



60355

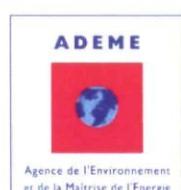
Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires : traitement des données, cartographies et sources potentielles des anomalies

Exemples du graben du Rhin et du bassin de Paris

Rapport final

BRGM/RP-60355-FR

Octobre 2011



Géosciences pour une Terre durable

brgm



3 5000 00091124 7



Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires : traitement des données, cartographies et sources potentielles des anomalies

Exemples du graben du Rhin et du bassin de Paris

Rapport final

BRGM/RP-60355-FR
Octobre 2011

Étude réalisée dans le cadre du projet CLASTIQ-2 cofinancé par la Direction de la Recherche du BRGM et l'ADEME (convention ADEME n° 0805C0093)

L. Guillou-Frottier, C. Carré, B. Bourgine

Vérificateur :

Nom : V. BOUCHOT

Date :

Signature :

Approbateur :

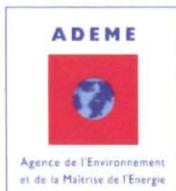
Nom : R. VERNIER

Date :

Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.



Mots-clés : Géologie, Géothermie, Bassin sédimentaire, Transfert chaleur, Géothermie, Alsace, Bassin de Paris.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Guillou-Frottier L., Carré C., Bourgine B. (2011) - Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires : traitement des données, cartographies et sources potentielles des anomalies. Exemples du graben du Rhin et du bassin de Paris. Rapport final. BRGM/RP-60355-FR. 92 p., 59 fig., 1 tabl.

Synthèse

Dans le cadre du développement de la géothermie profonde dans les bassins sédimentaires, qu'il s'agisse d'exploiter la chaleur des réservoirs poreux ou fracturés, ou de produire de l'électricité, la connaissance des températures profondes est primordiale. L'analyse du potentiel géothermique des bassins sédimentaires français constitue l'objectif principal du projet CLASTIQ-2, démarré en 2009 et cofinancé par l'ADEME et le BRGM. La quantification d'un potentiel géothermique nécessite une évaluation géométrique du réservoir cible, une détermination de sa perméabilité, et une estimation correcte de ses températures.

Si l'augmentation régulière de la température avec la profondeur est bien connue (entre 27 et 35 °C par kilomètre selon les bassins sédimentaires français), les variations autour de cette augmentation restent mal comprises. Dans tous les bassins, des anomalies thermiques de plusieurs dizaines de degrés par rapport à la température attendue sont mesurées. Un certain nombre de mécanismes géophysiques peuvent expliquer l'établissement de telles anomalies, et l'un des objectifs de cette étude consiste à examiner ces mécanismes. L'Alsace (la partie française du graben du Rhin) et le bassin de Paris contiennent chacun plusieurs centaines de données de température, et dans les deux cas, des anomalies thermiques peuvent être définies. Les échelles et le contexte géologique pour ces deux bassins sont différents, et les processus menant aux variations de température sont probablement distincts. Il s'agit donc de cibler les mécanismes géophysiques potentiellement générateurs d'anomalies thermiques, selon le contexte géologique.

Qu'il s'agisse du bassin de Paris ou de l'Alsace, les cartographies thermiques précédentes datent des années 80 et 90. Basées sur les mesures issues de forages pétroliers, les corrections nécessaires n'étaient pas toujours adéquates et les interpolations utilisées pour la cartographie n'étaient pas toujours contraintes par des analyses géostatistiques. La première partie de cette étude consiste à présenter : (i) une compilation récente de données (celles du graben du Rhin, partie française) ainsi que les corrections qui y sont effectuées, (ii) l'analyse géostatistique permettant de contraindre l'interpolation ; (iii) la construction d'un bloc thermique 3D et l'extraction de coupes et de cartes de températures sur l'ensemble du graben, avec en particulier une visualisation 3D de l'anomalie thermique (partie bassin) de Soultz-Sous-Forêts.

La deuxième partie s'attache à la compréhension des mécanismes générant des anomalies thermiques, cette fois-ci avec les données et le bloc thermique 3D du bassin de Paris, réalisé dans le cadre du projet CLASTIQ-1 (Bonté, 2007 ; Bonté *et al.*, 2010). Des processus tels que la réfraction thermique créée par des contrastes lithologiques, ou l'effet de l'anisotropie de la conductivité thermique des argiles sur la distribution des températures sont étudiés en détail. Certaines des anomalies thermiques mesurées pourraient également s'expliquer par des écoulements de fluides, comme le démontrent quelques modèles numériques.

Des analyses locales dans le bassin de Paris semblent suggérer la remontée de fluides chauds, mais de telles hypothèses nécessitent la confrontation entre données thermiques et informations tirées des logs lithologiques. À titre de discussion, la dernière partie tente de généraliser le propos, en mettant l'accent sur les connaissances géologiques et pétrophysiques qu'il est nécessaire d'acquérir lors de l'étude du régime thermique actuel d'un bassin.

Sommaire

1. Introduction	11
2. De la mesure BHT à la cartographie thermique 3D - cas du graben du Rhin	15
2.1. ÉTAT DES CONNAISSANCES	15
2.2. UNE NOUVELLE BASE DE DONNÉES DE TEMPÉRATURES POUR LA PARTIE FRANÇAISE DU GRABEN DU RHIN	17
2.2.1. Données à disposition	17
2.2.2. Correction des données.....	18
2.3. ANALYSE GÉOSTATISTIQUE DES DONNÉES ET PARAMÈTRES DU KRIGEAGE	20
2.4. CARTOGRAPHIES THERMIQUES DU GRABEN DU RHIN.....	22
2.4.1. Caractéristiques des cartes	22
2.4.2. Analyse des cartes et définition des anomalies	31
2.4.3. Coupes verticales au-travers des anomalies	31
2.5. AUTRES CARTOGRAPHIES ET COMPARAISON AVEC LES CARTES PRÉCÉDENTES	34
2.6. VISION TRIDIMENSIONNELLE DE L'ANOMALIE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS	36
3. Sources possibles des anomalies thermiques - cas du bassin de Paris.....	39
3.1. DONNÉES	39
3.2. CARTOGRAPHIES THERMIQUES DU BASSIN DE PARIS.....	40
3.2.1. Premier type de correction.....	40
3.2.2. Deuxième type de correction	42
3.3. PROCESSUS GÉNÉRANT DES ANOMALIES THERMIQUES PAR RAPPORT À UNE AUGMENTATION RÉGULIÈRE DE LA TEMPÉRATURE....	44
3.3.1. Équation de la chaleur dans un cas simple.....	45
3.3.2. Cas plus réaliste	45
3.3.3. Hétérogénéités crustales	46
3.3.4. Compaction et chaleur.....	47
3.3.5. Compaction et anisotropie	49
3.3.6. Compaction, chaleur, et anisotropie.....	55

3.3.7. Conditions thermiques profondes	60
3.3.8. Hétérogénéités radiogéniques du socle.....	62
3.3.9. Circulations de fluides.....	64
3.4. MODÈLES NUMÉRIQUES INTÉGRANT L'ENSEMBLE DES EFFETS	67
3.4.1. Modèle conductif	67
3.4.2. Modèle convectif –régime permanent.....	69
3.4.3. Modèle convectif – régime transitoire	72
3.5. ANALYSES DES DONNÉES DU BASSIN DE PARIS.....	73
3.5.1. Possibilité d'un biais systématique	73
3.5.2. Analyses locales.....	75
3.5.3. Analyses à l'échelle d'un puits	78
3.5.4. Résumé	79
4. Régime thermique des bassins sédimentaires : discussion	81
4.1. DONNÉES ET MÉCANISMES POSSIBLES	81
4.2. INCERTITUDES ET AUTRES MÉCANISMES	82
5. Références	85

Liste des figures

Figure 1 - Exemples de cartographies thermiques à deux échelles distinctes, à 2 000 m de profondeur.....	11
Figure 2 - Tendances linéaires de l'augmentation de la température avec la profondeur, d'après Bonté <i>et al.</i> (2010).....	12
Figure 3 - Carte des isothermes à la profondeur de 400 m datant de 1929 (Gérard, Menjouz, & Schwoerer, 1984).....	15
Figure 4 - Cartes précédemment publiées : a) températures à 1 500 m de profondeur, d'après Le Masne <i>et al.</i> (1991) ; b) températures à 800 m de profondeur, d'après Pribnow and Schellschmidt (2000) ; c) : températures au toit du Bundsandstein, d'après les données de Gable (1978) reprises par Dezayes <i>et al.</i> (2007).	16
Figure 5 - Loi de correction des mesures BHT du nord de l'Alsace, selon Gable (1978).	17
Figure 6 - Répartition spatiale des forages contenant des données utilisables (points verts), sur un fond géologique.....	18

Figure 7 -	Distribution des données en fonction de la profondeur (a) ou de la température mesurée (b).....	19
Figure 8 -	Ensemble des données de températures corrigées en fonction de la profondeur, où sont superposées plusieurs tendances d'augmentation (linéaire et polynomiale).	20
Figure 9 -	Variogramme 3D (vertical en violet, horizontal en rouge) expérimentaux (pointillés) et théoriques (traits pleins).....	22
Figure 10 -	Carte des températures à 500 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	23
Figure 11 -	Carte des températures à 800 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	24
Figure 12 -	Carte des températures à 1 000 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	25
Figure 13 -	Carte des températures à 1 500 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	26
Figure 14 -	Carte des températures à 2 000 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	27
Figure 15 -	Carte des températures à 2 500 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	28
Figure 16 -	Carte des températures à 3 000 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).	29
Figure 17 -	Anomalies thermiques (A à H) à 800 m de profondeur (voir texte).	30
Figure 18 -	Coupe thermique verticale du nord au sud du graben, issue du bloc thermique 3D.	32
Figure 19 -	Coupes verticales orientées ouest-est, correspondant aux tracés horizontaux noirs et aux tracés verticaux des Figures 17 et 18, respectivement.	33
Figure 20 -	Carte thermique sur des interfaces géologiques (toit du Buntsandstein et base du Trias), et non à profondeur constante.	35
Figure 21 -	Carte à 2 000 m de profondeur (en haut à gauche, avec localisation des tracés des coupes) et coupes thermiques verticales autour de l'anomalie de Soultz-Sous-Forêts.	37
Figure 22 -	Répartition géographique (a) et verticale (b) des données de température corrigées et non corrigées (a). Sur l'histogramme (b), seules les données corrigées apparaissent.	38
Figure 23 -	Histogramme des résidus de la température (« Tres ») par rapport à la tendance moyenne exprimée en équation (2). Données dans le bassin de Paris.....	40
Figure 24 -	Principe de la correction statistique des données BHT du bassin de Paris, d'après Gable (1978).....	41
Figure 25 -	Cartes des températures à 500 m et 2 000 m de profondeur, issues de l'Atlas des Températures en Europe (Haenel et al., 1980)	42

Figure 26 - Différentes cartes et coupes, à différentes échelles, obtenues avec la nouvelle base de données contenant des valeurs de température corrigées des effets de boue.	43
Figure 27 - Illustration des deux solutions simples (5 et 7) de l'équation de la chaleur.	46
Figure 28 - Cas d'un remplissage par des sédiments plus isolants à droite qu'à gauche, et où une couche d'anhydrite a été rajoutée à gauche (en rose dans la figure du haut).	47
Figure 29 - Trois effets de la profondeur sur la conductivité thermique verticale des argiles.	48
Figure 30 - Exemple de variation de la conductivité thermique des roches sédimentaires, d'après Harcouët <i>et al.</i> (2007), en prenant en compte les lois de Vosteen et Schellschmidt (2003) pour l'effet thermique, et la loi de Serban <i>et al.</i> (2001) pour la porosité.	49
Figure 31 - Conductivité in situ déduite de l'analyse de logs de forage, comparée à la conductivité thermique prédictive par des mesures de laboratoire sur des argiles isotropes.	50
Figure 32 - Évolution de la conductivité thermique des argiles en fonction de la profondeur.	50
Figure 33 - Application du facteur correctif dû à l'anisotropie (voir Figure 30 et 31), sur la courbe de la conductivité des roches sédimentaires de Harcouët <i>et al.</i> (2007), avec une relation température-profondeur similaire à celle du bassin de Paris.	51
Figure 34 - Mesures de conductivités thermiques dans deux directions, l'une parallèle à l'axe de la compression imposée, l'autre dans la direction radiale, perpendiculaire à la première (Vasseur <i>et al.</i> , 1995b).	52
Figure 35 - Mesures de conductivité thermique parallèlement et perpendiculairement à la foliation (Clauser, 2006, d'après A. Hartmann).	53
Figure 36 - Mesures de conductivité thermique parallèlement et perpendiculairement à la foliation (Clauser, 2006, d'après A. Hartmann).	53
Figure 37 - Modèle simplifié de bassin sédimentaire (largeur 30 km en haut, et 100 km en bas), démontrant l'amplification de l'anomalie thermique en bordure de bassin lorsque l'anisotropie est prise en compte (courbes rouge).	54
Figure 38 - Extrapolation des mesures expérimentales de Vasseur <i>et al.</i> (1995b) pour évaluer le rapport d'anisotropie dans les 1 200 premiers mètres, profondeur à laquelle l'effet de l'anisotropie de varierait plus.	56
Figure 39 - Estimation de la variation des deux composantes de la conductivité thermique en prenant en compte les effets de la température et le double effet de la compaction sur la porosité et sur l'anisotropie.	57
Figure 40 - Effet de l'anisotropie sur le champ thermique.	58
Figure 41 - Effet de l'alternance de couches isotropes et anisotropes, notées 1 à 4 sur le schéma du haut.	59
Figure 42 - Modèle simplifié d'un bassin sédimentaire en forme de pile d'assiettes (haut) pour lequel l'anisotropie de conductivité est introduite pour chacune des couches.	61

Figure 43 - Cartes de températures à 1 500, 2 000 et 2 500 m de profondeur, ne montrant pas d'anomalies thermiques particulièrement continues au niveau des bordures du bassin ; en revanche, le centre du bassin focalise les anomalies thermiques positives (intérieur du contour pointillé)	62
Figure 44 - Ecorché anté-triasique du bassin de Paris, soulignant l'hétérogénéité lithologique (issu de « Synthèse géologique du bassin de Paris », Mémoire du BRGM n° 102, 1980).	63
Figure 45 - Modèle simplifié d'un bassin sédimentaire surmontant deux corps granitiques produisant de la chaleur.	64
Figure 46 - Exemples de modèles numériques de convection thermique dans les zones perméables d'un bassin sédimentaire.	65
Figure 47 - Exemples de modèles numériques de convection thermique dans des zones faillées, où la perméabilité varie en fonction de la profondeur (a) et en fonction de la distance à la faille (b).	66
Figure 48 - Modèle conductif intégrant la présence de couches anisotropes, de granites fortement producteurs de chaleur, et d'une conductivité thermique dépendant de la porosité et de la température.	68
Figure 49 - Comparaison entre deux calculs où l'anisotropie et l'isotropie sont interchangées.	69
Figure 50 - Calculs où la convection thermique est rendue possible par des fortes perméabilités pour deux couches intermédiaires, de l'ordre de 10^{-14} m ² (a) et $2 \cdot 10^{-14}$ m ² (b).	70
Figure 51 - Calculs où la circulation des fluides est facilitée dans les zones faillées fortement perméables (ici $2 \cdot 10^{-13}$ m ² dans les trois failles).	71
Figure 52 - Évolution temporelle de l'anomalie thermique générée par des circulations de fluides dans une zone faillée où la perméabilité varie selon x, z et t.	72
Figure 53 - a) Report des températures estimées sur deux interfaces géologiques du bassin de Paris. L'augmentation systématique du gradient avec la profondeur est obtenue dans différentes zones ; b) Observation similaire dans les autres bassins sédimentaires français, où les pentes en pointillés bleu et rouge soulignent l'apparente augmentation du gradient avec la profondeur.	73
Figure 54 - a) Illustration qualitative des différences d'échanges thermiques entre la boue et la formation (profil plein) pour des vitesses de circulation distinctes (profils en pointillés). La zone supérieure est soumise à des contrastes thermiques plus importants, qui pourraient se traduire par une sous-estimation de la correction des BHT, induisant une pente apparente sous-estimée (pointillé bleu) ; b) autre exemple dans le golfe de Mexico, où deux pentes sont déterminées, d'après Husson <i>et al.</i> , 2008.	74
Figure 55 - Report des BHT corrigées pour quatre régions distinctes.	76
Figure 56 - BHT corrigées pour la région de Sézanne, et pour laquelle un ajustement des données fournit un géotherme typique d'un système hydrothermal, où des fluides chauds remontent entre ~ 2 500 et 1 000 m de profondeur.	77
Figure 57 - Report des BHT corrigées pour la région de Coulommiers (a) et celle de Chaptot (b).	77

Figure 58 - Report des BHT corrigées pour les localités de Champotran, Chaunoy, Saint-Germain, Cerneux, Vulaines et Rachée.	78
Figure 59 - Données thermiques cartographiées à partir d'analyses géostatistiques.....	80

Liste des tableaux

Tableau 1 - Ensemble de tests de différents variogrammes théoriques, pour différents ajustements polynomiaux de l'évolution de la température avec la profondeur.	21
--	----

1. Introduction

Au cours du travail réalisé en 2006-2008 (projet CLASTIQ-1), qui consistait à reprendre l'ensemble des données de température mesurées dans les forages pétroliers français, une cartographie thermique 3D sur l'ensemble des bassins sédimentaires français a été réalisée (Bonté, 2007 ; Bonté *et al.*, 2010). Des études plus locales, focalisées sur un bassin sédimentaire particulier ont ensuite été menées (Bouchot *et al.*, 2008 ; Bouchot *et al.*, 2009 ; Garibaldi *et al.*, 2010). Pour l'ensemble de ces études, des variations spatiales (horizontales et verticales) de la température ont été identifiées, et des cartes et coupes thermiques ont mis en évidence des variations dont les amplitudes atteignent ± 20 à ± 30 °C à une profondeur donnée.

Lorsque l'on s'intéresse non plus à l'ensemble du territoire mais à un bassin en particulier, le jeu de données se réduit et l'analyse géostatistique qui en découle fournit de nouveaux paramètres pour la cartographie : l'échelle d'observation est différente et les cartes montrent plus de détails. Par exemple, on peut comparer (Figure 1) les cartes thermiques du bassin du Sud-Est, dans la compilation nationale de Bonté *et al.* (2010) et celles plus locales de Garibaldi *et al.* (2010). Dans la compilation nationale, l'anomalie en Alsace prédomine sur l'ensemble du territoire, masquant alors les anomalies locales du bassin du Sud-Est.

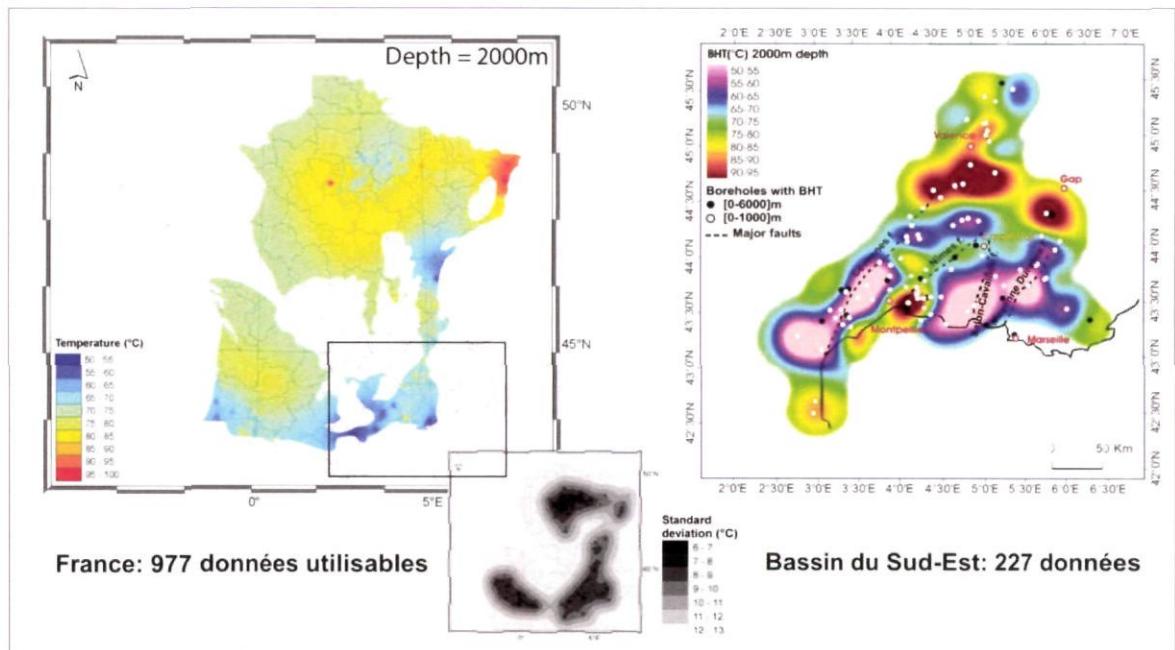


Figure 1 - Exemples de cartographies thermiques à deux échelles distinctes, à 2 000 m de profondeur.

Les cartes sont issues du travail de Bonté (2007), de Bonté *et al.* (2010) et Garibaldi *et al.* (2010). L'écart-type résultant du krigeage sur toute la France est illustré par la vignette du centre.

L'objectif principal de cette étude consiste à étudier les mécanismes pouvant expliquer les variations spatiales des températures du sous-sol dans un bassin sédimentaire, en dehors de l'augmentation linéaire avec la profondeur (Figure 2). Il s'agit donc d'une étude ciblée sur les processus physiques, mais il est bien entendu indispensable de décrire avec précision les données originales, leurs incertitudes, et le traitement qu'elles subissent avant que l'on puisse parler d'anomalie thermique.

Le terme d'« anomalie thermique » fait référence à une tendance régulière que l'on retrouverait sur l'ensemble d'une zone. La Figure 2 démontre que ces tendances diffèrent d'un bassin à un autre, et il s'agit là d'un problème important (quel est le régime d'équilibre thermique d'un bassin sédimentaire ?) et complexe, surtout lorsque l'on considère les aspects transitoires. Sédimentation, extension, érosion et autres processus tectoniques ou hydrologiques entrent en jeu lors de l'évolution d'un bassin sédimentaire, en laissant leur empreinte thermique sur plusieurs dizaines de millions d'années. Ces phénomènes de grande échelle se traduisent par des signatures thermiques de grande longueur d'onde, qui diffèrent des anomalies qui nous intéressent dans cette étude. Par conséquent, nous ne considérerons pas ces aspects, et chercherons principalement à comprendre les autres mécanismes agissant de manière permanente, ou les mécanismes transitoires de courte longueur d'onde, permettant d'expliquer les écarts entre les données et l'augmentation régulière soulignée par les droites en Figure 2.

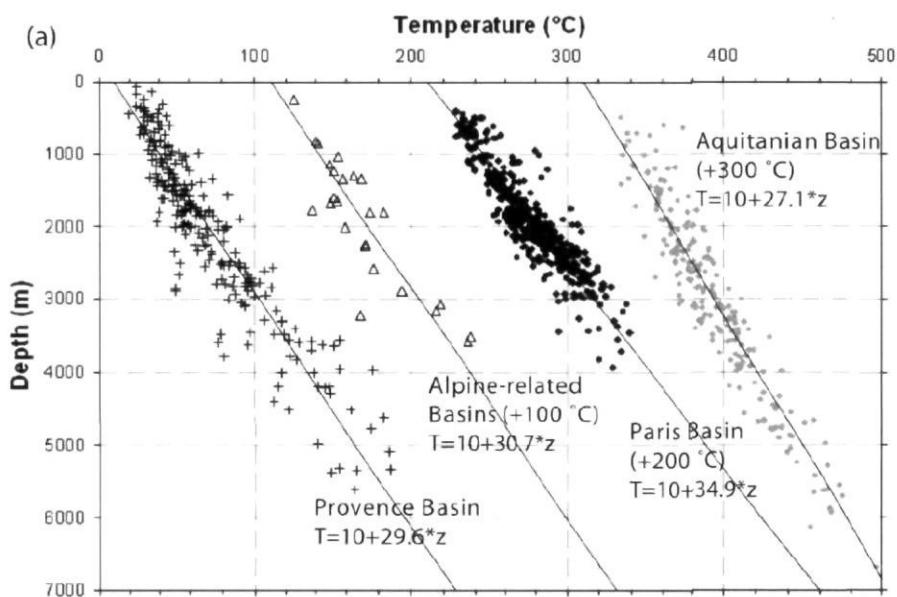


Figure 2 - Tendances linéaires de l'augmentation de la température avec la profondeur, d'après Bonté et al. (2010).

Les droites d'ajustement sont indiquées. Les données des bassins reliés aux Alpes, au bassin de Paris et au bassin Aquitain, sont décalées de 100, 200 et 300°C, respectivement.

L'étude a été divisée en deux parties complémentaires, bien que les cibles géologiques dans les deux cas soient différentes. Dans une première partie, nous détaillerons l'origine des données de température, leurs corrections, et les traitements géostatistiques qu'elles subissent avant leurs représentations cartographiques. Une analyse récente sur les

données françaises du graben du Rhin vient d'être effectuée dans le cadre d'un stage de Mastère 2 de l'Université de Montpellier (Carré, 2011), encadré par le BRGM, et sera donc reprise dans ce rapport. Dans une deuxième partie, consacrée au bassin de Paris, les variations spatiales des anomalies thermiques seront analysées, après avoir listé l'ensemble des processus physiques qui pourraient jouer sur le régime thermique d'un bassin. La discussion finale portera sur le régime thermique des bassins sédimentaires, en soulignant d'une part les mécanismes qui pourraient expliquer les anomalies identifiées dans le graben du Rhin ou dans le bassin de Paris, et d'autre part l'absolue nécessité de contraindre les paramètres géologiques et pétrophysiques des formations sédimentaires.



2. De la mesure BHT à la cartographie thermique 3D - cas du graben du Rhin

Cette partie constitue un résumé de l'étude de Carré (2011), focalisée sur la partie française du graben du Rhin, et dans laquelle de nombreux développements ne seront pas détaillés ici : la géologie du graben du Rhin, la géothermie en Alsace, ou encore les tests de sensibilité aux paramètres géostatistiques lors des interpolations. En revanche, la démarche générale du traitement des données et l'approche géostatistique permettant la construction d'un bloc thermique 3D seront présentées. Les cartes et coupes thermiques obtenues seront discutées.

2.1. ÉTAT DES CONNAISSANCES

L'anomalie thermique du graben du Rhin est connue depuis les premières explorations minières et pétrolières, et la première carte de températures profondes est réalisée en 1929 (Figure 3), à partir des mesures de températures en fond de trou (« bottom-hole temperature », ou BHT).

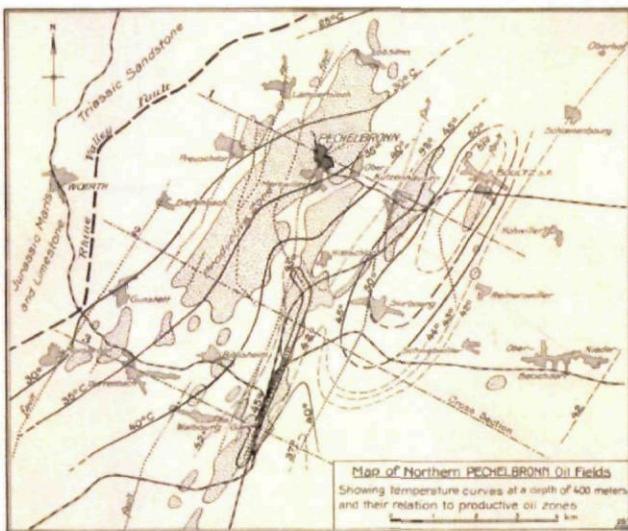


Figure 3 - Carte des isothermes à la profondeur de 400 m datant de 1929 (Gérard, Menjouz, & Schwoerer, 1984).

Plusieurs cartes à différentes profondeurs ont été publiées dans les vingt dernières années (Figure 4), mais elles furent toutes basées sur des données de températures plus ou moins bien corrigées, et les techniques d'interpolation n'étaient pas nécessairement décrites. Par exemple, les 3 cartes de la Figure 4 sont réalisées avec, respectivement, une correction statistique datant du travail de Gable (1978) (Le Masne et al., 1991), une correction adaptée mais une interpolation de type « *krigeage 3D - splines in tension* » (R. Schellschmidt, comm. pers.; Pribnow et Schellschmidt, 2000), et une « *méthode*

d'interpolation numérique récente » (Dezayes et al., 2007) mais avec des données dont la correction date de Gable (1978).

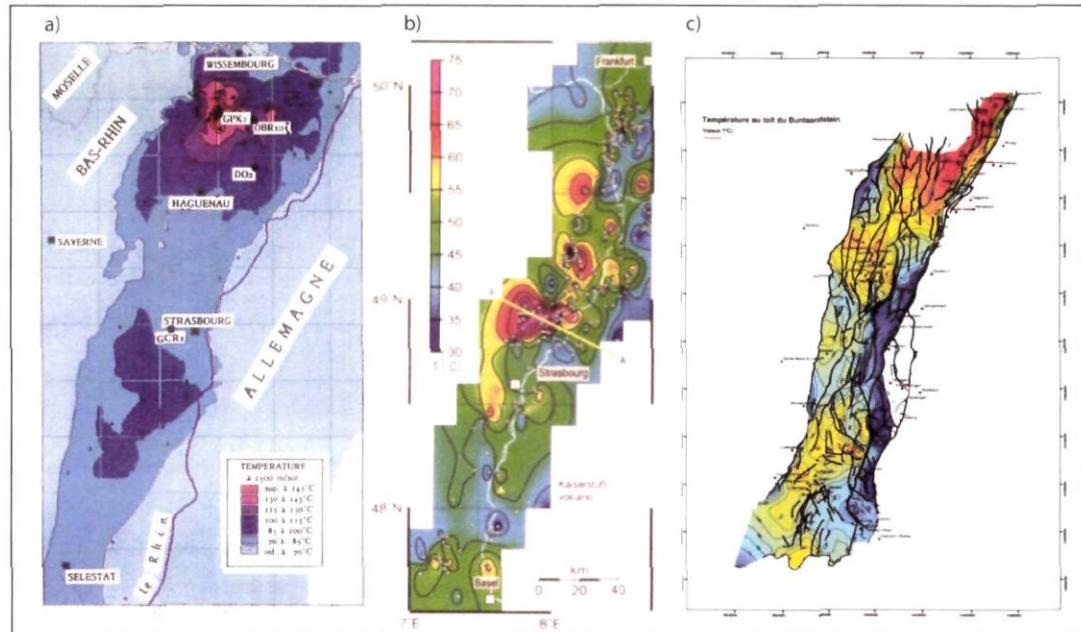
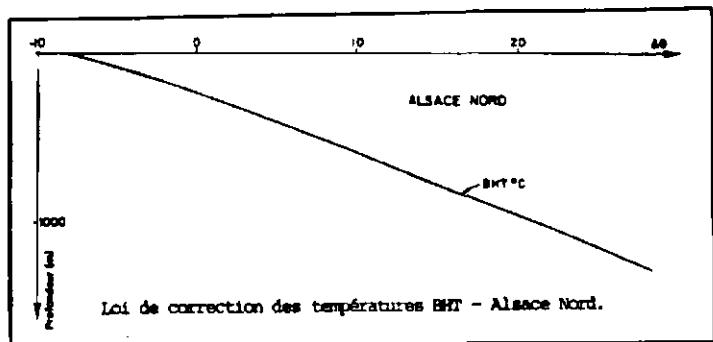


Figure 4 - Cartes précédemment publiées : a) températures à 1 500 m de profondeur, d'après Le Masne et al. (1991) ; b) températures à 800 m de profondeur, d'après Pribnow and Schellschmidt (2000) ; c) : températures au toit du Buntsandstein, d'après les données de Gable (1978) reprises par Dezayes et al. (2007).

Le problème de la correction statistique de Gable (1978) réside dans le fait qu'elle ne dépend que de la profondeur et ne prend pas en compte l'histoire du forage et de la mesure. Cette correction est basée sur les quelques données de type DST (considérées à l'équilibre) qui étaient disponibles à l'époque. Les nouvelles bases de données thermiques (Bonté, 2007 ; Bonté et al., 2010 ; Bouchot et al., 2008 ; Garibaldi et al., 2010) contiennent des données corrigées à partir de l'ensemble des DST aujourd'hui disponibles, mais également à partir des informations temporelles récupérées sur les entêtes de diagrphies.

En particulier, le délai entre la fin de la circulation de la boue de forage, et la mesure en fond de trou (BHT) permet, dans le cas où plusieurs mesures ont été réalisées à la même profondeur, de faire une correction de type « source cylindrique instantanée » (Goutorbe et al., 2007) qui est plus adéquate et qui peut être très différente de la correction statistique. Il est important de noter que certains auteurs effectuent sur l'ensemble de leurs données BHT une correction « moyenne » de 18 °C (Corrigan, 2003), et que pour le nord de l'Alsace, Gable applique une correction dépassant les 20 °C au-dessous de 1 000 m de profondeur (Figure 5).



*Figure 5 - Loi de correction des mesures BHT du nord de l'Alsace, selon Gable (1978).
Cette correction est appliquée quel que soit le moment de la mesure BHT.*

2.2. UNE NOUVELLE BASE DE DONNÉES DE TEMPÉRATURES POUR LA PARTIE FRANÇAISE DU GRABEN DU RHIN

La construction d'un modèle 3D de température du graben du Rhin est basée sur la récupération de données de températures issues de sources différentes. Ces mesures de températures ont été acquises suivant plusieurs procédés et peuvent être regroupées selon leur fiabilité.

2.2.1. Données à disposition

Les données de température sont issues de : (1) la compilation des données de Gable de 1978 sur la France, qui réunit les données sous forme de catalogue des températures avec un profil de température pour chaque forage qui contient au moins trois mesures de température ; (2) la compilation de Bonté (2007) incluant des données issues d'archives papier de Gable, Vasseur et Lucaleau (années 1970 à 1990), et en particulier des mesures de l'Est et du Sud Est de la France ; (3) une compilation de données faite par le Service Géologique Régional d'Alsace ; (4) une compilation de données de forage pétroliers sur l'Alsace et expliquée ci-dessous.

L'ensemble de cette compilation a fait apparaître des doublons qu'il a fallu éliminer. Sur 324 forages répertoriés sur tout le graben (partie française), 251 forages présentent une ou plusieurs données de températures. Au total, la compilation brute rassemble 1134 données de température. Après élimination des doublons et des données incohérentes (voir Carré, 2011), la compilation comporte 509 données de température, dont 34 sont considérées comme fiables (à l'équilibre), 152 de fiabilité correcte, et 321 données de type BHT, qu'il faut corriger.

Les données BHT issues des forages pétroliers sont indiquées sur les en-têtes des diagraphies des forages et dans les rapports de fin de sondage. Sur ces entêtes sont reportées les coordonnées du forage et d'autres informations utiles pour la correction, comme le diamètre du forage, le temps de circulation de la boue et le temps après circulation.

2.2.2. Correction des données

Sans décrire en détail les corrections effectuées (voir Carré, 2011), précisons que la méthode ICS (correction analytique reproduisant l'évolution thermique suite à une perturbation « Instantanée d'une Source Cylindre » ; Goutorbe, 2007) a été appliquée à 111 données de température. Les autres données ne disposant pas des informations requises ont été corrigées avec la méthode AAPG (American Association of Petroleum Geologists ; Bodner and Sharp, 1988), méthode purement statistique. Ainsi, 297 données sont soit considérées à l'équilibre thermique, soit de fiabilité correcte, soit corrigées avec la méthode adéquate ICS. Seules 212 données sont corrigées statistiquement.

