrographique de la Seine ne sont pas satisfaisantes pour ces mêmes raisons.

En ce qui concerne la conservation de l'énergie, une température de 10,6°C est imposée en surface (Jost, 2005) et un flux thermique homogène à la limite inférieure de la coupe est prescrit. Cette grandeur est variable suivant les scénarios considérés (Tableau 8). Les limites verticales sont isolées dans le calcul du régime permanent (phase 1). Puis, les températures obtenues lors de cette première phase sont imposées aux extrémités des aquifères pour le calcul du régime transitoire.

4.3.4 Scénarios de simulation

Trois scénarios, simplifiés en comparaison des données, ont été retenus. Ils permettent de comparer l'impact des écoulements dans des structures de types failles ou fractures à un régime conductif grâce à des hypothèses fortes et contrastées (Tableau 7) : structures de type faille ou fractures, de type conduit ou barrière, au sud ou au nord de Paris. Dans ces scénarios, les structures n'apparaissant pas dans le tableau 7 sont par défaut « transparentes » en matière de propriétés et comparables aux formations aquifères et aquitards voisines.

Le scénario de référence prend en compte uniquement les formations sédimentaires. Puis la faille interprétée grâce à la sismique, Beynes-Meudon, est considérée. Des travaux précédents montrent que l'impact thermique d'une faille de type barrière hydraulique est faible en comparaison de celui d'une faille de type conduite hydraulique (Cherubini, 2013). Le scénario A considère la faille de Meudon au sud de Paris ouverte (passante vis-à-vis des fluides).

Une première approche simplifiée des zones fracturées est de considérer que les milieux sont rendus plus perméables (Figure 39). En s'appuyant entre autres sur les travaux de Hamm et Giuglaris (2014) (4.2.3), des zones fracturées sont intégrées dans la région située au sud de Paris (Val-de-Marne) et la faille de Beynes-Meudon est considérée comme fermée (barrière vis-à-vis des fluides) dans le scénario B.

La différence de températures entre le sud de Paris et le nord de Paris peut être vue de deux premières manières simples et symétriques. En excluant des variations importantes de

flux géothermal lithosphérique sur des distances aussi courtes, soit les températures au sud de Paris sont « anormalement » chaudes en comparaison des températures au nord, ces dernières seraient alors représentatives d'un état « moyen purement conductif », soit inversement les températures au nord de Paris sont « anormalement » froides en comparaison des températures au sud et ce sont ces dernières qui seraient représentatives de cet état thermique « moyen » du bassin. Pour les scénarios *A* et *B*, c'est la première option qui est retenue et les températures froides au nord de Paris sont considérées comme représentatives d'un régime conductif permanent. Par conséquent, le flux géothermal basal est faible (Tableau 8). Inversement, pour le scénario *C*, les températures chaudes au sud de Paris sont considérées comme représentatives d'un régime conductif permanent et le flux géothermal basal est fort (Tableau 8). Ce scénario *C* considère également une zone fracturée au nord de Paris (Figure 36).

Enfin, deux gradients hydrauliques sont considérés au Trias et le choix retenu pour les scénarios présentés est discuté avec le cas alternatif en partie Discussion.

Tableau 7 : Scénarios des simulations : choix des structures et caractéristiques.

Scenarios	Faults and fractured zones	Width (m)	Intrinsic Permeabilities (m ²)
<i>A</i>	Beynes-Meudon fault as a conduit (from the Trias to the Lusitanian)	200	1,00E-11
<i>B</i>	Fractured zones in the South of Paris (aquitards between the Trias and the Lusitanian)	1600 and 2300	5,00E-14
	Beynes-Meudon fault as a barrier (up to the Callovian and Oxfordian)	200	1,00E-19
<i>C</i>	Fractured zone in the North of Paris (aquitards and aquifers between the Trias and the Neocomian)	2200 at the top and 4400 at the bottom	2,00E-14

Tableau 8 : Scénarios des simulations : conditions limites hydrodynamiques et thermiques.

Scenarios	Hydraulic heads of the Trias (m)	Basal geothermal flux (mW/m ²)
	South-East - North-West	
<i>A</i>	244 - 91	55
<i>B</i>	244 - 91	55
<i>C</i>	146 - 109	73

4.4 Résultats des simulations

La Figure 40 représente la contribution thermique de la convection mixte au sein des failles, fractures et formations géologiques. Ce résultat correspond à la différence entre le régime thermique impacté par la convection mixte (phase 2) et le régime conductif (phase 1). Les vitesses de Darcy sont représentées par leurs directions et amplitudes. Pour des raisons de lisibilité, les flèches des vitesses dans la faille au scénario *A* ne sont pas de même proportion vis-à-vis de l'amplitude que les autres flèches. Elles ont été réduites d'un facteur 20.

Le scénario A correspond à une faille de Meudon perméable traversant le Trias, le Bathonien et le Lusitanien (Tableau 7, Figure 39). Les écoulements au sein des aquifères se font du sud-est vers le nord-ouest à l'exception des aquifères supérieurs de la Craie et du Tertiaire. La charge hydraulique au Trias étant supérieure à celle au Bathonien et Lusitanien, une partie de l'écoulement remonte par advection dans les aquifères supérieurs au niveau de la faille. De plus, à partir d'une perméabilité critique au sein de la faille (entre 10^{-13} m^2 et 10^{-12} m^2), une cellule de convection se forme avec un écoulement descendant suivant le « mur » de la faille et un écoulement ascendant suivant le « toit » de la faille. L'anomalie thermique générée par rapport au régime conductif est de $+29^\circ\text{C}$ en partie supérieure de faille et de -73°C à la base du modèle. L'emprise de l'anomalie supérieure à $+4^\circ\text{C}$ est de 5 km latéralement.

Le scénario B correspond à une faille de Meudon imperméable au Trias et à deux zones fracturées perméables en amont affectant les aquitards (Tableau 7, Figure 39). La charge hydraulique au Trias étant supérieure à celle au Bathonien et Lusitanien, une partie de l'écoulement remonte par advection dans les aquifères supérieurs au niveau des deux zones. Les écoulements au sein des aquifères du Trias, Jurassique et Crétacé inférieur se font du sud-est vers le nord-ouest, au nord-ouest des zones fracturées. Cependant les écoulements sont inversés au Bathonien et Lusitanien au sud-est (de 0 à 59 km). L'anomalie thermique générée par rapport au régime conductif est de $+16,3^\circ\text{C}$ et se propage conductivement, en particulier aux horizons inférieurs. L'anomalie maximale négative, qui est bien inférieure ($-2,6^\circ\text{C}$), est due aux écoulements descendants dans les aquifères.

Le scénario C correspond à une zone fracturée située au nord de Paris entre le Trias, le Bathonien, le Lusitanien et le Néocomien (Figure 39). À la suite de plusieurs essais, des résultats sensiblement meilleurs en comparaison des données ont été obtenus pour une perméabilité continue entre les formations aquifères et aquitards. Ceci mène donc à réduire localement la perméabilité des aquifères, alors que ces perméabilités sont par défaut considérées en première approche homogènes sur tout le modèle et identiques entre les aquifères considérés, ce qui est une approche simplifiée. Enfin, l'étude comparative des zones perturbées sur les lignes sismiques au sud (Figure 35) et au nord de Paris (Figure 36) montre pour cette dernière une zone perturbée plus continue entre aquifères et aquitards et bien délimitée selon la verticale et latéralement. À la cote X de cette zone, la charge hydraulique au Trias étant inférieure à celle de ces aquifères supérieurs, une partie de l'écoulement descend au sein de ce milieu par advection dans les aquifères inférieurs. Les écoulements au sein des aquifères du Trias, Jurassique et Crétacé inférieur au nord-ouest des zones fracturées se font du sud-est vers le nord-ouest, à l'exception des écoulements au Trias qui sont inversés au sud-est et s'écoulent du nord-ouest vers le sud-est. L'anomalie thermique générée par rapport au régime conductif est de $-21,8^\circ\text{C}$ et se propage conductivement en particulier aux horizons inférieurs et latéralement. L'emprise de l'anomalie inférieure à -4°C est de 11 km latéralement. L'anomalie maximale positive, qui est inférieure d'un ordre de grandeur, est due aux écoulements ascendants dans les aquifères au niveau de l'anticlinal de Meudon en suivant la morphologie du flanc de l'anticlinal.

D'après un échantillonnage aux kilomètres 53, 73 et 83, en amont, au centre et en aval des zones avec des structures, les vitesses de Darcy au sein des aquifères sont de l'ordre de 0,05 m/a à 0,5 m/a. Si l'on ne prend pas en compte le Tertiaire et la Craie, alors elles sont de l'ordre de 0,05 m/a à 0,3 m/a pour les trois scénarios. La seule exception à ces gammes de valeurs concerne le Trias dans la section sud-est (kilomètre 53) pour les scénarios A et B, où les vitesses atteignent 1 m/a.

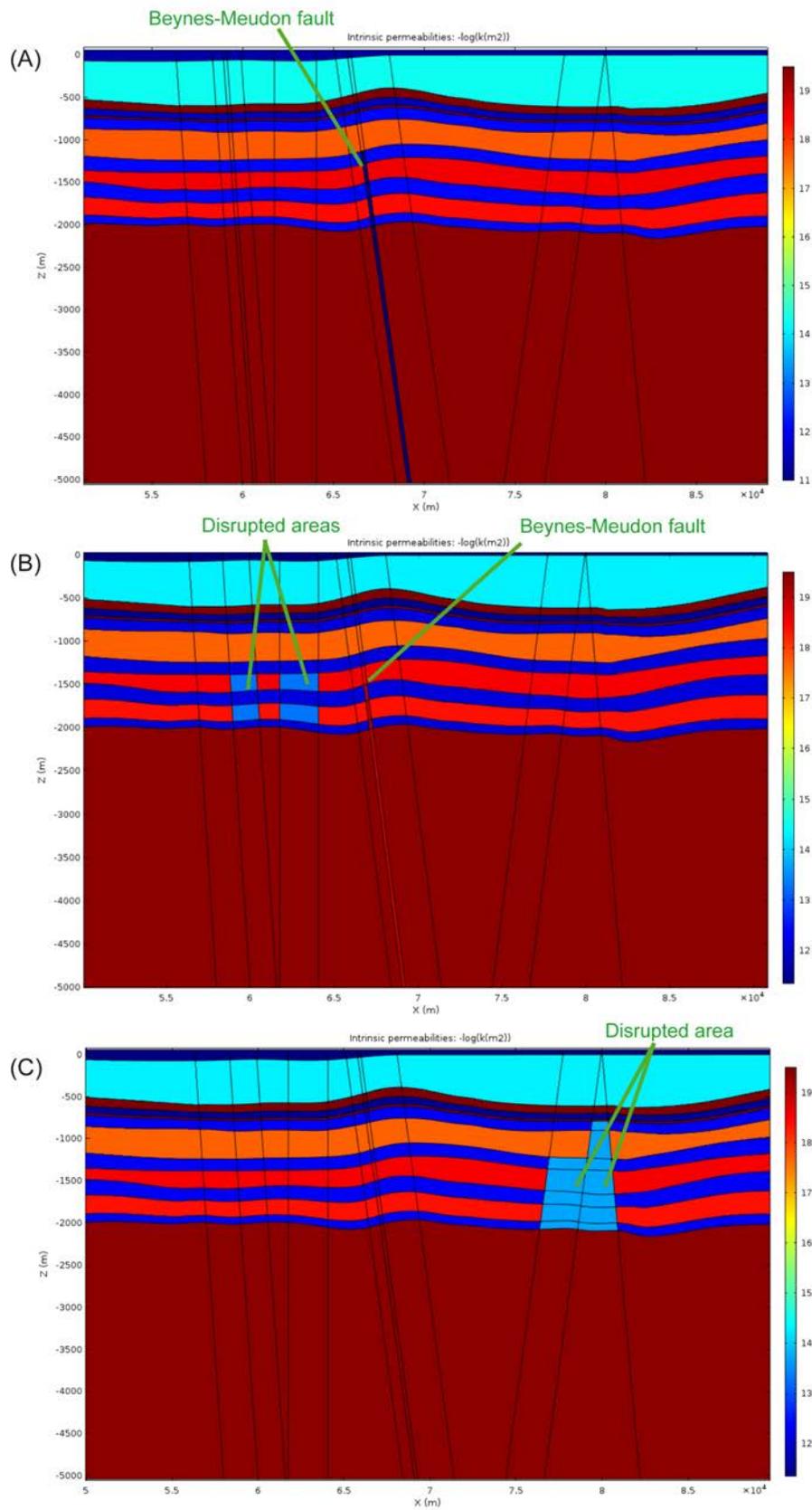


Figure 39 : Champs des perméabilités intrinsèques exprimées en $-\log(k(m^2))$ pour chacun des scénarios A, B et C.

