



HAL
open science

Détermination des températures profondes du Bassin du Sud-Est de la France et relations entre anomalies thermiques, géologie et circulations hydrothermales par modélisation 3D

Cynthia Garibaldi

► **To cite this version:**

Cynthia Garibaldi. Détermination des températures profondes du Bassin du Sud-Est de la France et relations entre anomalies thermiques, géologie et circulations hydrothermales par modélisation 3D. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2010. Français. NNT: . tel-00493961

HAL Id: tel-00493961

<https://theses.hal.science/tel-00493961>

Submitted on 21 Jun 2010

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

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

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS – UFR Sciences
Ecole Doctorale de Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE

Pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
De l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée et soutenue par
Cynthia GARIBALDI

DETERMINATION DES TEMPERATURES PROFONDES DU BASSIN DU SUD-EST DE LA FRANCE ET RELATIONS ENTRE ANOMALIES THERMIQUES, GEOLOGIE ET CIRCULATIONS HYDROTHERMALES PAR MODELISATION 3D

Thèse dirigée par Jean-Marc LARDEAUX et Laurent GUILLOU-FROTTIER
Soutenue le 26 mai 2010

Jury :

- M. Jean-Marc Lardeaux** - Professeur (Université de Nice) - Directeur
- M. Laurent Guillou-Frottier** - Ingénieur-Chercheur, HDR (BRGM, Orléans) - Co-Directeur
- M. Michel Séranne** - Chargé de Recherche, HDR (CNRS, Montpellier) - Rapporteur
- M. Jan Diederik Van Wees** - Professeur (TNO, Pays Bas) - Rapporteur
- M. Jean Masclé** - Directeur de Recherche, HDR (CNRS, Nice) – Président du jury
- M. Albert Genter** - Ingénieur-Chercheur (BRGM et GEIE, Soultz) - Examineur
- M. Francis Lucazeau** - Chargé de Recherche, HDR (IPG, Paris) - Examineur
- M. Michel Corsini** - Professeur (Université de Nice) - Examineur



En mars 2007, le BRGM, l'Université de Nice et le CNRS ont signé une convention de recherche, destinée à l'étude du potentiel géothermique dans le Bassin du Sud-Est. Les trois années de financement de la thèse de Cynthia Garibaldi proviennent de la labellisation "INSTITUT CARNOT" du BRGM.



Simon Lopez

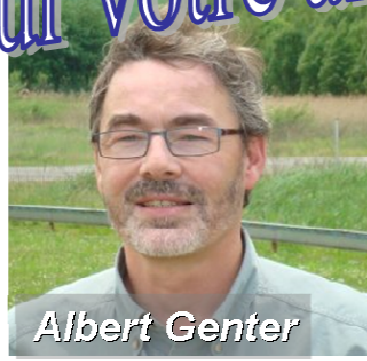


Vincent Bouchot



Damien Bonté

Merci pour votre aide précieuse



Albert Genter



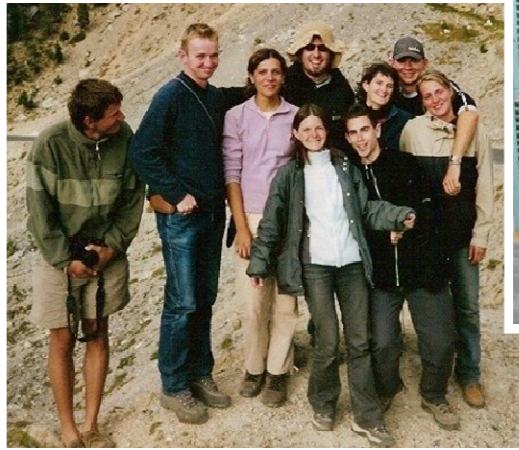
Jean-Marc Lardeaux



Laurent Guillou-Frottier

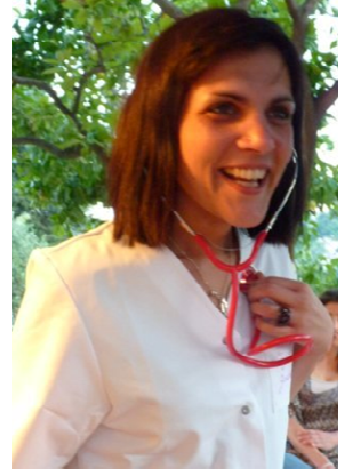


Et votre
présence





Enfin le grand jour



Un grand merci à mon jury



Merci à ma famille et mes amis pour la soirée post-soutenance !

Résumé

Les précédentes estimations des températures profondes en France mettent en évidence trois anomalies thermiques positives principales dont une est centrée entre Marseille et Montpellier. Ce travail de thèse présente l'étude du régime thermique du Bassin du Sud-Est à partir d'une réévaluation des températures profondes corrigées des effets thermiques transitoires générés lors des mesures en forage pétrolier. 203 données BHT corrigées et 10 DST (mesures stables) issues de 103 forages ont ainsi été obtenues. Le gradient thermique moyen du Bassin ($31,3^{\circ}\text{C}/\text{km}$) est proche de la moyenne française ($32,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$) mais les gradients locaux varient d'environ 20 à $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Une analyse géostatistique nous a permis de construire un modèle thermique de représentation 3D de la surface à 6km de profondeur duquel nous avons extrait des coupes et cartes thermiques à différentes profondeurs.

De nouvelles anomalies thermiques de plus petite échelle ont ainsi pu être identifiées, certaines étant positives (du côté de Montpellier, Lodève, Gap et La Drôme) et d'autres négatives (dans les Cévennes et la région d'Aix-en-Provence). Une compilation de données géophysiques nous a permis de discuter ces anomalies en termes de géologie locale et de phénomènes à grande échelle (variations de profondeur du Moho, épaisseur des sédiments), mais il semble que des circulations de fluides puissent mieux expliquer la localisation, l'amplitude et les longueurs d'ondes des signaux thermiques qui suivent la direction des failles majeures en surface.

Le rôle de la circulation de fluides dans la mise en place et l'évolution des anomalies thermiques au sein des zones de faille est illustré par des modèles numériques en régime stationnaire et transitoire. Ces modèles permettent de reproduire des anomalies de plusieurs dizaines de degrés. Ce phénomène est amplifié lorsqu'une anisotropie de perméabilité est prise en compte. De plus, la dépendance de la perméabilité avec la profondeur permet d'obtenir des superpositions d'anomalies positives et négatives sur un même profil vertical comme nous l'observons sur les coupes thermiques issues des mesures. Loin des zones perméables, les anomalies peuvent s'expliquer par des processus conductifs au sein d'objets dans lesquels les contrastes de conductivité thermique peuvent être importants. L'anisotropie de conductivité dans les formations argileuses peut être responsable du développement d'anomalies proches de celles observées entre les zones perméables. Enfin, les circulations hydrothermales dans les zones de faille associées à des sédiments anisotropes pourraient expliquer la forme, l'évolution en profondeur et l'intensité des anomalies thermiques identifiées.

Abstract

Previous deep temperatures estimates made in France show three main warm thermal anomalies, one of them centred between Marseille and Montpellier (south-east France). This study presents the thermal regime of the South-East Basin established with a new evaluation of deep temperatures, which have been corrected for transient disturbance due to temperature measurement method in boreholes. 203 BHT and 10 DST from 103 boreholes have been obtained. Thermal gradient averages $31.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ in the Basin ($32.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ in France) but some places show gradients varying from over 20 to $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$. A geostatistical analysis allowed us to elaborate a 3D thermal model from the surface to 6km depth from which thermal maps at different depths and cross-sections have been extracted.

By this way, new smaller-scale warm (Montpellier, Lodève, Drôme and Gap areas) and cold (Aix-en-Provence and Cévennes areas) thermal anomalies have been identified. A compilation of geophysical data allowed us to discuss these anomalies in terms of local geology and high scale phenomenon (Moho depth, sediments thickness), but it appears that fluid circulations may better explain locations, amplitudes and wavelengths of thermal anomalies which suit fault zones trace in surface.

A link between fluid circulations, the establishment and the evolution of thermal anomalies in fault zones is illustrated by stationary and transient numerical models. These models reproduce anomalies of several tens of degrees. This phenomenon is amplified when anisotropy of permeability is taken into account. In addition, the account of the depth-dependence of the permeability allows to obtain vertical superimpositions of cold/warm anomalies similar to those appearing in thermal cross-sections issued from temperature measurements. Away from permeable areas, anomalies can be explained by conductive processes in geological objects among which thermal conductivity contrasts can be significant. Anisotropy of thermal conductivity in clayey formations can be responsible for the development of anomalies similar to those observed between permeable zones. Hydrothermal circulations in fault zones associated with anisotropic sediments could then explain the shape, the evolution in depth and the intensity of the identified thermal anomalies.

Détermination des températures profondes du Bassin du Sud-Est de la France et relations entre anomalies thermiques, géologie et circulations hydrothermales par modélisation 3D

1	Introduction et objectifs	15
1.1	Pourquoi la géothermie ?.....	23
1.2	Avantages et inconvénients de la géothermie	26
1.3	La géothermie en France	28
1.3.1	Les températures profondes en France.....	28
1.3.2	Ressources géothermales en France	29
1.3.3	Perspectives de développement.....	32
2	Transferts de chaleur dans la Terre	33
2.1	La chaleur interne.....	33
2.1.1	Taux de perte de chaleur	34
2.1.2	Densité de flux de chaleur	34
2.1.3	Production de chaleur.....	38
2.1.3.1	Méthode de détermination de la production de chaleur sur échantillons	40
2.1.3.2	Méthode de détermination de la production de chaleur par gamma-ray.....	41
2.2	Modes de transfert thermique.....	42
2.2.1	Conduction	43
2.2.2	Convection	45
2.3	Paramètres physiques et définitions	45
2.3.1	Gradient thermique.....	45
2.3.2	Conductivité thermique	47
2.3.2.1	Définition	47
2.3.2.2	Détermination de la conductivité thermique	47
2.3.2.3	Variations latérales et verticales de porosité et conductivité thermique dans la croûte : anisotropie	48
2.3.3	Capacité calorifique.....	60
2.3.4	Chaleur spécifique.....	60
2.3.5	Expansion thermique.....	61
2.3.6	Viscosité dynamique	62
2.3.7	Perméabilité et porosité.....	63
2.3.8	Nombre de Rayleigh.....	65
2.3.8.1	Nombre de Rayleigh en milieu fluide	66
2.3.8.2	Nombre de Rayleigh en milieu poreux	68
2.4	Ecoulement en milieu poreux : loi de Darcy.....	68
3	Le Bassin du Sud-Est	71
3.1	Contexte géologique.....	71
3.2	Histoire géologique	72
3.3	Epaisseur de la croûte et profondeur du Moho.....	77
3.4	Production de chaleur dans le Bassin du Sud-Est	78
3.5	Zones de faille majeures.....	80
3.6	Relation entre les objets géologiques et les températures profondes dans les bassins sédimentaires	83
4	Les données de température du sous-sol.....	85
4.1	Provenance des données.....	85
4.2	Méthodes de mesure de la température en profondeur	86
4.3	Méthodes de correction des données BHT.....	88

4.3.1	Méthodes statistiques	88
4.3.1.1	Précédente compilation des données thermiques en France – méthode de correction statistique	88
4.3.1.2	Méthode de l'AAPG.....	91
4.3.2	Méthodes analytiques	92
4.3.3	Méthodes de correction applicables aux données BHT du Bassin du Sud-Est	94
4.4	Présentation des données de température du Bassin du Sud-Est	96
4.4.1	Répartition spatiale des données	96
4.4.2	Analyse des températures profondes du Bassin du Sud-Est	98
5	Modèle de représentation 3D des températures	101
5.1	L'interpolation spatiale : définitions et notations.....	101
5.1.1	Le krigeage	102
5.1.1.1	Le cokrigeage	103
5.1.1.2	Le krigeage avec dérive externe.....	104
5.1.2	Analyse variographique.....	104
5.1.2.1	Le variogramme expérimental.....	105
5.1.2.2	Le variogramme théorique	106
5.1.3	Paramètres d'interpolation	108
5.1.3.1	Le maillage	108
5.1.3.2	Recherche d'un voisinage	108
5.1.3.3	Analyse des résultats : erreur d'interpolation.....	109
5.1.4	Validation croisée.....	110
5.1.5	Simulations conditionnelles	110
5.2	Application au Bassin du Sud-Est : analyse variographique et interpolation	111
6	Modèle de représentation 3D des températures du Bassin du Sud-Est	117
6.1	Cartographie thermique.....	117
6.2	Coupes thermiques	125
6.3	Températures profondes et anomalies thermiques du Bassin du Sud-Est.....	126
6.3.1	Apport des cartes et coupes thermiques	126
6.3.2	Variations thermiques locales : exemple du Graben de Vistrenque.....	129
7	Modélisation numérique : transferts de chaleur conductifs et circulation de fluides dans les bassins sédimentaires (convection).....	139
7.1	Anisotropie verticale de conductivité dans un bassin sédimentaire avec variation du flux de chaleur	139
7.2	Températures profondes du Graben de Vistrenque.....	144
7.3	Résolution du couplage thermique-fluide par la modélisation numérique	148
7.3.1	Circulations de fluides dans les zones de failles : état des lieux	148
7.3.1.1	Fluides crustaux.....	148
7.3.1.2	Zones perméables de la croûte terrestre	150
7.3.1.3	Convection naturelle dans les failles, perméabilité et anomalies thermiques	151
7.3.2	Convection hydrothermale en zone perméable avec dépendance de la perméabilité à la profondeur	156
7.3.3	Circulation de fluides dans une zone de faille avec variation verticale et horizontale de la perméabilité	168
7.4	Variation spatiale et temporelle de la perméabilité : modèles transitoires.....	172
7.5	Application aux failles des Cévennes et de Nîmes	177
7.5.1	Modèles des failles des Cévennes et de Nîmes en régime permanent	177
7.5.2	Modèle de la faille des Cévennes en régime transitoire.....	184
8	Discussion et conclusion générale.....	187

Références bibliographiques	199
Annexe 1 : Méthodes de détermination de la conductivité thermique.	213
Annexe 2 : Valeurs gamma-ray relevées sur les diagraphies (valeur moyenne par forage) et production de chaleur du Bassin du Sud-Est.....	223
Annexe 3 : Données BHT et températures corrigées.	227
Annexe 4 : Modèles de variogrammes théoriques.	235
Annexe 5 : Exemple de rapport généré par le logiciel de modélisation Comsol Multiphysics™.	241
Publications et conférences associées	255

1 Introduction et objectifs

Les besoins énergétiques mondiaux ne cessant d'augmenter, les énergies fossiles devenant de plus en plus rares et chargeant l'atmosphère en gaz carbonique, il est essentiel de développer de nouvelles ressources énergétiques non polluantes et de préférence renouvelables.

La Terre représente un stock d'énergie quasiment infini. La température augmente avec la profondeur pour atteindre 5000 à 7000°C en son centre (Stacey, 1992; Lowrie, 1997). La géothermie, qui vise à produire de l'électricité ou du chauffage par l'exploitation des températures du sous-sol, a le potentiel nécessaire pour constituer l'une des réponses aux problèmes énergétiques mondiaux.

En fonction de la température du sous-sol, il existe différents types d'exploitation de la géothermie. On parle de géothermie de très basse, basse, moyenne ou haute énergie. Ce classement que nous détaillons ci-après est établi d'après les températures du sous-sol français. Ces critères sont différents dans d'autres pays, comme en Islande par exemple où le potentiel géothermique de haute énergie est bien plus important (contexte de rift) et où l'énergie est plus facilement mobilisable étant donné que les ressources chaudes sont plus proches de la surface.

La géothermie de très basse énergie requiert des températures du sous-sol comprises entre 10 et 30°C. Elle est utilisée dans le cadre du chauffage individuel ou de la climatisation (système réversible) par un système de pompes à chaleur. Son exploitation se fait par l'utilisation de sondes géothermiques enterrées à faible profondeur. Il s'agit d'exploiter la chaleur des premiers mètres du sous-sol ou des nappes souterraines.

La géothermie de basse énergie exploite des températures du sous-sol de 30 à 90°C. Elle est utilisée dans le chauffage de piscines et de serres, le thermalisme, le chauffage urbain, l'eau

chaude sanitaire, la pisciculture... Cette ressource est bien développée dans le Bassin parisien et dans le Bassin aquitain (entre 1300 et 2000m de profondeur) où 200000 équivalents-logement sont approvisionnés en chauffage (1470 GW/an). Ces installations permettent une économie de 170000 tep/an (1 tonne équivalent pétrole ou 1tep=11.628kWh, équivaut à 1000m³ de gaz ou 7,33 barils de pétrole) et évitent le rejet dans l'atmosphère de près de 70000 tonnes de CO₂ par an. Après pompage dans un aquifère, l'eau (saumure) passe par un échangeur où il transfère son énergie à l'eau d'un circuit secondaire. Dans le Bassin parisien par exemple, de l'eau à 60-80°C est prélevée dans un aquifère du Dogger situé à 2000m de profondeur. Les doublets de puits réalisés ont une durée de vie moyenne de 30 ans. La principale difficulté de ce type d'exploitation concerne l'évolution de la bulle froide (puits d'injection) vers le puits d'exploitation. D'autre part, les centrales géothermiques n'alimentent que leur environnement proche : à plusieurs kilomètres de distance, le rendement diminue considérablement (perte d'environ 1°C tous les 10km).

La géothermie de moyenne énergie concerne les températures du sous-sol comprises entre 90 et 150°C. Elle est par exemple utilisée dans le lavage industriel de la laine, les teintureries, l'extraction de produits chimiques et de métaux. On peut produire de l'électricité mais les températures sont encore trop faibles pour y parvenir avec un cycle ouvert. Il faut donc passer par un échangeur de chaleur : des fluides transitent par un échangeur thermique et cèdent leur énergie aux fluides d'un circuit secondaire produisant de la vapeur qui va entraîner des turbines. L'électricité produite va de quelques kWh à quelques MWh et son coût reste relativement élevé. Les installations ont une durée de vie de 30 à 50 ans.

La géothermie de haute énergie permet de produire de l'électricité et est utilisable pour des températures du sous-sol supérieures à 150°C. Le coût du kWh est de 4,5 à 7 centimes d'euros dans le cas des EGS (systèmes géothermiques stimulés). Les fractures naturelles de la roche sont stimulées par injection forcée d'eau sous pression (stimulation hydraulique). De l'eau

géothermale (100g/L de sel) est pompée puis réinjectée en totalité pour transiter dans les fractures de la roche dont la température est de 150-200°C à 3000-5000m de profondeur. Une fois réchauffée, cette eau est récupérée via un puits d'extraction. En surface, un échangeur thermique transforme en vapeur un fluide réchauffé au contact de l'eau géothermale, entraînant une turbine qui fait tourner un alternateur produisant de l'électricité (ex : Soultz-Sous-Forêts en Alsace). Dans les régions volcaniques (comme à Bouillante en Guadeloupe), les eaux de pluie (52%) et de mer (48%) s'infiltrent en profondeur en empruntant les failles, puis se mélangent et se réchauffent au contact des roches chaudes jusqu'à 250°C. A partir de 300m de profondeur, les forages d'extraction recoupent ces zones de faille (réservoir) et le fluide géothermal est prélevé pour la production d'électricité en suivant le même principe.

La production d'électricité, le thermalisme et le chauffage urbain restent les applications les plus connues et les plus répandues de la géothermie.

Avant d'utiliser la géothermie et pour une exploration efficace, il faut déterminer l'existence et la localisation de l'énergie disponible dans le sous-sol, évaluer les caractéristiques du réservoir afin d'en estimer le potentiel énergétique, et enfin vérifier la bonne adéquation de cette ressource avec les besoins énergétiques. Ce travail de thèse propose une méthodologie qui permette de mettre en œuvre la première étape d'exploration.

La mise à niveau de la connaissance du régime thermique du Bassin du Sud-Est est un facteur clé pour la compréhension des phénomènes dynamiques actuels comme les déplacements et déformations qui affectent la région, sismiquement la plus active de la France métropolitaine. D'autre part, les études des systèmes géothermiques sont appelées à se multiplier compte tenu du potentiel énergétique que renferment les cinq premiers kilomètres de l'écorce terrestre. La possibilité d'identifier et quantifier les anomalies thermiques par la combinaison de méthodes d'analyse de données et de modélisation numérique alliant géologie et géophysique ouvrirait

de nouvelles perspectives pour l'identification et la simulation de réservoirs profonds, en géothermie ou dans d'autres domaines. Citons par exemple l'intérêt de connaître les températures profondes pour le stockage géologique du CO₂, où les réservoirs ciblés doivent être à des températures supérieures à 31°C et des pressions supérieures à 7MPa. Au-delà de ces valeurs, le CO₂ passe à l'état supercritique où il devient plus dense, permettant un stockage plus important dans des volumes de roche plus faibles. La Figure 1-1 présente le domaine du CO₂ supercritique et les géothermes extrêmes dans le Bassin parisien (communiqué par L. Guillou-Frottier). Elle montre que pour un gradient de 20°C/km, le domaine supercritique nécessite des profondeurs approchant 1000m. Ainsi, contraindre les températures du sous-sol est un exercice préalable indispensable à ce type d'étude.

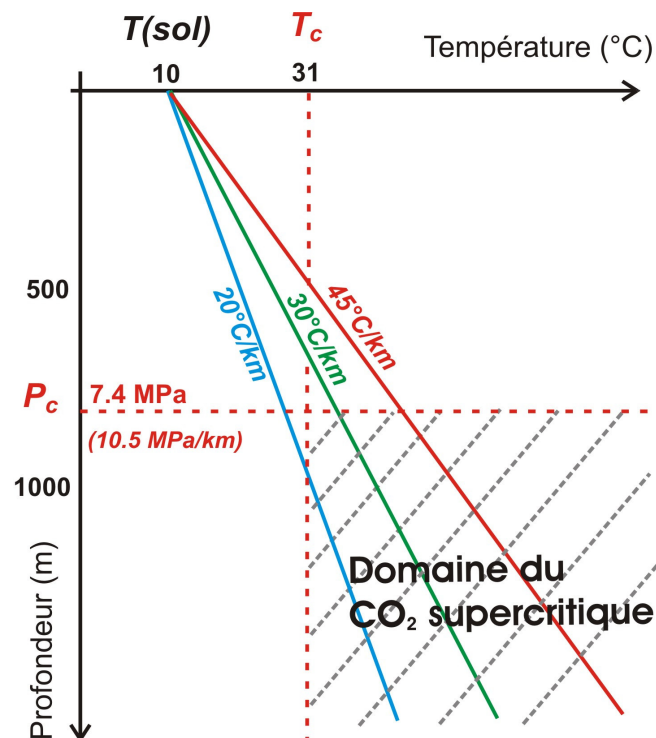


Figure 1-1 : Gradient versus profondeur dans le Bassin parisien pour différentes valeurs du gradient géothermique (Laurent Guillou-Frottier, communication personnelle).

Dans le Bassin du Sud-Est de la France, les travaux antérieurs ont suggéré l'existence d'une anomalie thermique positive de forme triangulaire centrée sur la Camargue, qu'il convient de caractériser à partir des données disponibles. En effet, les cartographies thermiques du Bassin du Sud-Est des compilations précédentes (Haenel et al., 1980; Lucazeau et al., 1985) ont été réalisées à l'aide de deux méthodes de correction et d'interpolation distinctes (Figure 1-2). De ce fait, à 2000m de profondeur, des différences de 10 à 25°C sont observées et ces écarts tendent à s'intensifier avec la profondeur. Ces méthodes seront discutées en détail dans la partie 4.3.

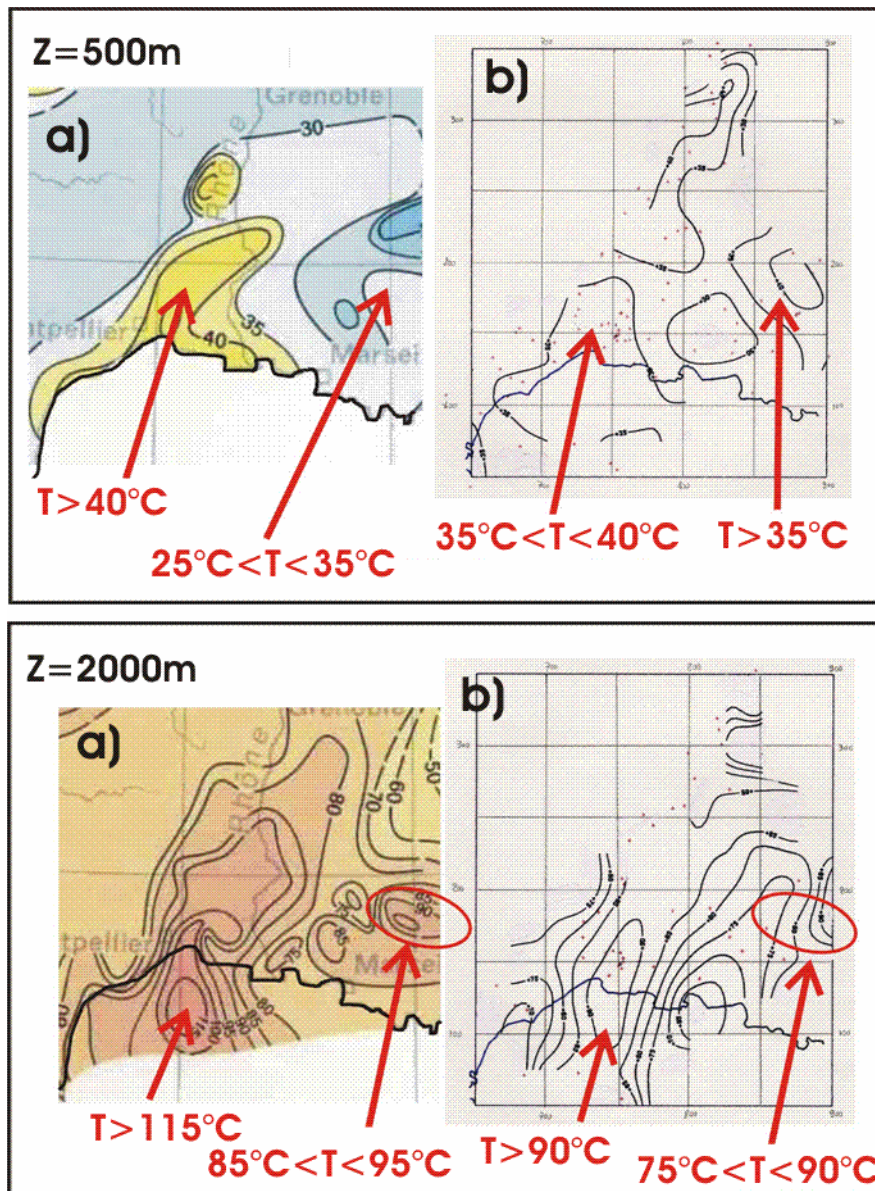


Figure 1-2 : Températures profondes du Bassin du Sud-Est à 500 et 2000m de profondeur d'après a) Haenel et al., 1980 et b) Lucazeau et al., 1985).

Dans le cadre de ce travail, il convient dans un premier temps d'augmenter la précision des cartes de température existantes afin de valider ou d'invalidier l'existence de l'anomalie du Bassin du Sud-Est, son extension et les températures correspondantes, en sachant que les réservoirs visés en géothermie de moyenne énergie doivent être identifiés dans des tranches de profondeur accessibles d'un point de vue technique et financier, soit 3000 à 5000m.

Il est indispensable de comprendre les processus responsables de l'apparition des anomalies thermiques pour une exploration efficace. Nous concluons cette étude sur ce point.

Les anomalies positives peuvent s'expliquer par la présence d'épais sédiments isolants (Lucazeau et Le Douaran, 1985) ou par des circulations de fluides au sein de réseaux de failles et fractures (Fleming et al., 1998; Bächler et al., 2003). Les zones de faille perméables agissent comme des conduits hydrauliques depuis les profondeurs jusqu'en surface. De plus, les variations de pression à une même profondeur sont fonction des champs de contrainte (Sibson, 1987) et les fluides se déplacent des hautes pressions vers les basses pressions (Ridley et al., 1996). Des modèles numériques simples de différents bassins sédimentaires ont montré que des températures de plus de 10°C pouvaient se développer dans les zones perméables (Fleming et al., 1998; Bächler et al., 2003; Garibaldi et al., 2010a, b). Nous allons présenter des modèles numériques de circulation dans les failles afin de comprendre la façon dont s'y développent les oscillations thermiques verticales identifiées sur le modèle de représentation 3D.

Hors de ces zones perméables, les processus convectifs ne peuvent pas s'installer et les anomalies thermiques ne peuvent s'expliquer que par un transfert de chaleur conductif au sein duquel les propriétés physiques des roches jouent un rôle important. La compaction entraîne notamment des changements majeurs au niveau de la porosité des sédiments et peut de ce fait générer le développement d'une anisotropie de conductivité thermique au sein d'un bassin sédimentaire. Le rôle de la conductivité va d'ailleurs être détaillé dans cette étude et nous verrons que cette propriété des roches doit absolument être prise en compte lors de l'étude thermique d'un bassin sédimentaire car elle contrôle directement le gradient thermique (Demongodin et al., 1991; Gallagher et al., 1997). La conductivité thermique dépend essentiellement de la minéralogie des roches, de leur structure et leur température (Somerton, 1992) et de la composition chimique des fluides contenus par les pores. L'anisotropie des

sédiments va également être étudiée (à travers un modèle numérique) afin de tester son influence sur les températures profondes observées dans le Bassin du Sud-Est.

1.1 Pourquoi la géothermie ?

La géothermie est connue et exploitée par l'homme depuis plusieurs dizaines de milliers d'années. C'est en fait une des plus vieilles sources d'énergie renouvelable. Les plus anciennes preuves de l'utilisation de la géothermie remontent à 15.000 ou 20.000 ans et ont été trouvées au Japon, où les sources chaudes servaient à tailler des outils ou des armes. Les régions volcaniques attiraient les populations par leurs fumeroles et sources chaudes qui permettaient de se chauffer ou de cuire les aliments. Citons par exemple l'utilisation qu'en faisaient les habitants de Pompéi en l'an zéro à des fins thérapeutiques via les boues thermominérales (Figure 1-4), pour le bain ou même pour le chauffage des maisons.



Figure 1-4 : Thermes de Pompéi (Naples, Italie ; source : www.recitus.qc.ca).

La première utilisation de la géothermie pour le chauffage urbain collectif a eu lieu en 1332 à Chaudes-Aigues dans le Massif Central français (Figure 1-5). Son utilisation servait

également à l'industrie pour le lavage des laines et du cuir. A la même époque en Toscane (Italie) les bassins d'eau dégageant des vapeurs de plus de 100°C (les *lagoni*) étaient exploités pour l'extraction du soufre, du vitriol et de l'alun.



Figure 1-5 : Source du Par, la plus chaude d'Europe (82°C). Débit journalier : 4500 hl. Employée par les habitants pour le chauffage de leurs maisons et usages domestiques (source : www.geneanet.org).

La première production d'électricité a vu le jour en 1904 à Larderello en Toscane (Italie). Le prince Piero Ginori Conti y avait conçu une usine de production à partir d'un champ de vapeur sèche qui a été rapidement modernisée et produit encore aujourd'hui de l'électricité. Aujourd'hui en Toscane, 30% des besoins énergétiques en électricité et chauffage domestique sont recouverts par la géothermie. L'Italie produit actuellement 10% de l'énergie géothermique mondiale, avec une puissance installée de 843 MW, au quatrième rang derrière les Etats-Unis (3.093 MW), les Philippines (1.094 MW) et le Mexique (958 MW).



Figure 1-6 : Le prince Piero Ginori Conti devant la première centrale géothermique à Larderello en Italie (source : Geothermal Education Office sur www.geothermal.marin.org).

Entre 2000 et 2006, la production d'énergie issue de la géothermie a progressé de 8% par an dans le monde. Prenons pour exemple la ville de Reykjavik où 95% des habitations sont chauffées grâce à la géothermie, elle est de ce fait considérée comme une des villes les plus propres du monde. Citons également l'état de l'Idaho aux Etats-Unis, où 18 villes sont ainsi chauffées et où il est projeté d'en équiper 270 supplémentaires dans les prochaines décennies (source : cours en ligne de l'Université Libre de Bruxelles « Energies renouvelables »).

A l'heure actuelle, la production d'électricité issue de la géothermie représente environ 10GWe. En Europe, l'électricité produite grâce au volcanisme actuel concerne essentiellement l'Islande, l'Italie et le Portugal. Des projets sont en cours dans d'autres pays d'Europe, comme à Landau (Fossé rhénan en Allemagne) où sont installés 3 MWe ainsi qu'un réseau de chaleur. Un autre projet de centrale de production est en cours à Insheim (8km de Landau) où 2 forages atteignant 3,8km de profondeur sont stimulés.

En France, le développement industriel de la géothermie a débuté dans les années 60 pour culminer au début des années 80 et a été ralenti en 1986 suite à une forte baisse du prix du pétrole. De plus, les énergies fossiles sont plus facilement mobilisables, ce qui représente un frein à son développement.

La production d'électricité nucléaire en France représentait environ 96,6 GW installés en 2008 (source : site Internet d'EDF). La production mondiale d'électricité exploitée dans les zones de volcanisme actif ne représente donc que 10% environ de la production électrique nucléaire française.

Les coûts de production de l'énergie issue de la géothermie sont plus élevés que ceux provenant des énergies fossiles (un forage profond représente 50 à 60% du budget d'un projet de géothermie), mais un développement de celle-ci permettrait de les réduire considérablement. D'autre part, la technologie évolue. Il y a quelques années encore, il fallait au moins 200°C en fond de puits pour obtenir suffisamment de vapeur en surface afin d'actionner une turbine. Aujourd'hui, grâce aux centrales binaires, 140-150°C sont suffisants pour fabriquer de l'électricité géothermale (A. Genter, communication personnelle). Cela permet de recouvrir un champ d'exploration plus large, notamment en explorant des réservoirs à plus faibles profondeurs, donc avec un coût de forage moins élevé.

1.2 Avantages et inconvénients de la géothermie

La géothermie a fait l'objet de longues années de débat mais est à ce jour considérée comme étant une énergie renouvelable. Une des raisons de ce questionnement était que la source utilisée est renouvelable mais fait appel à une source électrique qui ne l'est pas toujours. De plus, les réservoirs exploités ont une durée de vie de 30 à 40 années (refroidissement de la

source). Cependant, chaque unité d'électricité utilisée pour faire fonctionner un système géothermique permet de produire trois à quatre unités d'énergie sous forme de chaleur.

La production d'énergie géothermique entraîne très peu de rejet de CO₂ (environ 20 fois moins que le charbon). La géothermie présente l'avantage d'être indépendante des conditions climatiques, des saisons et de l'heure contrairement à d'autres formes d'énergie propre comme les éoliennes ou les panneaux solaires. Les installations ne sont pas encombrantes et leur entretien est bien moins coûteux que celui du gaz, du fuel ou des autres énergies renouvelables comme les pales des éoliennes qui nécessitent d'être changées tous les deux ans. La géothermie peut être mise en œuvre absolument partout, nous comptons déjà un grand nombre de sites adéquats sur tous les continents sans exception. D'autre part, c'est une énergie nationale, son développement permettrait donc de gagner de l'indépendance par rapport aux pays producteurs de pétrole.

Il existe des inconvénients liés à la mise en œuvre d'une centrale géothermique. Elle conduit notamment à des rejets de gaz autres que le CO₂ dans l'atmosphère (H₂S, SO₂, H₂SO₄). Citons également la microsismicité induite lors de simulations hydrauliques comme à Bâle (Suisse) où des séismes atteignant une magnitude de 3.4 se sont produits en 2006, causant plus de dommages psychologiques que matériels. A Soultz, un séisme de magnitude 2.9 a été provoqué par ce procédé (Albert Genter, GEIE Soultz, communication personnelle). La radioactivité naturelle peut également provoquer des problèmes : la circulation se fait dans des réservoirs cristallins riches en éléments radioactifs, des dépôts de minéraux enrichis en radioéléments peuvent donc être déposés en surface. Le bruit des turbines, aérocondenseurs et pompes ainsi que l'impact visuel des centrales qui s'intègrent mal dans le paysage peuvent constituer une réelle nuisance. Enfin, la géothermie est un concept complexe nécessitant beaucoup de recherche et de développement ainsi que des données de température précises, comme nous allons l'illustrer dans ce mémoire.

1.3 La géothermie en France

1.3.1 Les températures profondes en France

Les estimations de températures profondes précédemment réalisées en France (Gable, 1978; Haenel et al., 1980; Lucazeau et al., 1985; Burrus et Bessis, 1986) mettent en évidence trois anomalies thermiques positives principales (températures de 180 à 200°C) à 5000m de profondeur (Figure 1-7) : sous la Limagne (Massif Central), dans le graben du Rhin (Alsace) et dans le Bassin du Sud-Est (Provence) correspondant à des zones où la croûte continentale a été amincie durant l'épisode de rifting ouest-européen cénozoïque (Dèzes et al., 2004).

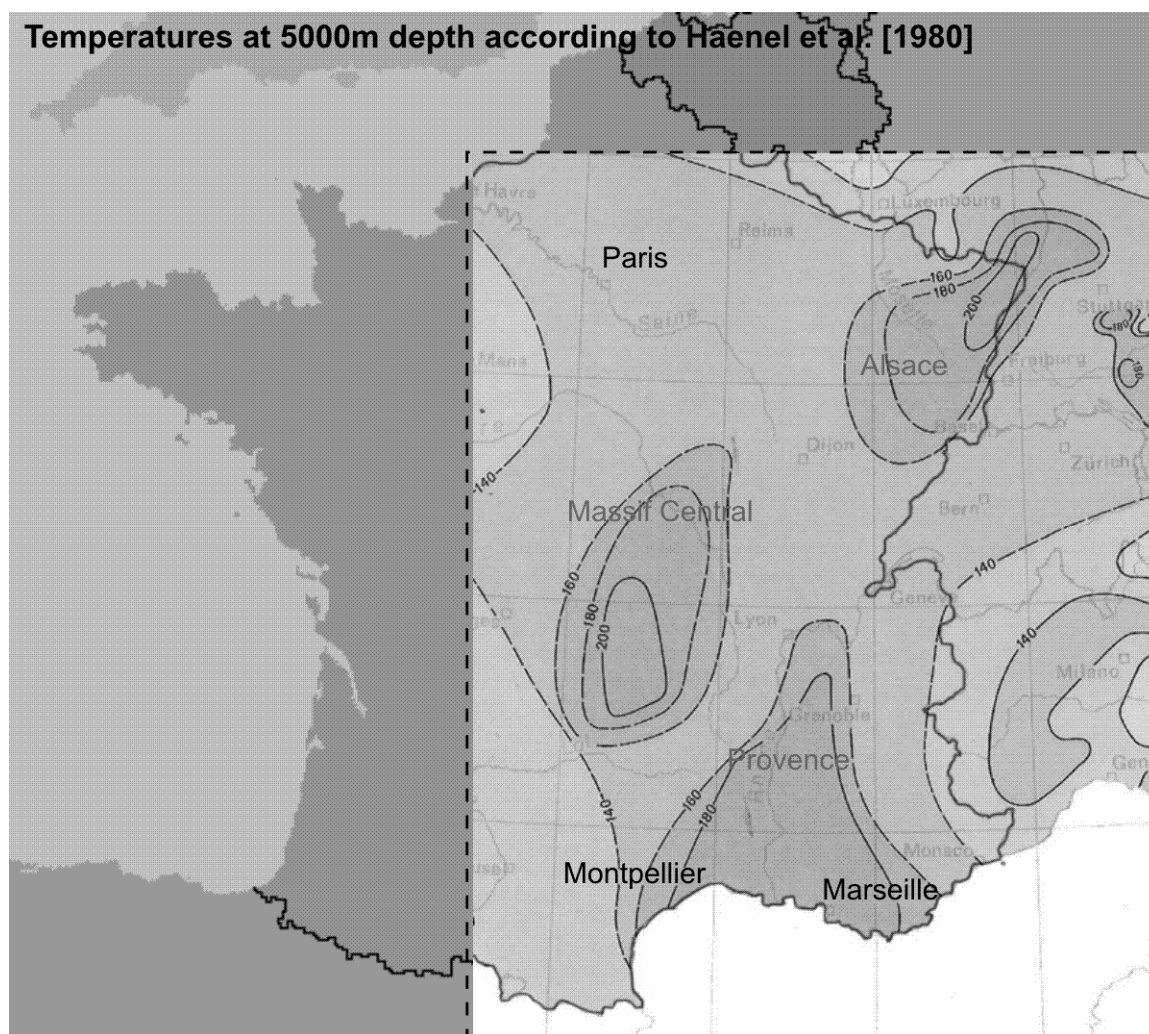


Figure 1-7 : Températures en France à 5000m de profondeur (Garibaldi et al., 2010a).

La Figure 1-8 montre que les anomalies centrées sous la Limagne et dans le graben du Rhin ont été confirmées, par une analyse des données pour l'anomalie du Graben du Rhin et par une analyse de la méthode d'interpolation pour l'anomalie se trouvant sous la Limagne (Genter et al., 2003). En revanche, l'anomalie positive située dans le Bassin du Sud-Est n'a été que partiellement confirmée. Ce travail de thèse permettra donc de conclure les précédentes études réalisées en France sur les températures profondes.

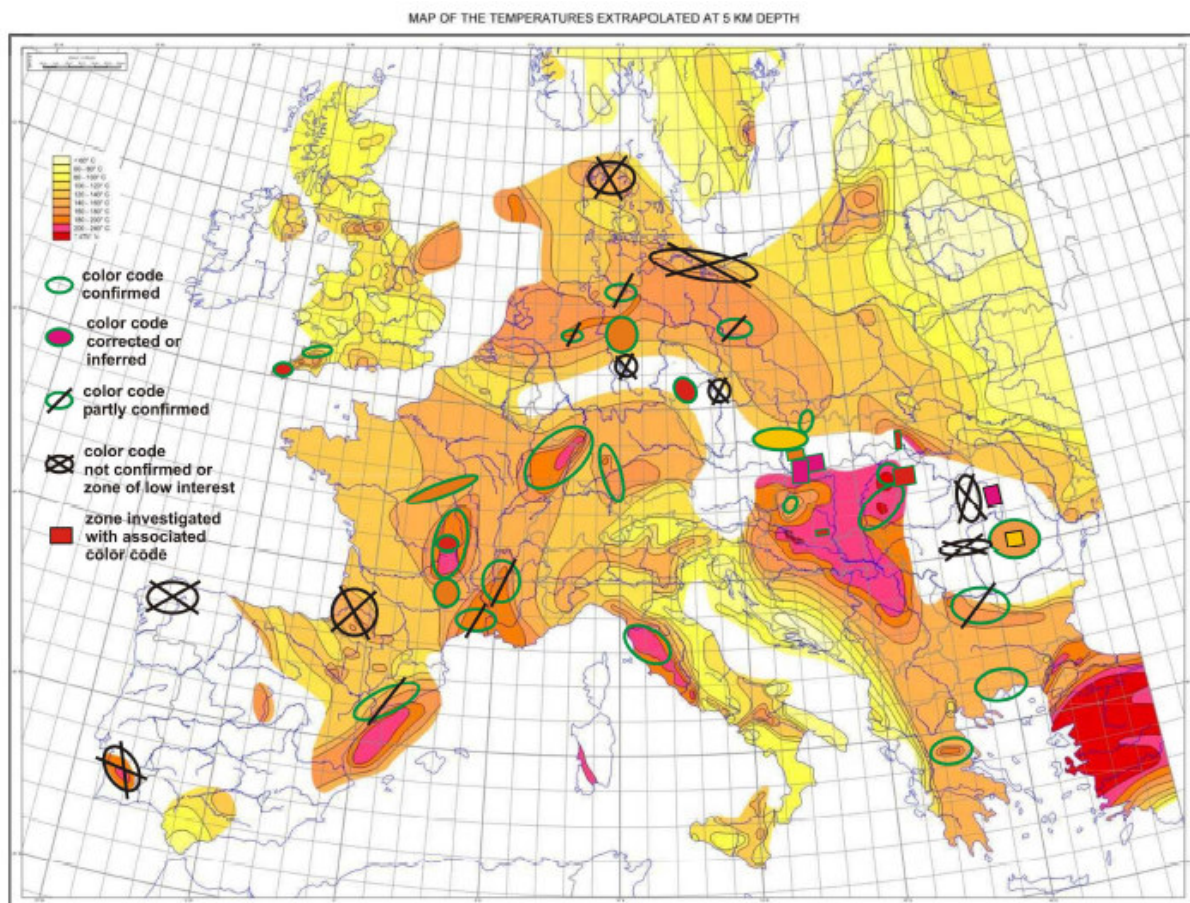


Figure 1-8 : Analyse critique des zones chaudes en Europe à 5km de profondeur (Genter et al., 2003). Cette figure été réalisée d'après une carte d'Haenel et al. (1980).

1.3.2 Ressources géothermales en France

Les ressources géothermales développées en France sont de plusieurs types. Tout d'abord, l'ensemble du territoire possède des nappes d'eau superficielles (Figure 1-9) permettant

l'exploitation des ressources de très basse énergie pour alimenter des systèmes de pompes à chaleur car la température moyenne en surface y est d'au moins 10°C (Bonté et al., 2010).

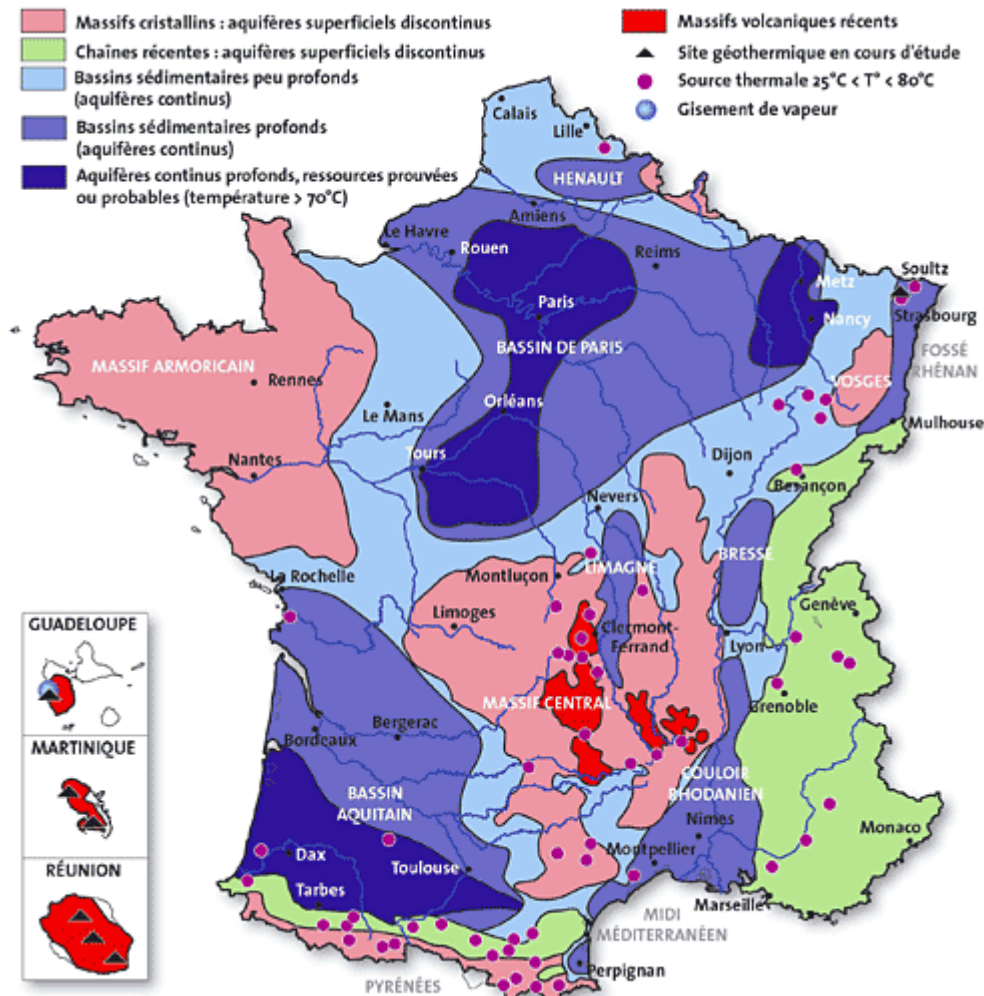


Figure 1-9 : Carte des bassins sédimentaires, sources thermales et aquifères majeurs en France (source : BRGM).

Les ressources de basse énergie sont développées dans les bassins parisien et aquitain (Figure 1-9) où la chaleur est extraite de profondeurs comprises entre 600 et 2000m. Ces deux bassins disposent de structures géologiques simples et de réservoirs suffisamment homogènes (aquifères) permettant de les exploiter, ce qui n'est pas le cas par exemple de la Bresse ou l'Alsace, où le potentiel géothermique est réel mais où la géologie est plus complexe et les ressources plus locales (Figure 1-9).

Les systèmes de pompes à chaleur se développent et le nombre d'unités vendues qui était de 700 en 1997 est passé à 9000 en 2003 (source : www.geothermie-perspectives.fr). Soixante-cinq installations de production géothermale de basse énergie sont actuellement exploitées en France, essentiellement dans le Bassin parisien. Ces installations permettent le chauffage de 4000 à 5000 logements, serres agricoles ou piscines. Au total, elles évitent le rejet de 400.000 tonnes de CO₂. Concernant la production d'électricité en Guadeloupe, la géothermie couvre en 2009 environ 7% des besoins énergétiques, et le projet est actuellement en développement dans le but d'atteindre 20% (Grenelle de l'Environnement).

Nous disposons de réservoirs haute énergie dans les îles volcaniques des départements d'outre-mer (Martinique, Guadeloupe et La Réunion). Ceux-ci permettent notamment la production d'électricité.

Le site pilote de Soultz-Sous-Forêts, initié en 1987 par un accord franco-allemand, vise à développer les techniques de production d'électricité en exploitant la chaleur de granites profonds (200°C à 5km de profondeur). Cette géothermie dans les roches cristallines chaudes et fracturées a été successivement qualifiée de HDR (Hot Dry Rocks), HFR (Hot Fractured Rocks) et est à présent appelée EGS (Enhanced Geothermal Systems) (Genter et al., 2003). Etant donné l'évolution scientifique du concept d'exploitation de la chaleur des roches fracturées, le terme « Dry » de HDR n'est plus utilisé, notamment en raison de la présence systématique de fluides naturels à grandes profondeurs (Genter et al., 2003). Le principe de cette technique est d'exploiter la chaleur disponible à plusieurs kilomètres de profondeur dans des réservoirs peu perméables (ex : 150°C à 3km de profondeur à Landau en Allemagne) en fracturant artificiellement les roches profondes. Ce procédé n'est pas aussi simple à appliquer qu'il le paraît et plusieurs expériences ont été tentées dans le monde entier. La première a été réalisée en France, à Soultz-Sous-Forêts, avec le support de l'Union européenne, de l'ADEME (l'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie) et des ministères allemands

concernés. La capacité installée est de 1,5MWe. L'avenir du développement d'un tel projet dans le reste du monde va dépendre de sa rentabilité.

D'autres projets sont en cours en métropole. A quelques kilomètres de Soultz, un nouveau projet de production de chaleur vient de démarrer pour un procédé industriel (forage de 2,5km dans une zone faillée à l'interface socle-couverture ; A. Genter, communication personnelle). Toujours d'après A. Genter, en Alsace, d'autres compagnies pétrolières déposent actuellement des permis d'exploration. En Limagne d'Allier, la compagnie Géopétrole a obtenu un permis d'exploration pour 5 ans. La principauté de Monaco a également fait faire une étude par la BRGM sur le potentiel profond de la région.

1.3.3 Perspectives de développement

Aujourd'hui, la géothermie bénéficie d'un regain d'intérêt en Europe dû aux politiques de développement durable suite aux accords de Kyoto de 1997. En France, elle devrait continuer à se développer les prochaines années suite au décret de Loi d'orientation sur l'Energie de 2004, qui fixe le cadre de la politique énergétique à venir en France. Cette loi accorde aux énergies propres un rôle important, une réglementation simplifiée et les moyens nécessaires pour leur permettre d'être développées d'ici les prochaines cinquante années afin de diviser par quatre les émissions de gaz à effet de serre. La loi du Grenelle de l'Environnement du 3 aout 2009 prévoit d'augmenter de 20 millions de tep/an supplémentaires la production d'énergies renouvelables à partir de 2020. La géothermie devrait y contribuer pour 1,3 millions de tep/an. A la même échéance, l'électricité produite dans les DOM devra être à 20% d'origine géothermique.

2 Transferts de chaleur dans la Terre

La plupart des phénomènes géologiques (tremblements de terre, volcanisme, mouvement des plaques...) sont contrôlés par les transferts de chaleur au sein du globe. Cette chaleur ne s'évacue pas de façon homogène, la connaissance des phénomènes thermiques dans la croûte terrestre est donc un sujet intéressant de nombreuses disciplines des Sciences de la Terre. Afin de produire de la chaleur ou de l'électricité, les ressources géothermales sont utilisées comme sources d'énergie. Cette seconde partie s'intéresse donc à la chaleur du sous-sol.

En surface, la température apportée par le flux de chaleur émis par le soleil est maintenue constante par l'effet de serre. Ce flux n'est pas stocké et est rejeté vers l'atmosphère. C'est le flux de chaleur provenant des profondeurs qui contrôle des phénomènes géologiques profonds. L'influence du rayonnement solaire n'excède pas une vingtaine de mètres de profondeur et les crises climatiques n'affectent la surface que sur quelques centaines de mètres de profondeur et sur une échelle de temps inférieure au million d'années, alors que la formation d'un système volcanique peut perturber l'équilibre thermique à l'échelle de la croûte (30km en moyenne) pendant plusieurs millions d'années. Les transferts de chaleur s'effectuent donc à différentes échelles de temps et d'espace.

2.1 La chaleur interne

La chaleur interne provient pour près de 80% de la désintégration des éléments radioactifs présents dans la croûte terrestre (uranium, thorium, potassium) et du noyau terrestre qui évacue de grandes quantités de chaleur vers la surface (Turcotte et Schubert, 2002). Les températures augmentent en moyenne de 30°C/km dans la croûte mais ces valeurs peuvent considérablement varier (paragraphe 2.3).

Les termes de flux de chaleur, densité de flux de chaleur et production de chaleur sont bien spécifiques et pourtant souvent confondus en dehors des articles rédigés par des spécialistes de la géophysique. Les paragraphes suivants proposent de les définir précisément.

2.1.1 Taux de perte de chaleur

Le taux de perte de chaleur Φ correspond au taux de production d'énergie Q par unité de temps t dans le corps considéré, soit un écoulement exprimé en Joules par seconde (J/s) ou encore en Watt :

Équation 2-1

$$\Phi = \frac{\partial Q}{\partial t}$$

La Terre se refroidit progressivement depuis sa formation il y a 4,55 milliards d'années. Les couches superficielles évacuent rapidement la chaleur alors que les enveloppes profondes sont plus lentes à se refroidir. La valeur du taux de perte de chaleur en surface est la somme du taux de perte de chaleur mantellique, de chaleur radiogénique crustale et des effets thermiques des perturbations magmatiques et tectoniques. La perte totale de chaleur de la Terre est estimée à 46TW pour une production globale de 20TW (Jaupart et al., 2007).

2.1.2 Densité de flux de chaleur

Lorsque la chaleur Φ traverse une surface S , on obtient la densité de flux de chaleur q qui correspond à l'énergie dissipée par unité de surface (en W/m²) :

Équation 2-2

$$q = \frac{\Phi}{S}$$

La densité de flux de chaleur est souvent appelée « flux de chaleur » par amalgame avec son équivalent anglais « heat flow » mais il s'agit bien d'une énergie par unité de surface. Cette valeur est très variable et dépend entre autres de la lithologie sous-jacente et des variations de l'interface manteau-croûte (Figure 2-2). En moyenne, le flux de chaleur est de $65 \pm 1,6 \text{ mW/m}^2$ pour les continents et de $101 \pm 2,2 \text{ mW/m}^2$ pour les océans (Turcotte et Schubert, 2002).

En géothermie appliquée, nous nous intéresserons uniquement au flux de chaleur continental, le flux de chaleur océanique ne sera pas détaillé dans ce manuscrit.

Dans les régions géologiquement stables, le flux de chaleur correspondant à un gradient moyen de 30°C/km est de l'ordre de 60 mW/m^2 alors que dans les zones de volcanisme actif, cette valeur peut atteindre 1 W/m^2 pour un gradient de $50^\circ\text{C}/100\text{m}$. En France, le flux de chaleur varie de 40 à 110 mW/m^2 (Lucazeau et Vasseur, 1989 ; Figure 2-1) avec quelques valeurs extrêmes à 32 mW/m^2 près de la Suisse et à 167 mW/m^2 au nord de l'Alsace (base de données personnelle de F. Lucazeau). Des valeurs extrêmes peuvent être atteintes ailleurs dans le monde comme au Canada où la densité de flux de chaleur moyen est de $42 \pm 10 \text{ mW/m}^2$ ou en Italie à Larderello où il existe une forte activité géothermale et où cette valeur est de 500 mW/m^2 .

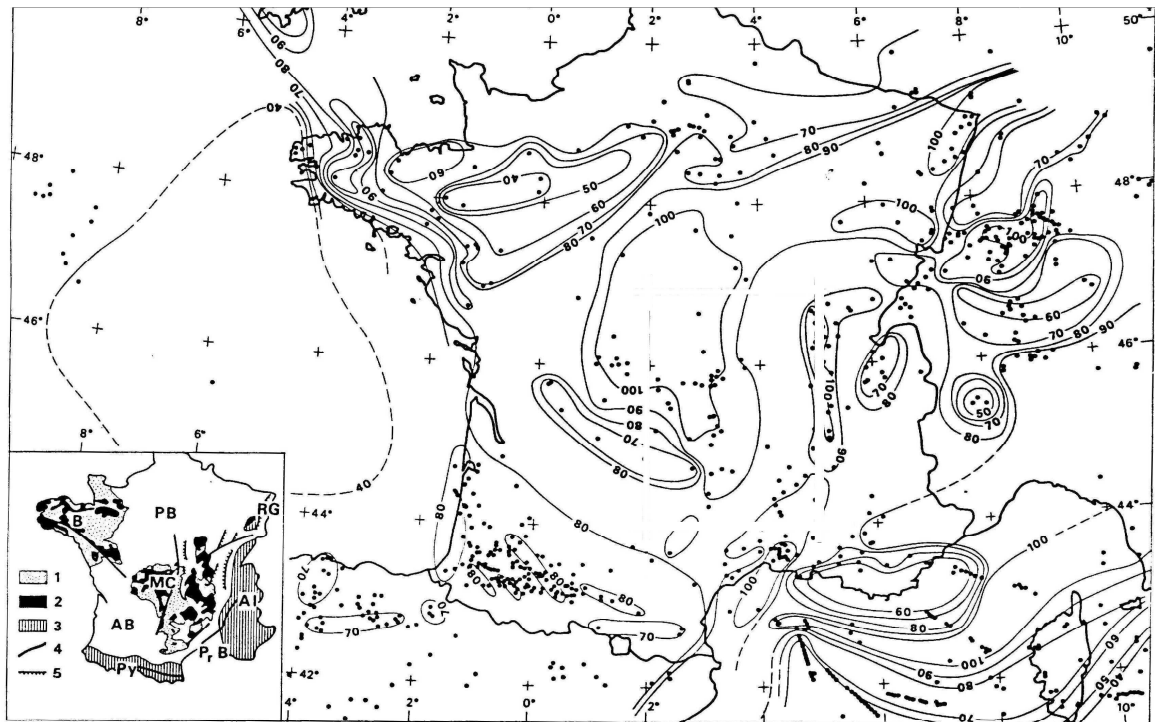


Fig. 2. Heat flow density map obtained from the entire dataset. The crosses indicate the position of various HFD determinations. The isolines are plotted for HFD intervals of 10 mW m⁻². The inset at the bottom left of the figure shows the areas discussed in the text. B—Brittany; BP—Paris Basin; B—Aquitaine Basin; MC—Massif Central; RG—Rhine Graben; PrB—Provencal Basin; A—Alps; Py—Pyrenees. 1 = Hercynian basement; 2 = Hercynian granites; 3 = Alpine orogens; 4 = major faults; 5 = grabens.