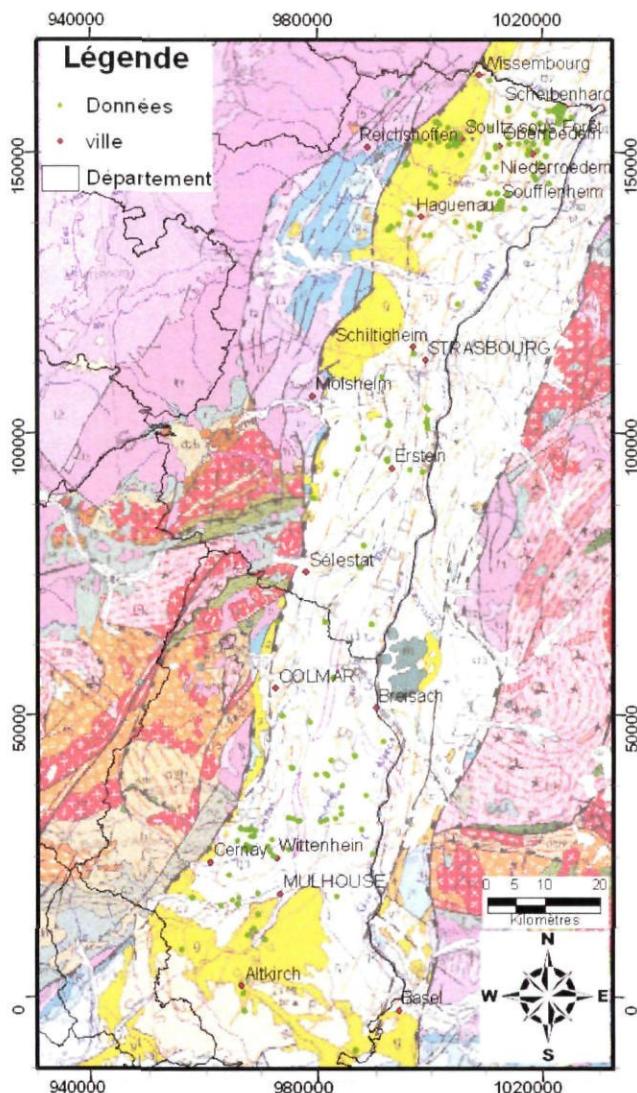


Figure 6 - Répartition spatiale des forages contenant des données utilisables (points verts), sur un fond géologique.

On remarque la « clusterisation » des données, au nord et au sud.

La Figure 6 montre la répartition géographique des données de températures dans le graben du Rhin. Cette répartition n'est pas homogène et forme des clusters (paquet de données) au Nord et au Sud alors que le centre du Graben présente peu de données. Cette répartition est le résultat de l'exploration pétrolière et minière de l'Alsace qui n'a eu lieu que dans des zones favorables comme celle du champ pétrolier de Pechelbronn au Nord, et les exploitations de potasse au Sud.

Cette répartition inégale des données de température peut aussi se voir sur la Figure 7a représentant la distribution des profondeurs des forages du Graben du Rhin : celles-ci sont comprises entre 145,5 et -3 414 m par rapport au niveau de la mer, avec 90 % des données se situant à des profondeurs inférieures à -1 500 m. La Figure 7b représente la distribution des températures : elles sont comprises entre 16,11 °C et 179,98 °C, avec 90 % des températures comprises entre 0° et 100 °C. La répartition géographique des données et la distribution des profondeurs aura un impact sur l'interpolation avec des zones plus précises que d'autres et, pour des profondeurs supérieures à -1 500 m, une augmentation de l'incertitude.

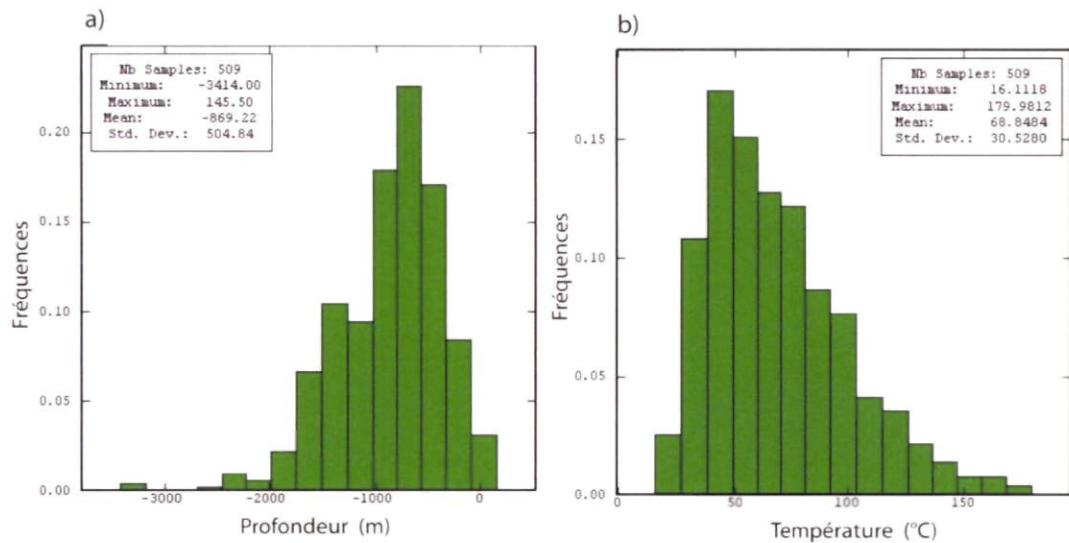


Figure 7 - Distribution des données en fonction de la profondeur (a) ou de la température mesurée (b).

Pour les besoins de l'interpolation, il faut calculer une température résiduelle, c'est-à-dire la différence entre une température donnée, et une température estimée à partir d'un profil théorique de température. Ce profil ou géotherme est défini selon l'hypothèse de l'augmentation de la température avec la profondeur. Celle-ci peut alors se faire manière linéaire ou en suivant un polynôme, du 4^{ème} ordre par exemple (Figure 8). Même si l'il n'y a pas de grandes différences entre les géothermes dans les 2 000 premiers mètres, les données profondes sont mieux ajustées avec le polynôme de 4^e ordre.

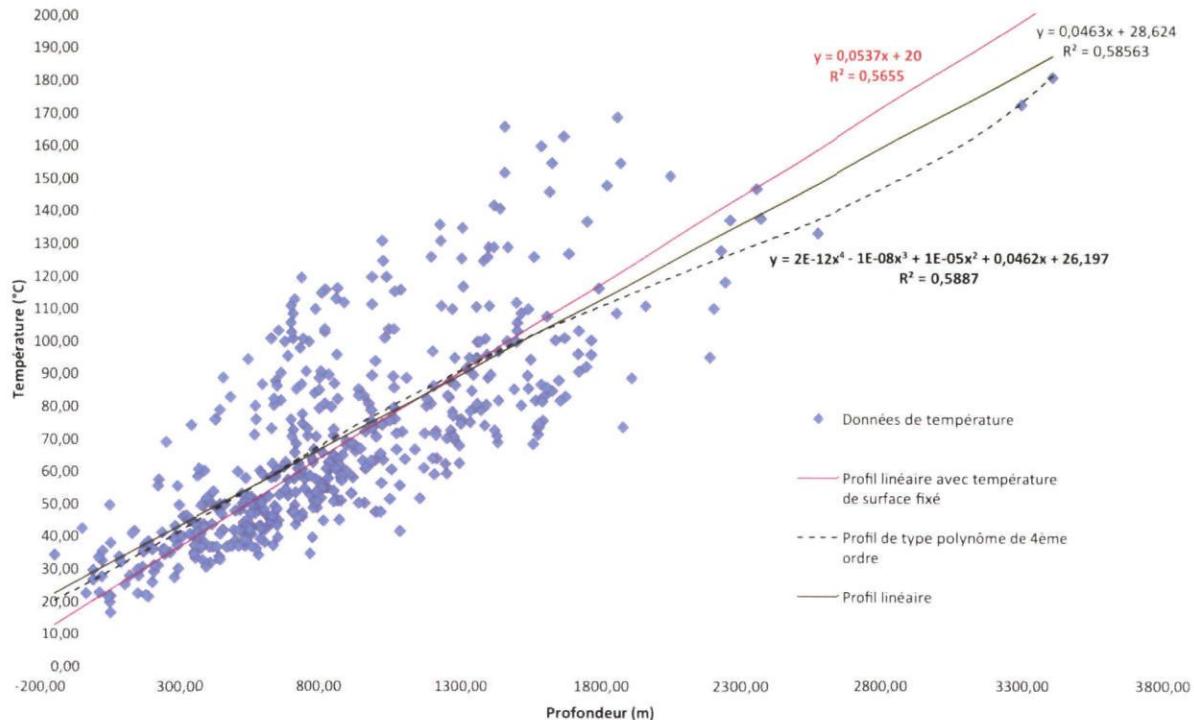


Figure 8 - Ensemble des données de températures corrigées en fonction de la profondeur, où sont superposées plusieurs tendances d'augmentation (linéaire et polynomiale). Les courbes et droites de corrélation y en fonction de x sont indiquées (voir Carré, 2011 pour plus de détails).

2.3. ANALYSE GÉOSTATISTIQUE DES DONNÉES ET PARAMÈTRES DU KRIGEAGE

L'interpolation des données, qui permet d'obtenir un bloc thermique 3D, nécessite une analyse géostatistique, afin de définir le meilleur variogramme qui décrira les données et leur spatialisation. Le choix des paramètres du krigeage (maille et voisinage) est tout aussi important et aura un impact sur l'interpolation. Sans rentrer dans les détails de cette analyse géostatistique (voir Carré, 2011), soulignons que différents variogrammes ont été testés, qu'une technique de « declustering » a permis de prendre en compte la répartition non homogène des données, et que des tests de sensibilité portant sur les paramètres du variogramme (palier, portées) ont été réalisés (Tableau 1).

Le variogramme qui décrit le mieux les données en minimisant les écarts-type comprend un effet pépite de 25 °C² et deux structures gaussiennes dont les portées horizontales valent respectivement 1,8 km et 20 km, et les portées verticales 1,2 et 1,6 km (modèle C3, dernière ligne du Tableau 1).

Température avec profil linéaire sans température de surface fixée

Modèle	Description modèle	effet pépite	structure 1			structure 2			structure 3			Palier total
			palier	portée horizontale	portée verticale	palier	portée horizontale	portée verticale	palier	portée horizontale	portée verticale	
A1	Nugget / Cubic / sphérique	20	50	2500	2000	80	20000	2200	120	25000	2500	270
A2	Nugget / 3 sphérique	11,87	50	2000	1500	40	20000	2000	190	25000	2100	291,87
A2 1	Nugget / 3 sphérique	10	50	1600	1500	40	20000	2000	170	25000	2100	270
A3	Nugget / 2 gaussien	25	75	2200	1500	170	20000	1600				270

Température avec profil linéaire avec température de surface fixée

Modèle	Description modèle	effet pépite	structure 1			structure 2			structure 3			Palier total
			palier	portée horizontale	portée verticale	palier	portée horizontale	portée verticale	palier	portée horizontale	portée verticale	
B1	Nugget / Cubic / 2 sphérique	20	50	2400	2000	230	25000	2200				300
B2	Nugget / 3 sphérique	11,87	60	2100	1800	30	18000	2000	200	25000	2200	301,87
B3	Nugget / 2 gaussien	25	70	1900	1500	210	20000	1800				305

Température avec profil de type polynôme

Modèle	Description modèle	effet pépite	structure 1			structure 2			structure 3			Palier total
			palier	portée horizontale	portée verticale	palier	portée horizontale	portée verticale	palier	portée horizontale	portée verticale	
C1	Nugget / Cubic / sphérique	20	50	2500	1700	215	25000	2000				285
C2	Nugget / 3 sphérique	11,87	50	1800	1500	30	20000	1800	195	25000	1900	286,87
C3	Nugget / 2 gaussien	25	60	1800	1200	200	20000	1600				285

Tableau 1 - Ensemble de tests de différents variogrammes théoriques, pour différents ajustements polynomiaux de l'évolution de la température avec la profondeur.

Le modèle final choisi répond à un critère permettant d'obtenir des écarts-type les plus faibles et correspond au modèle C3.

La Figure 9 décrit le variogramme obtenu (expérimental) avec le variogramme théorique qui décrit le mieux les données. L'avant-dernière étape nécessaire avant l'interpolation consiste à rechercher des données trop proches les unes des autres, ce qui empêcherait le calcul du krigage. Ainsi, la méthode « looking for duplicates » du logiciel Isatis® a permis d'éliminer 29 valeurs avant de procéder au krigage. Celui-ci a donc été réalisé en 3D, avec 480 valeurs de températures corrigées, à l'aide du variogramme C3 et d'une prise en compte de clusters de données (voir Carré, 2011).

Enfin, les paramètres mêmes du krigage, à savoir la maille et le voisinage ont été testés. Les dimensions de la maille ont été choisies de manière d'une part à ne pas ralentir le calcul d'interpolation (maille trop petite) et d'autre part à ne pas dépasser les portées horizontales et verticales. Les dimensions de 1 000 m en x et y, et de 50 m en z ont été choisies. Le voisinage unique (par rapport à un voisinage glissant) a été préféré pour l'interpolation (voir Carré, 2011).

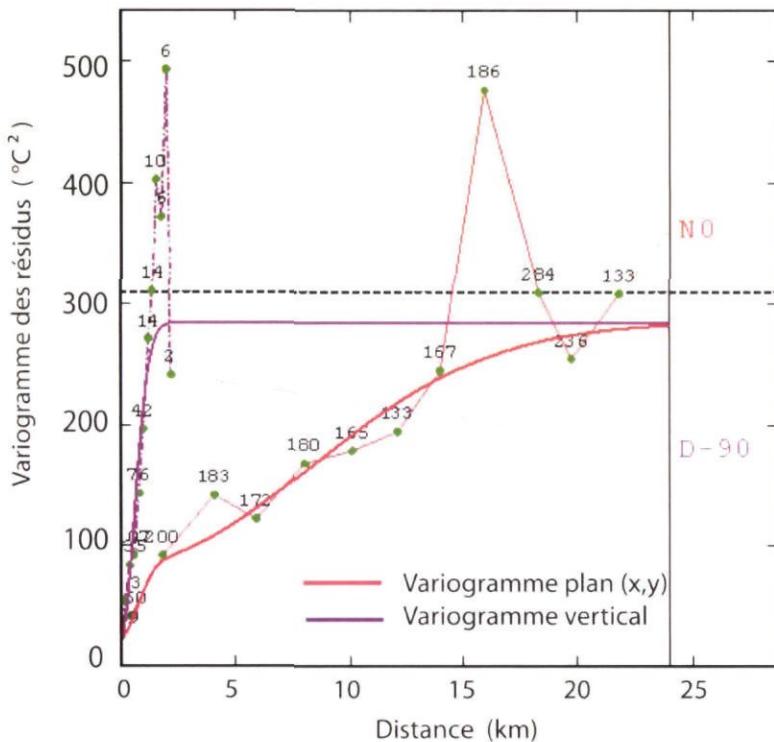


Figure 9 - Variogramme 3D (vertical en violet, horizontal en rouge) expérimentaux (pointillés) et théoriques (traits pleins).

2.4. CARTOGRAPHIES THERMIQUES DU GRABEN DU RHIN

L'intérêt de l'analyse géostatistique réside en particulier dans l'obtention de cartes d'erreurs liées aux interpolations. Celles-ci seront présentées avec les cartes des données représentant une coupe horizontale ou verticale du bloc thermique 3D. Pour l'intérêt qu'elles représentent, des cartes à 500 m, 800 m, 1 000 m, 1 500 m, 2 000 m, 2 500 m et 3 000 m de profondeur sont illustrées. Les coupes verticales du bloc thermique 3D seront effectuées dans la direction est-ouest tout le long du graben du Rhin ainsi que dans une direction nord-sud. Deux cartes de température sur des interfaces géologiques sont également présentées, et une analyse détaillée de l'anomalie de Soultz-Sous-Forêts est discutée.

2.4.1. Caractéristiques des cartes

Toutes les cartes présentent une valeur moyenne correspondant à la valeur de la température définie par le gradient de type polynôme. La température minimum et maximum et l'erreur d'interpolation minimum et maximum sont indiquées sur les figures. Compte tenu du manque de données de température pour des profondeurs supérieures à 2 500 m, les cartes pour les profondeurs de 2 500 m et 3 000 m ne sont que peu valables. Ceci est illustré par les cartes des erreurs d'interpolations. Sur les cartes sont également indiquées par des croix la position des données à ± 500 m de la profondeur représentée.

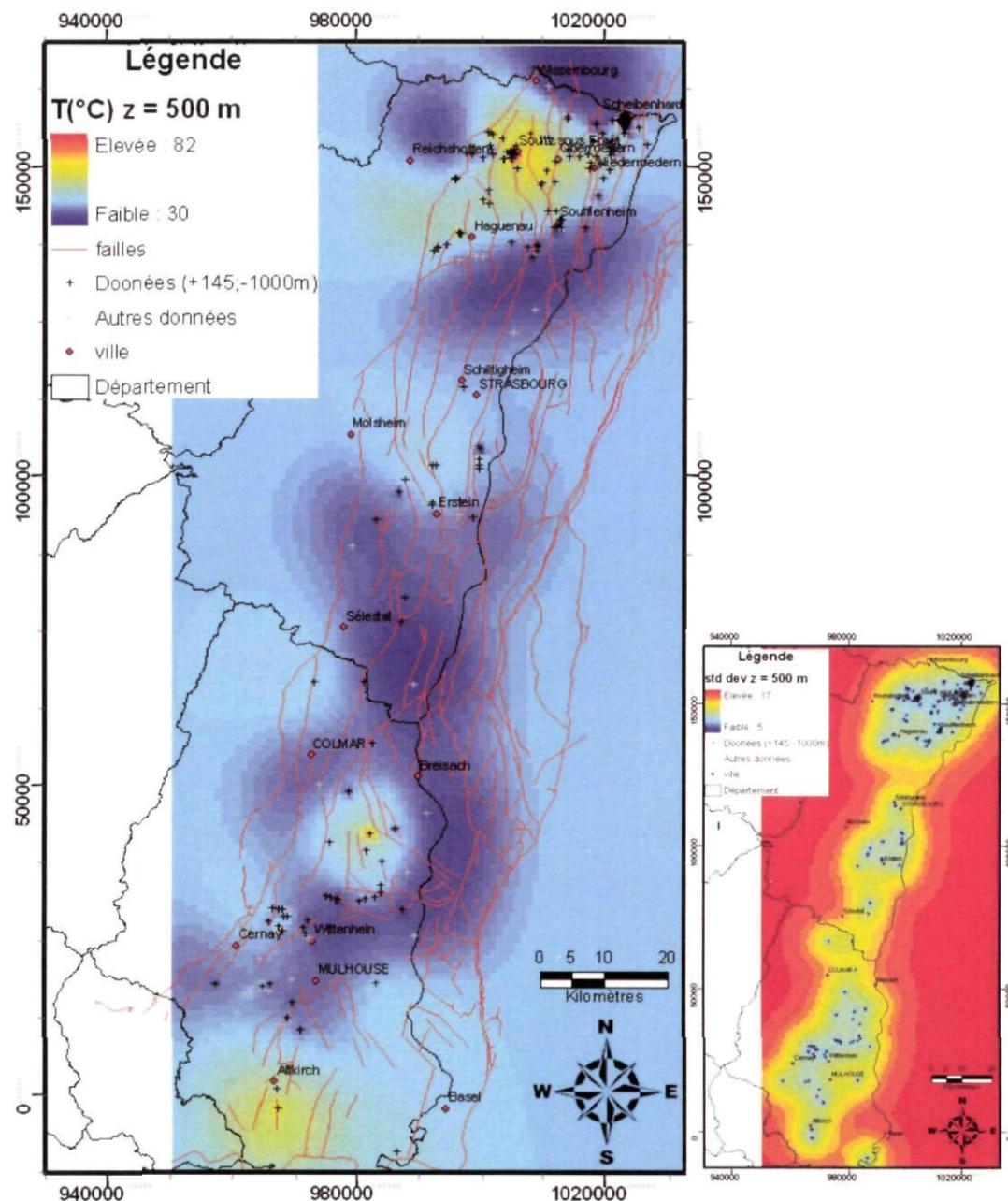


Figure 10 - Carte des températures à 500 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).

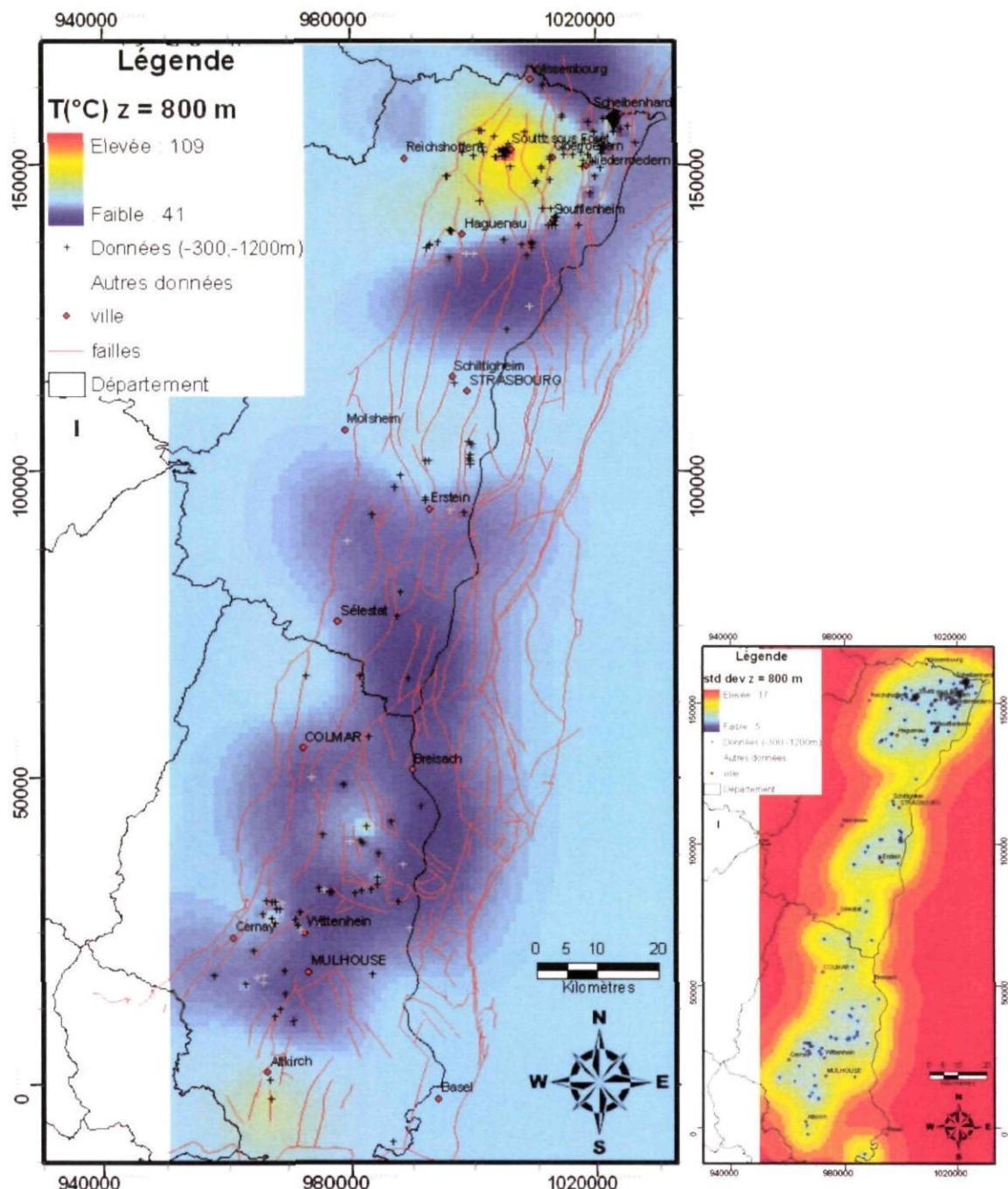


Figure 11 - Carte des températures à 800 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).

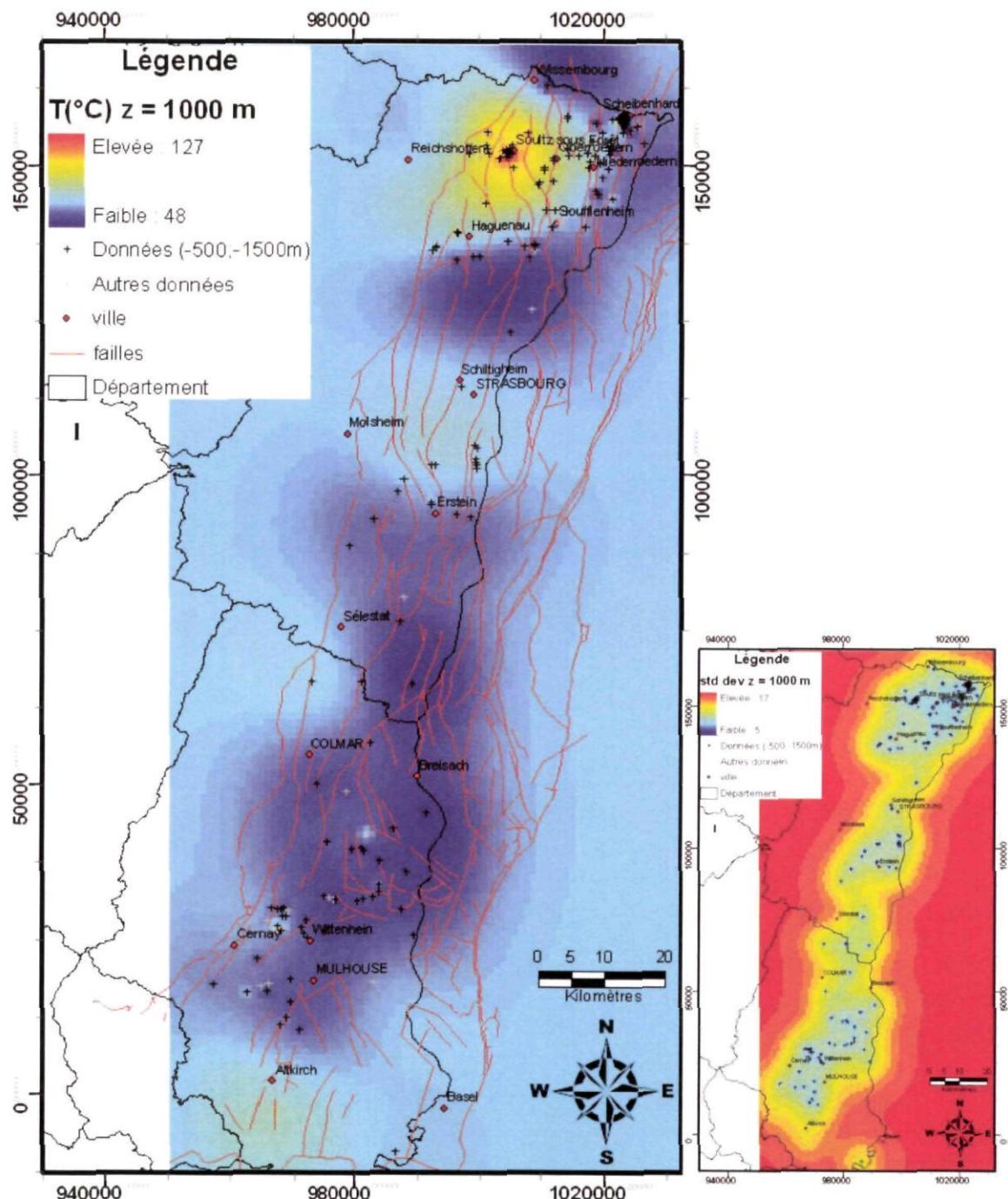


Figure 12 - Carte des températures à 1 000 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).

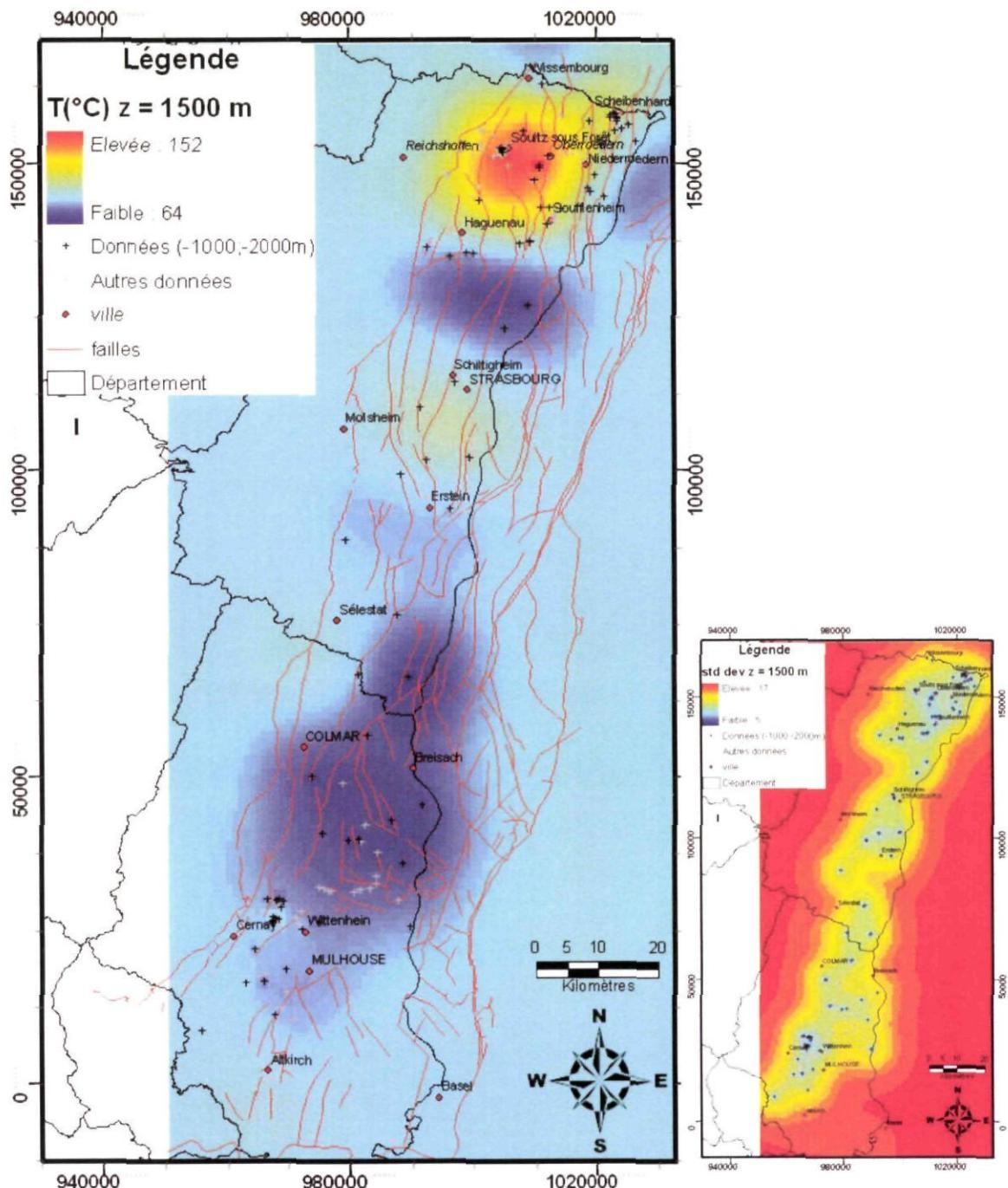


Figure 13 - Carte des températures à 1 500 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).

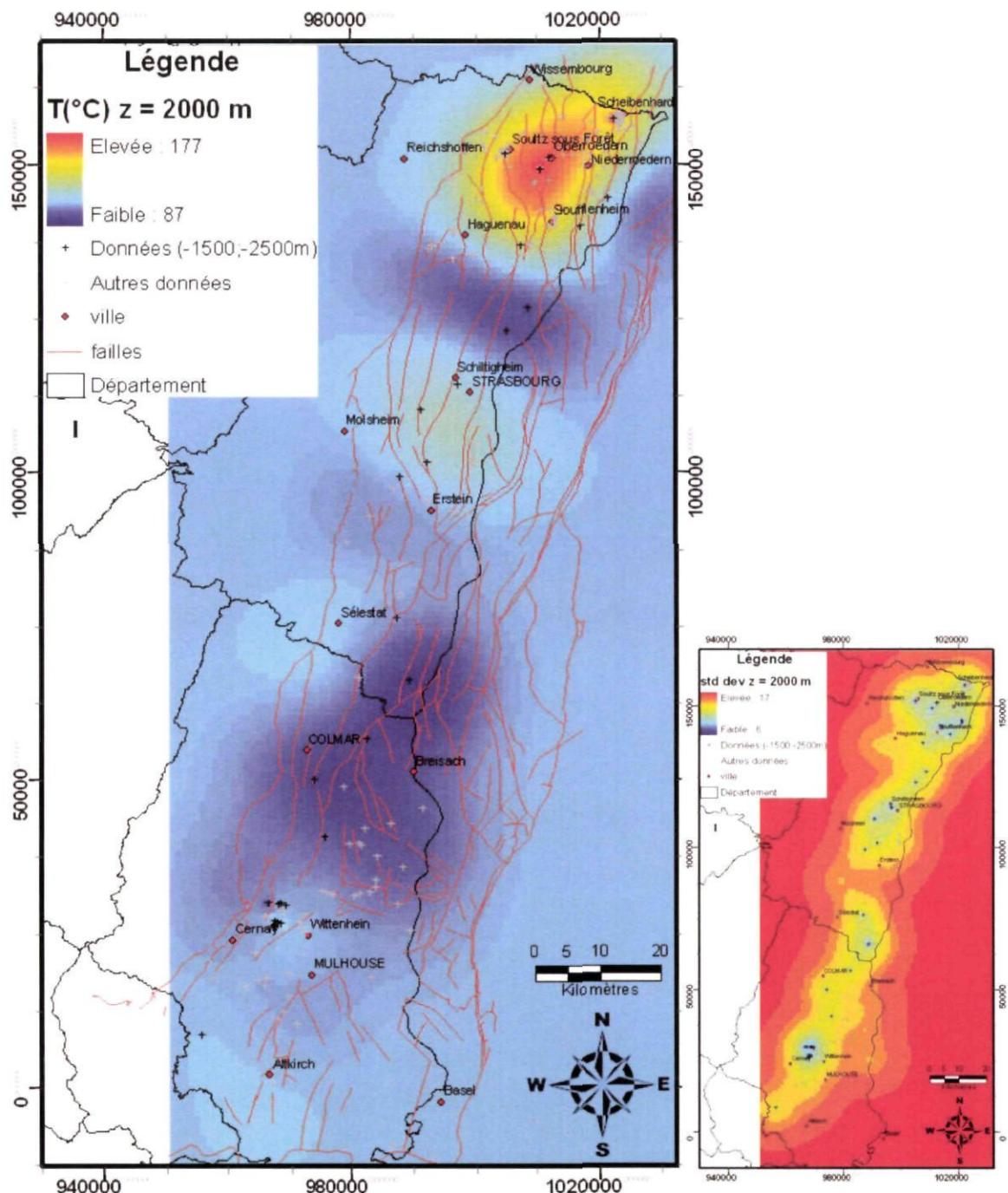


Figure 14 - Carte des températures à 2 000 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).