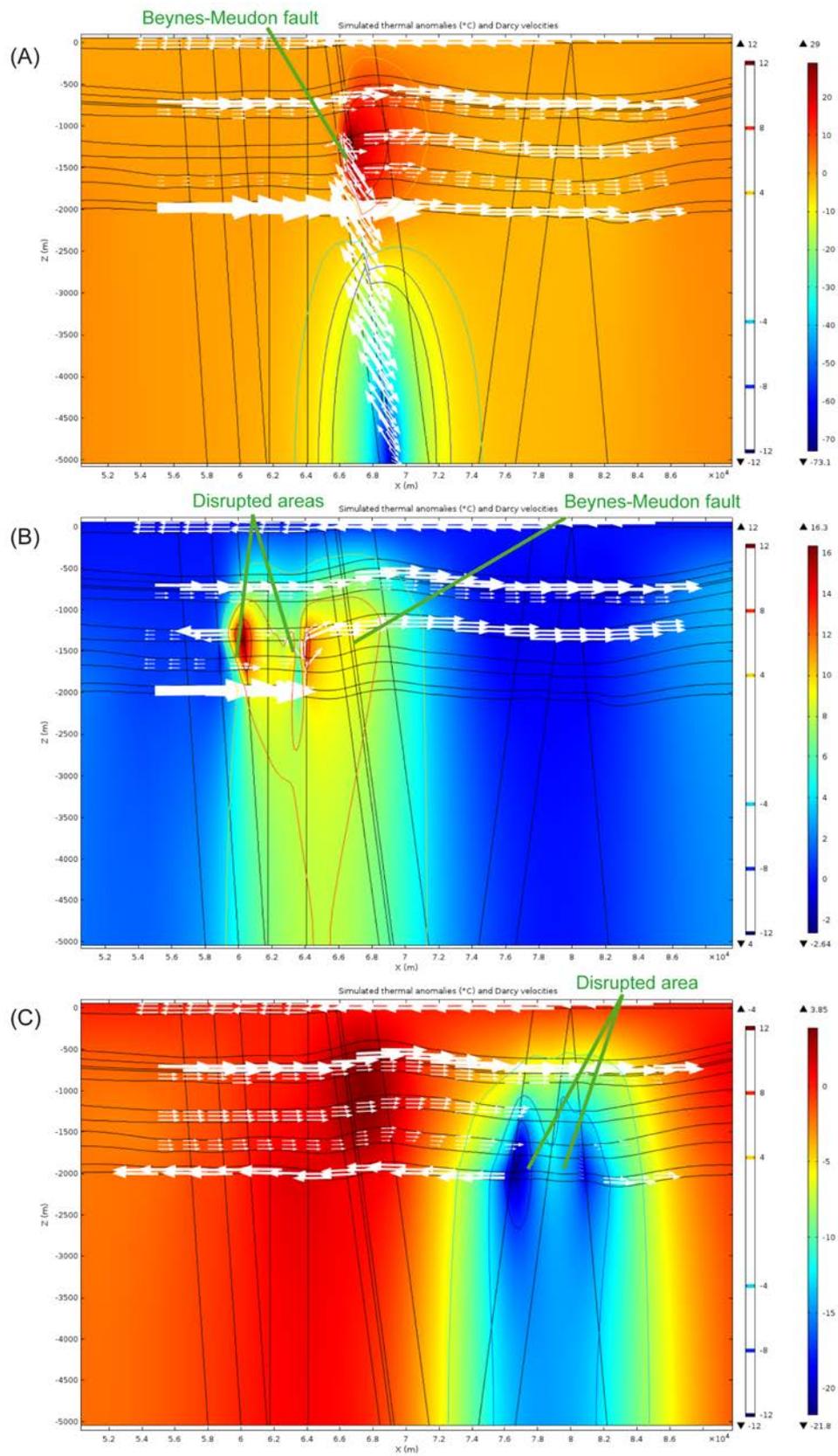


Figure 40 : Différence entre la température en °C au terme de la phase (2) en convection mixte (5 Ma) et de la phase (1) conductive (régime permanent) pour chacun des scénarios A, B et C.

La Figure 41 permet de comparer, pour chacun des scénarios, la température obtenue au terme de la simulation (5Ma) (en tirets) avec les thermométries (en trait plein). Les profils simulés correspondent aux puits de Vigneux-sur-Seine et Chevilly-Larue au sud et de La Villette et La Courneuve au nord (Figure 33, Figure 34, Figure 37).

Le scénario *A* reproduit par conception relativement bien les températures situées au nord de Paris en comparaison de celles situées au sud, d'autant plus qu'il y a un léger refroidissement selon le flanc nord de l'anticlinal. Ce mécanisme explique que des températures plus fortes sont observées pour les puits situés au sud, mais cette différence n'est que de 2 ou 3 degrés par rapport à celles au nord, ce qui n'est pas dans l'ordre de grandeur de la différence observée. En effet, l'anomalie chaude provoquée par la faille de Meudon a peu d'emprise spatiale (5 km) et se situe uniquement au nord de Vigneux-sur-Seine et de Chevilly-Larue.

De la même manière, le scénario *B* reproduit par conception relativement bien les températures situées au nord de Paris en comparaison de celles situées au sud. Des températures plus fortes sont observées pour le puits de Chevilly-Larue en comparaison du scénario *A*. Cependant, les températures sont encore inférieures à celles de la thermométrie de 5°C à faible profondeur jusqu'à plus de 10°C au Jurassique. Enfin, le réchauffement à Vigneux-sur-Seine est extrêmement faible (inférieur à 1°C).

Le scénario *C* reproduit par conception relativement bien les températures situées au sud de Paris, en particulier à Vigneux-sur-Seine. Les températures de La Villette et de La Courneuve ne sont pas reproduites mais sont approchées. Par rapport aux deux précédents scénarios, la différence de température simulée entre le sud et le nord de Paris croît en profondeur jusqu'à plus de 10°C.

Enfin, la Figure 42 représente la température simulée au toit du Dogger calcaire (D1) en régime conductif (phase 1), puis convectif (phase 2) en comparaison d'une série de mesures prises aux sabots de puits dans le Bathonien, ce qui n'est pas rigoureusement équivalent mais ce sont les variations thermiques latérales en raison de la convection qui sont considérées ci-après. Ces mesures de températures sont dans la zone avec des structures modélisées (en noir) et également en dehors (en gris).

Ni l'hétérogénéité de conductivité thermique ni la géométrie des formations (phase 1, en pointillés) ne permettent d'expliquer les hétérogénéités de température.

Le scénario *A* reproduit par conception relativement bien les températures situées au nord de Paris en comparaison de celles situées au sud. Sur cette figure, on voit bien que l'amplitude de l'anomalie chaude est correctement simulée mais que l'emprise n'est pas reproduite (étoiles noires au sud-est). De plus, l'emplacement de l'anomalie est situé légèrement trop au nord-ouest.

De la même manière, le scénario *B* reproduit par construction relativement bien les températures situées au nord de Paris mais dans une moindre mesure que le scénario *A*. L'emprise de l'anomalie chaude est correctement simulée (étoiles noires), cependant l'amplitude n'est pas atteinte.

Le scénario *C* reproduit par construction relativement bien les températures situées au sud de Paris, cependant il manque de l'ordre de 2 à 4°C. L'anomalie froide située au nord de Paris est approchée, en particulier pour les mesures au sein de la zone avec des structures modélisées avec une valeur minimale extrême de 56°C.

Enfin, pour les mesures situées à plus grandes distances du centre du modèle (avec des structures), le scénario *C* reproduit mieux les températures que les scénarios *A* et *B*.

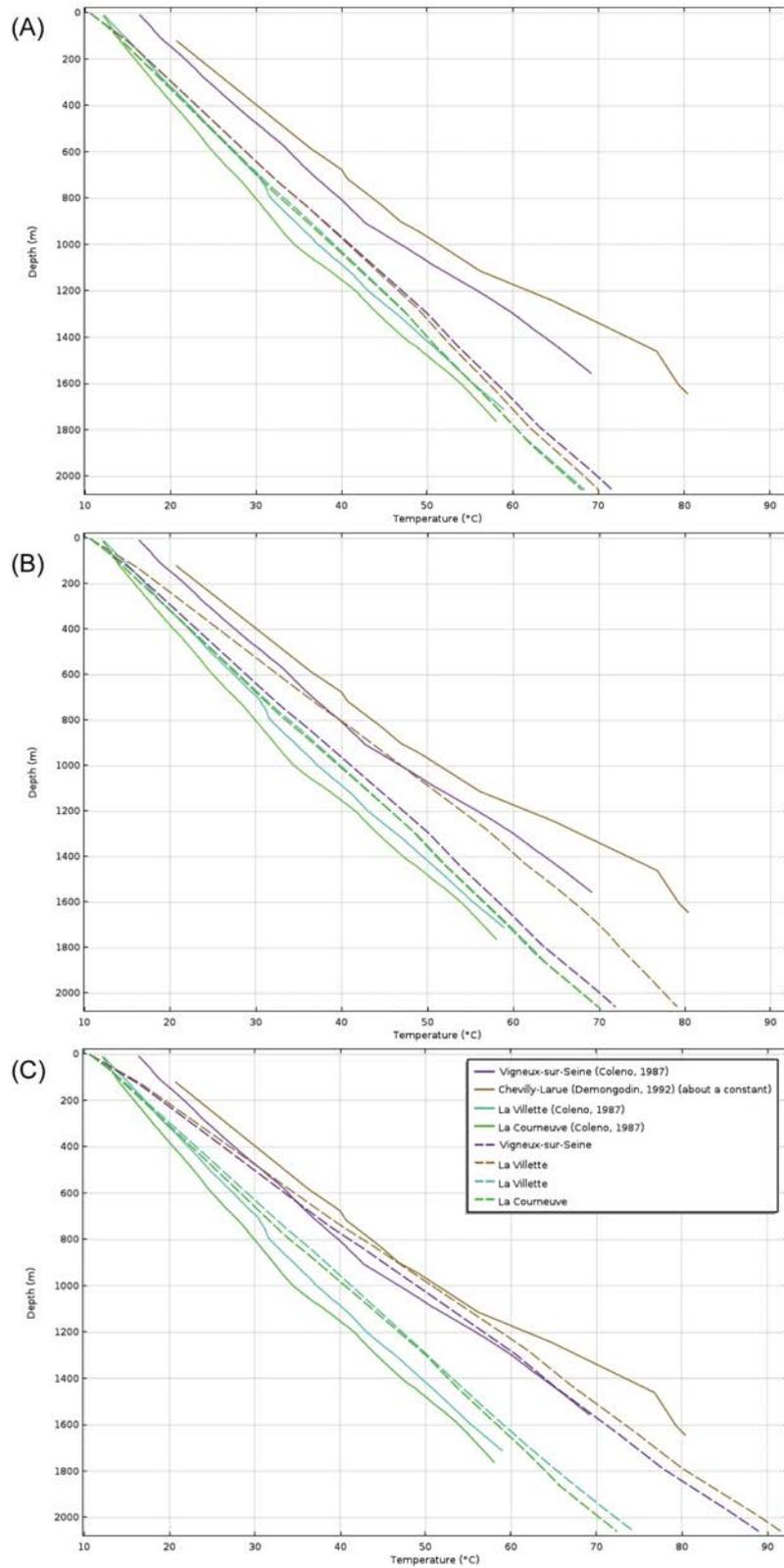


Figure 41 : Comparaison de la température au terme de la phase (2) en convection mixte (5 Ma) des scénarios A, B et C et de la phase (1) avec les thermométries.