Figure 2-1 : Flux de chaleur en France (Lucazeau et Vasseur, 1989).

Par définition, le flux de chaleur en surface correspond au produit du gradient thermique et de la conductivité thermique.

Le gradient est le plus souvent directement mesuré dans les forages miniers ou calculé d'après les températures corrigées des forages pétroliers. Les forages miniers sont profonds de quelques centaines de mètres au maximum, et le gradient est alors mesuré à l'aide d'une sonde thermique dont la précision est inférieure au dixième de degré. Le gradient thermique peut être également calculé à partir des données des forages pétroliers mais les mesures sont moins nombreuses (quelques données seulement sur plusieurs milliers de mètres contre une tous les 10m au sein des forages miniers).

La conductivité thermique se mesure en laboratoire sur des échantillons de roche (paragraphe 2.3.2.2 et Annexe 1) avec une erreur d'estimation de l'ordre du dixième de W/m/K.

Le flux de chaleur varie en fonction de la nature des roches du sous-sol (Figure 2-2). La chaleur produite par la désintégration radioactive est fonction de la composition chimique des roches. D'autre part, les flux de chaleur des plates-formes jeunes sont en moyenne plus élevés que ceux des socles anciens (Figure 2-3).

Le flux mesuré en surface peut ne pas être corrélé au flux mantellique, cela dépend de la composition de la croûte, en particulier de la conductivité thermique et de la production de chaleur des objets géologiques qui composent la croûte sus-jacente (Figure 2-2).

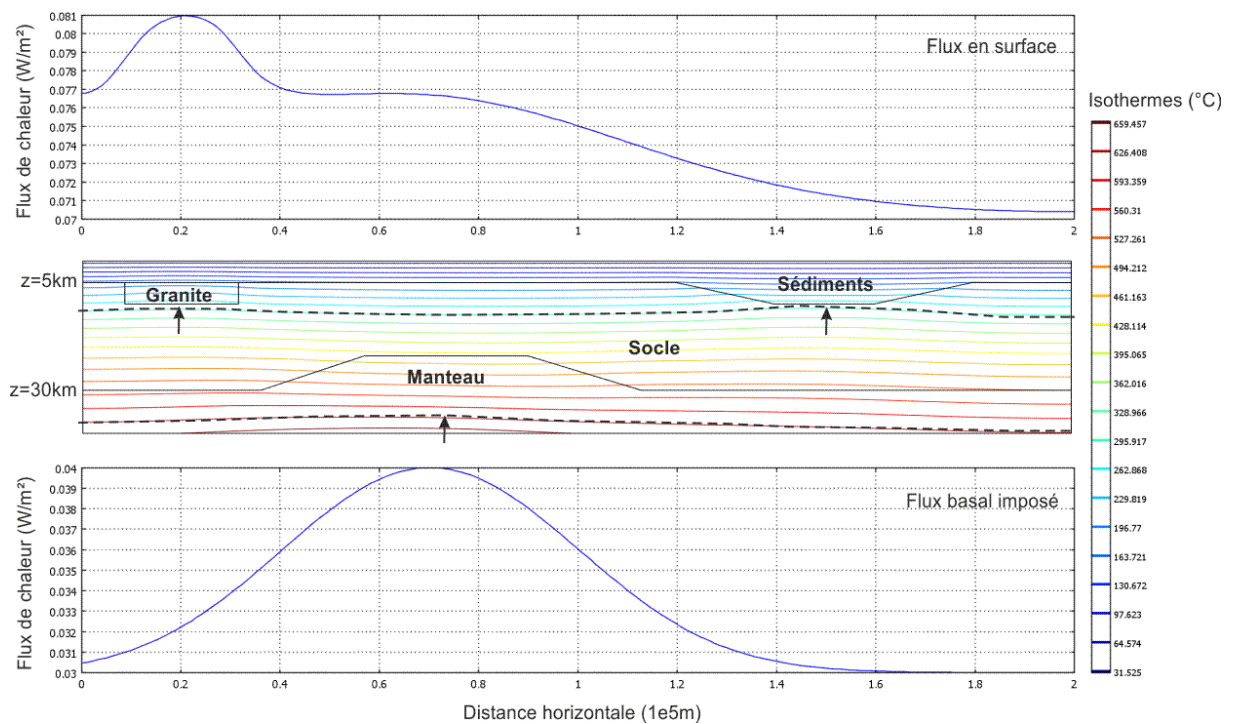


Figure 2-2 : Modèle numérique illustrant un exemple de variation du flux de chaleur mesuré en surface en fonction de la nature du sous-sol. Dans ce modèle simple, la conductivité thermique vaut 2W/m/K dans le bassin sédimentaire et 3W/m/K dans le granite, le socle et le manteau. La production de chaleur est nulle dans le manteau, vaut $3.10^{-6}W/m^3$ dans le granite, et $1.10^{-6}W/m^3$ dans les sédiments et le socle.

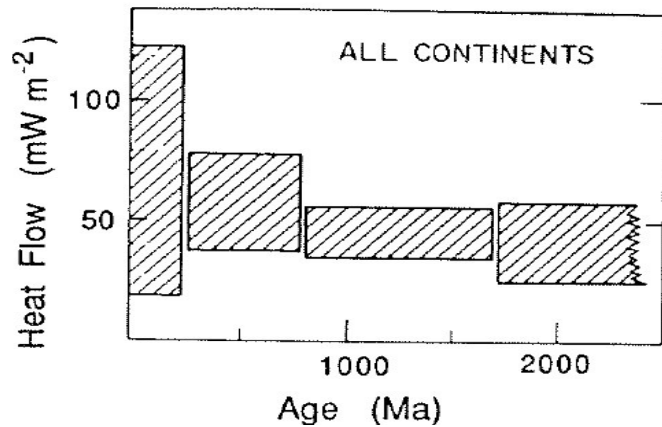


Figure 2-3 : Flux de chaleur en fonction de l'âge des continents (Sclater et al., 1981).

2.1.3 Production de chaleur

La production de chaleur A (en W/m^3) correspond à l'énergie produite par le milieu considéré Φ par unité de volume V :

Équation 2-3

$$A = \frac{\Phi}{V}$$

La production de chaleur interne de la Terre est essentiellement liée à la présence d'éléments radioactifs concentrés dans les couches externes, le mécanisme de désintégration s'accompagnant d'une libération importante de chaleur. La quantité d'éléments radioactifs est en constante décroissance depuis la formation de la Terre, la production de chaleur est donc en régulière diminution.

La production de chaleur radioactive du manteau et de la croûte est fonction de la désintégration des isotopes ^{235}U et ^{238}U de l'uranium, de l'isotope ^{232}Th du thorium et de l'isotope ^{40}K du potassium. A l'heure actuelle, l'uranium est composé à 99,28% d' ^{238}U et 0,71% d' ^{235}U , le thorium est composé de 100% de ^{232}Th et le potassium de 0,0119% de ^{40}K (Turcotte et Schubert, 2002). Les taux de production de chaleur et la demi-vie $\lambda_{1/2}$ (temps

nécessaire à la décroissance de la moitié de l'activité radioactive par désintégration naturelle) propre à chacun des éléments radioactifs principaux et de leurs isotopes est donnée dans le Tableau 2-1.

Isotope	H ($W\ kg^{-1}$)	$\tau_{1/2}$ (yr)	Concentration C ($kg\ kg^{-1}$)
^{238}U	9.46×10^{-5}	4.47×10^9	30.8×10^{-9}
^{235}U	5.69×10^{-4}	7.04×10^8	0.22×10^{-9}
U	9.81×10^{-5}		31.0×10^{-9}
^{232}Th	2.64×10^{-5}	1.40×10^{10}	124×10^{-9}
^{40}K	2.92×10^{-5}	1.25×10^9	36.9×10^{-9}
K	3.48×10^{-9}		31.0×10^{-5}

Note: Heat release is based on the present mean mantle concentrations of the heat-producing elements.

Tableau 2-1 : Taux de production de chaleur et demi-vies des éléments radioactifs principaux (Turcotte et Schubert, 2002).

Les taux $\frac{[K]}{[U]}$ et $\frac{[Th]}{[U]}$ des concentrations massiques actuelles des éléments radioactifs sont constants dans la plupart des roches. Turcotte et Schubert (2002) donnent $\frac{[K]}{[U]} = 10^4$ et $\frac{[Th]}{[U]} = 4$. La production de chaleur totale actuelle A_0 est reliée aux taux de production de chaleur des éléments radioactifs par :

Équation 2-4

$$A_0 = [U] \left(A_U + A_{Th} \frac{[Th]}{[U]} + A_K \frac{[K]}{[U]} \right)$$

La concentration actuelle d'un élément radioactif peut être utilisée pour calculer celle du passé. A un temps t du passé, un isotope radioactif ayant un taux de décroissance constant λ aura été $e^{\lambda t}$ plus abondant qu'aujourd'hui :

Équation 2-5

$$[C_t] = [C_0] e^{-\lambda t}$$

Le Tableau 2-2 donne l'évolution des abondances des isotopes et de la production de chaleur crustale de l'actuel à -3500Ma.

Age (Ma)	Relative abundance					Heat generation	
	²³⁸ U	²³⁵ U	U ^a	Th	K	Model A ^b	Model B ^c
Present	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
500	1.08	1.62	1.10	1.03	1.31	1.13	1.17
1000	1.17	2.64	1.23	1.05	1.70	1.28	1.37
1500	1.26	4.30	1.39	1.08	2.34	1.48	1.64
2000	1.36	6.99	1.59	1.10	2.91	1.74	1.98
2500	1.47	11.4	1.88	1.13	3.79	2.08	2.43
3000	1.59	18.5	2.29	1.16	4.90	2.52	3.01
3500	1.71	29.9	2.88	1.19	6.42	3.13	3.81

^aThis assumes a present isotopic composition of 99.2886% ²³⁸U and 0.7114% ²³⁵U.

^bModel A based on Th/U = 4, K/U = 20,000.

^cModel B based on Th/U = 4, K/U = 40,000.

Source: Jessop and Lewis (1978).

Tableau 2-2 : Abondance relative des isotopes et production de chaleur totale dans le passé relativement à l'actuel (Fowler, 1990).

2.1.3.1 Méthode de détermination de la production de chaleur sur échantillons

La production de chaleur d'une roche est principalement liée à son contenu en uranium, thorium et potassium. Ces proportions sont déterminées par une analyse chimique et la valeur moyenne pour chaque roche est donnée dans le Tableau 2-3. Les contributions de l'uranium et du thorium à la production de chaleur sont supérieures à celle du potassium.

TABLE 4-3 Typical Concentrations of the Heat-Producing Elements in Several Rock Types and the Average Concentrations in Chondritic Meteorites

Rock Type	U (ppm)	Concentration	
		Th (ppm)	K (%)
Reference undepleted (fertile) mantle	0.031	0.124	0.031
"Depleted" peridotites	0.001	0.004	0.003
Tholeiitic basalt	0.07	0.19	0.088
Granite	4.7	20	4.2
Shale	3.7	12	2.7
Average continental crust	1.42	5.6	1.43
Chondritic meteorites	0.008	0.029	0.056

Tableau 2-3 : Concentrations moyennes en éléments radioactifs dans les roches communes et dans les météorites chondritiques (Turcotte et Schubert, 2002).

La formule suivante permet de calculer ensuite la production de chaleur totale de la roche (Rybach, 1986) :

Équation 2-6

$$A = 0,1\rho(0,981[U] + 0,264[Th] + 0,348[K])$$

Avec A en $\mu\text{W}/\text{m}^3$, ρ masse volumique de la roche en kg/m^3 , $[U]$ et $[Th]$ en ppm et $[K]$ en % (Tableau 2-1 et Tableau 2-3).

Pour les roches sédimentaires cette valeur est comprise entre $0,7$ et $1,5\mu\text{W}/\text{m}^3$ et pour les roches cristallines entre 1 et $7\mu\text{W}/\text{m}^3$.

2.1.3.2 Méthode de détermination de la production de chaleur par gamma-ray

Le log gammay-ray est une mesure de la production radioactive naturelle qui se fait en forage. Il apporte des informations lithologiques et met en évidence les charbons, les évaporites et les

niveaux imperméables (souvent des argiles) qui limitent les réservoirs potentiels. D'autre part, il permet d'estimer le pourcentage d'argile dans les formations sableuses.

Il existe plusieurs outils gamma ray qui peuvent soit mesurer l'intégralité des émissions gammas produites par la formation ou mesurer séparément le rayonnement dû au potassium, au thorium et à l'uranium. On parle alors de spectrométrie gamma.

Les logs gamma-ray sont enregistrés avec des unités très variées. L'unité utilisée en diagraphie pétrolière est généralement l'API (American Petroleum Institute). 16,5 unités API correspondent à une concentration d'éléments radioactifs équivalente à 1µg de radium par tonne. A titre d'exemple, les argiles ont une activité de 100 à 200 API, les sables de 30 à 80 API et les carbonates de 10 à 50 API. En fait le gamma-ray compte des émissions d'énergie par seconde, d'où l'unité de cps (counts per seconds) parfois utilisée.

La formule suivante permet de calculer la production de chaleur (en $\mu\text{W}/\text{m}^3$) à partir de la valeur GR (en API) des logs gamma-ray (Bücker et Rybach, 1996) :

Équation 2-7

$$A = 0,0158(GR - 0,8)$$

2.2 Modes de transfert thermique

On distingue trois modes de transfert de la chaleur :

- la conduction thermique : la chaleur est transmise, suite à une différence de température, d'une molécule à l'autre sans mouvement de matière,
- la convection : l'énergie est transmise par un déplacement de matière (mouvement de fluide) dans le milieu,

- la radiation (ou rayonnement) : la chaleur est transmise sous forme d'ondes électromagnétiques.

Dans la lithosphère la conduction domine les transferts de chaleur alors qu'au sein de l'asthénosphère les transferts se réalisent surtout par convection. Le transfert de chaleur par rayonnement ne concerne pas l'étude des systèmes géothermiques profonds dont les températures n'excèdent pas 400°C (comme c'est le cas dans le Bassin du Sud-Est), les paragraphes suivant ne décriront que les deux premiers modes de transfert de chaleur.

2.2.1 Conduction

Fourier (1768-1830) a développé sa théorie de conduction de la chaleur dans le but de calculer l'âge de la Terre en fonction de la chaleur évacuée depuis sa formation. La Loi de Fourier est la relation décrivant la conduction de la chaleur dans un corps solide, homogène et isotrope. Sur la Figure 2-4, la chaleur se propage suivant la direction y à l'intérieur d'une couche plane d'épaisseur dy . Les deux faces de cette couche sont isothermes, la première est à la température T et la seconde à $T+dT$, avec $dT>0$.

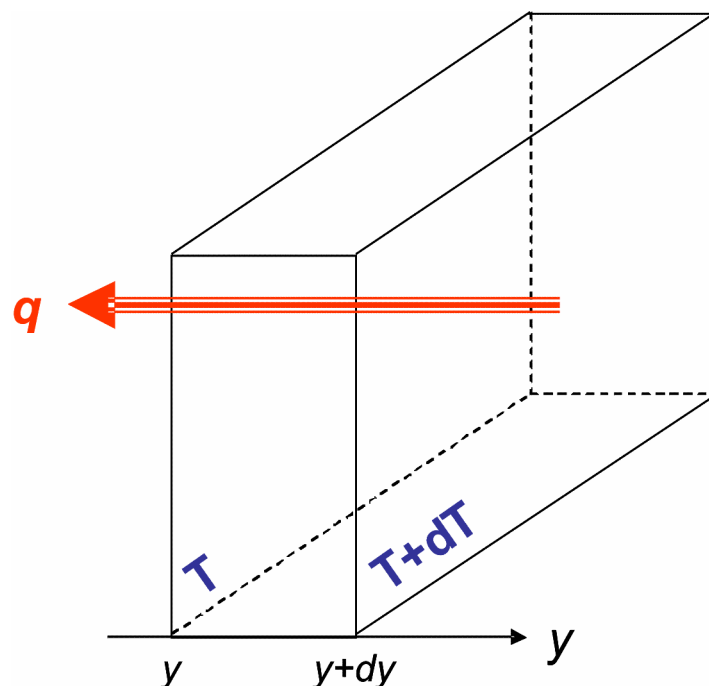


Figure 2-4 : Conduction dans un solide homogène et isotrope.

La densité de flux de chaleur q traversant la couche de conductivité k est fonction du gradient thermique. La Loi de Fourier s'écrit :

Équation 2-8

$$q = -k \frac{dT}{dy}$$

Avec q en W/m², k en W/m/K et $\frac{dT}{dy}$ en K/m dans le S.I.

Cette relation indique que le flux de chaleur est proportionnel au gradient thermique, qu'il augmente avec la conductivité et qu'il se fait dans la direction des températures décroissantes.

Dans un champ de température tridimensionnel isotrope avec $T(x,y,z)$, cette équation s'écrit sous forme vectorielle :

Équation 2-9

$$\vec{q} = -k \vec{\nabla} T$$

L'équation de la chaleur pour un fluide au repos est :

Équation 2-10

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \kappa \nabla^2 T = \frac{A}{\rho_f C_p}$$

Où ρ_f est la masse volumique du fluide considéré, A est la production de chaleur du corps considéré (W/m³), C_p la chaleur spécifique à pression constante (J/kg/K) et κ la diffusivité thermique (m²/s).

2.2.2 Convection

La convection est causée par un contraste de densité provoqué par une différence de température. En convection, l'équation de la chaleur (Équation 2-10) inclut un terme advectif supplémentaire, et lorsqu'un fluide se déplace à la vitesse v (en m/s), cette relation devient :

Équation 2-11

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v}\vec{\nabla}T - \kappa\nabla^2T = \frac{A}{\rho_f C_p}$$

2.3 Paramètres physiques et définitions

Nous verrons dans le paragraphe 7 qu'afin de comprendre les mécanismes responsables de l'apparition des anomalies thermiques l'établissement de modèles numériques a été nécessaire. Dans cette partie 2.2, les paramètres physiques qui influencent l'apparition des anomalies thermiques et que nous avons intégrés dans les modèles numériques sont définis. Nous donnons également quelques ordres de grandeur.

2.3.1 Gradient thermique

Le gradient thermique vertical $\vec{\nabla}T$ désigne l'accroissement de la température T avec la profondeur z :

Équation 2-12

$$\vec{\nabla}T = \frac{dT}{dz}$$

Il s'exprime en K/m (Kelvin par mètre) dans le système international d'unités (S.I.). Pour parler du gradient thermique terrestre, il est plus pratique de l'exprimer en K/km (ou °C/km). La valeur du gradient thermique sur les continents varie de quelques °C/km (boucliers

archéens) à plusieurs centaines de °C/km (zones volcaniques en contexte de rifting comme en Islande ; Figure 2-5).



Figure 2-5 : Geyser sur le site de Geysir en Islande.

La température en surface est connue, et lorsque les perturbations liées aux effets climatiques sont ôtées, les températures augmentent avec la profondeur (le gradient est positif). Cette augmentation dépend de nombreux facteurs. Le régime thermique de la croûte terrestre est contrôlé par les conditions aux limites thermiques, la production de chaleur interne, la présence de discontinuités structurales et les propriétés thermiques des roches.

2.3.2 Conductivité thermique

2.3.2.1 Définition

La conductivité thermique k est l'aptitude d'un matériau à transférer la chaleur par conduction en présence d'un gradient de température et s'exprime en W/m/K dans le S.I. (paragraphe 2.2). Elle dépend essentiellement de la nature du matériau considéré et de sa température.

2.3.2.2 Détermination de la conductivité thermique

La conductivité thermique est connue pour chaque minéral particulier, mais les roches étant des amas de minéraux variés, la modélisation thermique de bassins sédimentaires requiert idéalement des mesures précises de conductivité. Les mesures de conductivité in-situ sont les plus précises (Harcouët, 2005) mais sont rares et les mesures en laboratoire sur échantillon doivent être faites dans différentes directions pour chaque échantillon étant donné que les transferts de chaleur ne sont pas nécessairement isotropes et ne représentent qu'une portion de la roche totale (Clauser et Huenges, 1995).

Il existe différentes techniques de mesure de la conductivité thermique en régime stationnaire (appareil à barres divisées) ou transitoire (fil chauffant ou QTM). Les mesures stationnaires sont réalisées à température constante, il est donc nécessaire d'attendre le retour à l'équilibre une fois que la perturbation thermique a été provoquée. Dans le cas des méthodes transitoires, les mesures sont effectuées immédiatement après l'introduction de la perturbation thermique. Ces méthodes sont détaillées dans l'Annexe 1.

N'ayant pas pu obtenir les échantillons et les mesures de conductivité in-situ dans notre zone d'étude, nous avons utilisé les valeurs moyennes disponibles dans la littérature à travers différentes compilations (Birch, 1942; Clark, 1966; Desai et al., 1974; Kappelmeyer et

Haenel, 1974; Roy et al., 1981; Cermák et Rybach, 1982; Robertson, 1988). Dans nos modèles numériques, pour les roches sédimentaires du Bassin du Sud-Est, nous avons utilisé les valeurs données par une de ces compilations basée sur des mesures expérimentales (Clauser et Huenges, 1995). En parallèle, nous avons effectué des mesures sur des échantillons issus d'un forage profond de l'est du Bassin parisien (forage ANDRA n°EST433), mais nous n'avons pas l'autorisation de les utiliser dans le cadre de ce travail (Annexe 1).

2.3.2.3 Variations latérales et verticales de porosité et conductivité

thermique dans la croûte : anisotropie

L'anisotropie est la variation des propriétés physiques d'un matériau dans différentes directions de l'espace. La plupart des études de transfert de chaleur traitant de la convection thermique en milieu poreux supposent des milieux homogènes et isotropes : l'anisotropie de conductivité qui affecte la plupart des matériaux poreux est rarement prise en compte. Si cela est correct pour les roches plutoniques et volcaniques, ce n'est pas le cas des roches sédimentaires et métamorphiques au sein desquelles les variations d'orientation des grains entraînent une anisotropie de conductivité thermique. La Figure 2-6 montre que cette anisotropie peut à elle seule être responsable d'anomalies thermiques d'une vingtaine de degrés Celsius à 3000m de profondeur (représentative des cibles visées en géothermie de moyenne à haute énergie). Le flux en surface est également affecté, en particulier sur les bords du bassin sédimentaire (Figure 2-6).

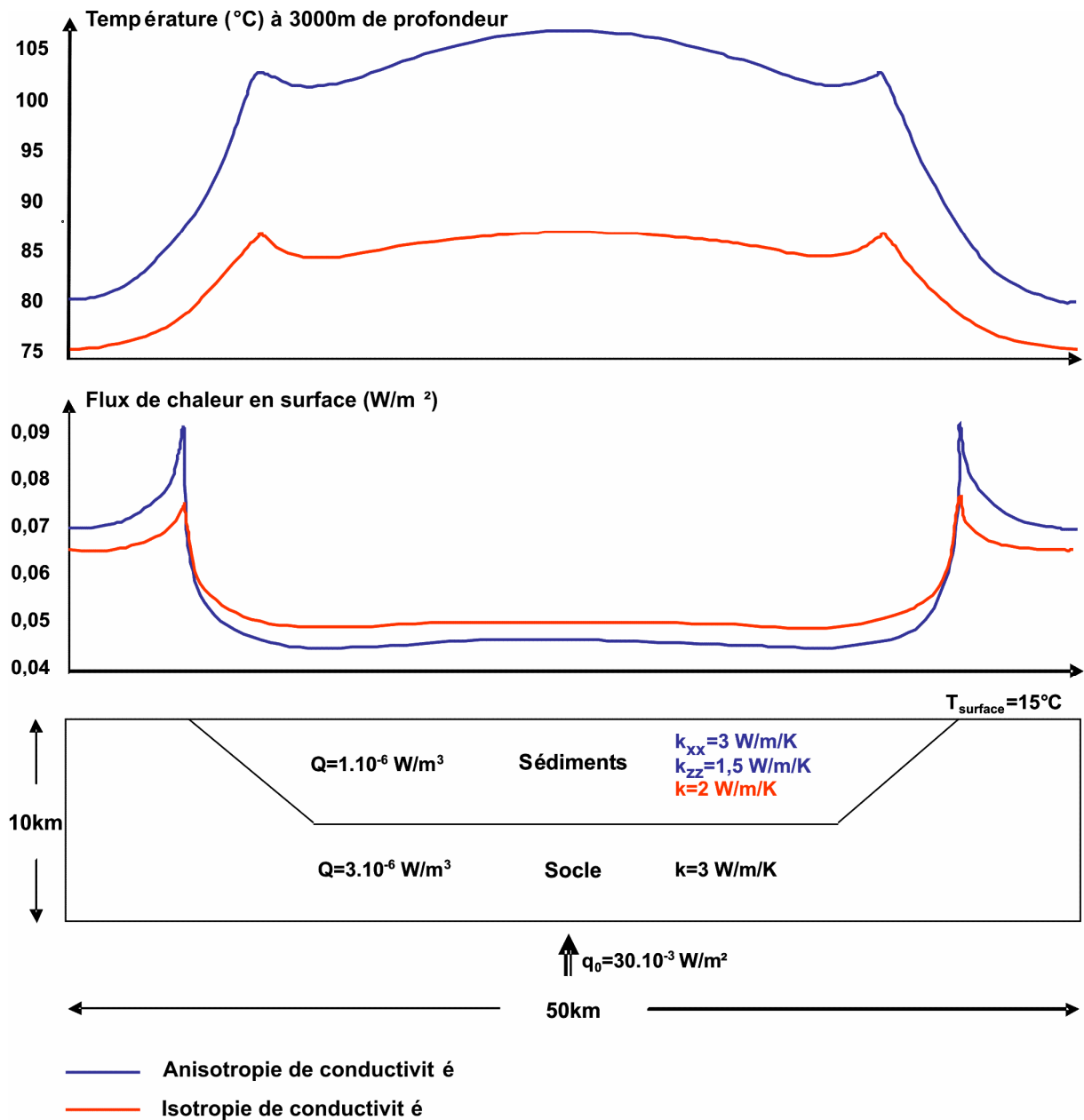


Figure 2-6 : Influence de l'anisotropie de conductivité au sein d'un bassin sédimentaire sur les températures profondes (ici à 3000m) et sur le flux de chaleur en surface. La température de surface et le flux profond sont imposés, de même que les productions de chaleur et la conductivité thermique du socle.

Dans les environnements sédimentaires, des anomalies thermiques importantes peuvent être générées par des contrastes de conductivité dus à la dépendance de ce paramètre à la porosité liée à l'enfouissement (Waples et Tirsgaard, 2002) et à la température (Clauser et Huenges, 1995). L'intégration de ce phénomène aux modèles numériques permet de se rapprocher des conditions réelles.

Des lois de variations de la conductivité thermique en fonction de la température ont été proposées par différents auteurs à partir de mesures sur différents types de roches.

Vosteen et Schellschmidt (2003) ont proposé une loi concernant des températures correspondant à la gamme de celles rencontrées dans les bassins sédimentaires (Figure 2-7). C'est donc celle que nous avons retenue pour nos modèles numériques. Cette dernière a été établie à partir d'échantillons provenant des Alpes orientales et s'énonce :

Équation 2-13

$$k(T) = \frac{k_0}{0,99 + T \left(a - \frac{b}{k_0} \right)}$$

Avec T en Kelvin et :

- pour les roches cristallines ($0 < T < 500^\circ\text{C}$) :

$$a = 3.10^{-3} \pm 1,5.10^{-3} \text{ et } b = 4,2.10^{-3} \pm 0,6.10^{-3}$$

Équation 2-14

$$k_0 = 0,53k_{25} + \frac{1}{2} \sqrt{1,13k_{25}^2 - 0,42k_{25}}$$

- pour les roches sédimentaires ($0 < T < 300^\circ\text{C}$) :

$$a = 3,4.10^{-3} \pm 1,5.10^{-3} \text{ et } b = 3,9.10^{-3} \pm 1,4.10^{-3}$$

Équation 2-15

$$k_0 = 0,54k_{25} + \frac{1}{2}\sqrt{1,16k_{25}^2 - 0,39k_{25}}$$

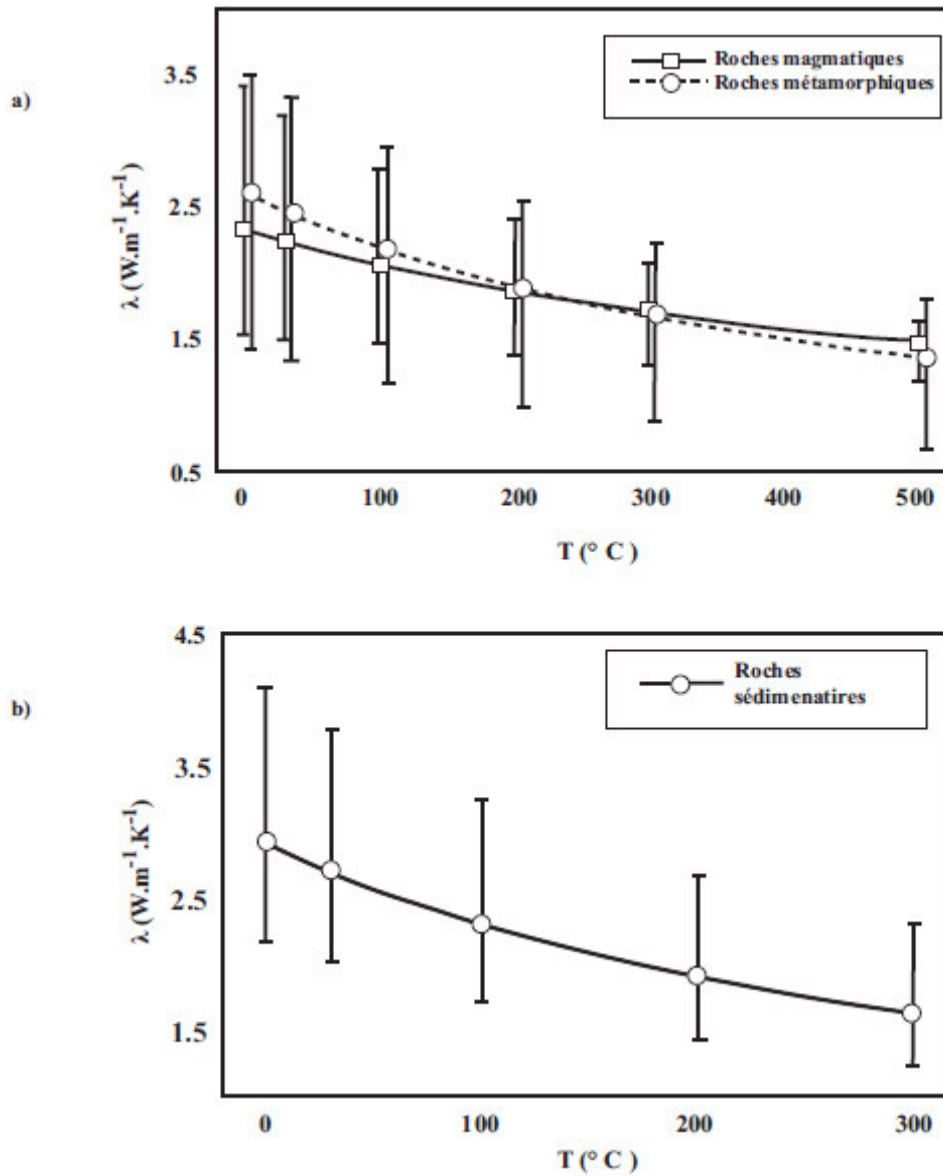


Figure 2-7 : Conductivité thermique en fonction de la température : a) pour les roches cristallines et b) pour les roches sédimentaires d'après la loi de Vosteen et Schellschmidt (2003). Les barres d'erreurs sont celles liées aux mesures de la conductivité thermique à une température donnée (Harcouët-Menou, 2005).

La conductivité thermique décroît donc quand la température augmente (Figure 2-7).

Au sein d'un bassin sédimentaire, la compaction est responsable d'une réduction de la porosité avec la profondeur (Vasseur et al., 1995a). La réduction de la quantité de fluides initialement présents, dont la conductivité est plus faible que celle des sédiments, induit une augmentation globale de la conductivité thermique au sein du bassin. En outre, sous l'effet de la compaction, les particules d'argile s'orientent horizontalement (Figure 2-8 1 et 2), induisant des changements de conductivité thermique et une anisotropie de conductivité apparaît : les transferts de chaleurs latéraux sont favorisés.

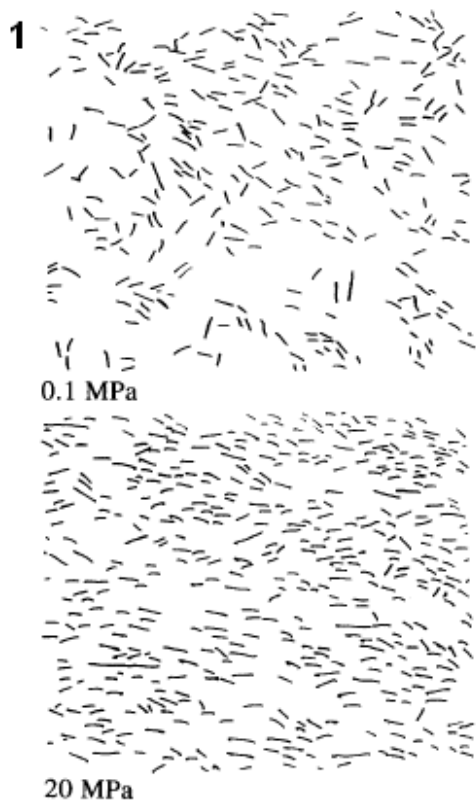


Figure 13 Hand-drawn sketches of the main axis of the particles shown in Figure 12

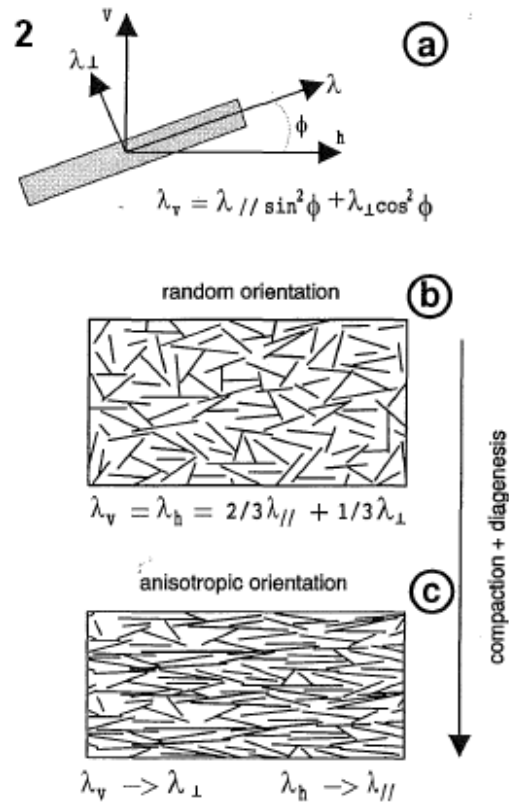


Fig. 9. Proposed evolution of thermal conductivity of clay with depth. (a) The relations between the 'crystal' conductivities λ_{\perp} , λ_{\parallel} along principal directions and the vertical conductivity λ_v . (b) A random orientation of particles and (c) the re-orientation of particles such that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

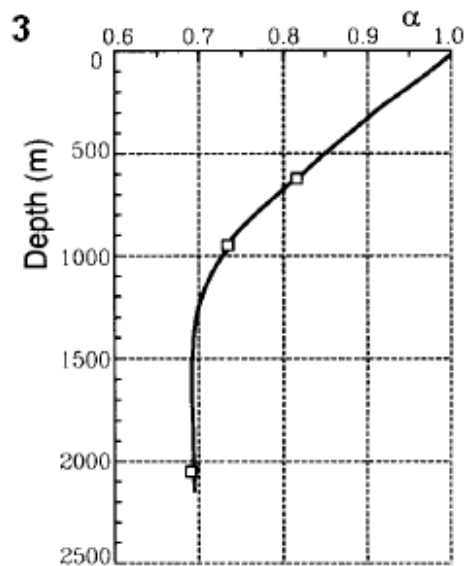


Fig. 5. Corrective factor α to be applied to the conductivity of clays as a function of depth.

Figure 2-8 : 1. Orientation des minéraux d'argile en fonction de la pression (Vasseur et al., 1995b); 2. Evolution de la conductivité en fonction de la profondeur (Vasseur et Demongodin, 1995) ; 3. Facteur de correction à apporter à la conductivité en fonction de la profondeur dans le Bassin parisien (Vasseur et al., 1995a).

Cette anisotropie doit être prise en compte lors de l'application de l'équation de la chaleur dans le cas des roches sédimentaires car elles induisent un flux de chaleur latéral plus important qu'à la verticale (Clauser et Huenges, 1995). Il faut également tenir compte du fait que l'anisotropie des argiles dépend de leur profondeur (donc du degré de compaction ; Figure 2-8 1, 2 et 3), des transformations minéralogiques et d'éventuelles réorganisations structurales depuis leur mise en place (Vasseur et al., 1995a). La conductivité des minéraux décroît lorsque la température augmente et cela est encore plus vrai lorsqu'il s'agit de minéraux dont la conductivité thermique est forte (Demongodin et al., 1991; Vasseur et al., 1995a; Seipold, 1998).

Demongodin et al. (1991) ont utilisé la loi suivante pour illustrer la dépendance de la conductivité à la porosité des roches sédimentaires :

Équation 2-16

$$k(T) = k_m(T)^{1-\phi} \cdot k_f(T)^\phi$$

Où ϕ est la porosité de la roche, k_m est la conductivité de la matrice rocheuse et k_f celle du fluide interstitiel considéré comme étant équivalente à celle de l'eau, donnée en fonction de la température par (Kappelmeyer et Haenel, 1974) :

- pour $0 \leq T \leq 50^\circ\text{C}$:

Équation 2-17

$$k_{eau} = 0,56 + 0,003T^{0,827}$$

- et $T > 50^\circ\text{C}$:

Équation 2-18

$$k_{eau} = 0,442 + 0,0519 \log T$$

Cependant, nous avons modifié les coefficients de la partie de gauche des équations afin d'assurer une continuité entre ces deux domaines de température (Figure 2-11).

Ces équations deviennent :

- pour $0 \leq T \leq 50^\circ\text{C}$:

Équation 2-19

$$k_{eau} = 0,475 + 0,003T^{0,827}$$

- et $T > 50^\circ\text{C}$:

Équation 2-20

$$k_{eau} = 0,525 + 0,0519 \log T$$

La porosité, directement liée à la compaction, décroît à mesure que la profondeur augmente (Serban et al., 2001) :

Équation 2-21

$$\phi = \phi_0 \exp^{(-z/l)}$$

où z représente la profondeur, ϕ_0 la porosité en surface et l la longueur caractéristique de décroissance de la porosité. Cette valeur est généralement comprise entre 1 et 2km, nous la prendrons égale à 1,4km comme l'ont fait Serban et al. (2001).

On note donc qu'une diminution de porosité a tendance à augmenter la conductivité thermique (phénomène qui s'explique par le fait que le fluide expulsé lors de la compaction a une conductivité inférieure à celle des sédiments) alors qu'une augmentation de la température tend à la faire diminuer (Vosteen et Schellschmidt, 2003; Harcouët-Menou et al., 2007).

La combinaison des effets produits par la profondeur (donc la compaction) et la température est représenté que la Figure 2-9 et est donnée par l'équation (Harcouët, 2005) :

Équation 2-22

$$k(T, \phi) = \left[k_m(T)^{1-\phi_0 \exp(-z/l)} \right] \left[k_f(T)^{\phi_0 \exp(-z/l)} \right]$$

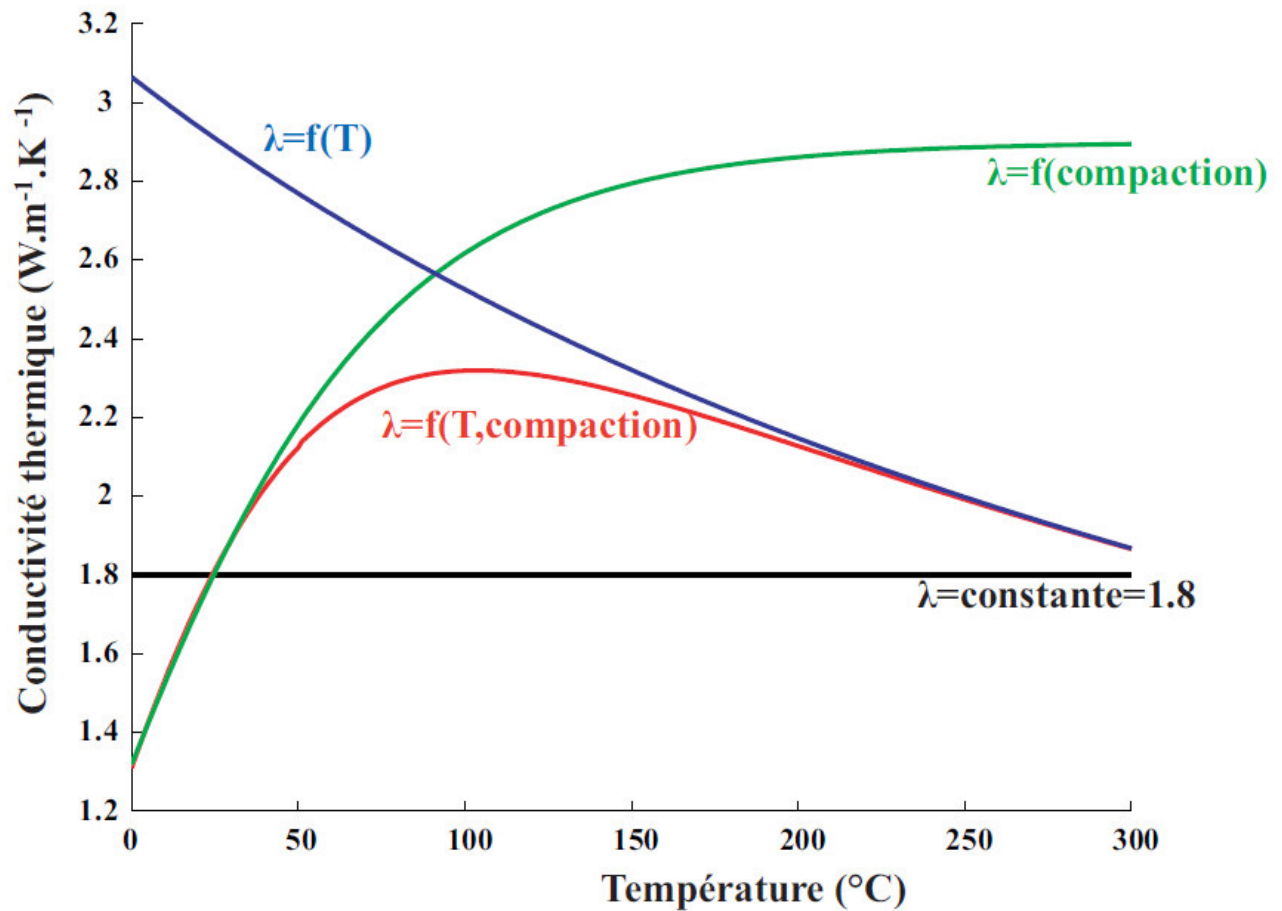


Figure 2-9 : Conductivité des sédiments en fonction de la température (en bleu ; valeur de conductivité à T_0 attribuée à une matrice rocheuse) d'après Vosteen et Schellschmidt (2003), de la porosité (en vert ; valeur de conductivité à T_0 attribuée à une roche poreuse) d'après Serban et al. (2001) et en fonction de ces deux paramètres. Ces courbes ont été produites par Harcouët (2005) avec un gradient de $35^\circ\text{C}/\text{km}$, une conductivité de $2,9\text{W}/\text{m}/\text{K}$ à 25°C et une porosité de surface de 50% .

La Figure 2-10 montre l'influence de la compaction, la température et la combinaison de ces deux paramètres sur les températures en profondeur et le flux de chaleur en surface.

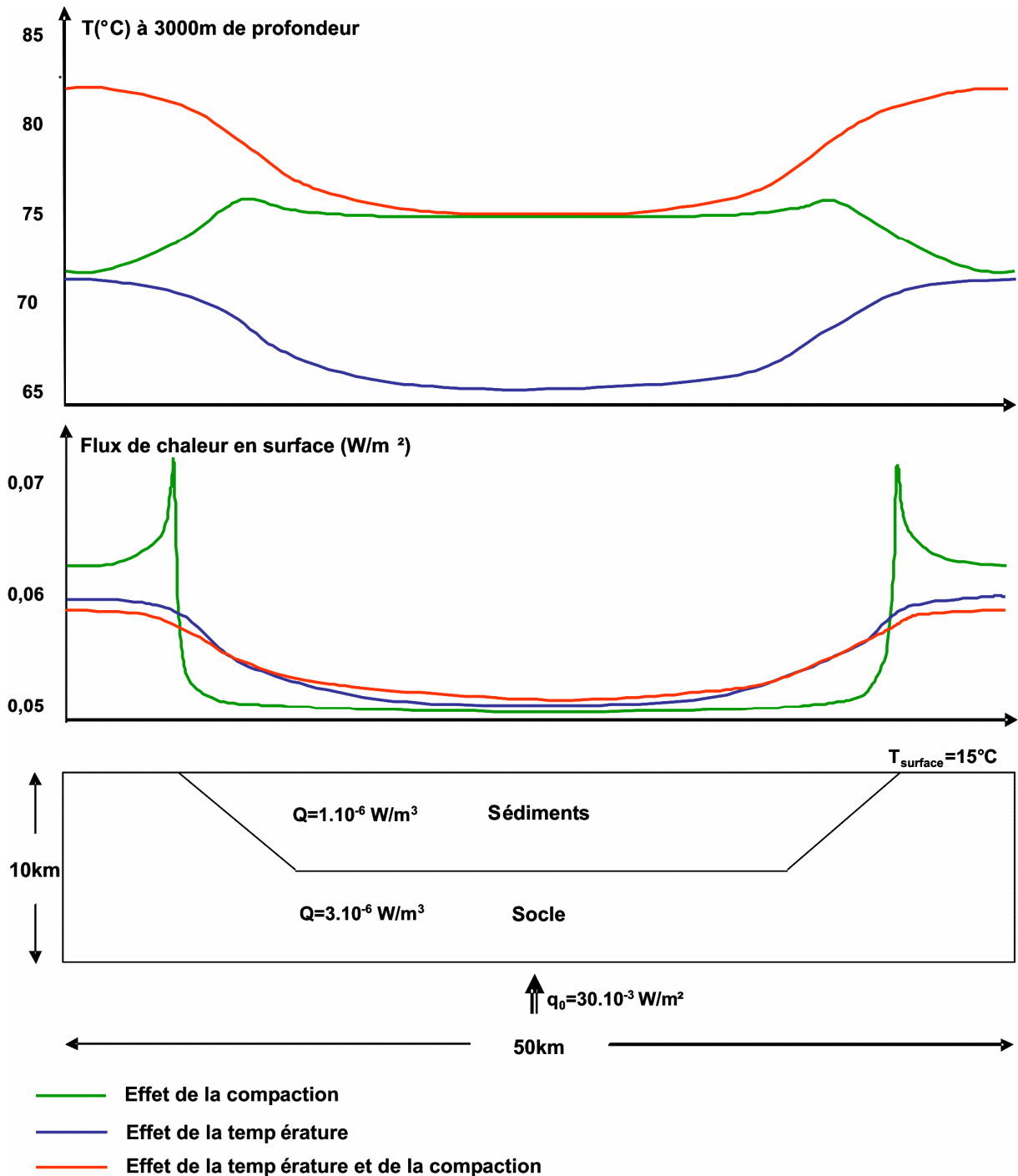


Figure 2-10 : Effet de la compaction (en vert), de la température (en bleu) et de leur combinaison sur la conductivité thermique. Visualisation des températures à 3000m de profondeur et du flux de chaleur en surface. Les courbes de variation de la conductivité sont indiquées sur la Figure 2-11. Les valeurs de température plus élevées dans le cas de la courbe rouge, à l'extérieur du bassin, sont dues au fait que nous avons pris une valeur de production de chaleur trois fois plus importante dans le socle que dans les sédiments (dans le but de mieux visualiser les variations du flux de chaleur en surface).

Les variations de la conductivité sont indiquées sur la Figure 2-11. Ces courbes ont été réalisées avec lois de Vosteen et Schellschmidt (2003), Serban et al. (2001) et Kappelmayer et Haenel (1974) avec ajustement des coefficients.

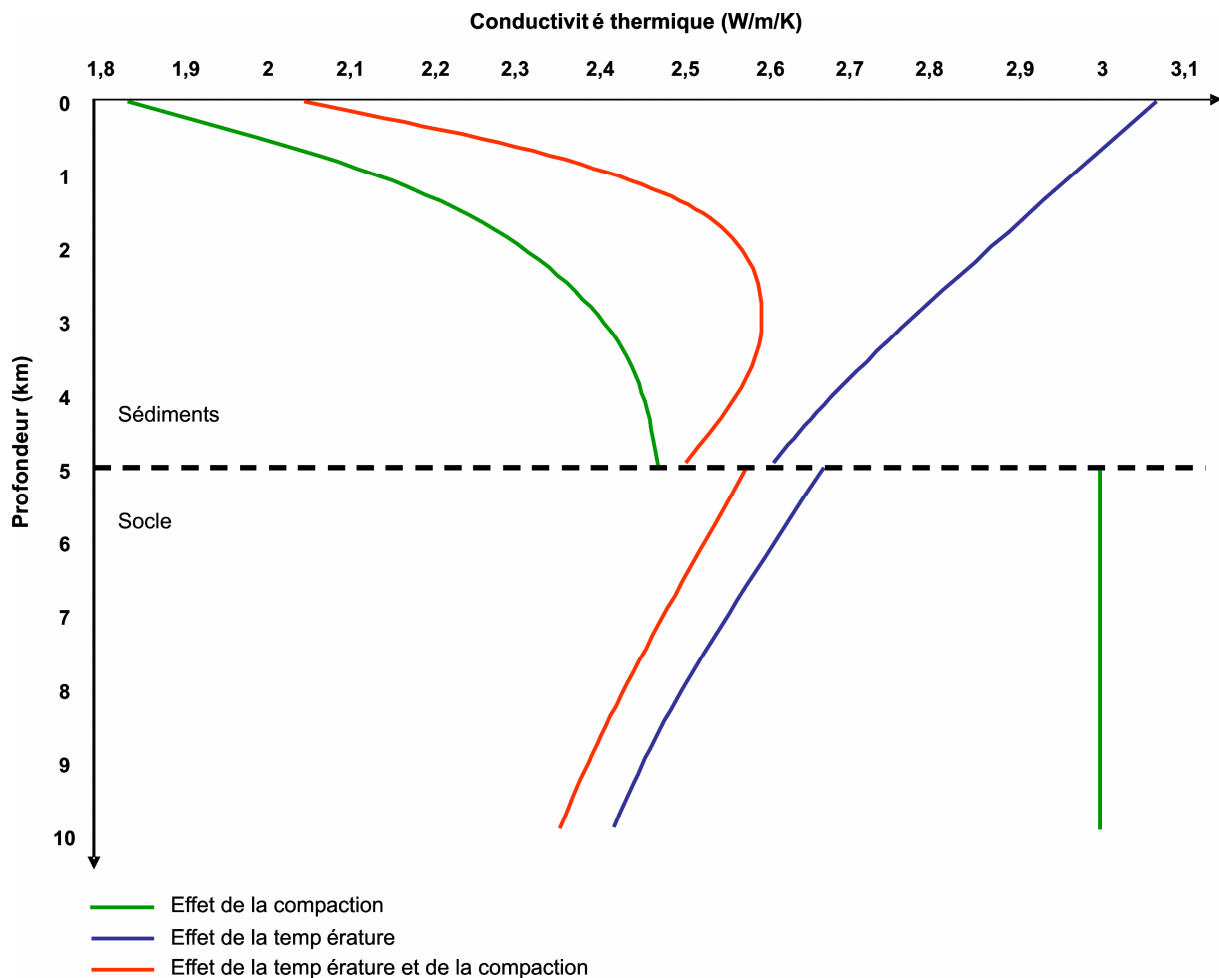


Figure 2-11 : Lois de Vosteen et Schellschmidt (2003) en bleu, Demongodin et al. (1991) en vert avec intégration de la loi de Kappelmayer et Haenel (1974) dont nous avons modifié les coefficients et la combinaison de ces lois en rouge, imposées dans le modèle numérique ayant permis la construction de la Figure 2-10.

Elles nous montrent que des anomalies de 10°C peuvent être aisément obtenues à 3000m de profondeur, tant au sein du bassin sédimentaire modélisé qu'au niveau du socle sous l'effet combiné de la température et de la compaction.

2.3.3 Capacité calorifique

La capacité calorifique est une grandeur physique quantifiant la capacité d'un matériau à absorber et restituer l'énergie thermique lorsque sa température varie. C'est l'énergie qu'il faut apporter à un matériau pour élever sa température d'un Kelvin. Elle s'exprime en J/K (Joules par Kelvin) dans le S.I. et est donnée par :

Équation 2-23

$$C_p = \left(\frac{\partial H}{\partial T} \right)_p$$

Où H est l'enthalpie (en J).

2.3.4 Chaleur spécifique

La chaleur spécifique (ou capacité calorifique massique, en J/kg/K) est la quantité d'énergie à apporter à une unité de masse d'un matériau pour élever sa température d'un Kelvin. Il s'agit donc de la capacité calorifique rapportée à la masse du système étudié. Les mesures de chaleur spécifique sur les roches sont encore plus rares que les mesures de conductivité thermique.

La chaleur spécifique à pression constante c_p s'exprime ainsi (Schaërlé et Rybach, 2000) :

Équation 2-24

$$c_p = \frac{1}{m} \left(\frac{\partial H}{\partial T} \right)_p$$

Où :

Équation 2-25

$$m c_p = C_p$$

La chaleur spécifique est liée à la masse volumique ρ du corps étudié (en kg/m^3), à sa conductivité thermique et à sa diffusivité thermique κ (m^2/s) par la relation :

Équation 2-26

$$\kappa = \left(\frac{\lambda}{\rho c_p} \right)$$

2.3.5 Expansion thermique

Le coefficient de dilatation thermique volumétrique quantifie le changement de volume ou de masse volumique lors d'un changement de température à pression constante :

Équation 2-27

$$\alpha_v = -\left(\frac{1}{V} \right) \left(\frac{dV}{dT} \right)_p = -\left(\frac{1}{\rho} \right) \left(\frac{d\rho}{dT} \right)_p$$

Où V est le volume molaire du matériau. Pour les roches et minéraux $\alpha=1$ à $5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, pour les magmas silicatés $\alpha \approx 3 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ et pour l'eau $\alpha=2 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ (Lang et Baker, 2001).

Le changement de volume ou de masse volumique lors d'un changement de pression à température constante β (en Pascal^{-1}) est le coefficient de compressibilité isotherme et s'exprime :

Équation 2-28

$$\beta = -\left(\frac{1}{V}\right)\left(\frac{dV}{dP}\right)_T = -\left(\frac{1}{\rho}\right)\left(\frac{d\rho}{dP}\right)_T$$

Pour les roches et minéraux $\beta=1-2.10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$, pour les magmas $\beta \approx 7.10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$ et pour l'eau $\beta=4,5.10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ (Lang et Baker, 2001).

La variation ρ' de la masse volumique ρ avec la température et la pression est donnée par (Turcotte et Schubert, 2002) :

Équation 2-29

$$\rho' = -\rho_0 \alpha_v (T - T_0) + \beta (P - P_0)$$

Où :

Équation 2-30

$$\rho = \rho_0 + \rho'$$

Quand on néglige les effets de la pression, la densité varie avec la températures sous la forme :

Équation 2-31

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha_v (T - T_0)]$$

Où ρ_0 est la masse volumique à T_0 et α_v est le coefficient de dilatation thermique (en K^{-1}).

2.3.6 Viscosité dynamique

La viscosité dynamique μ d'un fluide représente sa résistance à l'écoulement. Lorsque la viscosité augmente, la capacité du fluide à s'écouler diminue. Elle s'exprime en Pa.s.

Pour un liquide, la viscosité tend à diminuer lorsque la température augmente. La relation d'Arrhénius exprime le rapport entre la viscosité et la température (Turcotte et Schubert, 2002) :

Équation 2-32

$$\mu = Ce^{\left(\frac{Ea}{RT}\right)}$$

Où C est une constante, Ea est l'énergie d'activation (30 K/J¹/mole) et R est la constante de gaz universelle (8,314472 J/K/mole).

Si l'on considère deux couches d'un fluide de surface S , l'une d'entre elles étant animée d'une vitesse dv suivant la direction x , la norme de la force s'exerçant sur la seconde couche s'exprime :

Équation 2-33

$$F = \mu S \left(\frac{dv}{dx} \right)$$

La variation de la viscosité de l'eau en fonction de la température est donnée par la relation (Kestin et al., 1978; Eldursi, 2009) :

Équation 2-34

$$\mu = 2,414.10^{-5} .10^{\left(\frac{247,8}{(T+133)}\right)}$$

2.3.7 Perméabilité et porosité

La porosité est le rapport entre le volume de vide et le volume total de la roche (en %). Elle est directement liée à la nature, à la taille, au granoclassement des minéraux et autres

éléments, à la compaction et à l'histoire diagénétique. On distingue deux types de porosité : la porosité de pores et la porosité de fracture. Les roches sédimentaires sont généralement poreuses, elles peuvent donc emmagasiner de grandes quantités de fluides. Pour cette raison elles peuvent constituer de bons réservoirs pour tout type de fluides. Cependant, la porosité dépend des conditions de pression et de température liées à la profondeur à laquelle les roches se trouvent et au gradient thermique local : une augmentation de pression et de température réduit la taille des pores.

La perméabilité mesure la capacité d'un matériau à laisser s'écouler un fluide à travers un réseau de pores. Elle s'exprime en m^2 ou en milli Darcy (mD), avec $1mD=0,97.10^{-15}m^2$. Elle ne dépend pas du fluide mais exclusivement des caractéristiques intrinsèques du matériau et est directement reliée à la porosité. La perméabilité de fracture est liée aux discontinuités de la roche le long desquelles une circulation de fluides peut s'effectuer. Donc un massif cristallin peut être très perméable alors que le granite isolé ne l'est pas.