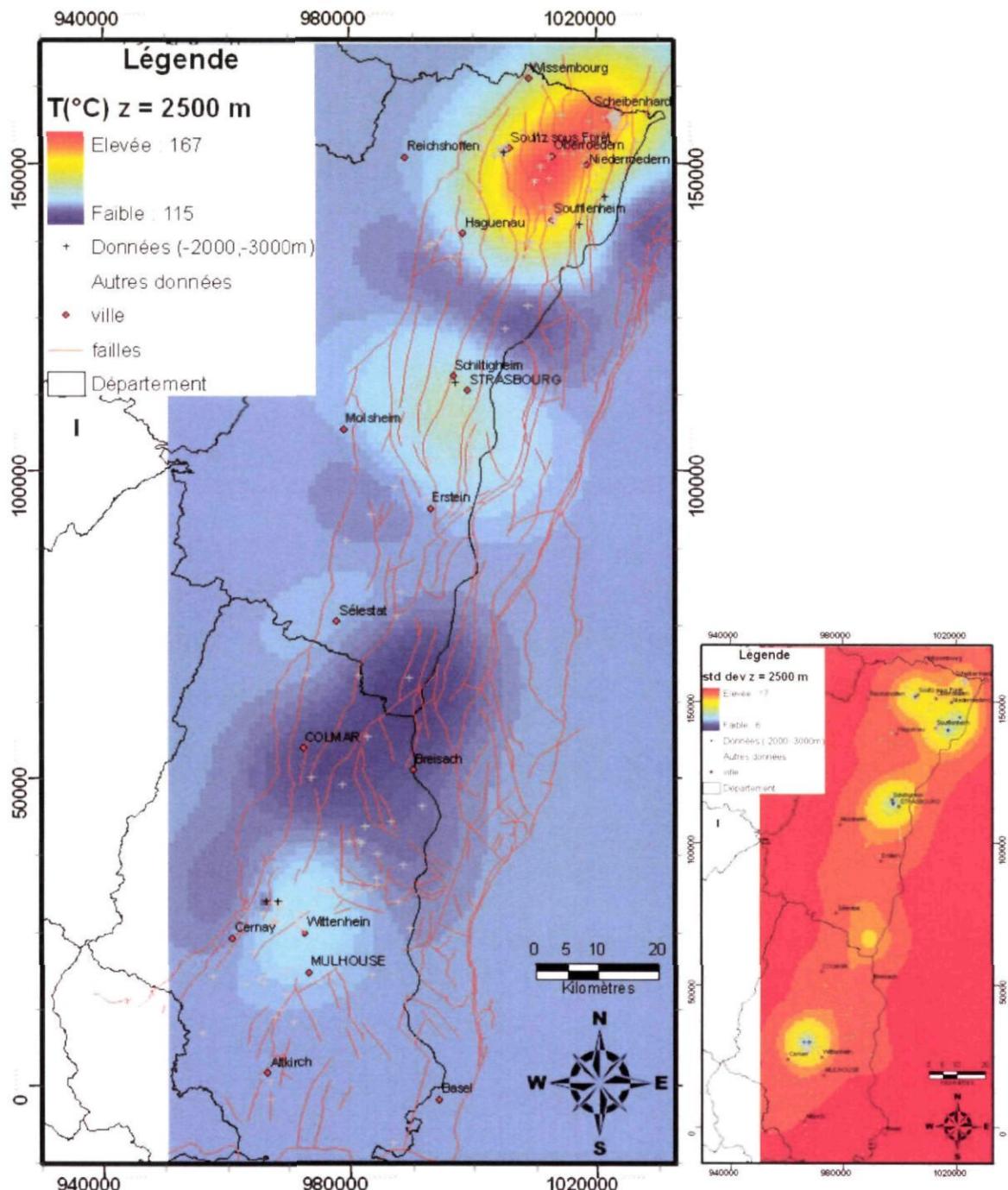


Figure 15 - Carte des températures à 2 500 m de profondeur (gauche), et erreur associée (droite).

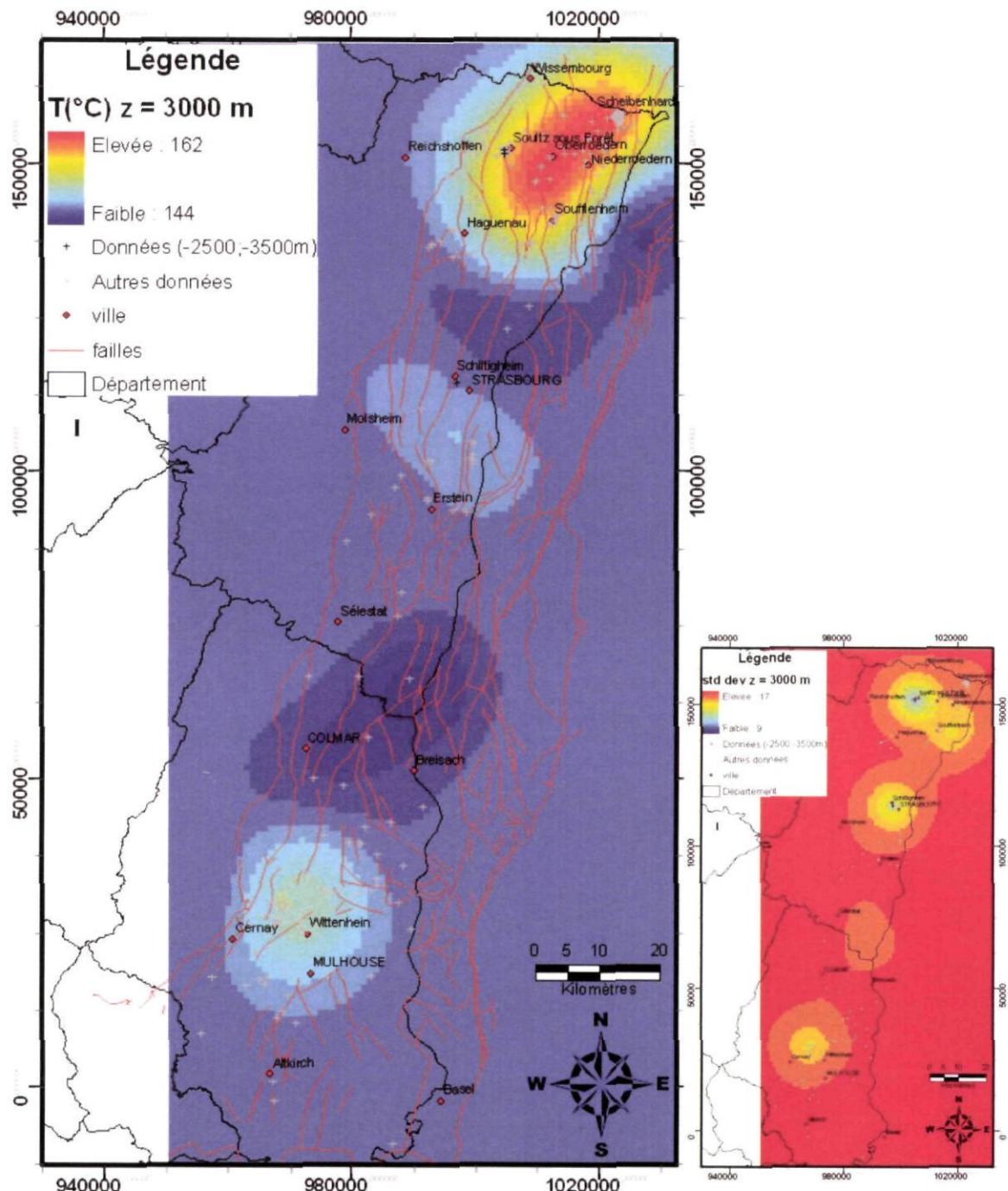


Figure 16 - Carte des températures à 3 000 m de profondeur (gauche) et erreur associée (droite).

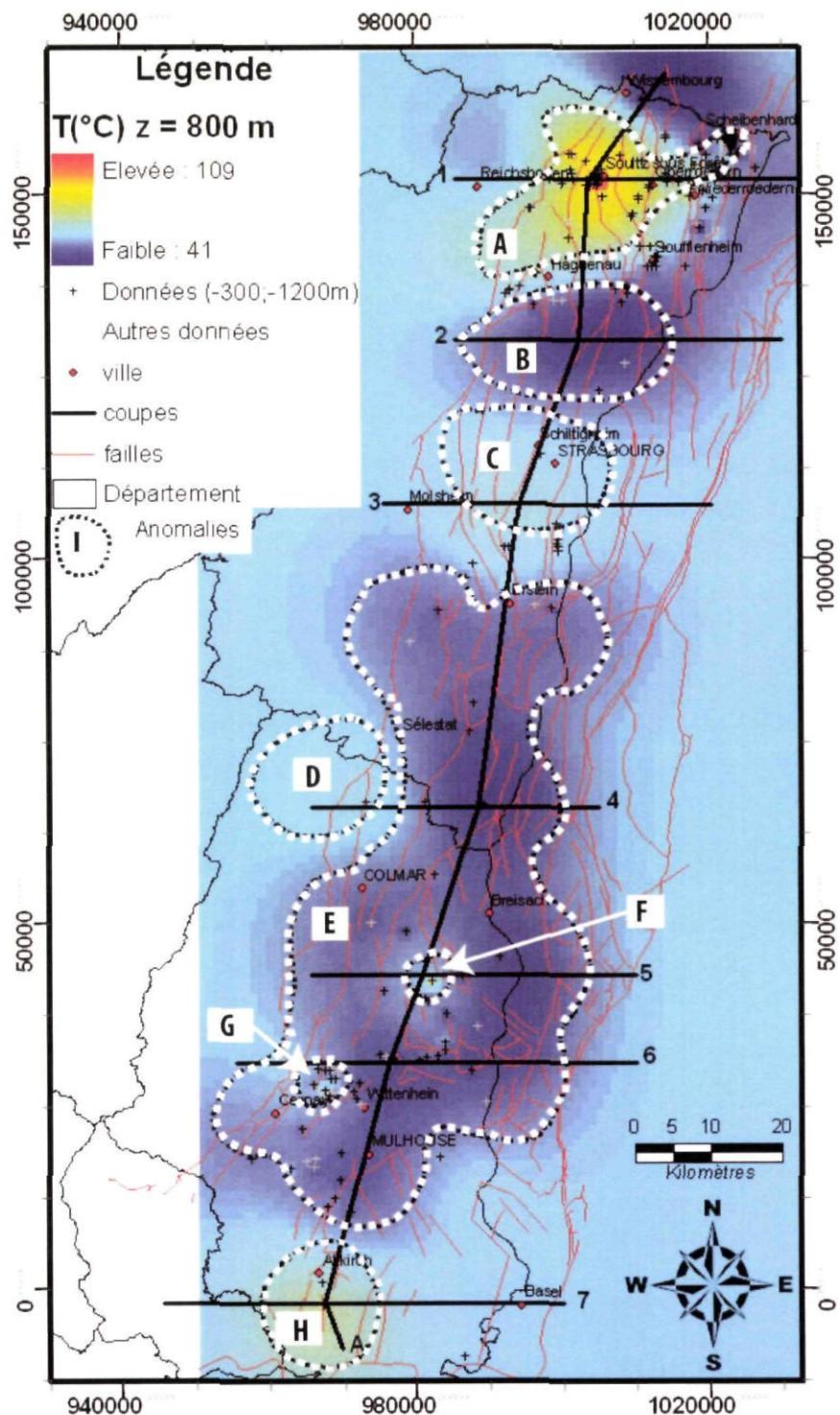


Figure 17 - Anomalies thermiques (A à H) à 800 m de profondeur (voir texte).
Les traits noirs représentent les tracés des coupes verticales.

2.4.2. Analyse des cartes et définition des anomalies

La carte à 800 m de profondeur a été prise comme carte de référence pour définir des anomalies thermiques, dont on peut suivre l'évolution avec la profondeur. Les anomalies thermiques majeures et mineures sont délimitées par des pointillés blancs sur la Figure 17.

L'analyse des cartes de températures montre la présence d'anomalies chaudes et froides, alternant plus ou moins régulièrement du Nord au Sud. Les anomalies thermiques majeures sont les anomalies positives de Soultz-Sous-Forêts (A), Strasbourg Sud (C) et Altkirch (H) et les anomalies négatives de Strasbourg Nord (B) et Colmar-Mulhouse-Sélestat-Est (E). Des anomalies mineures sont aussi visibles comme celles de Sélestat-Ouest (D), de Breisach SW (F) et de Wittenheim (G). L'étude de coupes verticales réalisées sur le modèle 3D de température permet d'analyser les anomalies positives et négatives et de les comparer.

L'anomalie positive majeure dans le Graben du Rhin est celle de Soultz-Sous-Forêts (A). La température maximum de l'anomalie à 500 m de profondeur est de 83 °C. Cette anomalie est centrée sur Soultz-Sous-Forêts pour les profondeurs de 500 m et 1 000 m mais elle se décale au Sud de Oberroedern (à Rittershoffen exactement) à partir de 1 500 m, et jusqu'à 3 000 m. De plus, elle se propage à partir de 2 000 m vers Scheibenhard. La température maximum de l'anomalie atteint ainsi 177 °C à 2 500 m de profondeur. Une analyse plus détaillée est présentée en section 2.6. L'anomalie positive de Strasbourg Sud (C) est restreinte à 500 m de profondeur et s'intensifie en profondeur jusqu'à 2 000 m en migrant légèrement vers le Nord. Elle passe de 45°C à 500 m à 120 °C à 2 000m, puis à 148°C à 3 000 m. L'anomalie positive d'Altkirch (H) est forte à 500 m de profondeur mais baisse en intensité à partir de 1 000 m de profondeur pour disparaître après 2 000 m de profondeur. La validité de cette anomalie peut être discutée par le fait qu'elle vient de deux points de données seulement et qu'elle se trouve en bordure du modèle, ce qui induit des artefacts d'extrapolation.

L'anomalie négative de Strasbourg Nord (B) visible à 500 m de profondeur, se déplace légèrement vers le Sud et l'Ouest et s'accroît jusqu'à 1 500 m de profondeur. Ensuite, elle baisse en intensité à partir de 2 000 m de profondeur pour disparaître à 3 000 m de profondeur. L'anomalie de Colmar-Mulhouse-Sélestat-Est (E) est assez grande entre 500 m et 1 500 m de profondeur avant de se réduire à la région de Colmar et Sélestat-Est à partir de 2 000 m.

Les anomalies mineures de Sélestat-W (D), de Breisach SW (F) et de Wittenheim (G) ne sont liées qu'à peu de données de températures et sont discutables.

2.4.3. Coupes verticales au-travers des anomalies

Des coupes thermiques verticales au-travers du bloc thermique 3D ont été effectuées. Leurs positions sont indiquées sur la Figure 17 par des traits noirs numérotés de 1 à 7 (coupes ouest-est) et par une ligne brisée noire du Nord au Sud. Chacune des coupes traverse les anomalies discutées ci-dessus. Les tracés du toit du Buntsandstein (formation poreuse) et de l'interface socle-couverture – ou base du Trias – (zone qui pourrait être

fracturée) y sont superposées. Ces tracés ont été établis à partir de la numérisation des cartes de Munck *et al.* (1979).

Coupe Nord-Sud

La Figure 18 montre une coupe N-S thermique traversant les 8 anomalies précédemment définies. On y distingue l'anomalie de Soultz-Sous-Forêts, là où le toit du socle remonte jusqu'à 1500m de profondeur environ (partie gauche de la coupe).

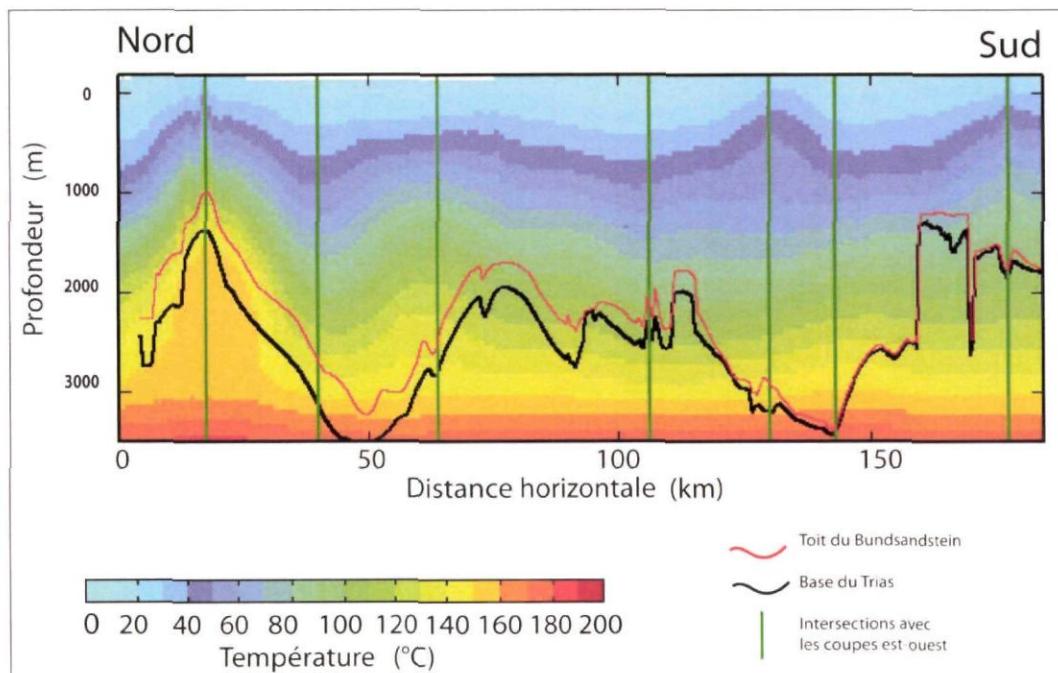


Figure 18 - Coupe thermique verticale du nord au sud du graben, issue du bloc thermique 3D.
La coupe est extraite le long du tracé noir de la Figure 17. Les tracés verts sont les intersections avec les autres coupes présentées en Figure 19. Les données à ± 500 m de la coupe ne sont pas représentées ici, mais sont visibles sur les coupes horizontales précédentes.

Coupes Ouest-Est

Elles sont présentées ensemble sur la Figure 19, où les numéros correspondent aux profils numérotés de la Figure 17. La taille de chacune des coupes n'est pas nécessairement la même d'un cas à l'autre, mais les échelles horizontales et verticales sont identiques.

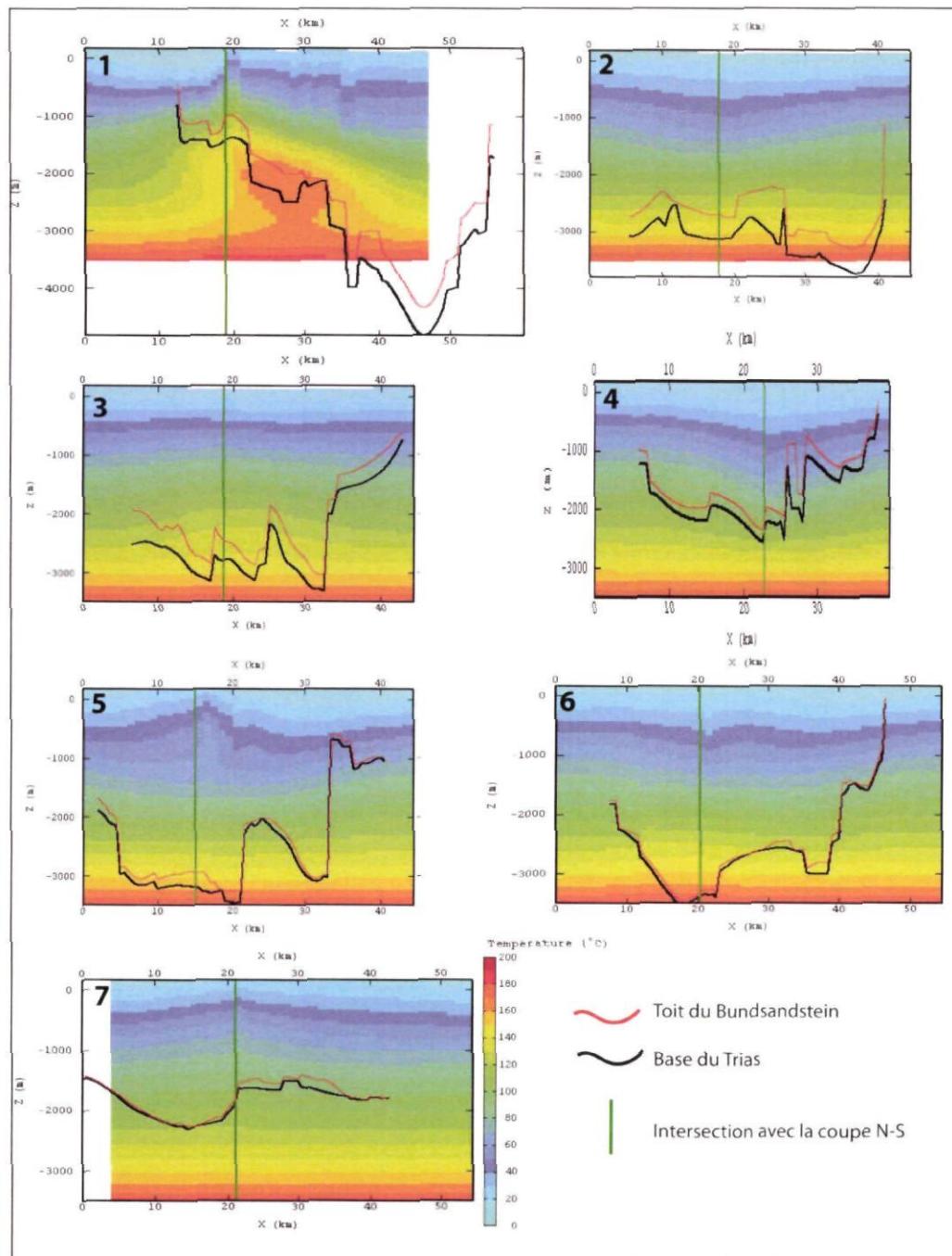


Figure 19 - Coupes verticales orientées ouest-est, correspondant aux tracés horizontaux noirs et aux tracés verticaux verts des Figures 17 et 18, respectivement.
Le nombre de données au voisinage de chaque coupe est discuté dans le texte.

Commentaires sur les coupes

L'anomalie positive de Soultz-Sous-Forêts (A) est représentée par la coupe 1 et permet de remarquer une remontée importante des isothermes en forme de champignon. L'isotherme 150 °C (entre le vert-clair et l'orange) varie entre -3000 m et -1 700 m au sommet. De plus, à l'ouest de Soultz-Sous-Forêts, les isothermes de basse température (10, 20 et 30 °C) ont tendance à baisser d'environ 200 m de profondeur. Cette coupe 1 est bien contrainte avec un nombre de points de données importants (113).

L'anomalie de Strasbourg Sud (C) est représentée sur la coupe 3. Le nombre de points de données proches de la coupe 6, à plus ou moins 5 km selon la latitude, tend à indiquer que la géométrie de l'anomalie peut être discutée. Cette coupe montre une remontée des isothermes de l'ordre de 250 mètres.

L'anomalie d'Altkirch (H) est présente sur la coupe 7. Le nombre de points de données proches de la coupe est très faible (3) et permet de discuter de la validité de cette anomalie. Les isothermes compris entre 0 et 90 °C remontent d'environ 300 mètres au maximum.

L'anomalie de Strasbourg Nord (B) est illustrée par la coupe 2. De même que la coupe 3, celle-ci ne présente que peu de points de données proches à plus ou moins 5 km (7). La coupe montre une baisse des isothermes plus forte vers 1 500 m de profondeur (environ 200 mètres) et qui s'atténue jusqu'à disparaître pour 3 000 mètres.

L'anomalie de Colmar-Mulhouse-Sélestat Est (E) est représentée sur les coupes 4, 5 et 6. Le nombre de points de données proches des coupes permet de bien contraindre l'anomalie. Les isothermes présentes entre 500 et 1 500 m (50 à 90 °C) sont très affectées avec une baisse en profondeur de l'ordre de 300 à 500 m au maximum.

Les anomalies mineures de Sélestat Ouest (D), Breisach sud-ouest (F) et de Wittenheim (G) sont visibles sur les coupes 4, 5 et 6, respectivement. L'anomalie de Sélestat Ouest (D) et celle de Wittenheim (G) ne provoquent qu'une légère remontée des isothermes alors que l'anomalie négative de Breisach sud-ouest (F) provoque une remontée des isothermes basses températures.

2.5. AUTRES CARTOGRAPHIES ET COMPARAISON AVEC LES CARTES PRÉCÉDENTES

Deux cartes de températures aux toits de certaines formations ont pu être réalisées. Il a fallu pour cela digitaliser les cartes d'iso-profondeurs des formations concernées, cartes présentes dans Munck *et al.* (1979). Le toit du Buntsandstein et la base du Trias ont fait l'objet de ces cartographies thermiques, présentées en Figure 20.

D'après ces deux cartes, d'une manière générale, la température augmente avec la profondeur. Les zones de hautes températures sont situées : au Nord de Wittenheim, à l'Ouest de Strasbourg et à l'Est de Scheibenhard. Ces trois zones donnent des profondeurs du toit du Buntsandstein au maximum de 3 400 m, 3 200 m et 4 200 m

respectivement et des profondeurs de la base du Trias de, respectivement, 3 600 m, 3 600 m et 4 800 m.

La comparaison entre la carte de température pour une profondeur de -1500 m de Le Masne et al. (1991) (Figure 4a) et la carte issue de notre modèle 3D montre la présence sur les deux cartes des anomalies positives de Soultz-Sous-Forêts (A) et de Strasbourg-Sud (C) avec des températures semblables, respectivement, entre 100 °C et 150 °C et entre 90 °C et 100 °C. Cependant, l'anomalie A semble plus grande sur la carte issue du modèle 3D et montre un décalage plus marqué de la température vers l'Est. De plus, les anomalies négatives sont mieux visibles sur la carte issue du modèle 3D (anomalie B).

La comparaison entre la carte de température pour une profondeur de -800 m de Pribnow et Schellschmidt (2000) (Figure 4b), et la carte issue du modèle montre la présence des anomalies de Soultz-Sous-Forêts (A) et de Strasbourg-Sud (C). L'intensité des anomalies est semblable mais la forme de l'anomalie de Soultz-Sous-Forêts (A) n'est pas la même. La carte de Pribnow et Schellschmidt (2000) dispose de températures prises en Allemagne et en France sur tout le graben, et la carte de température en résultant est donc différente.

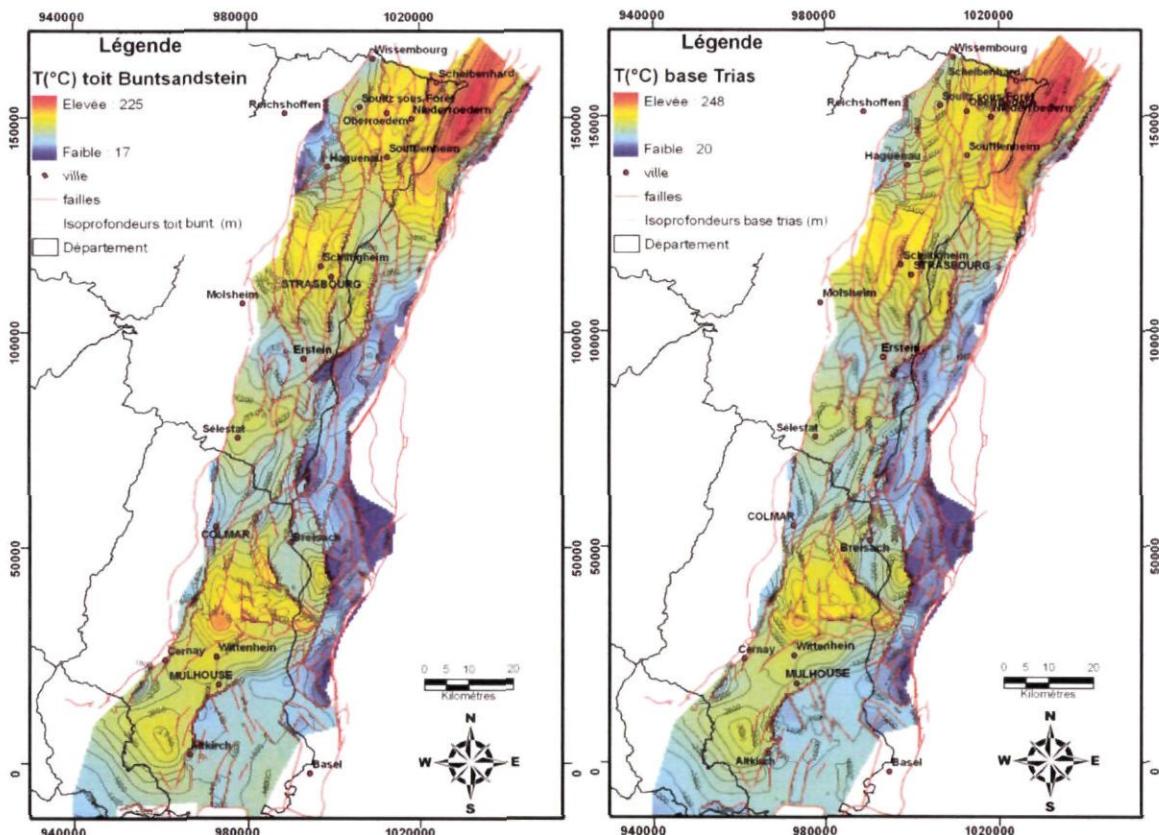


Figure 20 - Carte thermique sur des interfaces géologiques (toit du Buntsandstein et base du Trias), et non à profondeur constante.

La comparaison entre la carte de température au toit du Buntsandstein de Dezayes *et al.* (2007) (Figure 4c), et la carte issue du modèle 3D (Figure 20) montre que les cartes ne sont pas tout à fait semblables. En fait, les zones à températures froides sont très voisines mais les zones de températures chaudes ne présentent pas les mêmes formes d'anomalies. Le fait de disposer d'un plus grand nombre de données et d'avoir mené une analyse géostatistique pointue (voir Tableau 1) permet de mieux délimiter les zones anormalement chaudes (là où les données sont nombreuses). Ainsi, l'anomalie du nord de l'Alsace (figure 4c) peut être qualifiée avec la nouvelle carte (Figure 20a) d'anomalie à l'Est de Soultz-sous-Forêts. On remarque également que la corrélation entre température élevée et profondeur de l'interface est bien meilleure avec le nouveau modèle thermique 3D (voir par exemple la zone profonde et chaude au nord de Mulhouse).

2.6. VISION TRIDIMENSIONNELLE DE L'ANOMALIE DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS

L'anomalie de Soultz-Sous-Forêts (A) est l'anomalie la plus importante sur la partie française du Graben du Rhin avec des températures de 150 °C à 1 500 m de profondeur. Les informations sur cette anomalie données par les cartes et la coupe 1 ont mis en évidence une remontée des isothermes le long de la base du Trias, avec un sommet au niveau de Soultz-Sous-Forêts, ainsi qu'un décalage de l'anomalie à partir de 1 500 m de profondeur et au-dessous, vers le Nord-Est. La relation entre la remontée des isothermes et la topographie du toit du socle (structure en horst au niveau de Soultz) doit être étudiée en 3D. Ainsi, différentes coupes ont été réalisées au travers de l'anomalie.

En 3D, l'anomalie présente une direction générale NE-SW (Figure 21), en partant de Scheibenhard au Nord-Est et en allant vers Rittershoffen (puits RT1), pour des températures supérieures à 160 °C. L'anomalie de température se prolonge d'Est en Ouest pour atteindre Soultz-Sous-Forêts, le point haut de l'anomalie avec des températures de l'ordre de 140 °C (voir aussi la représentation 3D de l'isotherme 140 °C en bas de la Figure 21). La coupe ABC montre en particulier que la zone anormalement chaude suit exactement la partie la plus épaisse du Bundsandstein (voir les flèches obliques qui délimitent cette zone par des failles, coupe ABC). Ceci se perçoit également sur la remontée en « champignon » de la coupe W-E, délimitée également par la zone épaisse du Bundsandstein. En revanche, dans la direction D-F, la remontée en champignon est restreinte à 10 km de large alors que le Bundsandstein ne désépaissit pas. Toutefois, on peut noter que sur cette coupe D-F, l'inclinaison des deux interfaces est faible comparativement aux directions N-S, W-E et A-B-C. Ces observations tendent à prouver l'existence de circulation de fluides chauds provenant des profondeurs, au sein de la formation poreuse du Bundsandstein, avec une direction privilégiée NE-SW. La coupe D-F pourrait ainsi représenter une section perpendiculaire à cette anomalie convective.

Ces résultats méritent aujourd'hui la combinaison du modèle thermique 3D avec un modèle géologique 3D fiable (travail en cours), tout en intégrant le concept de circulation de fluides en milieu poreux.

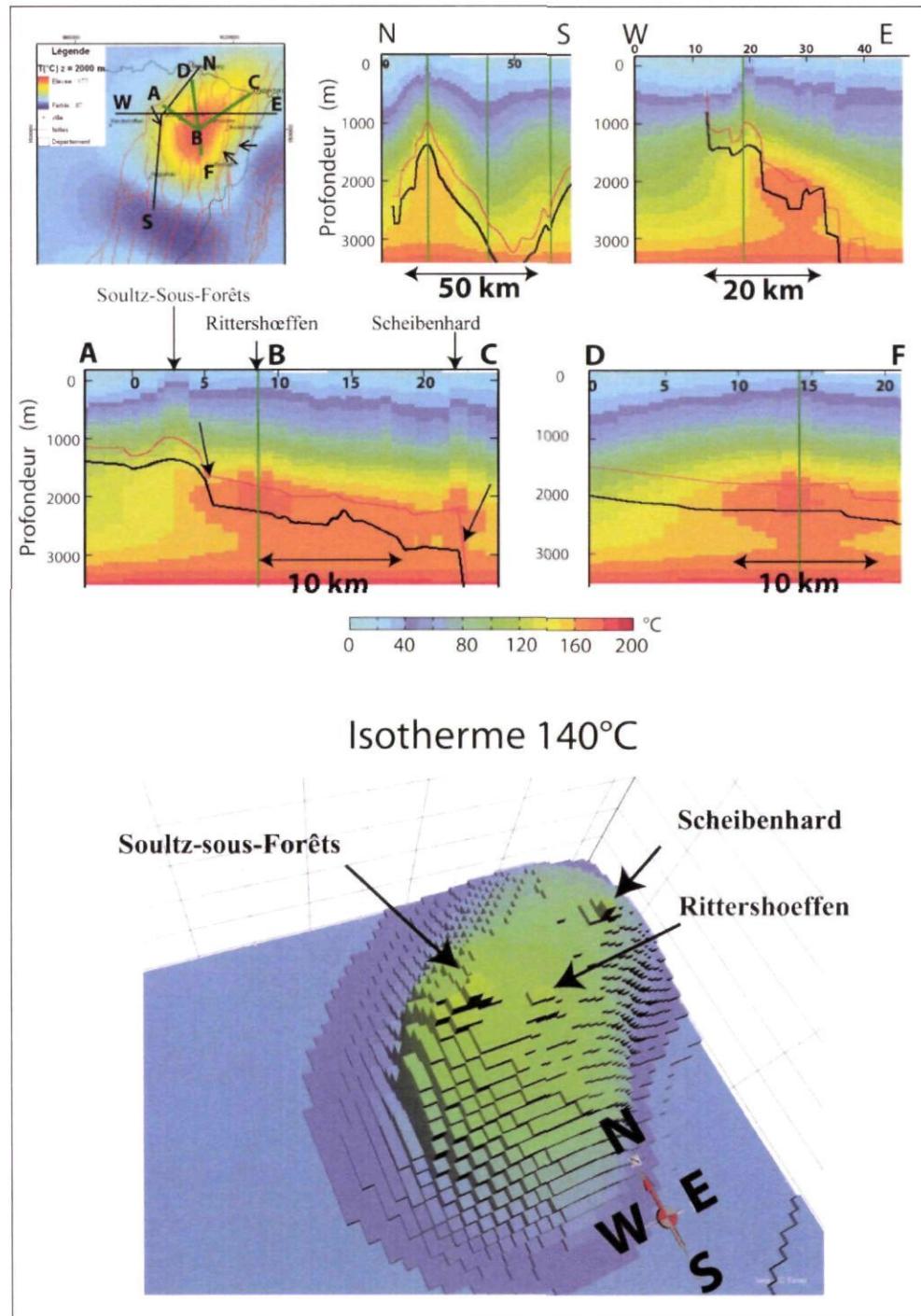


Figure 21 - Carte à 2 000 m de profondeur (en haut à gauche, avec localisation des tracés des coupes) et coupes thermiques verticales autour de l'anomalie de Soultz-Sous-Forêts.