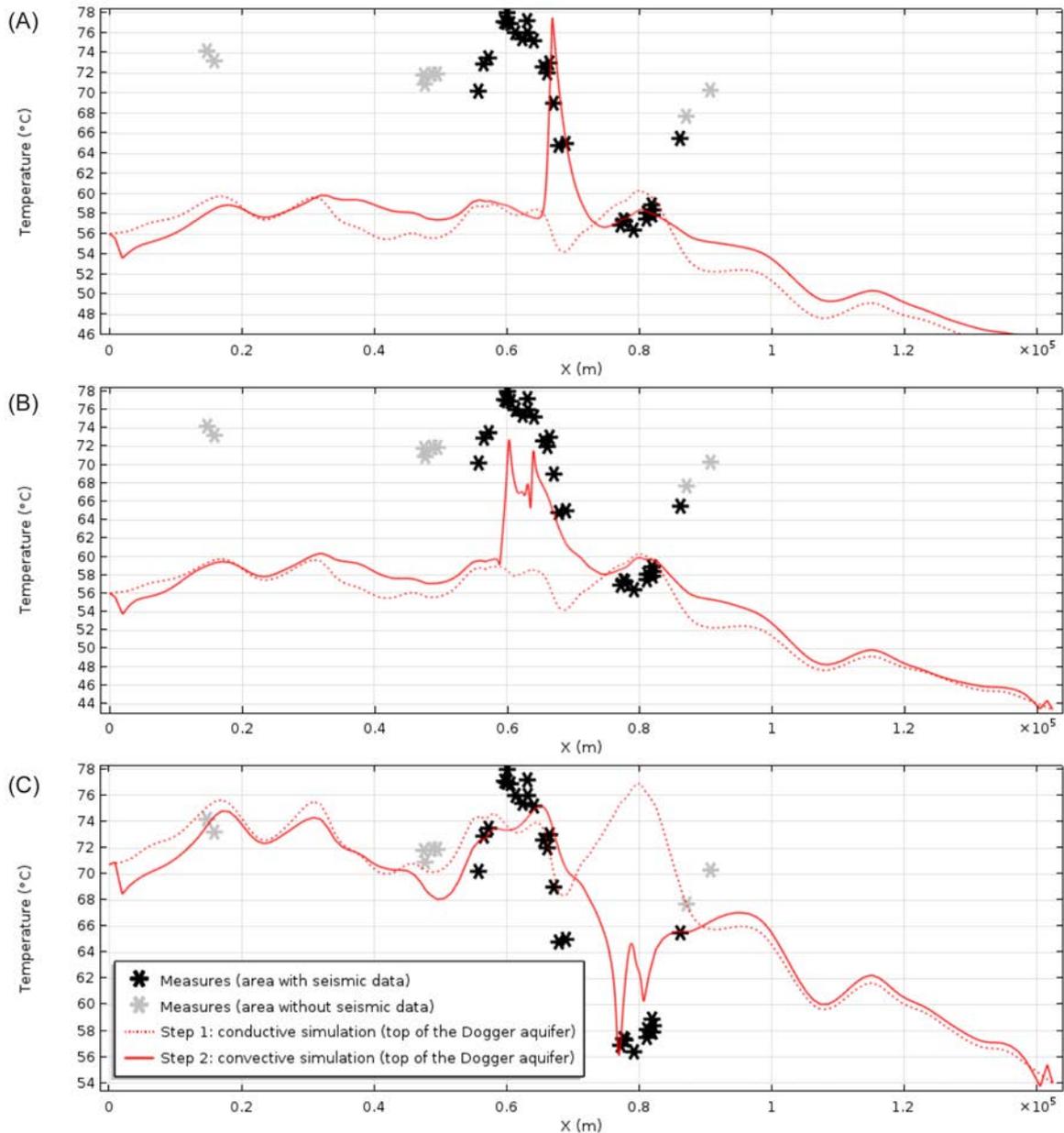


Figure 42 : Comparaison de la température au terme de la phase (2) en convection mixte (5 Ma) des scénarios A, B et C et de la phase (1) conductive (régime permanent) avec les mesures de températures aux puits géothermiques dans la zone avec des données sismiques (en noir) et en dehors (en gris).

4.5 Discussion

4.5.1 Les résultats majeurs

Les trois scénarios étudiés avec des failles/fractures permettent de bien mieux expliquer l'anomalie de température de 20°C en Île-de-France qu'avec des scénarios conductifs ou advectifs au sein des formations. Non seulement cela prend en compte le réservoir cible du

Bathonien mais aussi les formations inférieures et supérieures. De plus, des structures de type faille mais aussi de potentielles zones fracturées sont prises en compte. Ces dernières étaient jusqu'alors non connues mais proposées en discussion par Coleno (1986) pour expliquer ces variations thermiques.

Des trois scénarios considérés, le scénario *C* qui tient compte de ces nouvelles structures paraît le meilleur pour reproduire les températures, même s'il paraît audacieux de mélanger des fluides du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur à ceux du réservoir du Bathonien. Cependant, faire chuter à 58°C la température au Bathonien alors que la température est plutôt de l'ordre de 72°C par ailleurs nécessite un mélange avec des eaux qui, à débits comparables, sont nécessairement à des températures bien inférieures, donc provenant de niveaux supérieurs, peut-être du Jurassique supérieur et/ou du Crétacé inférieur.

4.5.2 Configurations structurales et paramètres

La description plus précise obtenue pour la faille de Beynes-Meudon confirme les tracés de ces structures des études antérieures de Gély et al. (2014) et prolonge cette faille jusqu'au toit du Dogger. Les faciès sismiques perturbés ne sont pas la preuve de l'existence de fractures mais suggère leur existence. Si ces observations n'étaient dues qu'à un manque de données en surface, situation par ailleurs courante en sismique terrestre en milieu urbain, alors le signal serait affecté pour tous les temps à la verticale d'un lieu, ce qui n'est pas le cas (Figure 36). C'est pourquoi ces structures sont considérées parmi plusieurs scénarios qui sont par ailleurs fondés sur des arguments thermiques, géochimiques et hydrogéologiques. En dehors de la zone centrale du modèle avec des données sismiques, le modèle géologique est moins contraint, ce qui peut expliquer des ondulations des formations géologiques. Cependant, elles ne devraient pas altérer les résultats au centre du modèle. D'autre part, les phénomènes thermiques étudiés sont inter-formations et d'un ordre thermique supérieur aux perturbations intra-formations des aquifères inclinés.

Parmi les acquisitions de mesures de température, qui sont de bonne qualité et en quantité, il faut néanmoins relever que les données brutes de la thermométrie de Chevilly-Larue n'ont pu être retrouvées et qu'elle est reconstituée à partir des gradients moyens par formation. Cette thermométrie est seulement présentée à une constante près sur tout le profil, même si la comparaison avec la mesure géothermique au même puits tend à faire penser que notre reconstruction est correcte.

Guillou-Frottier et al. (2011), et Yang et al. (2004) relèvent dans le cadre du choix du type de limite en température ou en flux thermique que la conséquence d'un flux imposé au lieu de la température, est d'observer plus d'hétérogénéités sur les températures simulées car celles-ci sont logiquement moins conditionnées. D'autre part, d'après Guillou-Frottier et al. (2011), une condition en température ne perturbe pas le milieu si elle est suffisamment loin de l'objet étudié. À la suite d'une étude de sensibilité, le choix d'une condition en flux thermique imposé pour ce modèle dont la limite inférieure est relativement proche à 5 km, a été confirmé. Le régime thermique conductif du bassin de Paris semble mieux approché avec le scénario *C* de flux géothermal basal plus fort (73 mW/m²) qui est également en accord avec la carte de flux de Lucazeau et Vasseur (1989). Ce régime thermique est donc fortement impacté par les phénomènes advectifs et convectifs des scénarios et ainsi par les écoulements.

Deux régimes hydrodynamiques ont été considérés au Trias car les écoulements sont peu documentés par des mesures en comparaison des horizons supérieurs. De plus, le Trias est composé de plusieurs niveaux aquifères différents suivant l'emplacement dans le bassin. D'autre part, des incertitudes supplémentaires existent en raison des propriétés chaudes et salées du fluide pour l'estimation du potentiel hydraulique (Rojas et al., 1989).

Afin de simplifier les études de sensibilité conduites, les perméabilités intrinsèques des aquifères en interaction avec les failles ont été choisies identiques. Logiquement, les anomalies thermiques décroissent avec cette perméabilité. La valeur retenue de 8.10^{-13} m^2 peut paraître forte. Néanmoins, les vitesses obtenues sont de l'ordre des vitesses simulées par les modèles hydrogéologiques à l'échelle du bassin (Wei, 1990). De plus, même si elles ont été discutées (Wei, 1990), des vitesses de deux ordres supérieurs ont été mesurées au Bathonien par dilution et par application de la loi de Darcy en comparaison des modèles hydrogéologiques (Aubertin et al., 1987). Ces vitesses ont été mesurées au niveau des milieux producteurs du Bathonien qui est l'aquifère le mieux échantillonné du bassin, or les perméabilités peuvent y atteindre 10^{-11} m^2 (Hamm et al., 2010), voire 5.10^{-11} m^2 (Bouquet, 2013).

Les perméabilités des aquitards ont été divisées par un facteur 250 par rapport à celles de Contoux et al. (2013). Cependant, les valeurs moyennes issues de Contoux et al. (2013) sont représentatives d'un modèle hydrogéologique à l'échelle du bassin. Ainsi, elles intègrent nécessairement les hétérogénéités des aquitards en certains lieux non fracturés et en d'autres fracturés. Au sein des failles et fractures, les flux convectifs sont fonctions des perméabilités et des épaisseurs. L'amplitude des anomalies convectives étant fonction de la combinaison des deux, la méthodologie a été de faire varier principalement la perméabilité. Les épaisseurs sont de l'ordre de celles rencontrées dans les études, de 350 m à 1000 m par exemple pour Simms et Garven (2004). Les perméabilités finalement considérées dans les trois scénarios présentés sont de l'ordre des valeurs synthétisées issues de la bibliographie par Cherubini (2013) pour les simulations numériques de structures passantes vis-à-vis des écoulements de 10^{-14} m^2 à 10^{-11} m^2 .