La perméabilité décroît avec la profondeur sous l'effet de la compaction, du métamorphisme et/ou le remplissage des pores et fracture par la précipitation de minéraux, en particulier dans les régions hydrothermales (Nicholson, 1993; Ingebritsen et Sanford, 1998; Manning et Ingebritsen, 1999; Fontaine et al., 2001; Saar et Manga, 2004). Manning et Ingebritsen (1999) proposent une loi de variation de la perméabilité dans la croûte continentale en fonction de la profondeur (Figure 2-12). En dessous de 10km de profondeur, la dépendance de la perméabilité à la profondeur est bien moins marquée qu'au-dessus (Ingebritsen et Manning, 2010).

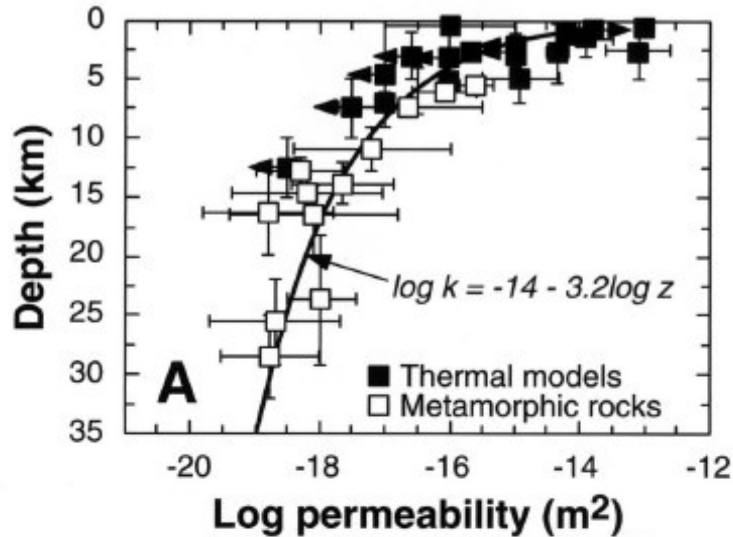


Figure 2-12 : perméabilité en fonction de la profondeur dans la croûte continentale (Manning et Ingebritsen, 1999).

La perméabilité est anisotrope, transitoire et hétérogène. Elle varie de plus de 15 ordres de grandeur au sein des différents matériaux géologiques (Saar et Manga, 2004; Ingebritsen et Manning, 2010) depuis des valeurs de 10^{-23} m^2 dans les roches cristallines intactes jusqu'à 10^7 m^2 dans les matériaux graveleux. Ce paramètre est également fonction de l'échelle d'observation par rapport aux mesures : les valeurs sont très faibles lorsque les mesures sont faites sur échantillon, plus fortes en forage et encore plus importantes à l'échelle régionale (Clauser, 1992).

La mise en place d'un écoulement au sein d'une roche perméable nécessite un « moteur » (gradient topographique, thermique...). On parlera alors de convection thermique, diagnostiquée avec le nombre de Rayleigh, défini dans la partie suivante.

2.3.8 Nombre de Rayleigh

Le nombre de Rayleigh Ra est sans dimension et permet de savoir si le transfert de chaleur se fait par conduction ou par convection. Le transfert s'effectue par conduction si le nombre de

Rayleigh est inférieur à une valeur critique ($Ra < Ra_c$). Lorsque $Ra > Ra_c$ le transfert se fait par convection.

2.3.8.1 Nombre de Rayleigh en milieu fluide

Pour que l'instabilité menant à la convection se déclenche dans un milieu fluide, il faut que la force motrice (d'Archimède) soit supérieure à la force de résistance (visqueuse), d'où :

Équation 2-35

$$Ra = \frac{\alpha \Delta T g d^3}{\nu \kappa} > Ra_c$$

Où α est le coefficient de dilatation thermique volumétrique, ΔT est la différence de température sur la hauteur d , g est l'accélération de la pesanteur, ν la viscosité cinématique du fluide et κ sa diffusivité thermique.

La valeur critique du nombre de Rayleigh dépend essentiellement des conditions aux limites du milieu considéré (Fowler, 1990) :

- Conditions aux limites libres :
 - Si la température est constante en surface et que l'apport de chaleur provient de la partie inférieure ($A=0$) : $Ra_c = 658$ et la dimension de chaque cellule convective est alors de 1,4 fois l'épaisseur d de la couche où s'installe la convection.
 - Si le flux est constant à travers la limite supérieure et que la chaleur est apportée par des fluides ($Q=0$) : $Ra_c = 868$ et la dimension de chaque cellule est de $1,75d$.

- Conditions aux limites rigides :

- Si la température est constante en surface et que l'apport de chaleur provient de la partie inférieure ($A=0$) : $Ra_c = 1708$ et la dimension de chaque cellule est de $1d$.
- Si le flux est constant à travers la limite supérieure et que la chaleur est apportée par des fluides ($Q=0$) : $Ra_c = 2772$ et la dimension de chaque cellule est de $1,2d$.

Ces valeurs sont des ordres de grandeur. La valeur exacte du nombre de Rayleigh critique dépend non seulement des conditions aux limites mais aussi de la forme du système où la circulation a lieu et du mode de transfert de la chaleur. Dans tous les cas, il nous faut retenir que le nombre de Rayleigh critique est généralement de l'ordre de 10^3 et que la taille dimension de chaque cellule convective est d'environ 1,5 fois celle de la couche où il y a convection.

Le Tableau 2-4 donne les valeurs du nombre de Rayleigh dans le manteau.

	Thickness (km)	Rayleigh number, Ra
Upper mantle	700	10^6
Lower mantle	2000	3×10^7
Whole mantle	2700	10^8

Tableau 2-4 : Valeurs estimées du nombre de Rayleigh dans le manteau terrestre avec épaisseurs des couches considérées (Fowler, 1990).

Puisque nous étudions les milieux poreux où du fluide peut circuler, nous nous intéresserons à l'autre définition du nombre de Rayleigh, détaillée ci-après.

2.3.8.2 Nombre de Rayleigh en milieu poreux

En milieu poreux, le nombre de Rayleigh se calcule avec la formule suivante :

Équation 2-36

$$Ra = \frac{\alpha \Delta T g d K}{\nu \kappa}$$

Où K est la perméabilité du milieu considéré.

En milieu poreux, la valeur de Ra_c , au-dessus de laquelle les transferts de chaleur s'effectuent par convection, est de $4\pi^2$.

Calculons par exemple le nombre de Rayleigh dans un bassin sédimentaire perméable d'une température de 10°C en surface et de 150°C à 2km de profondeur (valeurs standard pour les autres grandeurs) :

$$Ra_{\text{basin}} = \frac{\alpha \Delta T g d K}{\nu \kappa} = \frac{2 \cdot 10^{-4} * 140 * 9,81 * 2000 * 10^{-14}}{10^{-6} * 10^{-7}} = 55$$

$Ra_{\text{basin}} > 4\pi^2$, la convection est possible.

2.4 Écoulement en milieu poreux : loi de Darcy

L'écoulement d'un fluide visqueux incompressible (à volume constant sous l'effet d'un gradient de pression) dans un milieu poreux et isotrope est régi par la loi de Darcy :

Équation 2-37

$$\vec{u} = -\frac{K}{\mu} \vec{\nabla} P$$

Où \vec{u} est la vitesse de Darcy (vitesse par unité de surface), K est la perméabilité du milieu poreux, μ est la viscosité dynamique du fluide et $\vec{\nabla} P$ est le gradient de pression.

En trois dimensions, il faut tenir compte de la gravité et de la profondeur. Cette relation devient :

Équation 2-38

$$\vec{u} = -\frac{K}{\mu} (\vec{\nabla} P + \rho_f g \vec{\nabla} z)$$

Où ρ_f est la masse volumique du fluide, P est la pression du fluide, g est l'accélération de la pesanteur et z est la profondeur (l'axe z est dirigé vers le haut).

La conservation de la masse pour un fluide incompressible en régime d'écoulement permanent s'écrit $div(u) = 0$. Dans un milieu homogène et isotherme, avec K et μ constants, on a :

Équation 2-39

$$div(u) = \vec{\nabla}^2 \left[-\frac{K}{\mu} (P + \rho_f g z) \right] = 0$$

La généralisation de la loi de Darcy s'écrit :

Équation 2-40

$$\operatorname{div}(u) = \bar{\nabla}^2 \left[-\frac{K}{\mu} (P + \rho_f g z) \right] = Q_s - S \frac{\partial P}{\partial t}$$

Soit :

Équation 2-41

$$S \frac{\partial P}{\partial t} + \bar{\nabla}^2 \left[-\frac{K}{\mu} (P + \rho_f g z) \right] = Q_s$$

Où S , appelé coefficient d'emmagasinement, est une constante de l'ordre de 10^{-10}Pa^{-1} (Saar et Manga, 2004) et Q_s est le débit (en m^3/s).

S est fonction de la compressibilité du fluide et de la matrice.

Lorsque $S=0$, $Q_s=0$ donc $\bar{\nabla}^2 \left[-\frac{K}{\mu} (P + \rho_f g z) \right] = 0$.

Dans les modèles numériques de convection hydrothermale, cette loi sera utilisée en complément des équations d'état et de l'équation de la chaleur.

3 Le Bassin du Sud-Est

3.1 Contexte géologique

Le Bassin du Sud-Est, appelé ainsi par les géologues par abus de langage car il est composé en réalité de plusieurs bassins sédimentaires, se situe entre le Massif Central à l'ouest, les arcs de Digne et Castellane à l'est, le Massif du Pelvoux au nord et la Mer Méditerranée (et Golfe du Lion) au sud (Figure 3-1). La géologie de cette zone est très complexe. L'épaisseur des sédiments mésozoïques (essentiellement crétacés) et tertiaires (oligocènes et miocènes) peut atteindre jusqu'à 11km dans la Vallée du Rhône, faisant du Bassin du Sud-Est le plus profond des bassins sédimentaires français. Plusieurs centaines de mètres de sédiments du Carbonifère supérieur et du Permien sont localisés sous ces dépôts mésozoïques. Ces formations sont observées à l'ouest et dans les bordures sud-est du Bassin. Le Bassin du Sud-Est repose sur un socle métamorphique Varisque.

De nombreuses failles normales oligocènes affectent des structures compressives crétacées à éocènes (Figure 3-1). Cette complexité structurale est le résultat de la réactivation de structures pyrénéennes et alpines de l'extension crustale due à l'ouverture du Bassin méditerranéen en relation avec la rotation du bloc corso-sarde (Westphal, 1967; Alvarez, 1972; Séranne et al., 1995; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007). L'extension oligocène et la subsidence néogène associée sont responsables de remplissages sédimentaires pouvant atteindre 5km d'épaisseur à l'intérieur des dépressions topographiques.

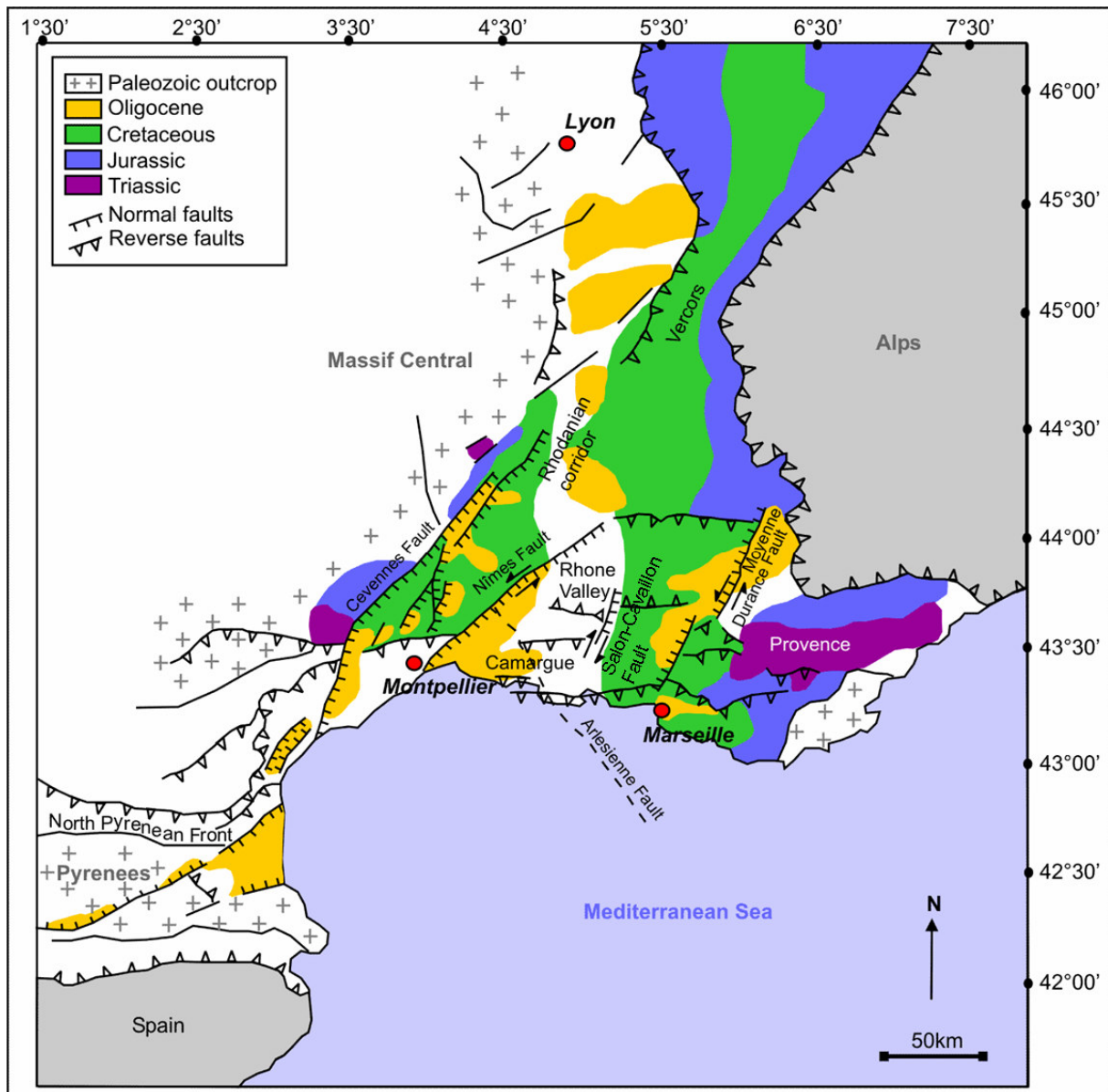


Figure 3-1 : Schéma structural du Bassin du Sud-Est. Les grandes villes, les failles majeures et les domaines géologiques principaux sont indiqués (modifiée de Garibaldi et al., 2010a).

3.2 Histoire géologique

L'histoire géologique du Bassin du Sud-Est est commune à l'ensemble des régions géographiques actuelles jusqu'à la fin de l'Ere Secondaire. Leur individualisation intervient d'abord durant l'Ere Tertiaire à la suite de l'orogénèse pyrénéo-provençale durant l'Eocène

principalement, puis à la suite de l'orogénèse alpine, durant l'Oligocène et au Pliocène où se produit la phase de paroxysme de la surrection des Alpes.

L'Ere Primaire débute par une transgression marine au Cambrien (-540 / -500 Ma). Durant la majeure partie de cette période, le sud-est de la France est un domaine marin où se déposent d'épaisses séries sédimentaires, en discordance sur les terrains du Précambrien. Ceux-ci sont connus à l'ouest en Montagne Noire et dans les Cévennes, et à l'est dans le massif des Maures sous forme de séries métamorphiques et cristallines.

Cette sédimentation marine s'étend sur le Cambrien, l'Ordovicien (-500 / -435 Ma), le Silurien (-435 / -410 Ma), le Dévonien (-410 / -355 Ma) et une partie du Carbonifère (-355 / -295 Ma).

Au Carbonifère, l'orogénèse hercynienne provoque une régression de la mer et l'instauration d'un domaine continental constitué de massifs montagneux. Le Permien (-295 / -250 Ma) comporte une phase de transgression marine en discordance sur les terrains plissés par l'orogénèse hercynienne.

A la fin du Permien a lieu une nouvelle phase de régression de la mer et l'instauration d'un régime continental avec un climat aride.

Les reliefs constitués par les chaînes hercyniennes sont l'objet d'une intense érosion. A la fin de l'ère primaire, la paléogéographie de la région est caractérisée par un domaine continental de pénéplaine.

L'Ere Secondaire débute par la transgression marine du Trias (-250 / -203 Ma) sur la pénéplaine post-hercynienne. Les séries sédimentaires marines du Trias, du Jurassique (-203 à -135 Ma) et du Crétacé (-135 / -65 Ma) se déposent en discordance sur les terrains primaires.

Au cours du Trias supérieur, le socle hercynien subit une extension qui a généré une individualisation des blocs basculés (Figure 3-2). Au Dogger supérieur (Jurassique moyen), la phase de rifting est suivie par l'ouverture de la Téthys (Lemoine et al., 1986). Le Crétacé est marqué par d'importantes régressions marines.

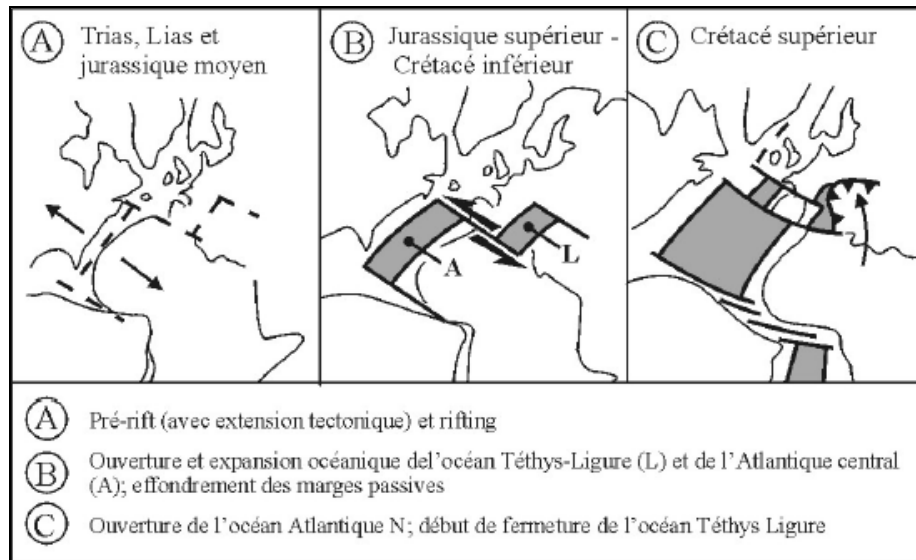


Figure 3-2 : Dynamique d'ouverture de l'océan Téthys (Lemoine et al., 1986).

A l'Ere Tertiaire se produit l'individualisation des régions. La première phase est l'orogénèse provençale, qui débute à la fin du Crétacé. Elle provoque des déformations de la couverture sédimentaire triasique, jurassique et crétacée en Provence, en Camargue et dans le Languedoc.

Au début de l'Ere Tertiaire, durant l'Eocène moyen, intervient l'orogénèse pyrénéenne (vers - 45 Ma) avec une compression nord-sud. Celle-ci provoque des plissements et fractures des séries du Mésozoïque orientées est-ouest. L'épaisse série argilo-salifère du Keuper (Trias supérieur) permet le décollement des séries jurassiques et crétacées par rapport aux séries triasiques et primaires. L'orogénèse pyrénéenne provoque dans le Languedoc un chevauchement du sud vers le nord qui implique le Massif des Maures (tout au sud de la Provence).

Durant l'Eocène (-53 / -34 Ma), intervient une phase de fracturation du domaine du sud-est de la France. Les accidents majeurs que constituent la faille de Nîmes et la faille des Cévennes orientées sud-ouest / nord-est en sont des témoins. Le fossé d'Alès est limité par des fractures de même orientation.

L'épisode de raccourcissement Pyrénéen est suivi à l'Oligocène (-34 / -24 Ma) d'une intense érosion et d'une phase d'extension est-ouest : un bassin dont l'épaisseur atteint 3km se forme à l'ouest de la faille de la Moyenne-Durance (Figure 3-4). Les premiers mouvements de la tectonique alpine sont ressentis durant l'Oligocène. En Camargue, des discordances ont été reconnues dans les séries de l'Oligocène. En bordure du Massif Central, leur impact provoque l'orogénèse cévenole qui se traduit par une fracturation des séries mésozoïques des Garrigues, orientées sud-ouest / nord-est, qui recoupe les accidents est-ouest issus de la phase pyrénéenne.

Le rift nord-ouest méditerranéen (Figure 3-3) s'étend du fossé de Valence en Espagne jusqu'en Provence (Bois, 1993) et comprend de nombreux bassins dont les principaux sont ceux d'Alès, de Vistrenque, de Marseille, de Manosque ainsi que celui de Valence (France). Nous verrons dans la partie suivante que la croûte continentale s'amincit du NW au SE (Figure 3-4). Ceci résulte d'une extension NW-SE qui s'achève au Miocène inférieur (Maillard et al., 1992; Maerten et Séranne, 1995; Bénédicte et al., 1996). La rotation du bloc corso-sarde au Miocène inférieur (jusqu'à -18Ma) est associée à la formation du Golfe du Lion (Burrus, 1984) et à une remontée locale du Moho (amincissement crustal ; paragraphe 3.3). Certaines des failles décrochantes cévenoles préexistantes sont alors réactivées en jeu normal, comme le montre le Bassin d'Alès de direction parallèle à la faille des Cévennes). En Provence, de petits bassins s'ouvrent, le plus important d'entre eux étant le Bassin oligocène de Marseille. Le rift NO méditerranéen est associé à la rotation du bloc corso-sarde (Figure

3-3) et son moteur est la subduction à l'est de la Corse (Channel et Mareschal, 1989; Séranne, 1999).

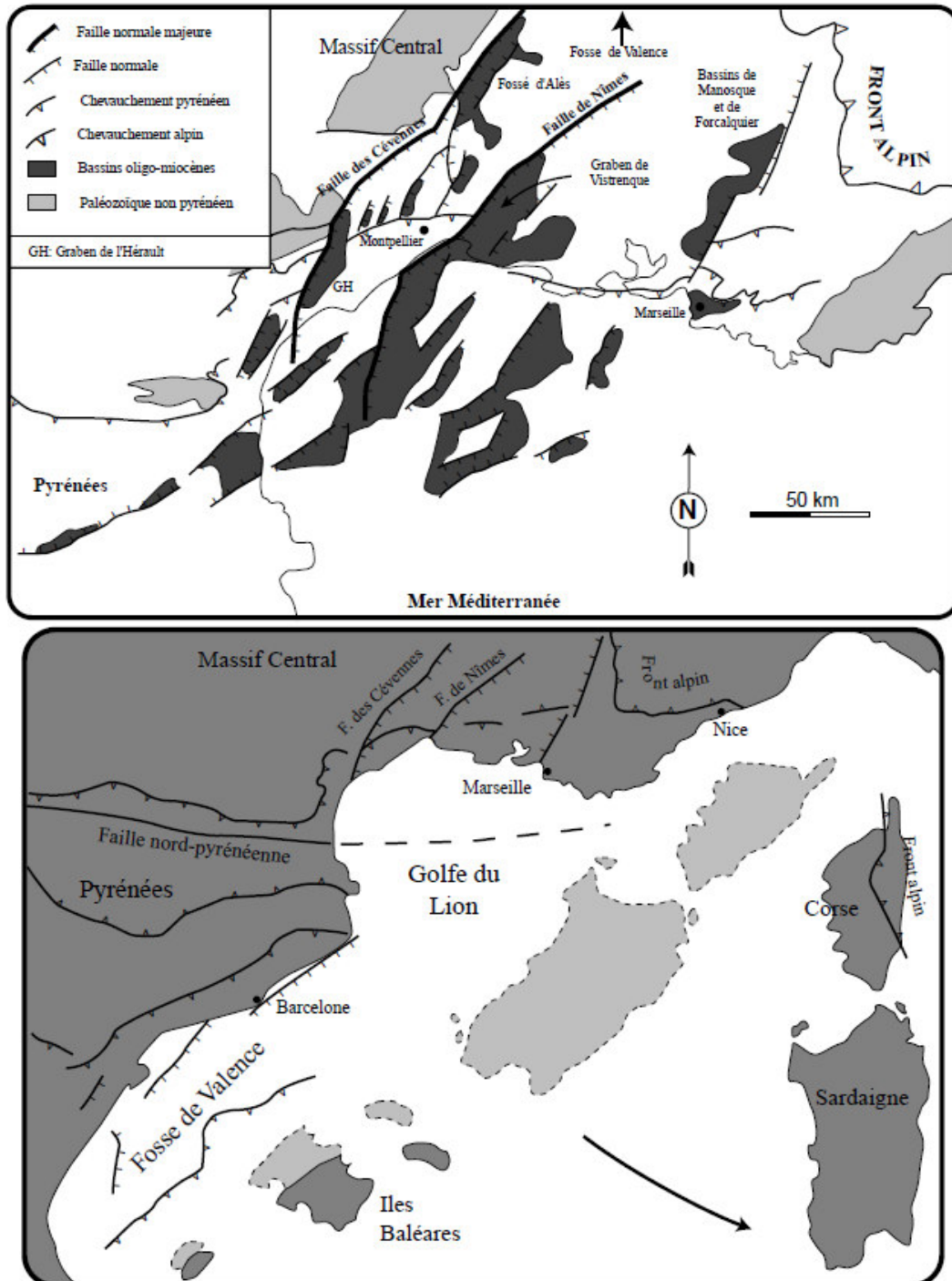


Figure 3-3 : Carte des bassins du rift NO méditerranéen au niveau du SE de la France et du Golfe du Lion (en haut) et représentation de la rotation du bloc corso-sarde entre -30 et -18 Ma à l'origine du rift NO méditerranéen (en bas), interprétée comme le résultat du roll back de la subduction située à l'est de la Corse et de la Sardaigne (Michon, 2000).

Au miocène inférieur, dans les Alpes, les chevauchements se propagent vers l'ouest sur la Bresse et vers le sud (nappes de Digne et Castellane). Le Bassin du Sud-Est commence à être rempli par d'épais sédiments provenant de l'érosion des continents voisins. Une compression nord-sud prend place au Miocène moyen.

La phase de paroxysme de l'orogénèse alpine, responsable de la surrection de l'arc alpin, intervient à la fin de l'Ere Tertiaire, au Pliocène (-7 / -1,7 Ma). Son influence vers l'ouest se traduit par un intense rajeunissement des reliefs provençaux. Il est moins marqué dans le pourtour occidental du Bassin du Sud-Est. Cependant, la tectonique alpine amplifie largement l'individualisation des reliefs qui encadrent le littoral méditerranéen à l'ouest.

3.3 Epaisseur de la croûte et profondeur du Moho

La croûte continentale du Bassin du Sud-Est a une épaisseur moyenne de 30km (Labrouste et al., 1968; Tesauro et al., 2008). Dans la Vallée du Rhône, cette épaisseur décroît jusqu'à 22km sous l'effet des extensions jurassique et oligocène (Sapin et Hirn, 1974; Guieu et Roussel, 1990). La croûte s'épaissit vers l'est (Recq, 1970) pour atteindre 43km d'épaisseur à la frontière des Alpes (Figure 3-4).

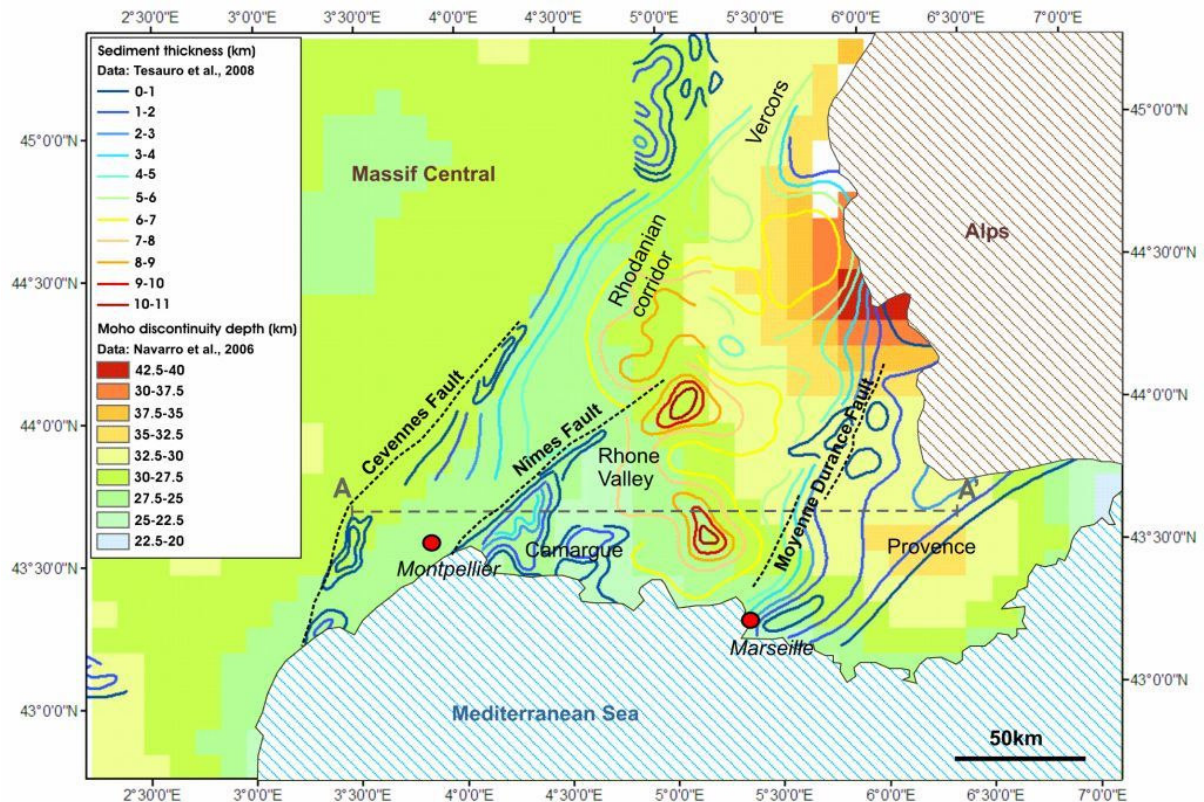


Figure 3-4 : Epaisseur des sédiments et profondeur du Moho dans le Bassin du Sud-Est. Les failles majeures et les domaines géographiques principaux sont également indiqués (Garibaldi et al., 2010b).

L'amincissement crustal est marqué par une remontée du Moho de 60km de profondeur sous les Alpes à 15km dans le Bassin Liguro-Provençal, à l'ouest de la Méditerranée (Navarro et al., 2006). Cette variation de profondeur a une forme triangulaire centrée sur la Vallée du Rhône (Figure 3-4).

3.4 Production de chaleur dans le Bassin du Sud-Est

La Figure 3-5 montre les valeurs de la production de chaleur dans le Bassin du Sud-Est. Elles ont été calculées avec l'Équation 2-7 à partir des valeurs gamma-ray que nous avons relevées sur les logs de forage (moyenne par forage en Annexe 2) et extrapolées avec le logiciel ArcGIS® d'ESRI™. Ces valeurs sont donc représentatives des 5 premiers kilomètres de profondeur uniquement. Dans l'ensemble les valeurs sont faibles ($1,02\mu\text{W}/\text{m}^3$ en moyenne

dans le Bassin du Sud-Est), la moyenne en France calculée avec la base de données fournie par Denis Thiéblemont du BRGM (Comm. Pers.) est de $2,53\mu\text{W}/\text{m}^3$. Cependant, la moyenne nationale inclut de fortes valeurs de production de chaleur correspondant aux massifs cristallins riches en éléments radioactifs. Dans le Massif armoricain par exemple, la production de chaleur moyenne est de $2\mu\text{W}/\text{m}^3$ avec des valeurs atteignant $3\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Vignerresse et al., 1989). Dans le Massif Central, la production de chaleur moyenne est de $3\mu\text{W}/\text{m}^3$ avec des valeurs atteignant $5,80\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Lucazeau et al., 1984).

Les valeurs calculées dans le Bassin du Sud-Est correspondent à des valeurs moyennes pour un bassin sédimentaire. Par exemple, dans le Golfe du Mexique, la production de chaleur mesurée sur échantillons est comprise entre $0,9$ et $1,7\mu\text{W}/\text{m}^3$ pour les roches oligocènes à plus récentes et de $0,6$ à $1,4\mu\text{W}/\text{m}^3$ pour des roches jurassiques à crétacées (McKenna et Sharp, 1998). Les valeurs obtenues sur des roches du même âge par Norden et Förster (2006) varient de 1 à $1,3\mu\text{W}/\text{m}^3$ et $0,6$ à $1,5\mu\text{W}/\text{m}^3$, respectivement. Dans le Bassin Germanique, les valeurs obtenues sur des roches du Trias sont en moyenne de $1\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Norden et Förster, 2006). Guillou-Frottier et al. (2010) font l'hypothèse d'une moyenne de $1,3\mu\text{W}/\text{m}^3$ pour des sédiments oligocènes à plus récents à partir de valeurs de la littérature. Pour des sédiments jurassiques à crétacés, cette valeur est de $1\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Guillou-Frottier et al., 2010).

Trois zones du Sud-Est montrent une valeur relativement élevée de production de chaleur : à l'ouest de la faille des Cévennes à Lodève où sont présents des indices d'Uranium (base de données des indices miniers du BRGM), dans la région de Valence (nord-est de la faille des Cévennes) et vers Marseille.

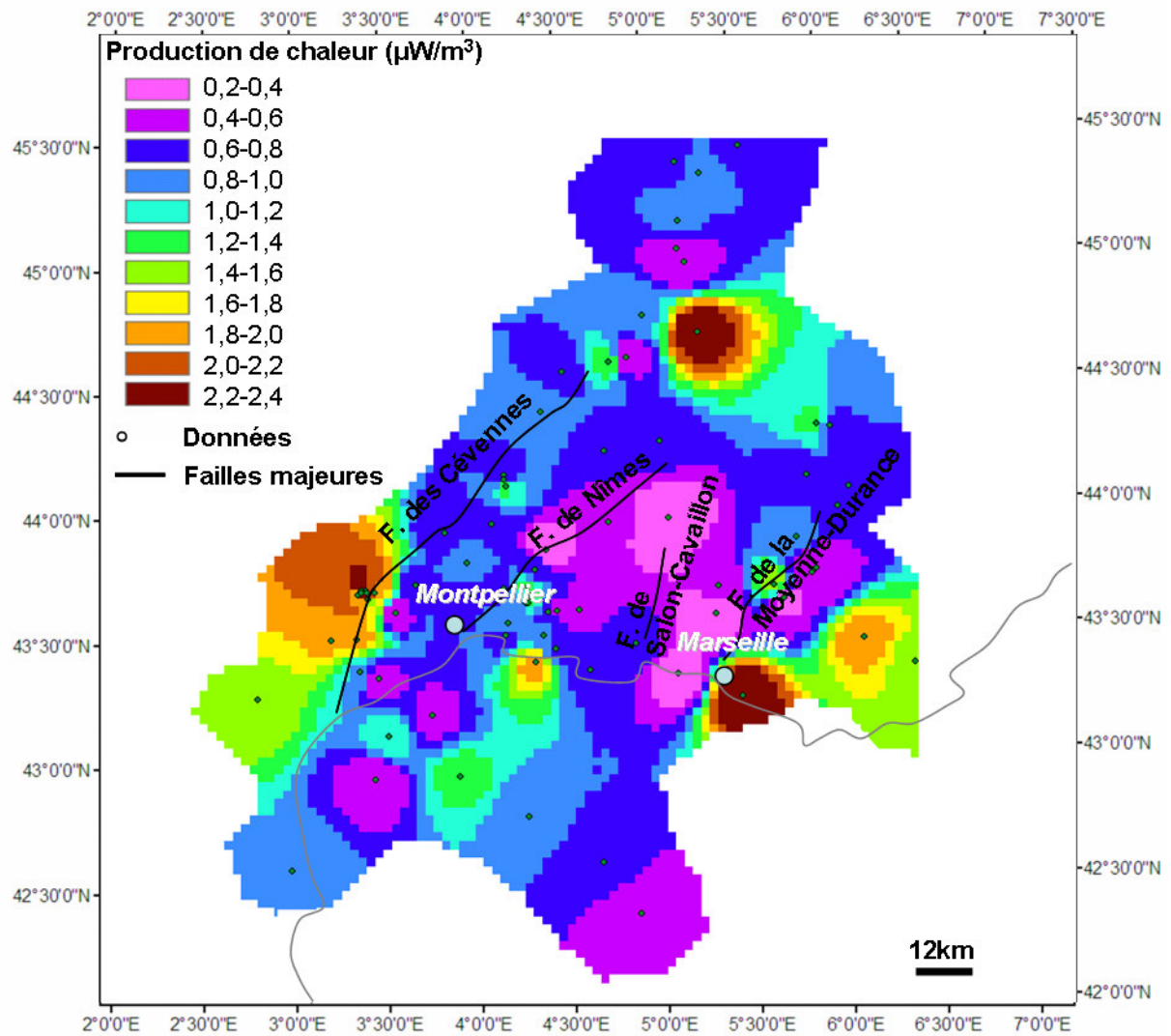


Figure 3-5 : Production de chaleur moyenne dans le Bassin du Sud-Est calculée d'après les logs gamma-ray disponibles dans les 5 premiers kilomètres de profondeur. La localisation des forages contenant des valeurs gamma-ray et les failles majeures sont également indiquées.

3.5 Zones de faille majeures

Le Bassin du Sud-Est est très actif d'un point de vue sismique (Figure 3-6). Celle-ci résulte de la convergence des plaques Afrique et Europe à une vitesse de 0,8cm/an (DeMetz et al., 1990).

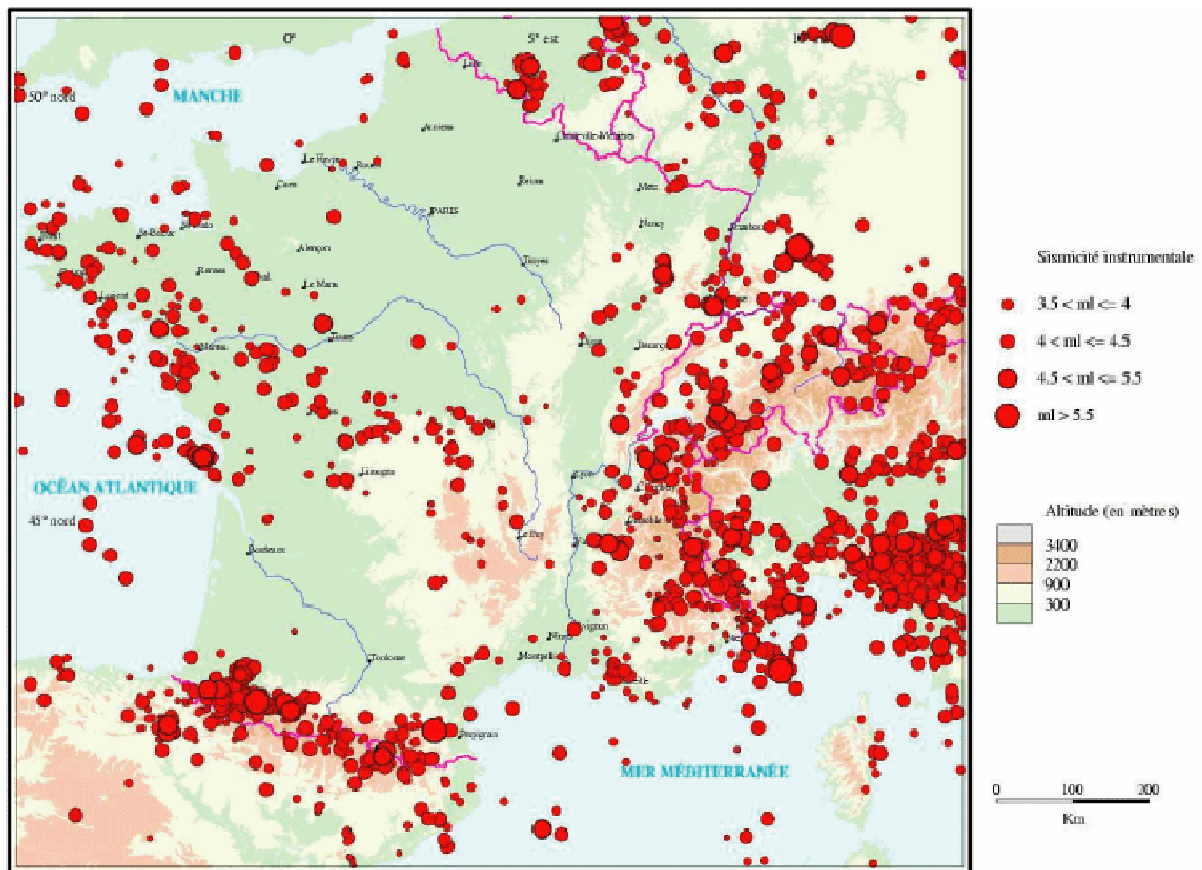


Figure 3-6 : Sismicité instrumentale en France enregistrée entre 1962 et 2000 (J.-P. Avouac, Geological and Planetary Sciences, Pasadena, Canada).

Les failles SW-NE potentiellement actives associées (Failles des Cévennes, de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne-Durance ; Figure 3-1 et Figure 3-4) consistent en plusieurs segments de failles qui affectent le Bassin et son socle (Grellet et al., 1993; Sébrier et al., 1997; Lacassin et al., 1998b).

La zone de faille des Cévennes (Figure 3-1) borde la partie SE du socle du Massif Central. Elle est composée de plusieurs segments de failles orientés SW-NE et s'étend sur environ 180km de la Montagne Noire jusqu'à la ville de Valence (Vallée du Rhône). Cet accident décrochant dextre d'origine tardi-hercynienne a permis l'accommodation de la couverture sédimentaire par un décrochement sénestre lors du raccourcissement dû à l'orogénèse pyrénéenne à -40Ma (Arthaud et Matte, 1975; Bodeur, 1976). Les segments de faille ont ensuite été réactivés en mouvement normal durant l'extension oligocène (-30Ma). Quelques

auteurs ont tenté d'identifier et quantifier un éventuel mouvement plio-quadernaire (Bishop et Bousquet, 1989; Lacassin et al., 1998a, b) mais aucune n'a pu prouver une quelconque activité. L'article de Lacassin et al. (1998b) s'est heurté à plusieurs commentaires (Ambert et al., 1998; Mattauer, 1998; Sébrier et al., 1998) mais ceux-ci ne permettent pas non plus d'écarter l'hypothèse d'un jeu plio-quadernaire. Bishop et Bousquet (1989) n'excluent pas totalement la possibilité d'un mouvement vertical lors de leur analyse de données de forages. Séranne et al. (2002) affirment que la morphologie de la région des Cévennes est en grande partie due à un héritage anté-quadernaire et que la déformation verticale récente est nécessairement faible.

La zone de faille de Nîmes (Figure 3-1) orientée SW-NE s'étend sur environ 120km. Elle a fait l'objet de nombreuses études (Combes et al., 1993; Grellet et al., 1993; Schlupp et al., 2001). Cette faille borde le Graben de Vistrenque au NW et forme en profondeur une rampe crustale inclinée de 25° (Séranne et al., 1995; Bénédicto et al., 1996). Celle-ci considérée comme étant active par certains auteurs (Combes et al., 1993; Baroux, 2000) et est associée à plusieurs événements paléosismiques ayant atteint des magnitudes de 6.5 (Combes et al., 1993). Une activité post-messinienne a également été mise en évidence (Schlupp et al., 2001). Cependant, son activité est encore le sujet de débats scientifiques (Peulvast et al., 1999; Schlupp et al., 2001; Mattauer, 2002; Séranne, 2002).

La zone de faille SW-NE de la Moyenne-Durance (Figure 3-1), également constituée de plusieurs segments de faille (Cushing et Bellier, 2003), s'étend sur environ 70km. Il s'agit de la faille la plus fortement active du Bassin (Combes et al., 1993; Baroux, 2000; Cushing et al., 2008). Son activité est indiscutable comme le prouvent les séismes historiques (un séisme de magnitude comprise entre 5 et 5.5 tous les cent ans en moyenne depuis 1509) qui lui sont associés (Volant et al., 2003) même si sa sismicité actuelle est bien plus modérée. Cette faille

est bordée à l'ouest par une couverture sédimentaire de 6 à 10km d'épaisseur (Curnelle et Dubois, 1986; Tempier, 1987) et à l'est par 2 à 3km de sédiments.

La zone de faille N-S de Salon-Cavaillon (Figure 3-1) qui s'étend sur 20km est la moins marquée en surface. Elle s'identifie essentiellement par des discontinuités structurales E-W correspondant à des plis pyrénéo-provençaux réactivés au Néogène. Cette faille a été affectée par des mouvements post-miocènes (Peulvast et al., 1999). Des indices morpho-structuraux témoignent en faveur de mouvements extensionnels ou décrochants miocènes ou post-miocènes le long de certains segments probablement suivis par des mouvements flexuraux localisés et d'un phénomène de subsidence à l'ouest dans le Bassin de Carpentras (Peulvast et al., 1999).

3.6 Relation entre les objets géologiques et les températures profondes dans les bassins sédimentaires

En dehors des zones de volcanisme actif ou récent, les sédiments récents comme ceux du Bassin du Sud-Est sont considérés comme étant thermiquement isolants (Lucazeau et Le Douaran, 1985) et leur épaisseur devrait pouvoir être corrélée avec les anomalies positives. Plus les sédiments sont épais, plus fortes doivent être les températures.

De plus, l'ouverture d'un bassin sédimentaire génère des réseaux de fractures et failles qui peuvent agir comme des conduits favorisant la circulation de fluides. La convection s'installe dans ces zones perméables, permettant l'apparition de températures élevées.

Les variations de la profondeur du Moho peuvent également être à l'origine de fortes températures en sub-surface. Cette discontinuité peut être considérée comme étant une isotherme durant un épisode d'amincissement crustal et peut donc affecter les premiers kilomètres de profondeur si l'amincissement est postérieur à 18Ma (cf. Équation 4-4), temps

correspondant à celui de la diffusion à travers une croûte de 24km (épaisseur sous la zone amincie).

Ces informations géologiques vont être corrélées avec les données thermiques et seront utilisées pour produire des modèles numériques afin de comprendre comment s'installent les anomalies thermiques positives et négatives ainsi que leur comportement spatial.

4 Les données de température du sous-sol

4.1 Provenance des données

Les mesures de températures peuvent être effectuées dans les forages d'exploration minière, géothermique ou pétrolière. En forages miniers ou géothermiques les mesures se font sur plusieurs centaines de mètres, tous les 5 à 10 m, ou encore en continu, et l'erreur de mesure est inférieure au degré Celsius, mais leur profondeur n'est que de quelques centaines de mètres pour les forages miniers. Lorsqu'on analyse les variations de température en profondeur, il est indispensable de tenir compte de l'échelle de profondeur considérée. En effet, le domaine des premières centaines de mètres est le lieu de processus complexes faisant intervenir les échanges thermiques entre l'atmosphère et le sous-sol, le paléoclimat, mais aussi les transferts de chaleur associés aux variations de topographie ou au régime hydrologique régional.

Les données de températures profondes pétrolières sont les plus nombreuses et leur profondeur est comprise entre la surface et 6000m dans le Bassin du Sud-Est, correspondant à l'intervalle ciblé en termes de réservoirs géothermiques.

La méthode d'acquisition des données de température au sein des forages est importante car elle conditionne leur précision, essentiellement liée au délai entre la fin du forage et la mesure. Plus le temps d'attente est grand, meilleure est la précision (retour à l'équilibre thermique de la formation).

Depuis 1927, les pétroliers disposent de la technique de logging ou diagraphie différée. Il s'agit d'enregistrements continus des variations de différents paramètres en fonction de la profondeur (Figure 4-1). On parle de diagraphies différées car elles sont enregistrées lors d'un arrêt des instruments de mesure à une certaine profondeur ou en fin de forage.

profondeur de mesure maximale qu'elle est la plus importante. La mesure BHT se fait sans qu'il y ait eu suffisamment de temps pour que la température se rééquilibre (*shut-in-time* ou temps de fermeture) suite à des perturbations engendrées par les phases de forage et les boues lubrifiantes (Figure 4-2). La température mesurée est en moyenne plus froide que la température réelle de la formation de quelques degrés jusqu'à plusieurs dizaines de degrés (Deming, 1989). Des corrections, dont les différents types seront discutés dans le point suivant, sont nécessaires.

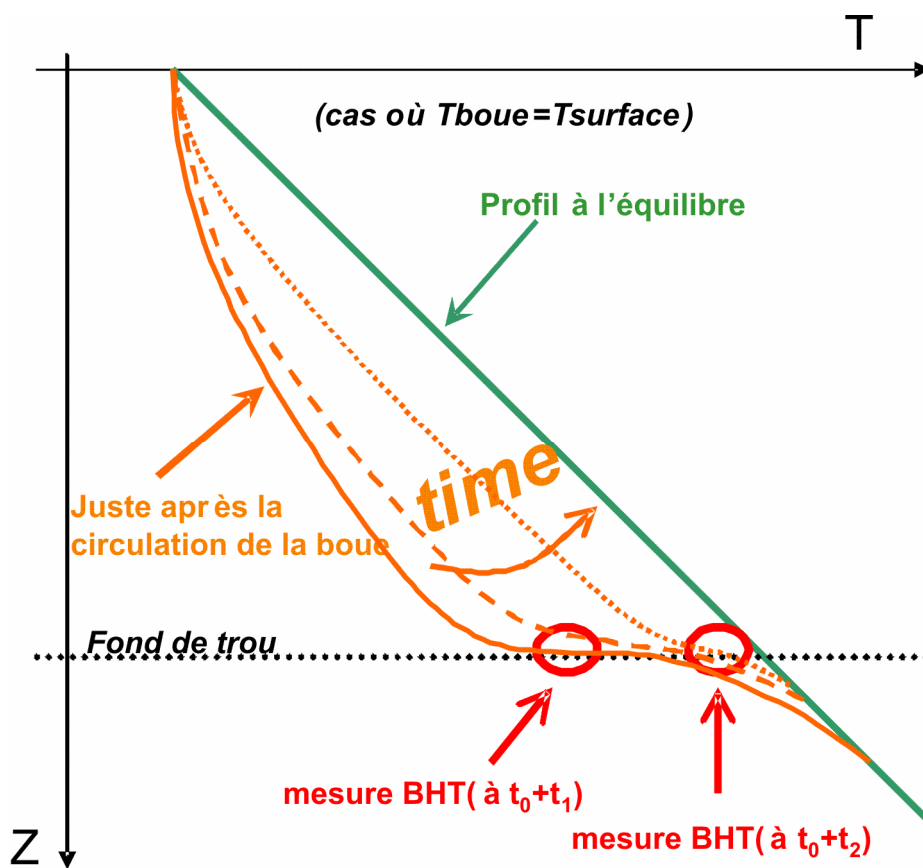


Figure 4-2 : Illustration du retour à l'équilibre de la température d'un réservoir suite à la circulation de la boue de forage : 1) fin du forage à $Z=Z_1$ et $t=t_0$, 2) circulation de la boue de forage, 3) mesure de BHT à t_1 , 4) approfondissement éventuel du forage et mesure de BHT à t_2 . Nous faisons ici l'hypothèse que la boue injectée dans le forage est à la même température que la roche en surface.

4.3 Méthodes de correction des données BHT

On distingue deux types de corrections apportées aux BHT. Les corrections statistiques et analytiques. Celles-ci sont appliquées en fonction des données disponibles et de l'homogénéité géologique de la zone. En effet, l'application des méthodes analytiques nécessite de connaître le temps de fermeture qui n'est pas systématiquement indiqué sur les diagraphies. Les méthodes statistiques sont applicables à un plus grand nombre de données mais induisent des erreurs plus grandes.

Les diagraphies dont nous disposons pour cette étude ont été acquises lors des 50 dernières années et leur présentation a beaucoup évolué durant cette période. Les premiers en-têtes du début des années 50 ne donnent qu'un nombre restreint d'informations et le temps de fermeture est absent. Il faut attendre le début des années 70 pour que l'information sur le temps de fermeture apparaisse, mais cette information demeure rare sur les diagraphies de notre zone d'étude (10 données BHT à différentes profondeurs concernées).

4.3.1 Méthodes statistiques

4.3.1.1 Précédente compilation des données thermiques en France – méthode de correction statistique

En l'absence de l'information relative au temps de fermeture, le travail de Robert Gable (1978) s'est basé sur une correction statistique des données BHT.

Un découpage de la France par aire géographique et géologique lui a permis d'obtenir 7 zones distinctes : le Bassin parisien, le Massif Central, la région Jura-Bresse-Savoie, la région Alsace, la Bassin aquitain, la zone pyrénéenne et la région méditerranéenne. A chaque zone a été associé un profil des données BHT et un profil des données DST dépendants de la

profondeur. La différence entre les deux profils lui a permis de déterminer une loi de correction de la température en fonction la profondeur (Figure 4-3). Le niveau de la mer est pris comme niveau de référence.

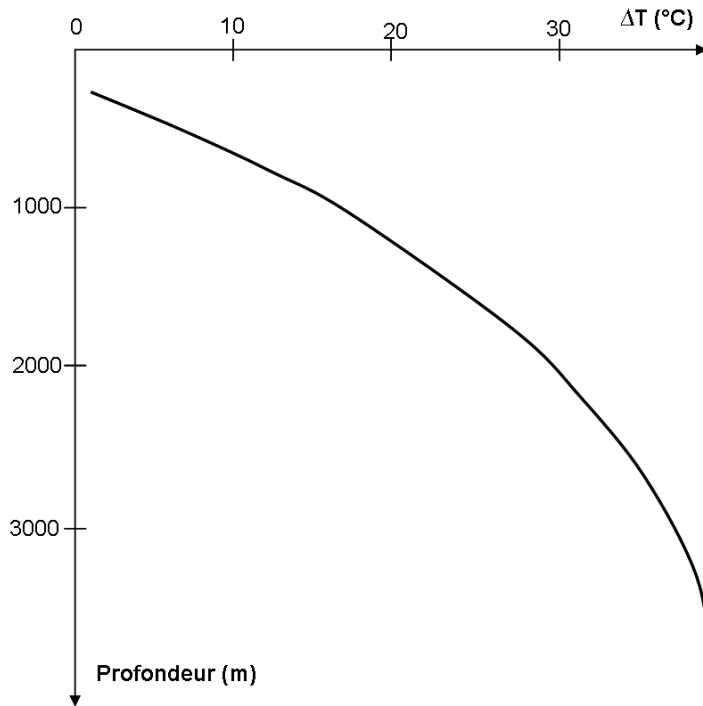


Figure 4-3 : Loi de correction des données BHT dans la Région méditerranéenne selon R. Gable (1978).

A une profondeur donnée et dans une zone déterminée, nous pouvons alors ajouter une valeur de correction à la donnée BHT. Pour chaque mesure BHT, la valeur de la profondeur à prendre en compte correspond à la profondeur par rapport au sol corrigée de l'altitude.

La méthode utilisée par R. Gable induit certaines erreurs et lissages de part les approximations sur lesquelles elle se base. Concernant l'échelle surfacique du zonage, prendre comme référence une valeur moyenne sur l'ensemble des forages de zones d'extension plurikilométrique entraîne un lissage statistique des anomalies.

Ensuite, le profil moyen des données DST montre des écarts allant jusqu'à $\pm 15^{\circ}\text{C}$ pour un même puits à une même profondeur, la valeur de référence est donc fautive pour certains forages.

De plus, les données BHT sont perturbées avec une valeur différente pour chaque mesure à une même profondeur, en relation directe avec le temps de fermeture. Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, plus le temps d'attente après la circulation est court, plus la perturbation est importante. Dans sa méthode statistique, R. Gable ne tient pas compte de ce temps de fermeture, puisqu'il n'était pas disponible sur les diagraphies à cette époque, la valeur de la correction est donc identique pour toutes les mesures BHT à une même profondeur.

On peut également discuter le choix de R. Gable de prendre comme loi de variation de la température avec la profondeur la valeur moyenne des mesures BHT disponibles dans chaque zone. Les mesures de BHT se font avec un thermomètre à maxima et la température augmente toujours avec la profondeur. S'il existe un jeu de données BHT de différentes valeurs, la donnée BHT maximale correspond toujours à la profondeur maximale à laquelle elle est mesurée. La loi de variation de la température ne devrait donc tenir compte que des valeurs les plus élevées à chaque profondeur.

Les résultats obtenus par l'application de la méthode de correction de R. Gable (1978) permettent donc essentiellement de proposer des cartographies moyennes et grande échelle de la température dans une province géologique donnée, mais ni les valeurs absolues des températures obtenues ni les anomalies ne peuvent être considérées comme valides.

4.3.1.2 Méthode de l'AAPG

Cette correction empirique est la plus connue et la plus utilisée de toutes (Speece et al., 1985; Bodner et Sharp, 1988). La base de données de l'AAPG (American Association of Petroleum Geologists, 1976) compte environ 20.000 données BHT en Amérique du nord, Canada et Mexique, provenant d'environ 10.000 forages. Les données retenues pour le calibrage de la correction de l'AAPG proviennent de Louisiane et Texas Ouest (602 forages où BHT et températures à l'équilibre étaient disponibles) et ont été subdivisées en deux groupes, et la différence de température entre BHT et températures à l'équilibre permet de calculer un gradient thermique moyen à différentes profondeurs (Kehle, 1972). Un polynôme du quatrième degré permet ensuite la correction du gradient géothermique moyen en fonction de la profondeur :

Équation 4-1

$$\Delta T = az + bz^2 + cz^3 + dz^4$$

Où ΔT est la correction de température (en °C) et z la profondeur (en m). Les coefficients a , b , c , et d sont donnés dans le Tableau 4-1 :

Zone	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>
Texas ouest	$-1,169 \times 10^{-3}$	$-4,689 \times 10^{-7}$	$6,609 \times 10^{-10}$	$-8,312 \times 10^{-14}$
Louisiane	$4,926 \times 10^{-3}$	$2,164 \times 10^{-6}$	$-7,628 \times 10^{-10}$	$4,950 \times 10^{-14}$
Hors zones calibrées	$1,878 \times 10^{-3}$	$8,476 \times 10^{-7}$	$-5,091 \times 10^{-11}$	$-1,681 \times 10^{-14}$

Tableau 4-1 : Coefficients de correction pour la méthode de l'AAPG (1976). (Deming, 1989).

Les coefficients de correction hors zone donnés dans le Tableau 4-1 ont été appliqués pour corriger les données BHT utilisées par l'AAPG pour la création de la carte des gradients

géothermiques de l'Amérique du Nord (Kinney et al., 1976). Ils ont également été utilisés par (Speece et al., 1985) et (Bodner et Sharp, 1988). Cependant, l'application de cette méthode en dehors des zones dans lesquelles les coefficients ont été calibrés entraînent des erreurs non quantifiables (Deming, 1989), excepté si l'on peut comparer des données DST aux données BHT corrigées avec cette méthode dans une même zone et aux mêmes profondeurs. Cette méthode est la mieux adaptée au plus grand nombre de données du Bassin du Sud-Est (détails au paragraphe 4.3.3). Il existe de nombreuses autres méthodes, les paragraphes suivants décrivent les plus utilisées.

4.3.2 Méthodes analytiques

Rappelons qu'au cours d'une opération de forage, la température de la formation est perturbée négativement. Lorsque la circulation de la boue est stoppée, la température revient progressivement vers la température d'équilibre par diffusion thermique. Les mesures BHT sont réalisées pendant ce retour à l'équilibre (Figure 4-2).

Différentes corrections ont été proposées pour permettre de corriger les données BHT selon ce principe. Elles correspondent à diverses hypothèses concernant l'effet de refroidissement de la boue de forage, la géométrie du forage et les propriétés thermiques du système forage/formation. Les équations de rééquilibrage de la température se basent sur l'équation de la chaleur en régime transitoire. Le principe de correction est de contraindre les équations avec des paramètres liés à la mesure dans le forage : la profondeur de mesure et le temps de fermeture sont les principaux paramètres à prendre en compte.