La Figure du bas souligne l'aspect tridimensionnel du bloc thermique, illustré ici avec la profondeur de l'isotherme 140 °C.

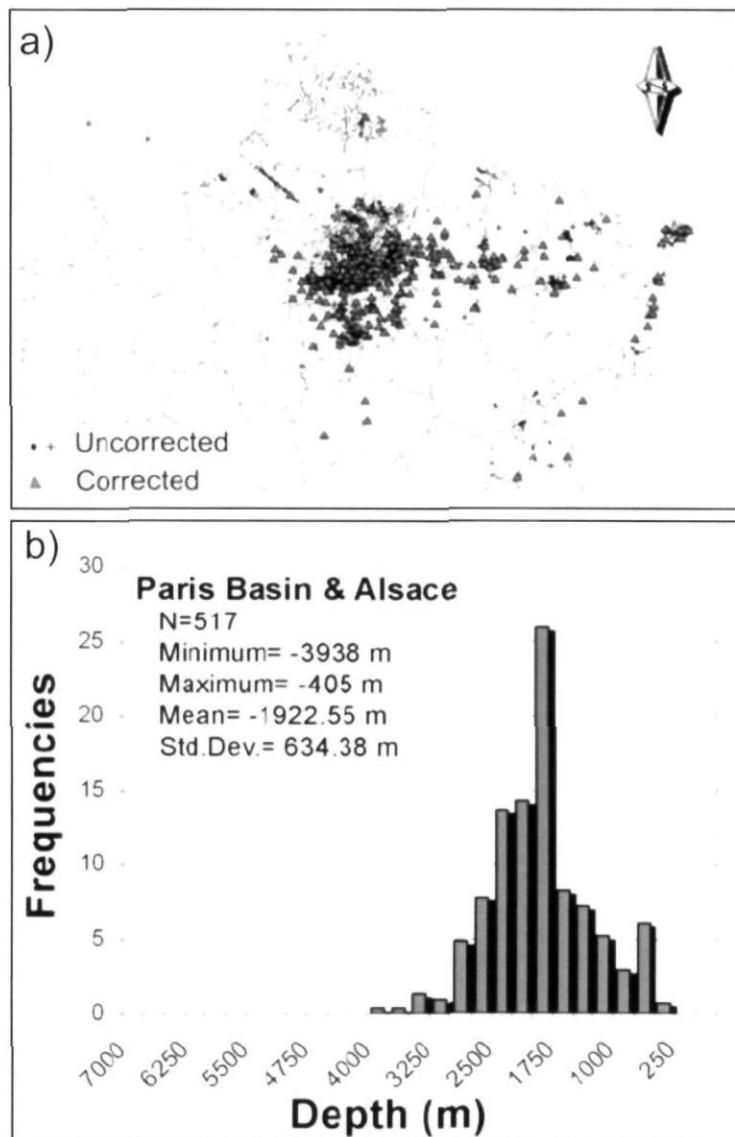


Figure 22 - Répartition géographique (a) et verticale (b) des données de température corrigées et non corrigées (a). Sur l'histogramme (b), seules les données corrigées apparaissent.

3. Sources possibles des anomalies thermiques - cas du bassin de Paris

3.1. DONNÉES

Dans le cas du bassin de Paris (élargi à l'Alsace), on compte, selon l'étude de Bonté (2007), 517 données de température utilisables, de type BHT. La répartition géographique est montrée en Figure 22a et la répartition des données en fonction de la profondeur en Figure 22b. Noter que cette étude fut réalisée avec une base de données moins complète que celle présentée en première partie.

À la suite des corrections effectuées selon la même méthode que pour les données de l'Alsace, l'ensemble des valeurs peut être ajusté à une augmentation linéaire de la température avec la profondeur. On obtient, pour le bassin de Paris, et en imposant une température moyenne en surface de 10 °C, la relation suivante :

$$T(z) = 10 + 34.9 \times z \quad (1)$$

où T est la température en °C et où z est la profondeur en km. Le gradient moyen dans le bassin de Paris est donc de 34,9 °C/km. Les données et la droite d'ajustement sont visibles en Figure 2, avec les ajustements des autres bassins sédimentaires français (Bonté *et al.*, 2010). Précisons qu'une autre analyse concernant le bassin de Paris, et intégrant des données géothermiques (Bouchot *et al.*, 2008), a permis d'augmenter le nombre de données utilisables, et pour 603 données au total, la régression obtenue s'écrit :

$$T(z) = 11.38 + 34.2 \times z \quad (2)$$

L'histogramme en Figure 23 montre pour les 603 données, que les écarts par rapport à ce géotherme moyen (les « températures résiduelles », ou « résidus ») atteignent -28 °C et +26 °C, l'écart-type dépassant 8 °C.

Après avoir rappelé l'historique des cartographies thermiques du bassin de Paris, quelques exemples de cartes récentes seront commentés. Divers processus permettant d'obtenir des anomalies thermiques seront présentés et analysés dans le cadre du bassin de Paris. En particulier, l'effet de la profondeur sur l'anisotropie de la conductivité thermique sera détaillé. La possibilité de signaux thermiques provenant du socle (zones plus radiogéniques qu'ailleurs) sera discutée, tout comme les éventuelles circulations de fluides pouvant générer des anomalies thermiques. Enfin, les quelques analyses locales qui seront présentées mettront en avant la cohérence entre les paramètres géostatistiques calculés, et les dimensions caractéristiques des anomalies thermiques.

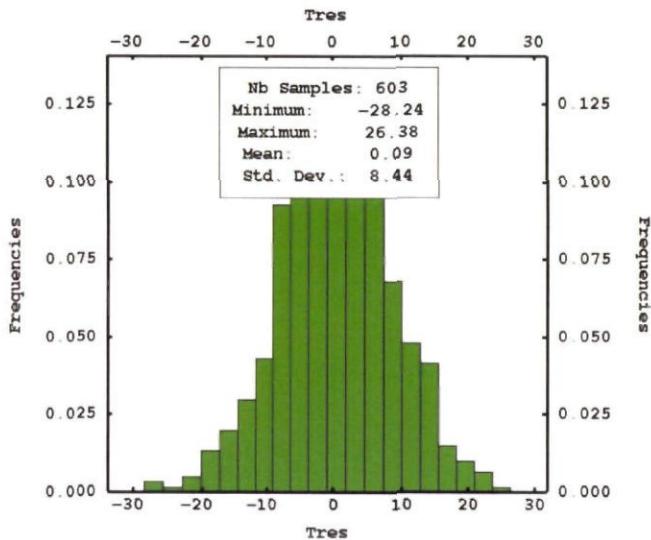


Figure 23 - Histogramme des résidus de la température (« *Tres* ») par rapport à la tendance moyenne exprimée en équation (2). Données dans le bassin de Paris.

3.2. CARTOGRAPHIES THERMIQUES DU BASSIN DE PARIS

3.2.1. Premier type de correction

Les premières cartes thermiques apparaissent dans les atlas européens de la température du sol et du sous-sol jusqu'à 5 km de profondeur (Haenel *et al.*, 1980 ; Hurter et Schellschmidt, 2003). Ces cartes ont été réalisées à partir de données de température mesurées dans les forages pétroliers, ces données étant corrigées des effets de boue de façon statistique.

La loi de correction qui était choisie à l'époque était valable pour l'ensemble des données du bassin de Paris, et ne dépendait que de la profondeur de la donnée (Gable, 1978 ; Figure 24). Une étude en 1990 reprend les mêmes données et utilise une interpolation automatique pour cartographier les températures et les gradients thermiques aux toits du Dogger et du Trias (Gable *et al.*, 1990).

La correction prenait comme référence les températures de type DST (« Drill Stem Test ») qui étaient disponibles et considérées comme valeurs à l'équilibre. À l'époque, les informations détaillées sur l'histoire du forage et des mesures n'étaient pas disponibles. Autrement dit, une mesure effectuée une heure ou vingt heures après la circulation de la boue se corrigeait de la même manière. La Figure 25 montre deux de ces cartes pour le bassin de Paris, aux profondeurs 500 et 2 000 m (Haenel *et al.*, 1980).

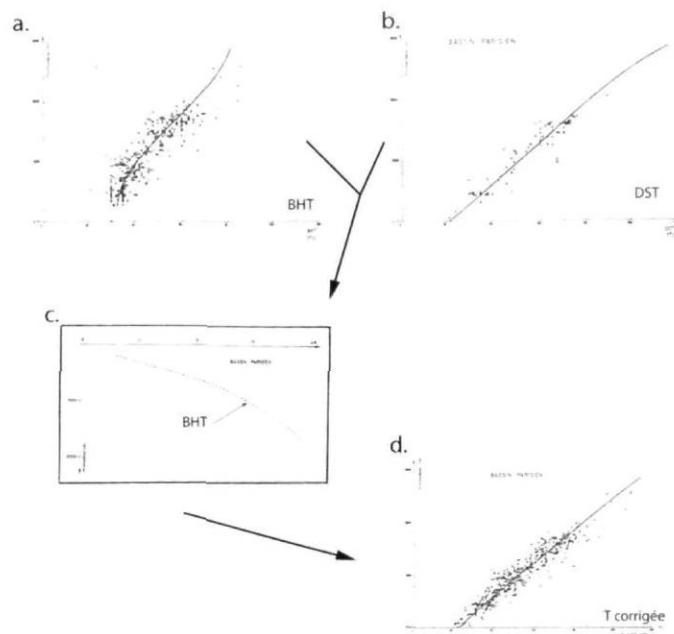


Figure 24 - Principe de la correction statistique des données BHT du bassin de Paris, d'après Gable (1978).

Les données de type DST (Drill Stem Tests) (b) sont utilisées comme températures de référence. Les différences avec les BHT (a) sont moyennées pour déterminer une valeur de correction à chaque profondeur. Ainsi toute valeur mesurée autour de 1 000 m se voit corrigée de +10 °C (c). L'ensemble des données corrigées de cette façon est montré en (d).

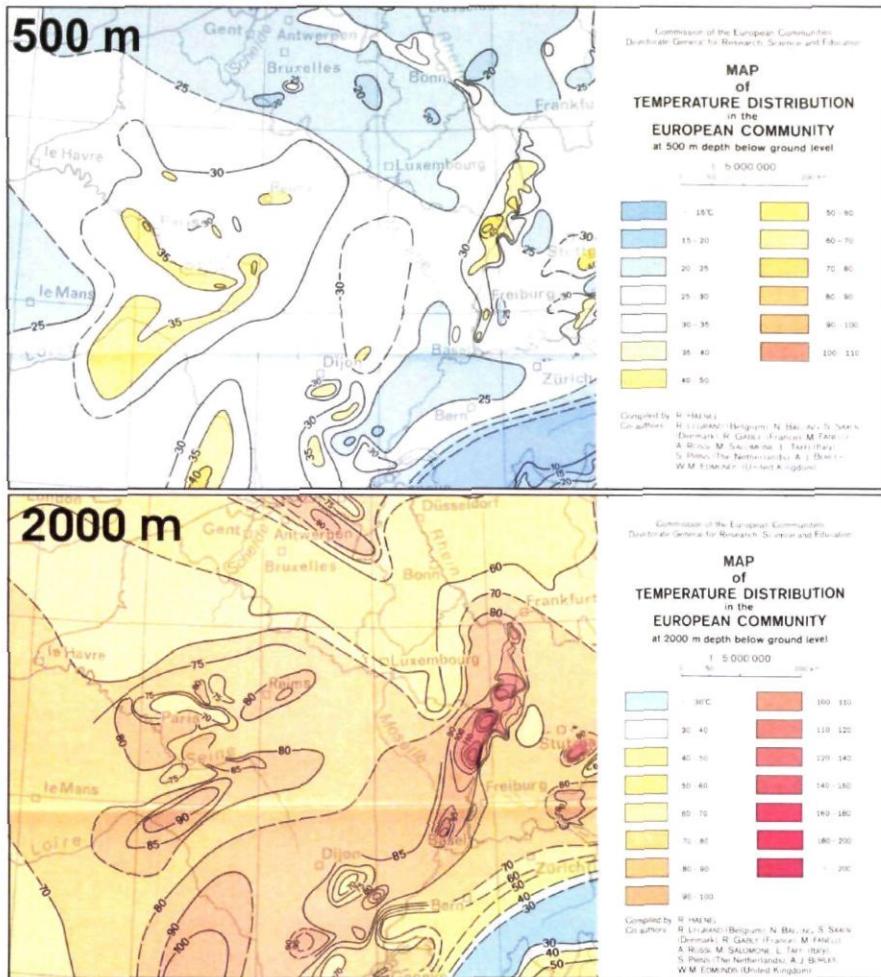


Figure 25 - Cartes des températures à 500 m et 2 000 m de profondeur, issues de l'Atlas des Températures en Europe (Haenel et al., 1980).

Ces cartes sont basées sur des données corrigées de façon statistique ; le temps de circulation de la boue de forage avant la mesure de température n'est pas pris en compte (Gable, 1978).

3.2.2. Deuxième type de correction

Le travail de Bonté *et al.* (2007, 2010), repris également par Bouchot *et al.* (2008), a consisté à mettre à jour la base de données thermiques, et à améliorer la correction en prenant en compte, si possible, les informations temporelles concernant la mesure BHT (voir le cas de l'Alsace décrit précédemment). La nouvelle base de données des températures corrigées a alors permis de construire un bloc thermique 3D, au travers duquel des coupes et des cartes thermiques peuvent être extraits. La méthodologie utilisée est la même que celle présentée en première partie pour le graben du Rhin.

La Figure 26 montre quelques exemples récents de coupes et cartes du bassin de Paris, réalisées avec cette nouvelle base de données thermiques. Ces cartes et coupes ont été

réalisées pour des études différentes et à des échelles distinctes, et donc avec des paramètres géostatistiques pour le krigage qui diffèrent d'un cas à l'autre.

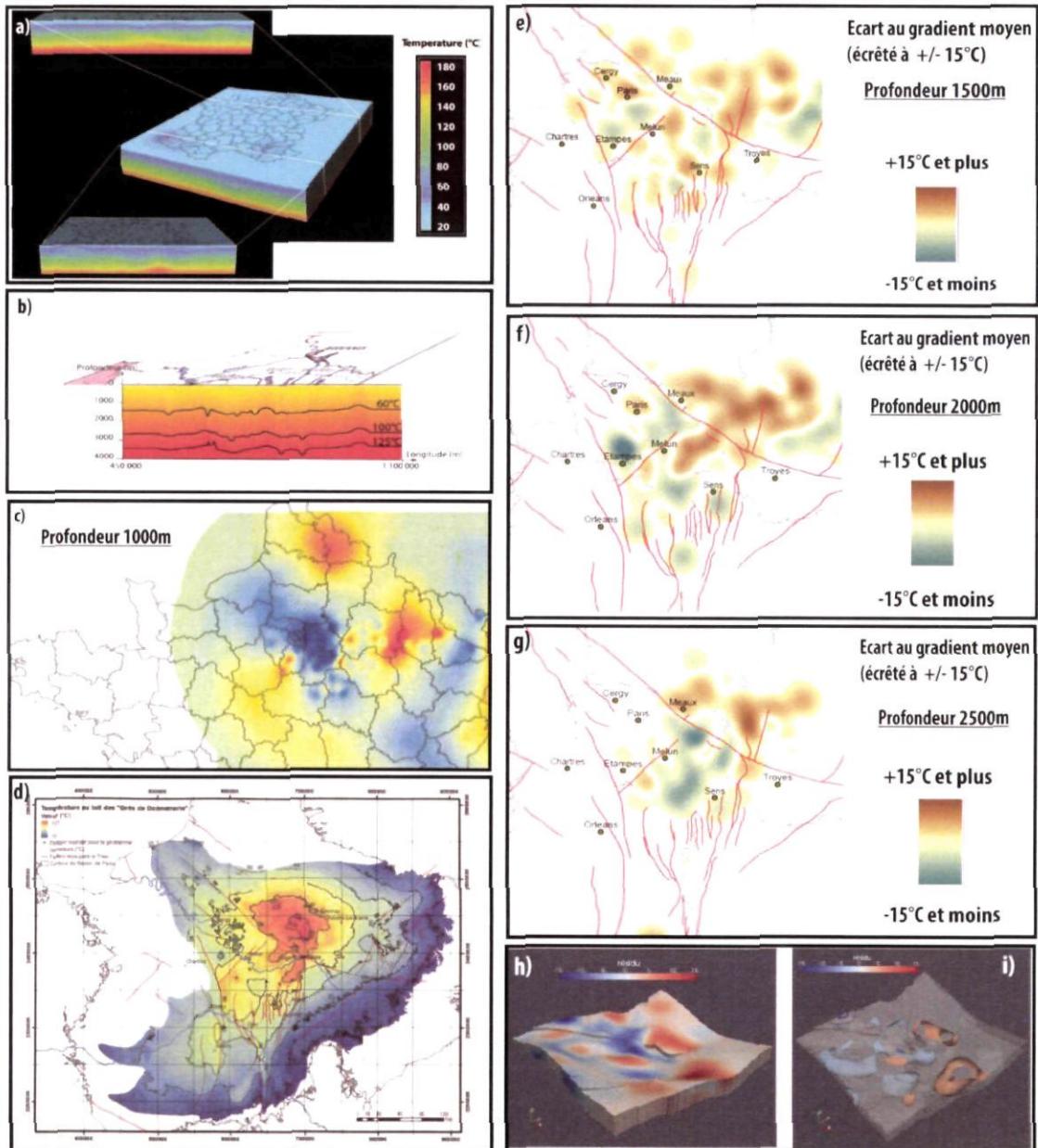


Figure 26 - Différentes cartes et coupes, à différentes échelles, obtenues avec la nouvelle base de données contenant des valeurs de température corrigées des effets de boue.

a-c) modèle 3D de Bonté *et al.* (2010) présentant 2 coupes au-travers du bassin de Paris (a, en haut, et b) et les températures à 1 000 m de profondeur (c) ; d) Températures au toit des « grés de Donnemarie », donc à profondeur non constante, d'après Bouchot *et al.* (2008) ; e-g) cartes à profondeur constante montrant les écarts aux températures calculées à partir du gradient moyen (*i.e.* les résidus), avec écrêtage des valeurs à +/-15°C ; h-i) À une échelle plus locale, résidus du modèle 3D où la surface supérieure représente le toit du Trias (h) et enveloppes des résidus supérieurs ou inférieurs à 5 °C, d'après Bouchot *et al.*, 2009.

3.3. PROCESSUS GÉNÉRANT DES ANOMALIES THERMIQUES PAR RAPPORT À UNE AUGMENTATION RÉGULIÈRE DE LA TEMPÉRATURE

Nous allons détailler ci-dessous l'équation de la chaleur appliquée à la croûte terrestre, équation pour laquelle les différents termes peuvent influencer la répartition spatiale du champ de température. Deux premières hypothèses réalisables sont faites :

- 1) on néglige les transferts de chaleur par radiation (inexistant dans les roches crustales) ;
- 2) pas d'échange convectif avec le milieu extérieur (si ceux-ci existent bien à l'échelle du très proche sous-sol via le phénomène d'évapotranspiration, ils ne sont pas considérés ici puisque nous nous intéressons aux domaines bien plus profonds).

Avec ces deux hypothèses, l'équation de la chaleur en régime transitoire, s'écrit :

$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla T) \right) = \nabla \cdot (\lambda \cdot \nabla T) + Q \quad (3)$$

où ρ est la masse volumique (kg/m^3), C_p la capacité calorifique (J/kg/K), T la température en K, t le temps en s, \mathbf{u} le champ de vitesse du milieu (m/s), λ la conductivité thermique en W/m/K et Q la production de chaleur interne, en W/m^3 .

Le premier terme de gauche décrit la variation transitoire de la température, due par exemple à une perturbation thermique instantanée dans le milieu. Dans le cas de la croûte terrestre, on doit prendre en compte ce terme si l'on étudie par exemple les signatures paléo-climatiques déchiffrables dans les premiers milliers de mètres (e.g. Vasseur *et al.*, 1983 ; Guillou-Frottier *et al.*, 1998), ou si l'on s'intéresse aux températures reliées à la mise en place d'un réservoir magmatique (e.g. Eldursi *et al.*, 2009). Le deuxième terme de gauche correspond au terme advectif, décrivant le transfert de chaleur par mouvement du milieu.

Il peut s'agir d'un terme de très longue durée affectant l'ensemble de la croûte (l'érosion - ou la subsidence - engendre un soulèvement - ou un affaissement - des roches, pouvant atteindre quelques mm/Ma, et se traduit donc par un mouvement macroscopique du milieu). Ce terme peut également concerner le mouvement des fluides dans les aquifères ou dans les failles, réchauffant ou refroidissant alors le milieu (e.g. Harcouët-Menou *et al.*, 2009), mais dans ce cas, l'équation doit considérer à la fois la phase fluide et la phase solide (donc un milieu poreux), ainsi que les propriétés physiques concernées par les deux phases. Le premier terme de droite correspond au terme conductif de la chaleur, où la conductivité thermique est un tenseur. Le dernier terme correspond au terme source, représenté pour les roches par la chaleur radiogénique apportée par la désintégration radioactive. D'autres processus, source de chaleur, peuvent également être cités, comme celui relié aux réactions exothermiques lors de transformations chimiques de la roche.

3.3.1. Équation de la chaleur dans un cas simple

Le cas le plus simple pour cette équation de la chaleur correspond au cas d'un milieu à une dimension verticale (direction z) en conduction pure, en régime permanent, sans production de chaleur, et où la conductivité thermique est homogène et isotrope. L'équation (3) se réduit alors à :

$$0 = \lambda \cdot (\nabla^2 T) = \lambda \frac{d^2 T}{dz^2} \quad (4)$$

La solution de cette équation correspond, pour une condition de température fixée en surface supérieure égale à T_0 , et pour un gradient thermique G_0 en surface supérieure à :

$$T(z) = T_0 + G_0 \cdot z \quad (5)$$

Il s'agit donc de l'augmentation linéaire de la température avec la profondeur ; c'est ce géotherme que l'on soustrait aux valeurs interpolées dans le modèle thermique pour obtenir des « résidus » (e.g. Figure 26e-26i). Les résidus positifs (respectivement négatifs) correspondent alors à des anomalies positives (respectivement négatives) de température.

3.3.2. Cas plus réaliste

Les roches crustales contiennent pour la plupart des éléments radioactifs (uranium, thorium et potassium) en quantité suffisante pour que le terme source ne soit pas négligeable, du moins pour des modèles thermiques à l'échelle de l'ensemble de la croûte. Ainsi, en considérant le terme source, en gardant les mêmes hypothèses simplificatrices que précédemment, l'équation de la chaleur devient :

$$0 = \lambda \cdot (\nabla^2 T) + Q \quad (6)$$

La solution -toujours dans le cas d'un milieu homogène isotrope et vertical selon z , où la température en surface supérieure est fixée à T_0 et où le gradient thermique en surface supérieure vaut G_1 - donne alors un profil thermique parabolique :

$$T(z) = T_0 + G_1 \cdot z - \frac{Q}{2\lambda} \cdot z^2 \quad (7)$$

Ainsi, la distribution verticale des résidus qui se déduirait d'un tel profil (dans le sens où le géotherme soustrait correspond à l'équation 5) devrait montrer uniquement une couche avec des résidus positifs surmontant une autre couche avec des résidus négatifs (Figure 27).

Les cartes et coupes représentées en Figure 26 montrent clairement que les signes des anomalies peuvent alterner selon la profondeur considérée (voir par exemple dans la région de Sens, sur les cartes des Figures 26e à 26g), et qu'il faut donc trouver des explications plus détaillées pour comprendre d'une part les anomalies, mais également leurs variations de signes et d'amplitudes avec la profondeur.

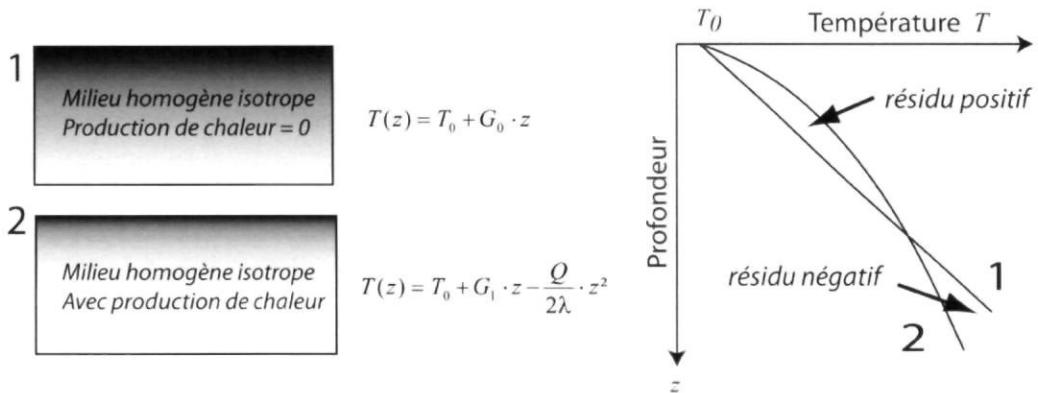


Figure 27 - Illustration des deux solutions simples (5 et 7) de l'équation de la chaleur.

3.3.3. Hétérogénéités crustales

L'hypothèse d'un milieu homogène pour la croûte terrestre n'est pas correcte thermiquement. Les hétérogénéités crustales dues à des variations de lithologie se traduisent en particulier par des contrastes de propriétés thermiques impliquant des phénomènes de réfraction thermique. Au passage entre une couverture sédimentaire et un socle granitique, la conductivité thermique peut augmenter d'un facteur 2, ce qui se traduit dans l'hypothèse d'un régime thermique à l'équilibre par une diminution d'un facteur 2 pour le gradient thermique. Au sein même d'un bassin, la présence d'évaporites (forte conductivité thermique) sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur suffit à diminuer fortement le gradient thermique (e.g. Guillou-Frottier *et al.*, 2010).

Enfin, l'arrêt brutal d'une couche sur une faille, ou une variation latérale de faciès entre deux lithologies différentes peut également créer des anomalies de température ou de flux de chaleur (Guillou-Frottier *et al.*, 1996). L'exemple en Figure 28 illustre ces différents effets. On notera que dans cet exemple, les sédiments sont plus isolants que le socle, ce qui se traduit par des résidus généralement positifs (l'isolation thermique retient la chaleur et provoque donc un réchauffement). La couche d'anhydrite n'enregistre que peu de variations de température (la conductivité thermique élevée agit comme un court-circuit thermique). On note aussi à droite du profil n° 3, la forte réfraction thermique latérale au contact entre l'anhydrite et la zone sédimentaire épaisse de droite (zone violette).

Si l'on ne considère pas les variations de la lithologie, d'autres effets affectent la conductivité thermique. Pour une même roche sédimentaire, la conductivité thermique varie avec la porosité et avec la température. La combinaison de ces effets, si l'on rajoute le processus de compaction, et le fait que la température, comme la compaction, augmente avec la profondeur, se traduit par des variations subtiles de la conductivité thermique. En outre, la compaction a pour effet de développer l'anisotropie de la conductivité thermique des argiles, ce qui complexifie encore le problème, que nous allons développer ci-dessous.

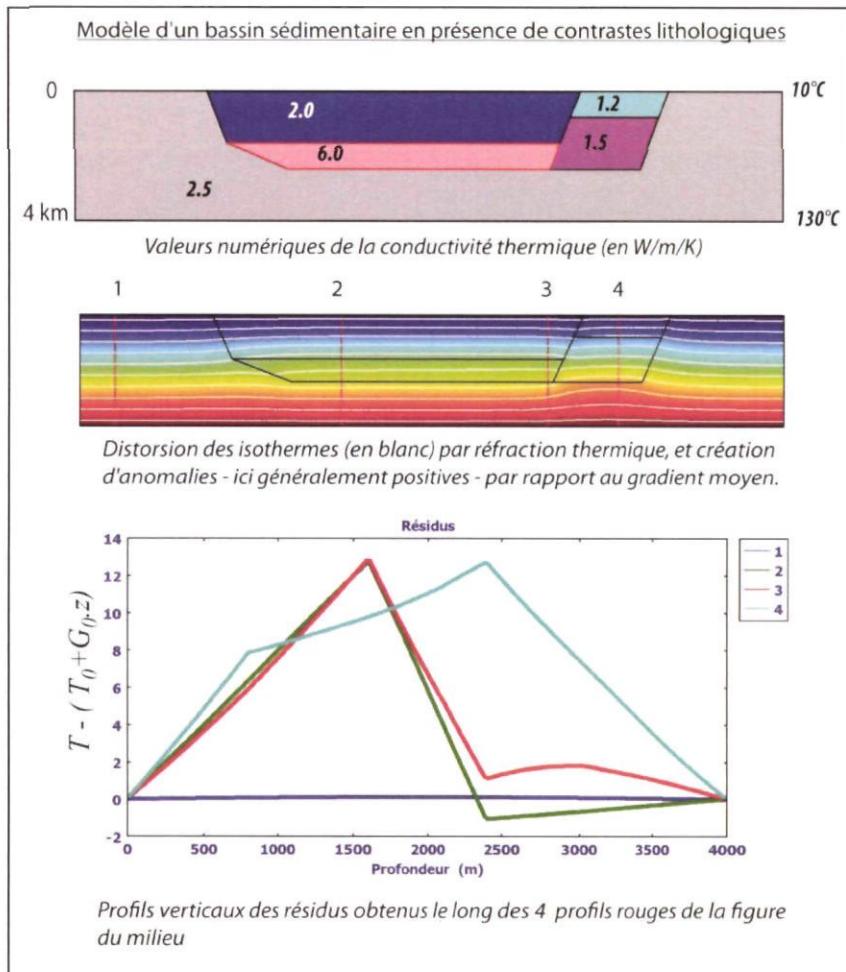


Figure 28 - Cas d'un remplissage par des sédiments plus isolants à droite qu'à gauche, et où une couche d'anhydrite a été rajoutée à gauche (en rose dans la figure du haut).

Les valeurs des résidus le long des 4 profils rouge numérotés sont indiquées sur la figure du bas, où le géotherme de référence est $T = 10 + (0.03.z)$.

3.3.4. Compaction et chaleur

Les bassins sédimentaires renferment généralement des formations argileuses plus ou moins poreuses. Plusieurs travaux dans les années 90 se sont focalisés sur la conductivité thermique des argiles du bassin de Paris, car celle-ci dépend fortement de la porosité (e.g. Beziat *et al.*, 1988 ; Demongodin *et al.*, 1991 ; Vasseur *et al.*, 1995a ; Vasseur *et al.*, 1995b). En outre, le processus de compaction, qui réduit donc la porosité en profondeur, a pour effet additionnel de réarranger l'orientation des particules argileuses, provoquant ainsi une anisotropie de la conductivité thermique (Vasseur *et al.*, 1995b ; Waples & Tirsgaard, 2002). Enfin, et ce de façon générale pour toutes les roches, la température a pour effet de diminuer la conductivité thermique (e.g. Clauser and Huenges, 1995). La Figure 29 illustre qualitativement -et indépendamment- ces différents effets de la profondeur sur la variation de la conductivité thermique verticale.

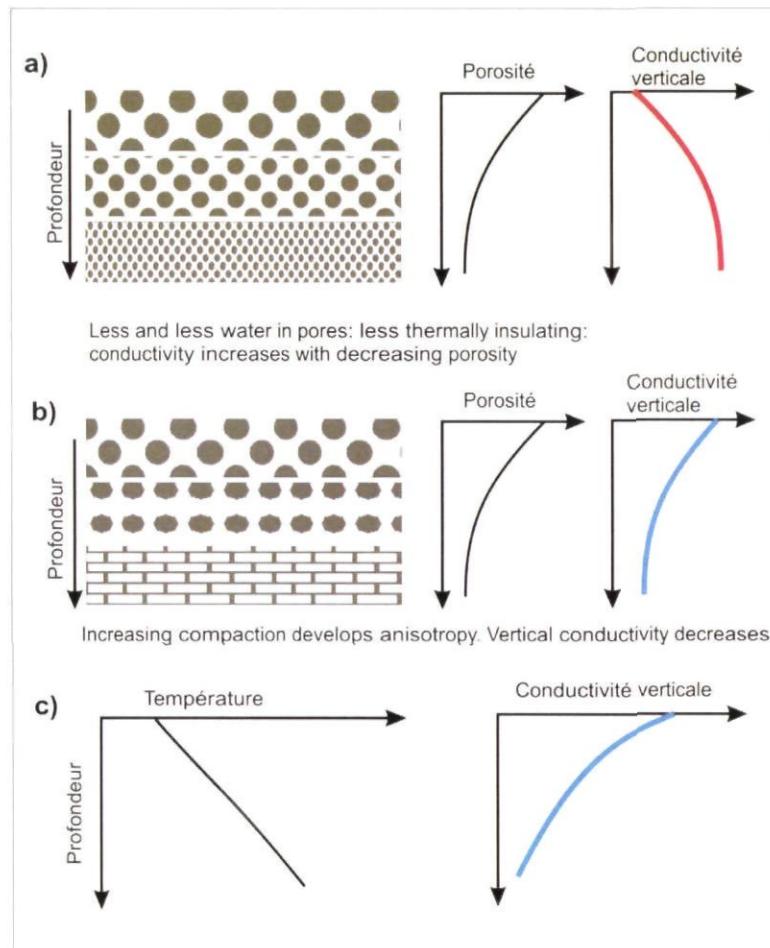


Figure 29 - Trois effets de la profondeur sur la conductivité thermique verticale des argiles.

a) effet de la diminution du volume de pores et donc du contenu en eau; b) effet de la charge sur l'orientation des cristaux et donc sur l'anisotropie de conductivité; c) effet de la température.

Selon la composition initiale de la roche et selon les profondeurs considérées, ces différents effets peuvent être négligeables, s'additionner ou s'annuler. Harcouët *et al.* (2007) ont regardé la combinaison des effets reliés à la porosité et à la température sur la conductivité thermique des roches sédimentaires (voir détails en section 3.3.6). En utilisant la loi de Vosteen et Schellschmidt (2003) et une décroissance exponentielle de la porosité avec la profondeur, ils obtiennent une conductivité thermique maximum autour de 100 °C (soit autour de 3 km de profondeur pour le bassin de Paris) (Figure 30).