4.5.3 Les scénarios

Pour les scénarios présentés, le régime thermique perturbé par les écoulements s'est établi en amplitude et en emprise dès 2 Ma de simulation pour ensuite varier que très faiblement jusqu'à 5 Ma. Concernant la convection naturelle, les perméabilités de l'encaissant, aquifères et aquitards confondus, sont trop faibles pour que le phénomène se développe. Les écoulements régionaux dominent. Le régime du bassin est sous critique (Simms et Garven, 2004). Ainsi pour le scénario A, malgré la faille perméable, la convection naturelle ne se développe pas au delà de celle-ci. Ceci s'explique également par le fort contraste de perméabilité entre l'encaissant et la faille (Cherubini, 2013). Parmi les scénarios non présentés, la réduction de l'extension verticale de la faille au Bathonien réduit l'anomalie maximale de $+29^\circ\text{C}$ à $+24^\circ\text{C}$. Plusieurs cas ont été considérés en raison de la résolution de la sismique et de la difficulté de délimiter la zone impactée par une faille en terme de propriétés du milieu. Par ailleurs, la prise en compte du second gradient avec des charges faibles n'a pas altéré la mise en place de la convection naturelle, mais l'anomalie maximale diminue alors de $+29^\circ\text{C}$ à $+22^\circ\text{C}$.

Le scénario B est un scénario advectif stable. Parmi les variantes considérées, l'absence de faille barrière provoque une anomalie thermique du même type mais sa valeur maximale diminue de $+16^\circ\text{C}$ à $+9^\circ\text{C}$. Dans le cas où les zones fracturées sont prolongées jusqu'au Crétacé inférieur, une zone d'anomalie froide côtoie l'anomalie chaude au sud de Paris. D'autre part, des scénarios avec des perméabilités plus fortes ont été considérés dans les zones à faciès sismique perturbé. Cependant, dans la très grande majorité des cas, la formation de cellules de convection provoquait des anomalies froides non observées au sein de cette région sud d'un peu moins de 10 km. Comme le soulignent Schilling et al. (2013), la longueur d'onde pour les phénomènes de convection naturelle est de l'ordre de 5 km. De rares

configurations très instables et transitoires à l'échelle des temps géologiques (5Ma) ont provoqué une anomalie chaude à l'échelle de la région sud mais sans nécessairement atteindre la bonne amplitude. Enfin, la prise en compte du gradient alternatif avec des charges faibles a généré une anomalie froide au sud de Paris.

Pour le scénario C, parmi les nombreuses variantes étudiées mais non présentées, des perméabilités plus fortes dans les zones perturbées situées au nord de Paris par rapport au scénario C ont été testées mais ces scénarios pouvaient provoquer de la convection naturelle avec des cellules de convection dans les zones à faciès perturbé. Ce mécanisme conduit ainsi à des remontées du Trias en Seine-Saint-Denis en désaccord avec les données thermiques et géochimiques connues. Enfin, la prise en compte du gradient alternatif avec des charges fortes a généré logiquement une anomalie chaude au nord de Paris avec des remontées du Trias.

Enfin, le fonctionnement thermique du bassin comporte peut-être des éléments de chacun des scénarios étudiés avec, d'une part, des remontées de fluide du Trias au sud et, d'autre part, une possible descente de fluide froid au nord de Paris. L'objectif n'a pas été de reproduire exactement les températures d'autant plus qu'il existe d'autres phénomènes dont les phénomènes paléoclimatiques (Dentzer et al., 2016) et de possibles hétérogénéités spatiales de flux géothermal basal en raison de la présence de granites dans le substratum générant de la chaleur (Debeglia, 2005; Bonté et al., 2010, 2013). Cependant, ces phénomènes ne pourraient pas à eux seuls expliquer la géochimie observée.

4.5.4 Perspectives

Une problématique, qui se pose au terme de cette étude, concerne ces zones fracturées et la nécessité de confirmer leur existence. Une fois leur existence établie, il faudrait alors comprendre les mécanismes à l'origine de leur formation et les conditions réunies qui expliqueraient leurs emplacements à l'actuel et leurs géométries en 3D. En discussion de leurs travaux sur le bassin de Beaufort Mackenzie, Sippel et al. (2015) soulignent le potentiel des fluides en surpression pour fracturer des roches sans présence préalable de faille. L'habillage en propriété de ces zones est également un enjeu, en particulier pour la perméabilité qui a été choisie simplement homogène et isotrope ainsi que pour les failles. Pour les failles, des lois de décroissance exponentielle en fonction de la profondeur peuvent être employées (Ingebritsen et Sanford, 1999) et des modèles plus complexes avec un cœur de faille et des zones endommagées peuvent être intégrés (Bense et al., 2013).

La convection naturelle est un processus en trois dimensions (Simms et Garven, 2004), ainsi c'est une limite de validité du critère d'apparition de la convection des modèles en deux dimensions. L'intégration des mécanismes thermo-halins est aussi une suite logique de ce travail. Cela permettrait de vérifier la viabilité de ces écoulements (cellule de convection). L'apparition de la convection naturelle dans un milieu plus chaud et plus concentré en profondeur pourrait être limitée à cause de la coexistence de ces deux processus densitaires en concurrence (Yang et al., 2004; Wei, 1990). D'autre part, cela permettrait d'utiliser la salinité comme un traceur et un moyen supplémentaire pour contraindre le modèle.

On remarque que l'anomalie thermique entre le nord et le sud de Paris est enregistrée dès les premiers horizons (Figure 34), ce qui souligne l'intérêt d'une meilleure description des aquifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire. En raison des effets de la topographie et des liens avec le réseau hydrographique, cette observation constitue un argument supplémentaire pour l'intégration en trois dimensions des processus, avec notamment la boutonnière de Bray et sa recharge potentielle des aquifères. Les températures au sud mal simulées aux premiers horizons (Figure 41) pourraient être en partie causées par la non intégration des phénomènes thermiques à l'interface entre l'air et le sol qui peuvent expliquer de l'ordre de 2°C

(Kukkonen et al., 2011; Kitover et al., 2013). Les températures au nord plus froides dès les premiers horizons (Figure 41) pourraient être dues à une zone de recharge, ce qui nécessiterait une étude fine des premiers horizons (différents aquifères au Tertiaire sous la résolution de ce modèle) et ainsi un travail plus fin sur l'extension verticale de ces structures pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Rogiers et al. (2014) illustrent une corrélation entre des gradients thermiques faibles et une topographie élevée en Belgique. Les simulations de Cherubini (2013) sur le bassin du Nord-Est allemand montrent des anomalies froides à 1800 m de profondeur à cause d'écoulements descendant corrélés à des maximums topographiques.

On peut relever le manque de connaissances sur le régime hydrogéologique au sein des formations anté-triasiques (bassins permien par exemple). On pourrait imaginer des cellules de convection ancrées plus profondément, comme pour le scénario A, avec une remontée jusqu'au Trias par exemple et ainsi un pôle froid reporté plus profondément. L'anomalie chaude pourrait se propager par conduction aux formations supérieures. Ainsi, on pourrait extrapoler au Val-de-Marne un géotherme du type de celui du Fossé Rhénan (Pribnow et Schellschmidt, 2000) avec un gradient de température faible dû à des cellules de convection surmonté par un gradient de température fort dont les mesures au Jurassique seraient les témoins.

4.6 Conclusions

Cette étude du régime thermique du sous-sol profond de l'Île-de-France et de ses anomalies a permis de considérer à la fois les dimensions horizontales et verticales de ces hétérogénéités en couplant les mesures des puits géothermiques et les thermométries. Certes, ces hétérogénéités peuvent être dues en partie à des variations de flux géothermal basal, en provenance du substratum pré-mésozoïque, mais la synthèse d'arguments thermiques, géologiques, hydrogéologiques et géochimiques dans le milieu sédimentaire incite à considérer des écoulements verticaux entre les formations avec un impact sur le transfert de chaleur entre ces différents niveaux. Ce travail a, en effet, mis en valeur de nouvelles connaissances géologiques plus fines, sur : i) la structure plissée souple de l'anticlinal de Beynes-Meudon associé à une structure cassante de faille et ii) les zones fracturées selon des conduits préférentiels verticaux affectant la pile sédimentaire, révélées lors de l'interprétation de lignes sismiques. Ces dernières sont observées en géologie marine (Rensbergen Van et al., 2005; Savva et al., 2013). Dans ce bassin sédimentaire, il faut les rechercher davantage et mieux comprendre leur origine et évaluer leur impact sur les écoulements, le transport de la chaleur et des éléments en solution.

En intégrant les phénomènes densitaires comme moteur des écoulements, mais aussi les écoulements régionaux, les simulations ont permis de quantifier l'impact thermique des écoulements au sein des formations qui se révèle faible. De plus, cette étude constitue la première quantification de l'impact thermique des écoulements au sein de failles du bassin de Paris.

Les différents scénarios de failles et fractures considérés montrent clairement leur contribution à l'hétérogénéité observée dans le champ de température du bassin, qui ne peut être expliquée ni par des phénomènes conductifs internes au bassin ni par des écoulements sans drainance verticale par des failles ou zones fracturées affectant la pile sédimentaire. Les perspectives de ces travaux sont, après cette première étape, d'affiner la compréhension de ces structures autant que le permet la sismique. Et enfin, d'intégrer les trois dimensions du problème.

Annexe: Nomenclature

Symbol	Name	Units
ω	Porosity	–
ξ	Dip angle	–
X, Z	Spatial dimension	m
L	Characteristic length	m
a	Fracture aperture	m
α_l	Longitudinal dispersivity	m
α_t	Transverse dispersivity	m
t	Time	s
τ	Characteristic time	s
θ	Temperature	K
$\Delta\theta$	Temperature difference	K
ρ	Saturated matrix density	kg/m^3
ρ_w	Density of water	kg/m^3
C_p	Saturated matrix Heat capacity	$J/kg/K$
C_{pw}	Heat capacity of water	$J/kg/K$
λ	Saturated matrix thermal conductivity	$W/m/K$
λ_{disp}	Macrodispersivity term	$W/m/K$
λ_{eq}	Equivalent thermal conductivity	$W/m/K$
λ_w	Thermal conductivity of water	$W/m/K$
κ	Thermal diffusivity	m^2/s
A	Radiogenic heat production	W/m^3
ϕ	Heat flux density	W/m^2
k	Intrinsic permeability	m^2
μ	Dynamic viscosity	$Pa \cdot s$
g	Gravity	m/s^2
S_s	Specific storage coefficient	m^{-1}
h	Hydraulic head	m
U	Darcy velocity	m/s
p	Pressure	Pa
β	Thermal expansion coefficient	K^{-1}

Synthèse

Nous allons tout d'abord revenir sur la méthodologie suivie, puis sur les principaux résultats des quatre volets d'étude du régime thermique du bassin de Paris, et de l'ensemble du développement.

Cette approche multidisciplinaire fondée en partie sur des données collectées entre les années 70 et le début des années 90 a nécessité une recherche bibliographique méticuleuse incluant l'accès aux revues numériques et papier classique (fonds bibliographique du CADIST UPMC), mais aussi aux archives du BRGM, afin d'exhumer notamment les données sources/brutes. Ainsi les données géologiques des puits géothermiques ont été rassemblées et traitées dans une même base de données. De plus, des données sismiques des années 80 à 90 ont pu être retraitées par le biais du Guichet Hydrocarbures BEPH (représentant 122,6 km de lignes sismiques).

L'ensemble de ces données a été traité et intégré avec le langage Python et le logiciel SIG, QGIS afin de confronter les variations thermiques aux contextes géologiques, hydrogéologiques et géochimiques. Les géométries en 3D des objets géologiques considérés, fondées sur les données sismiques et de forages ont été construites grâce au modèleur géométrique GeoModeller®. Le bloc ainsi établi représente une empreise de 142 x 185 km centré sur la région Île-de-France dans lequel 16 niveaux stratigraphiques sont représentés. Enfin, ces données ont permis de construire les simulations des processus physiques couplés réalisées sous COMSOL Multiphysics®. Ce logiciel a été choisi pour ses modules développés à la fois pour les milieux équivalents solides et les milieux poreux, pour la simulation des transferts de chaleur, de fluides et des couplages entre ces processus. Les processus physiques de complexité croissante ont été successivement intégrés : d'un milieu solide équivalent à un milieu poreux et de propriétés du fluide constantes à des propriétés dépendantes de la température.