L'objectif des corrections analytiques est de réduire les erreurs sur l'estimation des températures en profondeur lorsque le temps de fermeture est disponible. L'aspect temporel concernant le temps écoulé après la circulation est essentiel pour les méthodes de résolutions analytiques. Dans les entêtes de diagraphies, cette donnée se traduit soit par la différence entre

la date et l'heure de fin de circulation de la boue dans le forage (donc la date et heure de fin de perturbation) et par la date et l'heure de présence de l'outil de diagraphie en fond de trou (donc la date et heure de mesure BHT), soit par le temps de fermeture.

Selon le travail de synthèse des méthodes de corrections analytiques de Goutorbe et al. (2007), on distingue deux grands types de corrections : les corrections à source linéaire (le forage est considéré comme n'ayant pas d'extension latérale) et les corrections à source cylindrique. L'extraction de chaleur ou la perturbation peut être considérée comme étant instantanée (temps de circulation de la boue non prise en compte) ou continue (prise en compte du temps de circulation). Les équations de correction analytique contiennent deux inconnues (Équation 4-2 et Équation 4-3) : l'énergie de la source froide (Q) et la valeur de la température à l'équilibre. Il faut donc au minimum deux mesures à une même profondeur afin d'ajuster un profil théorique aux données.

La correction analytique à source linéaire la plus ancienne et la plus utilisée est la correction d'Horner ou *Horner Plot* (Dowdle et Cobb, 1975). L'application de cette correction nécessite la connaissance de deux paramètres : le temps de circulation de la boue et le temps de fermeture. Afin d'appliquer cette correction, il est nécessaire d'avoir un jeu de données temps-température d'au moins deux BHT mesurées dans un même puits à une même profondeur mais à différents temps de fermeture.

Dans les méthodes de correction à source linéaire, le diamètre du puits est négligé. Dans le cas où la perturbation est instantanée, on parle d'*Instant Line Source* ou ILS. Dans ce cas, l'amplitude de la perturbation thermique s'exprime comme suit (Carslaw et Jaeger, 1959) :

Équation 4-2

$$\delta T_{ILS}(t_e) = \frac{Q_{ILS}}{4\pi \kappa_r t_e} \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa_r t_e}\right)$$

Où Q_{ILS} est l'énergie de la source à l'origine de la perturbation, κ_r est la diffusivité thermique de la formation, t_e le temps de fermeture et r la distance à la source.

Les méthodes à source cylindrique prennent en compte le diamètre du puits, généralement indiqué sur les diagraphies. Dans le cas où la perturbation est considérée comme étant instantanée, on parle d'*Instant Cylinder Source* ou ICS. Au centre du puits de diamètre a , l'amplitude de la perturbation est définie en intégrant l'équation de la correction ILS par le rayon (Goutorbe et al., 2007) :

Équation 4-3

$$\delta T_{ICS}(t_e) = \int_0^a \frac{Q_{ICS}}{4\pi \kappa_r t_e} \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa_r t_e}\right) 2\pi r dr = Q_{ICS} \left[1 - \exp\left(-\frac{a^2}{4\kappa_r t_e}\right) \right]$$

Où Q_{ICS} est l'énergie de la source à l'origine de la perturbation, κ_r est la diffusivité thermique de la formation, t_e le temps de fermeture, r la distance à la source et a le rayon du puits.

4.3.3 Méthodes de correction applicables aux données BHT du Bassin du Sud-Est

Dans le Bassin du Sud-Est, seuls 10 forages sur 182 contiennent des informations sur le temps de circulation de la boue et auraient pu permettre l'utilisation de la correction d'Horner ou d'une méthode de correction analytique où la perturbation est continue. Nous avons donc dû choisir une méthode de correction considérant une perturbation instantanée.

Lorsque la source est considérée comme étant linéaire, le rayon du forage est confondu avec la distance à la source, donc $r=a$ (Luheshi, 1983). Ce type de méthode peut être appliqué aux données BHT pour lesquelles $\tau < t_e$, où t_e est le temps de fermeture et τ la constante de temps de la diffusion thermique donnée par :

Équation 4-4

$$\tau = \frac{a^2}{4\kappa_r}$$

On obtient donc :

Équation 4-5

$$\frac{a^2}{4\kappa_r} < t_e$$

Cela signifie que si le rayon est grand, le temps de fermeture doit être grand et inversement. Par exemple, pour un diamètre de forage de 12,25 pouces (31,12cm), l'application de cette méthode se limiterait aux données BHT ayant un temps de fermeture supérieur à 6h45 (avec $\kappa_r = 10^{-6}$ m²/s). Or, lorsque le forage gagne en profondeur son diamètre diminue avec les casings. Cette limitation élimine environ la moitié de nos données pour lesquelles le temps de fermeture est disponible.

De ce fait, les méthodes de correction à source cylindrique sont mieux adaptées aux données BHT du sud-est et permettent d'en corriger un plus grand nombre. La méthode ICS a pu être appliquée à 10 données BHT à différentes profondeurs pour lesquelles le temps de fermeture était connu.

Quelle que soit la méthode de correction appliquée, l'erreur sur les données BHT obtenues est difficile à estimer. Un modèle théorique est toujours une approximation de l'état physique du

forage à un instant donné (Deming, 1989). La géométrie du forage n'est jamais parfaitement cylindrique et il y a toujours une présence de fluides circulant dans le forage ou en dehors de celui-ci lors de l'équilibrage thermique. A cela s'ajoutent les erreurs humaines lors de la mesure des données BHT. Cependant, la différence entre les données BHT corrigées par la méthode de l'AAPG (paragraphe 4.3.1.2) et celles obtenues par la méthode ICS dans le Bassin du Sud-Est est de $\pm 3,7^{\circ}\text{C}$ en moyenne, ce qui est bien inférieur à l'erreur de $10\text{-}15^{\circ}\text{C}$ généralement observée entre les BHT brutes et les températures de formation (Deming, 1989). Afin d'exploiter les 193 données BHT restantes pour lesquelles le temps de fermeture n'est pas connu, nous avons donc choisi d'appliquer cette méthode de correction.

4.4 Présentation des données de température du Bassin du Sud-Est

4.4.1 Répartition spatiale des données

La Figure 4-4 montre la répartition des forages pétroliers qui ont été effectués dans le Bassin du Sud-Est. Nous avons indiqué en rouge ceux contenant des mesures de températures, ainsi que la localisation de ces données en profondeur.

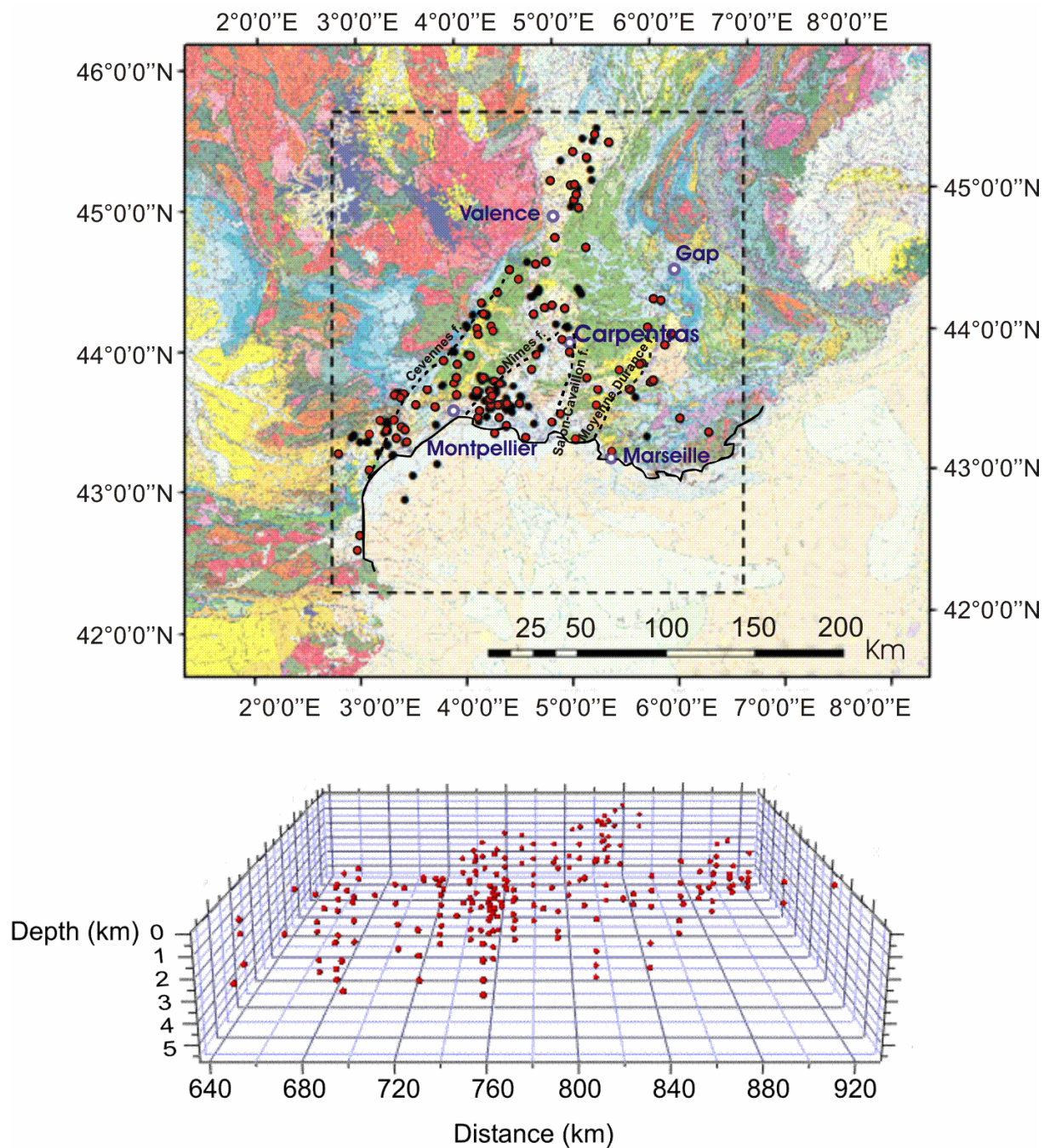


Figure 4-4 : Localisation des forages pétroliers du Bassin du Sud-Est (en noir), ceux contenant des mesures BHT qui ont pu être corrigées (en rouge) et répartition des températures corrigées en 3D.

Sur les 182 forages référencés dans le Bassin du Sud-Est, 103 présentent des données DST ou BHT nous ayant permis d'obtenir 213 valeurs de températures corrigées au total (Annexe 3). La proportion de forages présentant des valeurs de température représente donc 58% de l'ensemble des forages disponibles.

Remarquons que les forages ne sont pas uniformément répartis. Les premiers forages d'exploration pétrolière ont été effectués de manière à recouvrir l'ensemble du Bassin. Lorsque les zones potentiellement intéressantes à exploiter ont été repérées, les forages s'y sont concentrés.

Les données BHT sont réparties entre 81 et 5616m de profondeur. Cette répartition est illustrée sur la Figure 4-5. 80% des données se trouvent entre 0 et 3000m.

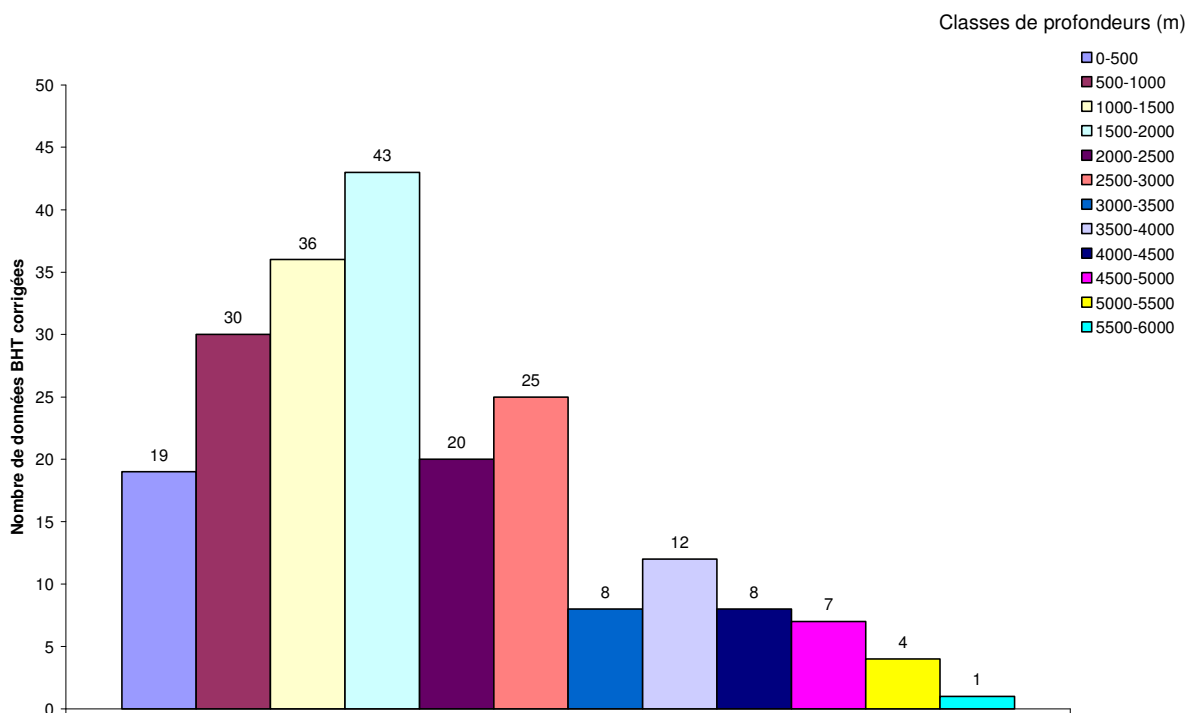


Figure 4-5 : Répartition en profondeur des données BHT du Bassin du Sud-Est.

4.4.2 Analyse des températures profondes du Bassin du Sud-Est

Les températures corrigées ont été triées comme suit :

- l'interpolation requiert un minimum de 500m d'écart entre deux températures dans un même puits donc les données intermédiaires et les doublons ont été éliminés,

- pour deux valeurs de BHT différentes à une même profondeur au sein d'un même puits, on garde la BHT la plus élevée en se basant sur l'hypothèse de retour à l'équilibre de la température,
- si une BHT est plus faible à une profondeur plus grande dans un même puits, elle est éliminée en se basant sur le fait que la température augmente avec la profondeur.

La Figure 4-6 montre les valeurs de températures corrigées en fonction de la profondeur à travers toute la zone.

Si on calcule le gradient moyen avec une courbe de tendance linéaire automatique, la température de surface résultante est de 17°C, ce qui est supérieur à la température de surface de 14°C mesurée dans le Bassin du Sud-Est (Bessemoulin, 1969). Nous avons vu dans l'introduction de ce chapitre qu'à quelques centaines de mètres de la surface, le géotherme est notamment perturbé par des processus climatiques, hydrologiques et des variations de topographie. Le gradient moyen dans le Bassin du Sud-Est a donc été calculé en imposant une valeur de température en surface de 14°C (Bessemoulin, 1969). La valeur obtenue est de 31,3°C/km, ce qui est proche du gradient moyen en France de 32,5°C/km calculé à partir de la compilation de Lucazeau et Vasseur (1989) des 479 valeurs de flux de chaleur en France. Cependant, les valeurs montrent une grande disparité, avec des écarts entre les températures atteignant plusieurs dizaines de degrés à une même profondeur. Par exemple, la température atteinte à 2798m de profondeur dans le forage de Montblanc au sud de la faille des Cévennes est de 81°C et celle atteinte à 2729m dans celui de Marsanne au nord de la faille est de 133°C. Pour des profondeurs similaires, ces forages séparés de 180km en surface montrent un écart de température de 54°C. Le même écart est observé à 4990m de profondeur entre les forages d'Istres (140°C) et des Angles (193°C), séparés de 50km en surface et se situant sur les failles de Salon-Cavaillon et de Nîmes, respectivement. D'autres exemples sont indiqués sur la

Figure 4-6. On peut voir que d'une manière générale, les écarts de température augmentent en profondeur.

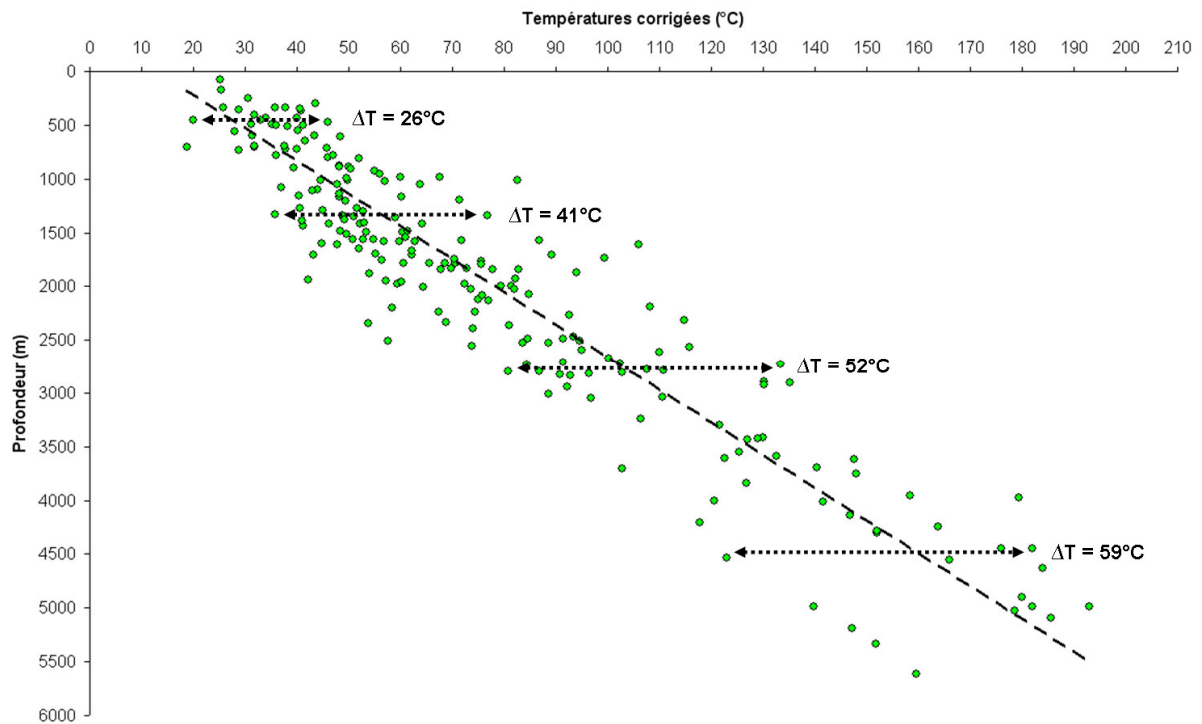


Figure 4-6 : Températures corrigées en fonction de la profondeur dans le Bassin du Sud-Est avec courbe de tendance linéaire (température de surface fixée à 14°C). Quelques écarts de température (ΔT) sont indiqués à titre d'exemple.

La construction d'un modèle des températures en 3D à l'échelle du Bassin compris entre la surface et 6km de profondeur nous permettra de localiser les anomalies associées à ces écarts de température.

5 Modèle de représentation 3D des températures

5.1 L'interpolation spatiale : définitions et notations

Lors de l'étude d'un phénomène naturel géographiquement variable, les données à référence spatiale ne sont généralement pas uniformément distribuées. Le domaine géographique D concerné est appelé « champ ». La mesure locale $\{z(s), s \in D\}$ est nommée « variable régionalisée » et $s = (x,y)$ représente un point du champ à coordonnées géographiques. En chaque site d'observation s_i , la valeur de cette fonction $z(s_i)$ est appelée « valeur régionalisée ».

Les valeurs régionalisées ne sont mesurées qu'en quelques points du champ. L'intérêt de l'interpolation spatiale est de prédire la valeur $\hat{z}(s_0)$ d'une variable en un site s_0 du champ D en dehors des sites d'observation à partir des valeurs régionalisées observées $z(s_1)$ à $z(s_n)$ (Cressie, 1993).

L'interpolation peut s'effectuer par deux modes d'approche différents : l'approche déterministe et l'approche probabiliste (ou stochastique). La première s'appuie uniquement sur la variable régionalisée, aucune notion probabiliste n'intervient. Elle ne fournit pas d'information sur la variance d'estimation, c'est-à-dire l'erreur liée à l'interpolation. Dans le cas d'une méthode stochastique, la variable régionalisée est considérée comme une réalisation d'une fonction aléatoire $\{Z(s), s \in D\}$ et toute valeur régionalisée $z(s_i)$ est vue comme une réalisation d'une variable aléatoire $Z(s_i)$. L'avantage de l'approche probabiliste est de pouvoir quantifier l'incertitude associée à la valeur interpolée. C'est cette approche que nous utiliserons pour les données thermiques du Bassin du Sud-Est afin de préciser les incertitudes sur les anomalies thermiques résultantes.

5.1.1 Le krigeage

Le krigeage (Matheron, 1962, 1963a, b) est une méthode d'interpolation stochastique. Il permet donc d'estimer des erreurs de prévision. C'est la seule méthode prenant en compte la structure de dépendance spatiale des données. Le krigeage est un interpolateur exact, c'est-à-dire qu'il restitue les valeurs régionalisées mesurées aux sites d'observation. Dans toute étude statistique, le problème de biais conditionnel doit être minimisé. Par exemple, au cours de l'exploitation d'un réservoir pétrolier, on aura retiré beaucoup moins de pétrole que ce qui a été prévu par l'estimation, créant de fortes pertes financières. Le krigeage permet de minimiser ce biais. Cette méthode est connue comme étant la meilleure prévision linéaire sans biais dans un référencement spatial (*best linear unbiased predictor* ou BLUP en anglais).

La prévision de la valeur $\hat{z}(s_0)$ de la variable régionalisée étudiée en un site non échantillonné s_0 se fait par une combinaison linéaire de données voisines :

Équation 5-1

$$\hat{z}(s_0) = a + \sum_{i \in V(s_0)} \lambda_i Z(s_i)$$

Les poids λ_i associés aux valeurs régionalisées dépendent de leur localisation et de leur structure de dépendance spatiale. Ils sont choisis de manière à ce que la variance soit minimale et que la prévision obtenue ne soit pas biaisée. Une variable régionalisée est une fonction $Z(s)$ donnant la valeur au site s d'une caractéristique du phénomène étudié. Le modèle de krigeage associé s'énonce :

Équation 5-2

$$Z(s) = \mu(s) + \delta(s) , s \in D$$

où $\mu(s)$ est la valeur moyenne de l'échantillon ou dérive et $\delta(s)$ est une fonction qui représente les fluctuations, appelée covariance. Cette forme est celle d'une régression classique mais les erreurs sont dépendantes de l'espace.

Une variable est dite stationnaire si elle est distribuée sans présenter de grandes fluctuations autour de la moyenne. La notion de stationnarité dépend de l'échelle d'observation, une variable non stationnaire à grande échelle peut être localement stationnaire.

L'hypothèse de stationnarité détermine le modèle de krigeage utilisé. Les plus fréquents sont :

- le krigeage simple : variable stationnaire et moyenne connue,
- le krigeage ordinaire : variable stationnaire et moyenne inconnue,
- le krigeage universel : variable non-stationnaire (qui contient une tendance, comme par exemple la température qui augmente avec la profondeur).

Généralement, la structure de dépendance de $\delta(s)$ n'est pas connue et sera déterminée lors de la construction du variogramme que nous discuterons dans le paragraphe 5.1.2. Une fois que la variabilité spatiale du phénomène étudié est ainsi décrite, le krigeage peut être effectué en tout point s_0 du champ D en déterminant la valeur des poids λ_i respectant les contraintes de non-biais et de variance minimale.

5.1.1.1 Le cokrigeage

Le cokrigeage (Wackernagel, 1998) permet d'améliorer les estimations obtenues par le krigeage en utilisant les informations fournies par des variables secondaires mesurées en un

même point. Par cette méthode, $\hat{z}(s_0)$ prend la forme d'une combinaison linéaire pondérée des observations de la variable à interpoler et des variables auxiliaires notées s avec $j = 1$ à q :

Équation 5-3

$$\hat{z}(s_0) = a + \sum_{i \in V(s_0)} \lambda_{i,0} Z(s_i) + \sum_{j=1}^q \sum_{i \in V(s_0)} \lambda_{i,j} w_j(s_{i,j})$$

Cette méthode prend en considération les structures de dépendance spatiale des variables auxiliaires afin de déterminer les poids $\lambda_{i,j}$ en minimisant la variance et en respectant la contrainte de non-biais.

5.1.1.2 Le krigeage avec dérive externe

La dérive peut dépendre d'une ou plusieurs variables en dehors des coordonnées. Ces variables sont telles que : $Z(s) = a + b \cdot E(s) + Y(s)$

$E(s)$ étant la dérive externe et $Y(s)$ un résidu stationnaire en un site s . Dans un krigeage avec dérive externe, la variable auxiliaire sert à donner les grandes tendances du phénomène. C'est l'hypothèse que l'on fait ici concernant les données de température du Bassin du Sud-Est, avec $Z(s)$ la température en un point et $E(s)$ sa profondeur.

5.1.2 Analyse variographique

Cette étape permet d'estimer la structure de dépendance spatiale de la fonction aléatoire $\delta(s)$ du modèle sur lequel se base le krigeage. Le variogramme est la fonction représentant la dépendance spatiale des données, en d'autres termes il permet de décrire la continuité spatiale et la régularité du phénomène étudié.

5.1.2.1 Le variogramme expérimental

Le variogramme expérimental (Journel et Huijbregts, 1978; Cressie, 1993) est la demi-variance de la différence entre deux fonctions aléatoires $\delta(s)$ et $\delta(s+h)$ et s'exprime (Figure 5-1) :

Équation 5-4

$$\gamma(r) = \frac{1}{2} \text{Var}[\delta(s) - \delta(s+h)] = \frac{1}{2} \frac{\sum_{i=1}^{N(r)} [z(s_i) - z(s_i+r)]^2}{N(r)}$$

où r est la distance pour laquelle on calcule le variogramme (norme du vecteur h), c'est-à-dire la distance entre les sites s_i et s_{i+r} séparant les variables aléatoires, et $N(r)$ est le nombre de couples de points distants de r .

On peut calculer des variogrammes expérimentaux en tenant compte d'une anisotropie spatiale. Les données de températures n'ont pas la même dépendance spatiale dans les plans horizontal et vertical. Il nous faudra donc construire le variogramme dans ces deux directions de l'espace.

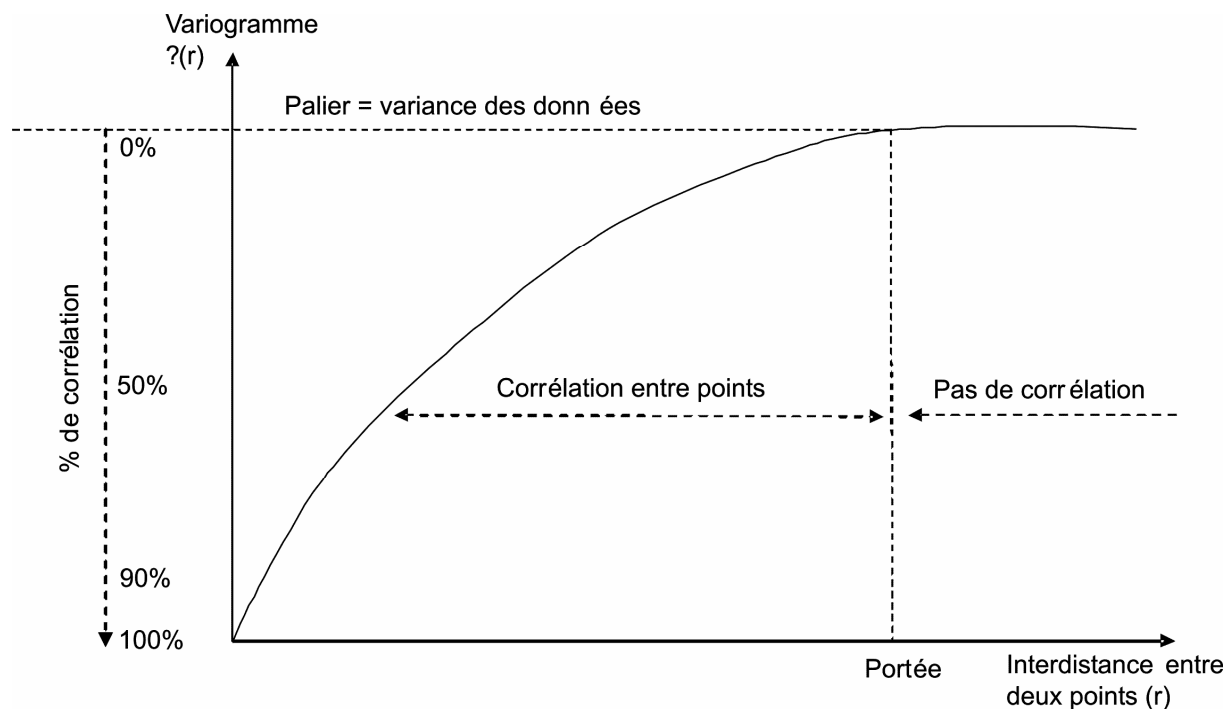


Figure 5-1 : Variogramme théorique et paramètres associés

5.1.2.2 Le variogramme théorique

Après avoir caractérisé les données avec le variogramme expérimental, on peut construire le variogramme théorique qui permettra de définir la loi de corrélation entre les données (Kitanidis, 1997; Chiles et Delfiner, 1999).

5.1.2.2.1 L'effet de pépité : comportement à l'origine

L'effet de pépité C_0 est la valeur du variogramme quand r tend vers 0. Si $\lim_{r \rightarrow 0^+} \gamma(r) = C_0 > 0$ alors il existe une discontinuité à l'origine du variogramme. L'effet pépité correspond à l'erreur de krigeage : plus il est important plus la variance d'estimation est grande.

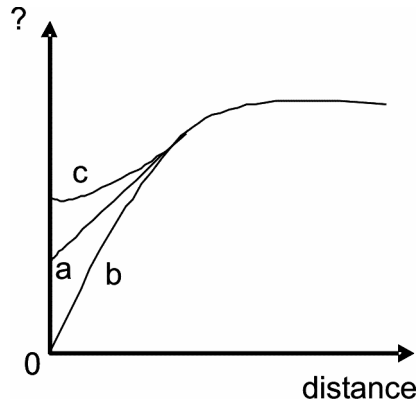


Figure 5-2 : Alternatives possibles de l'effet de pépité (Chiles et Delfiner, 1999) : a. effet de pépité partiel et comportement à l'origine linéaire ; b. effet de pépité nul et comportement à l'origine continu ; c. effet de pépité et comportement à l'origine parabolique.

Si l'effet de pépité est nul (Figure 5-2b), la continuité à l'origine est bonne, il n'y a pas d'erreur de mesure et les estimations locales seront d'une bonne précision. Lorsque le comportement du variogramme est linéaire à l'origine mais que l'effet de pépité est partiel (Figure 5-2a), les estimations réalisées seront moins précises. Dans le cas où le comportement à l'origine est parabolique avec un effet de pépité (Figure 5-2c), les estimations seront encore moins précises.

5.1.2.2.2 Portée et palier

A grande distance il n'y a généralement pas de corrélation entre les données mesurées. Le variogramme se stabilise alors vers une valeur appelée « palier », noté C . Lorsque le variogramme présente un palier, on dit que la variable d'étude est « stationnaire » (Figure 5-1).

La distance à partir de laquelle il n'y a plus de corrélation entre les données est appelée « portée », notée a . La valeur du variogramme augmente donc progressivement de 0 jusqu'au palier entre $r = 0$ et $r =$ portée, exprimant la dégradation de la corrélation entre les mesures avec la distance (Figure 5-1). Plus la portée augmente, plus la variance d'estimation diminue.

5.1.2.2.3 Modélisation du variogramme expérimental

Une fois le variogramme expérimental calculé, on doit l'ajuster par un modèle théorique. Nous ne détaillerons pas ici tous les modèles théoriques existants, nous nous limiterons aux modèles de base suffisamment nombreux pour traiter la plupart des problèmes en géostatistique. Les plus courants sont les modèles : sphérique, cubique, exponentiel, gaussien, puissance et sinus cardinal (Figure A4.1 en Annexe 4). On peut associer plusieurs modèles du même type ou de types différents. Le modèle de variogramme sera alors la somme de ces variogrammes élémentaires.

5.1.3 Paramètres d'interpolation

5.1.3.1 Le maillage

Les dimensions de la grille sont ajustées en fonctions du degré de détail que l'on souhaite obtenir et de la densité des données. En présence d'un variogramme, la maille doit être inférieure à la portée.

5.1.3.2 Recherche d'un voisinage

La recherche d'un voisinage d'interpolation dépend de la densité des données, de leur distribution spatiale et de leur structure (isotrope ou anisotrope).

Trois options sont alors possibles :

- voisinage unique : tous les points de données sont pris en compte,
- voisinage glissant avec recherche à l'intérieur d'un rectangle, d'un cercle ou d'une ellipse : il consiste à prendre les n voisins les plus proches à l'intérieur d'un rectangle, d'un cercle ou d'une ellipse centré(e) sur le point à estimer et de taille fixée,

- voisinage glissant avec recherche par un octant : l'espace est découpé en n (4 ou 8) secteurs de façon à entourer le point à estimer pour obtenir un nombre minimum de voisins dans chaque secteur et avoir une information dans chaque direction de l'espace. Cette méthode est adaptée aux données disposées en grappe ou en profils.

Le voisinage unique est théoriquement la solution idéale, car elle évite les artefacts liés à des changements de voisinage. Un voisinage unique englobant l'ensemble des échantillons du champ est très pénalisant en temps de calcul si les données sont trop nombreuses. Les dimensions du voisinage glissant doivent donc optimiser le temps de calcul sans dégrader la qualité de l'estimation.

Les voisinages glissants génèrent quant à eux souvent des artefacts, en particulier si l'on dispose de peu de données. Deux valeurs estimées de nœuds de grille successifs peuvent être très différents s'ils sont estimés à partir de données différentes.

5.1.3.3 Analyse des résultats : erreur d'interpolation

Le krigeage est la seule méthode d'interpolation avec laquelle on peut obtenir une valeur de l'erreur associée au calcul appelée variance de krigeage. Cette variance (ou sa racine carrée, l'écart-type de krigeage) représente la dispersion de la concentration réelle et inconnue autour de la valeur estimée. Plus la variance de krigeage est faible, plus la valeur interpolée est en moyenne proche de la réalité et donc plus la carte est précise. Les fortes valeurs de la variance de krigeage permettent de localiser les zones sous-échantillonnées.

La distribution des erreurs est d'allure gaussienne. Les erreurs d'estimation sont distribuées selon une loi normale autour de la vraie valeur. Selon cette loi, la probabilité que la vraie valeur soit $Z(s_0) \pm \sigma(s_0)$ est de 68%, tandis que la probabilité que la vraie valeur soit

$Z(s_0) \pm 2\sigma(s_0)$ est de 95% (Davis, 1986), où $\sigma(s_0)$ est l'écart-type de krigeage :

$$\sigma^2(s_0) = \text{Var} \left[\hat{Z}(s_0) - Z(s_0) \right]$$

5.1.4 Validation croisée

La pratique consistant à effectuer une validation croisée permet de valider le modèle de variogramme ainsi que le voisinage utilisé pour le krigeage. Le principe est d'éliminer chaque observation et de l'estimer à l'aide de ses voisins. La valeur vraie $Z(s_i)$ et la valeur estimée

$$\hat{Z}_i(s_i) \text{ sont alors comparées : } e_{-i}(s_i) = \hat{Z}_i(s_i) - Z(s_i)$$

5.1.5 Simulations conditionnelles

Le krigeage a tendance à lisser la réalité entre les points expérimentaux car la variance d'estimation est minimisée, les fluctuations locales peuvent donc être masquées. Ceci est encore plus vrai lorsque les points de données sont peu nombreux. L'objectif d'une simulation est de reproduire une image d'une des réalités possibles. La distribution statistique et le variogramme utilisé est le même que dans le cas du krigeage car la variabilité spatiale de la simulation est la même que celle du phénomène étudié. Dans le cas d'une simulation « conditionnelle », les données expérimentales sont respectées. Chaque simulation est unique et permet d'obtenir une version de la réalité. Le krigeage est en fait la moyenne d'un nombre n de simulations. La Figure 5-3 montre un exemple de la différence entre une simulation et un krigeage sur des données de topographie du fond marin (Alfaro, 1979).

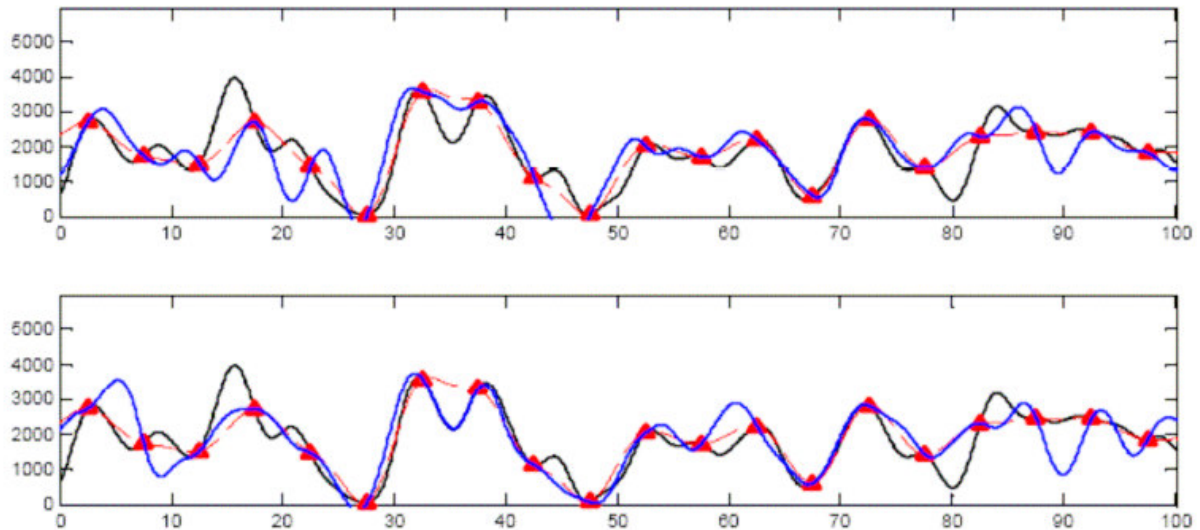


Figure 5-3 : topographie d'un fond marin (en noir). Les points de données sont représentés par les triangles rouges, le résultat du krigeage est en tirets rouges et une simulation est représentée par la courbe bleue (Alfaro, 1979).

5.2 Application au Bassin du Sud-Est : analyse variographique et interpolation

L'analyse géostatistique 3D a été effectuée avec le logiciel Isatis® développé par Geovariances™ conjointement au Centre de Géostatistique de l'Ecole des Mines de Paris.

La dérive à interpoler est fournie en entrée, ainsi que les structures variographiques.

La maille de la grille 3D a été choisie avec des dimensions de 2km à l'horizontale et 50m en vertical afin d'optimiser la précision du modèle final. Ce choix permet d'obtenir une description suffisamment fine de la température à l'échelle de la zone d'étude.

Lors de l'élaboration des variogrammes expérimentaux, il faut tenir compte de l'effet de l'augmentation de la température avec la profondeur. Afin d'obtenir un paramètre stationnaire essentiel pour permettre la corrélation des données en profondeur, les températures calculées avec le gradient moyen dont la valeur suppose un géotherme linéaire (voir chapitre précédent,

paragraphe 4.4.2) ont été ôtées de la valeur des températures corrigées à une même profondeur afin d'obtenir des valeurs de température résiduelle. De ce fait, les mailles de chaque grille se voient attribuer un résidu en tout point.

Les données de température sont réparties en 3D. Il a donc fallu déterminer un variogramme plan définissant la corrélation des valeurs de température sur un plan horizontal, et un variogramme vertical qui définit leur corrélation en profondeur (Figure 5-4). L'effet de pépité et la valeur de palier attribués sont les mêmes. Leur portée est différente, définissant l'anisotropie entre les plans horizontal et vertical. Nous avons ajusté le variogramme 3D par deux modèles gaussiens, ceux-ci correspondant le mieux aux données. Le palier est la somme de l'effet de pépité (25°C^2) et des paliers des deux modèles gaussiens (62°C^2 et 100°C^2), soit 187°C^2 . L'effet de pépité n'est que de 13% du palier total, la corrélation entre les données est donc peu biaisée. La portée, représentant la distance à laquelle les données ne sont plus corrélées, est de 23km à l'horizontale et de 500m à la verticale. Le fait que le variogramme décroisse lorsque cette distance augmente (Figure 5-4) montre la détérioration progressive de cette corrélation avec la distance.

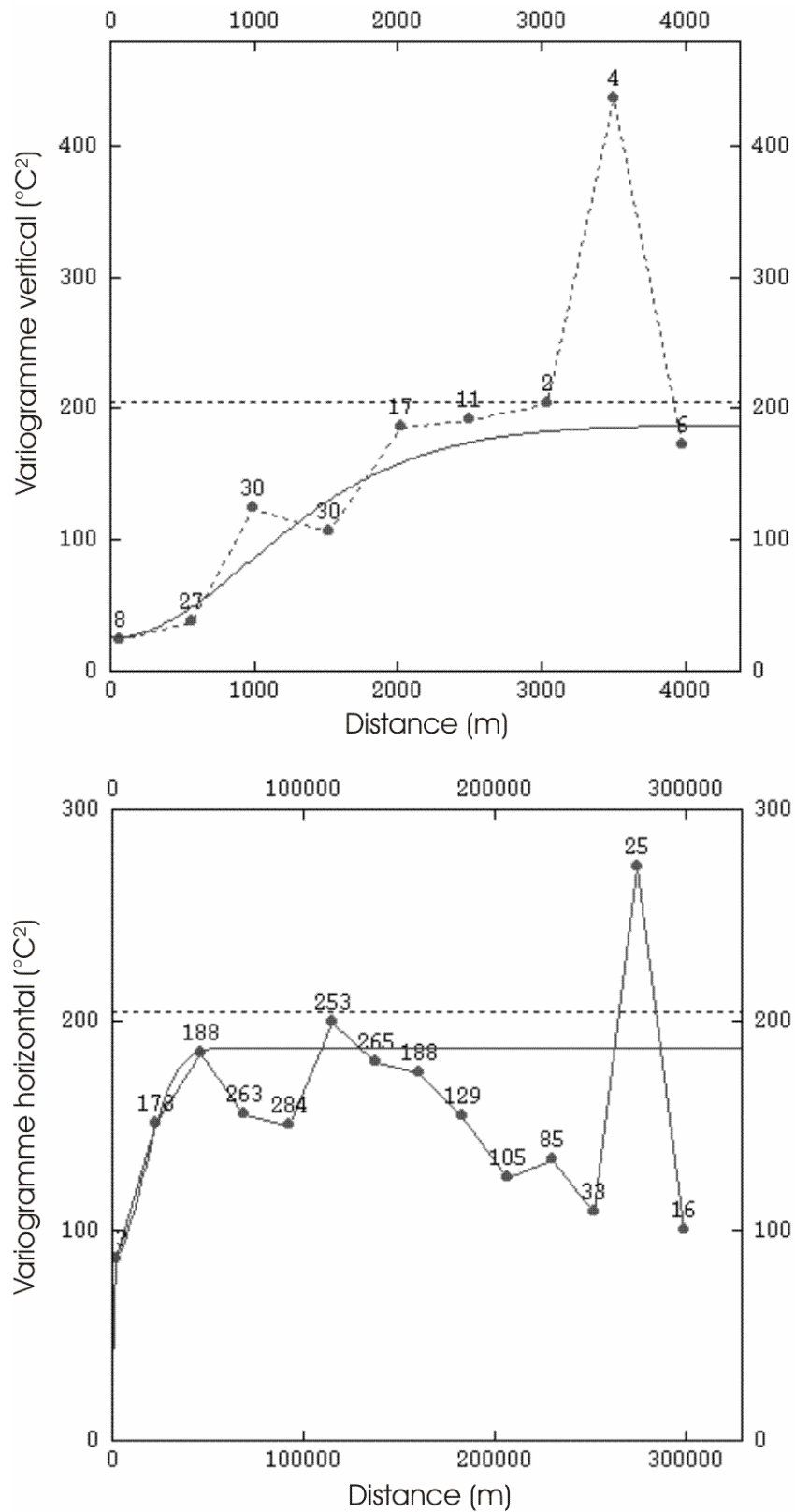


Figure 5-4 : Variogrammes expérimentaux (tirets) et modèles de variogrammes (lignes pleines) vertical (en haut) et horizontal (en bas) des températures résiduelles du Bassin du Sud-Est. Le nombre de couples de points correspondant à chaque classe de distance est indiqué sur les points.

Afin de tester l'adéquation entre le modèle retenu et le variogramme expérimental, nous avons effectué une validation croisée (paragraphe 5.1.4). Rappelons qu'il s'agit d'estimer un point dont la valeur est connue en éliminant des données d'entrée, successivement sur tous les sites de mesure. Le nuage de points obtenu (Figure 5-5) représente les valeurs vraies contre les valeurs estimées. Plus ce nuage est proche de la bissectrice, mieux les cartes sont estimées.

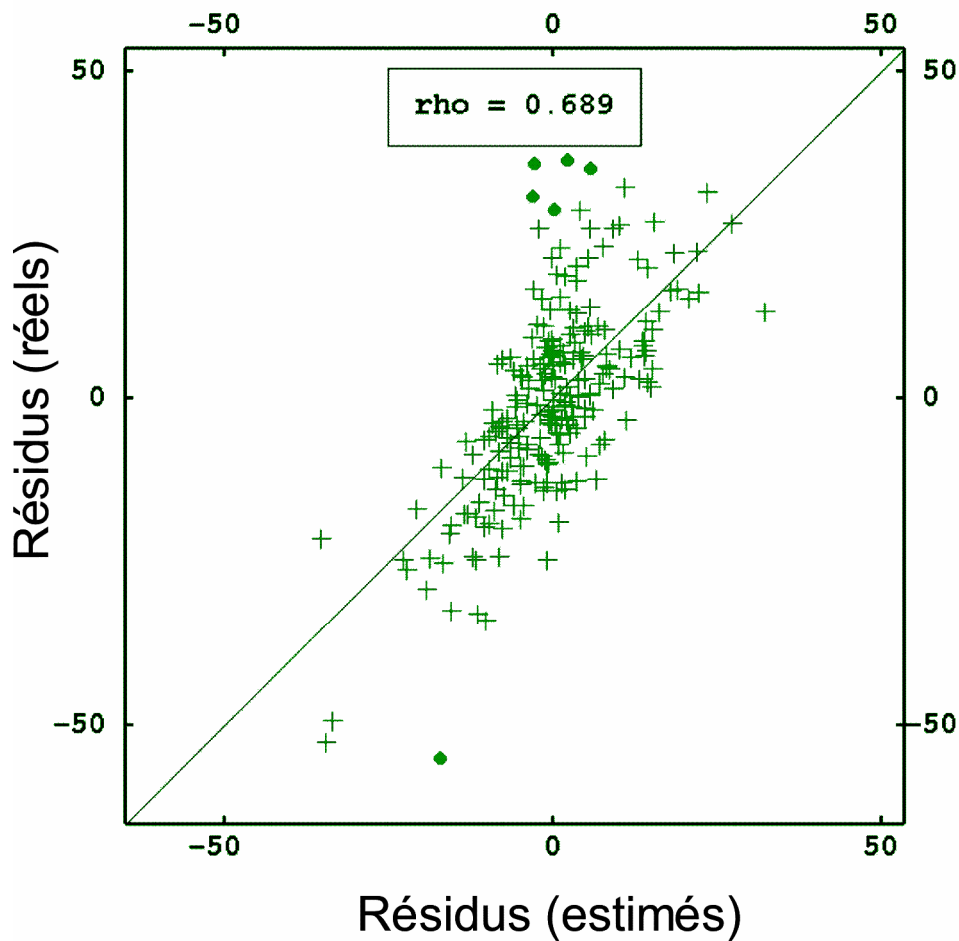


Figure 5-5 : Résultat de la validation croisée : résidus réels vs résidus estimés. Les points ronds représentent les données dont la variance de l'erreur n'est pas comprise dans l'intervalle [-2,5 ; 2,5] contrairement aux points représentés par des croix.

Le logiciel Isatis® permet d'obtenir trois paramètres utiles pour juger la qualité des cartes obtenues. La première est la somme des erreurs (négatives et positives) M_e qui renseigne sur le biais de l'estimateur. La seconde est la variance de l'erreur σ_e et la troisième la variance de l'erreur relative σ_{rel} qui donne une indication sur l'adéquation entre erreur vraie et erreur dans

le modèle (rapport entre variance de l'erreur et variance de krigeage). Les deux premiers permettent d'obtenir un modèle sans biais avec des erreurs minimales, le troisième permet d'obtenir une adéquation entre l'erreur vraie et l'erreur du modèle.

On a :

Équation 5-5

$$M_e = \frac{1}{N} \sum_N (Z - Z^*)$$

Équation 5-6

$$\sigma_e = \frac{1}{N} \sum_N (Z - Z^*)^2$$

Équation 5-7

$$\sigma_{rel} = \frac{1}{N} \sum_N \left(\frac{Z - Z^*}{\sigma} \right)^2$$

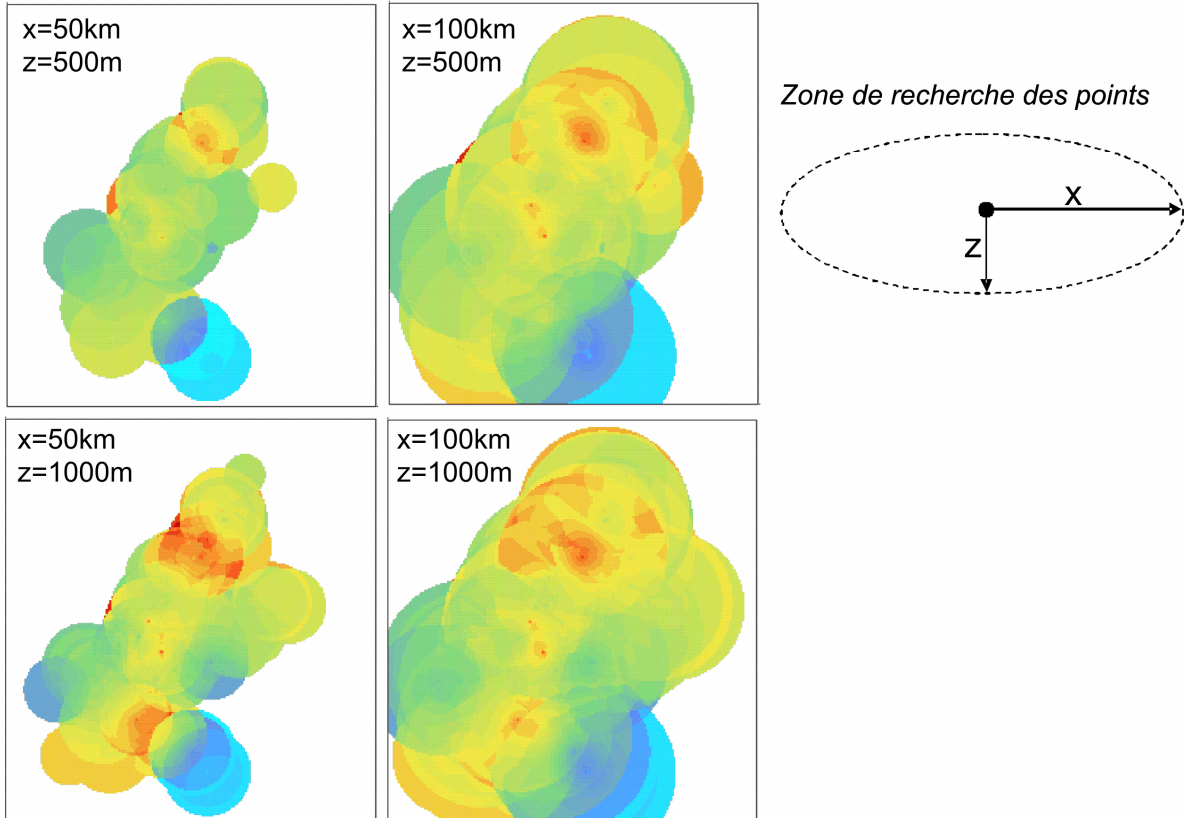
Avec N le nombre de données, Z la vraie valeur de la variable et Z^* la valeur estimée de la variable, donc du résidu de température en chaque point.

Le modèle est valable si M_e et σ_e tendent vers zéro et si σ_{rel} tend vers 1. Les valeurs optimales sont obtenues suite à plusieurs validations croisées successives à mesure que le modèle est modifié. Les valeurs que nous avons obtenues avec le modèle finalement retenu (Figure 5-4) sont $M_e = -0,12931$; $\sigma_e = 0,00192$ et $\sigma_{rel} = 1,06387$. La valeur négative de M_e traduit une légère surestimation des résidus, mais la valeur de σ_e étant très proche de zéro, le modèle est valide.

La Figure 5-6 montre les résultats obtenus pour différentes recherches de voisinage sur les résidus à 3000m de profondeur. On peut voir que les voisinages glissants génèrent des

artefacts de forme circulaire, nous avons donc préféré appliquer une recherche par voisinage unique.

Voisinages glissants (recherche à l'intérieur d'une ellipse)



Voisinage unique

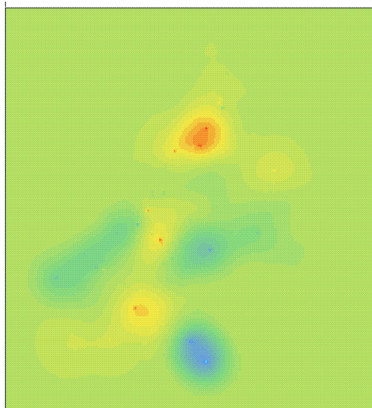


Figure 5-6 : Exemples de cartes obtenues sur les résidus à 3000m de profondeur avec différentes méthodes de recherche de voisinage. En haut : voisinages glissants et paramètres utilisés, en bas : voisinage unique.

Une fois ces étapes effectuées, le krigeage avec dérive externe est immédiat. Pour obtenir des grilles non pas de résidus, mais de valeurs de température finale, il suffit d'ajouter à chaque valeur de maille la valeur de température calculée avec le gradient moyen.

6 Modèle de représentation 3D des températures du Bassin du Sud-Est

6.1 Cartographie thermique

Afin de visualiser les anomalies thermiques du Bassin du Sud-Est ainsi que leur évolution en profondeur, des cartes thermiques ont été extraites du modèle de représentation 3D. Les coupes ont été effectuées sous Isatis® et exportées dans un format compatible avec le logiciel ArcGIS® d'ESRI™. Celui-ci nous a permis de représenter les températures à différentes profondeurs sous forme de cartes entre 1000 et 5000m de profondeur avec un pas de 1000m (Figure 6-1 à Figure 6-5). L'échelle de couleur des températures est centrée sur la température moyenne à chaque profondeur, permettant une meilleure visualisation des anomalies. Les forages présentant des données BHT sont symbolisés par des points noirs, ceux contenant des données à ± 1000 m de la profondeur représentée sont en blanc. Les villes principales sont notées en rouge et les failles majeures en pointillés noirs. Le trait noir représente la ligne de côte. La Figure 6-6 représente les variations spatiales du gradient entre 1000 et 4000m et la Figure 6-7 les cartes de gradients calculés à différentes profondeurs par tranches de 1000m.

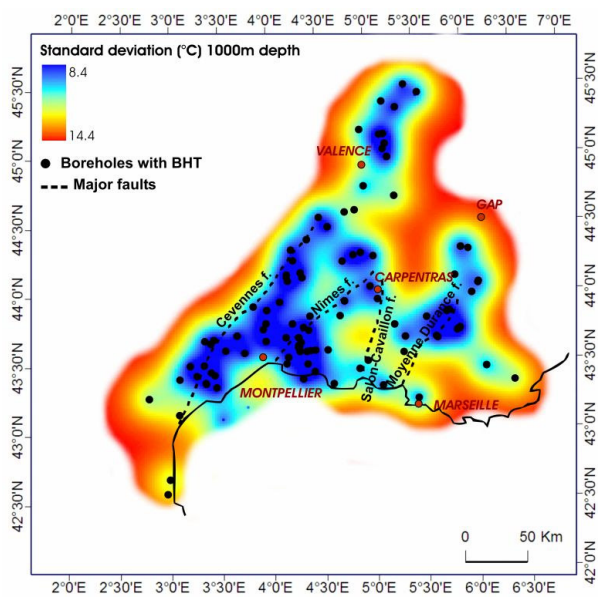
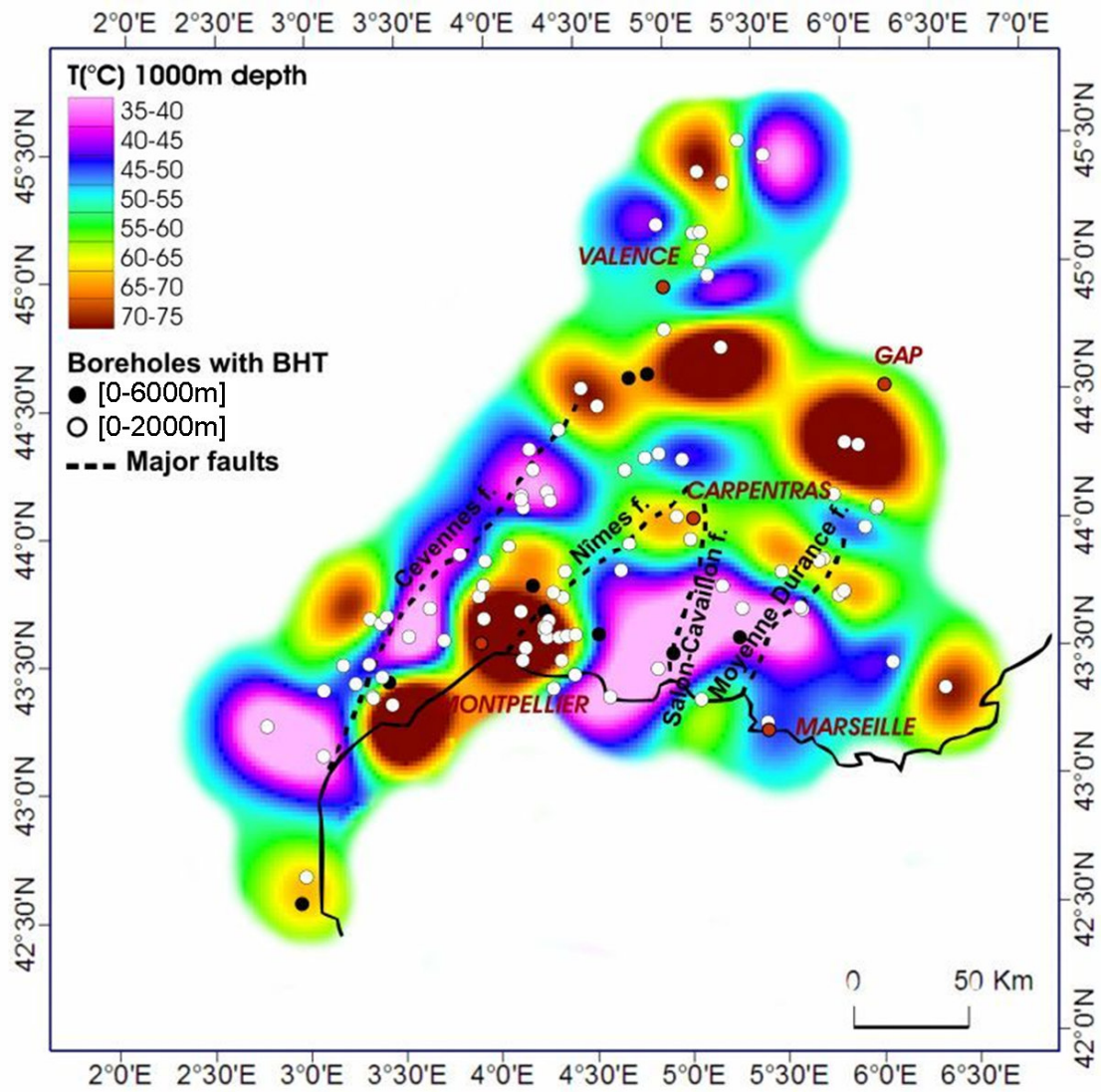


Figure 6-1 : Carte des températures à 1000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.