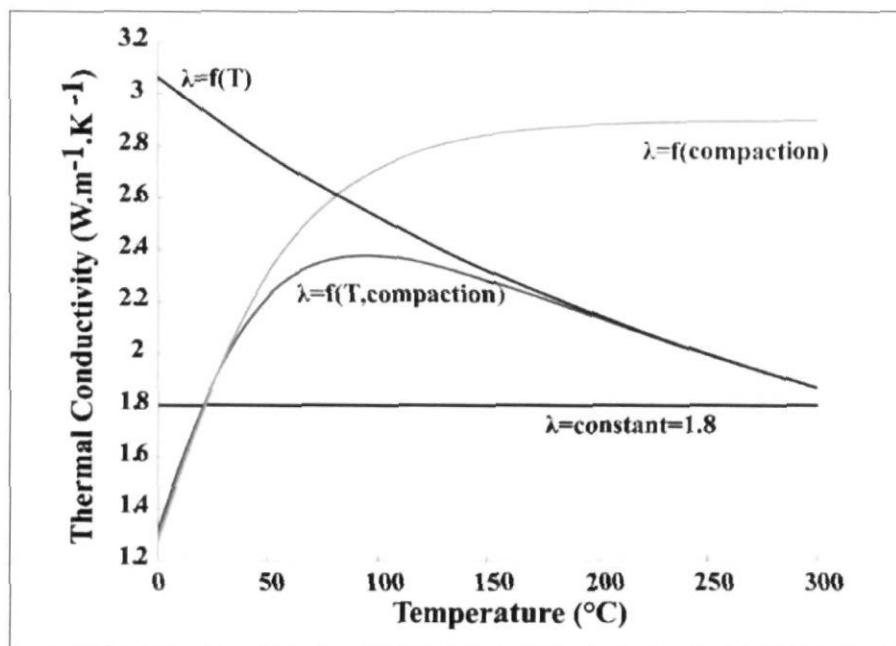


Figure 30 - Exemple de variation de la conductivité thermique des roches sédimentaires, d'après Harcouët et al. (2007), en prenant en compte les lois de Vosteen et Schellschmidt (2003) pour l'effet thermique, et la loi de Serban et al. (2001) pour la porosité.

3.3.5. Compaction et anisotropie

Mesures expérimentales et implications pour l'anisotropie.

Demongodin et al. (1991) ont développé une technique d'estimation indirecte de la conductivité thermique, via l'utilisation de logs de forage. La connaissance de la composition minéralogique des roches rencontrées et celle de la porosité permet aux auteurs d'estimer les meilleures valeurs de conductivité thermique qui ajustent les variations du gradient thermique. Le résultat obtenu sur trois forages distincts dans le bassin de Paris indique que la conductivité ainsi estimée (donc une conductivité *in situ*) est systématiquement inférieure à celle que l'on prédirait à partir de mesures de laboratoire sur des échantillons isotropes.

En outre, le facteur de correction qu'il faut appliquer diminue avec la profondeur (Figure 31). Les auteurs interprètent cet écart comme un effet relié à l'anisotropie : celle-ci, favorisée par la compaction, a tendance à diminuer la conductivité thermique verticale (celle qui est estimée à partir des logs de température) et donc à augmenter la conductivité horizontale. Vasseur et al. (1995ab) précisent également que durant l'enfouissement, les minéraux argileux subissent des transformations mécaniques, chimiques et minéralogiques (e.g. la smectite se transforme en illite), et l'effet de l'anisotropie est renforcé (Figure 31).

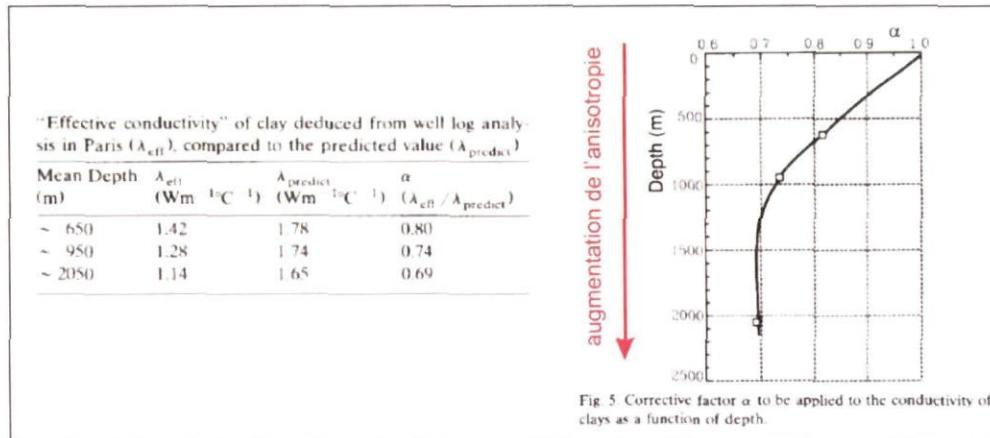


Figure 31 - Conductivité in situ déduite de l'analyse de logs de forage, comparée à la conductivité thermique prédicta par des mesures de laboratoire sur des argiles isotropes.
Le facteur correctif à prendre en compte correspond à l'effet de l'anisotropie.

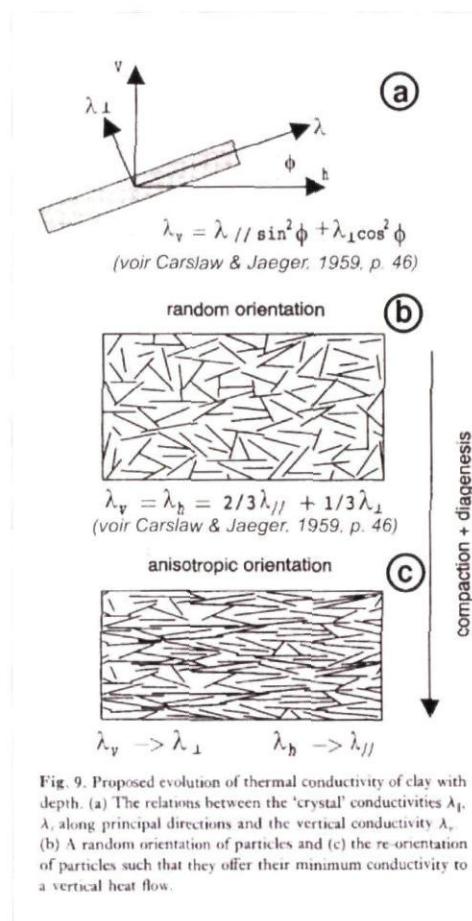


Fig. 9. Proposed evolution of thermal conductivity of clay with depth. (a) The relations between the 'crystal' conductivities λ_{\perp} , λ_{\parallel} along principal directions and the vertical conductivity λ_v . (b) A random orientation of particles and (c) the re-orientation of particles such that they offer their minimum conductivity to a vertical heat flow.

Figure 32 - Évolution de la conductivité thermique des argiles en fonction de la profondeur.
Lorsque l'anisotropie est fortement développée, la conductivité verticale tend vers la conductivité minimale, perpendiculaire au plan des minéraux, d'après Vasseur et Demongodin (1995).

Lorsque l'anisotropie augmente, la conductivité verticale tend vers la conductivité minimale, celle qui est perpendiculaire aux plans des minéraux, et la conductivité horizontale tend vers la valeur maximale, parallèle aux plans des minéraux (Figure 32).

En d'autres termes, la compaction a pour effet : (i) d'augmenter la conductivité thermique puisque le contenu en eau (conductivité de 0,6 W/m/K) diminue au profit de la matrice rocheuse (de conductivité généralement supérieure à 1,0 W/m/K); (ii) de diminuer la conductivité thermique verticale par l'anisotropie. En outre, avec l'enfouissement et donc l'augmentation de la température, les effets thermiques peuvent diminuer la conductivité. Il est donc important de pouvoir évaluer l'importance relative des différents effets.

La Figure 33 illustre ces différents effets: la courbe noire montre l'effet de la température (diminution de la conductivité) avec l'enfouissement, la courbe grise montre l'augmentation due à la diminution de la porosité, la courbe rouge montre l'effet combiné (comme en Figure 30), et la courbe pointillée bleue représente l'application du facteur correctif (courbe verte pointillée issue de la Figure 31) du à l'anisotropie. Rappelons que dans ce cas, il s'agit de la conductivité verticale puisque le facteur de correction est déduit de la conductivité effective, reliée à la conductivité verticale.

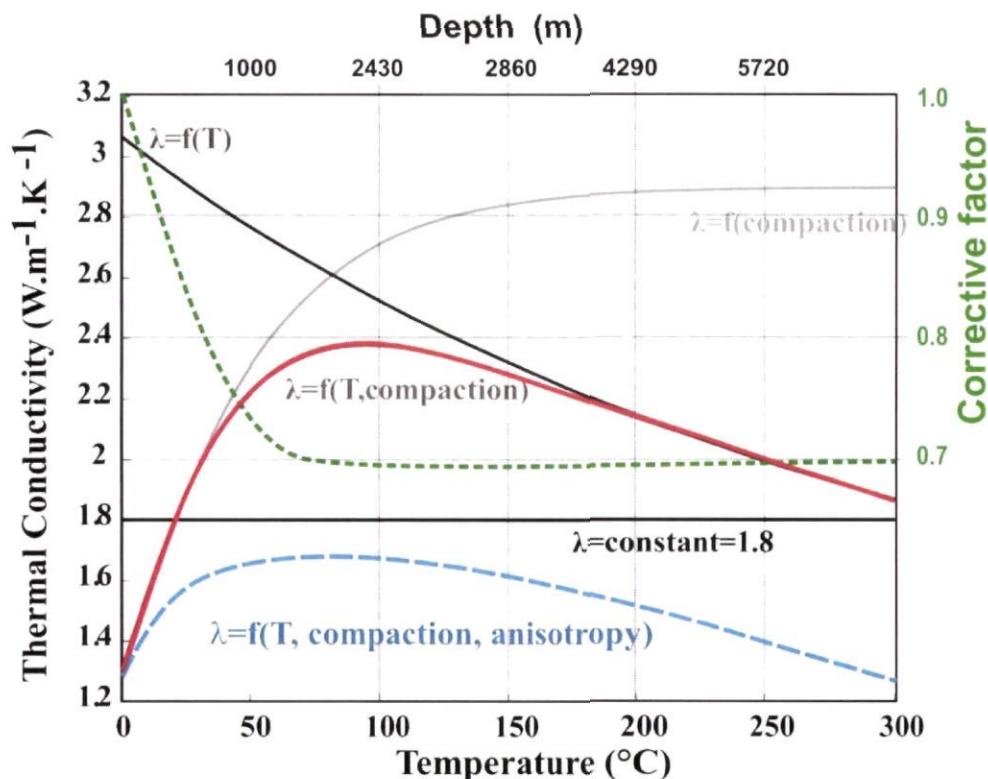
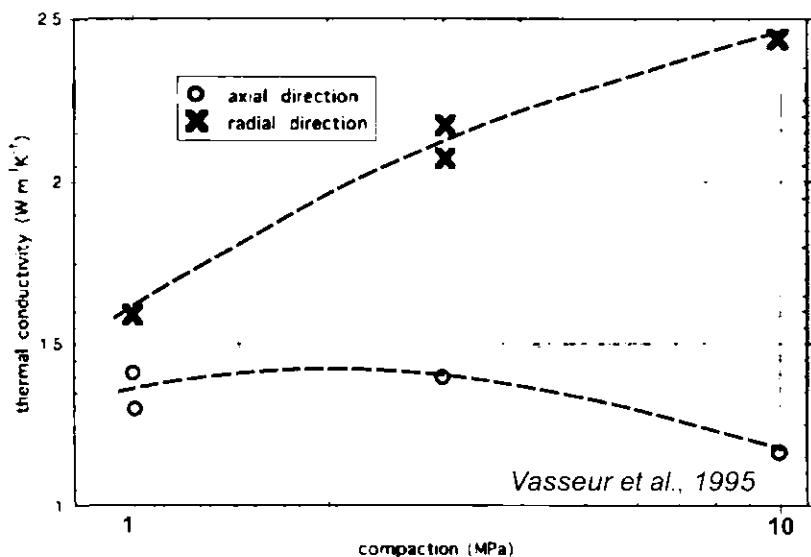


Figure 33 - Application du facteur correctif dû à l'anisotropie (voir Figure 30 et 31), sur la courbe de la conductivité des roches sédimentaires de Harcouët et al. (2007), avec une relation température-profondeur similaire à celle du bassin de Paris.

La courbe bleue montre la variation de la conductivité verticale en fonction de la température, de la porosité et de l'anisotropie.

L'effet de l'anisotropie, tel qu'on le voit sur la Figure 33, ne semble pas très important (écart maximal de 1,2 à 1,7 W/m/K sur la courbe bleue pointillée). Toutefois, il ne concerne que la composante verticale de la conductivité thermique, alors que l'effet sur la composante horizontale est plus important. Selon Vasseur et al. (1995b), “*The conductivity along the load axis would then be controlled by the perpendicular crystal conductivity, whereas along the other directions the parallel conductivity dominates (Demongodin et al. 1993). This effect explains why, when the load increases from 1 to 10 MPa, the axial conductivity remains constant or even decreases slightly, whereas the radial conductivity increases drastically*”. Cette tendance est illustrée avec les quelques mesures expérimentales réalisées par les auteurs (Figure 34).



Plot of the various thermal conductivities measured at 1, 3 and 10 MPa in the axial and radial directions. The various points correspond to different kaolinite samples affected by the same load

Figure 34 - Mesures de conductivités thermiques dans deux directions, l'une parallèle à l'axe de la compression imposée, l'autre dans la direction radiale, perpendiculaire à la première (Vasseur et al., 1995b).

Noter que la charge maximale imposée (10 MPa) correspond à 300 m de profondeur en condition lithostatique.

Autres mesures expérimentales

Clauser (2006) a compilé une série de mesures expérimentales sur l'anisotropie de la conductivité thermique des roches sédimentaires (et métamorphiques). Malgré le « faible » nombre de mesures, la tendance générale confirme bien que la plupart des roches sédimentaires ont une conductivité parallèle à la foliation qui est plus élevée que la composante perpendiculaire (Figure 35). Le facteur d'anisotropie (ici noté $\lambda_{\parallel}/\lambda_{\perp}$) est généralement compris entre 1 et 2.

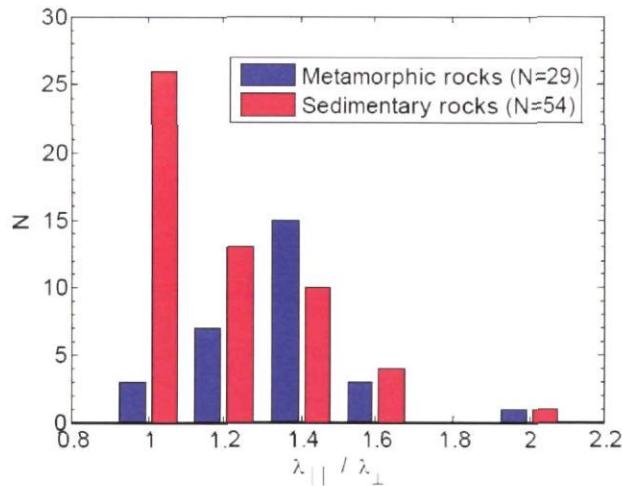


Figure 35 - Mesures de conductivité thermique parallèlement et perpendiculairement à la foliation (Clauser, 2006, d'après A. Hartmann).

La Figure 36 (Clauser, 2006) souligne le fait que pour l'ensemble des roches sédimentaires, la conductivité perpendiculaire décroît lorsque le facteur d'anisotropie augmente, ce qui n'exclut pas le fait que la conductivité parallèle puisse également augmenter.

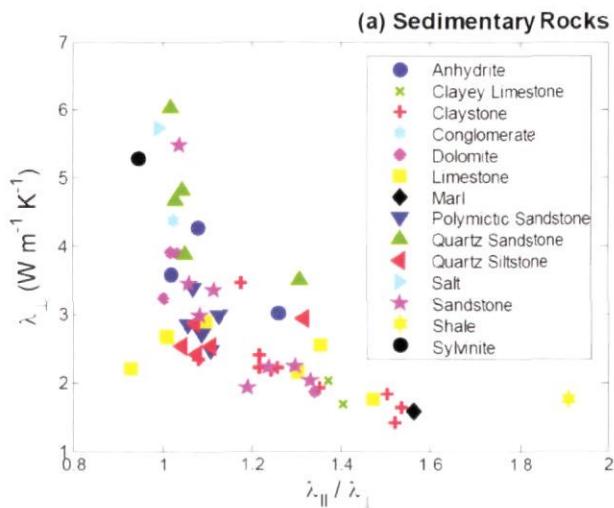


Figure 36 - Mesures de conductivité thermique parallèlement et perpendiculairement à la foliation (Clauser, 2006, d'après A. Hartmann).
Noter la forte anisotropie des argiles (donnée en bas à droite du diagramme).

Conséquences sur les transferts de chaleur latéraux

L'anisotropie créée par la compaction, qui diminue la conductivité thermique verticale (Figure 33, courbe bleue ; Figure 34, courbe du bas) et qui augmente la conductivité horizontale (Figure 34, courbe du haut), a pour effet induit de privilégier les transferts de

chaleur horizontaux. Sur la Figure 34, le rapport entre les 2 conductivités est de l'ordre de 2 pour la charge de 10 MPa. Ainsi, la chaleur accumulée dans un bassin sédimentaire, aura tendance à s'évacuer bien plus facilement vers les bords latéraux du bassin que vers la surface. On s'attend donc à ce que des anomalies thermiques positives se focalisent aux bordures extérieures des formations argileuses.

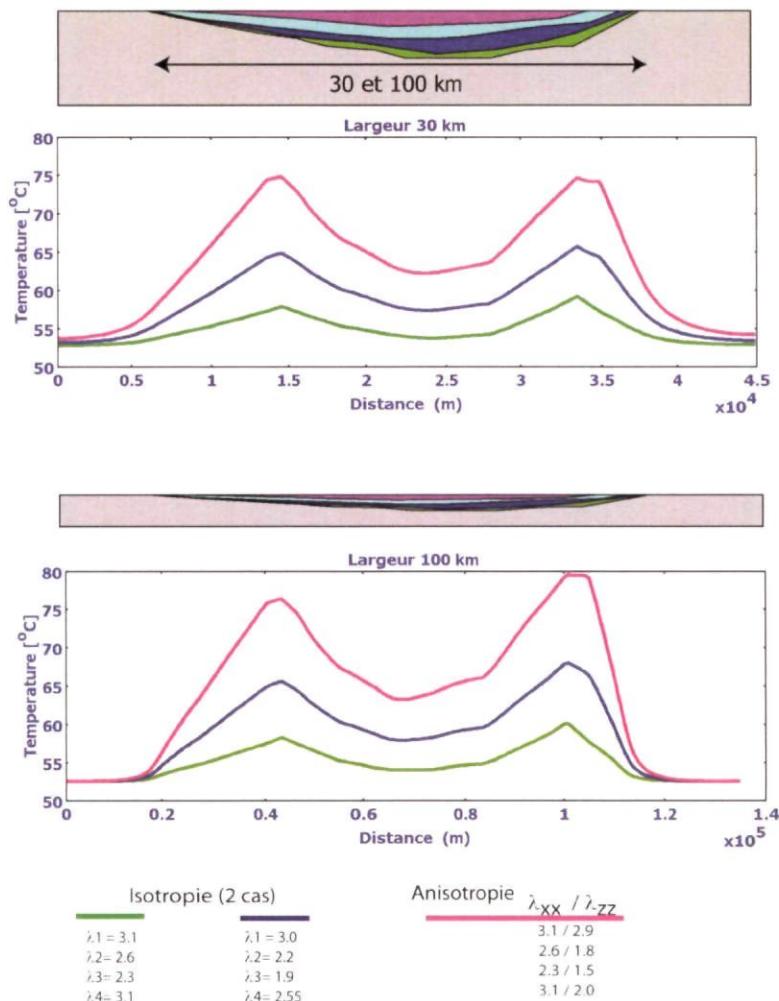


Figure 37 - Modèle simplifié de bassin sédimentaire (largeur 30 km en haut, et 100 km en bas), démontrant l'amplification de l'anomalie thermique en bordure de bassin lorsque l'anisotropie est prise en compte (courbes rouge).

Les deux cas isotropes considérés correspondent aux valeurs extrêmes (courbes vertes) et moyennes (courbes bleues) du cas anisotrope.

Un premier test (Figure 37), considère un bassin sédimentaire en forme de « pile d'assiettes », similaire à l'empilement de couches sédimentaires dans le bassin de Paris. Les conductivités thermiques des différentes unités montrent une anisotropie de la conductivité thermique (valeurs indiquées sur le bas de la Figure). Les anomalies obtenues en bord de bassin montrent que la chaleur s'évacue plus facilement horizontalement au sein des couches que verticalement. Autrement dit, tout excès de

chaleur stocké dans le bassin aura tendance à s'échapper plus facilement horizontalement que verticalement, provoquant ainsi des anomalies chaudes en bordure. Les courbes rouges soulignent le caractère amplificateur de l'anomalie lorsque l'anisotropie de la conductivité thermique est prise en compte.

3.3.6. Compaction, chaleur, et anisotropie

Dans le but de prendre en compte les effets combinés illustrés en Figure 33, l'effet de l'augmentation de la conductivité horizontale (Figure 34), et l'effet de la profondeur applicable quelle que soit la formation, un nouveau modèle a été élaboré. Ce modèle inclut la variation de la conductivité thermique en fonction de la température, de la porosité, et du facteur de correction dû à l'anisotropie.

Rappelons que le facteur de correction α (Figure 31) est défini expérimentalement pour corriger la conductivité verticale. Il ne donne pas la correction horizontale, mais nous l'évaluerons à partir des données de la Figure 34.

Soient λ_v et λ_h les conductivités verticales et horizontales. Le facteur de correction dû à l'anisotropie (Figure 12) peut s'écrire en première approximation :

$$\begin{cases} \alpha(z) = 1 - \frac{0.3}{1200} \times z & 0 < z < 1200 \text{ m} \\ \alpha(z) = 0.7 & z > 1200 \text{ m} \end{cases} \quad (8)$$

et donc

$$\lambda_v = \lambda_{\text{sed}}(T, z) \times \alpha(z) \quad (9)$$

et

$$\lambda_h = \lambda_{\text{sed}}(T, z) \times \beta(z) \quad (10)$$

où $\beta(z)$ est le facteur de correction à appliquer sur la conductivité horizontale, et où $\lambda_{\text{sed}}(T, z)$ s'écrit sous forme de moyenne géométrique entre la conductivité de la matrice argileuse et celle du fluide, chacune étant pondérée de la porosité, elle-même décroissant exponentiellement avec la profondeur (voir Harcouët *et al.* (2007) pour le détail et les références adéquates) :

$$\lambda_{\text{sed}}(T, z) = \lambda_m(T)^{(1-\phi_0 \exp(-z/l))} \times \lambda_f(T)^{\phi_0 \exp(-z/l)} \quad (11)$$

où Φ_0 est la porosité en surface et λ une longueur d'échelle, prise à 1 400 m par Serban *et al.* (2001). Les variations de chaque conductivité avec la température s'écrivent, selon Vosteen & Schellschmidt (2003) et selon Kappelmeyer & Haenel (1974) :

$$\begin{cases} \lambda_m(T) = \frac{\lambda_m(0)}{0.99 + T(0.0034 - (0.0039 / \lambda_m(0)))} \\ \lambda_m(0) = 0.54 \cdot \lambda(25) + 0.5 \sqrt{1.16 \cdot \lambda(25)^2 - 0.39 \cdot \lambda(25)} \\ \lambda_f(T) = \begin{cases} 0.56 + 0.003 \cdot T^{0.827} & 0 < T < 50^\circ C \\ 0.442 + 0.0519 \log(T) & T > 50^\circ C \end{cases} \end{cases} \quad (12)$$

où $\lambda_m(25)$ correspond à la conductivité de la matrice (considérée isotrope) à la température de 25 °C. Ce sont ces lois de variation, mis-à-part les équations 9 et 10, qui ont permis de tracer les courbes des Figures 30 et 33, en prenant $\lambda(25) = 2,9 \text{ W/m/K}$ et $\Phi_0 = 50\%$.

En utilisant les données expérimentales de la Figure 34, on peut évaluer le rapport d'anisotropie entre λ_v et λ_h , au moins pour les profondeurs allant jusqu'à 300 m. La Figure 38 montre l'extrapolation des données jusqu'aux profondeurs où le facteur de correction α reste constant (égal à 0,7, voir Figure 15). D'après cette extrapolation, contrainte par 3 données et une dérive nulle à partir de 1 200 m de profondeur, on peut raisonnablement supposer qu'à partir de 1 200 m de profondeur, la conductivité horizontale d'une roche sédimentaire anisotrope est environ 3 fois supérieure à la conductivité verticale.

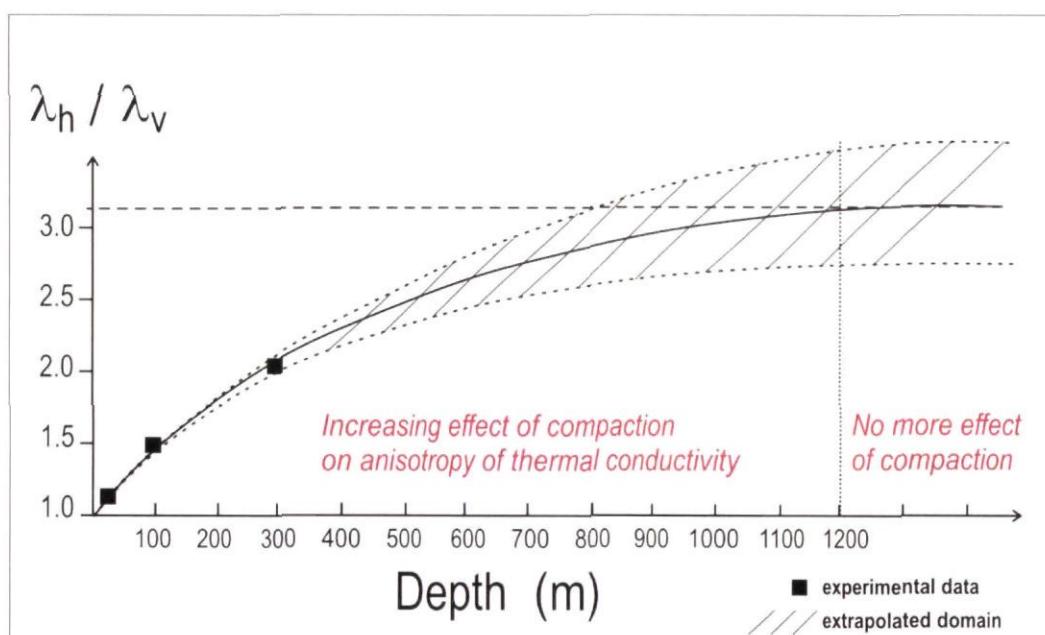


Figure 38 - Extrapolation des mesures expérimentales de Vasseur et al. (1995b) pour évaluer le rapport d'anisotropie dans les 1 200 premiers mètres, profondeur à laquelle l'effet de l'anisotropie de varierait plus.

Les calculs présentés ci-après consistent donc à introduire l'anisotropie dans les valeurs de conductivité, elles-mêmes déjà fonction de la température, de la porosité et donc de la profondeur. On considère dans un premier temps que les formations sédimentaires

obéissent toutes à la même variation de la conductivité (on suppose qu'elles sont toutes argileuses).

Cas d'un bassin homogène

La courbe bleue pointillée de la Figure 33 représente la variation de la conductivité verticale avec la température, la compaction, et l'anisotropie (la correction du facteur α). La conductivité horizontale va donc suivre une évolution complémentaire, avec un facteur multiplicatif exprimé en Figure 34. Les 2 allures de variation de la conductivité thermique (verticale et horizontale) alors obtenues sont représentées en Figure 39.

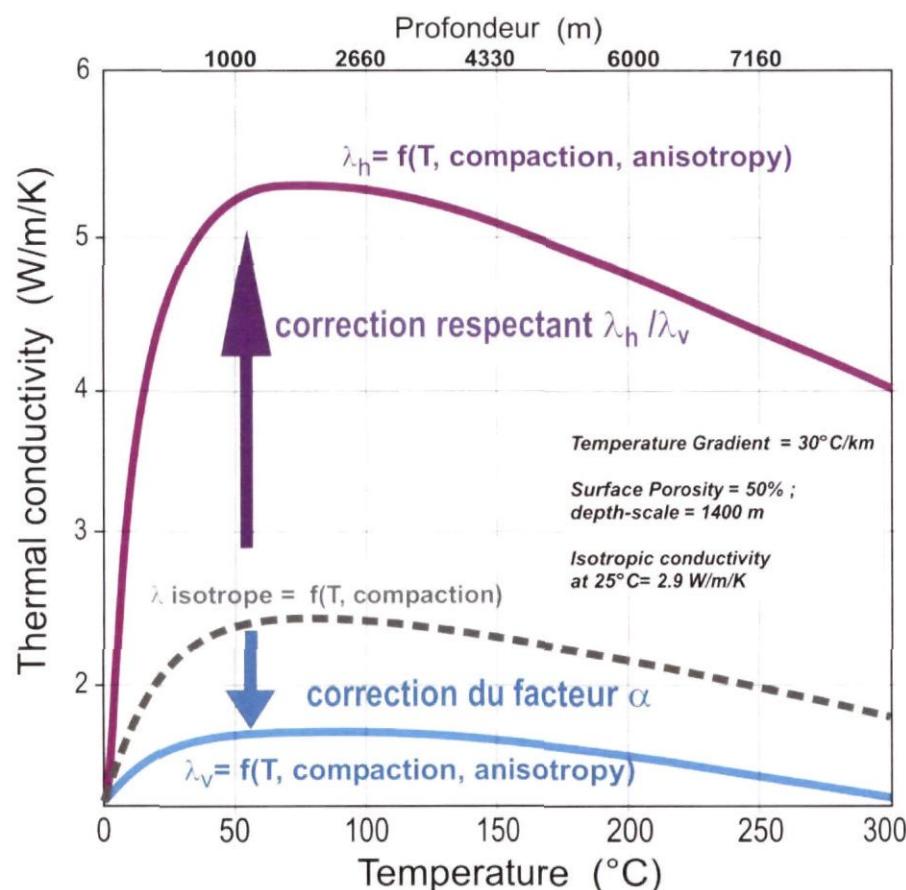


Figure 39 - Estimation de la variation des deux composantes de la conductivité thermique en prenant en compte les effets de la température et le double effet de la compaction sur la porosité et sur l'anisotropie.

Le rapport entre les deux composantes est estimé d'après la Figure 34.
La courbe bleue représente celle indiquée en bleu pointillés en Figure 33.

La Figure 40 montre le résultat lorsque toutes les couches sédimentaires ont la même loi de conductivité, qu'elle soit isotrope ou anisotrope. À une profondeur de 3 500 m, l'effet de la forte épaisseur de sédiments isolants (dans la direction verticale) crée une anomalie

(par rapport aux températures hors-bassin) atteignant 70 °C, alors qu'elle n'est que de 30 °C dans le cas isotrope.

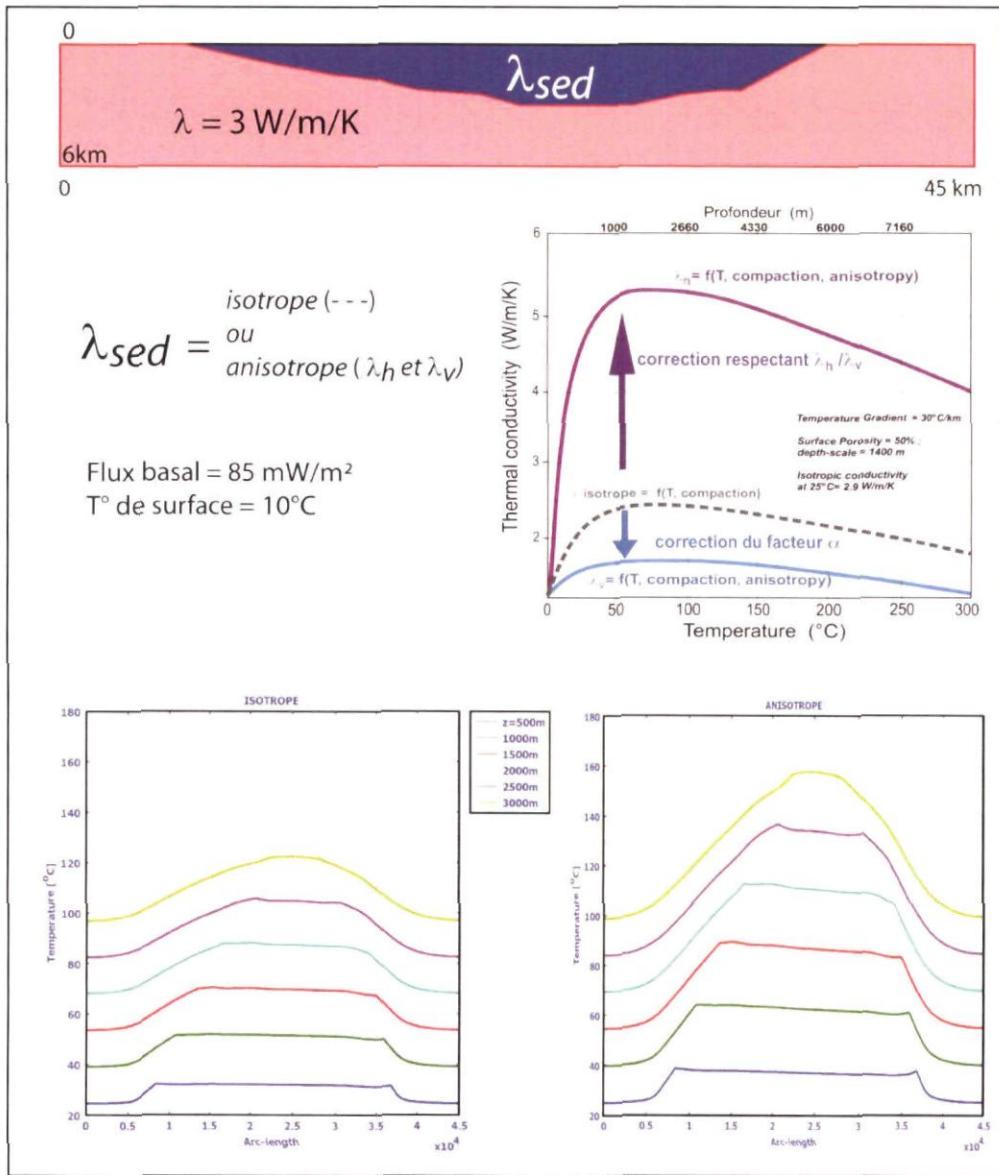


Figure 40 - Effet de l'anisotropie sur le champ thermique.

Ici, les quatre couches sédimentaires possèdent les mêmes propriétés thermiques. La conductivité thermique dépend de la température et de la compaction, et le rôle de l'anisotropie est étudié. Le cas anisotrope accentue le transfert de chaleur aux bordures du bassin, qui est réchauffé en son centre par une faible conductivité verticale.

Cas d'un bassin hétérogène

Les calculs présentés en Figure 41 correspondent à une hétérogénéité plus représentative des bassins sédimentaires, où les formations argileuses (anisotropes)

alternent avec d'autres formations isotropes. Les différents cas correspondent à l'insertion d'une (les quatre premières figures) et de deux (figures du bas) formations isotropes parmi les quatre couches sédimentaires.