La première phase de revue bibliographique a permis d'intégrer les données de natures diverses, de les confronter et d'investiguer les connaissances acquises à plusieurs échelles spatiales et temporelles du bassin sédimentaire : des niveaux producteurs (exemple Oolithe Blanche du Bathonien) à la pile sédimentaire (du Trias au Tertiaire) et de quelques années à l'histoire thermique du bassin. Du fait de l'alternance lithologique entre des niveaux aquifères et des niveaux aquitards, la part advective est non négligeable dans le bilan thermique du bassin sédimentaire intracratonique. Cette constatation remet en cause les modèles uniquement conductifs utilisés pour les expliquer. Ce régime thermique du bassin sédimentaire intracratonique est transitoire à plusieurs échelles d'observation à cause des forçages naturels et anthropiques. Des mécanismes d'écoulements par les failles sont envisagés pour expliquer les anomalies de températures fortes observées à des échelles locales (de quelques doublets), mais aussi régionales, sans pour autant que leur démonstration par modélisation numérique ait pu être faite.

La deuxième phase du travail a permis de mettre en évidence et de réinterpréter les anomalies verticales de flux thermique. Les flux thermiques conductifs apparents ont été corrigés et une thermométrie représentative a été choisie. Les simulations du transfert de la chaleur en 1D par conduction à partir de scénarios paléoclimatiques montrent que le système a gardé en mémoire l'effet des paléoclimats. De l'ordre de la moitié de la diminution du flux (0-1500 m) s'explique par les paléoclimats. Par ailleurs, nous identifions de nouvelles anomalies de flux thermique au niveau des principales formations aquifères du Crétacé (Albien, Néocomien) et du Jurassique (Portlandien, Lusitanien, Bathonien..) du bassin de Paris.

La troisième phase de l'étude a permis, grâce au choix d'une coupe verticale représentative des écoulements du bassin au Crétacé inférieur (du SE au NO), de mener des simulations thermo-hydrauliques transitoires des effets paléoclimatiques diffusifs et advectifs. L'étude comparative des scénarios paléoclimatiques montrent que la décroissance de flux thermique constatée dans la partie supérieure du bassin est due en bonne partie à ces processus. La conséquence de ces forçages naturels est un régime thermique transitoire caractérisé par (i) la propagation conductive des fluctuations de température en surface, (ii) le développement de zones froide et chaude convectives suivant les régions d'écoulement respectivement descendant et ascendant dans le bassin sédimentaire, et (iii) l'alternance d'un régime thermique plus ou moins convectif suivant l'absence de développement de pergélisol ou sa présence.

La quatrième phase de l'étude, tournée vers l'anomalie majeure de température entre les installations géothermiques situées au nord et au sud de Paris, associe à la fois les dimensions horizontales et verticales de l'hétérogénéité thermique en couplant les mesures de température des puits géothermiques et des thermométries. Grâce au retraitement de données sismiques, cette étude apporte de nouvelles connaissances géologiques sur : i) la structure souple de l'anticlinal de Beynes-Meudon associé à une structure cassante de faille d'orientation est-ouest et ii) les zones fracturées selon des conduits préférentiels verticaux affectant l'ensemble de la pile sédimentaire, révélées lors de l'interprétation de lignes sismiques. Ces dernières sont observées en géologie marine et elles sont ici intégrées à une modélisation géothermique en domaine continental pour un bassin sédimentaire intracratonique. Cette étude constitue la première quantification de l'impact thermique des écoulements au sein de failles au moyen d'un modèle calé sur les données du bassin de Paris en s'appuyant sur une coupe verticale. Les différents scénarios de failles et fractures considérés montrent clairement leur contribution à l'hétérogénéité observée dans le champ de température du bassin, qui ne peut être expliquée ni par des phénomènes conductifs internes au bassin ni par des écoulements sans aucune drainance verticale par des failles ou structures fracturées affectant la pile sédimentaire.

Ainsi, l'approche suivie sur ces quatre volets a été de chercher à dissocier, comprendre, et quantifier les mécanismes physiques à l'origine des anomalies thermiques des temps les plus courts de quelques mois, années, à des temps de plus en plus longs de quelques millions d'années suivant des régimes transitoires. Les emprises verticale et latérale des anomalies ont été considérées, des amplitudes thermiques les plus faibles aux plus fortes.

De plus, cette approche apporte une meilleure compréhension des processus dans les aquifères cibles pour les futurs développements de la géothermie au sein des différents aquifères (Albien, Néocomien, Lusitanien...) et non uniquement au Bathonien. Par ailleurs, la confrontation de données thermiques d'origines différentes a permis de mieux comprendre le régime thermique dans des régions non exploitées par la géothermie au jour d'aujourd'hui. Ces travaux ont également montré le lien entre les formations du bassin qui sont exploitées pour leurs ressources, dont l'eau potable et la géothermie, ou utilisées comme milieu de stockage.

Cette étude souligne l'importance de l'acquisition de mesures in situ réparties spatialement et avec un suivi temporel : les thermométries utilisées ont entre 25 et 35 ans d'âge et les mesures au sabot en géothermie ont majoritairement entre 25 et 45 ans d'âge. Une réactualisation de ces données serait un plus indéniable. Enfin, toutes les anomalies qui ont été mieux identifiées n'ont pas pu être toutes étudiées et simulées par des processus physiques. De plus, pour celles qui ont été traitées, des facteurs supplémentaires contribuent nécessairement à les expliquer et permettront d'affiner encore la compréhension du régime thermique actuel du bassin sédimentaire de Paris.

Bibliographie

- Alexandrino, C.H., Hamza, V.M., 2008. Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton. *Int. J. Earth Sci.* 97, 289–306. doi:10.1007/s00531-007-0291-y
- Amir, L., Martinez, L., Disnar, J.-R., Michels, R., Vigneresse, J.L., Robin, C., Guillocheau, F., 2008. Implications of spatial and temporal evolutions of thermal parameters in basin modelling. *Mar. Pet. Geol.* 25, 759–766. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.03.006
- Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water* 43, 951–968. doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x
- Aubertin, G., Benderitter, Y., Cordier, E., Doillon, F., Fabris, H., Gable, R., Gaillard, B., Ledoux, E., Marsily de, G., 1987a. Détermination expérimentale de la vitesse naturelle d'écoulement de la nappe géothermique du Dogger en région parisienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 3, 991.
- Aubertin, G., Benderitter, Y., Cordier, E., Doillon, F., Fabris, H., Gable, R., Gaillard, B., Ledoux, E., Marsily, G. de, 1987b. Détermination expérimentale de la vitesse naturelle d'écoulement de la nappe géothermique du Dogger en région parisienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 3, 991–1000.
- Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics* 558–559, 70–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.032
- Bächler, D., Kohl, T., Rybach, L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection—Rhine Graben case study. *Phys. Chem. Earth Parts ABC* 28, 431–441. doi:10.1016/S1474-7065(03)00063-9
- Bataille, C., 1991. Loi n° 91-1381 du 30 décembre 1991 relative aux recherches sur la gestion des déchets radioactifs.
- 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. *Mar. Pet. Geol.* 28, 861–879. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006
- Bense, V., Beltrami, H., 2007. Impact of horizontal groundwater flow and localized deforestation on the development of shallow temperature anomalies. *J. Geophys. Res. F Earth Surf.* 112.
- Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O., Scibek, J., 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Sci. Rev.* 127, 171–192. doi:10.1016/j.earscirev.2013.09.008
- Bense, V.F., Person, M.A., 2008. Transient hydrodynamics within intercratonic sedimentary basins during glacial cycles. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* 113, F04005. doi:10.1029/2007JF000969

- Berest, P., Weber, P., 1988. La Thermomécanique des roches (Thermomechanics of rocks), Manuels et méthodes. BRGM Editions, Orléans.
- Berthier, F., Carrion, P., Daum, J.-R., Gable, R., Le Pochat, G., 1984. Effets des structures géologiques sur la distribution des températures dans les bassins sédimentaires (No. 84-SGN-393-GTH). BRGM, Orléans.
- Blaise, T., Barbarand, J., Kars, M., Ploquin, F., Aubourg, C., Brigaud, B., Cathelineau, M., El Albani, A., Gautheron, C., Izart, A., Janots, D., Michels, R., Pagel, M., Pozzi, J.-P., Boiron, M.-C., Landrein, P., 2014. Reconstruction of low temperature (<100 °C) burial in sedimentary basins: A comparison of geothermometer in the intracontinental Paris Basin. *Mar. Pet. Geol.* 53, 71–87. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.08.019
- Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Bourguine, B., Lopez, S., Bouchot, V., Lucazeau, F., 2010. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation. *Bull. Société Géologique Fr.* 181, 377–390.
- 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. Presented at the European Geothermal Congress EGC 2013, Pise, Italy.
- Bordas-Le Floch, N., Pagel, M., Amir, L., Clauer, N., Disnar, J.-R., Martinez, L., Walgenwitz, F., 1999. Synthèse des données sur la diagénèse et la thermicité des réservoirs. *Projet PNRH 99/35.*
- Bouchot, V., Bader, A.G., Bialkowski, A., Bonté, D., Bourguine, B., Caritg, S., Castillo, C., Dezayes, C., Gabalda, S., Guillou-Frottier, L., Haffen, S., Hamm, V., Kervévan, C., Lopez, S., Peter-Borie, M., Beccaletto, L., Blaisonneau, A., Bourquin, S., Capar, L., Carré, C., Castagnac, C., Colnot, A., Le Guenan, T., Lerouge, C., Rigollet, C., Thiery, D., 2012. CLASTIQ-2: programme de recherche sur les ressources géothermales des réservoirs clastiques en France (bassin de Paris et fossé rhénan) (Rapport final No. RP-61472-FR). BRGM, Orléans.
- Bouchot, V., Dezayes, C., Lopez, S., Millot, R., Bialkowski, A., Calcagno, P., Sanjuan, B., Jorand, C., Ossi, A., Courrioux, G., Genter, A., Garibaldi, C., Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Thinon, I., Tourlière, B., Brach, M., Hervé, J.Y., Innocent, C., Négrel, P., Delobelle, G., Baujard, C., Kohl, T., 2008. *Projet CLASTIQ: CLAYed sandSTone In Question* (Rapport final No. RP-56626-FR). BRGM.
- Bouniol, B., 1985. Etude d'un réservoir géothermique carbonaté (PhD Thesis). Paris VI, Paris.
- Bouquet, S., 2013. Etude des interférences entre injections multiples de CO₂ dans un aquifère salin profond à l'échelle industrielle Interferences between multiple industrial-scale CO₂ injections in a deep saline aquifer (PhD Thesis). Mines ParisTech, Paris.
- BRGM, 2009. *La France sous nos pieds: atlas en 50 géocartes.* BRGM Editions, Orléans.
- BRGM, 1981a. Forage géothermique de Cergy GCy 2 (Rapport de fin de sondage No. 81-SGN-478-GTH). BRGM, Orléans.
- BRGM, 1981b. G.B.C. 1 Forage géothermique de Bruyères-le-Châtel (Rapport de fin de

sondage No. 81-SGN-123 GTH). BRGM, Orléans.

Burrus, J., 1997. Contribution à l'étude du fonctionnement des systèmes pétroliers: apport d'une modélisation bi-dimensionnelle (Contribution to the study of oil-producing systems with bi-dimensional modeling) (PhD Thesis). Ecole des Mines de Paris, Paris.