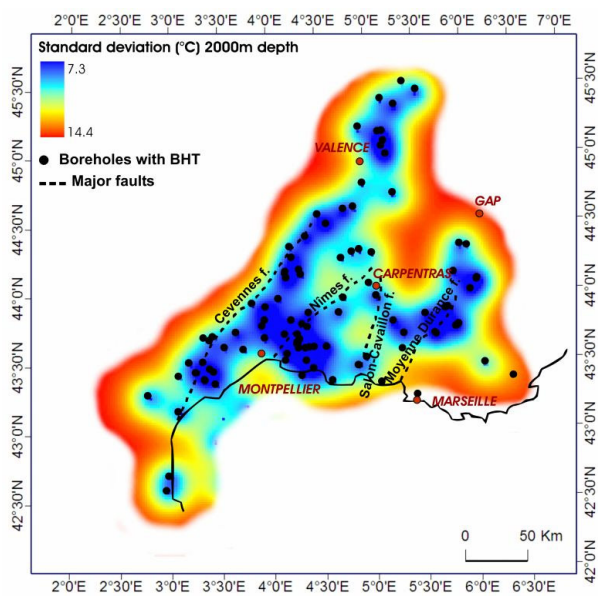
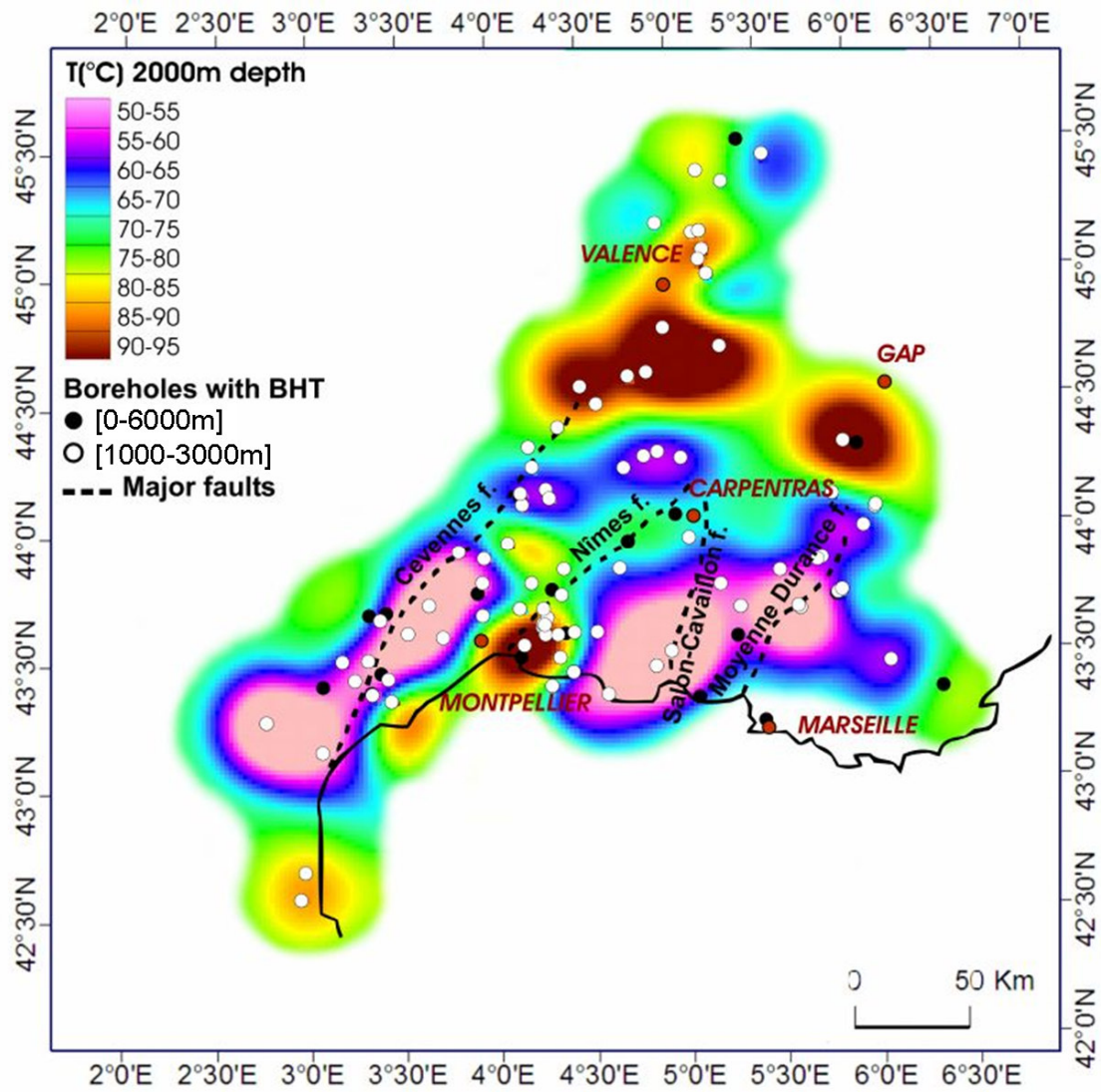


Figure 6-2 : Carte des températures à 2000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.

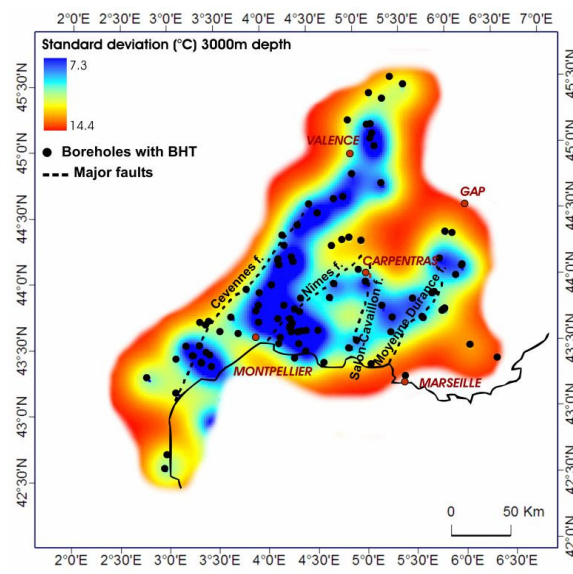
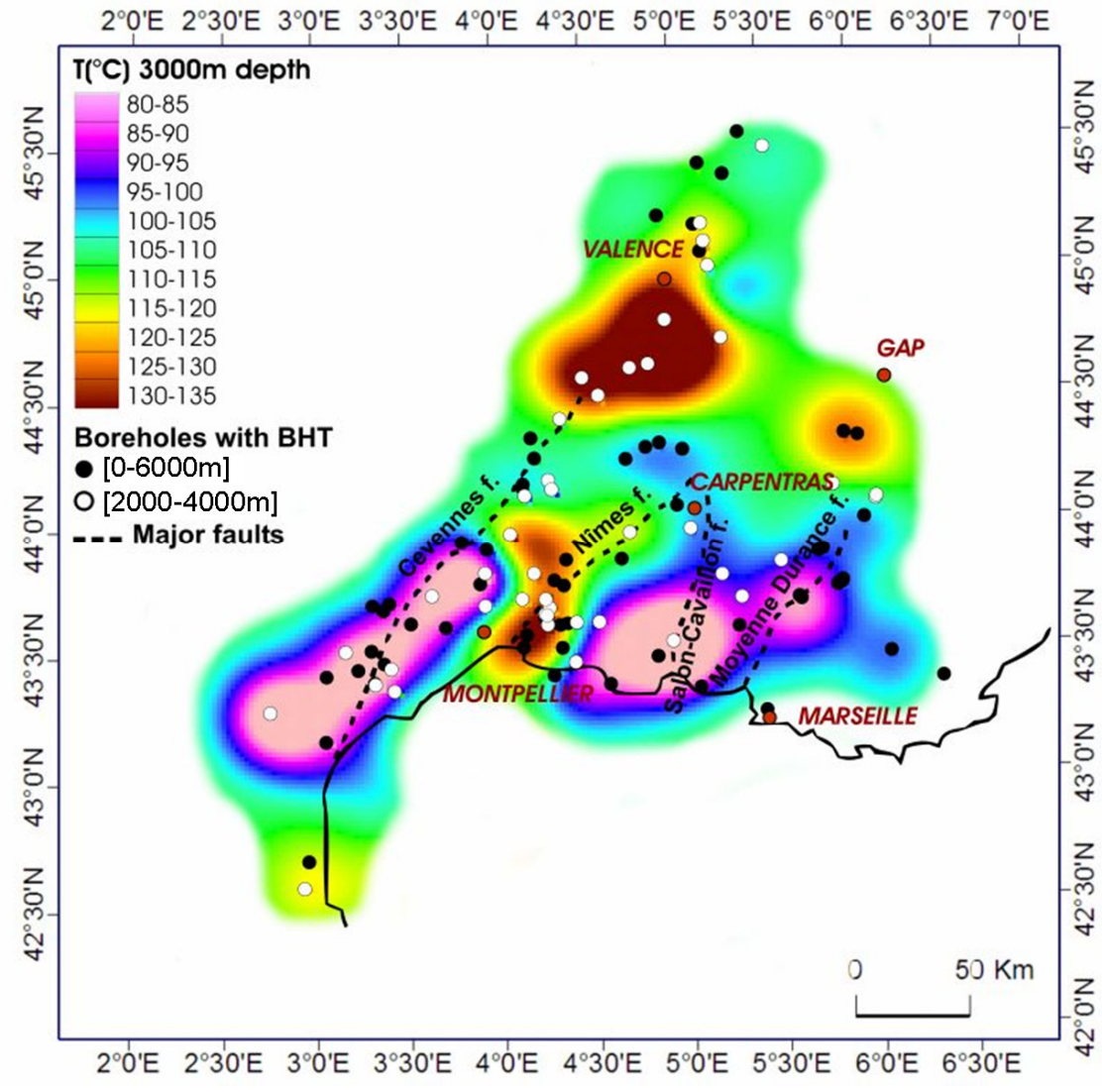


Figure 6-3 : Carte des températures à 3000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.

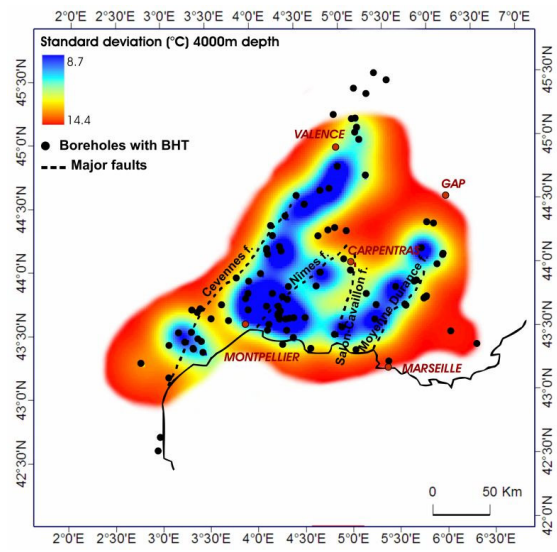
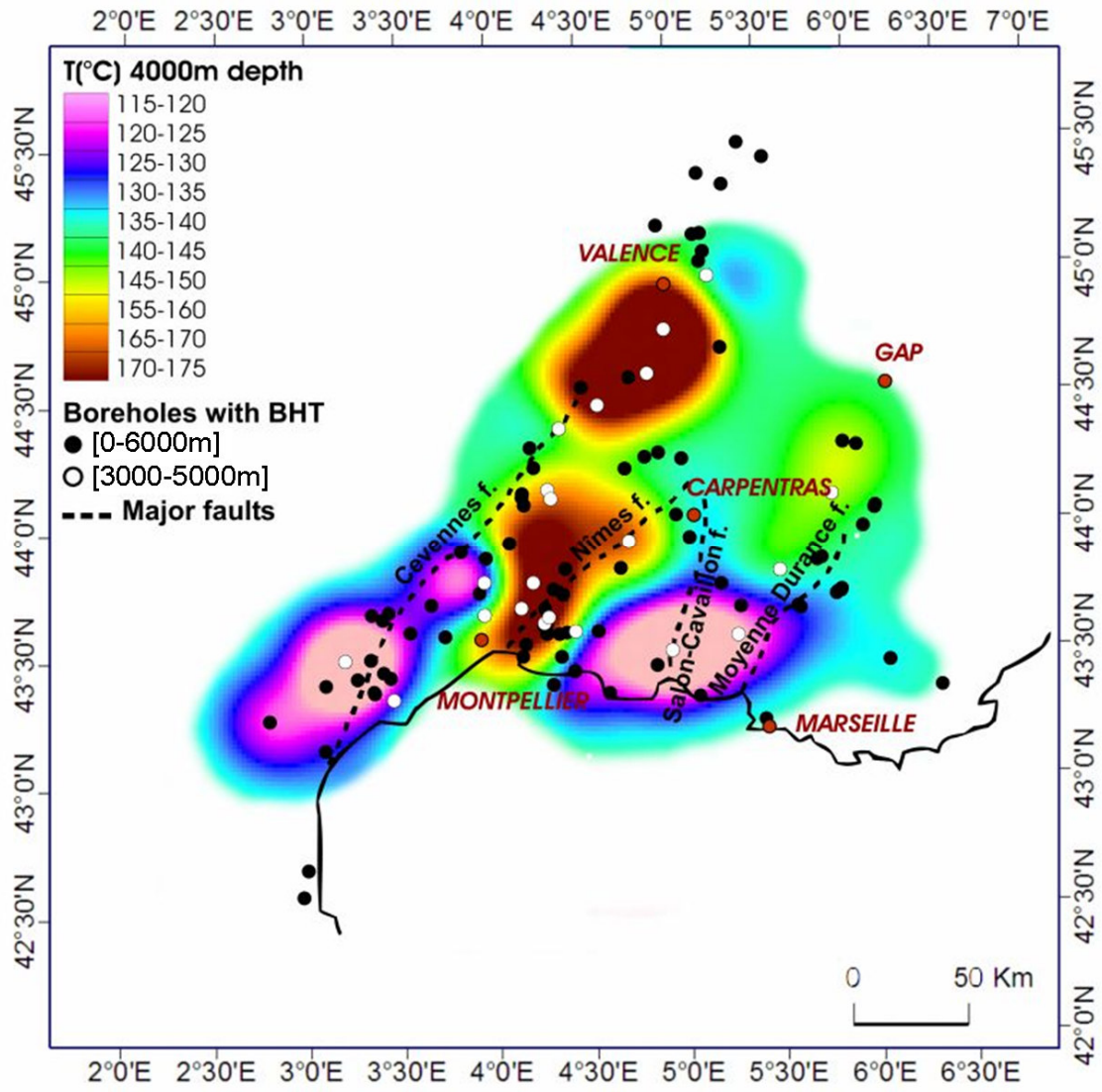


Figure 6-4 : Carte des températures à 4000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.

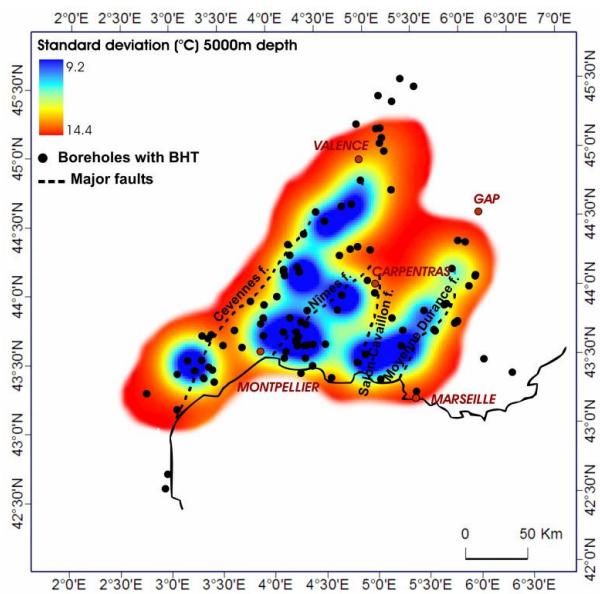
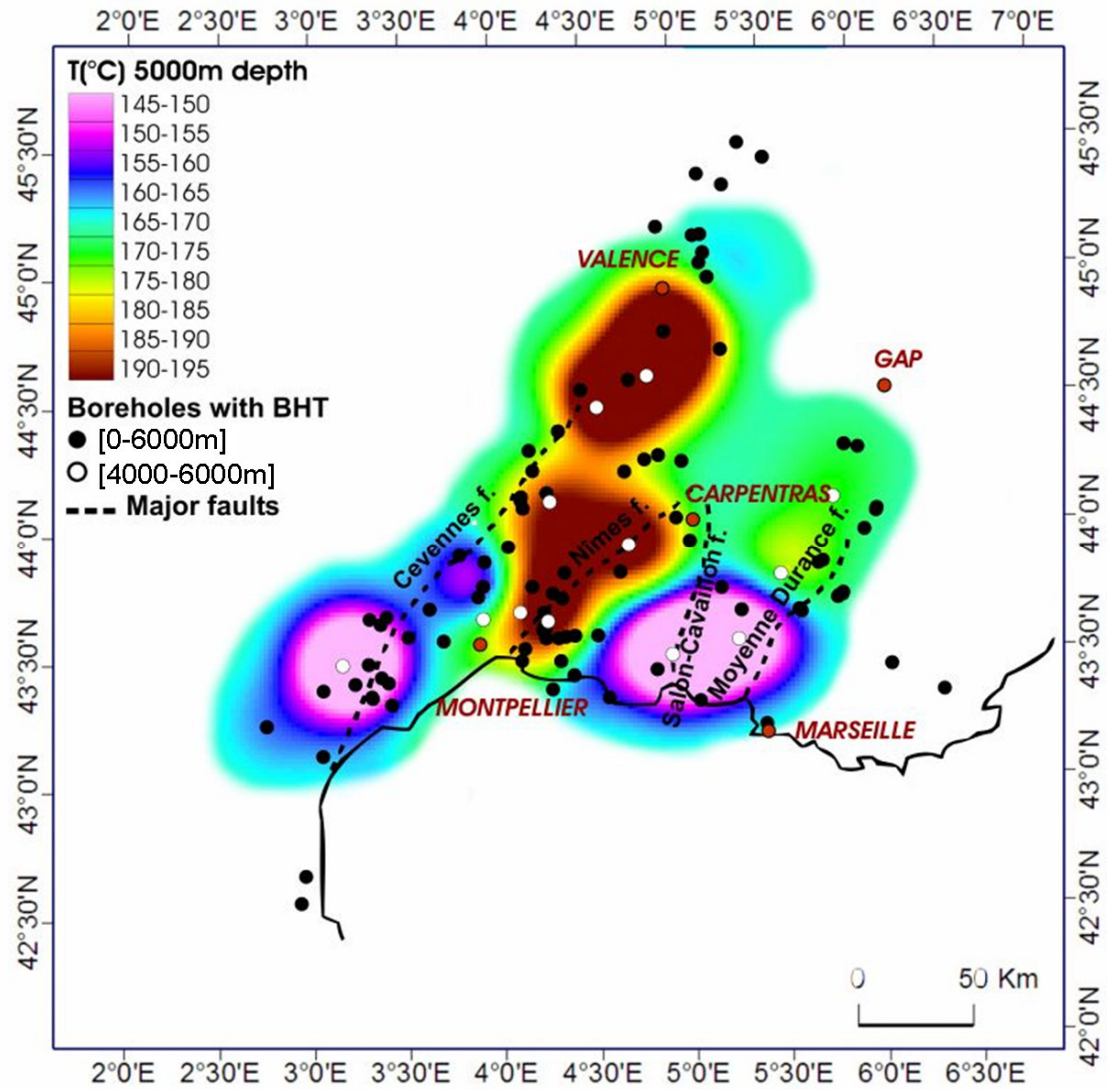


Figure 6-5 : Carte des températures à 5000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.

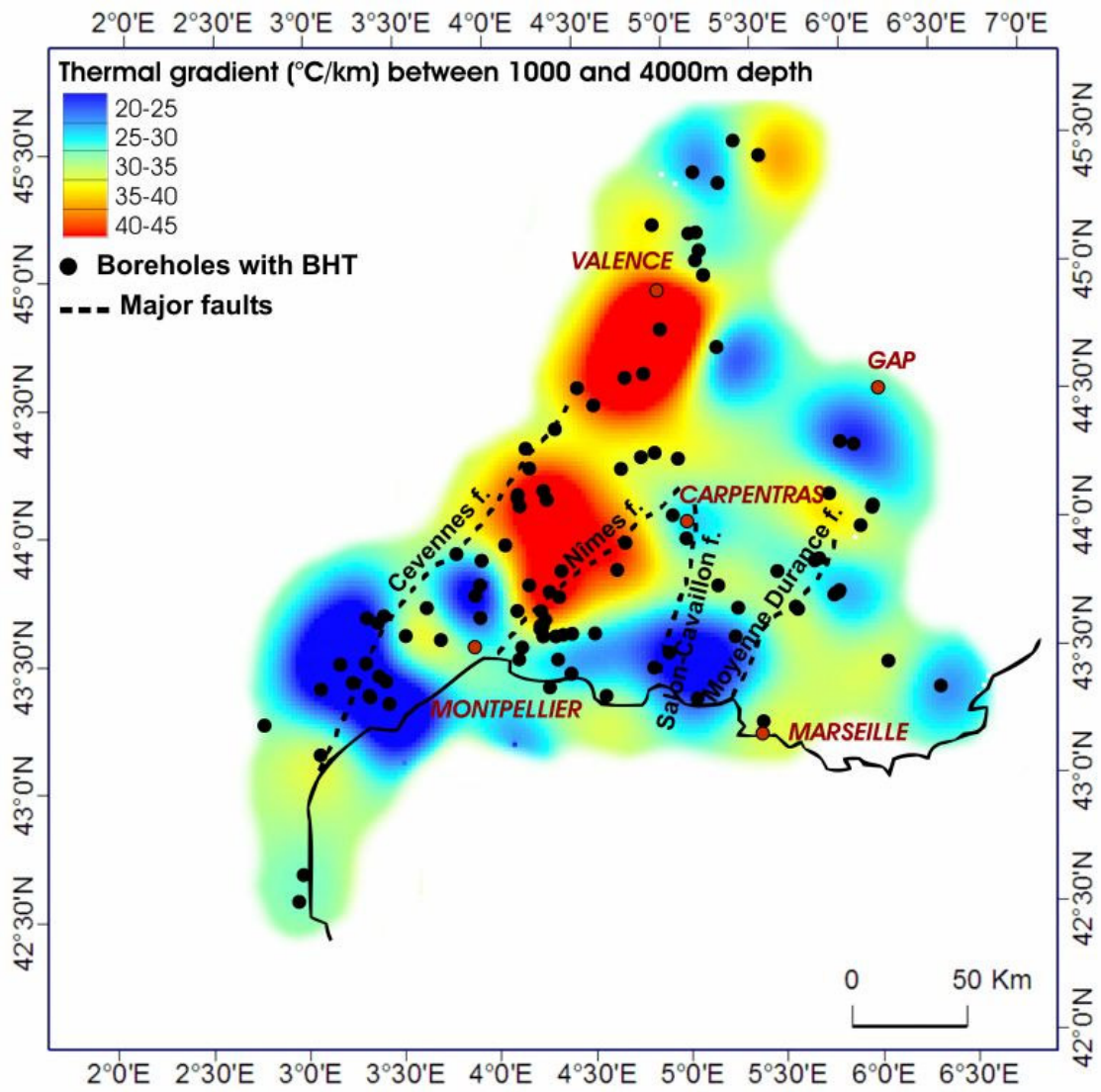


Figure 6-6 : Carte du gradient calculé entre 1000 et 4000m de profondeur.

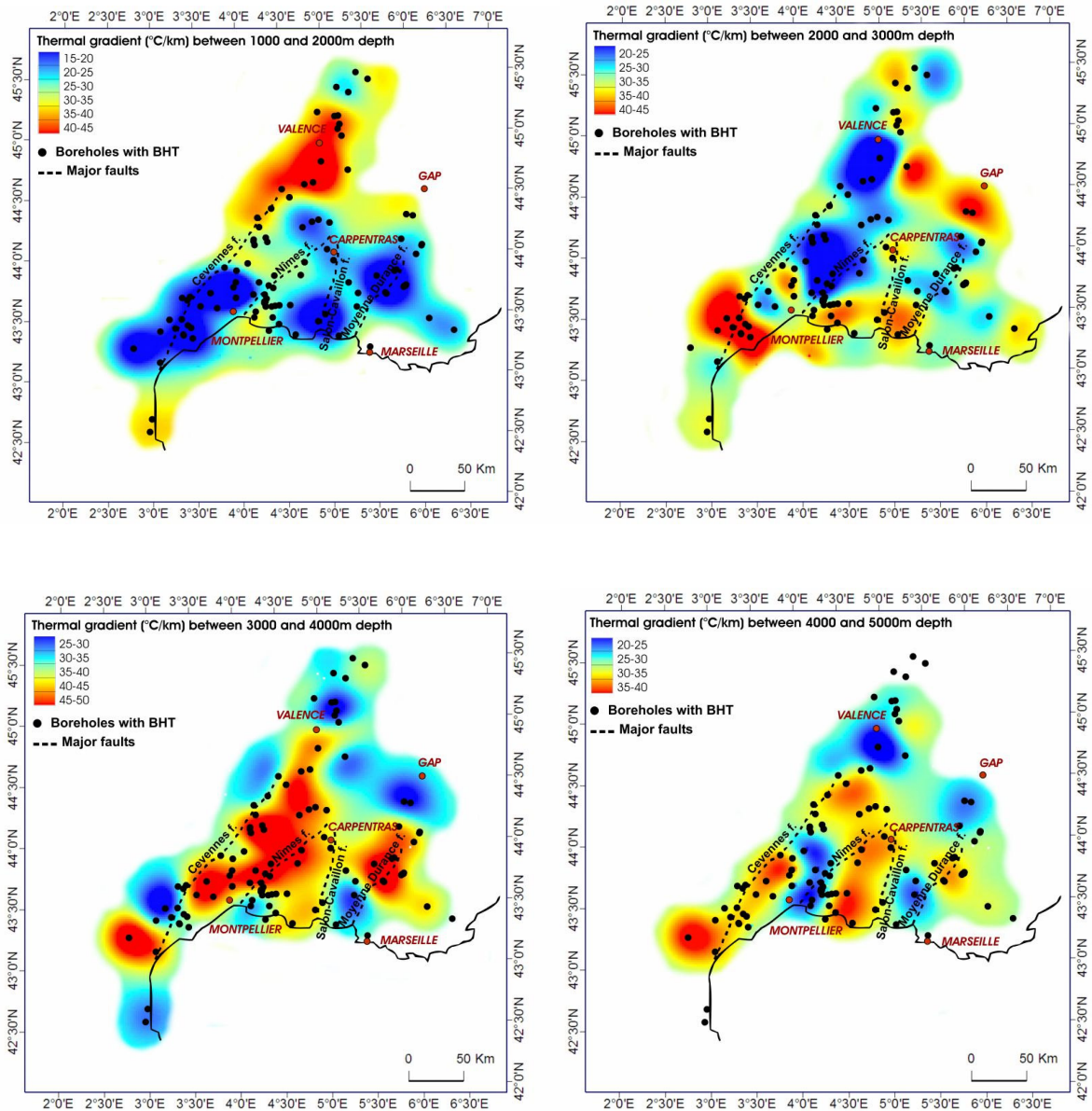


Figure 6-7 : Variations du gradient en fonction des tranches de profondeurs considérées.

6.2 Coupes thermiques

Des coupes de température ont été extraites du modèle de représentation thermique dans le but d'imager les anomalies thermiques en profondeur (Figure 6-8).

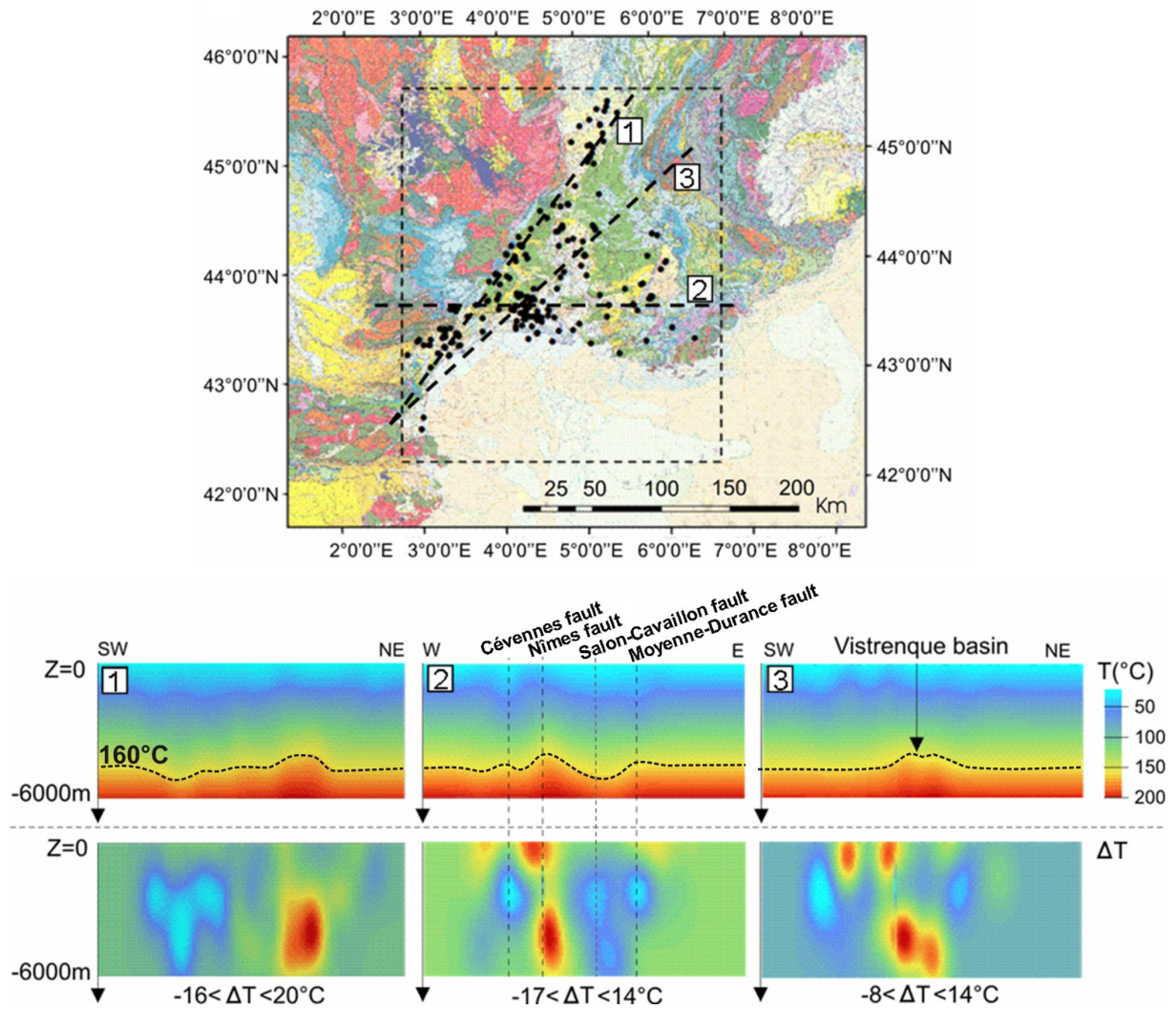


Figure 6-8 : Coupes thermiques et leur localisation sur la carte géologique où les données de température disponibles sont représentées (points noirs) : le long de la faille des Cévennes (1), à travers les failles majeures (2) et le long de la faille de Nîmes traversant le graben de Vistrenque (3). ΔT est la différence entre les températures calculées T et les températures correspondent à un gradient moyen. Les lignes en tirets mettent en évidence les ondulations thermiques en profondeur et correspondent aux isothermes 160°C (Garibaldi et al., 2010a).

Elles ont été effectuées de façon à traverser les structures géologiques majeures (bassins sédimentaires, failles principales).

6.3 Températures profondes et anomalies thermiques du Bassin du Sud-Est

Le modèle de représentation en trois dimensions du Bassin du Sud-Est nous a permis d'extraire des cartes des températures à différentes profondeurs ainsi que des coupes thermiques sur lesquelles nous pouvons localiser la disparité des données représentées sur la Figure 4-6 que nous allons étudier en détail.

6.3.1 Apport des cartes et coupes thermiques

Les cartes montrent une série d'anomalies thermiques positives et négatives à différents endroits. Celles-ci varient horizontalement et verticalement à travers le Bassin. Nous avons vu que le gradient de $31,3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ que nous avons calculé est proche de celui de $32,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ calculé d'après les données de flux de chaleur mesuré par Lucazeau et Vasseur (1989 ; Figure 2-1), mais celui-ci varie de près de 20 à $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Figure 6-6) de place en place. A 3km de profondeur par exemple, la différence entre les températures atteintes dans la partie centrale de la faille des Cévennes et celles se trouvant au sud de la faille de Nîmes (à hauteur de Montpellier) diffèrent de 50°C à seulement 50km de distance horizontale (Figure 6-3).

Les températures varient de 35 à 75°C à 1km de profondeur (Figure 6-1), de 50 à 95°C à 2km (Figure 6-2), de 80 à 135°C à 3km (Figure 6-3), de 115 à 175°C à 4km (Figure 6-4) et de 145 à 195°C à 5km (Figure 6-5). Les erreurs d'interpolation sont comprises entre 8 et 10°C environ, à part dans la région située entre Carpentras et Gap où les données sont inexistantes. Ces erreurs sont très correctes au regard des valeurs de température.

La Figure 6-9 est tirée de Garibaldi et al. (2010a). Les anomalies principales y ont été numérotées pour une raison pratique de citation. Nous montrons la carte des anomalies à 1km de profondeur car celles-ci y sont toutes représentées (nous verrons que certaines d'entre elles disparaissent en profondeur).

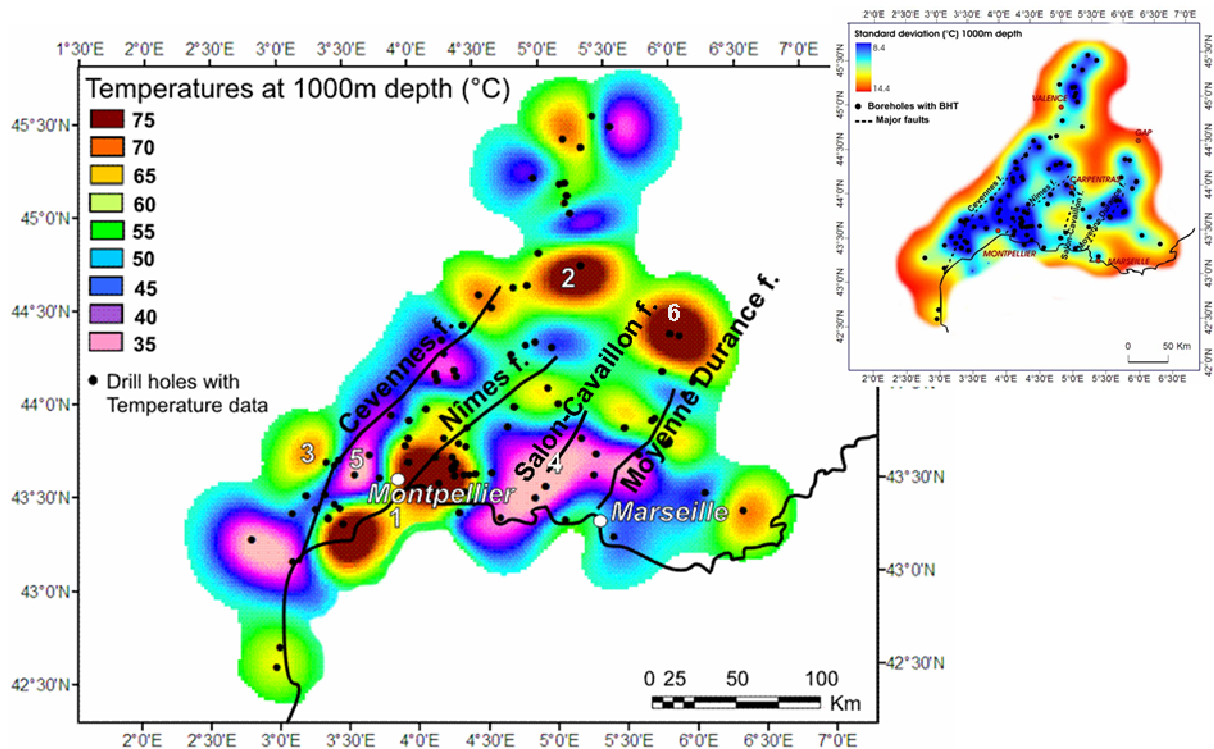


Figure 6-9 : Températures à 1000m de profondeur, carte d’erreurs d’interpolation et forages avec données de températures. Les anomalies principales sont : 1. anomalie de Montpellier ; 2. anomalie de la Drôme ; 3. anomalie de Lodève ; 4. anomalie d’Aix-en-Provence ; 5. anomalie des Cévennes et 6. anomalie de Gap (modifié de Garibaldi et al., 2010a).

Les anomalies thermiques majeures, positives et négatives, montrent des formes variables et des migrations spatiales en profondeur (Figure 6-1 à Figure 6-5).

Concernant les anomalies thermiques positives, celle centrée sur Montpellier (anomalie 1 ; Figure 6-9) décroît en intensité entre 1 et 2,5km de profondeur, puis augmente en migrant constamment vers le nord pour atteindre la Vallée du Rhône en suivant l’orientation de la

faille de Nîmes. L'anomalie de la Drôme (anomalie 2 ; Figure 6-9) s'intensifie en profondeur avec une migration vers l'ouest entre 1 et 3,5km puis une migration vers le sud jusqu'à 5km de profondeur. L'anomalie de Lodève (anomalie 3 ; Figure 6-9), visible à 1km de profondeur, disparaît complètement à partir de 2km. Celle de Gap (anomalie 6 ; Figure 6-9) diminue en intensité avec la profondeur pour disparaître à 3,5km.

Concernant les anomalies négatives, celle d'Aix-en-Provence (anomalie 4 ; Figure 6-9) disparaît progressivement à l'est pour se concentrer à l'ouest lorsque la profondeur augmente. L'anomalie des Cévennes (anomalie 5 ; Figure 6-9) est d'abord allongée suivant un axe SW-NE parallèlement à la zone de faille majeure puis elle disparaît progressivement au nord-est pour se concentrer au sud-ouest en profondeur.

Le gradient thermique moyen calculé entre 1 et 4km de profondeur (Figure 6-6) montre deux régions où celui-ci atteint plus de 40°C/km : au sud de Valence et entre les zones de faille de Nîmes et des Cévennes. Cependant, le gradient est très variable localement, et les cartes de la Figure 6-7 montrent une inversion de gradient en différents endroits en fonction de la profondeur. Les moyennes affichées sur ces cartes correspondent à la couleur verte centrée sur l'échelle de couleur et sont calculées pour une tranche de profondeur donnée. Du côté de Valence, il est d'abord supérieur à la moyenne de 1 à 2km de profondeur, puis la tendance s'inverse de 2 à 5km, excepté au sud de Valence où il redevient supérieur à la moyenne entre 3 et 5km. Au sud de la faille des Cévennes, le gradient est faible entre 1 et 2km, puis supérieur à la moyenne de 2 à 5km. De la faille de Nîmes jusqu'à Carpentras, le gradient est faible entre 1 et 3km puis fort jusqu'à 5km de profondeur, excepté au sud de la faille de Nîmes où il redevient faible entre 4 et 5km. Vers Gap, il est supérieur à la moyenne entre 1 et 2km de profondeur, puis faible entre 3 et 5km. Au nord de la faille de la Moyenne-Durance, le gradient est faible entre 1 et 3km et devient supérieur à la moyenne entre 3 et 5km.

Les coupes thermiques parallèles et perpendiculaires aux zones de faille majeures (failles des Cévennes, de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne-Durance ; Figure 6-8) permettent d’observer la variation des températures de manière continue sur le plan vertical. Nous y avons représenté les variations de température en profondeur (T) et les variations des températures résiduelles (ΔT) définies dans le paragraphe 5.2. Ces signaux montrent des anomalies thermiques de plusieurs dizaines de degrés à une même profondeur. Chaque tracé de faille majeure en surface est associé à un signal thermique positif ou négatif (remontée ou baisse des isothermes) à une profondeur donnée.

6.3.2 Variations thermiques locales : exemple du Graben de Vistrenque

Des variations de températures sont également observées à l’échelle locale. Le bassin oligo-aquitain de Vistrenque (Graben de Vistrenque) est bordé à l’ouest par la faille de Nîmes qui affecte le socle (Bénédicto et al., 1996). Cette zone est bien contrainte par les données de température et montre un fort gradient local (exemple avec le forage de Pierrefeu sur la Figure 6-10).

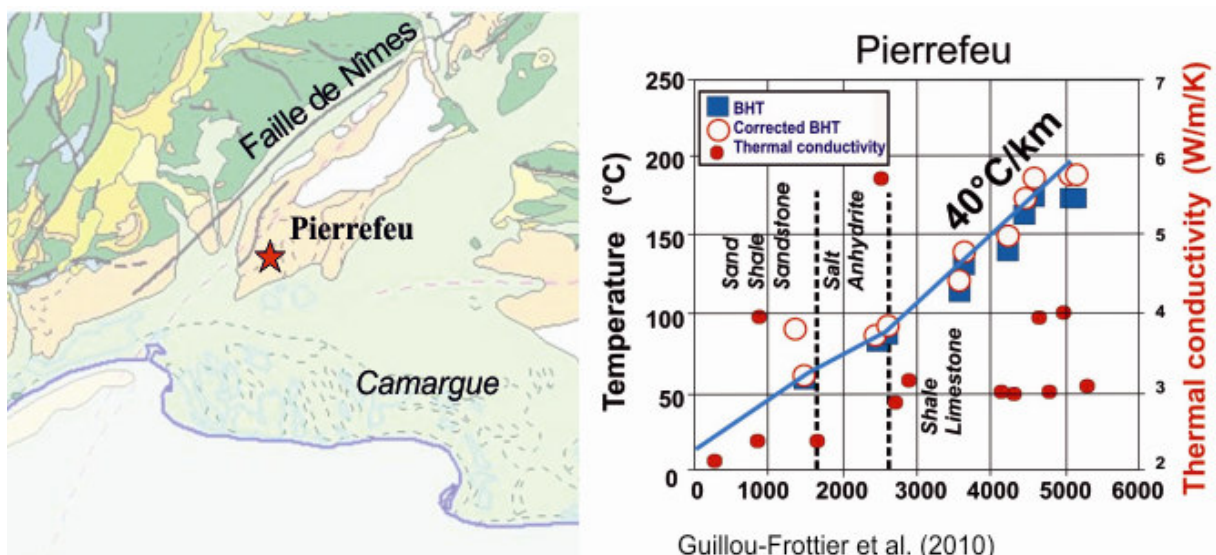


Figure 6-10 : Localisation du forage de Pierrefeu et données de température.

Le remplissage sédimentaire de ce bassin atteint une épaisseur de 6km (Figure 3-4). Des températures de 180°C y sont atteintes à 5km de profondeur pour une épaisseur de sédiments de 7km (Figure 6-5, Figure 6-11 et Figure 6-12).

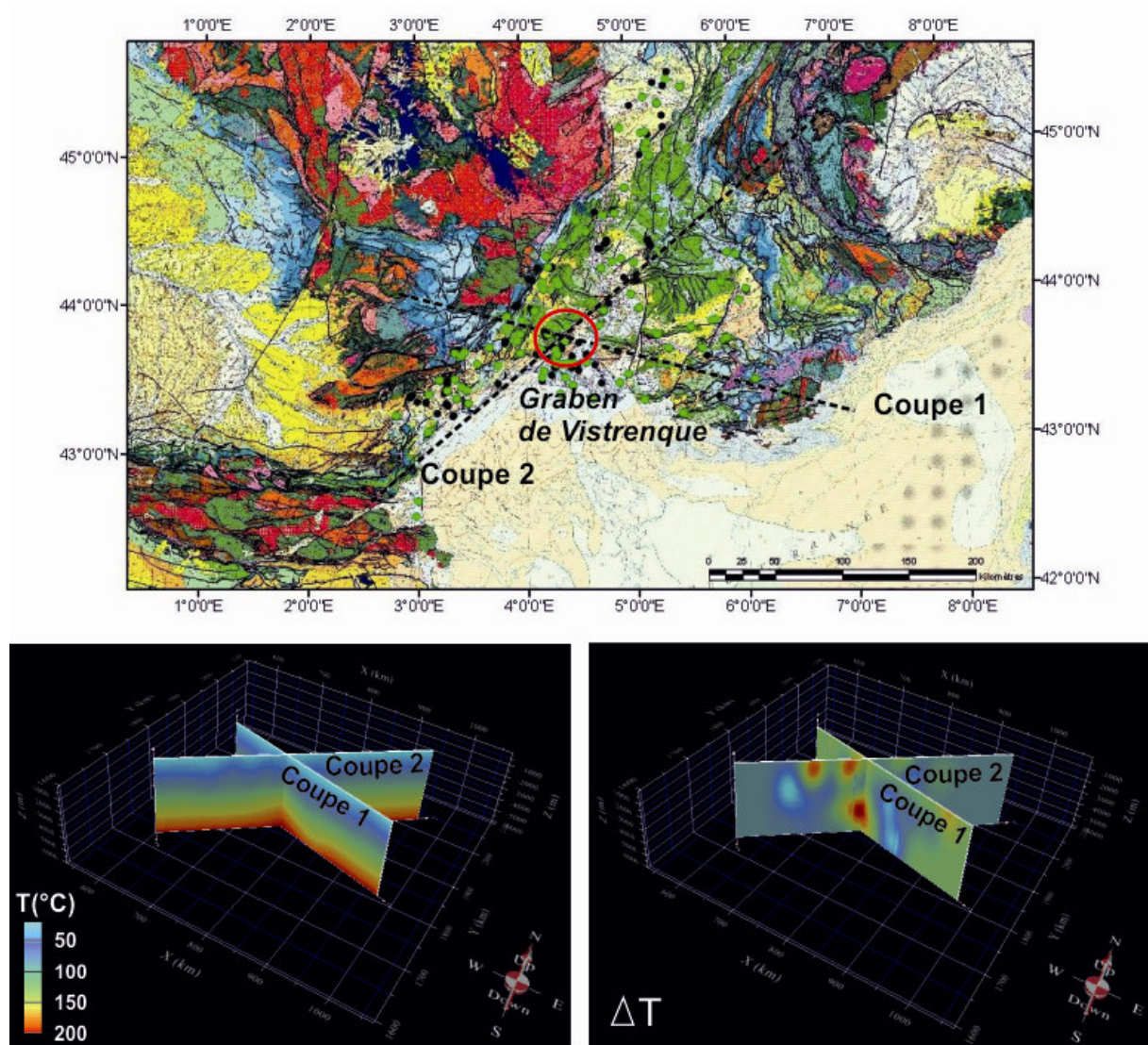


Figure 6-11 : Illustration des températures profondes et des anomalies thermiques (ΔT) en 3D au niveau du Graben de Vistrenque.

Cette observation paraît logique si nous l’expliquons par l’effet isolant des sédiments (Lucazeau et Le Douaran, 1985).

Cependant, si cette règle pouvait s’appliquer en toute circonstance, nous devrions observer une corrélation entre les zones où les sédiments sont épais et celles où les températures sont

les plus élevées. La Figure 6-12 montre la superposition des températures interpolées à 3km de profondeur avec la profondeur du Moho (données de Navarro et al., 2006) et l'épaisseur des sédiments (données de Tesauro et al., 2008). Nous pouvons voir que nous ne pouvons pas directement corréler les sédiments épais aux fortes températures (Figure 6-12 b et Figure 6-13), leur épaisseur ne suffit donc pas à expliquer les anomalies thermiques. L'augmentation des températures en profondeur peut cependant être due à différents processus pouvant interagir à différentes échelles (peu profonde, crustale ou lithosphérique).

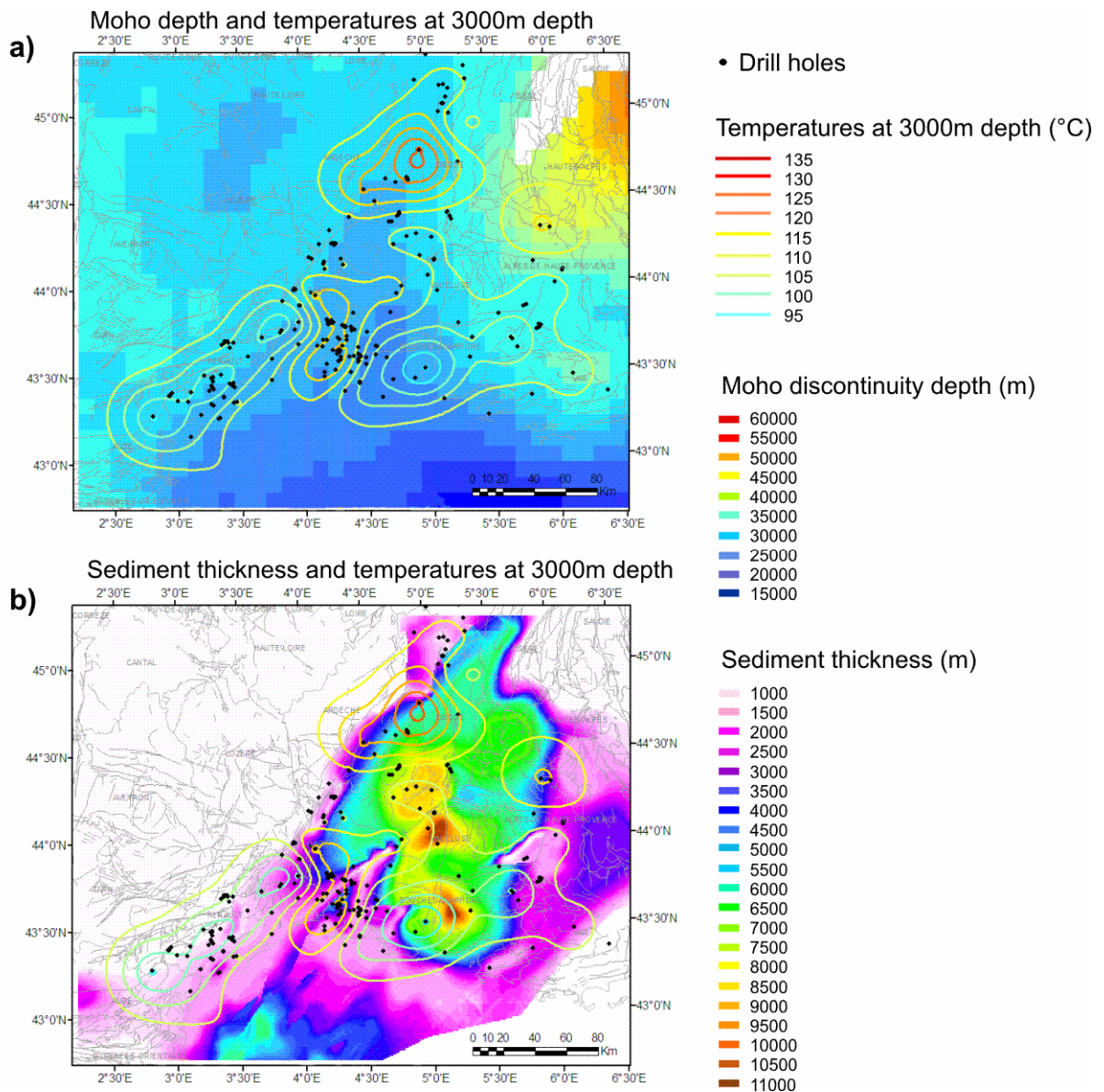


Figure 6-12 : Profondeur du Moho (a) et épaisseur des sédiments (b) dans le Bassin provençal avec les températures calculées à 3 km de profondeur (Garibaldi et al., 2010a).

Considérons par exemple les variations d'épaisseur du Moho. En supposant que le toit de celui-ci représente une isotherme durant un épisode de perturbation thermo-mécanique (amincissement crustal) et si cet événement est suffisamment ancien (supérieur à une échelle de temps de diffusion de 18Ma ; cf. paragraphe 3.6) alors il peut être à l'origine de températures élevées en sub-surface. La Figure 6-12 a montre qu'il n'y a pas de corrélation évidente entre la profondeur du Moho et les variations de température à cette échelle

d'observation. Néanmoins, le régime thermique d'un bassin à un temps donné dépend des processus thermo-tectoniques qui l'ont affecté durant quelques dizaines, voire centaines de millions d'années (Van Wees et al., 2009), comme les périodes de sédimentation et d'érosion, les épisodes d'extension donc d'amincissement crustal, la perte en éléments radioactifs de la croûte donc la décroissance de la production de chaleur associée, et éventuellement les variations du flux de chaleur mantellique. A ce sujet, Van Wees et al. (2009) ont publié des expériences d'inversion basées sur un modèle de bassin sédimentaire en subsidence. Ces tests tiennent compte d'une décroissance permanente de la production de chaleur crustale due à un épisode d'extension. Ces auteurs concluent sur le fait que l'amincissement d'une croûte précédemment épaissie est responsable d'une augmentation globale du flux de chaleur à l'échelle de la lithosphère.

Bien que les anomalies thermiques positives puissent être partiellement dues à un amincissement crustal associé à une remontée du Moho, cela ne pourrait qu'expliquer des variations de température à l'échelle du mécanisme associé (à l'échelle de quelques centaines de kilomètres sur le plan horizontal) mais pas les anomalies thermiques locales séparées par quelques dizaines de kilomètres.

Il n'est donc pas évident à ce stade d'expliquer les mécanismes responsables de l'apparition des anomalies thermiques positives ou négatives à l'échelle d'un bassin sédimentaire.

La carte du flux de chaleur en surface de la France établie par Lucazeau et Vasseur (1989 ; Figure 2-1) montre des valeurs supérieures à 100mW/m^2 autour du Graben de Vistrenque. Selon ces auteurs, ces valeurs élevées seraient dues à une augmentation locale du flux mantellique ($50\text{-}60\text{mW/m}^2$). L'anomalie thermique positive du Graben de Vistrenque peut être due à des phénomènes géologiques de sub-surface ou à des processus à plus grande échelle, crustale et lithosphérique (épaisseur des sédiments et flux mantellique).

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe 3.5, le Graben de Vistrenque est bordé à l'ouest par la faille de Nîmes et de nombreuses failles antithétiques lui sont associées. Celles-ci peuvent jouer le rôle de structures conductives hydrauliques. La convection au sein des failles est un des processus de transfert de chaleur principal dans la croûte (Norton et Knapp, 1977; R uhaak, 2009) mais peu de données sont disponibles (Bonnaveira et al., 1999). La facilit e qu'ont les fluides à circuler dans les zones de faille et fractures perméables dépend de leur degré d'ouverture et des champs de contraintes locaux. Le long de la faille de Nîmes, l'anomalie positive subit une migration vers le nord-est lorsque la profondeur augmente (Figure 6-1   Figure 6-5 et Figure 6-13). L'anomalie négative des Cévennes montre une tendance similaire en suivant la faille vers le sud-ouest en profondeur (Figure 6-1   Figure 6-5).

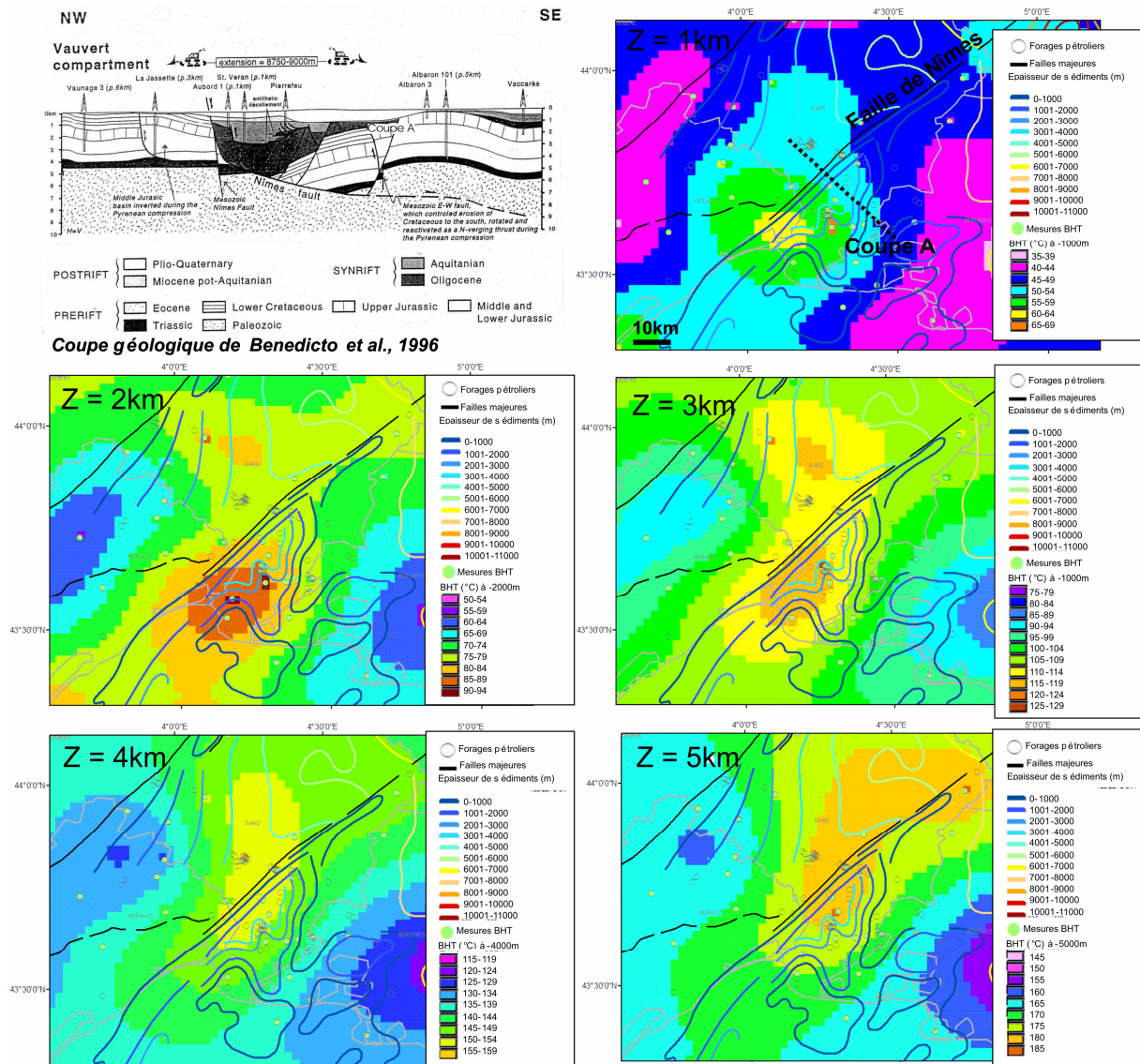


Figure 6-13 : Températures interpolées dans la région de Vistrenque avec épaisseur des sédiments et failles majeures.