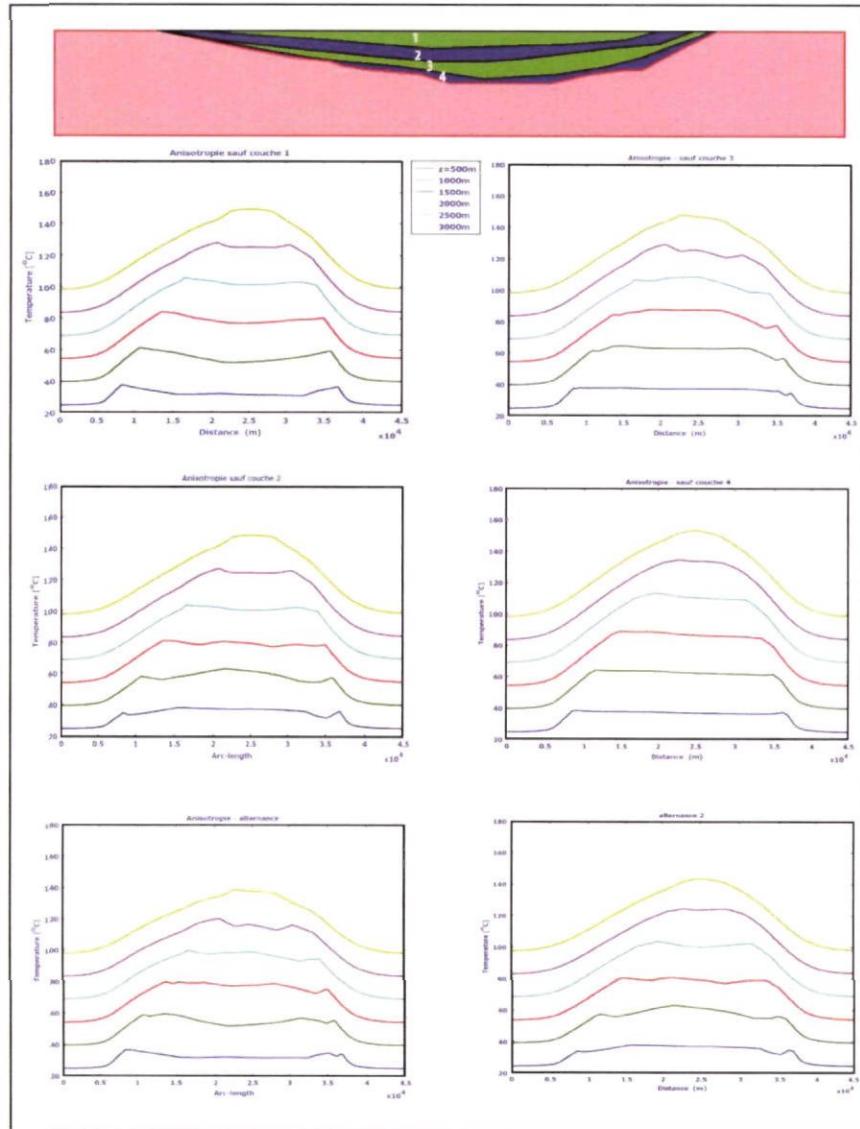


Figure 41 - Effet de l'alternance de couches isotropes et anisotropes, notées 1 à 4 sur le schéma du haut.

Dans les 4 premiers cas du haut, l'une des 4 couches est isotrope, les autres anisotropes.

Dans les 2 figures du bas, il y a alternance isotrope/anisotrope et anisotrope/isotrope, du haut vers le bas.

En comparant les températures maximales atteintes au centre du bassin, on obtient (voir Figures 40 et 41) :

- 1) pour 4 couches isotropes : 122 °C ;
- 2) pour 2 couches isotropes alternant avec 2 couches anisotropes : 139 °C et 142 °C ;

- 3) pour une couche isotrope uniquement : 148 °C à 152 °C ;
- 4) pour 4 couches anisotropes : 158 °C.

En outre, il est intéressant de noter que l'introduction d'hétérogénéités favorise les ondulations thermiques. En comparant les deux cas homogènes de la Figure 40, où les profils horizontaux de la température restent « lisses », avec les cas hétérogènes de la Figure 41 (et en particulier les deux figures du bas), on observe bien plus de variations locales (ondulations) de la température, mais les amplitudes de ces variations restent toutefois inférieures à 10 °C.

3.3.7. Conditions thermiques profondes

La solution de l'équation de la chaleur (3) dépend non seulement des propriétés thermiques utilisées et des effets considérés ou non (comme la compaction), mais également des conditions aux limites que l'on impose. Alors que la condition en surface supérieure est correctement représentée par une température fixée (celle-ci étant contrôlée par l'atmosphère), la condition thermique profonde, sous le bassin, est *a priori* inconnue.

Le calcul illustré en Figure 28 est réalisé avec une température fixée à 4 km de profondeur, et les hétérogénéités crustales induisent des variations de température, même juste au-dessus de 4 km de profondeur (voir profil n° 4 de la Figure 28). Si la température fixée avait été imposée à plus grande profondeur, on comprend que l'anomalie thermique se serait probablement diffusée plus profondément. Autrement dit, l'imposition d'une température fixée à une profondeur relativement faible, a pour effet de restreindre spatialement l'anomalie. Aussi, il est parfois plus judicieux d'imposer une condition de température fixée qui soit plus éloignée de l'objet étudié (ici le bassin), par exemple à 10 km de profondeur.

Néanmoins, la croûte n'est pas nécessairement plus homogène à plus grande profondeur, et la meilleure condition thermique que l'on puisse imposer sous la croûte terrestre correspond non pas à une condition de température fixée mais à celle d'un flux de chaleur constant, celui-ci étant contrôlé et imposé par les processus mantelliques. Sous plusieurs portions de continents stables thermiquement, généralement d'âge Archéen et Protérozoïque, une condition de flux faible et peu variable a été confirmée par des séries de campagnes de mesures de flux de chaleur dans le bouclier canadien (Pinet *et al.*, 1991 ; Guillou *et al.*, 1994 ; Guillou-Frottier *et al.*, 1995 ; Guillou-Frottier *et al.*, 1996 ; Jaupart *et al.* 1998 ; Mareschal *et al.*, 2000 ; Rolandone *et al.*, 2002) ou encore dans le bouclier scandinave (Kukkonen and Peltonen, 1999). Sous les continents plus jeunes, il est probable que le flux de chaleur ne soit ni constant ni faible, mais pour les échelles considérées ici (quelques centaines de kilomètres), l'imposition d'un flux constant à quelques kilomètres de profondeur sous le bassin semble la condition la plus adéquate, comme l'ont d'ailleurs fait McKenna and Blackwell (2004) pour le Basin and Range. Notons toutefois que certains modèles récents utilisent encore une condition de température fixée à quelques kilomètres de profondeur (e.g. Kaiser *et al.*, 2011).

La Figure 42 montre le rôle de la condition basale sous un bassin sédimentaire du même type que celui de la Figure 37 pour le cas anisotrope. Il apparaît que les anomalies obtenues en bord de bassin sont plus élevées lorsque la condition basale est une condition de flux fixé. En effet, dans ce cas, les isothermes profondes ne sont pas accolées à une température constante, et par conséquent l'anomalie se développe plus librement.

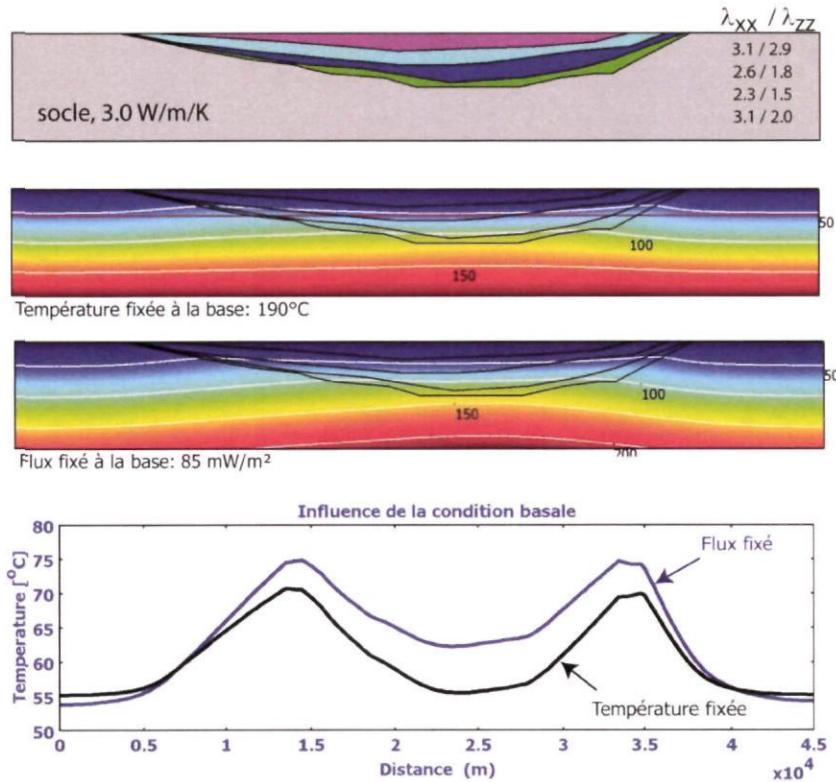


Figure 42 - Modèle simplifié d'un bassin sédimentaire en forme de pile d'assiettes (haut) pour lequel l'anisotropie de conductivité est introduite pour chacune des couches. Les champs thermiques (coupes en couleur) sont illustrés pour chacun des cas, et les courbes du dessous montrent la température à 1 500 m de profondeur, au-travers de l'ensemble du bassin.

Il est important de noter que quelle que soit la condition basale choisie, la prise en compte de l'anisotropie se traduirait par des anomalies de températures en marge du bassin. Si l'on s'intéresse au bassin de Paris, il apparaît que ce scenario pourrait expliquer certaines zones anormales comme au sud d'Orléans, où certaines cartes (e.g. Haenel *et al.*, 1980) suggèrent des températures élevées à 2000m de profondeur (Figure 25), là où le socle est atteint.

Néanmoins, si l'on considère la nouvelle base de données thermiques, il est difficile d'affirmer que l'effet de l'anisotropie est présent, notamment à cause de la forme et de la distribution hétérogène des anomalies. Les Figures 26e-26f-26g (réalisées avec la nouvelle base de données, reprises en Figure 43) ne montrent pas de continuité dans la définition des anomalies puisqu'elles apparaissent généralement comme des

« patatoïdes » de dimension 20-30 km. La seule zone qui apparaît continue sur plus de 100 km se situe au centre du bassin, entre Meaux et Troyes à 2 000 m de profondeur, soit 1 000 m au-dessus du socle pour cette région (Figure 43).

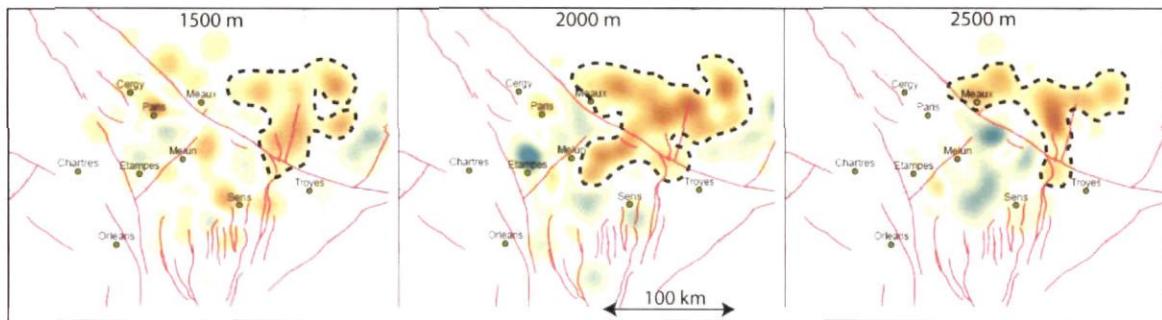


Figure 43 - Cartes de températures à 1 500, 2 000 et 2 500 m de profondeur, ne montrant pas d'anomalies thermiques particulièrement continues au niveau des bordures du bassin ; en revanche, le centre du bassin focalise les anomalies thermiques positives (intérieur du contour pointillé).

3.3.8. Hétérogénéités radiogéniques du socle

La condition thermique basale de flux fixé sous-entend une homogénéité latérale des conditions thermiques au niveau du socle. Or, il suffit de regarder une carte géologique pour comprendre que les socles qui affleurent sont hétérogènes d'un point de vue lithologie. La Figure 44 montre un « écorché » anté-triasique du Bassin de Paris, déduit des signatures magnétiques et gravimétriques. Il est suggéré que des corps granitiques soient présents sous le bassin de Paris.

La présence de corps granitiques peut perturber le régime thermique puisque les éléments radioactifs qu'ils contiennent peuvent augmenter localement les températures de plusieurs degrés. Selon les concentrations en U, K et Th, un granite peut produire en moyenne entre 2 et 8 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, mais des granites anormaux (les «high heat production granites», ou granites HHP) comme en Australie ou en Cornouaille, produisent plus de 20 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (The Institute of Mining and Metallurgy, 1985 ; McLaren *et al.*, 1999) ce qui se traduit par des anomalies thermiques élevées, menant parfois au déclenchement de circulations hydrothermales (e.g. Fehn, 1985).

Un modèle simple est montré en Figure 45, où l'on compare les températures à la base du bassin (ici isotrope) avec et sans corps granitiques radioactifs au sein du socle. La présence de granites radioactifs augmente l'ensemble des températures, avec un maximum de 12 °C au-dessus du granite le plus producteur. Il est important de noter également que par diffusion thermique, l'anomalie s'étale latéralement et que le signal qui apparaît en surface possède une longueur d'onde nettement supérieure à la taille de l'objet (voir aussi Jaupart, 1983).

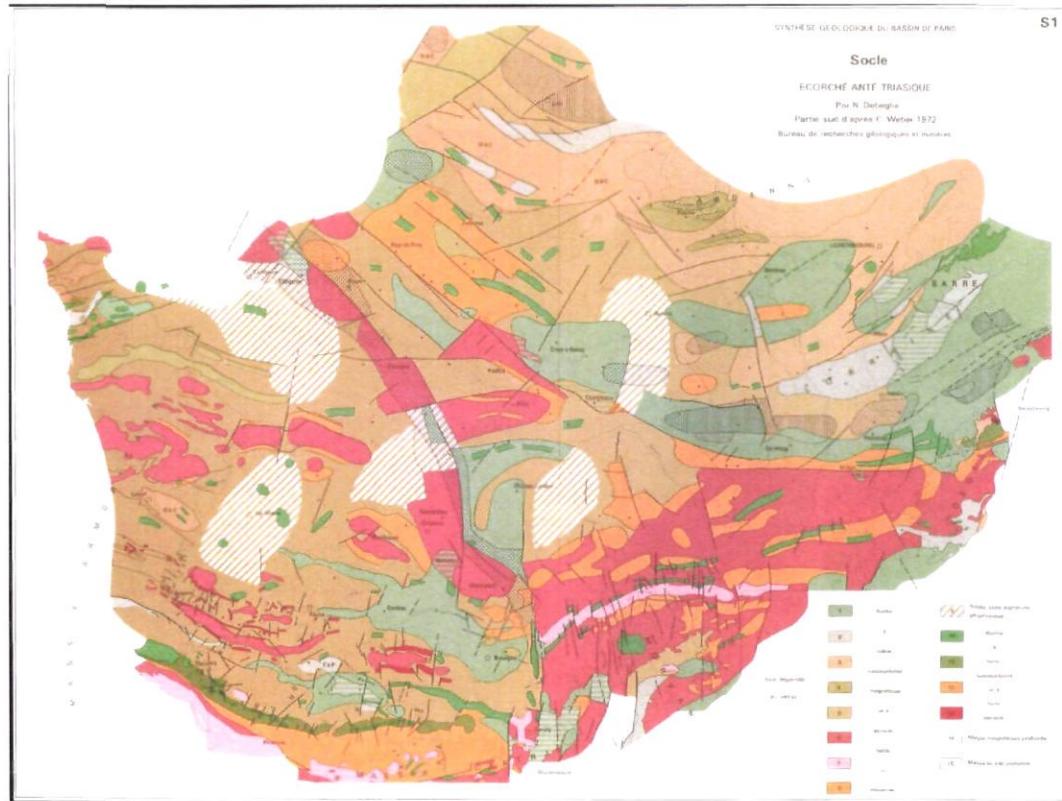


Figure 44 - Ecorché anté-triasique du bassin de Paris, soulignant l'hétérogénéité lithologique (issu de « Synthèse géologique du bassin de Paris », Mémoire du BRGM n° 102, 1980). Les couleurs, affectées à des propriétés physiques (susceptibilité magnétique et densité) permettent de visualiser les régions plutôt granitiques (rouges) et donc productrices de chaleur. Les leucogranites, qui produisent généralement beaucoup de chaleur, sont illustrés ici en rose (au sud du bassin).

Notons que l'ensemble des modèles présentés jusqu'ici (excepté celui de la Figure 45) n'incluent aucun terme de production de chaleur (terme Q dans l'équation 3), et qu'il serait plus exact de considérer la production de chaleur radioactive des sédiments, même si celle-ci reste généralement faible. Nous corrigerais ce point dans la présentation du modèle plus complet de la section 3.4.

Pour le cas du bassin de Paris, il n'est pas exclu que des granites HHP soient présents dans le socle, et donc que les anomalies mesurées en surface reflètent leur présence. Néanmoins, l'écorché de la Figure 44 ne montre aucun corps granitique sous le centre du bassin, là où l'anomalie de grande longueur d'onde pourrait correspondre à une source granitique de type HHP. Il serait également tentant de relier une partie de l'anomalie centrale située au sud de la faille de Bray, à 2 000 m de profondeur (Figure 43), au granite de direction est-ouest situé au sud de Paris. Toutefois, la carte à 2 500 m de profondeur montre que l'anomalie thermique à cet endroit est devenue négative.

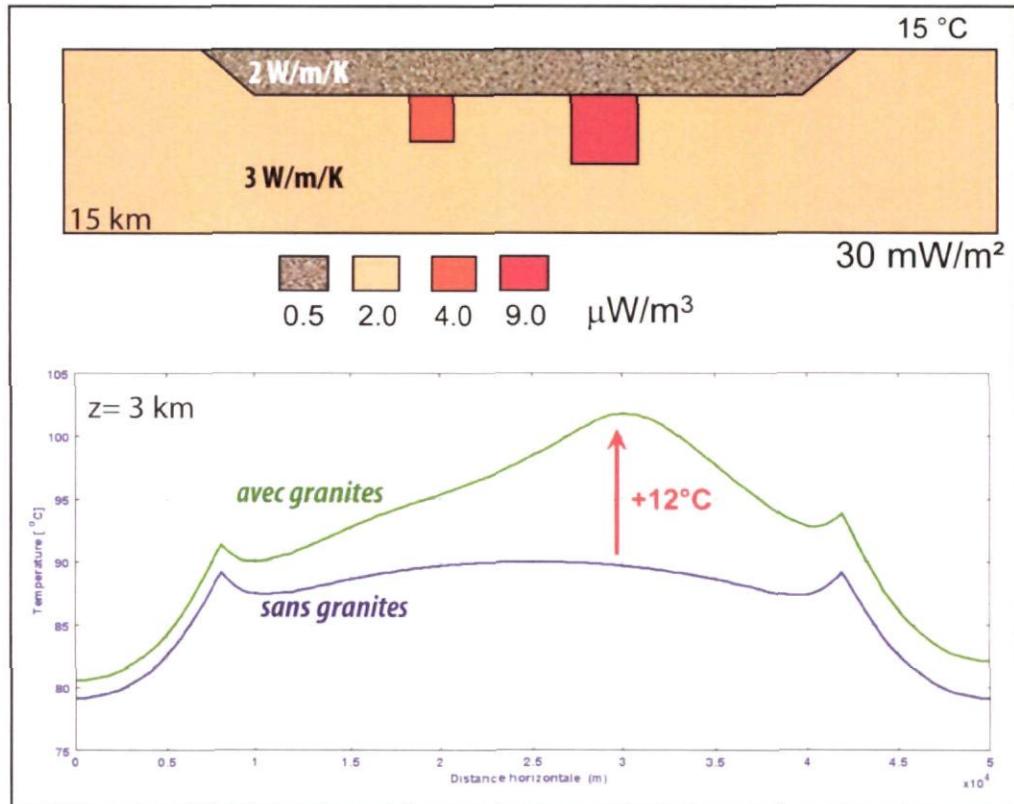


Figure 45 - Modèle simplifié d'un bassin sédimentaire surmontant deux corps granitiques produisant de la chaleur.

La conductivité thermique du bassin est ici homogène et isotrope, créant un effet isolant régional (soulèvement de l'isotherme), visible dans le cas sans granites (courbe bleue).

3.3.9. Circulations de fluides

L'équation de la chaleur (3) contient le terme advectif ($u \nabla T$), écrit ici sous une forme qui ne concerne que le mouvement des roches (érosion, sédimentation). Lorsque l'on considère le mouvement des fluides dans un aquifère ou dans une faille, l'écriture de l'équation se complexifie légèrement puisque l'on doit considérer le milieu comme un milieu poreux, où l'on distingue le solide (la matrice, immobile) du liquide (mobile). Le mouvement du fluide est alors régi par les gradients de pression et de température. Les gradients de pression peuvent être dus par exemple à la topographie, au champ de contraintes régional, ou à la compaction qui expulse l'eau des pores. Les gradients thermiques peuvent, selon les conditions, induire des différences de densité provoquant le mouvement des fluides par instabilité gravitaire : le fluide réchauffé est moins dense et remonte vers la surface, plus froide (convection thermique). Selon l'équation d'état du fluide, les propriétés physiques et l'épaisseur de l'aquifère, la convection thermique se met en place ou non. Les équations permettant de résoudre les transferts de chaleur dans un milieu poreux sont donc la loi de Darcy (qui relie le gradient de pression au champ de vitesse du fluide), l'équation de la chaleur en milieu poreux et l'équation d'état du fluide.

Sans détailler ces équations, indiquons simplement que les conditions de circulation de fluide par convection thermique sont estimées à partir du nombre de Rayleigh en milieu poreux :

$$Ra = \frac{g \alpha \Delta T k h}{\kappa v} \quad (13)$$

où g est l'accélération de la pesanteur, α le coefficient de dilatation thermique du fluide, k la perméabilité de l'aquifère d'épaisseur h , κ la diffusivité thermique du fluide et v sa viscosité cinématique. Dès que Ra dépasse la valeur critique de $4\pi^2$, la convection se met en place (Lapwood, 1948). Dans le cas d'une zone faillée de 2 km d'épaisseur avec une perméabilité de 10^{-14} m 2 , soumise à un gradient de température de 70 °C/km, le nombre de Rayleigh est de 55 (Garibaldi, 2010), et le fluide peut donc y circuler (les fluides chauds remontent et se refroidissent, les fluides froids descendant et se réchauffent). La perméabilité représente le paramètre physique le plus critique puisque plusieurs ordres de grandeur peuvent exister au sein d'un bassin (présence de zones faillées, d'aquifères très poreux, mais également de formations imperméables).

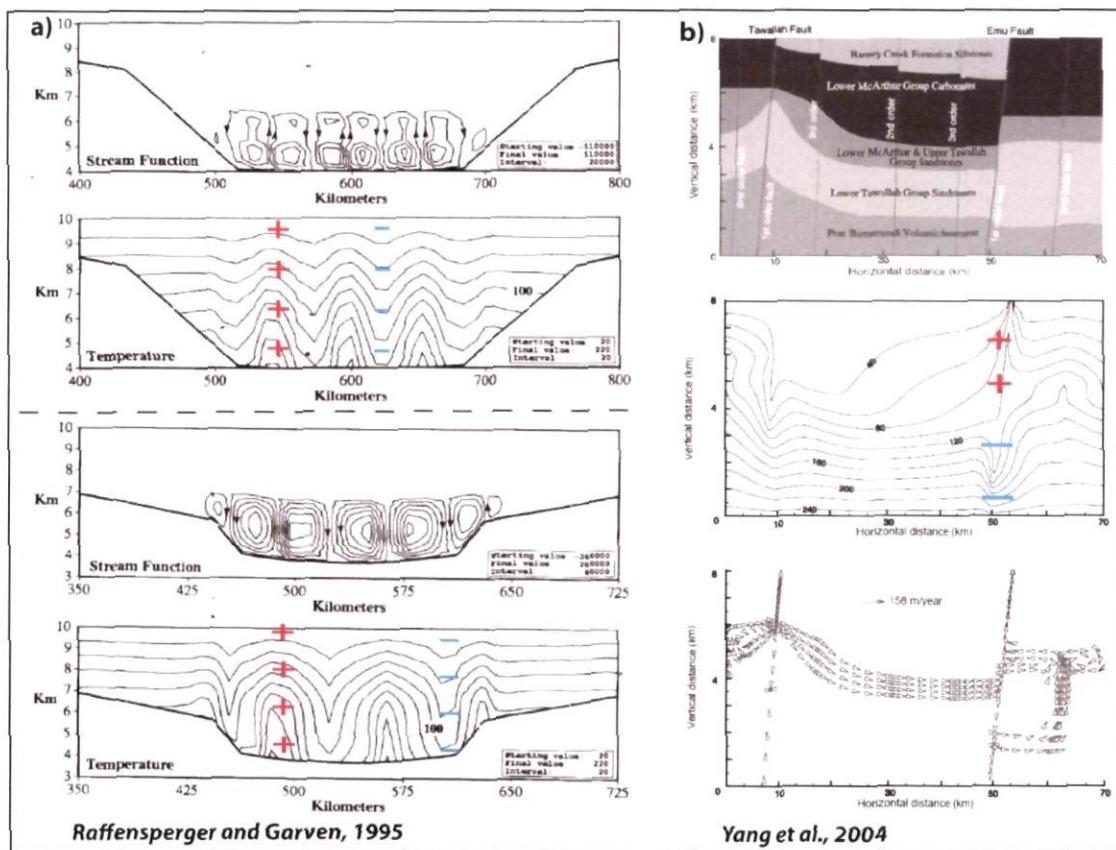


Figure 46 - Exemples de modèles numériques de convection thermique dans les zones perméables d'un bassin sédimentaire.

- a) cas du bassin d'Athabasca au Canada où deux valeurs de perméabilité sont testées ;
- b) cas du bassin de McArthur en Australie, où seuls un aquifère et deux zones faillées sont particulièrement perméables

La Figure 46 illustre d'une part les circulations à grande échelle dans le bassin (à gauche, où différents paramètres sont testés), et d'autre part le cas de circulations confinées à un aquifère perméable et à deux zones faillées. On remarque dans le premier cas que les anomalies positives (signes « + ») surplombent des anomalies négatives. Dans le deuxième cas, l'anomalie positive de droite surplombe une anomalie négative (signes « - »). Dans les deux cas, les écoulements restent confinés dans les unités les plus perméables

Ces dernières années, des travaux menés à l'École des Mines de Paris tentent de mieux comprendre la migration de fluides salés au sein du bassin de Paris, transports déjà modélisés par Gonçalvès *et al.* (2003). Selon les données hydrologiques, stratigraphiques et géochimiques, des fluides chauds remonteraient le long de la faille de Bray-Vittel, du Trias vers le Dogger. Aussi, il n'est pas impensable que de telles circulations se traduisent par des perturbations thermiques. De même, il est intéressant de noter que si les zones faillées sont aujourd'hui colmatées, les périodes pendant lesquelles du fluide circulait ont pu laisser une empreinte thermique qui serait encore décelable aujourd'hui (voir section 3.4.2 et Garibaldi, 2010).

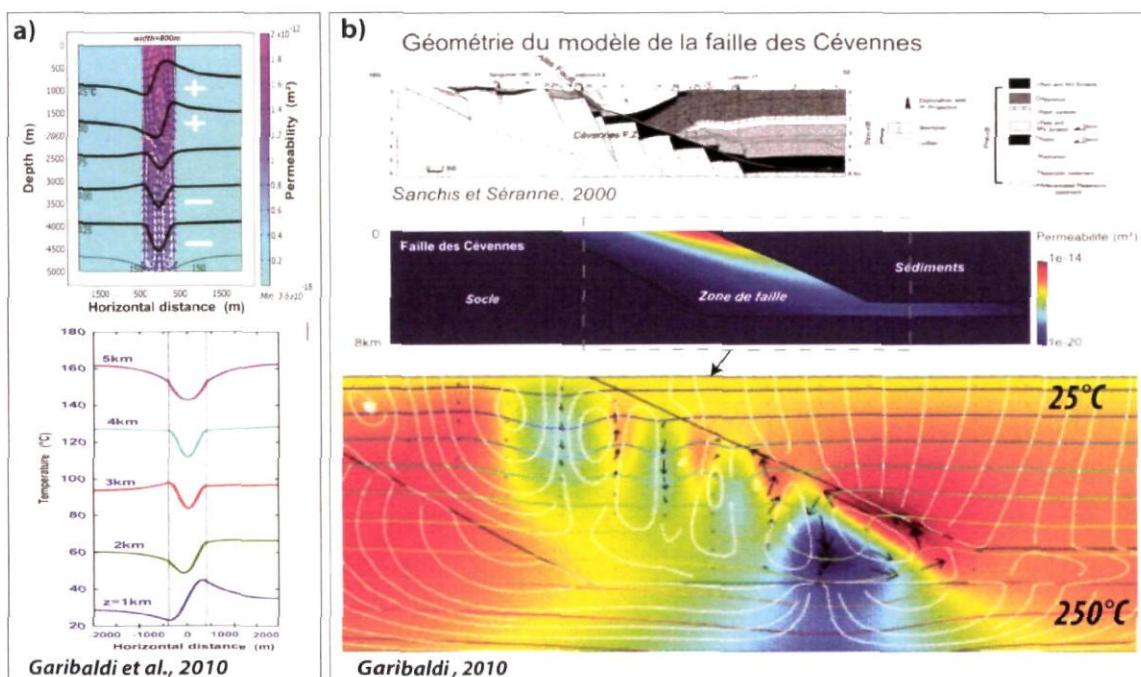


Figure 47 - Exemples de modèles numériques de convection thermique dans des zones faillées, où la perméabilité varie en fonction de la profondeur (a) et en fonction de la distance à la faille (b).

On retrouve en (a) la superposition d'anomalies positives et négatives, et l'oscillation des isothermes en (b) crée des anomalies de l'ordre de 10-20 °C. Les couleurs représentent les anomalies thermiques (les résidus). Les cellules convectives sont illustrées par les lignes de courant (en blanc) et les flèches noires représentant le champ de vitesse.

Deux autres exemples de circulation de fluides dans un milieu perméable sont illustrés sur la Figure 47. Ils correspondent à des modèles numériques où sont présents, respectivement : (a) une zone faillée avec une perméabilité qui diminue avec la

profondeur (cas théorique), et (b) une zone faillée inclinée, en bordure d'un bassin, où la perméabilité varie également latéralement (faille des Cévennes).

Dans les deux cas, le champ thermique est fortement perturbé par la circulation des fluides, celle-ci montrant des cellules convectives. On remarque que dans le cas de cellules superposées, il n'y a pas forcément de couplages thermique (i.e. un courant ascendant ne surmonte pas forcément un courant ascendant), ce qui se traduit thermiquement, comme en Figure 47b, par la superposition d'anomalies négatives et positives (voir les signes « + » et « - »). Dans le cas de la faille inclinée, une série de cellules convectives se focalise sur la zone la plus perméable, et des oscillations thermiques se développent. Notons que pour ce dernier cas, les anomalies thermiques obtenues sont du même ordre de grandeur ($10\text{--}20\ ^\circ\text{C}$) que celles obtenues à travers les mesures directes de la température en forage pétrolier (Garibaldi, 2010).

3.4. MODÈLES NUMÉRIQUES INTÉGRANT L'ENSEMBLE DES EFFETS

La section précédente a démontré qu'un ensemble de processus distincts peuvent mener à l'établissement d'anomalies thermiques de plusieurs degrés à plusieurs dizaines de degrés. L'hétérogénéité géologique d'un bassin, la présence de zones perméables, la prise en compte de l'anisotropie de la conductivité thermique, ou les conditions thermiques profondes choisies, tous ces processus influencent fortement la structure thermique d'un bassin.

3.4.1. Modèle conductif

Le premier modèle présenté ci-dessous ne considère pas la possibilité de circulations de fluides. Par exemple, les couches sédimentaires sont considérées comme trop peu perméables pour permettre la convection. En revanche, la conductivité thermique est soit isotrope, soit anisotrope (selon la couche considérée), et dépend de toute façon de la profondeur (effet de la compaction) et de la température. La condition thermique basale est imposée à 10 km de profondeur et correspond à un flux de chaleur fixé à $60\ \text{mW/m}^2$.

La présence de sources radioactives, dans le socle et dans les sédiments, se traduit par un flux de chaleur en surface qui varie entre 70 et $108\ \text{mW/m}^2$. Quelques corps granitiques enfouis, fortement producteurs de chaleur sont rajoutés sous le bassin. La Figure 48 montre la géométrie choisie avec les conditions du calcul et les résultats obtenus pour le flux de chaleur, le champ de température et les profils horizontaux traversant le bassin tous les 500 m de profondeur. On remarque (ellipses en pointillés) que les granites producteurs de chaleur en profondeur sont thermiquement décelables jusqu'à 2 km de profondeur, mais pas au-dessus. On visualise en effet des flux de chaleur plus importants au-dessus de ces granites. On note toutefois que les oscillations thermiques qui en résultent restent inférieures à $8\text{--}10\ ^\circ\text{C}$.

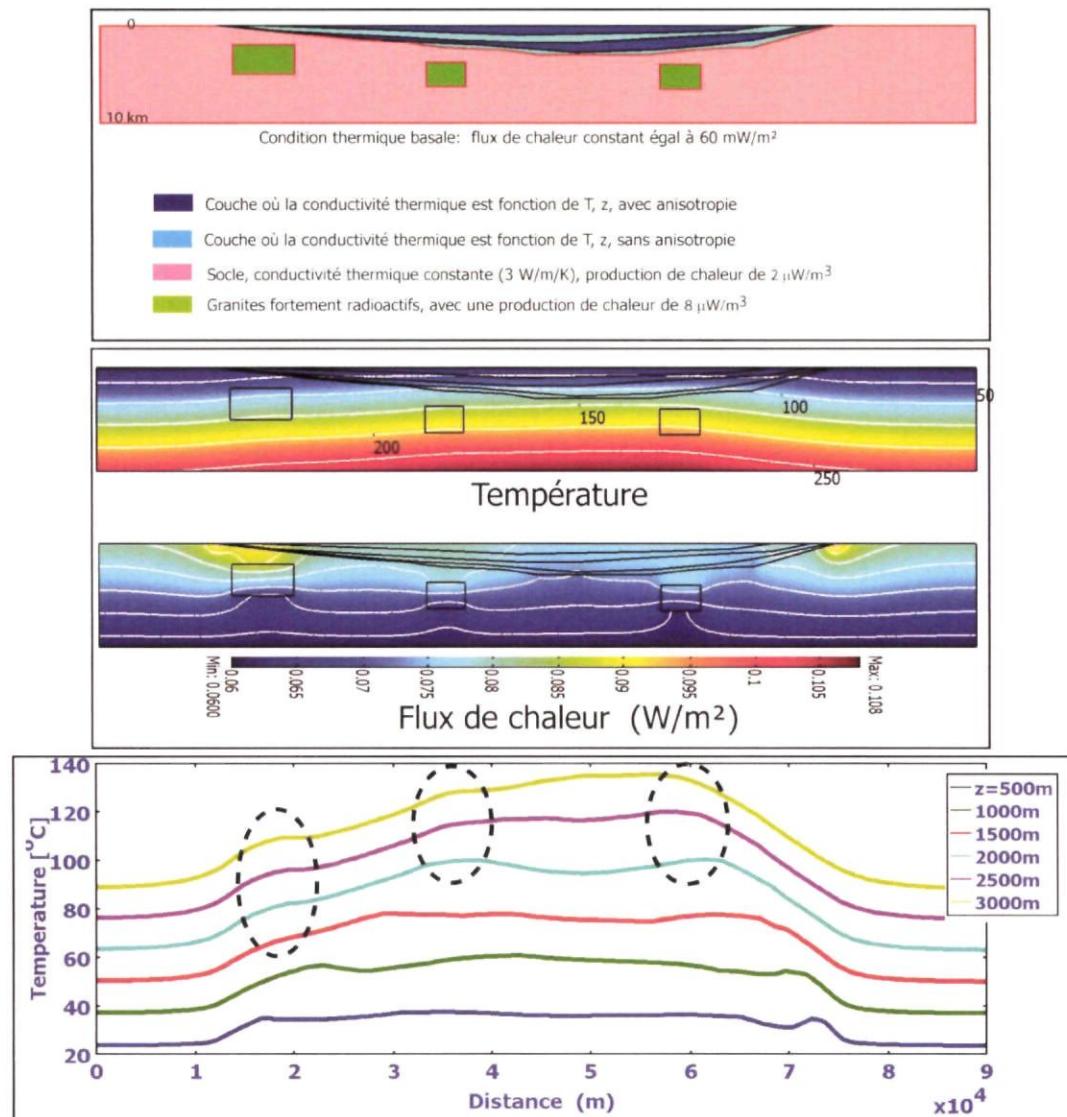


Figure 48 - Modèle conductif intégrant la présence de couches anisotropes, de granites fortement producteurs de chaleur, et d'une conductivité thermique dépendant de la porosité et de la température.