Cacace, M., Kaiser, B.O., Lewerenz, B., Scheck-Wenderoth, M., 2010. Geothermal energy in sedimentary basins: What we can learn from regional numerical models. *Chem. Erde - Geochem.* 70, 33–46. doi:10.1016/j.chemer.2010.05.017

Calcagno, P., Chilès, J.P., Courrioux, G., Guillen, A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Phys. Earth Planet. Inter., Recent Advances in Computational Geodynamics: Theory, Numerics and Applications* 171, 147–157. doi:10.1016/j.pepi.2008.06.013

Caritg, S., Bourguine, B., Foissard, D., Lopez, S., Allanic, C., Zammit, C., 2014. Evaluation du potentiel géothermique du Lusitanien du bassin de Paris pour la production de chaleur : mise en adéquation entre ressource et besoins (No. RP-63244-FR). BRGM, Orléans.

Castro, M.C., 1995. Transfert des gaz rares dans les eaux des bassins sédimentaires: exemple du bassin de Paris (Noble gases transfer in the water of sedimentary basins: example of the Paris Basin) (PhD Thesis). Paris VI, Paris.

Castro, M.-C., de Marsily, G., Goblet, P., Ledoux, E., Violette, S., De Marsily, G., 1998. Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin: 2. Calibration of a groundwater flow model using noble gas isotope data. *Water Resour. Res.* 34, 2467–2483. doi:10.1029/98WR01957

Cherubini, Y., 2013. Influence of faults on the 3D coupled fluid and heat transport (PhD Thesis). Universität Potsdam, Postdam.

Chilès, J.-P., Martin, J.-C., Menjoz, A., 1989. Etude hydrodynamique du Dogger du bassin parisien - phase 3a: étude géostatistique et cartographie des données de température, salinité et pression (No. 89-SGN-134-3E/IRG). BRGM, Orléans.

Cloetingh, S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Foerster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., Bonte, D., Genter, A., Guillou-Frottier, L., Ter Voorde, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cornu, T., Worum, G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 102, 159–206. doi:http://dx.doi.org.accesdistant.upmc.fr/10.1016/j.earscirev.2010.05.003

Coleno, B., 1986. Diagraphies thermiques et distribution du champ de température dans le bassin de Paris (Thermal logs and temperature distribution in the Paris basin) (PhD Thesis). Bretagne Occidentale, Brest.

Contoux, C., Violette, S., Raffaella, V., 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. doi:doi:10.1007/s10040-013-0955-6

Cordier, E., 1986. Etude de la vitesse d'écoulement naturel de la nappe géothermique du

- Dogger en région parisienne. (No. LHM/RD/86/40). Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau.
- Debeglia, N., 2005. Réinterprétations géophysiques dans le centre du bassin de Paris pour l'évaluation du potentiel géothermique (COPGEN 2005) (Rapport final No. RP-54248-FR). BRGM, Orléans.
- de Hoyos, A., Viennot, P., Ledoux, E., Matray, J.-M., Rocher, M., Certes, C., 2012. Influence of thermohaline effects on groundwater modelling – Application to the Paris sedimentary Basin. *J. Hydrol.* 464–465, 12–26. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.014
- Delmas, J., Brosse, E., Houel, P., 2010. Petrophysical Properties of the Middle Jurassic Carbonates in the PICOREF Sector (South Champagne, Paris Basin, France). *Oil Gas Sci. Technol.* 65, 405–434. doi:10.2516/ogst/2010002
- Delmas, J., Houel, P., Vially, R., 2002. Paris Basin Petroleum Potential (Rapport régional d'évaluation pétrolière). IFP.
- Demongodin, L., 1992. Reconnaissance de l'état thermique des bassins sédimentaires: transferts de chaleur par conduction et convection, application au bassin de Paris (Interpretation of the thermal state of sedimentary basins: heat transfer by conduction and convection, application to the Paris basin (PhD Thesis). Montpellier II, Montpellier.
- Demongodin, L., Pinoteau, B., Vasseur, G., Gable, R., 1991. Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris basin. *Geophys. J. Int.* 105, 675–691.
- Demongodin, L., Vasseur, G., Brigaud, F., 1992. Anisotropy of thermal conductivity in clayed formations. *Nor. Pet. Soc.*
- Dentzer, J., Lopez, S., Violette, S., Bruel, D., 2016. Quantification of the impact of paleoclimates on the deep heat flux of the Paris Basin. *Geothermics* 61, 35–45. doi:10.1016/j.geothermics.2016.01.006
- Duddy, I.R., Green, P.F., Bray, R.J., Hegarty, K.A., 1994. Recognition of the thermal effects of fluid flow in sedimentary basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 78, 325–345. doi:10.1144/GSL.SP.1994.078.01.22
- Dupasquier, S., 2001. Contribution à l'étude du comportement thermo-hydraulique du stockage de chaleur en aquifère (PhD Thesis). Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Lausanne.
- Edel, J.B., 2008. Structure et nature du socle ante-permien du bassin de Paris d'après les données gravimétriques et magnétiques; le problème de l'anomalie magnétique du bassin de Paris (AMBP). *Geochronique* 105, 31–37.
- Fjeldskaar, W., Christie, O.H.J., Midttomme, K., Virnovsky, G., Jensen, N.B., Lohne, A., Eide, G.I., Balling, N., 2009. On the determination of thermal conductivity of sedimentary rocks and the significance for basin temperature history. *Pet. Geosci.* 15, 367–380. doi:10.1144/1354-079309-814
- Foissard, D., 2011. Evaluation du potentiel géothermique du Lusitanien (Oxfordien) dans le bassin de Paris- Synthèse des données de forages profonds (Master 2). Université Montpellier 2, Montpellier.

- Fuchs, S., Balling, N., Förster, A., 2015. Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs. *Geophys. J. Int.* 203, 1977–2000. doi:10.1093/gji/ggv403
- Fuchs, S., Schütz, F., Förster, H.-J., Förster, A., 2013. Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: Correction charts and new conversion equations. *Geothermics* 47, 40–52. doi:10.1016/j.geothermics.2013.02.002
- G2H conseils, 2013a. Le Plessis-Robinson (92), opération géothermique: dossiers des ouvrages exécutés, forages LPR1 et LPR2 (Dossiers des ouvrages exécutés). G2H conseils, Guermantes.
- G2H conseils, 2013b. Issy-les-Moulineaux (92), opération géothermique: dossiers des ouvrages exécutés, forages ILM1 et ILM2 (Dossiers des ouvrages exécutés). G2H conseils, Guermantes.
- Gable, R., 1989. Thermicité du bassin de Paris. Rapport technique : campagnes de mesures 1988 (No. 89-DT-004-GPH). BRGM, Orléans.
- Gable, R., 1986. Température, gradient et flux de chaleur terrestre. Mesures. Interprétation (No. 104). BRGM, Orléans.
- Gable, R., 1978. Acquisition et rassemblement de données géothermiques disponibles en France (No. 78 SGN 284 GTH). BRGM, Orléans.
- Gable, R., Bertrand, L., Foucher, J.C., 1980. Mesures et interprétation des paramètres thermiques et hydrauliques de réservoirs profonds (No. 80-SGN-422-GTH). BRGM, Orléans.
- Gable, R., Brigaud, F., Roques, P., 1988. Thermicité du bassin de Paris Rapport technique: campagne de mesures 1987 (No. 88-DT-001-GPH). BRGM, Orléans.
- Gable, R., Foucher, J.C., Menjoz, A., Philip, J.M., Roignot, G., 1982. Mesures, analyses et interprétation de profils thermiques: application à la détermination indirecte des températures in situ (No. 82 SGN 413 GTH). BRGM, Orléans.
- Gallagher, K., Ramsdale, M., Lonergan, L., Morrow, D., 1997. The role of thermal conductivity measurements in modelling thermal histories in sedimentary basins. *Mar. Pet. Geol.* 14, 201–214.
- Gallino, S., Josnin, J.-Y., Dzikowski, M., Cornaton, F., Gasquet, D., 2009. The influence of paleoclimatic events on the functioning of an alpine thermal system (France): the contribution of hydrodynamic–thermal modeling. *Hydrogeol. J.* 17, 1887–1900. doi:10.1007/s10040-009-0510-7
- Garibaldi, C., 2010. Détermination des températures profondes du bassin du sud-est de la France et relations entre anomalies thermiques, géologie et circulations hydrothermales par modélisation 3D (PhD Thesis). Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice.
- GAUDRIOT, 2003. Contrôle du doublet géothermique B16 - B20 alimentant les tours Cristal et Mirabeau AGF - Quai André CITROEN - PARIS 15e. GAUDRIOT (APA), Charenton-le-Pont.

Gaulier, J.M., Burrus, J., 1994. Modeling present and past thermal regimes in the Paris Basin; petroleum implications. *Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.* 4, 61–73.

Gély, J.-P., Hanot, F., Amédéo, 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, F., Robelin, C., Thierry, J., Vicelli, J., Vrielinck, B., Wyns, R., 2014. Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie, AGBP. ed, *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris.* Paris.

Giraud, A., Gruescu, C., Do, D.P., Homand, F., Kondo, D., 2007. Effective thermal conductivity of transversely isotropic media with arbitrary oriented ellipsoidal inhomogeneities. *Int. J. Solids Struct.* 44, 2627–2647. doi:10.1016/j.ijsolstr.2006.08.011

Golovanova, I.V., Sal'manova, R.Y., Tagirova, C.D., 2014. Method for deep temperature estimation with regard to the paleoclimate influence on heat flow. *Russ. Geol. Geophys.* 55, 1130–1137. doi:10.1016/j.rgg.2014.08.008

Gonçalvès, J., 2002. Modélisation 3D de l'évolution géologique du bassin de Paris: implications diagénétiques et hydrogéologiques (3D modelling of the Paris basin geological evolution: diagenetic and hydrogeologic implications) (PhD Thesis). Paris VI, Paris.

Gonçalvès, J., Pagel, M., Violette, S., Guillocheau, F., Robin, C., 2010. Fluid inclusions as constraints in a three-dimensional hydro-thermo-mechanical model of the Paris basin, France. *Basin Res.* 22, 699–716. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00428.x

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 Res.* 16, 569–586. doi:10.1111/j.1365-2117.2004.00243.x

Gonçalvès, J., Violette, S., Robin, C., Pagel, M., Guillocheau, F., Marsily de, G., Bruel, D., Ledoux, E., 2003. 3-D modelling of salt and heat transport during the 248 m.y. evolution of the Paris basin: diagenetic implications. *Bull. Société Géologique Fr.* 174, 429–439. doi:10.2113/174.5.429

Gosnold, W.D., 1999. Basin-scale groundwater flow and advective heat flow: an example from the Northern Great Plains. *Basin Anal.* Kluwer Dordr. Neth. Pp 99–116.

Gosnold, W., Majorowicz, J., Klenner, R., Hauck, S., 2011. Implications of Post-Glacial Warming for Northern Hemisphere Heat Flow. *GRC Trans.* 35, 795–799.

Goutorbe, B., Lucazeau, F., Bonneville, A., 2007. Comparison of several BHT correction methods: a case study on an Australian data set. *Geophys. J. Int.* 170, 913–922. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03403.x

Goutorbe, B., Lucazeau, F., Bonneville, A., 2006. Using neural networks to predict thermal conductivity from geophysical well logs. *Geophys. J. Int.* 166, 115–125. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02924.x

Grenier, C., Regnier, D., Mouche, E., Benabderrahmane, H., Costard, F., Davy, P., Hinzman, L.D., Destouni, G., Woo, M., 2013. Impact of permafrost development on groundwater flow patterns; a numerical study considering freezing cycles on a two-dimensional vertical cut through a generic river-plain system. *Hydrogeol. J.* 21, 257–270.

doi:<http://dx.doi.org/accesdistant.upmc.fr/10.1007/s10040-012-0909-4>

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodin. Acta* 13, 189–245. doi:10.1016/S0985-3111(00)00118-2

Guillou-Frottier, L., Carré, C., Bourguin, B., 2011. Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires: traitement des données, cartographies et sources potentielles des anomalies: exemple du graben du Rhin et du bassin de Paris, Rapport Final (No. RP-60355-FR). BRGM, Orléans.