La coupe thermique qui longe la faille de Nîmes (Figure 6-8 ; coupe n°3) met également en évidence une anomalie positive associée au Graben de Vistrenque. Les variations de température et les résidus montrent une signature thermique dont la forme est similaire à celle mise en évidence par les modèles numériques de circulations de fluides dans des failles de Bächler et al. (2003 ; Figure 6-14) et Zhao et al. (2004 ; Figure 6-15).

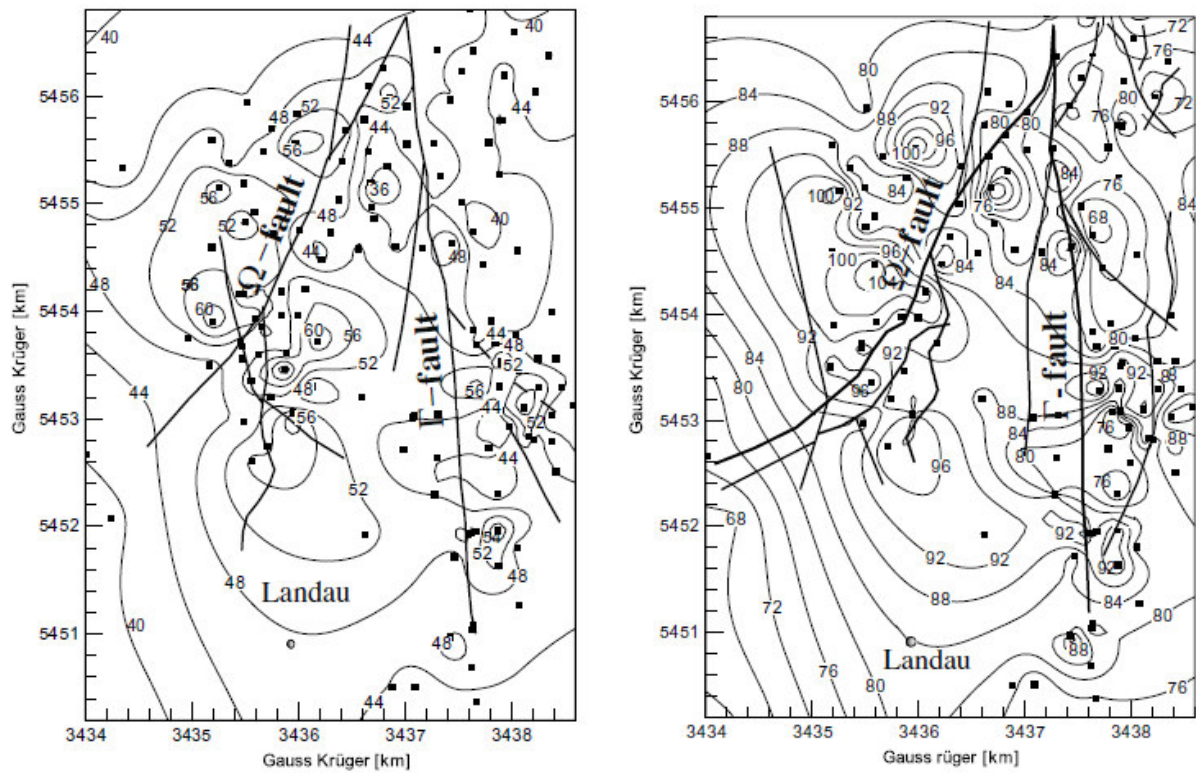


Figure 6-14 : Isothermes (°C) à 500 et 1000m de profondeur dans la région de Landau (Allemagne) avec indication des failles majeures par Bächler et al. (2003).

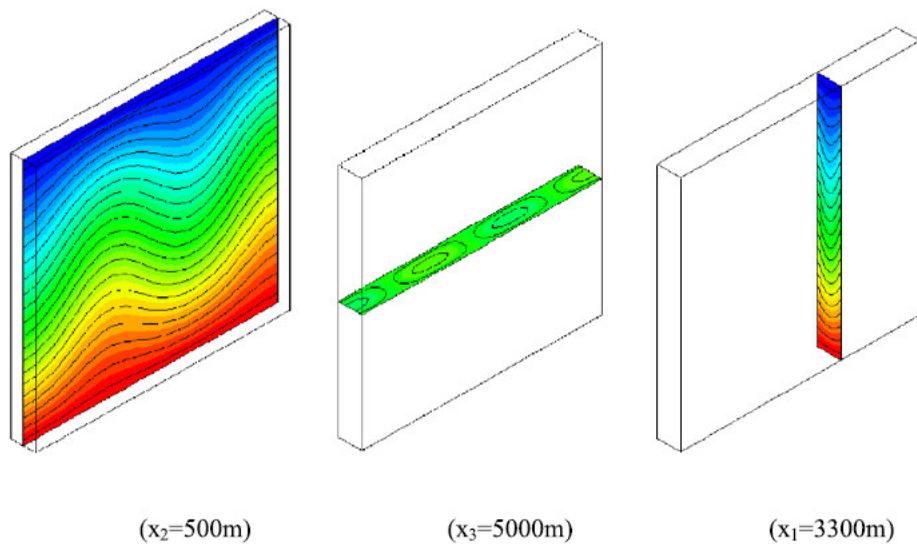


Figure 6-15 : Températures et champs de vitesse de circulation de fluides convectifs dans une faille. Modèle numérique 3D de Zhao et al. (2004).

Définir les différentes sources responsables de l'apparition des anomalies thermiques et séparer leurs effets est donc un exercice difficile. Pour tester différents types de scénarii, nous avons utilisé un outil numérique qui nous a permis de réaliser quelques modèles simples de circulation de fluides dans les bassins sédimentaires et dans les failles.

7 Modélisation numérique : transferts de chaleur conductifs et circulation de fluides dans les bassins sédimentaires (convection)

Les modèles numériques que nous présentons dans cette section ont été réalisés avec le logiciel Comsol Multiphysics™. Les paragraphes 7.1 et 7.2 décrivent des modèles de transfert de chaleur en conduction pure pour lesquels nous avons utilisé l'équation de la chaleur (Équation 2-10). Dans ces modèles nous faisons varier les différents paramètres en respectant les valeurs du flux de chaleur mesuré en surface et des données de température du Bassin du Sud-Est. Les modèles de circulation de fluides en milieu poreux des paragraphes 7.3 à 7.5 ont été produits en couplant l'équation de la chaleur (Équation 2-10) à la Loi de Darcy généralisée (Équation 2-41).

7.1 Anisotropie verticale de conductivité dans un bassin sédimentaire avec variation du flux de chaleur

Dans cet exemple, nous utilisons l'équation de la chaleur en conduction en régime stationnaire en tenant compte de deux composantes (horizontale et verticale) de la conductivité thermique afin de tester l'influence de l'anisotropie sur les anomalies thermiques au sein d'un bassin sédimentaire. Nous avons fait varier les différents paramètres en respectant les valeurs du flux de chaleur mesuré et des données de température du Bassin du Sud-Est.

Le Bassin du Sud-Est est modélisé ici suivant la géométrie donnée sur la Figure 7-1. Les variations d'épaisseur des sédiments et la profondeur du Moho correspondent à ceux situés au niveau de la coupe AA' indiquée sur la Figure 3-4. Les paramètres physiques ont été choisis

de façon à reproduire du mieux possible le flux de chaleur mesuré en surface ainsi que les températures entre la surface et 5km de profondeur.

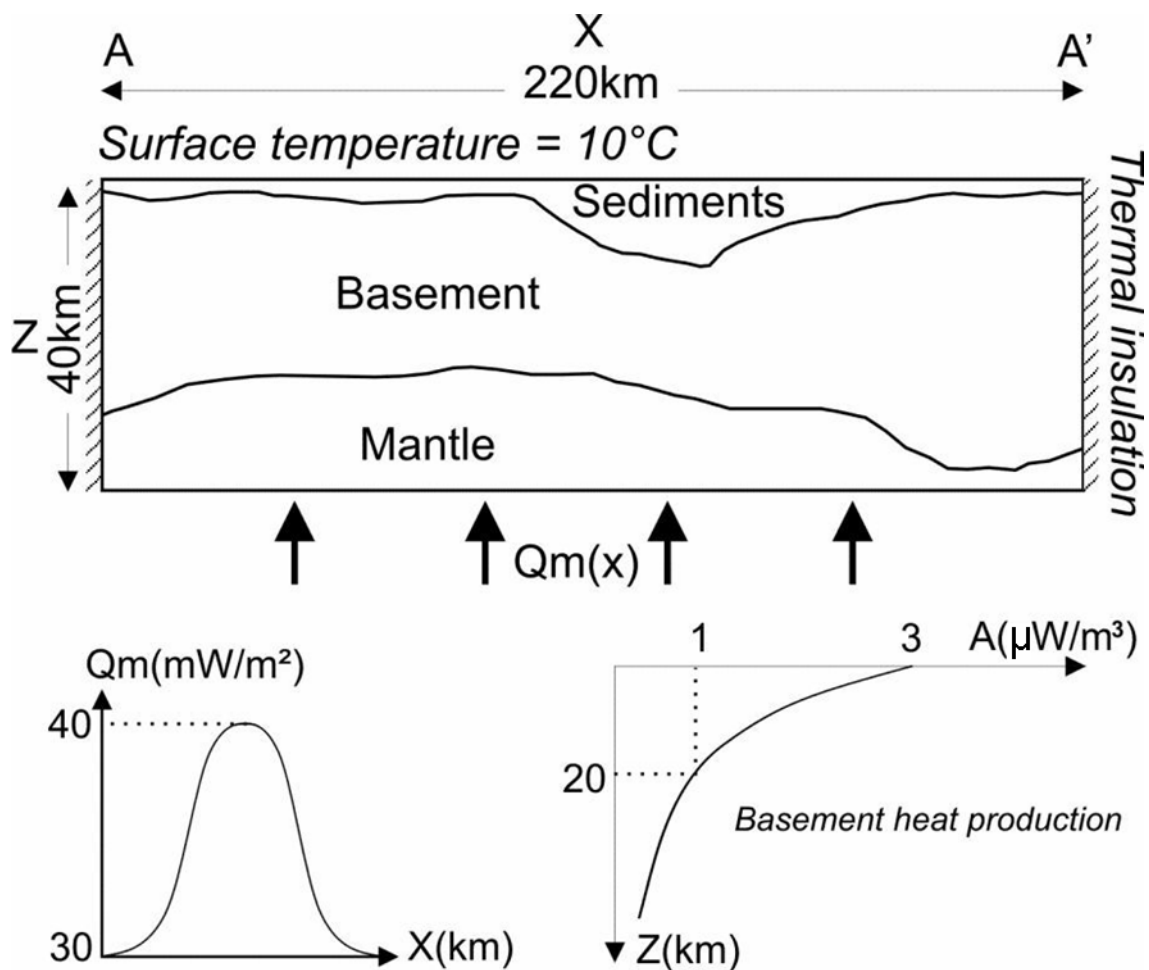


Figure 7-1 : Géométrie du modèle numérique du Bassin du Sud-Est et paramètres physiques associés. Q_m est le flux de chaleur imposé à la base et A est la production de chaleur basale. La coupe AA' est indiquée sur la Figure 3-4 (Garibaldi et al., 2010b).

Afin de quantifier l'effet de l'anisotropie sur les températures profondes, le modèle est d'abord calculé avec un bassin sédimentaire isotrope, puis anisotrope. La loi de variation de la conductivité thermique est indiquée sur la Figure 7-2. Dans chacun de ces cas, les conditions aux limites sont les suivantes (Figure 7-1) : les limites latérales sont isolantes, la température de surface est de 10°C , le flux de chaleur basal a été choisi de façon à reproduire le flux mesuré en surface, c'est-à-dire des valeurs comprises entre 60 et 90mW/m² (Lucazeau et

Vasseur, 1989). Nous avons également souhaité tenir compte de l'augmentation à grande échelle du flux mantellique au centre du bassin (Figure 7-1) en imposant une loi gaussienne avec des valeurs maximales de 40mW/m^2 au centre et 30mW/m^2 sur les bords du bassin (Lucazeau et Mailhé, 1986).

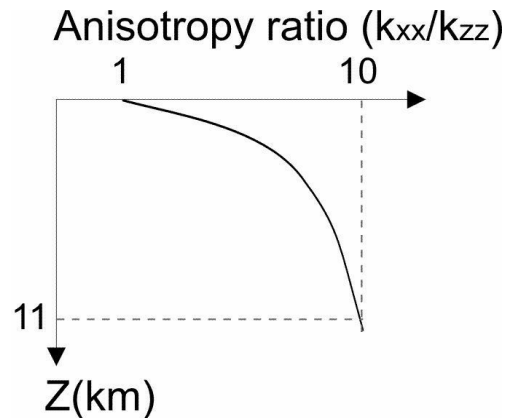


Figure 7-2 : Loi de dépendance de l'anisotropie à la profondeur implémentée au bassin sédimentaire du modèle numérique (Garibaldi et al., 2010b).

La Figure 7-3 montre une comparaison entre le flux de chaleur mesuré en surface (Lucazeau et Vasseur, 1989) et celui calculé par notre modèle numérique dans le cas où le bassin sédimentaire est isotrope et dans le cas où il est anisotrope. Rappelons que les variations du flux en surface peuvent être dues à de nombreux processus dont nous ne tenons pas compte ici, le but de cette comparaison étant seulement de vérifier que les variations du flux en surface obtenues soient réalistes. De plus, le fait de tenir compte d'un flux basal variable (Figure 7-3) provoque une faible augmentation du flux en surface au centre du bassin (courbe bleue sur la Figure 7-3) et donc une forte différence entre les valeurs mesurées et celles calculées lorsque le flux basal est considéré comme étant constant (différence entre les points noirs et la courbe verte sur la Figure 7-3). Sur les bords du bassin, le flux de chaleur est amplifié car l'anisotropie perturbe le gradient thermique.

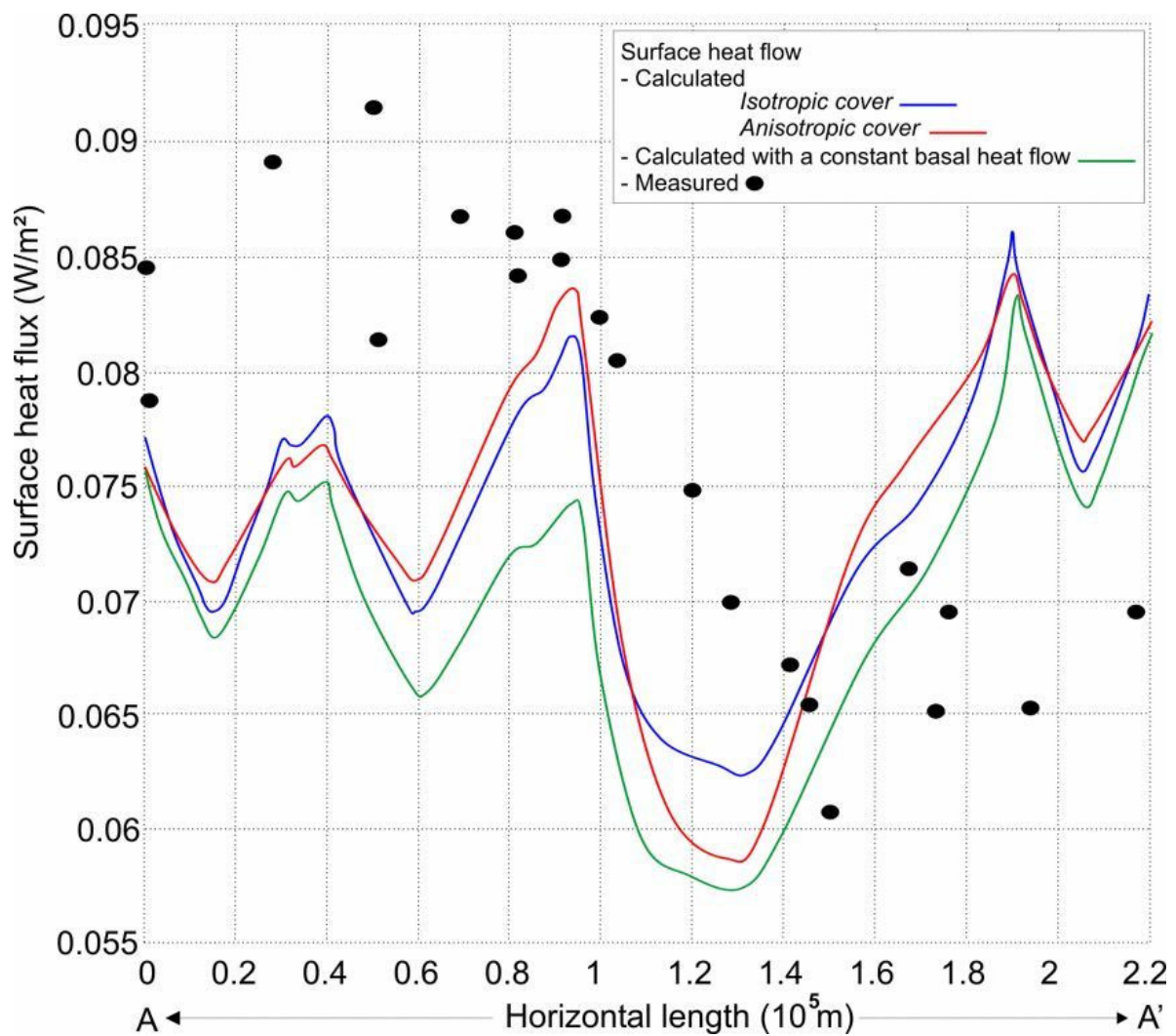


Figure 7-3 : Comparaison entre le flux de chaleur calculé en surface le long de la section AA' (Figure 7-1) avec une couverture sédimentaire isotrope (en bleu) et anisotrope (en rouge) et celui mesuré par Lucazeau et Vasseur (1989) en noir. Le flux de chaleur en surface est présenté avec un flux basal constant (en vert) et variable (en bleu et rouge) (Garibaldi et al., 2010b).

Sur la Figure 7-4, nous avons représenté les variations de température à 3km de profondeur, en indiquant les limites latérales du bassin sédimentaire modélisé. Les bordures atteignent une température maximale de 134°C à 3km de profondeur dans le cas où le bassin est isotrope et 117°C lorsqu'une anisotropie est prise en compte. Les températures calculées sont proches des températures observées (Figure 6-3-3) dans le cas où le bassin modélisé est anisotrope. L'ensemble des températures du bassin apparaissent plus faibles à cause du fait que le transfert de chaleur latéral est plus élevé que le transfert vertical. Les températures baissent de

23°C au centre du bassin et de 17°C sur les bords, donc les anomalies thermiques sont amplifiées sur les bords du bassin et varient entre 21 et 27°C lorsque nous tenons compte de l'anisotropie.

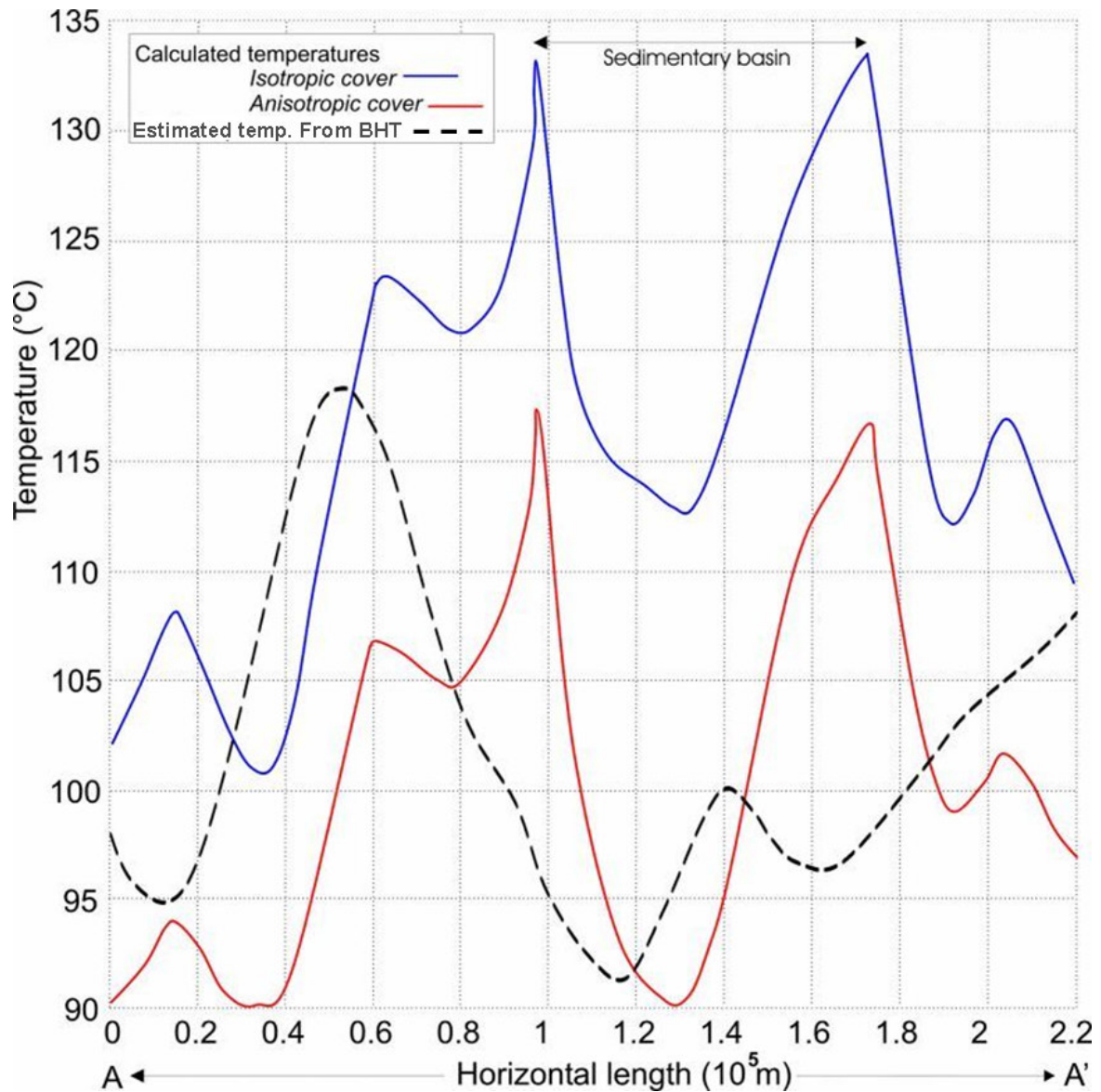


Figure 7-4 : Comparaison entre les températures observées et celles calculées à 3km de profondeur le long de la section AA' (Figure 7-1) (Garibaldi et al., 2010b).

7.2 Températures profondes du Graben de Vistrenque

La géométrie du modèle (Figure 7-5) a été établie en fonction du travail de Benedicto et al. (1996 ; Figure 7-6). Les conductivités ont été déterminées en prenant la moyenne des données des logs des forages indiqués sur la coupe de la Figure 7-6 pour chaque lithologie. Les rapports d'anisotropie appliqués sont donnés sur la Figure 7-7 (Deming, 1994). Les valeurs de la production de chaleur attribuées aux différentes couches correspondent à celles d'un modèle numérique de Guillou-Frottier et al. (2010), lui-même construit avec des données de la littérature.

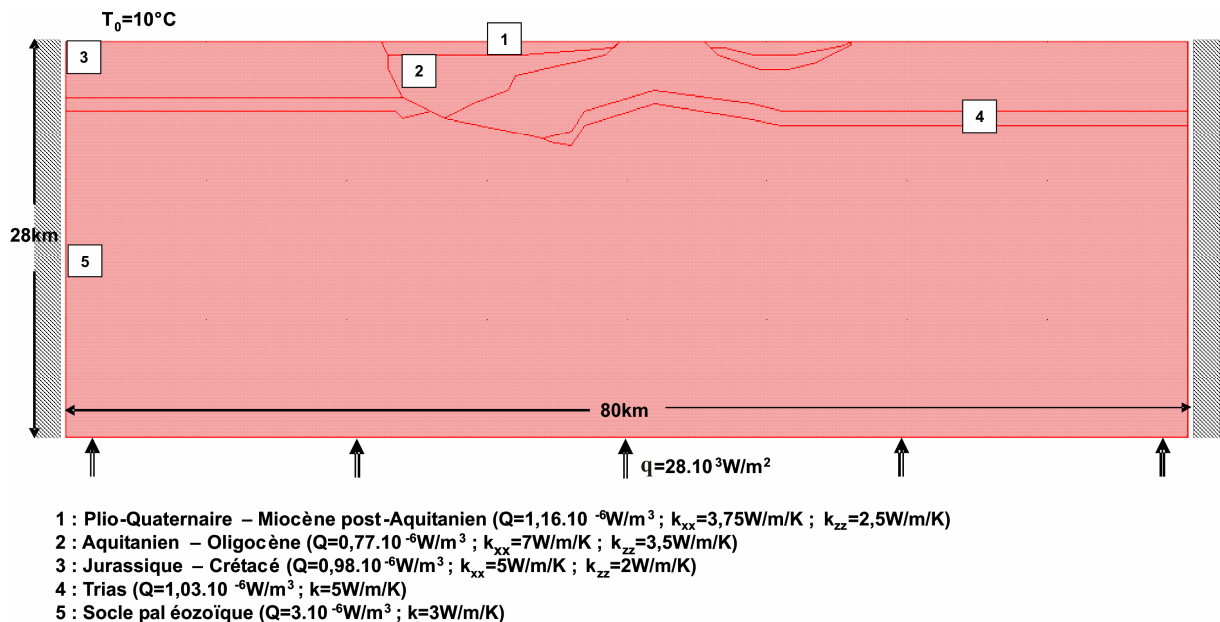


Figure 7-5 : Géométrie du modèle numérique avec paramètres physiques et conditions aux limites imposés.

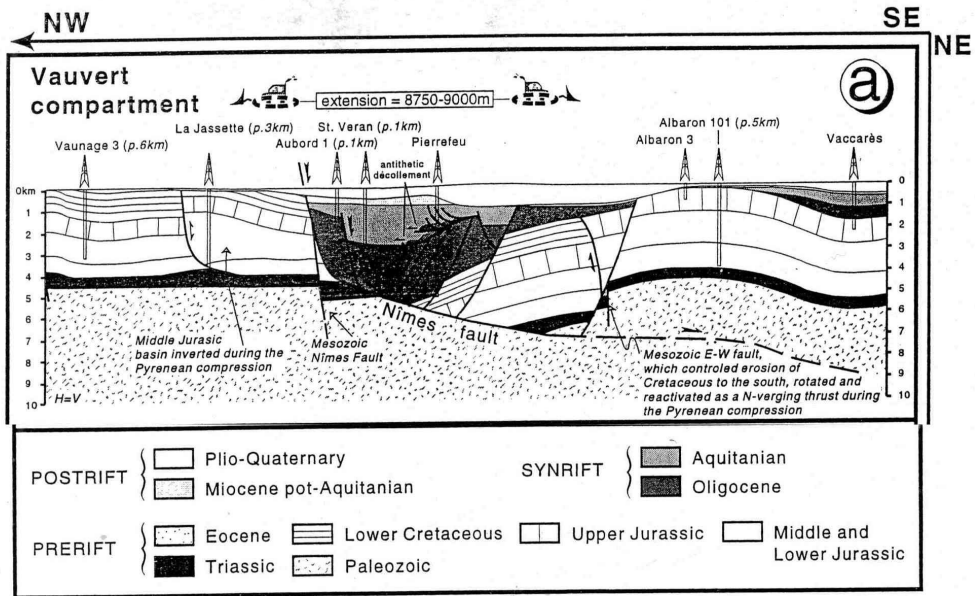


Figure 7-6 : Coupe géologique au niveau du Graben de Vistrenque avec localisation des forages pétroliers (Benedicto et al., 1996).

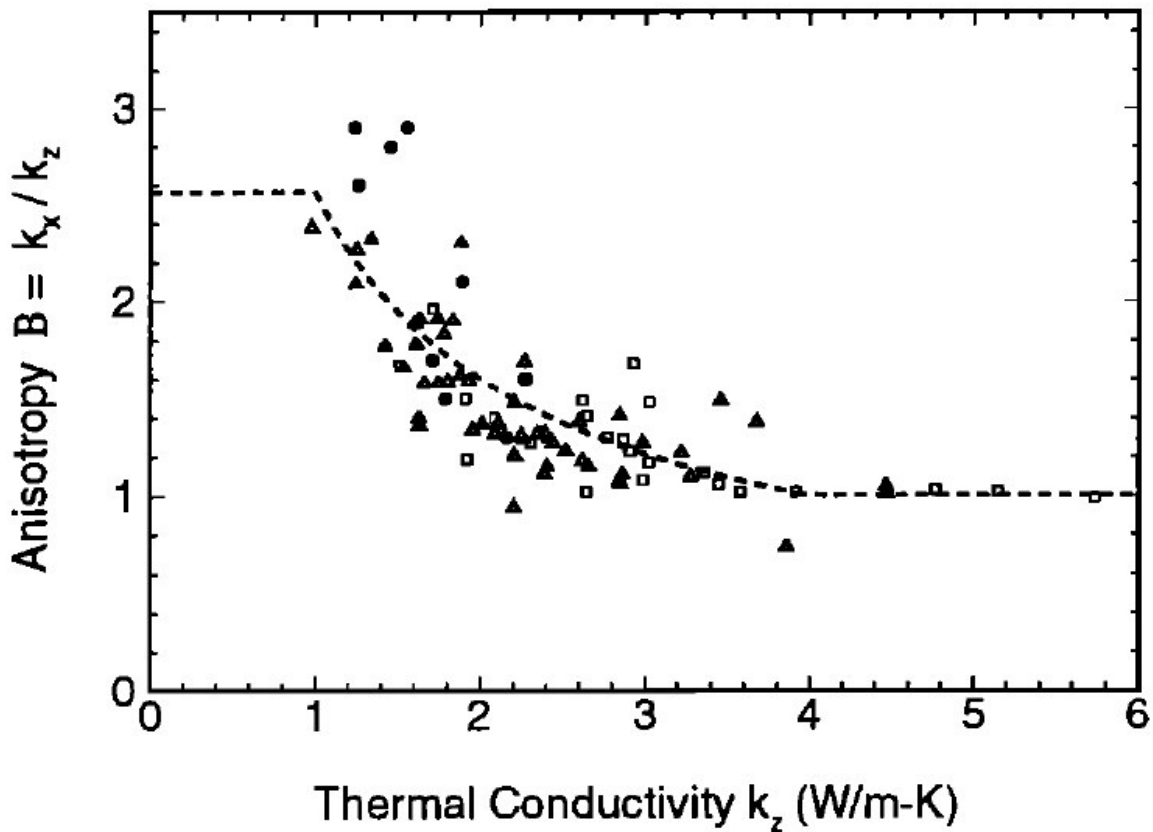


Figure 7-7 : Anisotropie de conductivité en fonction de la conductivité verticale (Deming, 1994).

Le modèle a été calculé en conduction simple. La coupe des températures à 3000m (Figure 7-8) montre des anomalies thermiques positives et négatives de plusieurs dizaines de degrés. Nous ne pouvons pas comparer directement les variations de température obtenues sur les coupes thermiques extraites du modèle de représentation 3D (Figure 6-8) à celles de ce modèle pour une raison d'échelle. Nos données de température sont trop éparpillées pour que nous puissions faire une coupe thermique aussi locale. Sur les coupes thermiques de la Figure 6-8, nous observons une anomalie thermique positive, mais il est possible qu'au sein de cette anomalie régionale positive des anomalies négatives à très petite échelle existent. Si de telles variations sont réellement présentes, nous ne pouvons pas les observer à l'échelle du modèle 3D des températures extrapolées, d'où l'utilité d'un modèle numérique.

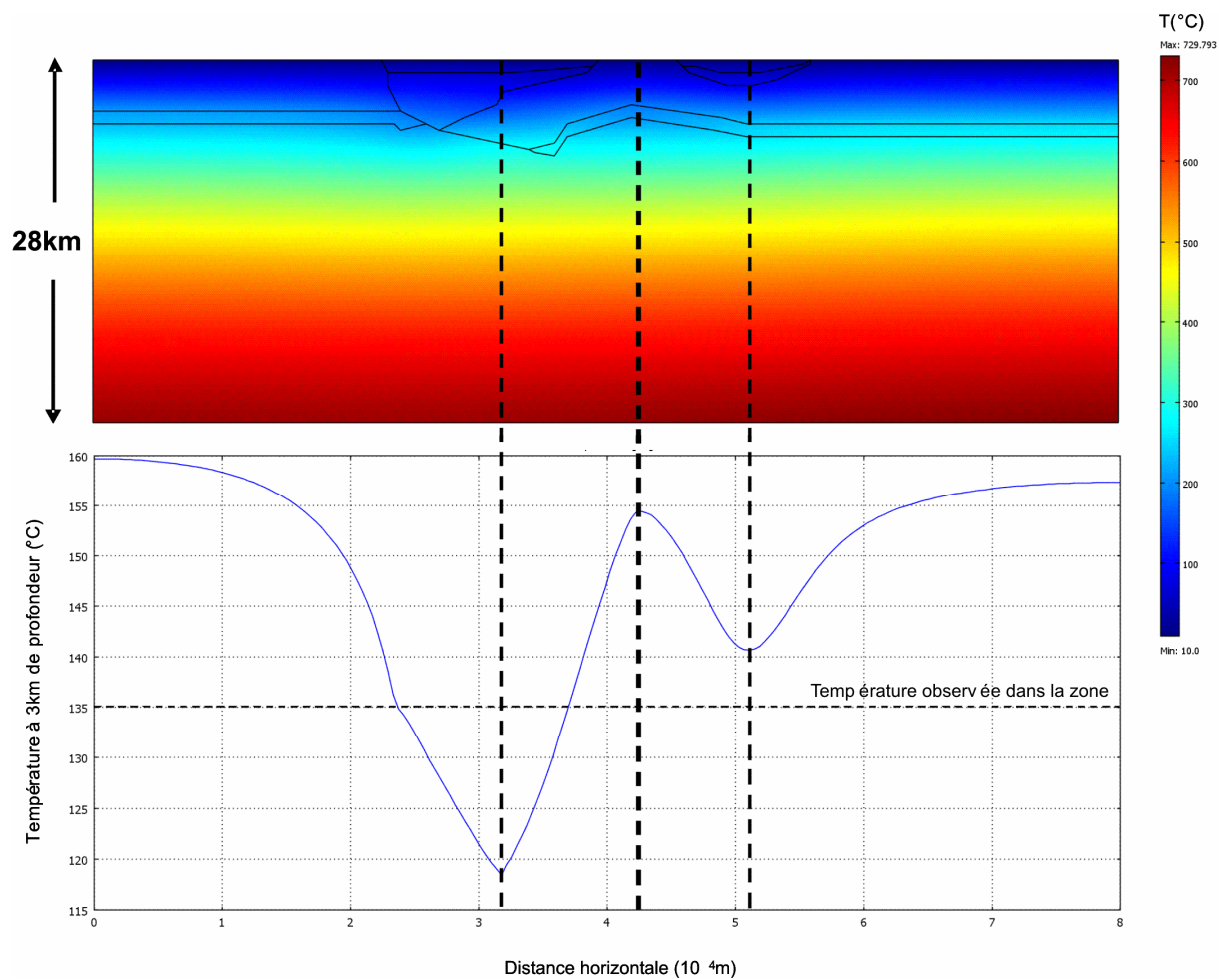


Figure 7-8 : Températures obtenue avec le modèle numérique du Graben de Vistrenque et coupe des températures à 3km de profondeur.

L'élévation des isothermes sur les bords du bassin (Figure 7-8) est cohérente avec le modèle précédent (Figure 7-4) et est due au fait que l'anisotropie perturbe le gradient.

La différence entre les températures observées sur la carte des températures interpolées à 3000m (Figure 6-3) et celles obtenues par la modèle peuvent provenir du fait que nous ne tenons pas compte des fluides pouvant circuler dans la faille de Nîmes.

Cependant, les études précédemment réalisées sur les effets de l'anisotropie (Demongodin et al., 1991; Vasseur et al., 1995a) ont été menées dans le Bassin parisien, à structure géologique

très bien contrainte et simple (en pile d'assiettes). Le Bassin du Sud-Est a une structure beaucoup plus complexe, cette application reste donc théorique.

A ce stade, afin de quantifier les différences de température dues à la circulation de fluides, des modèles de convection hydrothermale doivent être réalisés.

7.3 Résolution du couplage thermique-fluide par la modélisation numérique

7.3.1 Circulations de fluides dans les zones de failles : état des lieux

7.3.1.1 Fluides crustaux

Les fluides sont présents dans la plupart des objets géologiques dès lors qu'ils sont perméables, comme le témoignent des phénomènes tels que les fumeroles volcaniques, les gisements métallifères, l'hydrothermalisme... La physique et la chimie des fluides est donc un des principaux centres d'intérêt des Sciences de la Terre, notamment en sédimentologie, en magmatologie, en tectonique ou en géothermie.

Les fluides crustaux sont généralement composés d'eau, de gaz simples, de sels et d'hydrocarbures. Les contrastes de température et de pression étant importants entre la surface de la Terre et le Moho, ces fluides interagissent avec les roches crustales pour participer à de nombreux phénomènes géologiques tels que la diagénèse, l'hydrothermalisme, la volcanologie, le métamorphisme, les séismes, la métallogénie...

Parmi les différentes applications de l'étude des circulations de fluide, citons l'exemple de la croissance des minéraux à partir d'une phase fluide lors de la genèse de gisements. Lorsqu'un cristal se développe, il peut piéger des petites quantités de fluides, appelées inclusions fluides (Shepherd et al., 1985). Ces paléofluides ont la particularité de garder leurs propriétés

physiques et chimiques telles qu'elles l'étaient lors de la formation du gisement et sont donc très utiles pour retracer les propriétés initiales du fluide. L'interprétation des transitions de phase en termes de température est basée sur l'hypothèse que les inclusions se comportent comme des systèmes fermés (composition et volume constants depuis le piégeage).

Les fluides sont généralement étudiés en Sciences de la Terre pour leur rôle dans le développement des fractures et des failles ainsi que dans le comportement dans les réservoirs fracturés. Cependant, jusqu'à aujourd'hui, peu d'études se sont intéressées à traiter de manière dépendante les failles et les fluides (voir paragraphes suivants), c'est pourquoi nous avons choisi de nous intéresser à étudier leur comportement de façon conjointe par le biais de la modélisation numérique.

Les propriétés physico-chimiques des fluides étant dépendantes de la température, quelle que soit l'application concernée, la connaissance des propriétés thermiques des fluides est primordiale.

Nous avons vu en introduction qu'en géothermie la chaleur de l'eau contenue dans les réservoirs profonds est utilisée pour produire de l'énergie.

La présence d'eau souterraine et son éventuelle émergence sous forme de source est conditionnée par la lithologie du sous-sol, par la nature des structures géologiques régionales, par le relief et les processus de recharge. L'eau météoritique pénètre dans le sol. Une partie s'infiltré dans des fractures ou des roches poreuses et peut s'accumuler dans des réservoirs. Ces réservoirs se situent en grande partie dans les bassins sédimentaires. Dans les zones volcaniques, l'eau est fortement réchauffée à faible profondeur et certains réservoirs forment de grands gisements d'énergie exploitable comme à Bouillante (paragraphe 1.3.2). Les systèmes hydrothermaux se concentrent quant à eux dans les régions où le flux de chaleur est important et en présence de roches perméables ou fracturées. Les manifestations

hydrothermales s'observent dans les zones de rift, les rides océaniques, les frontières de plaques et les régions de volcanisme récent ou actuel. L'origine de l'eau qui alimente les réservoirs hydrothermaux sont de deux types : marine et météoritique. Les eaux s'infiltrent dans le sol avant de circuler en profondeur. Leur température et composition chimique varient continuellement pendant ce transit (interaction entre les fluides et les roches encaissantes). Lors de la sédimentation, les eaux douces et marines sont piégées dans les sédiments ou adsorbés par des minéraux secondaires comme les argiles. Durant la compaction, les fluides sont expulsés des pores, et la diagénèse entraîne des recristallisations et cimentations dans ces pores. L'eau constituant les minéraux est également expulsée durant cette étape. Le métamorphisme est associé aux mêmes mécanismes de libération d'eau, mais celle-ci ne peut pas être prélevée et utilisée pour la géothermie car les zones concernées sont bien plus profondes (10-15km).

7.3.1.2 Zones perméables de la croûte terrestre

La croûte terrestre se déforme sous des contraintes tectoniques générées par les mouvements de plaques. L'apparition de failles en est la manifestation la plus importante. L'étude des failles est indispensable afin de comprendre la rhéologie de la croûte et concerne de nombreux domaines d'application (sismologie, volcanisme, réservoirs pétroliers ou géothermiques fracturés...) D'autre part, dans les bassins sédimentaires, l'activité tectonique joue un rôle primordial dans l'enfouissement et la circulation des fluides.

Les fluides sont un des facteurs principaux contrôlant les phénomènes de rupture le long des failles suite à des variations de pression ou de température en interagissant avec les roches de la croûte. Bien que peu d'études aient été faites concernant le rôle de la convection dans les zones de faille, c'est un des mécanismes majeurs de transfert de chaleur dans la croûte

(Tournier et al., 2000). Au sein des bassins sédimentaires la perméabilité peut varier de quatre ordres de grandeur. Ce facteur rend compte de l'intervention de circulations de fluides.

Les zones de faille sont considérées comme étant les conduits hydrauliques les plus actifs de la croûte terrestre (Sibson et al., 1975; Knipe, 1993; Sibson, 1994; Barton et al., 1995; Zhang et al., 2008) et sont reconnues pour être des chemins de drainage préférentiel des fluides à l'échelle des bassins sédimentaires (Hippler, 1993; Caine et al., 1996). Les circulations de fluides dans les zones de faille contrôlent la mobilisation, le transport et le dépôt d'éléments chimiques et influencent les transferts de chaleur à travers la croûte (Cox et al., 2001; Jaboyedoff et Pastorelli, 2003; Baietto et al., 2008).

Les failles n'ont pas une structure interne homogène mais sont composées de roches de différentes propriétés. Cette hétérogénéité a un impact sur leur comportement sismogène et les circulations de fluides. Elles sont notamment composées de zones en extension et de zones en compression, donc d'unités structurales et hydrogéologiques distinctes qui reflètent les propriétés du matériau (Chester et Logan, 1986) et contrôlent si la faille agit comme un système de conduit pour les fluides, de barrière ou d'une combinaison conduit-barrière (Hippler, 1993; Caine et al., 1996; Surma et al., 2003; Wibberley et al., 2008). Les épisodes de tectonique régionale et les processus de déformation associés au fonctionnement des failles peuvent perturber les circulations de fluides prenant place au sein des bassins sédimentaires (Grauls et Baleix, 1994).

7.3.1.3 Convection naturelle dans les failles, perméabilité et anomalies thermiques

La structure de la perméabilité au sein des zones fracturées et faillées est importante car le taux de circulation des fluides dépend des variations de perméabilité, de son anisotropie et de

la tortuosité des chemins empruntés par les fluides (Wibberley et al., 2008). En moyenne, la perméabilité parallèle à la zone de faille est d'un à trois ordres de grandeur plus élevée que celle perpendiculaire à la foliation (Evans, 1997; Faulkner et Rutter, 1998; Seront et al., 1998; Faulkner et Rutter, 2000, 2001; Faulkner, 2004), donc l'anisotropie est importante.

L'évolution temporelle et spatiale de la perméabilité dépend du type de roche fracturée, des taux de contrainte, des mécanismes de déformation, de l'architecture des failles ainsi que de nombreux autres paramètres (Wibberley et al., 2008). De plus, les zones de faille changent durant les épisodes de déformation sous l'influence de mécanismes physico-chimiques (comme la dissolution-cristallisation sous contrainte) souvent contrôlés par les fluides. La variabilité temporelle de la perméabilité est particulièrement marquée dans les environnements hydrothermaux caractérisés par de forts déséquilibres chimiques et thermiques (Ingebritsen et Manning, 2010). La zone faillée résultante est plus hétérogène, menant à de fortes incertitudes dans la compréhension et la prédiction de leurs comportements mécaniques et circulations de fluides (Wibberley et al., 2008; Zhang et al., 2008). Ces transformations peuvent affecter le plan de faille mais aussi la zone endommagée (Caine et al., 1996; Surma et al., 2003). Cet aspect est très intéressant d'un point de vue économique et sismologique car il s'agit d'un facteur-clé pour déterminer la distribution de la pression et des volumes de fluides qui peuvent circuler (Wibberley et al., 2008). La perméabilité peut augmenter brutalement suite à un séisme (Figure 7-9). Pour ce qui est du retour à l'équilibre, cela prend quelques années. Dans le cas du séisme de Kobe (Japon) par exemple, la perméabilité a décliné de 40 à 70% dans les 8 ans qui ont suivi l'événement (Tanaka et al., 2007). Dans le cas du séisme d'Hector-Mine en Californie (Figure 7-9), Ingebritsen et Manning (2010) et Elkhoury et al. (2010) parlent d'une période d'un an.

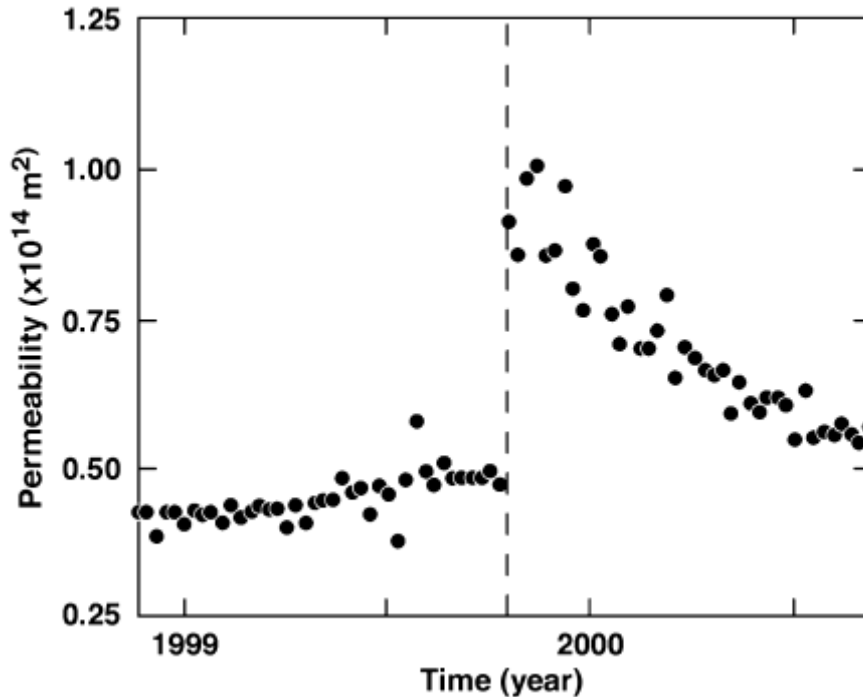


Figure 7-9 : Variation de la perméabilité suite au séisme d’Hector-Mine (Californie, Mw 7.1) d’après Elkhoury et al. (2010).

La compréhension du comportement des fluides dans les zones de faille ainsi que le comportement des failles lors d’une circulation de fluides est également primordiale pour toute étude de géothermie profonde, non seulement pour l’évaluation des températures profondes mais également en termes d’aléa lors de l’exploitation de réservoirs géothermiques potentiels. Cependant, le comportement hydraulique des zones de faille est difficile à prédire car leur structuration entraîne des variations spatiales plus ou moins marquées de la perméabilité (Antonellini et Aydin, 1995; Foxford et al., 1998; Knipe et al., 1998; Shipton et Crowie, 2001; Jones et Hillis, 2003; Lunn et al., 2008). L’interaction entre les modifications de la structure des réseaux poreux et les circulations de fluides entraîne des modifications de l’anisotropie et de certaines propriétés de la roche autour de la faille (Surma et al., 2003).

La perméabilité varie considérablement dans même zone de faille en fonction de leur structuration (Figure 7-10). Les failles plurikilométriques sont typiquement composées (Figure 7-10) d’un cœur (ou gouge), le long duquel ont eu lieu les déplacements les plus

récents, bordée d'un côté ou de part et d'autre par une zone fracturée qui passe progressivement ou directement à une zone saine non déformée, appelée protolithe (Chester et Logan, 1986; Caine et al., 1996; Baietto et al., 2008).

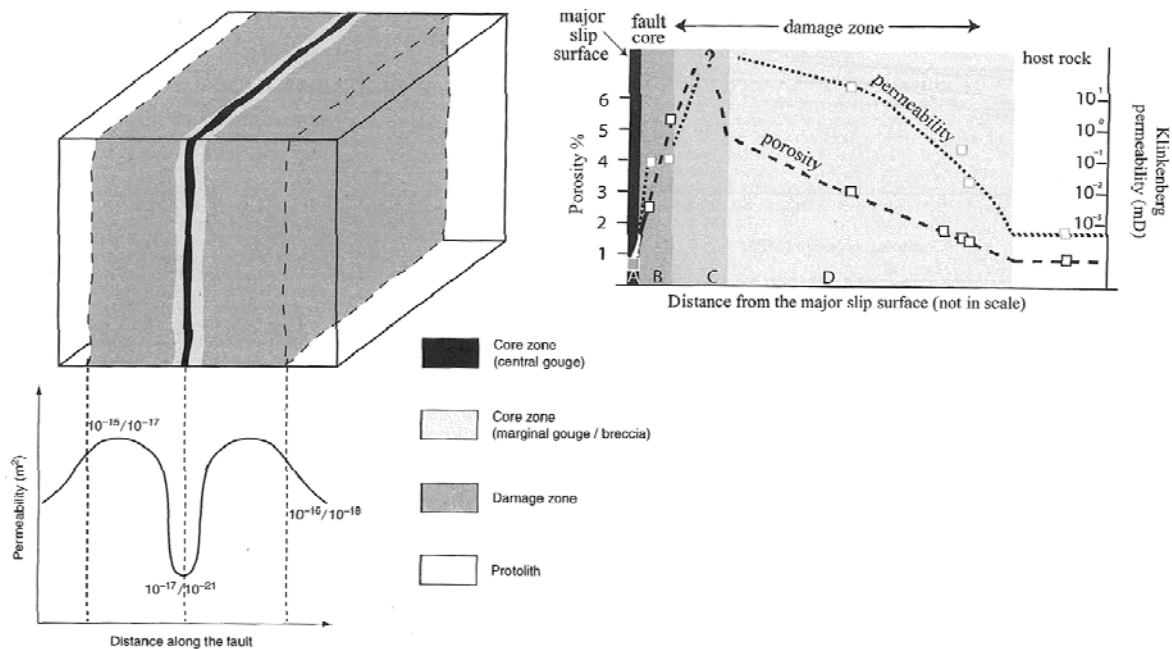


Figure 7-10 : Structure d'une zone de faille et variation de la perméabilité associée selon Boutareaud et al. (2008) (à gauche) et variation de la perméabilité et de la porosité selon Agosta (2008) (à droite). A droite, la perméabilité est donnée en milli-Darcy (mD).

La gouge possède une granulométrie très faible due à la présence de matériaux pulvérisés et une fine foliation riche en argiles, elle présente donc une porosité et une perméabilité faibles (Chu et al., 1981; Morrow et al., 1984; Chester et Logan, 1986; Surma et al., 2003; Agosta, 2008; Boutareau et al., 2008) et agit comme une barrière à la circulation de fluides (Baietto et al., 2008). Les valeurs de porosité et perméabilité de la gouge dépendent du degré de cimentation (Geraud et al., 2010). Inversement, les zones fracturées se trouvant de part et d'autre de la gouge sont altérées par des interactions roche-fluide (Surma et al., 2003; Baietto et al., 2008) et ont une porosité et une perméabilité élevées (Chester et Logan, 1986; Caine et al., 1996; Surma et al., 2003; Agosta, 2008; Boutareau et al., 2008; Geraud et al., 2010). Cette

zone représente le chemin principal des circulations de fluides (Geraud et al., 2010). Le protolithe possède une porosité et une perméabilité intermédiaires (Boutareau et al., 2008).

Par le biais de modèles numériques, il est possible d'examiner les effets de la variation de la perméabilité sur le comportement des circulations de fluides au sein des failles. D'autres auteurs ont déjà traité des données de température aux alentours des zones de faille par le biais de modèles numériques de circulation convective. Ces études ont été menées dans le but de comprendre la présence d'or près des zones de faille ou dans les systèmes géothermiques de bassins sédimentaires (Le Carlier et al., 1994; Royer et Flores, 1994; Bächler et al., 2003; Matthäi et al., 2004; Simms et Garven, 2004; Wisian et Blackwell, 2004; Yang et al., 2004; Harcouët-Menou et al., 2009). Certains auteurs ont en effet remarqué que l'effet thermique lié aux circulations de fluides dans les zones de faille est responsable de la présence d'or à des profondeurs inhabituellement faibles (Bethke et Marshak, 1990; Garven et al., 1993) et provoque l'émergence de sources chaudes aux environs (Alfödi et al., 1985; Förster et Smith, 1989).

Les modèles numériques de circulation convective de fluides dans les zones de faille montrent que des anomalies de plusieurs dizaines de degrés peuvent facilement être générées au sein d'un bassin sédimentaire (Fleming et al., 1998; Bächler et al., 2003; Bense et al., 2008). A Landau (Allemagne), il existe une anomalie thermique où deux failles majeures à forte perméabilité sont présentes (Figure 6-14). Bächler et al. (2003) ont montré que le long d'une de ces failles, les ondulations thermiques montrent des amplitudes allant jusqu'à $\pm 8^{\circ}\text{C}$ à 500m sous la surface et $\pm 12^{\circ}\text{C}$ à 1km de profondeur. Bächler et al. (2003) parviennent à reproduire ces ondulations par le biais d'un modèle numérique transitoire 3D en simulant la convection thermique dans une faille.

Des modèles stationnaires 2D de convection hydrothermale ont été produits suivant le même type d'approche. Dans les modèles précédents, les anomalies positives et négatives sont continues à la verticale, c'est-à-dire qu'une anomalie positive en profondeur se répercute en surface et de même pour les anomalies négatives. Or nous avons vu que dans le Bassin du Sud-Est des anomalies positives et négatives peuvent être superposées les unes aux autres ou subir une migration en profondeur (Figure 6-1 à Figure 6-5). Cette même observation peut également être faite sur les coupes thermiques (Figure 6-8). Il est possible qu'une circulation convective puisse expliquer ce type d'évolution spatiale ainsi que les changements d'intensité des anomalies observés sur les cartes.

Dans les modèles précédents, la variation spatiale de la perméabilité n'est pas prise en compte pour caractériser le phénomène de convection hydrothermale. Ces variations sont plus réalistes que l'emploi d'une valeur moyenne de perméabilité. Or, le nombre de Rayleigh caractérisant la convection considère une perméabilité constante (Équation 2-36). Pour cette raison et afin de ne pas assigner de valeur critique fixée au nombre de Rayleigh, la suite de cette analyse exige une approche numérique.

7.3.2 Convection hydrothermale en zone perméable avec dépendance de la perméabilité à la profondeur

De nombreux auteurs ont publié des modèles de convection hydrothermale en régime transitoire avec différents codes de calcul (Royer et Flores, 1994; Gerdes et al., 1998; Rabinowicz et al., 1998; Wisian et Blackwell, 2004). Les champs de température, les vitesses de fluides et les comportements convectifs de chacun de ces modèles sont comparables (Eldursi, 2009).

La Figure 7-11 montre un modèle numérique que nous avons publié dans Garibaldi et al. (2010a) où nous avons reproduit un comportement convectif et obtenu un flux de chaleur en surface comparable à ceux publiés par Rabinowicz et al. (1998). Ici, la perméabilité est constante avec la profondeur dans les deux cas, les limites latérales sont isolantes, la température en surface est fixée à 0°C et le flux basal (100mW/m²) est constant.

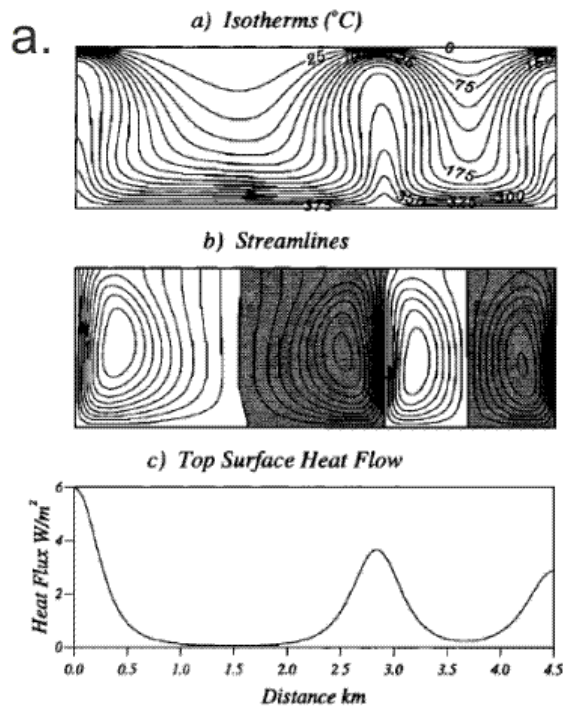


Figure 2. A snapshot after 5×10^4 years of (a) the isotherms ($^{\circ}\text{C}$), (b) streamlines, and (c) top surface heat flow in a 2-D experiment with a constant permeability of 10^{-15} m^2 .

Rabinowicz et al., 1998

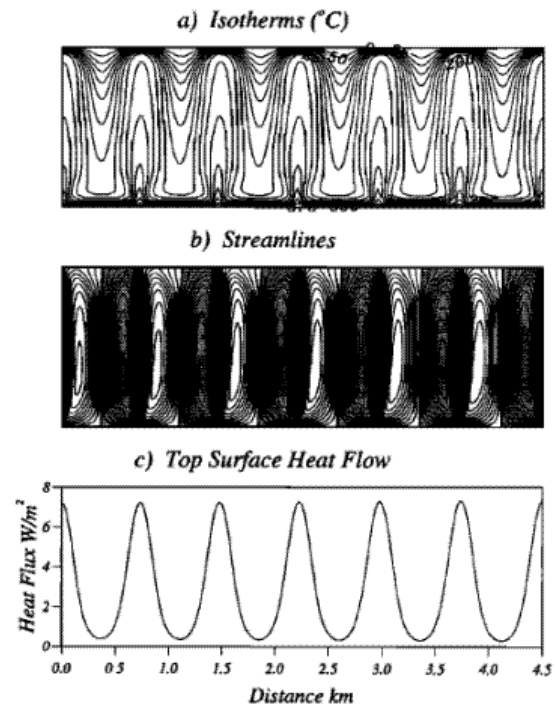


Figure 3. Two-dimensional experiment with a constant permeability of $5 \times 10^{-15} \text{ m}^2$. Steady state circulation is reached. Flow consists of narrow vertical plumes.