La Figure 49 montre la comparaison des profils lorsque l'anisotropie est changée en isotropie, et inversement (la figure de gauche correspond à celle de la Figure 48). Les allures générales des profils (effet isolant des sédiments, effet de réchauffement dû aux granites profonds) sont conservées, mais dans le détail, des oscillations thermiques apparaissent ou disparaissent. Pour le cas de droite, les anomalies thermiques maximales par rapport à la température centrale dans le bassin, atteignent à 1 000 m et 2 500 m de profondeur +11 et +9 °C. Ces ordres de grandeur sont les mêmes pour le cas de gauche, seules les localisations des anomalies diffèrent puisque dans un cas, la chaleur est évacuée latéralement par anisotropie, et pas dans l'autre.

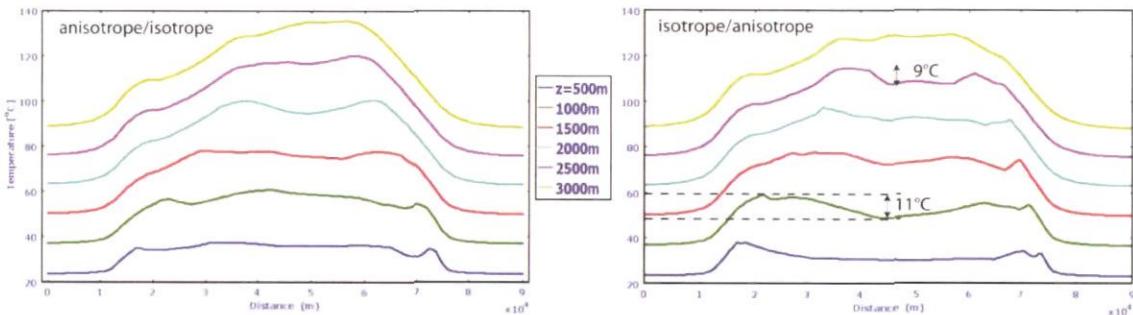


Figure 49 - Comparaison entre deux calculs où l'anisotropie et l'isotropie sont interchangées.
Les anomalies thermiques maximales obtenues sont de l'ordre de 10 °C.

3.4.2. Modèle convectif – régime permanent

Les calculs présentés ci-dessous incluent la possibilité de circulation de fluides soit dans des couches suffisamment perméables, soit dans des zones faillées. La conductivité thermique dépend de la profondeur (via la compaction) et de la température. Les processus convectifs sont dans cette partie supposés permanents.

Dans un premier temps, l'anisotropie n'a pas été considérée. La perméabilité des couches les plus épaisses a été variée de manière à engendrer des circulations. Pour des perméabilités de l'ordre de 10^{-14} m^2 , les cellules convectives entraînent le fluide à une vitesse suffisante pour que le champ thermique soit perturbé. La Figure 50a montre de légères perturbations, avec des oscillations thermiques de $\pm 5^\circ\text{C}$.

Pour une perméabilité deux fois supérieure (Figure 50b), les oscillations thermiques atteignent $\pm 15^\circ\text{C}$. On note la ressemblance de ces résultats avec ceux de Raffensperger et Garven (1995) montrés en Figure 46a. Dans un deuxième temps, un facteur d'anisotropie a été introduit pour la conductivité thermique. Il est apparu que des perméabilités plus importantes ($5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$) étaient nécessaires pour que des circulations significatives se mettent en place. Ce dernier cas est illustré en Figure 50c, où l'on voit que la longueur d'onde convective est supérieure aux premiers cas, ce qui se comprend puisque la chaleur est évacuée préférentiellement dans la direction horizontale.

Toutefois, selon de Marsily *et al.* (2002), les épaisseurs des couches perméables du bassin de Paris sont trop faibles pour que le nombre de Rayleigh dépasse la valeur critique, et la convection thermique de grande échelle telle qu'illustrée en Figure 50 serait un processus négligeable. En revanche, la perméabilité des failles ou des zones faillées pourrait représenter des chemins privilégiés pour les circulations de fluides. C'est pourquoi d'autres modèles numériques ont été réalisés, avec des perméabilités plus faibles pour les sédiments ($5 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ et 10^{-14} m^2), mais des perméabilités élevées ($2 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$) pour 3 zones faillées (Figure 51).

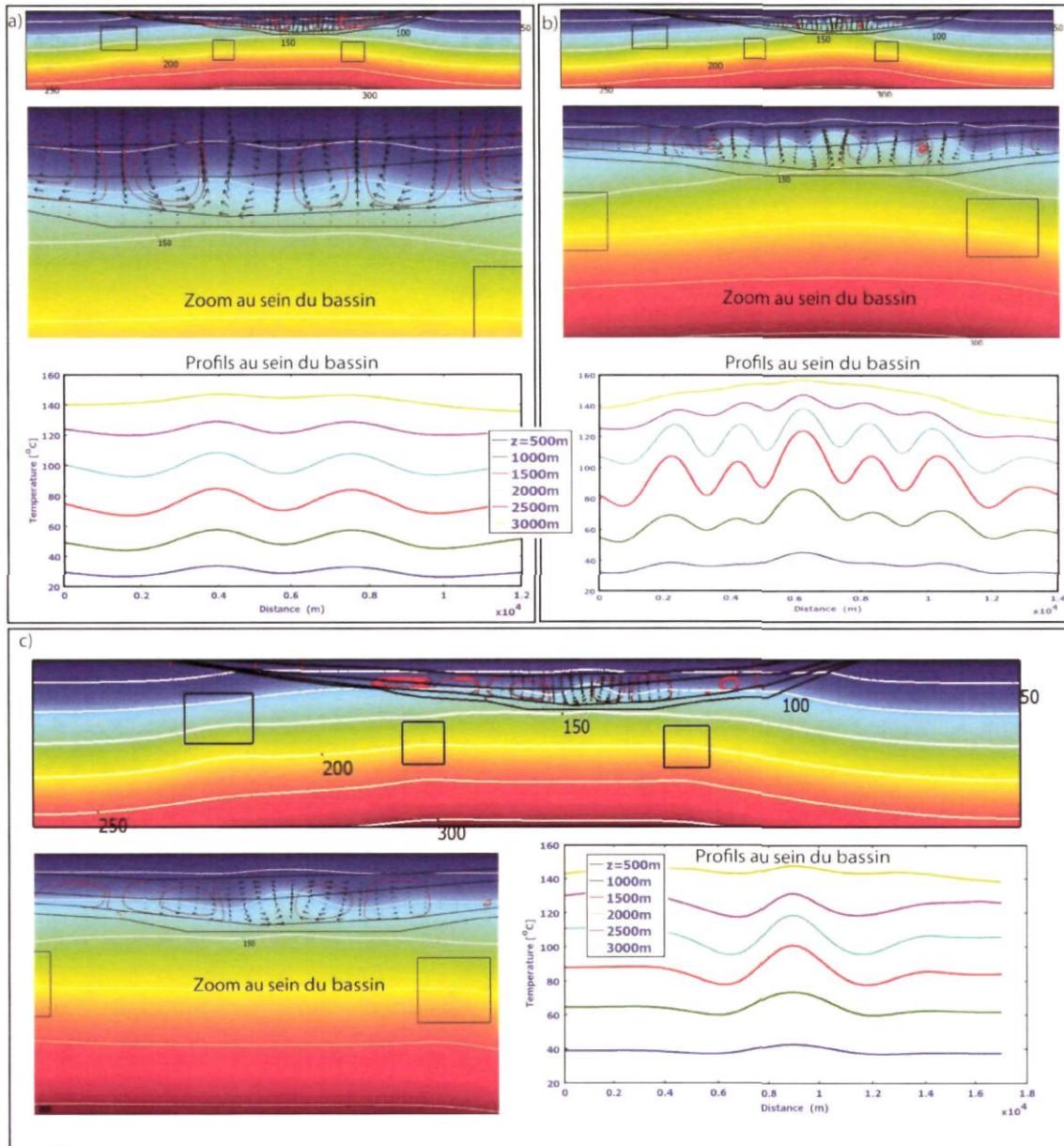


Figure 50 - Calculs où la convection thermique est rendue possible par des fortes perméabilités pour deux couches intermédiaires, de l'ordre de 10^{-14} m^2 (a) et $2 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ (b).

L'anisotropie de la conductivité thermique est prise en compte dans le troisième calcul (c), qui nécessite des perméabilités plus fortes ($5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$) pour qu'il y ait convection. Sur les coupes sont représentés la température (couleur et isothermes en blanc), le champ de vitesse (flèches) et les lignes de courant (rouge). Les profils horizontaux de la température ne traversent que la zone centrale en convection.

Le calcul de la Figure 51 montre que s'il existe bien des circulations cellulaires (voir la ligne de courant à droite de la Figure 51c), les vitesses du fluide y sont trop faibles (vitesse de Darcy de l'ordre du mm/an) pour perturber le champ de température. En

revanche, au sein des zones faillées, les vitesses du fluide sont 10 fois plus élevées et engendrent des anomalies thermiques atteignant ± 25 °C (Figure 50d). D'autres configurations géométriques des zones faillées sont illustrées en Figure 51e et 51f. Si le sens de circulation des fluides est difficilement prévisible, les anomalies thermiques engendrées restent du même ordre (± 10 à ± 25 °C) pour les trois cas de figure.

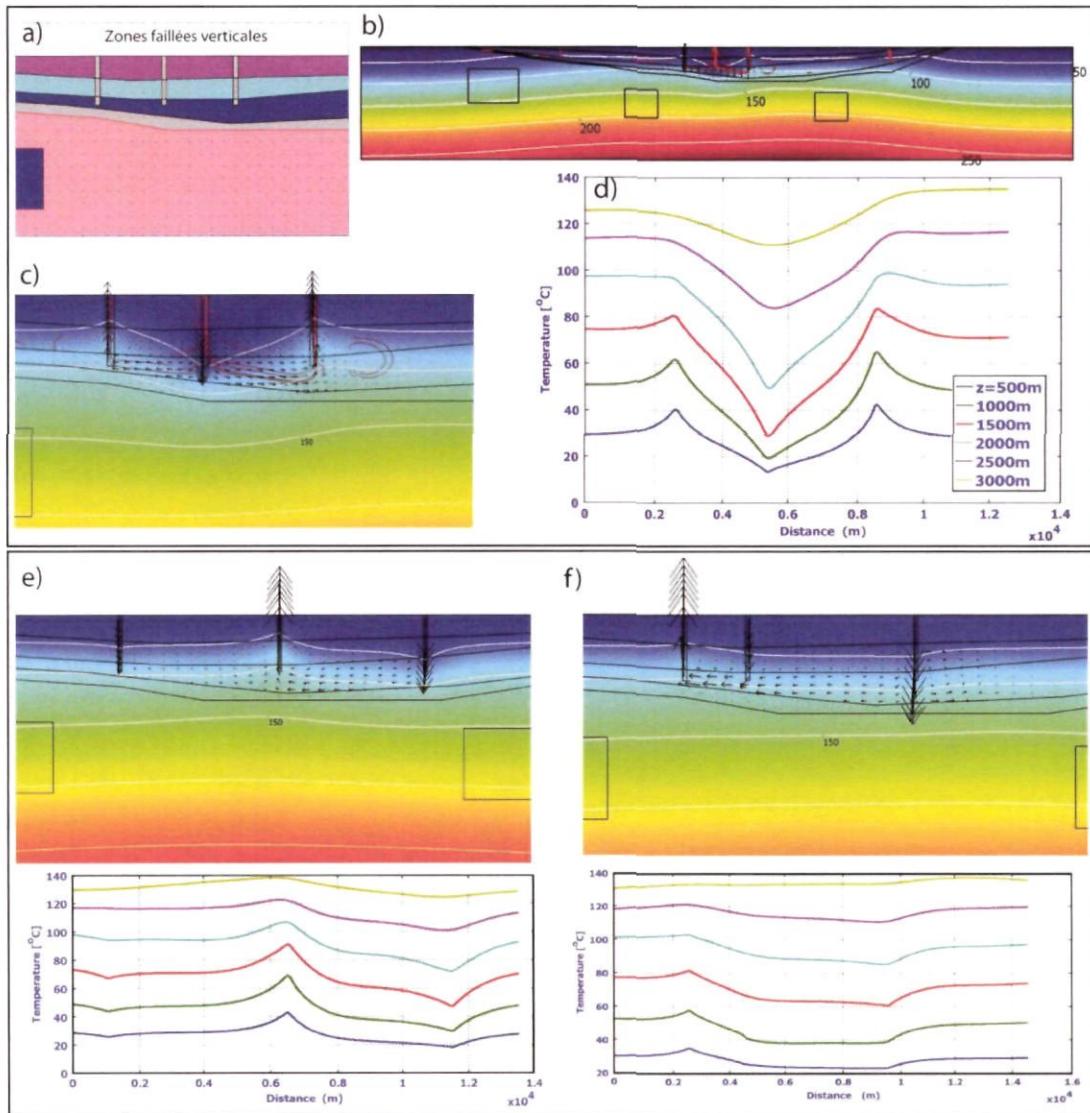


Figure 51 - Calculs où la circulation des fluides est facilitée dans les zones faillées fortement perméables (ici $2 \times 10^{-13} \text{ m}^2$ dans les trois failles).

a) : zoom sur la géométrie simplifiée choisie; b) champ de température (couleur), isothermes (blanc), champ de vitesse (flèches) et lignes de courant (rouge); c) zoom au centre du bassin où les circulations sont les plus rapides ; d) profils horizontaux traversant les 3 failles ; e) et f) : autres localisation des zones faillées.

3.4.3. Modèle convectif – régime transitoire

En toute rigueur, la perméabilité est une variable qui dépend du temps. Les phénomènes de dissolution et de précipitation des minéraux vont faire varier la perméabilité au cours du temps. C'est pourquoi Garibaldi (2010) a introduit cette dépendance temporelle dans des calculs de circulation dans des zones faillées. Dans la Figure 52, la perméabilité de la faille varie avec la profondeur, avec la distance par rapport à la zone centrale, et diminue brusquement (colmatage) à l'instant $t = 150,000$ ans. Les résultats montrent que si les anomalies se diffusent latéralement et s'atténuent au cours du temps, il reste toutefois des signatures anormales atteignant -10°C et $+6^{\circ}\text{C}$, 50 000 ans après le colmatage.

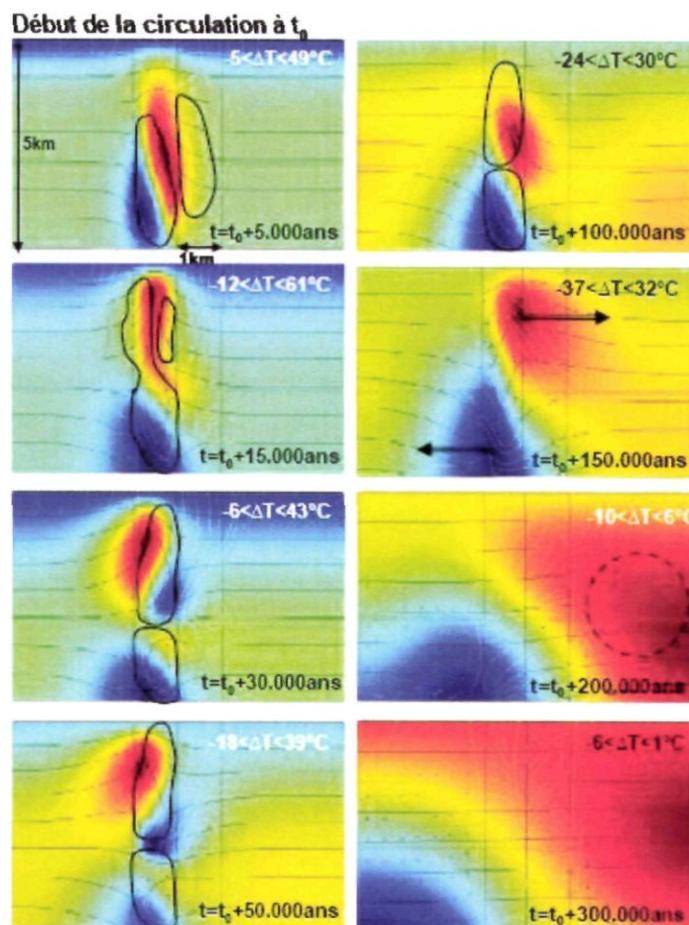


Figure 52 - Évolution temporelle de l'anomalie thermique générée par des circulations de fluides dans une zone faillée où la perméabilité varie selon x , z et t .

À l'instant $t = 150,000$ ans, la perméabilité décroît brusquement. Isothermes (traits fins), anomalies thermiques (couleurs) et lignes de courant (traits noirs épais). D'après Garibaldi (2010).

Ainsi, tout processus de circulation de fluides dans les zones faillées ayant engendré des anomalies thermiques au moment de la circulation, devrait laisser une empreinte

thermique significative, même après colmatage de la zone perméable, et ce pendant plusieurs dizaines de milliers d'années.

3.5. ANALYSES DES DONNÉES DU BASSIN DE PARIS

Pour tenter de mieux caractériser l'établissement d'anomalies thermiques dans le bassin de Paris (Figure 26), quelques analyses à grande échelle d'une part, et à plus petites échelles d'autre part (échelle locales et à l'échelle du puits), apportent des éléments intéressants.

3.5.1. Possibilité d'un biais systématique

La Figure 53a utilise : (1) les données issues de la carte des températures au toit des grès de Donnemarie (carte en Figure 26d) ; (2) les coordonnées verticales de cette interface, cartographiées dans Bouchot *et al.* (2008) ; (3) les températures estimées au toit du Bathonien, d'après la compilation des données issues des forages géothermiques (compilation BRGM). Pour 6 régions distinctes du Bassin de Paris, la même tendance est observée, à savoir une augmentation apparente du gradient avec la profondeur. Alors que dans les premiers 1 000-1 500 m de profondeur, le gradient varie entre 28 et 37 °C/km, il est nettement supérieur après 1 500 m de profondeur, avec des valeurs allant de 38 à 60 °C/km. Lorsque l'on regarde l'ensemble des bassins sédimentaires français, la même tendance semble se dessiner (Figure 33b).

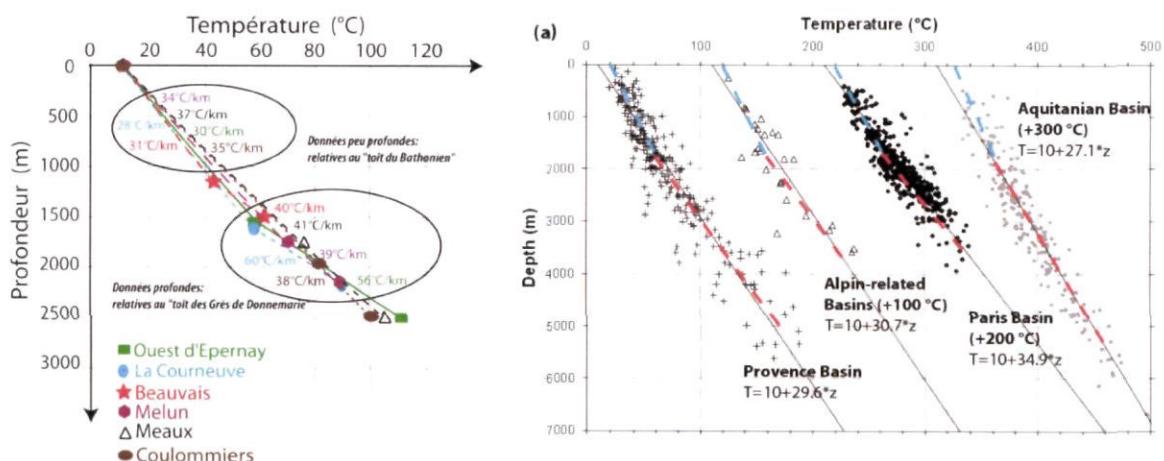
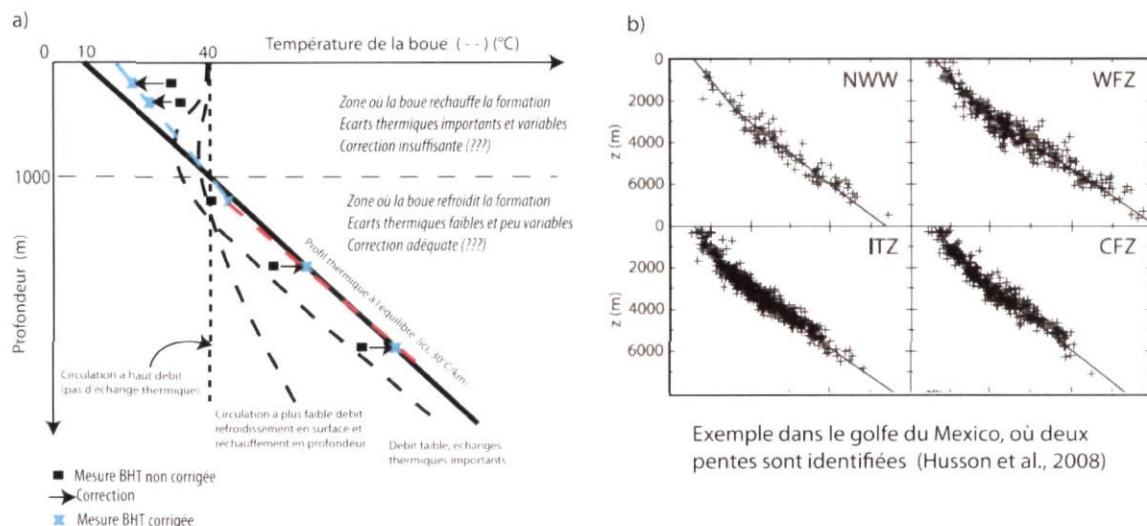


Figure 53 - a) Report des températures estimées sur deux interfaces géologiques du bassin de Paris. L'augmentation systématique du gradient avec la profondeur est obtenue dans différentes zones ; b) Observation similaire dans les autres bassins sédimentaires français, où les pentes en pointillés bleu et rouge soulignent l'apparente augmentation du gradient avec la profondeur.

Cette augmentation apparente du gradient thermique, qui semble systématique, pourrait en réalité constituer un biais dû à l'acquisition de la mesure BHT et à la correction apportée. La plupart des études portant sur les corrections des mesures BHT considèrent que la boue qui circule avant la mesure a pour effet de refroidir le forage, ce qui est tout à

fait valide quand on considère des grandes profondeurs où les températures dépassent les 100 °C. En revanche, à faible profondeur, la boue aura tendance à réchauffer le forage puisque celle-ci est généralement exothermique, et possède donc une température de plusieurs dizaines de °C, donc supérieure à la température moyenne de la surface.

En outre, les modèles de correction supposent généralement que la température de la boue reste constante, ce qui ne doit pas être le cas puisqu'elle se refroidit dans les premières centaines de mètres puis se réchauffe en circulant dans les profondeurs du forage. Il est donc possible que la correction des mesures BHT soit sous-estimée jusqu'à des profondeurs correspondant à la température de la boue, mais cela reste néanmoins difficile à prouver puisque nous manquons généralement des informations nécessaires (température extérieure, température de la boue, débit d'injection, temps de circulation, etc.). La Figure 54 illustre toutefois qualitativement cette possible erreur systématique, qui serait due aux différences des échanges thermiques entre le haut et le bas du forage, cette limite correspondant à ~1 000 m pour une boue à 40 °C en surface, et un gradient à l'équilibre de 30 °C/km. Il est important de noter que la superposition d'une zone supérieure à gradient faible au-dessus d'une zone inférieure à gradient élevé a déjà été observé sur différents jeux de données (exemple dans le golfe de Mexico, Husson *et al.*, 2008 ; Figure 34b).



*Figure 54 - a) Illustration qualitative des différences d'échanges thermiques entre la boue et la formation (profil plein) pour des vitesses de circulation distinctes (profils en pointillés). La zone supérieure est soumise à des contrastes thermiques plus importants, qui pourraient se traduire par une sous-estimation de la correction des BHT, induisant une pente apparente sous-estimée (pointillé bleu) ; b) autre exemple dans le golfe de Mexico, où deux pentes sont déterminées, d'après Husson *et al.*, 2008.*

Si ce biais existe réellement, et qu'il peut être corrigé à l'aide mesures indépendantes fiables (au moins trois mesures de type DST, ou des mesures à l'équilibre), alors la détermination du gradient tout au long du forage sera plus précise, mais on parle ici d'une

correction qui serait non négligeable uniquement dans les 1000 premiers mètres de profondeur. Aucune étude à notre connaissance ne s'est focalisée sur ce problème.

3.5.2. Analyses locales

Comme cela a déjà été mentionné, l'échelle d'étude des anomalies thermiques définit les paramètres géostatistiques pour l'interpolation. Il en résulte que les cartes d'anomalies montrent implicitement les choix d'échelle réalisés, et peuvent donc masquer des hétérogénéités locales. En retenant dans la nouvelle base de données, celles qui sont regroupées à quelques dix à vingt kilomètres les unes des autres, on obtient une nouvelle vision des variations locales des températures profondes. La Figure 55 montre différentes signatures selon les régions.

La Figure 55a montre 13 données BHT corrigées, dans la région au sud d'Épernay, les plus éloignées étant à 18 km de distance. On note qu'une différence de température de 37 °C est obtenue à la même profondeur (~ 2 500 m) entre le site « La Motte Noire » et « Vert-la-Gravelle », située à ~9 km au sud. Dans la région de Vitry-le-François, des écarts d'environ 20 °C sont également notés vers 2 200 m de profondeur (Figure 55d). En revanche, l'évolution des BHT avec la profondeur dans la région de Meaux (Figure 55b) semble très régulière et proche du gradient moyen du bassin de Paris.

La région de Sézanne (Figure 55c), où est identifiée une anomalie thermique de grande échelle (voir Figure 26e-26g, à 50 km au nord-est de Troyes, et Figure 43), montre des valeurs élevées proches de 80 °C à moins de 2 000 m de profondeur, et suivies d'un gradient faible. En considérant les valeurs extrêmes de Corfélis (à 1 100 m de profondeur) et de Chapton (à 2 700 m de profondeur), six autres valeurs intermédiaires confirment l'estimation d'un gradient de l'ordre de 10 °C/km. Il est alors très tentant de penser à la possibilité de circulations de fluides dans cet intervalle de profondeur, d'autant plus qu'il est assez facile d'ajuster les données avec un géotherme typique de la convection hydrothermale (Figure 56). Notons toutefois que cette interprétation est très sujette à la validité de la mesure de Corfélis à 1 100 m de profondeur.

La Figure 57 montre une autre région, où même si l'augmentation régulière de la température avec la profondeur – sur plusieurs milliers de mètres - ne fait pas de doute, il est plus difficile de prédire une valeur de température à une profondeur donnée. Dans le cas de la Figure 57a, la température moyenne des BHT à 2 200 ± 150 m de profondeur vaudrait ~83 ± 12 °C, et plus en profondeur, on peut tout à fait affecter la température de 120 °C à une profondeur comprise entre 2 500 et 3 000 m de profondeur (voir valeurs encadrées en rouge), ce qui se traduirait par un gradient profond de 67 °C/km. De telles estimations restent bien entendu peu valides étant donnée les variations observées. En revanche, elles peuvent là aussi s'expliquer par des remontées locales de fluides chauds au travers de zones faillées ou de zones poreuses.

Régimes thermiques actuels des bassins sédimentaires

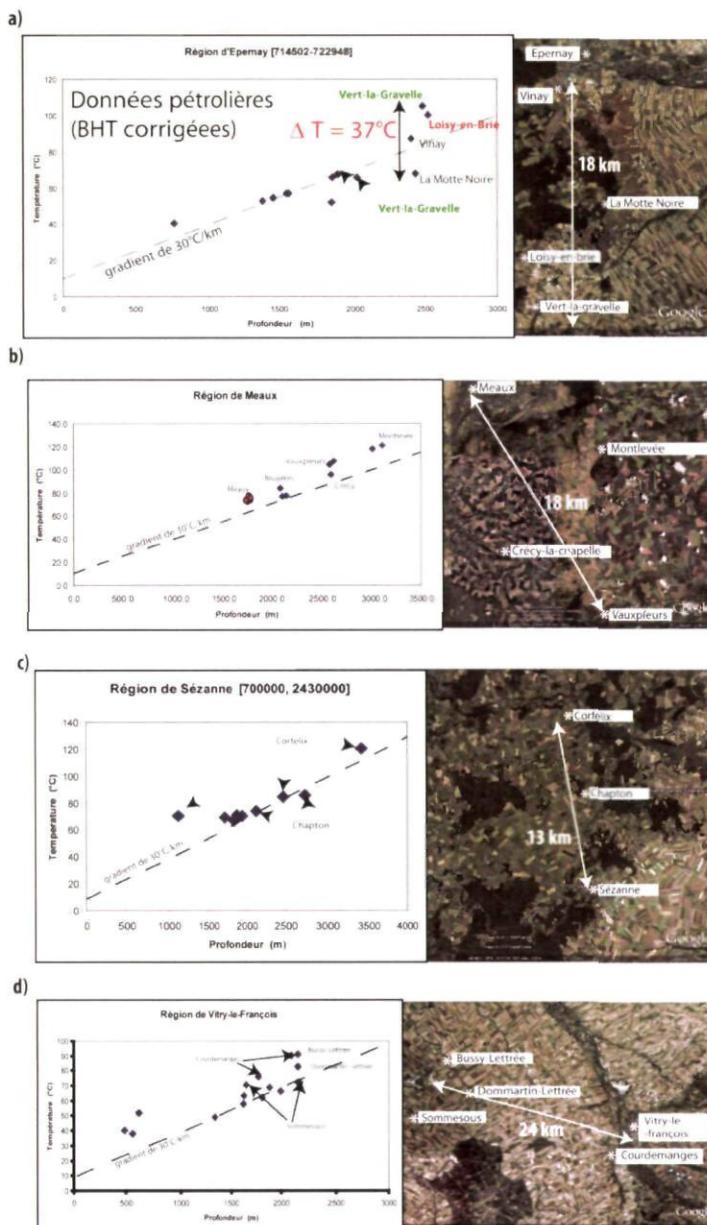


Figure 55 - Report des BHT corrigées pour quatre régions distinctes.

Les données à ~20 km de distance sont reportées. Dans la région d'Épernay (a), de grands écarts sont observés, contrairement à la région de Meaux (b). Les points rouges de Meaux correspondent à des données issues de forages géothermiques. Dans la région de Sézanne (c), le gradient à 2 000 m semble très faible alors qu'il serait élevé en profondeur. De grands écarts de température sont également visibles à 1 800 m et 2 200 m de profondeur, dans la région de Vitry-le-François (d).

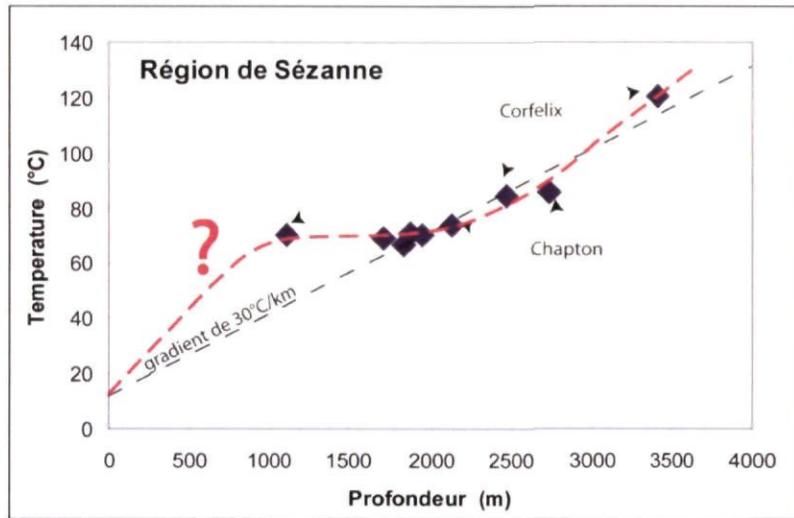


Figure 56 - BHT corrigées pour la région de Sézanne, et pour laquelle un ajustement des données fournit un géotherme typique d'un système hydrothermal, où des fluides chauds remontent entre ~ 2 500 et 1 000 m de profondeur.

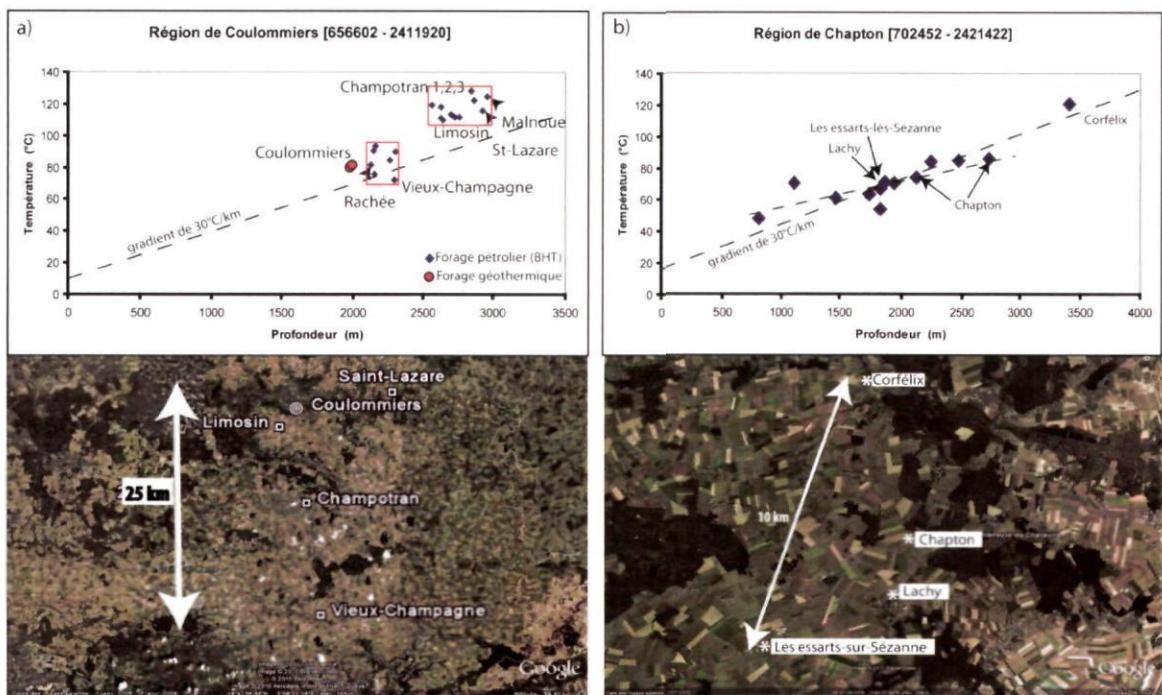


Figure 57 - Report des BHT corrigées pour la région de Coulommiers (a) et celle de Chaption (b).