Guillou-Frottier, L., Lucazeau, F., Garibaldi, C., Bonté, D., Couëffe, R., 2010. Heat flow and deep temperatures in the Southeast Basin of France: Implications for local rheological contrasts. *Bull. Société Géologique Fr.* 181, 531–546.

Haffen, S., Geraud, Y., Diraison, M., Dezayes, C., 2013. Determination of fluid-flow zones in a geothermal sandstone reservoir using thermal conductivity and temperature logs. *Geothermics* 46, 32–41. doi:10.1016/j.geothermics.2012.11.001

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 de la phase 3 (Rapport final de la phase 3 No. RP-58834-FR). BRGM, Orléans.

Hamm, V., Giuglaris, E., 2014. Gestion du Dogger en Île-de-France (Rapport final No. RP-63139-FR). BRGM, Orléans.

Hamm, V., Lopez, S., 2012. Impact of Fluvial Sedimentary Heterogeneities on Heat Transfer at a Geothermal Doublet Scale. Presented at the Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California.

Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T., Wórum, G., 2015. Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* 53, 328–352. doi:10.1016/j.geothermics.2014.07.009

Housse, B., Maget, P., Fabris, H., Gable, R., Rojas, J., 1976. Potentiel géothermique du bassin parisien (No. RR-29146-FR). BRGM, Orléans.

Ingebritsen, S.E., Sanford, W.E., 1999. *Groundwater in geologic processes*. Cambridge University Press.

Johansen, H., Fjeldskaar, W., Mykkeltveit, J., 1996. The influence of glaciation on the basin temperature regime. *Glob. Planet. Change, Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margin and Adjacent Areas* 12, 437–448. doi:10.1016/0921-8181(95)00032-1

Jost, A., 2005. Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe: le bassin de Paris. (Characterization of climatic and geomorphologic forcings of the last five million years and modelling of their effects on a complex aquifer system, the

Paris basin.) (PhD Thesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Jost, A., 2005. Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe: le bassin de Paris (Thèse). Paris VI, Paris.

Jost, A., Violette, S., Goncalves, J., Ledoux, E., Guyomard, Y., Gonçalvès, J., Guillocheau, F., Kageyama, M., Ramstein, G., 2007. Long-term hydrodynamic response induced by past climatic and geomorphologic forcing: The case of the Paris basin, France. *Phys. Chem. Earth* 32, 368–378. doi:10.1016/j.pce.2006.02.053

Kitover, D.C., van Balen, R.T., Roche, D.M., Vandenberghe, J., Renssen, H., 2013. New Estimates of Permafrost Evolution during the Last 21 k Years in Eurasia using Numerical Modelling. *Permafr. Periglac. Process.* 24, 286–303. doi:10.1002/ppp.1787

Kohl, T., 1998. Palaeoclimatic temperature signals — can they be washed out? *Tectonophysics* 291, 225–234. doi:10.1016/S0040-1951(98)00042-0

Kukkonen, I.T., Rath, V., Kivekas, L., Safanda, J., Cermak, V., Kivekäs, L., Šafanda, J., Čermak, V., 2011. Geothermal studies of the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland: Vertical variation in heat flow and palaeoclimatic implications. *Phys. Earth Planet. Inter.* 188, 9–25. doi:10.1016/j.pepi.2011.06.002

Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L., 1997. Foliation Fields and 3D Cartography in Geology : Principles of a Method Based on Potential Interpolation 1. *Math. Geol.* 29, 571–584.

Landrein, P., Vigneron, G., Delay, J., Lebon, P., Pagel, M., 2013. Lithologie, hydrodynamisme et thermicité dans le système sédimentaire multicouche recoupé par les forages Andra de Montiers-sur-Saulx (Meuse). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 184, 519–543. doi:10.2113/gssgfbull.184.6.519

Lapwood, E.R., 1948. Convection of a Fluid in a Porous Medium. *Math. Proc. Camb. Philos. Soc.* 44, 508–521. doi:10.1017/S030500410002452X

Lauverjat, J., 1967. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Albien dans le centre du bassin de Paris (Contribution to the geological and hydrogeological study of the Albian layer in the center of the Paris Basin) (No. DSGR.67.A15). BRGM.

Le Breton, G., 2014. Modélisation 3D (couplée) de l'écoulement et du transfert de chaleur à l'échelle du bassin de Paris (Master 2). Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Lebret, P., Dupas, A., Clet, M., Courbouleix, S., Coutard, J.-P., Garcin, M., Lautridou, J.-P., Levy, M., 1996. Modélisation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France (Modelling of the depth of the permafrost in France during the last 120 000 years). *Bull. Société Géologique Fr.* 167, 169–179.

Lemieux, J.-M., Sudicky, E.A., Peltier, W.R., Tarasov, L., 2008. Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 1. Relevant processes and model formulation. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113, F03017. doi:10.1029/2007JF000928

Lemoine, P., Humery, R., Soyer, R., 1939. Les forages profonds du bassin de Paris. La nappe

artésienne des sables verts., Muséum National d'Histoire Naturelle. ed, Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle. Paris.

Le Solleuz, A., Doin, M.-P., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. *Tectonophysics* 386, 1–27. doi:10.1016/j.tecto.2004.03.006

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. doi:10.1016/j.geothermics.2010.09.005

Lucazeau, F., Vasseur, G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics* 164, 251–258. doi:10.1016/0040-1951(89)90018-8

Maget, P., Talbot, A., Mouron, R., Chemin, J., Frey, C., Bourgueil, M., Chamayou, J., Roche, J., 1983. Potentiel géothermique “basse température” en France (No. 83-SGN-375-SPG). BRGM, Orléans.

Magri, F., Akar, T., Gemici, U., Pekdeger, A., 2010. Deep geothermal groundwater flow in the Seferihisar-Balçova area, Turkey: results from transient numerical simulations of coupled fluid flow and heat transport processes. *Geofluids* 10, 388–405. doi:10.1111/j.1468-8123.2009.00267.x

Magri, F., Bayer, U., Pekdeger, A., Otto, R., Thomsen, C., Maiwald, U., 2009. Salty groundwater flow in the shallow and deep aquifer systems of the Schleswig-Holstein area (North German Basin). *Tectonophysics* 470, 183–194. doi:http://dx.doi.org.accesdistant.upmc.fr/10.1016/j.tecto.2008.04.019

Magri, F., Bayer, U., Tesmer, M., Möller, P., Pekdeger, A., 2007. Salinization problems in the NEGB: results from thermohaline simulations. *Int. J. Earth Sci.* 97, 1075–1085. doi:10.1007/s00531-007-0209-8

Majorowicz, J., Grasby, S.E., Ferguson, G., Safanda, J., Skinner, W., 2006. Paleoclimatic reconstructions in Western Canada from borehole temperature logs; surface air temperature forcing and groundwater flow. *Clim. Past* 2, 1–10.

Majorowicz, J., Safanda, J., Wroblewska, M., Szewczyk, J., Cermak, V., 2008. Heat flow variation with depth in Poland; evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1. *Geol. Rundsch. Int. J. Earth Sci.* 97, 307–315. doi:http://dx.doi.org.accesdistant.upmc.fr/10.1007/s00531-007-0210-2

Majorowicz, J., Wybraniec, S., 2011. New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. *Int. J. Earth Sci.* 100, 881–887. doi:10.1007/s00531-010-0526-1

Marsily de, G., 1986. *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press, New York.

Marsily de, G., Gonçalves, J., Violette, S., Castro, M.-C., 2002. Migration mechanisms of radionuclides from a clay repository toward adjacent aquifers and the surface. *Comptes Rendus Phys.* 3, 945–959. doi:10.1016/S1631-0705(02)01385-3

Marty, B., Torgersen, T., Meynier, V., O’Nions, R.K., de Marsily, G., 1993. Helium isotope

fluxes and groundwater ages in the Dogger Aquifer, Paris Basin. *Water Resour. Res.* 29, 1025–1035. doi:10.1029/93WR00007

Matray, J.-M., 1988. Hydrochimie et géochimie isotopique des saumures pétrolières du Trias et du Dogger dans le Bassin de Paris (PhD Thesis). Université Paris Sud (XI), Orsay.

Matray, J.-M., Meunier, A., Thomas, M., Fontes, J.-C., 1989. Les eaux de formation du Trias et du Dogger du bassin parisien: histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs [Formation waters of the Triassic and Dogger of the Paris Basin: history and diagenetic effects on the reservoirs]. *Bull Soc Nat Elf-Aquitaine Prod.* 13, 483–504.

McIntosh, J.C., Garven, G., Hanor, J.S., 2011. Impacts of Pleistocene glaciation on large-scale groundwater flow and salinity in the Michigan Basin. *Geofluids* 11, 18–33. doi:10.1111/j.1468-8123.2010.00303.x

Ménétrier, C., Elie, M., Martinez, L., Le Solleuz, A., Disnar, J.-R., Robin, C., Guillocheau, F., Rigollet, C., 2005. Estimation de la température maximale d'enfouissement du Toarcien et du Callovo-Oxfordien au centre du bassin de Paris par les marqueurs organiques. *Comptes Rendus - Acad. Sci. Geosci.* 337, 1323–1330. doi:http://dx.doi.org.accesdistant.upmc.fr/10.1016/j.crte.2005.07.004

Menjöz, A., Lambert, M., 1991. Hydrodynamique des aquifères profonds et incidence des effets de densité. *Hydrogéologie* 311–320.

Norden, B., Förster, A., 2006. Thermal conductivity and radiogenic heat production of sedimentary and magmatic rocks in the Northeast German Basin. *AAPG Bull.* 90, 939–962. doi:http://dx.doi.org.accesdistant.upmc.fr/10.1306/01250605100

Norden, B., Förster, A., Balling, N., 2008. Heat flow and lithospheric thermal regime in the Northeast German Basin. *Tectonophysics* 460, 215–229. doi:10.1016/j.tecto.2008.08.022

North, L.J., Best, A.I., 2014. Anomalous electrical resistivity anisotropy in clean reservoir sandstones. *Geophys. Prospect.* 62, 1315–1326. doi:10.1111/1365-2478.12183

Paillard, D., Dumas, C., Vrac, M., Kageyama, M., Charbit, S., 2008. Production du scénario d'évolution du climat local au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire pour le programme simulation UP-SI (HE-PS2) (No. C.RP.12CEA.07.0002). ANDRA, Châtenay-Malabry, France.