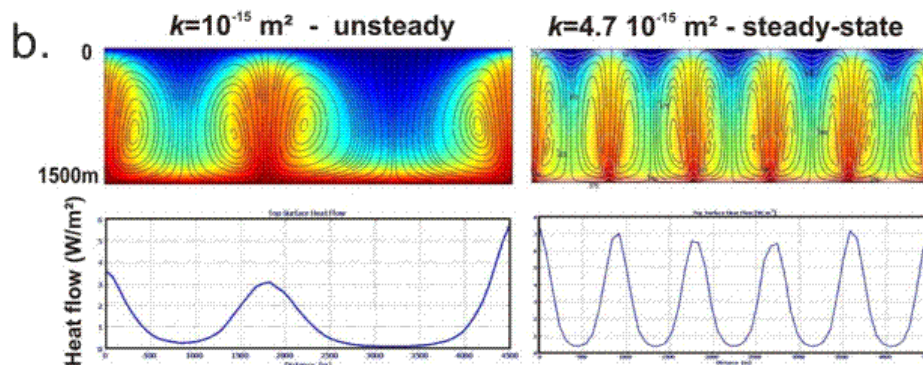


Figure 7-11 : a. Modèles de Rabinowicz et al. (1998) ; b. Modèle numérique de convection hydrothermale dans une zone faillée perméable : en haut : calibrage reproduisant des figures convectives de Rabinowicz et al. (1998) avec température en couleur, lignes de courant en noir et en bas : flux de chaleur en surface.

Afin d'intégrer la dépendance de la densité et de la viscosité des fluides avec la température, la viscosité est calculée avec l'Équation 2-34 et la densité avec la loi de dépendance suivante :

Équation 7-1

$$\rho = [1 - 2.10^4(T - 293,15)]10^3$$

Cette loi est une première approximation trop simpliste puisque les contrastes de densité sont sous-estimés, les effets dus à la pression ne sont pas pris en compte. Dans les modèles suivants, nous prenons en compte cet effet en utilisant la loi :

Équation 7-2

$$\rho = 995,12 + 0,0141T - 0,0033T^2$$

Celle-ci correspond à un ajustement, par un polynome de second degré, de données expérimentales disponibles sur www.engineeringtoolbox.com (page *Water thermal properties*) cohérent avec l'étude de Jupp et Schultz (2004).

Nous avons souhaité tenir compte des variations des valeurs de perméabilité en fonction de la profondeur. Les perméabilités de l'encaissant (k_e) et de la zone de faille (k_f) suivent les lois de dépendance à la profondeur suivantes :

Équation 7-3

$$k_e = k_{e_0} \exp\left(\frac{-z}{1500}\right)$$

Équation 7-4

$$k_f = k_{f_0} \exp\left(\frac{-z}{\delta}\right)$$

Où k_{fo} , perméabilité de la zone de faille en surface, varie entre 10^{-14}m^2 et $2 \cdot 10^{-12} \text{m}^2$, et où k_{eo} , perméabilité de l'encaissant en surface est de 10^{-17} ou 10^{-16}m^2 .

Les conditions aux limites et les paramètres physiques sont indiqués sur la Figure 7-12. Nous avons entouré la zone de faille (d'une largeur w) par un encaissant très peu perméables ($k = 10^{-17}$ ou 10^{-16}m^2 en surface) afin de se focaliser sur la circulation de fluides ayant lieu dans la zone de faille. Le modèle est orienté perpendiculairement à la zone de faille (Figure 7-12).

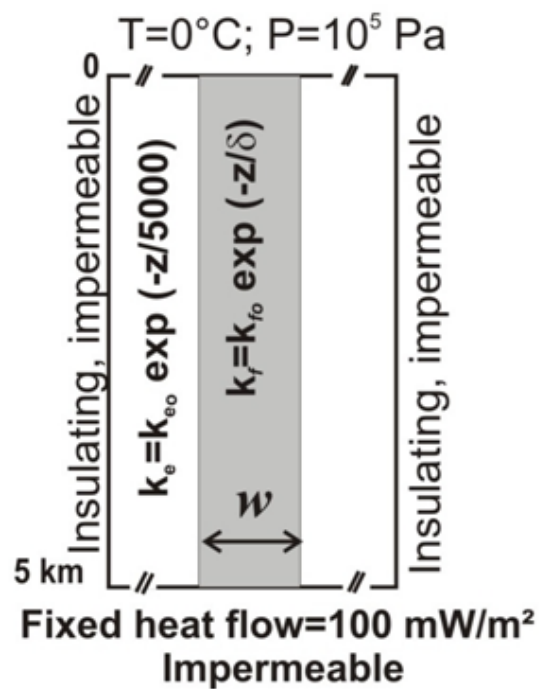


Figure 7-12 : Paramètres physiques et conditions aux limites du modèle numérique de convection hydrothermale avec dépendance de la perméabilité avec la profondeur.

Quelques une des lois de dépendance en fonction de z/δ (δ est le facteur de dépendance) sont indiquées sur la Figure 7-13 pour les roches encaissantes et les zones de faille.

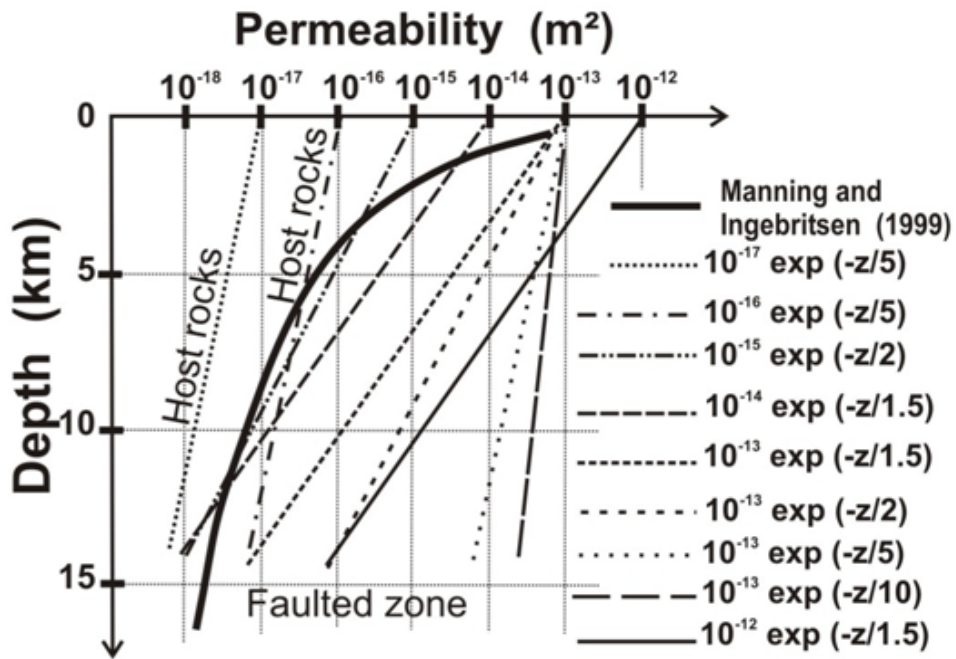


Figure 7-13 : Lois de variation de la perméabilité avec la profondeur testées.

Lorsque $\delta = 1,5\text{km}$ la perméabilité décroît d'un ordre 3 dans les 10 premiers kilomètres comme cela a été décrit par la loi de variation exponentielle de Manning et Ingebritsen (1999 ; Figure 2-12). Nous avons également testé des cas extrêmes pour lesquels δ atteint 10km et où k_{f_0} est forte dans le but d'approcher une perméabilité forte et constante au sein de la zone de faille. Bächler et al. (2003) obtiennent une mise en place de la convection dans les zones de faille pour des perméabilités supérieures à $5 \cdot 10^{-13}\text{m}^2$. Dans nos modèles où la perméabilité décroît fortement en profondeur nous devrions donc obtenir des anomalies thermiques significatives lorsque k_{f_0} est importante.

Différents cas avec différentes valeurs de k_{f_0} sont présentés sur la Figure 7-14 a, b et c.

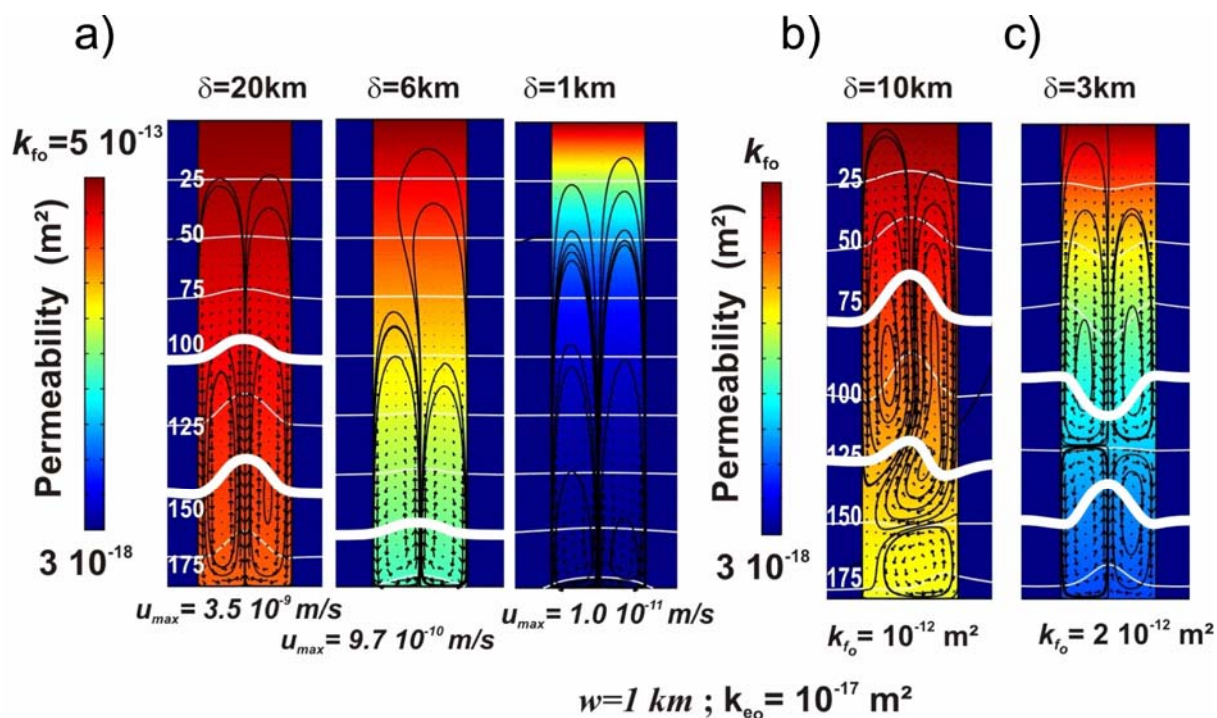


Figure 7-14 : Différents cas de variation de la perméabilité avec la profondeur : a) cas pour lequel $k_{f_0}=5 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, avec δ variable. L'échelle de couleurs représente les valeurs de perméabilité, les lignes blanches correspondent aux isothermes espacés de 25°C et les lignes noires représentent les lignes de courant de la circulation convective ; b) cas pour lequel $k_{f_0}= 10^{-12} \text{ m}^2$, et $\delta=10 \text{ km}$; c) cas où la perméabilité en surface est forte, et où la dépendance de la perméabilité avec la profondeur est plus réaliste. La largeur de la zone faillée est de 1 km et la perméabilité de l'encaissant à la surface vaut 10^{-17} m^2 .

On peut voir que lorsque la perméabilité varie peu en profondeur ($\delta= 20\text{km}$; Figure 7-14 a), les vitesses de circulation de fluides sont importantes ($3,5 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$; valeur concordante avec les résultats obtenus par Bächler et al., 2003) et des anomalies thermiques positives sont obtenues en profondeur (forte remontée des isothermes). A mesure que δ décroît, la zone perméable efficace est moins profonde, la vitesse de circulation des fluides est réduite et les anomalies deviennent plus faibles pour disparaître lorsque $\delta= 1\text{km}$ (Figure 7-14 a).

Lorsque k_{f_0} est élevée et que la zone de faille est très fortement perméable (Figure 7-14 b), les vitesses des fluides atteignent des valeurs importantes et les isothermes sont significativement perturbés. A 4km de profondeur, on obtient alors un découplage des cellules convectives, deux cellules convectives se superposent à une cellule plus profonde plus large et moins haute. Lorsque $\delta= 3\text{km}$ (similaire à la loi de Manning et Ingebritsen), un découplage est

également observé, mais à une profondeur plus faible (autour de 3,5km, Figure 7-14 c). On voit que des anomalies de 18°C peuvent être obtenues, ainsi qu'une inversion des anomalies thermiques en profondeur ; une anomalie négative surmontant une anomalie positive.

Sur la Figure 7-15, nous montrons un autre exemple publié dans un résumé étendu (Garibaldi et al., 2010b) où la largeur de la zone de faille est de 800m et où $\delta = 5\text{km}$.

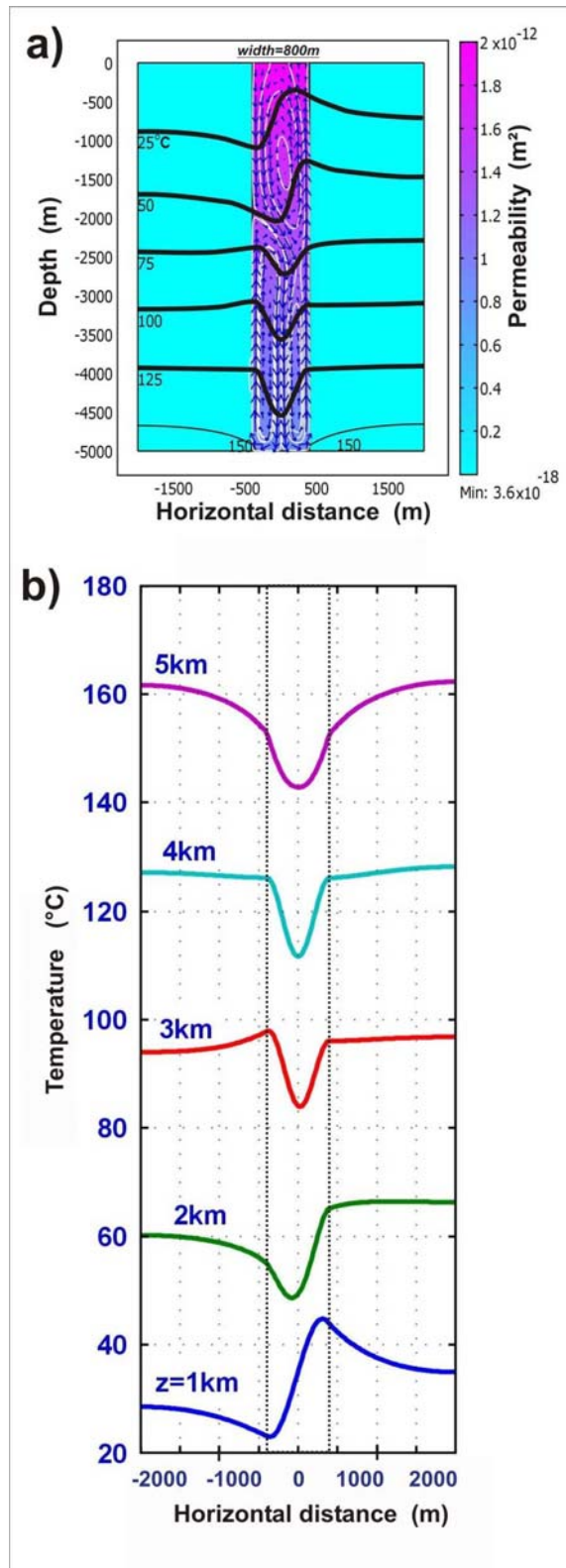


Figure 7-15 : Circulation de fluides dans une zone de faille : a) comportement convectif (lignes de courant en blanc, vecteurs vitesse en bleu) et isothermes ($^{\circ}\text{C}$) en noir. L'échelle de couleurs correspond à la variation de la perméabilité en profondeur ; b) profils de température correspondant aux différentes profondeurs indiquées (Garibaldi et al., 2010b).

Trois cellules de convection irrégulières sont engendrées et les remontées de fluides sont associées aux remontées des isothermes et inversement. Là encore, le développement de plusieurs couches de cellules convectives est associé à la prise en compte de la dépendance de la perméabilité à la profondeur qui entraîne des régimes dynamiques distincts : sur un même profil vertical, des anomalies positives surmontent des anomalies négatives (Figure 7-15 a). La Figure 7-15 b montre des profils de température à différentes profondeurs. On peut y voir des anomalies thermiques de plus de $\pm 10^\circ\text{C}$. A 1km de profondeur, les anomalies peuvent être positives ou négatives, alors qu'à 4 et 5km, les anomalies sont strictement négatives.

Sur le modèle présenté en Figure 7-16 (détails dans Garibaldi et al., 2010a), nous montrons un cas où la zone de faille est plus large ($w = 2\text{km}$) et où $\delta = 1,5\text{km}$ pour $k_e = 10^{-17}$ et 10^{-16}m^2 .

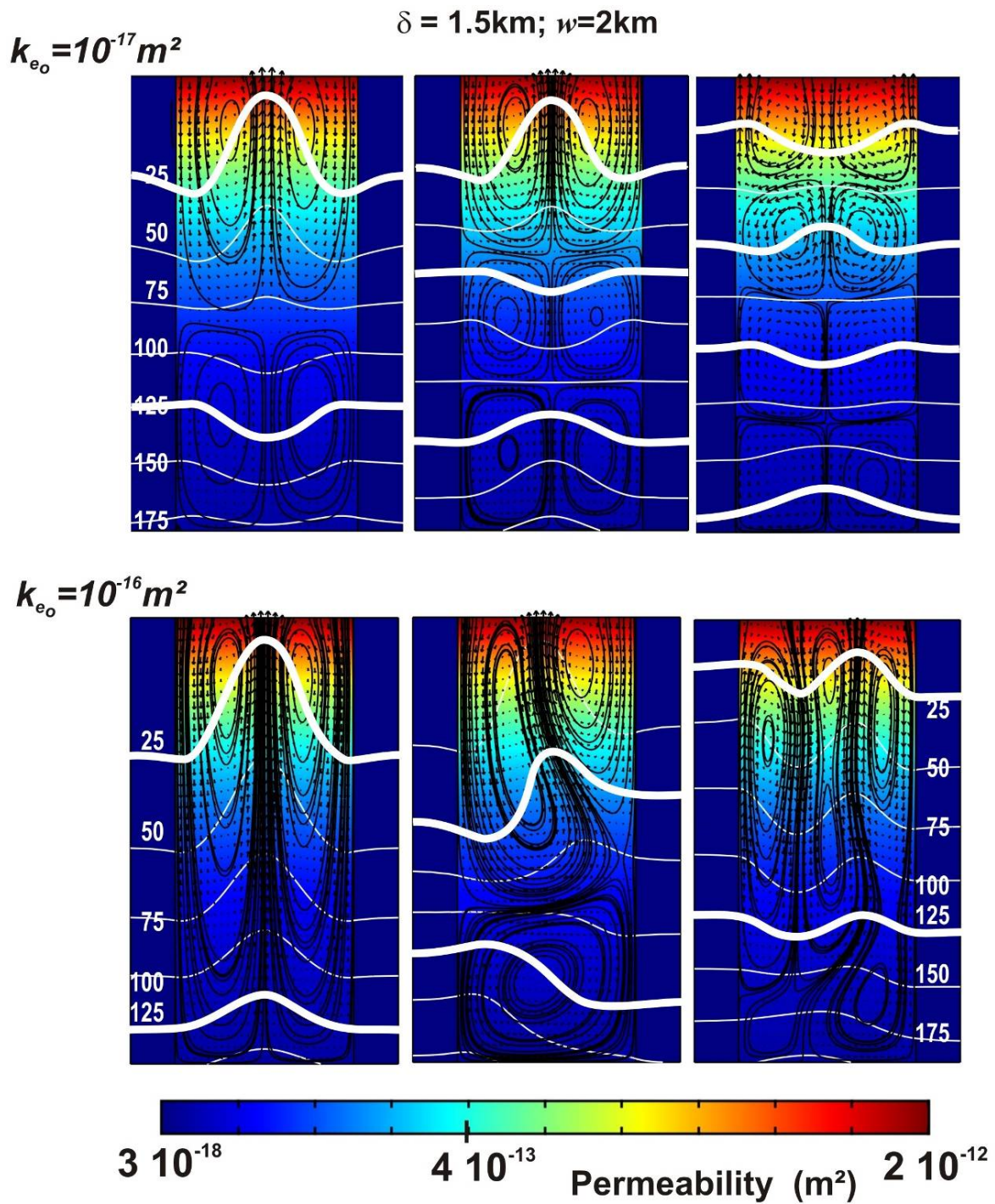


Figure 7-16 : Cas d'une zone perméable plus large (2 km) avec une dépendance de la perméabilité avec la profondeur proche de celle de la loi de Manning et Ingebritsen ($\delta = 1.5$ km). En haut, la perméabilité de l'encaissant en surface vaut 10^{-17}m^2 et elle vaut 10^{-16}m^2 pour les figures du bas. Bien que plusieurs comportements convectifs stables convergents puissent être obtenus selon la procédure numérique choisie (cf. texte), des anomalies thermiques d'au moins $\pm 10^\circ\text{C}$ sont observées dans tous les cas (Garibaldi et al., 2010a).

Trois comportements convectifs stationnaires différents sont obtenus dans les deux cas.

On peut voir que lorsque la perméabilité de l'encaissant est plus faible ($k_{eo}=10^{-17}m^2$), 4 à 8 cellules convectives régulières se développent dans la zone de faille. Dans le cas de gauche, l'interface entre les cellules supérieures et inférieures est moins profonde que celle de la Figure 7-15 c. Dans les deux cas, des anomalies thermiques négatives ou positives de plus de 10°C sont obtenues. Lorsque la perméabilité est plus élevée ($k_{eo}=10^{-16}m^2$), les figures convectives sont plus complexes car les roches encaissantes enregistrent plus facilement les perturbations thermiques et les vitesses de circulation de fluides ayant lieu dans la zone de faille. Non seulement des anomalies thermiques positives et négatives de plus de 10°C peuvent être superposées, mais elles montrent également une migration latérale en profondeur (Figure 7-16 en bas au centre).

Les différents comportements convectifs de la Figure 7-16 ont été obtenus avec les mêmes paramètres. Ils sont dus à l'utilisation de différentes procédures numériques pour obtenir une solution stationnaire :

- dans les figures de gauche, une valeur fixe de $\delta = 1,5km$ a été imposée ainsi qu'une augmentation régulière de k_{fo} depuis 10^{-15} jusqu'à $2.10^{-12}m^2$; la solution stationnaire pour une valeur de k_{fo} donnée est calculée à partir de la solution acquise avec la valeur de k_{fo} précédemment obtenue (la résolution du calcul est dite « paramétrée »),
- au centre, la variable fixée est k_{fo} ($2.10^{-12}m^2$) et le paramètre incrémenté est δ ,
- à droite, les deux paramètres sont fixés. La solution stationnaire est directement calculée. Lors de ce type de procédure, il se peut que des divergences numériques soient obtenues et dans ce cas le maillage doit être raffiné, mais nous n'avons pas rencontré ce problème.

Différentes figures convectives peuvent être obtenues pour un nombre de Rayleigh donné si les dimensions du modèle ou le régime initial diffèrent (Quintard, 1984; Wang, 1999; Tournier et al., 2000; Zhao et al., 2004).

Les principaux résultats décrits dans ce paragraphe (Figure 7-14 à Figure 7-16) montrent que des anomalies horizontales de $\pm 10^{\circ}\text{C}$ peuvent être obtenues ainsi que la superposition d'anomalies négatives et positives sur un même profil vertical. D'autre part, la superposition de cellules convectives semble être favorisée par une perméabilité plus faible de l'encaissant.

En résumé, ces premiers modèles simples de convection dans une zone perméable montrent que des anomalies thermiques de plus de 10°C peuvent facilement se développer du moment que la zone de faille est suffisamment large et perméable. Le phénomène de circulation hydrothermale au sein d'une zone de faille peut favoriser les migrations spatiales des anomalies thermiques. Les cellules convectives à faible rapport largeur/hauteur se développent lorsque nous imposons une perméabilité constante dans la zone de faille et les anomalies thermiques résultantes sont cohérentes, c'est-à-dire qu'une anomalie positive ne peut pas se superposer à une anomalie négative et inversement. Au contraire, lorsque nous tenons compte de la dépendance de la perméabilité avec la profondeur, nous pouvons obtenir plusieurs couches de cellules convectives empilées les unes sur les autres. Lorsque celle-ci s'approche de la loi de Manning et Ingebritsen, à savoir lorsque $\delta = 1,5\text{km}$ et lorsque les valeurs de perméabilité en surface sont élevées, les vitesses de circulation de fluides atteignent facilement 10^{-9} et 10^{-8}m/s , permettant la superposition d'anomalies thermiques positives et négatives sur un même profil vertical.

7.3.3 Circulation de fluides dans une zone de faille avec variation verticale et horizontale de la perméabilité

Dans les modèles précédents qui étaient essentiellement théoriques, nous avons considéré les failles majeures comme étant des conduits uniques d'un ou deux kilomètres de large. Or dans la nature, elles correspondent à des zones de faille, c'est-à-dire qu'elles sont constituées d'un réseau de failles et fractures (paragraphe 7.3.1), dont les zones endommagées dépassent rarement quelques dizaines de mètres. Nous pouvons donc penser que la perméabilité augmente latéralement à l'approche de ces zones de faille jusqu'en leur centre. Les modèles suivants tiennent compte de cette variabilité horizontale de la perméabilité ainsi que de sa décroissance avec la profondeur. Notez que d'un point de vue géométrique, les zones de faille modélisées sont très larges, mais les zones perméables représentant les parties endommagées le sont peu afin de s'approcher le mieux possible de conditions réelles.

Dans le modèle suivant, la perméabilité varie latéralement et verticalement. La densité et la viscosité des fluides dépendent de la température selon l'Équation 7-1 et Équation 2-34.

Les conditions aux limites et les paramètres physiques sont indiqués sur la Figure 7-17. Un encaissant très peu perméable ($k_e=10^{-16} \text{m}^2$) entoure la zone de faille de 2km de largeur.

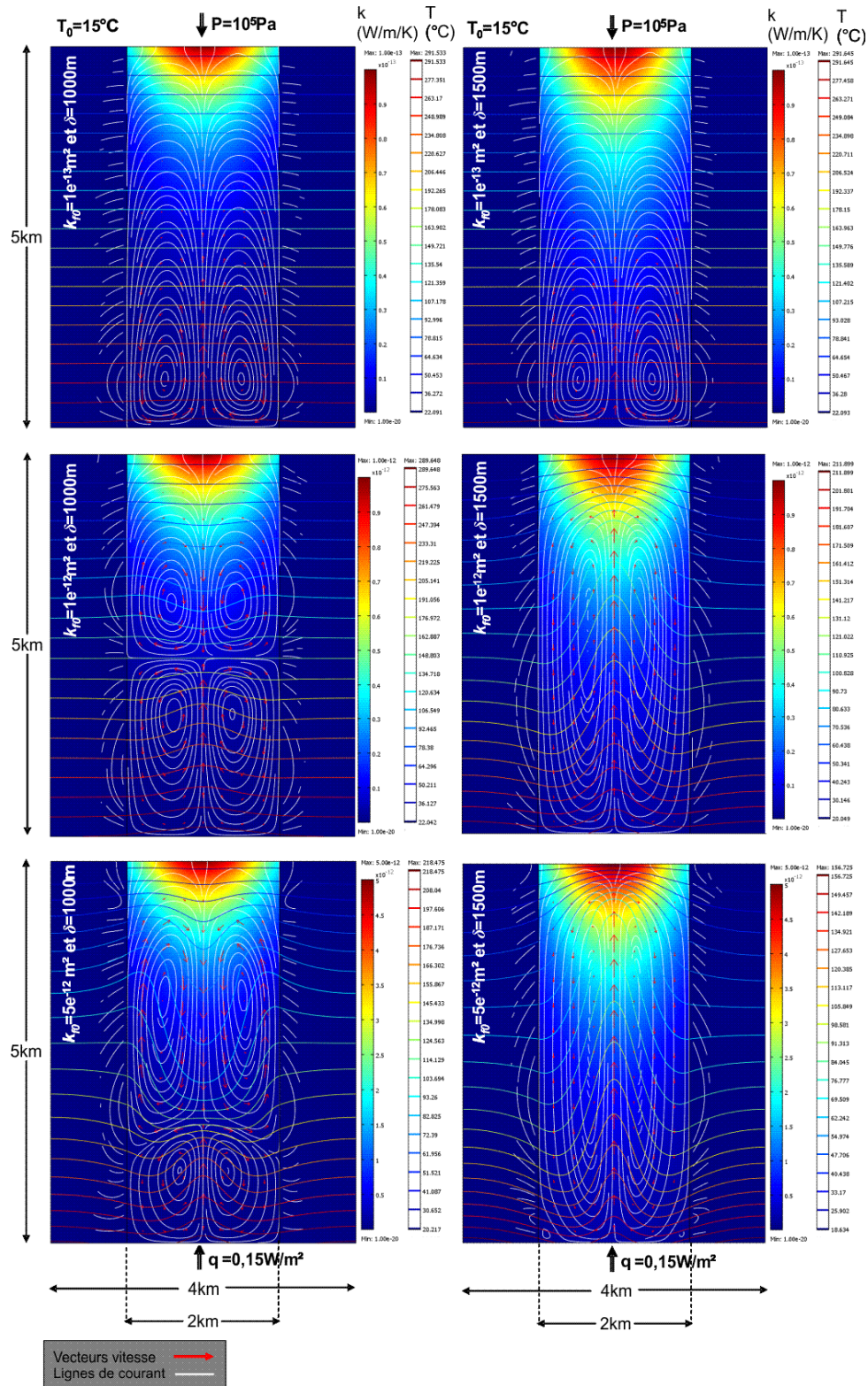


Figure 7-17 : Températures, lignes de courant et vecteurs vitesse des circulations de fluides dans une faille avec perméabilité variable horizontalement et verticalement pour différents k_f et δ (indiqués en haut à gauche sur chaque coupe). La coupe est perpendiculaire à l'orientation de la faille. Les limites latérales sont isolantes.

La perméabilité suit la loi de dépendance suivante :

Équation 7-5

$$k_f = k_{f_0} \exp\left(-\left(\frac{x}{1000}\right)^2\right) \exp\left(\frac{-z}{\delta}\right)$$

Où δ est le facteur de dépendance de la perméabilité et où k_{f_0} , perméabilité de la zone de faille en surface, est maximale en son centre ($x=0$).

La Figure 7-17 correspond aux résultats obtenus pour différents k_{f_0} et δ (loi de variation exponentielle de Manning et Ingebritsen, 1999). Nous avons d'abord effectué le calcul pour $\delta=1\text{km}$ (Figure 7-17 ; en haut). Lorsque $k_{f_0}=10^{-13}\text{m}^2$, les isothermes ne sont pas perturbés en surface et des anomalies de seulement quelques degrés sont générés en profondeur (à 5km). La température atteinte à 3000m de profondeur au centre de la faille est de 185°C. Les figures convectives sont symétriques horizontalement (au niveau d'une même cellule), mais la convection est plus intense avec de plus fortes vitesses à la base du modèle. Lorsque la perméabilité en surface devient plus grande ($k_{f_0}=10^{-12}\text{m}^2$), les isothermes ne sont pas perturbés jusqu'à 500m de profondeur, puis des anomalies thermiques négatives faibles (quelques degrés) apparaissent entre 500 et 1000m. A partir de cette profondeur et jusqu'à 2500m environ, les anomalies négatives atteignent une dizaine de degrés. A 2500m, la tendance est inversée avec des anomalies positives d'une dizaine de degrés qui perdent en intensité avec la profondeur. A 3000m, la température est à peine plus grande que celle obtenue précédemment (190°C au centre de la faille). On obtient une superposition de cellules convectives à symétrie verticale. Les vitesses sont concentrées et plus intenses au centre du modèle. Pour une perméabilité encore plus grande ($k_{f_0}=5.10^{-12}\text{m}^2$), les mêmes tendances sont visibles, avec des anomalies amplifiées (35°C à 2500m) et dont l'inversion positive/négative est visible à 3000m de profondeur. Là encore, nous obtenons quatre cellules convectives mais celles-ci

sont moins organisées que les précédentes : les cellules convectives proches de la surface sont plus allongées que celles du bas et les vitesses y sont plus élevées. La différence est observée au niveau des températures qui sont nettement plus faibles (100°C au centre de la faille à 3000m).

Le calcul a ensuite été exécuté avec une dépendance de la perméabilité avec la profondeur plus élevée ($\delta=1,5\text{km}$; Figure 7-17 ; en bas). Pour une perméabilité en surface $kf_o=1.10^{-13}\text{m}^2$, le comportement convectif et celui des isothermes sont les mêmes que lorsque $\delta=1000$ et les températures sont semblables (185°C à 3000m). Lorsque la perméabilité en surface est plus importante ($kf_o=10^{-12}\text{m}^2$), les isothermes sont de plus en plus perturbés depuis la base du modèle jusqu'à 1000m de profondeur, puis les anomalies, qui sont exclusivement positives, diminuent en intensité jusqu'en surface. A 2500m de profondeur, des anomalies de 30°C sont visibles. Une température de 145°C est atteinte à 3000m de profondeur. Les cellules convectives sont doubles et symétriques verticalement. Le comportement convectif observé lorsque $kf_o=5.10^{-12}\text{m}^2$ est le même et les anomalies sont également strictement positives (25°C à 2500m), mais les températures atteignent cette fois seulement 115°C à 3000m de profondeur.

Remarquons que les températures maximales à 3000m de profondeur sont atteintes pour des perméabilités en surface plus faibles. Le facteur de dépendance de la perméabilité n'influence pas les températures à cette profondeur pour de fortes perméabilités en surface. En revanche, lorsque la perméabilité et le facteur de dépendance sont plus faibles, les températures à 3000m sont moindres. Dans le cas d'un facteur de dépendance plus faible ($\delta=1\text{km}$), les anomalies peuvent être superposées lorsque la perméabilité est suffisamment élevée (à partir de $kf_o=1.10^{-12}\text{m}^2$) alors que pour un facteur de dépendance plus fort ($\delta=1,5\text{km}$), nous n'obtenons que des anomalies positives. L'intensité des anomalies est plus importante dans le cas où le facteur de dépendance est le plus faible et que la perméabilité en surface est la plus élevée (plusieurs

dizaines de degrés pour $kf_0=5.10^{-12}m^2$ et $\delta=1km$). Quant à la circulation des fluides, elle est favorisée par un facteur de dépendance plus faible et une perméabilité plus forte (Figure 7-17 ; en haut).

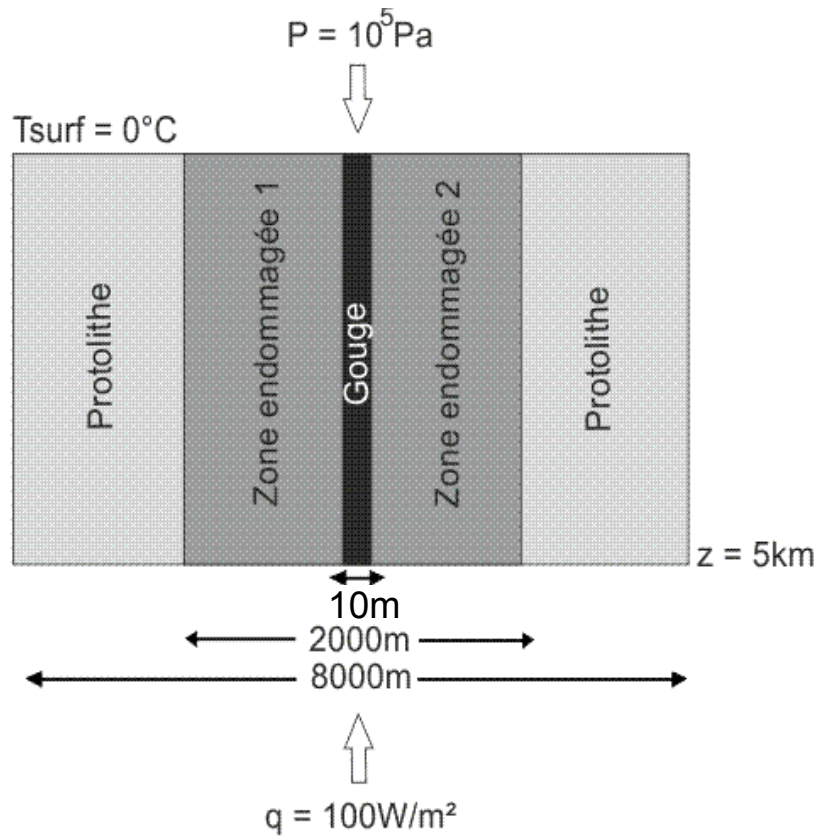
Les zones de faille subissant des variations de la perméabilité dans le temps (séisme, dissolution-re cristallisation...), il serait maintenant intéressant de modéliser des circulations de fluides en tenant compte de l'aspect temporel.

7.4 Variation spatiale et temporelle de la perméabilité : modèles transitoires

Afin de savoir en combien de temps les températures générées par des circulations de fluides se rééquilibrent après un changement brutal de perméabilité, comme par exemple suite à un séisme, le colmatage d'une zone de faille a été simulé. Nous avons exécuté un modèle de faille en régime transitoire. Le colmatage a lieu 150.000 ans après la mise en place d'une circulation de fluides. Le modèle est exécuté de t_0 à $t=t_0+300.000$ ans.

La géométrie du modèle de faille est basée sur la structure d'une zone de faille donnée par Boutareau et al. (2008) visible sur la Figure 7-10 avec la prise en compte d'une gouge imperméable. Les paramètres physiques et conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-18. Les ordres de grandeur des valeurs de perméabilité et porosité pour chaque structure de la faille sont issus des publications de Boutareau et al. (2008) et Agosta (2008) (Figure 7-10).

Le modèle est exécuté avec des perméabilités différentes de part et d'autre de la gouge. La perméabilité dépend de la profondeur ($\delta=3000m$ pour la gouge et les zones endommagées et $\delta=5000m$ pour le protolithe) et les zones endommagées sont rendues quasi-imperméables ($10^{-19}m^2$) 150.000 ans après le début de la circulation de fluides.



Densité : $\rho = 2700\text{kg/m}^3$

Conductivité thermique : $K = 3\text{W/m/K}$

Porosité : $\Phi_{\text{gouge}} = 1\%$

$\Phi_{\text{zone end.}} = 10\%$

$\Phi_{\text{protolithe}} = 5\%$

Viscosité : $\eta = 2,14e-5 \exp(2,302 \cdot 247 / (T-140)) \text{ Pa.s}$

Perméabilité : $k_{\text{gouge}} = 1e-17 \exp(z/3000) \text{ m}^2$

$k_{\text{protolithe}} = 5e-15 \exp(z/5000) \text{ m}^2$

$k_{\text{zone end.1}} = 5e-14 \exp(z/3000) \text{ m}^2$ pour $t < 150000$ ans

$1e-19$ pour $t > 150000$ ans

$k_{\text{zone end.2}} = 5e-15 \exp(z/3000) \text{ m}^2$ pour $t < 150000$ ans

$1e-19$ pour $t > 150000$ ans

Figure 7-18 : Géométrie du modèle de circulation de fluides dans une faille en régime transitoire, paramètres physiques et conditions aux limites.

Les différents paramètres sont donnés sur la Figure 7-18 (rapport détaillé généré par le logiciel Comsol Multiphysics™ en Annexe 5). La Figure 7-19 montre les anomalies de température (ΔT) obtenues avec un gradient moyen de 30°C/km à différents temps après

colmatage de la faille. Les écarts observés s'échelonnent de quelques degrés à plusieurs dizaines de degrés. La perturbation thermique est forte de 0 à 150.000 ans (ΔT de plusieurs dizaines de degrés).

Les cellules convectives obtenues sont complexes et asymétriques. Elles sont d'abord simples puis se dédoublent à partir de $t=t_0+15.000$ ans et se superposent à partir de $t=t_0+30.000$ ans. Les anomalies les plus fortes se situent à gauche de la gouge où la perméabilité est plus faible. Remarquons également que nous obtenons des superpositions d'anomalies positives et négatives, comme nous l'observons sur les coupes thermiques réalisées d'après les données (Figure 6-8). En fonction du temps, les anomalies peuvent s'inverser, les zones chaudes deviennent froides et inversement. A partir de $t=t_0+150.000$ ans, la convection qui était effective dans les zones endommagées se concentre dans le bassin adjacent (cercle en pointillés sur la Figure 7-19).

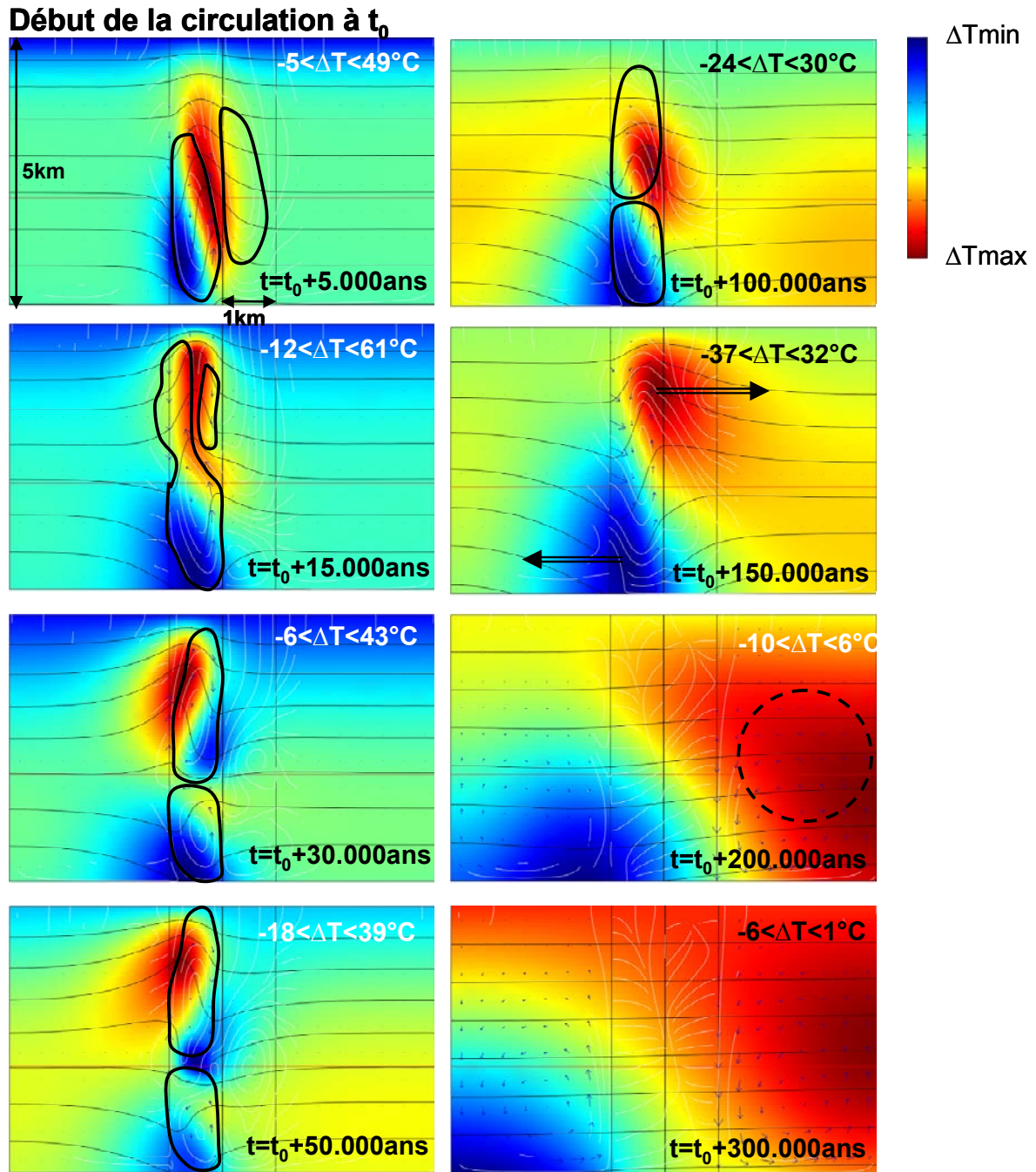


Figure 7-19 : ΔT résultant d'une circulation de fluide dans une zone de faille à structure de perméabilité asymétrique par rapport à la gouge. Un colmatage a lieu 150.000 ans après le début de la circulation. Les isothermes sont représentées par les lignes grises, les lignes de courant par les lignes blanches. La zone encerclée à $t_0+200,000$ ans souligne la mise en place de la convection dans le bassin sédimentaire.

La Figure 7-20 montre les anomalies thermiques en fonction du temps à 3000m de profondeur. Les températures n'ont toujours pas regagné leur profil d'équilibre 150.000 ans après l'arrêt de la circulation.

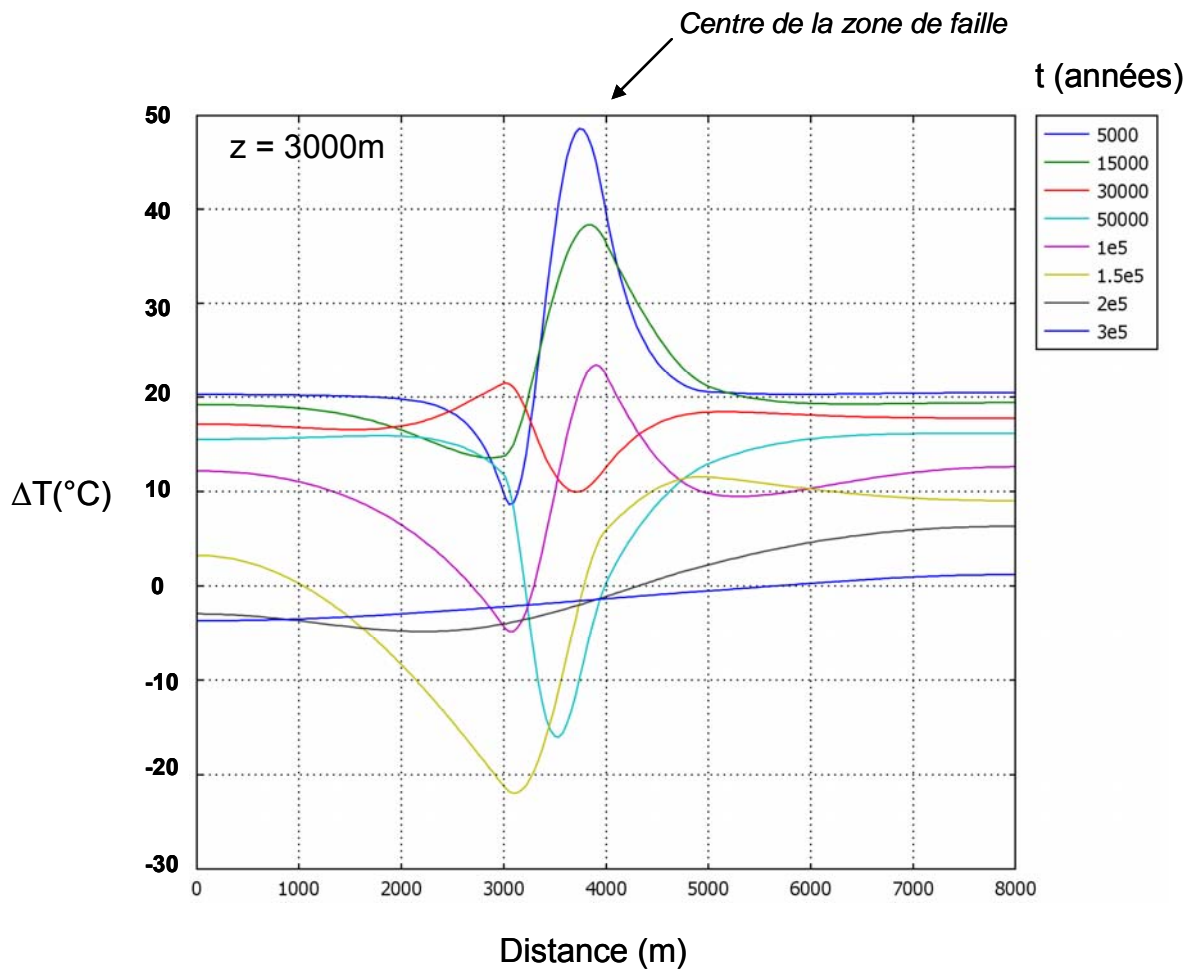


Figure 7-20 : Anomalies thermiques au sein d'une zone de faille dont la structure est donnée sur la Figure 7-18 avec asymétrie de perméabilité en fonction du temps après le début de la circulation de fluides (arrêt de la circulation à $t = 150.000$ ans).

Ces modèles simples de convection dans une zone de faille en régime transitoire montrent que des anomalies de quelques dizaines de degrés persistent longtemps après un colmatage de la zone endommagée (arrêt de la circulation). Les anomalies que nous imageons sur les cartes et coupes thermiques du Bassin du Sud-Est peuvent donc être dues à des circulations ayant cessé il y a plusieurs dizaines à quelques centaines de milliers d'années.

De plus, les anomalies ont tendance à s'étaler latéralement après l'arrêt de la circulation jusqu'à une distance de plusieurs milliers de mètres dans le cas d'une faille de 2km de largeur (largeur de la zone endommagée).

Afin d'imager l'évolution d'une circulation de fluides à grande échelle dans le temps et son influence sur les températures profondes, des applications à des cas concrets conclura ce chapitre sur les circulations de fluides en zone de faille.

7.5 Application aux failles des Cévennes et de Nîmes

7.5.1 Modèles des failles des Cévennes et de Nîmes en régime

permanent

Les modèles numériques simplifiés des failles de Nîmes et des Cévennes ont été réalisés suivant les géométries données par Bénédicte (1996) et Sanchis et Séranne (2000) et des paramètres physiques correspondant aux différentes lithologies qui sont donnés sur la Figure 7-21. Ces deux zones de faille sont majeures dans le Bassin du Sud-Est, et nous avons vu dans le paragraphe 6 qu'elles sont associées à des anomalies thermiques profondes qui suivent leur tracé en surface.

La faille des Cévennes est bordée à l'ouest par un socle paléozoïque (Sanchis et Séranne, 2000) et à l'est par une série sédimentaire dont le log est donné sur la Figure 7-21. La zone de faille s'étend sur plusieurs kilomètres de largeur et s'ancre dans le socle jusqu'à 6km de profondeur. La zone de faille de Nîmes est bordée de part et d'autre de sédiments et s'enracine dans le socle jusqu'à environ 10km de profondeur (Bénédicte et al., 1996). Dans notre modèle, la perméabilité du socle est constante, celle des sédiments est dépendante de la profondeur, et celle des failles varie en fonction de la profondeur et de la distance horizontale selon les lois données en Figure 7-21, ajustées à la géométrie et à l'inclinaison de ces failles en profondeur.

La Figure 7-10 met en évidence une forte variabilité de la valeur de la perméabilité dans une faille. Les premiers modèles des failles de Nîmes et des Cévennes ont été réalisés en régime

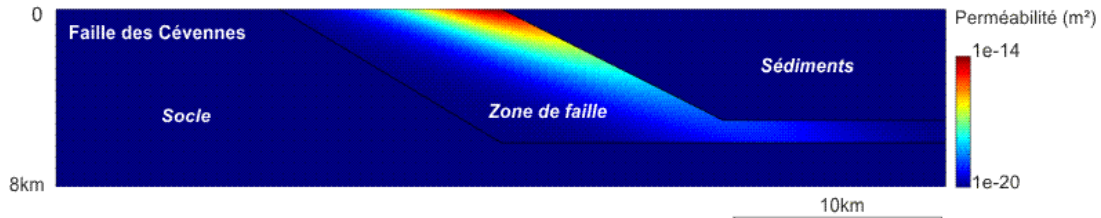
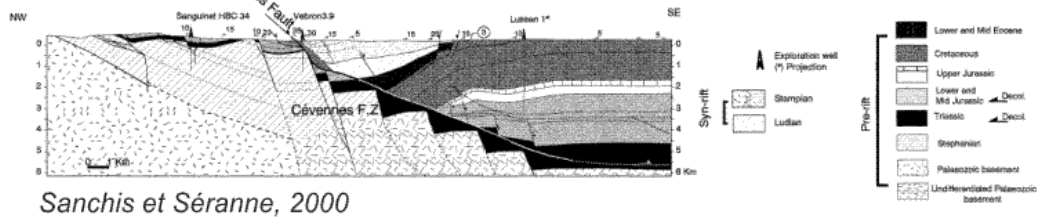
stationnaire, afin d'étudier l'influence de la valeur de la perméabilité dans une zone de faille sur les anomalies et les vitesses de circulation de fluides. Une anisotropie de perméabilité a été intégrée aux modèles dans les failles et les sédiments. Dans les sédiments, la perméabilité est deux fois plus importante à l'horizontale qu'à la verticale, et inversement la faille est deux fois plus perméable verticalement qu'horizontalement (se reporter au paragraphe 7.3.1.3 pour la discussion sur l'anisotropie de perméabilité dans les failles).

Le résultat obtenu pour chacune des failles (Figure 7-22 et Figure 7-23) montre que plus la perméabilité augmente dans la faille, plus l'écart entre anomalies positives et négatives est important (de 10°C pour $k=1.10^{-14}m^2$ à 61°C pour $k=6.10^{-14}m^2$ dans le cas de la faille des Cévennes et de 30°C pour $k=3.10^{-15}m^2$ à 80°C pour $k=1.10^{-15}m^2$ dans le cas de la faille de Nîmes. Les anomalies que nous obtenons sur la coupe thermique réalisée au niveau de la faille des Cévennes sont comprises entre -16°C et 20°C (Figure 6-8, coupe 1), celles de la coupe qui longe la faille de Nîmes varient entre -8°C et 14°C (Figure 6-8, coupe 3). Le même ordre de grandeur est obtenu sur nos modèles pour une perméabilité $k=4.10^{-14}m^2$ pour la faille des Cévennes et $k=4.10^{-15}m^2$ pour la faille de Nîmes. Les signaux thermiques obtenus sur les deux modèles à ces perméabilités sont proches de celles obtenues sur les coupes thermiques tant au niveau des isothermes qu'à celui des résidus ΔT (Figure 6-8).

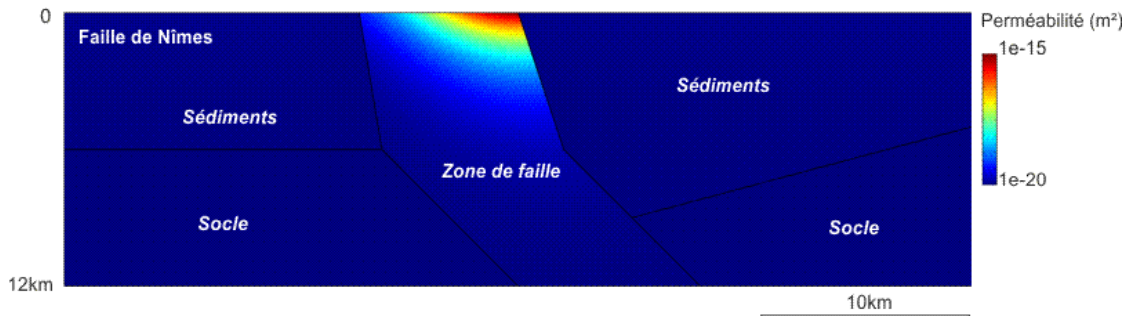
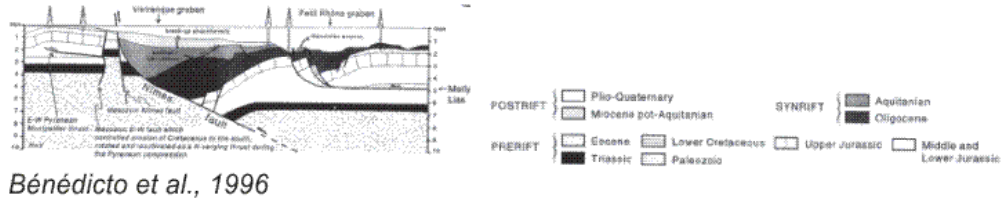
Des cellules convectives sont visibles dans le bassin sédimentaire situé à l'est de la faille des Cévennes jusqu'à une perméabilité dans la faille de $2.10^{-14}m^2$ (Figure 7-22). Le contraste de perméabilité entre le bassin sédimentaire et la faille devient ensuite trop faible et la convection cesse. Plus la perméabilité dans la faille augmente, plus les cellules convectives sont nombreuses et leur taille diminue avec la profondeur où la perméabilité est de plus en plus faible. De même, les vitesses de circulation augmentent avec la perméabilité et sont plus faibles en profondeur qu'en surface. Les isothermes subissent une perturbation à partir de

$k=3.10^{-14}m^2$ et sont plus perturbées en surface qu'en profondeur alors qu'une température constante est imposée en surface.

Géométrie du modèle de la faille des Cévennes



Géométrie du modèle de la faille de Nîmes



Paramètres physiques et conditions aux limites

	Q (W/m ³)	Φ (%)	ρ (Kg/m ³)	K (W/m/K)	Conditions aux limites	
Socle	2.5e-6	3	2700	3	P surface (Pa)	1e5
Faille	0.5e-6	10	3000	3	T surface (°C)	15
Sédiments	1.5e-6	5	2500	3	q (mW/m ²)	80

Perméabilités (m²) du modèle de la faille des Cévennes

$$k(\text{socle}) = 1e-20$$

$$k(\text{faille}) = k \cdot \exp(-(x+2z)/\delta x)^2) \cdot \exp(z/\delta z)$$

$$k(\text{sédiments}) = 1e-16 \cdot \exp(z/\delta z)$$

$$\delta x = 5000\text{m} \quad \delta z = 3000\text{m}$$

$$\delta z = 1000\text{m}$$

Perméabilités (m²) du modèle de la faille de Nîmes

$$k(\text{socle}) = 1e-20$$

$$k(\text{faille}) = k \cdot \exp(-(x+0,176z)/\delta x)^2) \cdot \exp(z/\delta z)$$

$$k(\text{sédiments}) = 1e-16 \cdot \exp(z/\delta z)$$

$$\delta x = 5000\text{m} \quad \delta z = 2000\text{m}$$

$$\delta z = 3000\text{m}$$

Figure 7-21 : Géométrie, conditions aux limites et paramètres physiques des modèles des zones de faille des Cévennes et de Nîmes et coupes géologiques.