À gauche, l'ensemble des BHT mesurées autour de 2 200 m (ou 2 700 m) de profondeur fournissent une variation importante des températures. À droite, un gradient moyen très faible de l'ordre de 15 °C/km pourrait être associé aux profondeurs comprises entre 1 000 et 3 000 m.

3.5.3. Analyses à l'échelle d'un puits

Une dizaine de mesures a été réalisée à Champotran (nom du site pour tous les forages). Elles sont reportées sur la Figure 58, avec cinq autres exemples de mesures locales. À Champotran, on mesure des différences de 18 °C à 2 000 m de profondeur, et si l'on estime un gradient avec les mesures les plus profondes, on obtient des valeurs s'échelonnant de 8 à 92 °C/km.

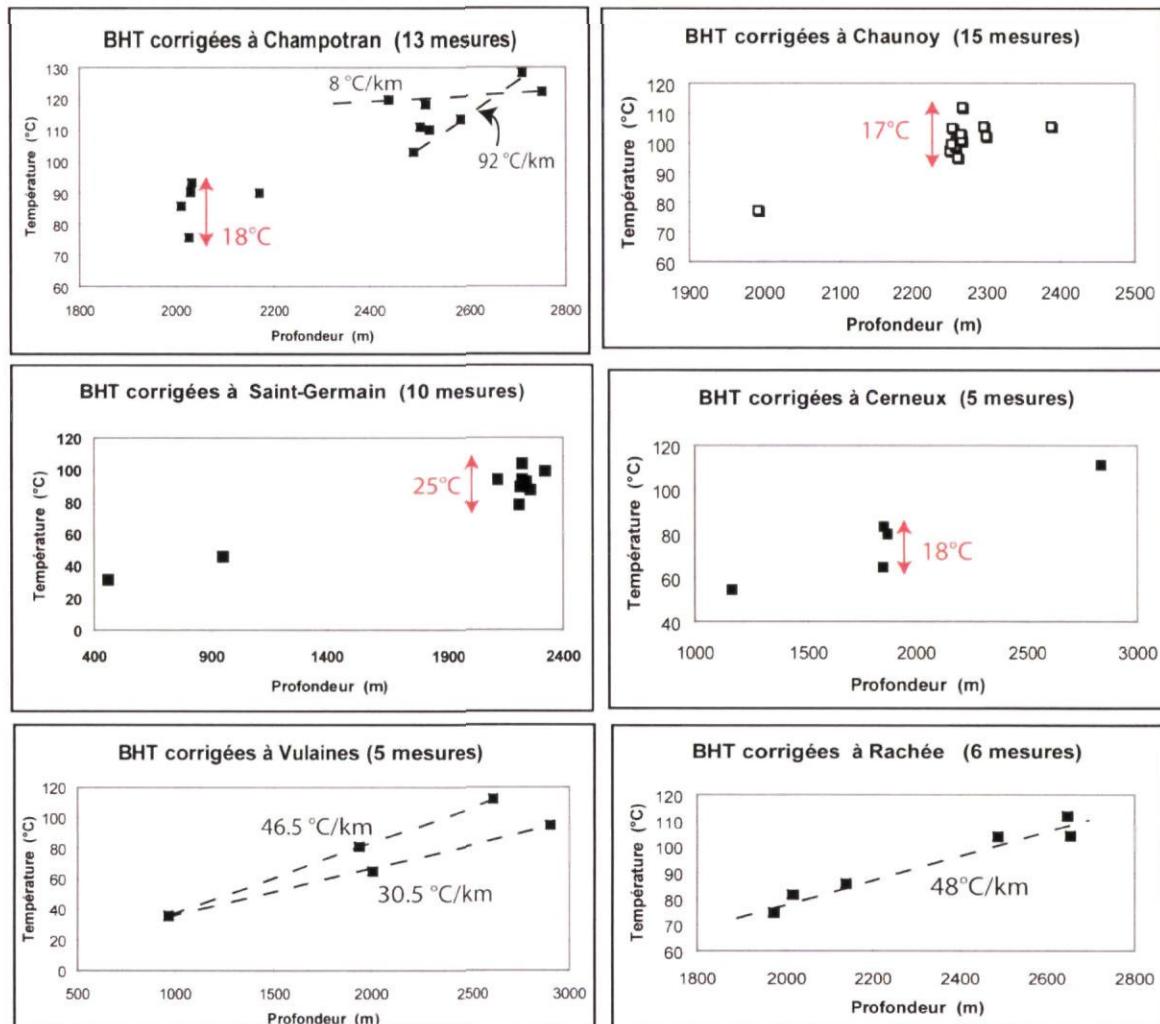


Figure 58 - Report des BHT corrigées pour les localités de Champotran, Chaunoy, Saint-Germain, Cerneux, Vulaines et Rachée.

Dans tous les cas, des écarts de température importants sont visibles à la même profondeur.
Des gradients extrêmes peuvent également être estimés selon les valeurs considérées.

Ces analyses à petite échelle montrent que l'ordre de grandeur des variations thermiques identifiées localement ($\pm 10\text{-}15$ °C) est identique à celui obtenu avec les interpolations à grande échelle. En d'autres termes, on pourrait déduire que les variations thermiques ont toutes des origines locales et non régionales. En réalité, l'incertitude sur la mesure BHT

est généralement estimée à ± 5 °C, et l'incertitude sur la correction elle-même serait estimée à ± 8 à 10 °C (Corrigan, 2003 ; Goutorbe *et al.*, 2007 ; Garibaldi, 2010). Ces variations observées sur les profils ou les cartes pourraient donc ne refléter que les incertitudes sur les données et leurs corrections.

En fait, les analyses locales montrées en Figures 55 et 57 démontrent que si des variations de ± 10 °C existent, il est toutefois possible d'affirmer que certaines zones sont plus chaudes ou plus froides que d'autres. Par exemple, la région de Vitry-le-François ou celle de Coulommiers (Figure 55d et 57a) montre des ensembles de valeurs de températures nettement supérieures à celles décrites par le « géotherme moyen », ici défini par $T(z) = 10 + 0.03 \cdot z$. Autrement dit, les données sont environ 10-20 °C au-dessus du trait pointillé, alors qu'elles semblent suivre le géotherme moyen dans la région de Sézanne ou de Chaptot (Figure 55c et 57b), si l'on enlève la mesure de Corfélis à 1 100 m de profondeur. Parfois, ces tendances ne sont décelables que sur un domaine de profondeur, comme pour la région d'Épernay (Figure 55a), où les données suivent le géotherme moyen sauf en profondeur. Dans la région de Meaux, le comportement est très régulier sur l'ensemble des profondeurs mesurées, avec des températures toutes supérieures de 10 à 20 °C au géotherme moyen.

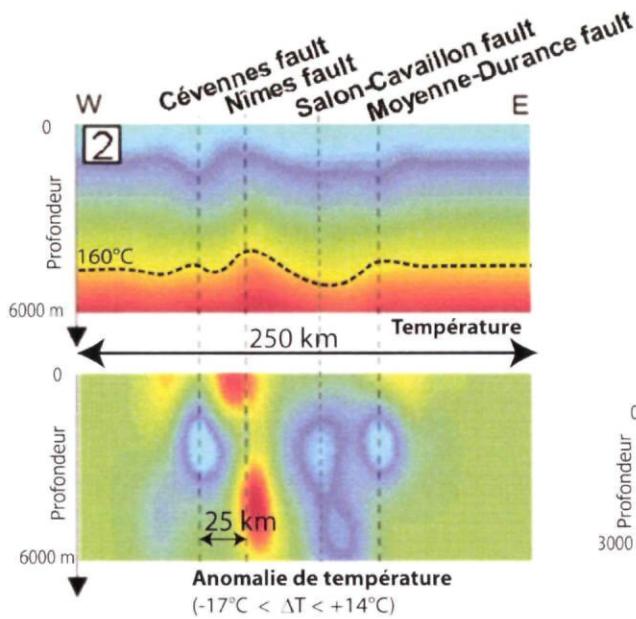
3.5.4. Résumé

Si un biais systématique existe dans les données BHT corrigées, et que celui-ci est en partie dû à l'injection d'une boue plus chaude que la température en surface, ce biais ne concerne que les premiers milliers de mètres. D'autres explications peuvent être évoquées (circulation de fluides, voir Figures 51e-f), mais l'étude est davantage focalisée ici sur les températures profondes.

En ce qui concerne les variations des températures profondes dans un même puits, celles-ci peuvent ne refléter que les incertitudes liées aux mesures elles-mêmes et aux corrections. En revanche, des tendances régionales se dégagent, à l'échelle de la vingtaine de kilomètres, permettant de valider les approches cartographiques où les « meilleurs » paramètres géostatistiques comprennent des portées horizontales de 20-25 km (voir le cas de l'Alsace, Tableau 1). Les analyses géostatistiques nous apprennent également que les « meilleurs » variogrammes possèdent des portées verticales de l'ordre de 1 500 à 2 000 m, ce qui correspond aux tendances observées localement. En effet, les regroupements de valeurs suivant les mêmes tendances (au-dessus ou en-dessous du « géotherme moyen ») s'effectuent sur des intervalles de profondeur d'au moins 500 à 1 000 m.

Ainsi, l'analyse des données de température, sans préjuger des sources potentielles d'anomalies, nous informe que des différences de comportement thermique sont délimitables sur des échelles de l'ordre de 10-20 km horizontalement et sur 1-2 km verticalement. Ces déductions sont en parfait accord avec les cartes et coupes thermiques déjà obtenues dans d'autres bassins (Figure 59).

Bassin du Sud-Est



Graben du Rhin

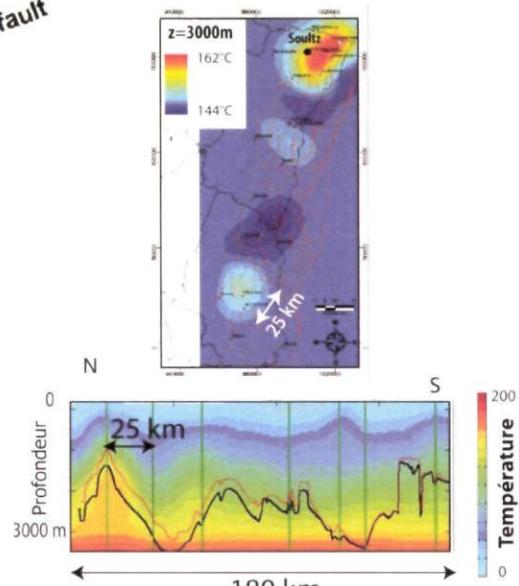


Figure 59 - Données thermiques cartographiées à partir d'analyses géostatistiques.

Les dimensions horizontales des anomalies thermiques (~25 km) correspondent aux valeurs déduites des analyses locales du bassin de Paris.

L'hypothèse évoquée en Figure 56 et qui pourrait également expliquer les variations locales de plusieurs dizaines de °C à une même profondeur (Figure 58) nécessite des analyses locales de la structure géologique (présence de zones faillees par exemple) et de la composition (présence de lentilles de sable par exemple). Des circulations de fluides chauds ne pourront se produire que si l'encaissant est suffisamment perméable pour transférer la chaleur vers des niveaux plus élevés. De telles hypothèses ne sont pas à écarter trop rapidement, et un examen fin des logs lithologiques doit être mené pour évaluer ces possibilités.

4. Régime thermique des bassins sédimentaires : discussion

4.1. DONNÉES ET MÉCANISMES POSSIBLES

L'étude du régime thermique des bassins sédimentaires français à partir de la nouvelle base de données (Bonté, 2007 ; Bouchot *et al.*, 2008 ; Bouchot *et al.*, 2009 ; Bonté *et al.*, 2010 ; Garibaldi, 2010 ; Garibaldi *et al.*, 2010 ; Guillou-Frottier *et al.*, 2010 ; Carré, 2011) a permis de mettre en évidence des variations spatiales de la température du sous-sol (les 5 premiers kilomètres de la croûte) dont les caractéristiques sont les suivantes :

- 1) au sein d'un même bassin, les différences de température à une profondeur donnée peuvent atteindre facilement 60 °C, voire davantage (Figure 2 et Figure 8) ; toute prédition sans mesure voisine (à ± 20 km près) est donc à éviter ;
- 2) l'utilisation d'un géotherme moyen pour un bassin, qu'il s'agisse d'un profil linéaire ou d'un polynôme, permet de définir des zones anormalement chaudes ou froides, dont l'extension latérale typique est d'environ 20-25 km et la dimension verticale de l'ordre de 1-2 km ;
- 3) l'analyse géostatistique des données et les quelques analyses locales confirment ces ordres de grandeur ;
- 4) les incertitudes liées aux mesures BHT et à leurs corrections peuvent atteindre ± 15 °C, mais ces variations n'expliquent pas les tendances régionales ;
- 5) une anomalie chaude peut surmonter une anomalie froide, et inversement ;
- 6) certains ajustements de données BHT semblent indiquer la présence de fluides anormalement chauds provenant des profondeurs.

Parmi l'ensemble des processus physiques pouvant expliquer la génération d'anomalies thermiques, il semble que les circulations de fluides dans les zones faillées (ou les zones suffisamment perméables) soit le seul mécanisme permettant de reproduire à la fois : (i) des anomalies thermiques dépassant ± 20 °C (Figure 51), (ii) les dimensions spatiales des anomalies, et (ii) la possibilité de superposer des anomalies positives et négatives. Dans le cas où les anomalies sont plus faibles, les modèles de réfraction thermique créée par l'anisotropie de conductivité thermique montrent que l'on peut reproduire des ondulations thermiques de l'ordre de ± 10 °C (Figure 49).

Il reste difficile de rajouter des arguments pour préférer tel mécanisme à tel autre, à moins de rentrer dans le détail de la géologie structurale locale et des changements lithologiques qui correspondent à des modifications du gradient thermique. Pour prolonger les études de ce type, il serait donc nécessaire d'analyser au cas par cas, les données thermiques avec les logs lithologiques des forages concernés. Les emplacements des zones à forte porosité ou ceux des zones faillées pourraient être corrélés aux régions anormalement chaudes, ce qui appuierait l'hypothèse de circulation de fluides chauds.

4.2. INCERTITUDES ET AUTRES MÉCANISMES

Le problème majeur rencontré lors de la reproduction numérique d'anomalies thermiques réside dans l'attribution de paramètres physiques aux unités géologiques. Les valeurs des conductivités thermiques ou de la production de chaleur des roches sédimentaires sont relativement bien connues, mais dès que la circulation des fluides est évoquée, le choix de la perméabilité devient critique. En particulier, la Figure 50 montre que multiplier la perméabilité d'une formation par un facteur 2 peut engendrer des anomalies de 10 °C supérieures. Les études d'Ingebritsen et Manning (2010) et la revue d'Ingebritsen *et al.* (2010) mettent l'accent sur l'aspect dynamique des circulations de fluides, au-travers de la dépendance spatiale et temporelle de la perméabilité. Les quelques rares mesures *in situ* de la perméabilité ont montré que des événements sismiques peuvent multiplier la perméabilité par un facteur 3 à 4 (Elkhoury *et al.*, 2011). Si des anomalies thermiques ont la potentialité d'être expliquées par le voisinage d'une zone faillée, alors il est peut-être judicieux de s'intéresser à la paléo-sismicité récente de cette zone, puisque les signatures thermiques liées aux écoulements de fluides mettent plusieurs dizaines de milliers d'années à s'estomper.

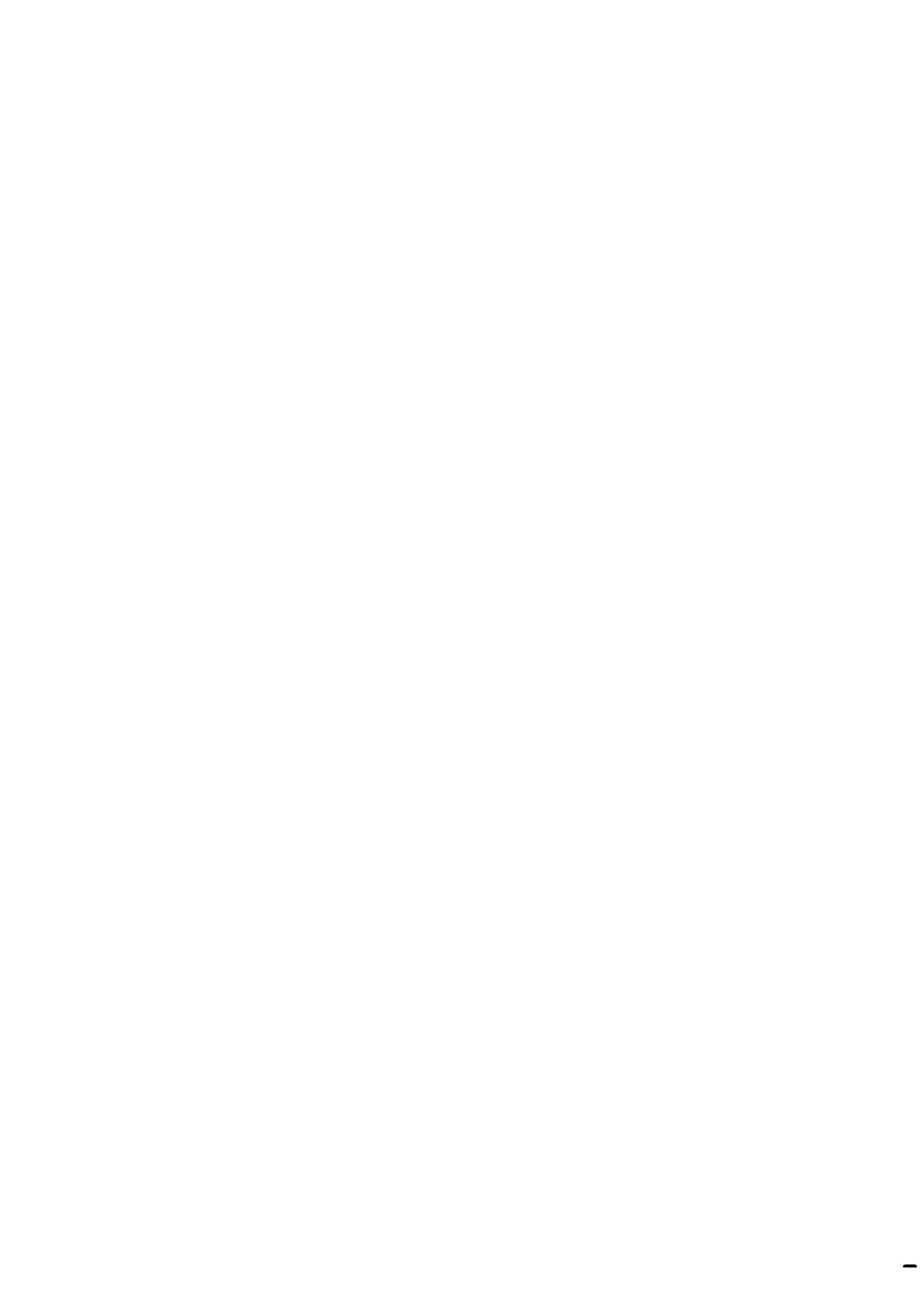
D'autres processus particuliers n'ont pas été considérés dans cette étude. Par exemple, l'anisotropie de la perméabilité n'a pas été testée. Il est en effet souvent suggéré de considérer des perméabilités plus élevées dans la direction parallèle aux failles plutôt que dans la direction perpendiculaire. De même, les sources de chaleur de nature géochimique n'ont pas été évoquées. Pourtant, de nouveaux travaux démontrent que l'altération hydrothermale des socles granitiques se traduit par des réactions chimiques qui sont exothermiques, comme par exemple la chloritisation de la biotite (Lachassagne *et al.*, 2011). Les dégagements de chaleur associés à ces transformations minéralogiques sont tels qu'ils pourraient expliquer la présence d'eaux tièdes à chaudes à quelques centaines de mètres de profondeur (R. Wyns, comm. pers.). Ces dégagements de chaleur provoquent, par dilatation thermique de la roche, des microfissures permettant l'enfoncement du front d'altération, et donc le déclenchement de nouvelles réactions.

Ainsi, il est tout à fait envisageable que des fluides profonds, qui circuleraient à la base des remplissages sédimentaires, rencontrent des socles fracturés dans lesquels des réactions exothermiques continueraient de se produire. Par exemple, la circulation convective au sein du granite de Soultz-Sous-Forêts pourrait ainsi être auto-entretenue par la chaleur dégagée au cours des réactions entre l'eau et la roche. Les ordres de grandeur de la chaleur dégagée par les réactions exothermiques ne sont pas négligeables puisque des études récentes ont même suggéré que des anomalies de flux de chaleur océanique (20 à 30 mW/m²) s'expliquaient par la serpentisation des péridotites (Delecluse et Chamot-Rooke, 2008).

Les images de l'anomalie de Soultz-Sous-Forêts, obtenues par cartographie thermique (Figure 21) illustrent au niveau de Ritterschoeffen une remontée d'isothermes en forme de « champignon », typique d'une figure convective de type « panache hydrothermal » (e.g. Harcouët-Menou *et al.*, 2009). Toutefois, dans le détail, la géométrie 3D diffère de celle d'un panache axisymétrique et son étalement au sein de la formation du Bundsandstein est probablement dû à la forte perméabilité (de fracture) de cette unité. Zones faillées perméables, granites fracturés plus ou moins radiogéniques, et formations

« perméables » (fracture) sont autant d'objets géologiques susceptibles de renfermer des circulations de fluides hydrothermaux, elles-mêmes générant des anomalies thermiques de plusieurs dizaines de degrés.

La compréhension détaillée des circulations de fluides hydrothermaux dans la croûte terrestre est aujourd'hui facilitée par la modélisation numérique des processus physiques (Guillou-Frottier, 2011), approche qui permet notamment de paramétriser les propriétés physiques en fonction de la profondeur ou de la température. Néanmoins, les données pétrophysiques -notamment les mesures de perméabilité- restent encore trop rares, et les relations entre porosité et perméabilité, de fait, ne sont pas forcément robustes (voir Bouchot *et al.* 2010). Les méthodes indirectes d'évaluation de la perméabilité (e.g. Vasseur *et al.*, 1997) ne permettent pas d'estimer la variation spatiale de ce paramètre alors qu'il semble que ce soit ces hétérogénéités de perméabilité qui contrôlent les circulations de fluides, et donc les anomalies thermiques associées (Garibaldi, 2010).



5. Références

- Beziat A., Dardaine M., Gabis V.** (1988) – Effect of compaction pressure and water content on the thermal conductivity of some natural clays, *Clays and Clay Minerals*, 36, 5, p. 462-466.
- Bodner D.P., Sharp J.M.** (1988) – Temperature variations in south Texas subsurface, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72, p. 21-32
- Bonté D.** (2007) – Les températures profondes dans les bassins sédimentaires en France : identification des anomalies. Rapport de stage de Master 2 « Réservoirs géologiques », Université de Montpellier II, 50 p.
- Bonté D., Guillou-Frottier L., Garibaldi C., Bourgine B., Lopez S., Bouchot V., Lucaleau F.** (2010) – Subsurface temperature maps in French sedimentary basins : new data compilation and interpolation, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 181, p. 377-390.
- Bouchot V., Bialkowski A., Lopez S., Ossi A., avec la collaboration de Chilès J.P., Garibaldi C., Jorand C.** (2008) – Évaluation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias du bassin de Paris, Rapport final BRGM/RP-56463-FR, 92 p., 40 fig., 3 tab., 1 ann.
- Bouchot V., Bialkowski A., Colnot A., Castillot C., Kervevan C., Le Guénan T., Lopez S., Rigollet C.** (2009) – ClastiQ2 : projet de recherche sur les ressources géothermales dans les réservoirs clastiques en France. Rapport d'avancement n° 1. Rapport BRGM/RP-57717-FR, 163 p., 60 fig., 7 tab., 6 ann.
- Bouchot V., Beccaletto L., Bialkowski A., Capar L., Carigt S., Castagnac C., Colnot A., Castillo C., Dezayes C., Gabalda S., Hamm V., Kervévan C., Lopez S., Lerouge C., Rigollet C., Veillerette A.** (2010) - CLASTIQ-2 : projet de recherche sur les ressources géothermales des réservoirs clastiques en France. Rapport d'avancement n° 2. BRGM/RP-59077-FR, 115 p., 60 fig., 17 tabl., 1 ann.
- Carré, C.** (2011) – Cartographies thermiques du graben du Rhin (partie française). Rapport de stage de Master 2 « Réservoirs géologiques », Université de Montpellier II, 51 p.
- Corrigan J.** (2003) - Correcting Bottom Hole Temperature Data, <http://zetaaware.com/utilities/bht/default.html>.
- Clauser C., Huenges E.** (1995) – Thermal conductivity of rocks and minerals, in “Rock physics and phase relations – a handbook of physical constants”, AGU Ref. Shelf 3, p. 105-126.
- Clauser C.** (2006) – Geothermal Energy, in K.Heinloth (ed.), Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced materials and technologies, Vol. 3: Energy technologies, Subvol C: Renewable Energies. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin, p. 493-604
- Delecluse M., Chamot-Rooke N.** (2008) – Serpentization pulse in the actively deforming Central Indian basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276, p. 140-151.
- deMarsily G., Gonçalves J., Violette S., Castro M.-C.**(2002) – Migration mechanisms of radionuclides from a clay repository toward adjacent aquifers and the surface. *C. R. Physique*, 3, p. 945-959.

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, p. 675-691.

Dezayes C., avec la collaboration de **Thinon I., Courrioux G., Tourrière B., Genter A.** (2007) – Estimation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias dans le fossé rhénan. Rapport final. Rapport BRGM/RP-55729-FR, 72 p.

Eldursi K., Branquet Y., Guillou-Frottier L., Marcoux E. (2009) – Numerical investigation of transient hydrothermal processes around intrusions : heat-transfer and fluid-circulation controlled mineralization patterns. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288, p. 70-83.

Elkhoury J.E., Niemeijer A., Brodsky E.E., Marone C. (2011) – Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock. *J. Geophys. Res.*, 116, B02311, doi:10.1029/2010JB007759

Fehn U. (1985) – Post-magmatic convection related to high heat production in granites of southwest England: a theoretical study, in: The Institute of Mining and Mineralurgy (ed.), High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis, St Austell, Cornwall, 22-25 sept. 1985, London, p. 99-112.

Gable R. (1978) - Acquisition et rassemblement de données géothermiques disponibles en France. Rapport BRGM/78SGN284GTH, 60 p.

Gable, R. Chilès J.-P., Martin J.-C. (1990) – Établissement de cartes de température et de gradient géothermique aux toits du Dogger et du Trias. Rapport BRGM R-31375, SGN GPH 90, 33 p., 19 fig., 6 pl.

Garibaldi C., Guillou-Frottier L., Lardeaux J.-M., Bonté D., Lopez S., Bouchot V., Ledru P. (2010) – Thermal anomalies and geological structures in the Provence basin: implications for hydrothermal circulations at depth. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 181, p. 363-376.

Gérard A., Menjoz A., Schwoerer P. (1984) – L'anomalie thermique de Soutz-sous-Forêts. *Geothermie Actualités*, 3, p. 35-42.

Gonçalvès J., Violette S., Robin C., Pagel M., Guillocheau F., de Marsily G., Bruel D., Ledoux E. (2003) - Modélisation 3D des transports de sel et de chaleur au cours des 248 Ma d'évolution du bassin de Paris : implications diagénétiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 174, p. 429-439.

Goutorbe B., Lucaleau F., Bonneville A. (2007) – Comparison of several BHT correction methods : a case study on a Australian data set. *Geophys.J. Int.*, 170, p. 913-922.

Guillou L., Mareschal J.-C., Jaupart C., Gariépy C., Bienfait G., Lapointe R. (1994) – Heat flow, gravity and structure of the Abitibi belt, Superior Province; Canada: implications for mantle heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, p. 103-123.

Guillou-Frottier L., Mareschal, J.-C., Jaupart C., Gariépy C., Lapointe R., Bienfait G. (1995) – Heat flow variations in the Grenville Province, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, p. 447-460.

Guillou-Frottier L., Jaupart C., Mareschal J.-C., Gariépy C., Bienfait G., Cheng L.-Z., Lapointe R. (1996) – High heat flow in the Trans-Hudson orogen, central Canadian Schield. *Geophys.Res. Lett.*, 23, p. 3027-3030.

- Guillou-Frottier L., Mareschal J.-C., Musset J.** (1998) – Ground surface temperature history in central Canada inferred from ten selected borehole temperature profiles. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 7385-7397.
- Guillou-Frottier L., Lucaleau F., Garibaldi C., Bonté D., Couëffé R.** (2010) – Heat flow and deep temperatures in the Southeast Basin of France: implications for local rheological contrasts. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 181, p. 531-546.
- Guillou-Frottier L.** (2011) – La convection hydrothermale et les ressources associées. *Geosciences*, 13, p. 40-47.
- Haenel R. et al.** (1980) - Atlas of subsurface temperatures in the European Community, Commission of the European communities, Luxembourg, 36 p., 42 maps.
- Harcouët V., Guillou-Frottier L., Bonneville A., Bouchot V., Milesi J.-P.** (2007) – Geological and thermal conditions before the major Paleoproterozoic gold-mineralization event at Ashanti, Ghana, as inferred from improved thermal modelling. *Precamb. Res.*, 154, p. 71-87.
- Harcouët-Menou V., Guillou-Frottier L., Bonneville A., Adler P.M., Mourzenko V.** (2009) – Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones : insights from two- and three-dimensional numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana. *Geofluids*, 9, p. 116-137.
- Hurter S., Schellschmidt R.** (2003) – Atlas of geothermal resources in Europe. *Geothermics*, 32, p. 779-787.
- Husson L., Henry P., Le Pichon X.** (2008) - Thermal regime of the NW shelf of the Gulf of Mexico; part A: thermal and pressure fields. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 179, p. 129-137.
- Ingebritsen, S.E., Geiger S., Hurwitz S., Driesner T.** (2010) – Numerical simulation of magmatic hydrothermal systems. *Rev. Geophys.*, 48, RG1002, 33 p.
- Ingebritsen S.E., Manning C.E.** (2010) – Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. *Geofluids*, 10, p. 193-205
- Jaupart C.** (1983) – Horizontal heat transfer due to radioactivity contrats: causes and consequences of the linear heat flow-heat production relationship. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 75, p. 411-435.
- Jaupart C., Mareschal J.-C., Guillou-Frottier L., Davaille A.** (1998) – Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 15269-15286
- Kaiser B.O., Cacase M., Scheck-Wenderoth M., Lewerenz B.** (2011) – Characterization of main heat transport processes in the Northeast German Basin: constraints from 3D numerical models. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 12, 7, doi : 10.1029/2011GC003535
- Kappelmeyer O., Haenel R.** (1974) – Geothermics with special reference to application. *Geoexploration monographs*, 4, Berlin Gebreuder Borntraeger, 238 p.
- Kukkonen I., Peltonen P.** (1999) – Xenolith-controlled geotherm for the central FennoscandianShield : implications for lithosphere-asthenosphere relations. *Tectonophysics*, 304, p. 301-315.

Lapwood E. (1948) – Convection of a fluid in a porous medium. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 44, p. 508-521.

Lachassagne P., Wyns R., Dewandel B. (2011) – The fracture permeability of Hard Rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23, p. 145-161.

Le Masne D., Lambert M., Fabriol H., Genter A. (1991) – Aquifères profonds d'Alsace : constitution d'une base de données à usage géothermique. Note technique BRGM, 91-IRG-087, 60 p.

Mareschal J.-C., Jaupart C., Gariépy C., Cheng L.Z., Guillou-Frottier L., Bienfait G., Lapointe R. (2000) - Heat flow and deep thermal structure near the southeastern edge of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 37, p. 399-414.

McKenna J.R., Blackwell D.D. (2004) - Numerical modelling of transient Basin and Range extensional geothermal systems. *Geothermics*, 33, p. 457-476.

Munck F., Walgenwitz F., Maget P., Sauer K., Tietze R. (1979) - Synthèse géothermique du Fossé rhénan Supérieur.BRGM SGR Alsace - Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. Commission of the European Communities.

Pinet C., Jaupart C., Mareschal J.-C., Gariépy C., Bienfait G., Lapointe R. (1991) – Heat flow and structure of the lithosphere in the eastern Canadian Shield. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 19941-19963.

Pribnow D., Schellschmidt R. (2000) – Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine graben. *Geophys. Res. Lett.*, 27, p. 1957-1960.

Raffensperger J.P., Garven, G. (1995) – The formation of unconformity-type uranium ore deposits. 1: coupled groundwater flow and heat transport modelling, *Amer. J. Sci.*, 295, p. 581-636

Rolandone F., Jaupart C., Mareschal J.-C., Gariépy C., Bienfait G., carbone C., Lapointe R. (2002) – Surface heat flow, crustal temperatures and mantle heat flow in the Proterozoic Trans-Hudson orogen, Canadian Shield. *J. Geophys. Res.*, 107, 2341, doi: 10.1029/2001JB000698

Serban D., Nielsen S., Demetrescu C. (2001) – Transylvanian heat flow in presence of topography, paleoclimate, and groundwater flow. *Tectonophysics*, 335, p. 331-344

The Institute of Mining and Mineralurgy (1985) – High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis, St Austell, Cornwall, 22-25 september 1985, IMM, London, 593 p.

Vasseur G., Bernard P., van de Meulebrouck J., Kast Y., Jolivet J. (1983) - Holocene paleotemperatures deduced from geothermal measurements. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 43, p. 237-259.

Vasseur G., Djeran-Maigre I., Grunberger D., Rousset G., Tessier D., Velde B. (1995a) – Evolution of structural and physical parameters of clays during experimental compaction. *Mar. Petrol. Geol.*, 12, p. 941-954

- Vasseur G., Brigaud F., Demongodin L.**, (1995b) - Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics*, 244, p. 167-174.
- Vasseur G., Demongodin L.** (1995) – Convective and conductive heat transfer in sedimentary basins. *Basin Res.*, 7, p. 67-79.
- Vasseur G., Michard G., Fouillac C.** (1997) - Contraintes sur la structure profonde et le fonctionnement du système hydrothermal de Chaudes-Aigues (France). *Hydrogeol.*, 4, p. 3-17.
- Vossteen A., Schellschmidt R.** (2003) – Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different type of rocks. *Phys. Chem. Earth*, 28, p. 299-509.
- Waples D.W., Tirsgaard H.** (2002) – Changes in matrix thermal conductivity of clays and claystones as a function of compaction. *Petrol. Geosc.*, 8, p. 365-370.
- 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, p. 237-247.



**Centre scientifique et technique
Département géothermie**
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34