Pasquale, V., Chiozzi, P., Verdoya, M., 2013. Evidence for thermal convection in the deep carbonate aquifer of the eastern sector of the Po Plain, Italy. *Tectonophysics* 594, 1–12. doi:10.1016/j.tecto.2013.03.011

Pasquale, V., Gola, G., Chiozzi, P., Verdoya, M., 2011. Thermophysical properties of the Po Basin rocks. *Geophys. J. Int.* 186, 69–81. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05040.x

Person, M., Bense, V., Cohen, D., Banerjee, A., 2012a. Models of ice-sheet hydrogeologic interactions: a review. *Geofluids* 12, 58–78. doi:10.1111/j.1468-8123.2011.00360.x

Person, M., Hofstra, A., Sweetkind, D., Stone, W., Cohen, D., Gable, C.W., Banerjee, A., 2012b. Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections. *Geofluids* 12, 312–326. doi:10.1111/gfl.12002

- Pribnow, D., Schellschmidt, R., 2000. Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine graben. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1957–1960. doi:10.1029/2000GL008494
- Prijac, C., Doin, M., Gaulier, J., 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. doi:10.1016/S0040-1951(00)00100-1
- Raffensperger, J.P., Garven, G., 1995. The formation of unconformity-type uranium ore deposits; 1, Coupled groundwater flow and heat transport modeling. *Am. J. Sci.* 295, 581–636. doi:10.2475/ajs.295.5.581
- Raoult, Y., 1999. La nappe de l’Albien dans le bassin de Paris: de nouvelles idées pour de vieilles eaux (The Albien aquifer in the Paris basin: new ideas for old waters) (PhD Thesis). Paris VI, Paris.
- Raoult, Y., 1997. Contribution de la géochimie à la compréhension de l’hydrodynamisme de l’aquifère de l’Albien dans le Bassin de Paris. *Comptes Rendus Académie Sci.* 419–425.
- Raoult, Y., Lauerjat, J., Boulegue, J., Olive, P., Bariac, T., 1998. Etude hydrogéologique d’une ligne d’écoulement de l’aquifère de l’Albien dans le bassin de Paris entre Gien-Auxerre et Paris. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 169, 453–457.
- Rensbergen Van, P., Rabaute, A., Colpaert, A., Ghislain, T.S., Mathijs, M., Bruggeman, A., 2005. Fluid migration and fluid seepage in the Connemara Field, Porcupine Basin interpreted from industrial 3D seismic and well data combined with high-resolution site survey data. *Int. J. Earth Sci.* 96, 185–197. doi:10.1007/s00531-005-0021-2
- Rivière, A., 2012. Influences du pergélisol sur les écoulements souterrains et leurs échanges avec une rivière : étude numérique et expérimentale (Influence of permafrost on groundwater flows and their interaction with a river : a numerical and experimental study) (PhD Thesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Paris.
- Rogiers, B., Huysmans, M., Vandenberghe, N., Verkeyn, M., 2014. Demonstrating large-scale cooling in a Variscan terrane by coupled groundwater and heat flow modelling. *Geothermics* 51, 71–90. doi:10.1016/j.geothermics.2013.10.014
- Rojas, J., Giot, D., Le Nindre, Y.-M., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjot, 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. R-30169). BRGM, Orléans.
- Saar, M.O., 2011. Review: Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeol. J.* 19, 31–52. doi:10.1007/s10040-010-0657-2
- Sauty, J.-P., 1982. Du comportement thermique des réservoirs aquifères exploités pour le stockage d’eau chaude ou la géothermie basse enthalpie (PhD Thesis). Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble.
- Savva, D., Meresse, F., Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Lavier, L., Po, K.W., Franke, D., Steuer, S., Sapin, F., Auxietre, J.L., Lamy, G., 2013. Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. *Tectonophysics* 608, 72–83.

doi:10.1016/j.tecto.2013.07.010

Schilling, O., Sheldon, H.A., Reid, L.B., Corbel, S., 2013. Hydrothermal models of the Perth metropolitan area, Western Australia: implications for geothermal energy. *Hydrogeol. J.* 21, 605–621. doi:10.1007/s10040-012-0945-0

Serban, D.Z., Nielsen, S.B., Demetrescu, C., 2001. Transylvanian heat flow in the presence of topography, paleoclimate and groundwater flow. *Tectonophysics* 335, 331.

Simms, M.A., Garven, G., 2004. Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins: theoretical results from finite-element modeling. *Geofluids* 4, 109–130. doi:10.1111/j.1468-8115.2004.00069.x

Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Lewerenz, B., Klitzke, P., 2015. Deep vs. shallow controlling factors of the crustal thermal field - insights from 3D modelling of the Beaufort-Mackenzie Basin (Arctic Canada). *Basin Res.* 27, 102–123. doi:10.1111/bre.12075

Slagstad, T., Midttomme, K., Ramstad, R.K., Slagstad, D., 2008. Factors influencing shallow (<1000 m depth) temperatures and their significance for extraction of ground-source heat. *Spec. Publ. - Nor. Geol. Undersokelse* 99–109.

Smith, Chapman, D.S., 1983. On the thermal effects of groundwater flow, 1. Regional scale systems. *J Geophys Res* 88 (B1), 593–608.

Tournier, C., Genthon, P., Rabinowicz, M., 2000. The onset of natural convection in vertical fault planes: consequences for the thermal regime in crystalline basements and for heat recovery experiments. *Geophys. J. Int.* 140, 500–508. doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00041.x

Trémolière, P., 1985. Le gisement de Coulomme-Vaucourtois. Historique et données nouvelles. *Pétrole Tech.* 19–27.

Vandenberghe, J., Renssen, H., Roche, D.M., Goosse, H., Velichko, A.A., Gorbunov, A., Levavasseur, G., 2012. Eurasian permafrost instability constrained by reduced sea-ice cover. *Quat. Sci. Rev.* 34, 16–23. doi:10.1016/j.quascirev.2011.12.001

Vasseur, G., 1988. Propagation de la chaleur dans la Terre et flux géothermique in Berest, P., Weber, P. *La Thermomécanique des roches*, Ed. du BRGM. ed. Orléans.

Vasseur, G., Brigaud, F., Demongodin, L., 1995a. Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics* 244, 167–174. doi:10.1016/0040-1951(94)00225-X

Vasseur, G., Demongodin, L., 1995. Convective and conductive heat transfer in sedimentary basins. *Basin Res.* 7, 67–79. doi:10.1111/j.1365-2117.1995.tb00096.x

Vasseur, G., Demongodin, L., Bonneville, A., 1993. Thermal Modelling of Fluid Flow Effects In Thin-Dipping Aquifers. *Geophys. J. Int.* 112, 276–289. doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb01455.x

Vasseur, G., Djeran-Maigre, I., Grunberger, D., Rousset, G., Tessier, D., Velde, B., 1995b. Evolution of structural and physical parameters of clays during experimental compaction. *Mar. Pet. Geol.* 12, 941–954. doi:10.1016/0264-8172(95)98857-2

- Vasseur, G., Lucazeau, L., 1983. Bounds on palaeotemperatures and Palaeoclimatic Correction. Haenel R Gupta M Eds Results First Workshop Stand. Geothermics Zentralblatt Für Geol. U Paläontol. Teil 1 Heft 12 Stuttg. 17-24.
- Verdoya, M., Chiozzi, P., Pasquale, V., 2007. Thermal log analysis for recognition of ground surface temperature change and water movements. *Clim. Past* 3, 315.
- Viennot, P., 2009. Modélisation mathématique du fonctionnement hydrogéologique du bassin de la Seine: représentation différenciée des aquifères du Tertiaire; intégration des prélèvements anthropiques (No. R071128PVIE). Ecoles des Mines de Paris / ARMINES, Fontainebleau.
- Violette, S., 2014. Histoire hydrogéologique des aquifères profonds du Bassin parisien, in: *In Le Bassin Parisien, Un Nouveau Regard Sur La Géologie*, Bull. Inf. Géol. Bass. Paris. Paris.
- Vivona, R., Violette, S., 2009. Modélisation 3D couplée de l'écoulement, du transfert de chaleur et du transport de matière dans le bassin de Paris (in the Paris basin (Rapport non publié). Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Vogt, C., Mottaghy, D., Rath, V., Marquart, G., Dijkshoorn, L., Wolf, A., Clauser, C., 2014. Vertical variation in heat flow on the Kola Peninsula: palaeoclimate or fluid flow? *Geophys. J. Int.* 199, 829–843. doi:10.1093/gji/ggu282
- Waples, D.W., Tirsgaard, H., 2002. Changes in matrix thermal conductivity of clays and claystones as a function of compaction. *Pet. Geosci.* 8, 365–370.
- 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.
- 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. *J. Hydrol.* 120, 341–358. doi:10.1016/0022-1694(90)90158-T
- Westaway, R., Younger, P.L., 2013. Accounting for palaeoclimate and topography: A rigorous approach to correction of the British geothermal dataset. *Geothermics* 48, 31–51. doi:10.1016/j.geothermics.2013.03.009
- Yang, J., Large, R.R., Bull, S.W., 2004. Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins: implications for the formation of zinc–lead mineral deposits. *Geofluids* 4, 237–247. doi:10.1111/j.1468-8123.2004.00084.x

Résumé :

Les acquisitions de mesures de températures et de conductivités thermiques ont enrichi la connaissance du régime thermique du bassin sédimentaire anglo-parisien et ont mis en évidence des hétérogénéités thermiques spatiales ou temporelles. Afin de mieux les comprendre, ces variations doivent être intégrées dans une vision multidisciplinaire confrontant données et modèles.

La revue bibliographique sur le sujet a permis d'intégrer les données de natures diverses, de les confronter par SIG et d'investiguer les connaissances.

Cette étude a mis en évidence et réinterprété les variations verticales de flux géothermal. Les simulations conduites à partir de scénarios diffusifs paléoclimatiques montrent que le système a gardé en mémoire l'effet des paléoclimats. Par ailleurs, nous identifions pour la première fois une décroissance systématique du flux géothermal au niveau des principales formations aquifères.

Des simulations thermo-hydrauliques transitoires des phénomènes paléoclimatiques mettent en évidence le développement de zones froide et chaude suivant les régions d'écoulement.

Une explication de l'anomalie de température de plus de 20°C entre les installations géothermiques situées au nord et au sud de Paris au Bathonien est proposée. Les modélisations effectuées montrent clairement la contribution potentielle de zones fracturées, ainsi que celle des failles, à l'hétérogénéité observée dans le champ de température du bassin en permettant des écoulements contraints par le gradient de charge régional et les instabilités densitaires.

Ces travaux ont montré le lien entre les formations du bassin qui sont exploitées pour leurs ressources ou utilisées comme milieu de stockage.

Mots clés : bassin sédimentaire anglo-parisien; géothermie; anomalies thermiques spatio-temporelles; failles et fractures; hydrogéologie; paléoclimats

Environmental forcings and structural controls on the present thermal regime of the paris basin: issues for understanding the geothermal potential in Île-de-France

Abstract :

The acquisition of measurements of temperature and of thermal conductivity has enriched the understanding of the thermal regime of the Anglo-Paris sedimentary basin and brought to light spatial and temporal thermal heterogeneities. In order to understand them better, these variations need to be integrated into a multidisciplinary vision of the basin by comparing data against models.

The bibliographic review made it possible to integrate data of diverse sorts, to compare them using GIS and to investigate the knowledge base.

This study has highlighted and reinterpreted the vertical variations of geothermal flux. Simulations carried out based on diffusive palaeoclimatic scenarios show that the system has retained a memory of the effects of palaeoclimates. Furthermore, for the first time, a systematic decline of the geothermal flux has been identified at the level of the main aquifer formations.

Transitory thermo-hydraulic simulations of palaeoclimatic phenomena show the development in the sedimentary basin of cold and hot zones according to the areas of flow.

An explanation of the temperature anomaly of over 20°C between the geothermal installations located to the north and south of Paris in the Bathonian is put forward. The models produced clearly show the potential contribution of fractured zones, as well as that of the faults, to the heterogeneity observed in the temperature field of the basin by allowing flow constrained by the regional charge gradient and unstable densities.

This work has shown the link between the formations in the basin which are exploited for their resources or used as a storage medium.

Keywords : Anglo-Paris sedimentary basin; geothermal energy; spatio-temporal thermal anomalies; faults and fractures; hydrogeology; palaeoclimates