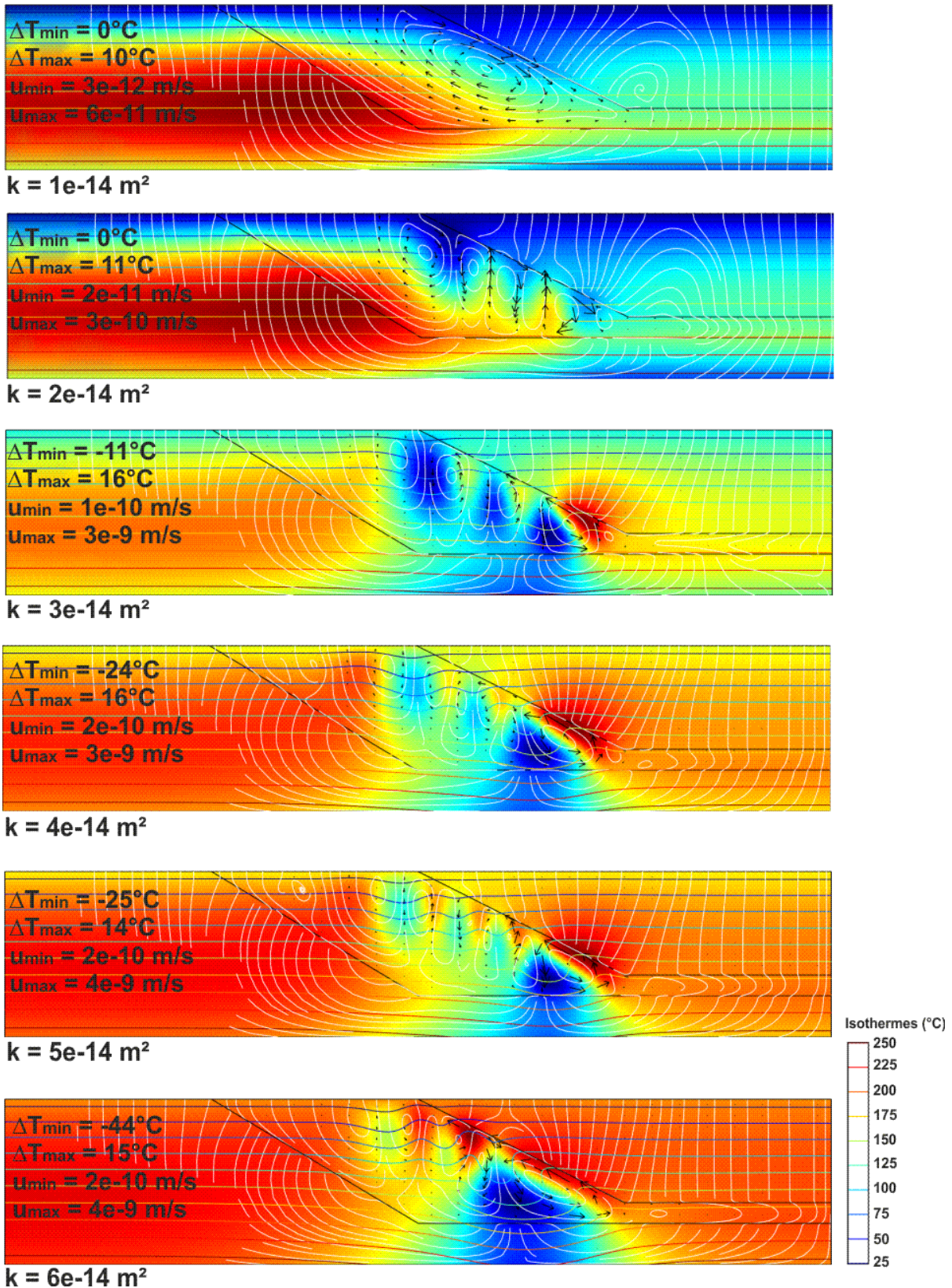


Figure 7-22 : Variations des anomalies thermiques (ΔT) et des vitesses de circulation de fluides en fonction de la perméabilité de la faille des Cévennes. Les paramètres physiques, échelles verticale et horizontale ainsi que les conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-21.

Concernant la faille de Nîmes (Figure 7-23), les perturbations des isothermes ainsi que les cellules convectives commencent à apparaître pour une perméabilité dans la faille bien plus faible que dans le cas de la faille des Cévennes ($k=3.10^{-15}m^2$ contre $k=3.10^{-14}m^2$ pour la faille des Cévennes). Ceci peut être dû au contraste de perméabilité entre le socle et la faille dans le cas de la faille des Cévennes, alors que la faille de Nîmes est bordée de part et d'autre par des sédiments. L'individualisation des cellules convectives dans la faille est de plus en plus visible lorsque la perméabilité augmente.

Les vitesses de circulation des fluides dans la faille de Nîmes sont du même ordre de grandeur que celles obtenues sur le modèle de la faille des Cévennes alors que la perméabilité est bien plus faible. Là encore, les isothermes sont plus perturbées en surface, où la perméabilité est plus forte.

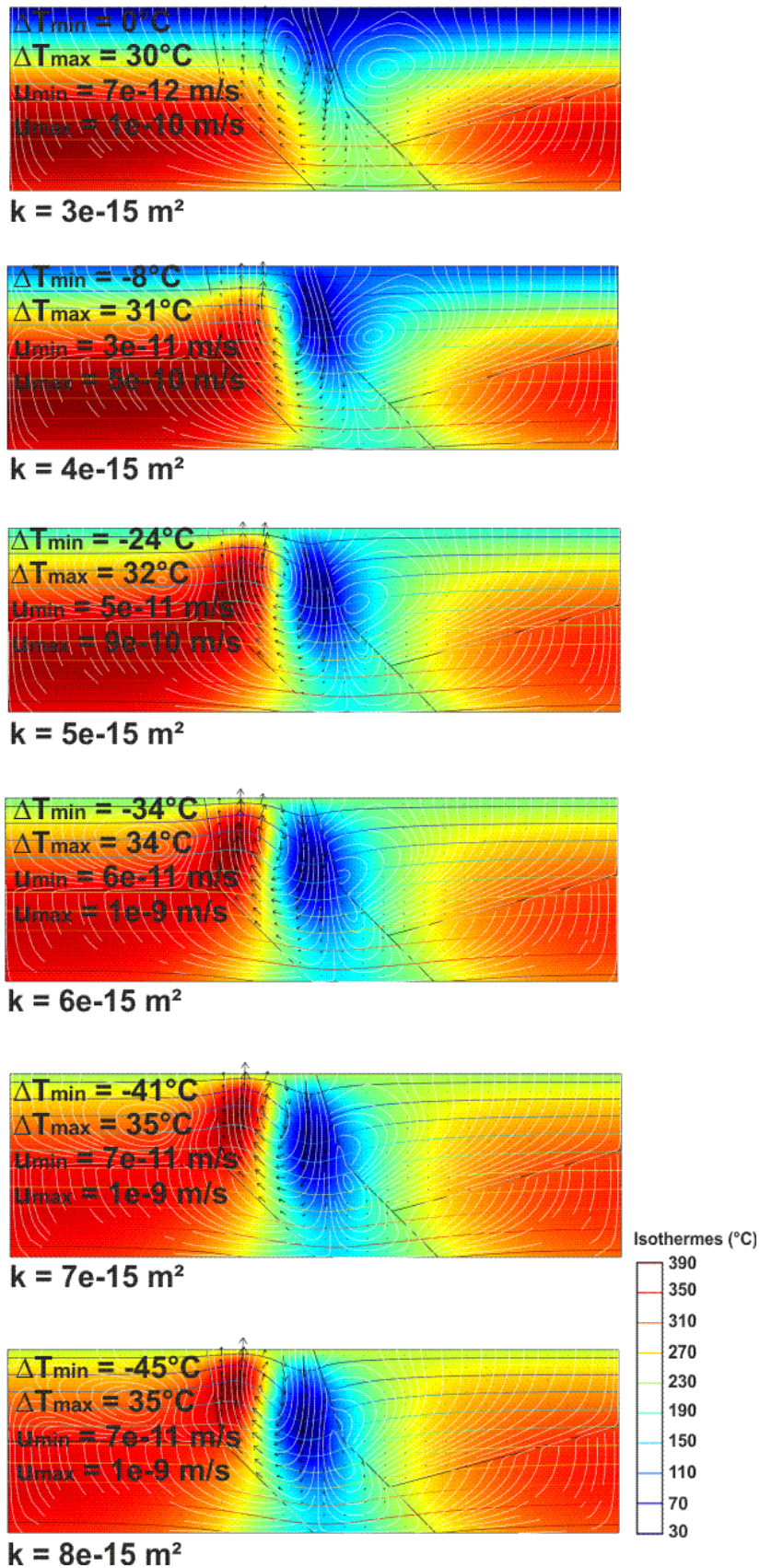


Figure 7-23 : Variations des anomalies thermiques (ΔT) et des vitesses de circulation de fluides en fonction de la perméabilité de la faille de Nîmes. Les paramètres physiques, échelles verticale et horizontale ainsi que les conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-21.

7.5.2 Modèle de la faille des Cévennes en régime transitoire

Le modèle de la faille des Cévennes en régime transitoire présenté ici (Figure 7-24) a été construit avec les mêmes paramètres physiques et conditions aux limites que le modèle précédent (Figure 7-21). Les lois de variation de la perméabilité sont les mêmes que précédemment, mais la perméabilité initiale a été limitée à $k=4.10^{-15}m^2$ pour une raison de résolution numérique, aucune solution n'est obtenue pour une perméabilité supérieure (problème de mémoire). Toutefois, nous avons choisi cette valeur de perméabilité de façon à retrouver le flux de chaleur mesuré en surface (Figure 2-1) ainsi que des valeurs d'anomalies les plus proches de celles obtenues sur nos coupes et cartes thermiques (Figure 6-1 à Figure 6-5 ; Figure 6-8, coupe 1).

Les conditions initiales à l'instant t_0 supposent des gradients de pression et température

$$\text{constants, c'est-à-dire que : } P(t_0) = P_{surface} + \rho g z \text{ et } T(t_0) = T_{surface} + \left(\frac{q_{basal}}{k_{croûte}} \right) z$$

Dans ce nouveau modèle, la circulation des fluides n'est pas stoppée. La Figure 7-24 montre les anomalies obtenues après le début d'une circulation de fluides à $t=t_0$. L'anomalie positive présente dans la faille est d'abord proche de la surface puis migre en profondeur avec le temps. Le retour à l'équilibre des températures est associé à une perturbation des isothermes de moins en moins importante lorsque le temps augmente. Remarquons que, comme dans les cas traités au paragraphe 7.4, l'anomalie subit un étalement latéral au cours du temps. Les anomalies perdent en intensité au cours du temps, mais un million d'années après le début de la circulation, des perturbations sont toujours présentes.

Les signaux thermiques provoqués par les circulations de fluides dans les failles mettent donc beaucoup de temps à disparaître, en particulier lorsque la circulation est toujours effective.

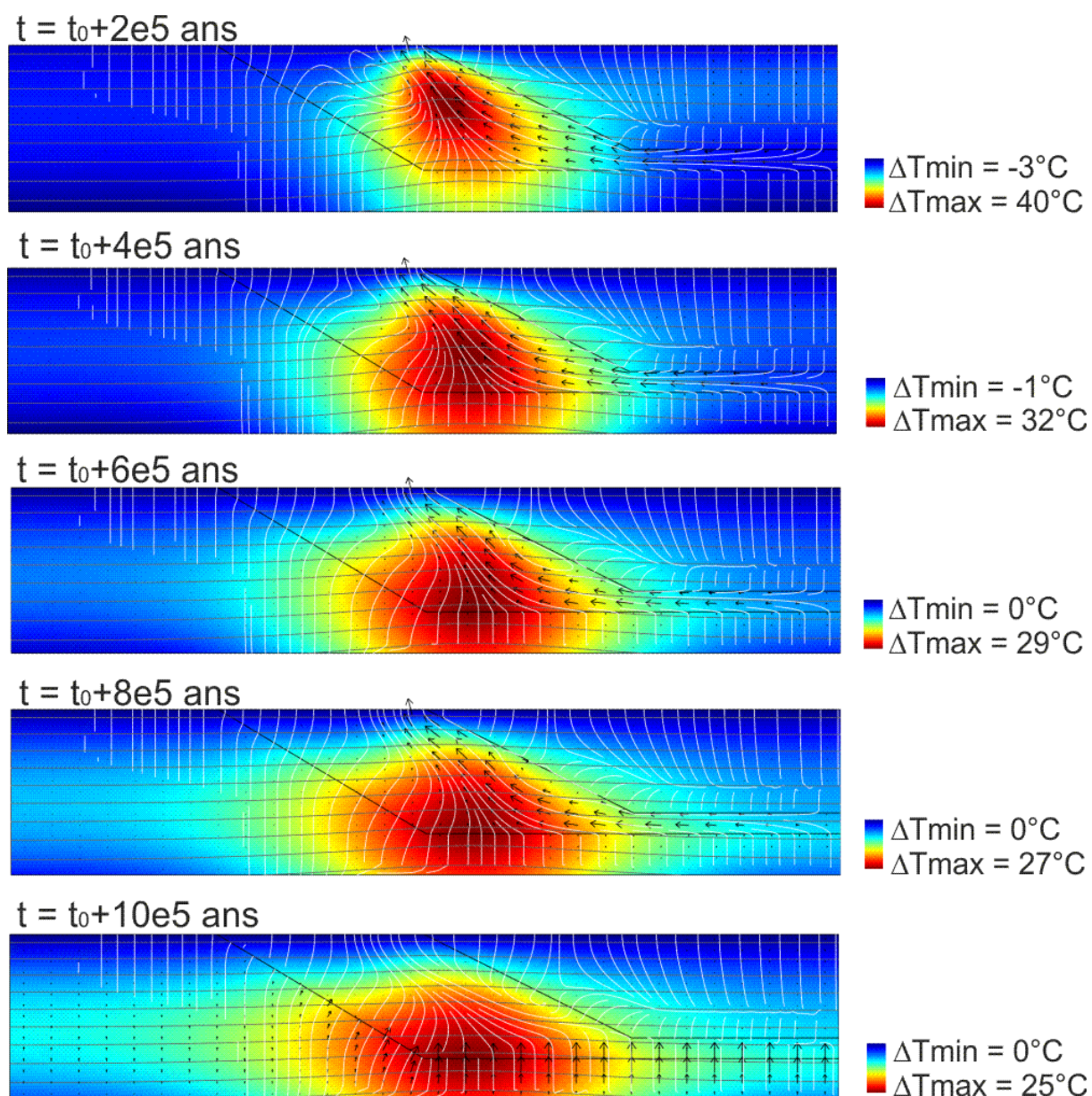


Figure 7-24 : Evolution dans le temps d'une anomalie thermique générée par une circulation de fluides dans la zone de faille des Cévennes. Les paramètres physiques, échelles verticale et horizontale ainsi que les conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-21.

8 Discussion et conclusion générale

Ce travail de thèse visait 1) à mettre en évidence les zones du Bassin du Sud-Est où les températures sont suffisamment élevées ($>120^{\circ}\text{C}$) à des profondeurs n'excédant pas 5km et 2) à faire le lien entre les anomalies thermiques positives et négatives mises en évidence, la géologie régionale et locale ainsi que les circulations de fluides en profondeur.

Dans un premier temps, nous avons dépouillé les en-têtes de diagraphies pétrolières afin de créer une base de données des températures mesurées en forage. Nous avons testé différentes méthodes de correction des températures et appliqué celles qui étaient les mieux adaptées aux informations disponibles sur les logs du Bassin du Sud-Est. Une fois les températures corrigées, nous avons construit, à l'aide d'outils géostatistiques, un bloc de représentation des températures en trois dimensions duquel nous avons extrait des cartes thermiques à différentes profondeurs entre la surface et 5km ainsi que des coupes thermiques parallèles et perpendiculaires aux structures tectoniques majeures de la région.

La précision des cartes des températures a été nettement améliorée comparé à celles précédemment établies. L'anomalie régionale visible sur les précédentes compilations existe bien, mais sa forme, ses températures internes et son évolution dans l'espace en fonction de la profondeur sont différentes. D'autre part, nos cartes mettent en évidence une série d'anomalies thermiques positives (anomalies de la Drôme, de Montpellier, de Lodève, de Gap) et négatives (anomalies d'Aix-en-Provence et des Cévennes) qui varient dans l'espace à travers le Bassin en fonction de la profondeur. On observe également une superposition d'anomalies positives et négatives sur un même profil vertical. Des anomalies de plusieurs dizaines de degrés peuvent apparaître à une même profondeur (ex : 50°C à 50km de distance entre les failles de Nîmes et des Cévennes). Le gradient moyen varie de 20 à $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$ dans le

Bassin. Les cartes des gradients à différentes tranches de profondeur montrent que celui-ci est variable verticalement sur une même zone.

Concernant les zones potentiellement intéressantes pour la géothermie de moyenne énergie, des températures de 125°C et 185°C sont atteintes à 3,5km et 5km de profondeur respectivement au niveau du Graben de Vistrenque (anomalie de Montpellier). Dans la vallée de la Drôme, 155°C sont atteints à 3,5km de profondeur. Ces températures sont suffisantes pour une exploitation en géothermie moyenne à haute énergie à des profondeurs qui entrent dans les gammes ciblées par ce domaine.

Les coupes verticales réalisées sur le modèle thermique de représentation 3D mettent en évidence des anomalies de plusieurs dizaines de degrés et une corrélation entre les failles majeures du Bassin et un signal thermique en profondeur.

Au sujet de l'apparition des anomalies, les variations de températures en profondeur peuvent être dues à de nombreux effets agissant à différentes échelles. Comme le montrent les modèles thermiques, les anomalies régionales semblent être partiellement liées à une remontée du Moho et à une grande épaisseur de sédiments. Ceci peut expliquer les anomalies à une échelle horizontale d'une centaine de kilomètres (échelle correspondant à celle d'un amincissement crustal). L'interprétation des anomalies séparées par quelques dizaines de kilomètres doit tenir compte de phénomènes plus locaux. Elles peuvent par exemple s'expliquer par la présence d'épaisses séries sédimentaires isolantes (comme dans la région de Montpellier) plus ou moins associées à de la circulation de fluides dans les zones de faille comme le montrent les migrations des anomalies le long des failles de Nîmes et des Cévennes. Nous avons illustré les variations de température locales par celles observées au niveau du Graben de Vistrenque où la chaleur semble être (ou avoir été) transportée le long de la faille de Nîmes comme le suggèrent la cartographie thermique locale (Figure 6-13) et les

coupes réalisées perpendiculairement et parallèlement à la faille (Figure 6-8 ; coupes 2 et 3). Ce transfert semble se faire par l'intermédiaire de fluides (Garibaldi et al., 2010a). Ce phénomène pourrait expliquer les variations de température de plusieurs dizaines de degrés mises en évidence par les cartes thermiques. En géothermie appliquée, la dynamique des fluides circulant dans les zones de faille est un sujet très important. Les failles perméables agissent comme des conduits pour les fluides depuis des profondeurs de plusieurs kilomètres jusqu'en surface.

Nos modèles numériques montrent que des anomalies de plusieurs dizaines de degrés peuvent facilement apparaître au sein des zones de faille, en particulier lorsque l'on tient compte des variations latérale et verticale de la perméabilité. Les circulations hydrothermales pourraient favoriser les migrations des anomalies observées sur les cartes et coupes thermiques. Nous avons également pu reproduire des superpositions d'anomalies positives et négatives semblables à celle mises en évidence par le modèle thermique de représentation 3D lorsque la dépendance de la perméabilité avec la profondeur est prise en compte.

Concernant les processus crustaux, il est possible que de petites hétérogénéités entraînent des contrastes de propriétés thermiques significatifs. Cela peut être le cas des diapirs de sel qui sont d'excellents conducteurs et qui sont nombreux dans le Bassin du Sud-Est. Ces diapirs sont cependant à des profondeurs dépassant largement celles que nous avons investies dans cette étude.

Comme le montrent nos modèles numériques de bassins sédimentaires, lorsque l'anisotropie de conductivité est prise en compte, les transferts de chaleur latéraux sont amplifiés et l'amplitude des anomalies thermiques positives est accrue sur les bords des bassins (Figure 7-4 et Figure 7-8). L'anisotropie est à l'origine des grands transferts latéraux de chaleur hors des zones de faille, entraînant un refroidissement global des sédiments, alors que les

circulations de fluides ayant lieu dans les zones de faille, c'est-à-dire où l'anisotropie est faiblement développée, ont tendance à créer des anomalies positives.

Afin de tenir compte des interactions entre sédiments poreux et zones de faille au sein desquels des échanges de fluides et de chaleur peuvent se produire, des modèles numériques couplant ces deux effets ont été créés. Dans le cas de la faille de Nîmes (Figure 7-23), entourée de part et d'autre de sédiments, les anomalies thermiques générées par les circulations hydrothermales sont plus grandes que dans le cas de la faille des Cévennes (Figure 7-22), bordée à l'ouest par du socle et à l'est par des sédiments, alors que la perméabilité que nous avons imposée dans la faille de Nîmes est plus faible que dans celle des Cévennes. Cette différence provient certainement du contraste de perméabilité de part et d'autre de la zone de faille dans le cas de la faille des Cévennes.

Nous avons également évoqué le rôle de la compaction sur les propriétés thermiques des sédiments. L'anisotropie des sédiments argileux peut générer des contrastes locaux des transferts thermiques verticaux (Vasseur et al., 1995a). Afin de valider cette hypothèse, il faudrait compléter cette étude par des données géologiques précises comme la localisation, la quantité et la géométrie des formations argileuses et effectuer des mesures des propriétés thermiques des argiles en fonction de la compaction et de la température.

Notons que nos modèles numériques de convection dans les zones de faille ont été réalisés en deux dimensions, perpendiculairement à leur direction. Toute interprétation doit être réalisée avec précaution car nos modèles ne tiennent pas compte des mouvements de fluide en trois dimensions.

Les modèles numériques de circulation hydrothermale en régime transitoire nous ont apporté des informations sur la propagation latérale des anomalies dans le temps. Contrairement aux modèles stationnaires, ils tiennent compte de l'évolution de la dynamique des fluides et des

changements de perméabilité en fonction du temps. Les anomalies de température se diffusent latéralement avec le temps, créant des zones anormales de plusieurs kilomètres de large jusqu'à ce qu'une augmentation de la perméabilité déclenche une nouvelle mise en place de la convection (par exemple lors d'un séisme quand la perméabilité augmente de façon brutale). Au sein d'une faille, lorsque les encaissants montrent un contraste de perméabilité, des anomalies de plusieurs dizaines de degrés sont toujours présentes plusieurs dizaines de milliers d'années après arrêt de la circulation des fluides. Les anomalies que nous montrons sur les cartes de températures profondes peuvent donc être dues à des circulations ayant cessé il y a plusieurs milliers d'années. Celles-ci subissent également des migrations au cours du temps, comme le montre notre modèle transitoire de la faille des Cévennes.

Une grande partie de ce travail de thèse concernait l'étude du rôle de la convection dans les zones de faille, mais notre interprétation n'exclue pas l'effet probable de circulations à grande échelle au sein des aquifères qui peut être à l'origine d'anomalies thermiques plus larges. La convection peut intervenir de deux manières au sein de ces réservoirs : en convection libre (guidée par une différence de températures) et en convection forcée (différence de pression). Dans le cas d'une modélisation d'aquifère à grande échelle, ces deux phénomènes doivent être couplés (Simms et Garven, 2004) et la topographie comme les gradients de pression créés par la compaction doivent également être considérés.

Il serait intéressant d'étudier les effets thermiques générés au croisement entre deux failles. En effet, nous pouvons imaginer une intensification des anomalies thermiques due à une amplification de la perméabilité. Ceci pourrait être testé par le biais d'un modèle numérique en 3D, en tenant compte d'un temps de calcul long et d'un espace mémoire supérieur à celui auquel nous avons eu accès pour cette étude.

La région présente également des couches de Trias renfermant des quantités plus ou moins importantes de sel (Guillou-Frottier et al., 2010), caractérisé par de fortes valeurs de conductivité thermique. La conductivité du sel est d'environ 7 W/m/K, soit 3 fois supérieure aux sédiments, un gradient 3 fois plus faible devrait donc y être associé. Cette hypothèse pourrait être facilement testée à condition de bien contraindre les épaisseurs et profondeurs concernées.

D'un point de vue industriel, ce travail représente la première étape d'exploration d'une étude de potentiel géothermique. Une fois les températures du sous-sol connues, des études socio-économiques et géologiques à l'échelle des réservoirs pourraient compléter ce travail afin de déterminer les ressources géothermiques exploitables dans le Bassin du Sud-Est. La méthode que nous avons proposée pourrait être appliquée à d'autres régions dans lesquelles une étude semblable pourrait être menée, à condition d'avoir accès aux données brutes et qu'elles y soient suffisamment nombreuses et correctement réparties dans l'espace, ce qui est le cas en de nombreuses régions en France (ex : Bassin aquitain).

Le modèle de représentation thermique 3D peut être utilisé dans d'autres domaines. Dans le cadre d'un projet de stockage géologique du CO₂ supercritique par exemple, il suffirait d'extraire du modèle l'isotherme correspondant à une température de 31°C afin d'avoir une idée des profondeurs et lieux pouvant faire l'objet d'un réservoir de stockage, à condition que la pression y soit supérieure à 7MPa.

D'un point de vue plus fondamental, la confrontation d'un modèle géologique en 3D avec le modèle thermique pourrait nous permettre d'interpréter les anomalies identifiées en termes d'objets et d'histoire géologiques.

Table des illustrations

Figure 1-1 : Gradient versus profondeur dans le Bassin parisien pour différentes valeurs du gradient géothermique (Laurent Guillou-Frottier, communication personnelle).....	18
Figure 1-2 : Températures profondes du Bassin du Sud-Est à 500 et 2000m de profondeur d'après a) Haenel et al., 1980 et b) Lucazeau et al., 1985).	20
Figure 1-3 : Température en surface des sources hydrothermales du Sud-Est de la France (base de données BRGM).	21
Figure 1-4 : Thermes de Pompéi (Naples, Italie ; source : www.recitus.qc.ca).....	23
Figure 1-5 : Source du Par, la plus chaude d'Europe (82°C). Débit journalier : 4500 hl. Employée par les habitants pour le chauffage de leurs maisons et usages domestiques (source : www.geneanet.org).	24
Figure 1-6 : Le prince Piero Ginori Conti devant la première centrale géothermique à Larderello en Italie (source : Geothermal Education Office sur www.geothermal.marin.org).	25
Figure 1-7 : Températures en France à 5000m de profondeur (Garibaldi et al., 2010a).....	28
Figure 1-8 : Analyse critique des zones chaudes en Europe à 5km de profondeur (Genter et al., 2003). Cette figure été réalisée d'après une carte d'Haenel et al. (1980).	29
Figure 1-9 : Carte des bassins sédimentaires, sources thermales et aquifères majeurs en France (source : BRGM).	30
Figure 2-1 : Flux de chaleur en France (Lucazeau et Vasseur, 1989).	36
Figure 2-2 : Modèle numérique illustrant un exemple de variation du flux de chaleur mesuré en surface en fonction de la nature du sous-sol. Dans ce modèle simple, la conductivité thermique vaut 2W/m/K dans le bassin sédimentaire et 3W/m/K dans le granite, le socle et le manteau. La production de chaleur est nulle dans le manteau, vaut $3.10^{-6}W/m^3$ dans le granite, et $1.10^{-6}W/m^3$ dans les sédiments et le socle.....	37
Figure 2-3 : Flux de chaleur en fonction de l'âge des continents (Sclater et al., 1981).....	38
Figure 2-4 : Conduction dans un solide homogène et isotrope.	44
Figure 2-5 : Geyser sur le site de Geysir en Islande.....	46
Figure 2-6 : Influence de l'anisotropie de conductivité au sein d'un bassin sédimentaire sur les températures profondes (ici à 3000m) et sur le flux de chaleur en surface. La température de surface et le flux profond sont imposés, de même que les productions de chaleur et la conductivité thermique du socle.....	49
Figure 2-7 : Conductivité thermique en fonction de la température : a) pour les roches cristallines et b) pour les roches sédimentaires d'après la loi de Vosteen et Schellschmidt (2003). Les barres d'erreurs sont celles liées aux mesures de la conductivité thermique à une température donnée (Harcouët-Menou, 2005).	51
Figure 2-8 : 1. Orientation des minéraux d'argile en fonction de la pression (Vasseur et al., 1995b); 2. Evolution de la conductivité en fonction de la profondeur (Vasseur et Demongodin, 1995) ; 3. Facteur de correction à apporter à la conductivité en fonction de la profondeur dans le Bassin parisien (Vasseur et al., 1995a).	53
Figure 2-9 : Conductivité des sédiments en fonction de la température (en bleu ; valeur de conductivité à T_0 attribuée à une matrice rocheuse) d'après Vosteen et Schellschmidt (2003), de la porosité (en vert ; valeur de conductivité à T_0 attribuée à une roche poreuse) d'après Serban et al. (2001) et en fonction de ces deux paramètres. Ces courbes ont été produites par Harcouët (2005) avec un gradient de 35°C/km, une conductivité de 2,9W/m/K à 25°C et une porosité de surface de 50%.....	57
Figure 2-10 : Effet de la compaction (en vert), de la température (en bleu) et de leur combinaison sur la conductivité thermique. Visualisation des températures à 3000m de profondeur et du flux de chaleur en surface. Les courbes de variation de la conductivité sont indiquées sur la Figure 2-11. Les valeurs de température plus élevées dans le cas de la courbe	

rouge, à l'extérieur du bassin, sont dues au fait que nous avons pris une valeur de production de chaleur trois fois plus importante dans le socle que dans les sédiments (dans le but de mieux visualiser les variations du flux de chaleur en surface).....	58
Figure 2-11 : Lois de Vosteen et Schellschmidt (2003) en bleu, Demongodin et al. (1991) en vert avec intégration de la loi de Kappelmayer et Haenel (1974) dont nous avons modifié les coefficients et la combinaison de ces lois en rouge, imposées dans le modèle numérique ayant permis la construction de la Figure 2-10.....	59
Figure 2-12 : perméabilité en fonction de la profondeur dans la croûte continentale (Manning et Ingebritsen, 1999).....	65
Figure 3-1 : Schéma structural du Bassin du Sud-Est. Les grandes villes, les failles majeures et les domaines géologiques principaux sont indiqués (modifiée de Garibaldi et al., 2010a).	72
Figure 3-2 : Dynamique d'ouverture de l'océan Téthys (Lemoine et al., 1986).....	74
Figure 3-3 : Carte des bassins du rift NO méditerranéen au niveau du SE de la France et du Golfe du Lion (en haut) et représentation de la rotation du bloc corso-sarde entre -30 et -18 Ma à l'origine du rift NO méditerranéen (en bas), interprétée comme le résultat du roll back de la subduction située à l'est de la Corse et de la Sardaigne (Michon, 2000).....	76
Figure 3-4 : Epaisseur des sédiments et profondeur du Moho dans le Bassin du Sud-Est. Les failles majeures et les domaines géographiques principaux sont également indiqués (Garibaldi et al., 2010b).....	78
Figure 3-5 : Production de chaleur moyenne dans le Bassin du Sud-Est calculée d'après les logs gamma-ray disponibles dans les 5 premiers kilomètres de profondeur. La localisation des forages contenant des valeurs gamma-ray et les failles majeures sont également indiquées. .	80
Figure 3-6 : Sismicité instrumentale en France enregistrée entre 1962 et 2000 (J.-P. Avouac, Geological and Planetary Sciences, Pasadena, Canada).	81
Figure 4-1 : En-tête de diagraphie pétrolière, température mesurée en fond de trou et paramètres nécessaires à leur correction.	86
Figure 4-2 : Illustration du retour à l'équilibre de la température d'un réservoir suite à la circulation de la boue de forage : 1) fin du forage à $Z=Z_1$ et $t=t_0$, 2) circulation de la boue de forage, 3) mesure de BHT à t_1 , 4) approfondissement éventuel du forage et mesure de BHT à t_2 . Nous faisons ici l'hypothèse que la boue injectée dans le forage est à la même température que la roche en surface.	87
Figure 4-3 : Loi de correction des données BHT dans la Région méditerranéenne selon R. Gable (1978).....	89
Figure 4-4 : Localisation des forages pétroliers du Bassin du Sud-Est (en noir), ceux contenant des mesures BHT qui ont pu être corrigées (en rouge) et répartition des températures corrigées en 3D.....	97
Figure 4-5 : Répartition en profondeur des données BHT du Bassin du Sud-Est.....	98
Figure 4-6 : Températures corrigées en fonction de la profondeur dans le Bassin du Sud-Est avec courbe de tendance linéaire (température de surface fixée à 14°C). Quelques écarts de température (ΔT) sont indiqués à titre d'exemple.....	100
Figure 5-1 : Variogramme théorique et paramètres associés	106
Figure 5-2 : Alternatives possibles de l'effet de pépité (Chiles et Delfiner, 1999) : a. effet de pépité partiel et comportement à l'origine linéaire ; b. effet de pépité nul et comportement à l'origine continu ; c. effet de pépité et comportement à l'origine parabolique.....	107
Figure 5-3 : topographie d'un fond marin (en noir). Les points de données sont représentés par les triangles rouges, le résultat du krigeage est en tirets rouges et une simulation est représentée par la courbe bleue (Alfaro, 1979).	111
Figure 5-4 : Variogrammes expérimentaux (tirets) et modèles de variogrammes (lignes pleines) vertical (en haut) et horizontal (en bas) des températures résiduelles du Bassin du	

Sud-Est. Le nombre de couples de points correspondant à chaque classe de distance est indiqué sur les points.....	113
Figure 5-5 : Résultat de la validation croisée : résidus réels vs résidus estimés. Les points ronds représentent les données dont la variance de l'erreur n'est pas comprise dans l'intervalle [-2,5 ; 2,5] contrairement aux points représentés par des croix.	114
Figure 5-6 : Exemples de cartes obtenues sur les résidus à 3000m de profondeur avec différentes méthodes de recherche de voisinage. En haut : voisinages glissants et paramètres utilisés, en bas : voisinage unique.	116
Figure 6-1 : Carte des températures à 1000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.	118
Figure 6-2 : Carte des températures à 2000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.	119
Figure 6-3 : Carte des températures à 3000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.	120
Figure 6-4 : Carte des températures à 4000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.	121
Figure 6-5 : Carte des températures à 5000m de profondeur et erreur d'interpolation associée.	122
Figure 6-6 : Carte du gradient calculé entre 1000 et 4000m de profondeur.	123
Figure 6-7 : Variations du gradient en fonction des tranches de profondeurs considérées... ..	124
Figure 6-8 : Coupes thermiques et leur localisation sur la carte géologique où les données de température disponibles sont représentées (points noirs) : le long de la faille des Cévennes (1), à travers les failles majeures (2) et le long de la faille de Nîmes traversant le graben de Vistrenque (3). ΔT est la différence entre les températures calculées T et les températures correspondent à un gradient moyen. Les lignes en tirets mettent en évidence les ondulations thermiques en profondeur et correspondent aux isothermes 160°C (Garibaldi et al., 2010a).	125
Figure 6-9 : Températures à 1000m de profondeur, carte d'erreurs d'interpolation et forages avec données de températures. Les anomalies principales sont : 1. anomalie de Montpellier ; 2. anomalie de la Drôme ; 3. anomalie de Lodève ; 4. anomalie d'Aix-en-Provence ; 5. anomalie des Cévennes et 6. anomalie de Gap (modifié de Garibaldi et al., 2010a).....	127
Figure 6-10 : Localisation du forage de Pierrefeu et données de température.....	129
Figure 6-11 : Illustration des températures profondes et des anomalies thermiques (ΔT) en 3D au niveau du Graben de Vistrenque.	130
Figure 6-12 : Profondeur du Moho (a) et épaisseur des sédiments (b) dans le Bassin provençal avec les températures calculées à 3 km de profondeur (Garibaldi et al., 2010a).	132
Figure 6-13 : Températures interpolées dans la région de Vistrenque avec épaisseur des sédiments et failles majeures.....	135
Figure 6-14 : Isothermes (°C) à 500 et 1000m de profondeur dans la région de Landau (Allemagne) avec indication des failles majeures par Bächler et al. (2003).....	136
Figure 6-15 : Températures et champs de vitesse de circulation de fluides convectifs dans une faille. Modèle numérique 3D de Zhao et al. (2004).	136
Figure 7-1 : Géométrie du modèle numérique du Bassin du Sud-Est et paramètres physiques associés. Q_m est le flux de chaleur imposé à la base et A est la production de chaleur basale. La coupe AA' est indiquée sur la Figure 3-4 (Garibaldi et al., 2010b).....	140
Figure 7-2 : Loi de dépendance de l'anisotropie à la profondeur implémentée au bassin sédimentaire du modèle numérique (Garibaldi et al., 2010b).	141
Figure 7-3 : Comparaison entre le flux de chaleur calculé en surface le long de la section AA' (Figure 7-1) avec une couverture sédimentaire isotrope (en bleu) et anisotrope (en rouge) et celui mesuré par Lucazeau et Vasseur (1989) en noir. Le flux de chaleur en surface est	

présenté avec un flux basal constant (en vert) et variable (en bleu et rouge) (Garibaldi et al., 2010b).....	142
Figure 7-4 : Comparaison entre les températures observées et celles calculées à 3km de profondeur le long de la section AA' (Figure 7-1) (Garibaldi et al., 2010b).....	143
Figure 7-5 : Géométrie du modèle numérique avec paramètres physiques et conditions aux limites imposés.....	144
Figure 7-6 : Coupe géologique au niveau du Graben de Vistrenque avec localisation des forages pétroliers (Benedicto et al., 1996).	145
Figure 7-7 : Anisotropie de conductivité en fonction de la conductivité verticale (Deming, 1994).....	145
Figure 7-8 : Températures obtenue avec le modèle numérique du Graben de Vistrenque et coupe des températures à 3km de profondeur.....	147
Figure 7-9 : Variation de la perméabilité suite au séisme d'Hector-Mine (Californie, Mw 7.1) d'après Elkhoury et al. (2010).....	153
Figure 7-10 : Structure d'une zone de faille et variation de la perméabilité associée selon Boutareaud et al. (2008) (à gauche) et variation de la perméabilité et de la porosité selon Agosta (2008) (à droite). A droite, la perméabilité est donnée en milli-Darcy (mD).....	154
Figure 7-11 : a. Modèles de Rabinowicz et al. (1998) ; b. Modèle numérique de convection hydrothermale dans une zone faillée perméable : en haut : calibrage reproduisant des figures convectives de Rabinowicz et al. (1998) avec température en couleur, lignes de courant en noir et en bas : flux de chaleur en surface.....	157
Figure 7-12 : Paramètres physiques et conditions aux limites du modèle numérique de convection hydrothermale avec dépendance de la perméabilité avec la profondeur.....	159
Figure 7-13 : Lois de variation de la perméabilité avec la profondeur testées.....	160
Figure 7-14 : Différents cas de variation de la perméabilité avec la profondeur : a) cas pour lequel $kf_o=5 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, avec δ variable. L'échelle de couleurs représente les valeurs de perméabilité, les lignes blanches correspondent aux isothermes espacés de 25°C et les lignes noires représentent les lignes de courant de la circulation convective ; b) cas pour lequel $kf_o=10^{-12} \text{ m}^2$, et $\delta=10 \text{ km}$; c) cas où la perméabilité en surface est forte, et où la dépendance de la perméabilité avec la profondeur est plus réaliste. La largeur de la zone faillée est de 1 km et la perméabilité de l'encaissant à la surface vaut 10^{-17} m^2	161
Figure 7-15 : Circulation de fluides dans une zone de faille : a) comportement convectif (lignes de courant en blanc, vecteurs vitesse en bleu) et isothermes ($^\circ\text{C}$) en noir. L'échelle de couleurs correspond à la variation de la perméabilité en profondeur ; b) profils de température correspondant aux différentes profondeurs indiquées (Garibaldi et al., 2010b).....	163
Figure 7-16 : Cas d'une zone perméable plus large (2 km) avec une dépendance de la perméabilité avec la profondeur proche de celle de la loi de Manning et Ingebritsen ($\delta=1.5 \text{ km}$). En haut, la perméabilité de l'encaissant en surface vaut 10^{-17} m^2 et elle vaut 10^{-16} m^2 pour les figures du bas. Bien que plusieurs comportements convectifs stables convergents puissent être obtenus selon la procédure numérique choisie (cf. texte), des anomalies thermiques d'au moins $\pm 10^\circ\text{C}$ sont observées dans tous les cas (Garibaldi et al., 2010a).....	165
Figure 7-17 : Températures, lignes de courant et vecteurs vitesse des circulations de fluides dans une faille avec perméabilité variable horizontalement et verticalement pour différents kf_o et δ (indiqués en haut à gauche sur chaque coupe). La coupe est perpendiculaire à l'orientation de la faille. Les limites latérales sont isolantes.....	169
Figure 7-18 : Géométrie du modèle de circulation de fluides dans une faille en régime transitoire, paramètres physiques et conditions aux limites.....	173
Figure 7-19 : ΔT résultant d'une circulation de fluide dans une zone de faille à structure de perméabilité asymétrique par rapport à la gouge. Un colmatage a lieu 150.000 ans après le début de la circulation. Les isothermes sont représentées par les lignes grises, les lignes de	

courant par les lignes blanches. La zone encerclée à $t_0+200,000$ ans souligne la mise en place de la convection dans le bassin sédimentaire.	175
Figure 7-20 : Anomalies thermiques au sein d'une zone de faille dont la structure est donnée sur la Figure 7-18 avec asymétrie de perméabilité en fonction du temps après le début de la circulation de fluides (arrêt de la circulation à $t = 150.000$ ans).	176
Figure 7-21 : Géométrie, conditions aux limites et paramètres physiques des modèles des zones de faille des Cévennes et de Nîmes et coupes géologiques.	180
Figure 7-22 : Variations des anomalies thermiques (ΔT) et des vitesses de circulation de fluides en fonction de la perméabilité de la faille des Cévennes. Les paramètres physiques, échelles verticale et horizontale ainsi que les conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-21.	181
Figure 7-23 : Variations des anomalies thermiques (ΔT) et des vitesses de circulation de fluides en fonction de la perméabilité de la faille de Nîmes. Les paramètres physiques, échelles verticale et horizontale ainsi que les conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-21.	183
Figure 7-24 : Evolution dans le temps d'une anomalie thermique générée par une circulation de fluides dans la zone de faille des Cévennes. Les paramètres physiques, échelles verticale et horizontale ainsi que les conditions aux limites sont donnés sur la Figure 7-21.	185
Tableau 2-1 : Taux de production de chaleur et demi-vies des éléments radioactifs principaux (Turcotte et Schubert, 2002).	39
Tableau 2-2 : Abondance relative des isotopes et production de chaleur totale dans le passé relativement à l'actuel (Fowler, 1990).	40
Tableau 2-3 : Concentrations moyennes en éléments radioactifs dans les roches communes et dans les météorites chondritiques (Turcotte et Schubert, 2002).	41
Tableau 2-4 : Valeurs estimées du nombre de Rayleigh dans le manteau terrestre avec épaisseurs des couches considérées (Fowler, 1990).	67
Tableau 4-1 : Coefficients de correction pour la méthode de l'AAPG (1976). (Deming, 1989).	91

Références bibliographiques

Agosta, F. (2008). "Fluid flow properties of basin-bounding normal faults in platform carbonates, Fucino Basin, central Italy." C. A. J. Wibberley, Kurz, W., Imbert, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties, Geological Society of London. 299: 277-291.

Alfaro, M. (1979). "Etude de la robustesse des simulations de fonctions aléatoires (A study of the robustness of random function simulations)." Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Fontainebleau, France, Thèse de l'Université de. 161p.

Alfödi, L., J. Galfi et P. Liebe (1985). "Heat flow anomalies caused by water circulation." Journal of Geodynamics 4: 199-217.

Alvarez, W. (1972). "Rotation of the Corsica-Sardinia microplate." Nature, Lond. Phys. Sci. 235: 103-105.

Ambert, P., H. Philip et J.-F. Ritz (1998). "Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla, Benedetti, Rolando Armijo et Paul, Tapponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)". Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 327: 857-859.

Antonellini, M. A. et A. Aydin (1995). "Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution." American Association of Petroleum Geologists Bulletin 79: 642-671.

Arthaud, F. et P. Matte (1975). "Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essais de reconstitution des conditions de la déformation." Tectonophysics 25: 139-171.

Bächler, D., T. Kohl et L. Rybach (2003). "Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection - Rhine Graben case study." Physics and Chemistry of the Earth 28(Parts A/B/C, Issues 9-11): 431-441.

Baietto, A., P. Cadoppi, G. Martinotti, P. Perello, P. Perrochet et F.-D. Vuataz (2008). "Assessment of thermal circulations in strike-slip fault systems: the Terme di Valdieri case (Italian western Alps)." C. A. J. Wibberley, Kurz, W., Imbert, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties, Geological Society of London. 299: 317-339.

Baroux, E. (2000). "Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apports d'une approche pluridisciplinaire." Orsay, Thèse de l'Université de Paris XI. 320p.

Barton, A., M. D. Zoback et D. Moos (1995). "Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock." Geology 23(8): 683-686.

Beck, A. E. (1957). "A steady state method for the rapid measurement of the thermal conductivity of rocks." *J. Sci. Instr* 34: 185-189.

Beck, A. E. (1988). "Methods for determining thermal conductivity and Thermal diffusivity." R. Haenel, Rybach, L., and Stegena, L. (Eds.). *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers): 87-124.

Bénédicto, A., P. Labaum, M. Séguret et M. Séranne (1996). "Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France." *Tectonics* 15(6): 1192-1212.

Bense, V. F., M. A. Person, K. Chaudhary, Y. You, N. Cremer et S. Simon (2008). "Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers." *Geophysical Research Letters* 35(L24406): 1-6.

Bessemoulin, J. (1969). "Atlas Climatique de la France." Paris, Direction de la météorologie nationale, non paginé.

Bethke, C. M. et S. Marshak (1990). "Brine migrations across North America - the plate tectonics of ground-water." *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 18: 287-315.

Birch, F. (1942). "Thermal conductivity and diffusivity." *Handbook of Physical Constants*, edited by F. Birch, J. F. Schairer, & H. C. Spicer (Geological Society of America, Special Paper 36, NY): 243-266.

Bishop, P. et J.-C. Bousquet (1989). "The quaternary Terraces of the Lergue River and activity of the Cévennes fault in the lower Hérault Valley (Languedoc), southern France." *Z. Geomorph. N. F.* 33(4): 405-415.

Bodeur, Y. (1976). "Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux des environs de Ganges." *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 282(D): 961-963.

Bodner, D. P. et J. M. J. Sharp (1988). "Temperature variations in South Texas subsurface." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72: 21-32.

Bois, C. (1993). "Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling." *Tectonophysics* 226: 227-252.

Bonnaveira, H., G. Vasseur, Y. Dufour et P. Vuilleminot (1999). "Modélisation d'une anomalie géothermique du Lodévois." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Séries IIA, Earth and Planetary Science* 329(Issue 4): 251-256.

Bonté, D., L. Guillou-Frottier, C. Garibaldi, S. Lopez, B. Bourguine, F. Lucazeau et V. Bouchot (2010). "Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and new interpolation." *Bulletin de la Société Géologique de France* In press.

Boutareau, S., C. A. J. Wibberley, O. Fabbri et T. Shimamoto (2008). "Permeability structure and co-seismic thermal pressurization on fault branches: insights from the Usukidani fault, Japan." C. A. J. Wibberley, Kurz, W., Imbert, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. *The*

internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties, Geological Society of London. 299: 341-361.

Bücker, C. et L. Rybach (1996). "A simple method to determine heat production from gamma-ray logs." *Marine and Petroleum Geology* 13(4): 373-375.

Burrus, J. (1984). "Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean)." *Marine Geology* 55: 247-269.

Burrus, J. et F. Bessis (1986). "Thermal modeling in the Provençal Basin (NW-Mediterranean)." *E. Technip. Thermal Modeling in Sedimentary Basins*. Paris: 393-417.

Caine, S. J., J. P. Evans et C. B. Förster (1996). "Fault zone architecture and permeability structure." *Geology* 24: 1025-1028.

Carslaw, H. et J. C. Jaeger (1959). "Conduction of heat in solids." Clarendon, Oxford, 510p.

Cermák, V. et L. Rybach (1982). "Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in Landolt-Bornstein: Numerical Data and Functional Relationships." N. S. Science and Technology, Group V (Geophysics and Space Research), G. Angenheister, Springer, Berlin-Heidelberg, 305343p.

Channel, J. E. et J.-C. Mareschal (1989). "Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift." D. D. R. G. P. M.P. Coward. *Alpine tectonics*, Geol. Soc. Lond. Sp. Pub. 45: 285-302.

Chester, F. M. et J. M. Logan (1986). "Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault, California." *Pure and Applied Geophysics* 124: 79-106.

Chiles, J.-P. et P. Delfiner (1999). "Geostatistics, Modelling Spatial Uncertainty." Wiley-Interscience.

Chu, C. L., C. Y. Wang et W. Lin (1981). "Permeability and frictional properties of San Andreas fault gouges." *Geophysical Research Letters* 8: 565-568.

Clark, S. P. J. (1966). "Thermal Conductivity." H. o. P. Constants. Geol. Soc. of America, Memoir 97. New York. Rapport.

Clauser, C. (1992). "Permeability of crystalline rocks." EOS, Transactions, American Geophysical Union 73(21): 233-237.

Clauser, C. et E. Huenges (1995). "Thermal conductivity of rocks and minerals, in Ahrens." AGU, *Rock Physics and Phase Relations: a Handbook of Physical Constants*, Washington.

Combes, P., D. Carbon, M. Cushing, T. Granier et P. Vaskou (1993). "Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la Vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité de la France." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 317: 689-696.

Cox, S. F., M. A. Knackstedt et J. Braun (2001). "Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems." *Reviews in Economic Geology* 14: 1-24.

Cressie, N. A. C. (1993). "Statistics for spatial data." *W. S. i. P. a. M. Statistics. Applied Probability and Statistics.* New York, Wiley-Interscience.

Curnelle, R. et P. Dubois (1986). "Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est." *Bulletin de la Société Géologique de France* 8(II(4)): 529-546.

Cushing, M. et O. Bellier (2003). "La Faille de la Moyenne Durance : précision concernant le tracé en surface de la faille entre Pertuis et Château Arnoux." *IRSN, DPRE/SERGD. Rapport.*

Cushing, M., O. Bellier, S. Nechtschein, M. Sébrier, P. Volant, A. Lomax, P. Dervin, P. Guignard et L. Bove (2008). "A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France)." *Geophys. J. Int* 172: 1163-1178.

Davis, J. C. (1986). "Statistics and Data Analysis in Geology." New York, John Wiley & Sons, 289p.

DeMetz, C., R. G. Gordon, D. F. Argus et S. Stein (1990). "Current plate motions." *Geophys. J. Int* 101: 425-478.

Deming, D. (1989). "Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies." *Geothermics* 18(5/6): 775-786.

Deming, D. (1994). "Estimation of the thermal conductivity anisotropy of rock with application to the determination of terrestrial heat flow." *Journal of Geophysical Research* 99(B11): 22,087-22,091.

Demongodin, L., B. Pinoteau, G. Vasseur et R. Gable (1991). "Thermal conductivity and well logs: a case study from the Paris basin." *Geophysical Journal International* 105(675-691).

Desai, P. D., R. A. Navarro, S. E. Hasan, C. Y. Ho, D. P. Dewitt et T. R. West (1974). "Thermophysical Properties of Selected Rocks." *Purdue Univ., West Lafayette, Indiana (USA), Center for Information and Numerical Data Analysis and Synthesis (CINDAS). Rapport n°CINDAS Report 23.*

Dèzes, P., S. M. Schmid et P. A. Ziegler (2004). "Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere." *Tectonophysics* 389(Issues 1/2): 1-33.

Dowdle, W. L. et W. M. Cobb (1975). "Static formation temperature from well logs - an empirical method." *Journal of Petroleum Technology*: 1326-1330.

Eldursi, K. (2009). "Minéralisations et circulations péri-granitiques : modélisation numérique couplée 2D/3D, applications au district minier de Tighza (Maroc central)." *Laboratoire ISTO / BRGM. Orléans, Thèse de l'Université de Université d'Orléans.* 213p.

Elkhoury, J. E., A. Niemeijer, E. E. Brodsky et C. Marone (2010). "Dynamic stress stimulates flow in fractures: laboratory observations of permeability enhancement." *Journal of Geophysical Research* 115(In Press).

Evans, A. M. (1997). "An introduction to economic geology and its environmental impact." Oxford ; Malden, Mass., Blackwell Science, ix, 364p.

Faulkner, D. R. (2004). "A model for the variation in permeability of clay-bearing gouge with depth in the brittle crust." *Geophysical Research Letters* 31: L19611.1-L19611.5.

Faulkner, D. R. et E. H. Rutter (1998). "The gas-permeability of clay-bearing fault gouge at 20°C." G. Jones, Fisher, Q.J. & Knipe, R.J. *Faulting, fault sealing and fluid-flow in hydrocarbon reservoirs*. London, Geological society, Special Publications. 147: 147-156.

Faulkner, D. R. et E. H. Rutter (2000). "Comparison of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under pressure at 20°C." *Journal of Geophysical Research* 105: 16415-16426.

Faulkner, D. R. et E. H. Rutter (2001). "Can the maintenance of overpressured fluids in large strike-slip fault zones explain their apparent weakness?" *Geology* 29: 503-506.

Fleming, C. G., G. D. Couples et R. S. Haszeldine (1998). "Thermal effects of fluid flow in steep fault zones." *Geol. Soc. London* 147: 217-229.

Fontaine, F. J., M. Rabinowicz et J. Boulègue (2001). "Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges." *Earth and Planetary Science Letters* 184: 407-425.

Förster, C. B. et L. Smith (1989). "The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study." *Journal of Geophysical Research* 85(1867-1875).

Fowler, C. M. R. (1990). "The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics." C. U. Press. Cambridge, UK, 685p.

Foxford, K. A., J. J. Walsh, J. Watterson, I. R. Garden, S. C. Guscott et S. D. Burley (1998). "Structure and content of the Moad Fault Zone, Utah, U.S.A., and its implications for fault seal prediction." G. Jones, Fisher, Q.J. & Knipe, R.J. *Faulting, fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs*, The Geological Society of London. 147: 87-103.

Gable, R. (1978). "Acquisition et rassemblement de données géothermiques disponibles en France." BRGM. Rapport n°78 SGN 284 GTH.

Gallagher, K., M. Ramsdale, L. Lonergan et D. Morrow (1997). "The role of thermal conductivity measurements in modelling thermal histories in sedimentary basins." *Marine and Petroleum Geology* 14(2): 201-214.

Garibaldi, C., L. Guillou-Frottier, J.-M. Lardeaux, D. Bonté, S. Lopez, B. Bourguine et V. Bouchot (2010a). "Thermal anomalies and geological structures in the Provence basin:

Implications for hydrothermal circulations at depth." Bulletin de la Société Géologique de France In press.

Garibaldi, C., L. Guillou-Frottier, J.-M. Lardeaux et V. Bouchot (2010b). "Combination of Numerical Tools to Link Deep Temperatures, Geological Structures and Fluid Flow in Sedimentary Basins: Application to the Thermal Anomalies of the Provence Basin (South-East France)." World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April.

Garven, G., M. Person et D. A. Sverjensky (1993). "Genesis of stratabound ore deposits in the midcontinent basins of North America, 1, The role of regional groundwater flow." American Journal of Science 293: 497-568.

Gattacceca, J., A. Deino, R. Rizzo, D. S. Jones, B. Henry et B. Beaudouin (2007). "Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications." Earth and Planetary Science Letters 258(3-4): 359-377.

Genter, A., L. Guillou-Frottier, J.-L. Feybesse, N. Nicol, C. Dezayes et S. Schwartz (2003). "Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe." Geothermics 32: 701-710.

Geraud, Y., M. Rosener, F. Surma, J. Place, E. Le Garzic et M. Diraison (2010). "Physical properties of fault zones within a granite body: example of the Soultz-sous-Forêts geothermal site." Comptes Rendus Geoscience In Press.

Gerdes, M. L., L. P. Baumgartner et M. Person (1998). "Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism." Journal of Geophysical Research 103(B10): 23983-24003.

Goutorbe, B., F. Lucazeau et A. Bonneville (2007). "Comparison of several BHT correction methods: a case study on an Australian data set." Geophysical Journal International In press.

Grauls, D. J. et J. M. Baleix (1994). "Role of overpressures and in situ stresses in fault controlled hydrocarbon migration: a case study." Marine and Petroleum Geology 11(6): 734-742.

Grellet, B., P. Combes, T. Granier et H. Philip (1993). "Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique." Mémoires de la Société Géologique de France 164(1/2).

Guieu, G. et J. Roussel (1990). "Conséquence possible de l'extension crustale pré-oligocène en Provence méridionale : la mise en place gravitaire des chevauchements." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Séries IIA, Earth and Planetary Science 311(II): 485-492.

Guillou-Frottier, L., F. Lucazeau, C. Garibaldi et D. Bonté (2010). "Heat flow and deep temperatures in the Provence basin." Bulletin de la Société Géologique de France In press.

Haenel, R., R. Legrand, N. Balling, R. Gable, M. Fanelli, S. Prins, A. J. Burley et e. al.] (1980). "Atlas of subsurface temperatures in the European Community." Luxembourg, Commission of the European Communities, Directorate-General Scientific and Technical Information and Information Management, 36p.

Harcouët, V. (2005). "Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux : Application au Ghana." BRGM. Paris, Thèse de l'Université de Institut de Physique du Globe de Paris. 267p.

Harcouët-Menou, V., L. Guillou-Frottier, A. Bonneville, P.-M. Adler et V. Mourzenko (2009). "Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones: insights from 2D and 3D numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana." *Geofluids* In press.

Harcouët-Menou, V., L. Guillou-Frottier, A. Bonneville, V. Bouchot et J.-P. Milési (2007). "Geological and thermal conditions before the major Paleoproterozoic gold mineralization event at Ashanti, Ghana, as inferred from improved thermal modelling." *Precambrian Research* 154: 71-87.

Hippler, S. J. (1993). "Deformation microstructures and diagenesis in sandstone adjacent to an extensional fault: implications for the flow and entrapment of hydrocarbons." *AAPG Bulletin* 77(4): 625-637.

Ingebritsen, S. E. et C. E. Manning (2010). "Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism." *Geofluids In Press*: 101111.1-101111.13.

Ingebritsen, S. E. et W. E. Sanford (1998). "Groundwater in geologic processes." Cambridge, Cambridge University Press, 341p.

Jaboyedoff, M. et S. Pastorelli (2003). "Perturbation of the heat flow by water circulation in a mountainous framework. Examples from the Swiss Alps." *Eclogae Geologicae Helveticae* 96: 37-47.

Jaeger, J. C. (1956). "Conduction of heat in an infinite region bounded internally by a circular cylinder of a perfect conductor." *Aust. J. Phys.* 9: 167-179.

Jaupart, C., S. Labrosse et J.-C. Mareschal (2007). "Temperatures, heat and energy in the mantle of the Earth." *Treatise on Geophysics 7(Mantle Dynamics)*: 253-303.

Jones, R. M. et R. R. Hillis (2003). "An integrated, quantitative approach to assessing fault-seal risk." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 87: 507-524.

Journel, A. G. et C. J. Huijbregts (1978). "Mining Geostatistics." A. Press. New York, 600p.

Jupp, T. E. et A. Schultz (2004). "Physical balances in subseafloor hydrothermal convection cells." *Journal of Geophysical Research* 109(B05101): 1-12.

Kappelmeyer, O. et R. Haenel (1974). "Geothermics with special reference to application." *Geoexploration monographs*. no. 4. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 238p.

Kehle, R. O. (1972). "Geothermal survey of North America." A. A. o. P. Geologists. Annual progress report. Tulsa, Oklahoma. Rapport.

Kestin, J., H. E. Khalifa, Y. Abe, C. E. Grimes, H. Sookkiazian et W. A. Wakeham (1978). "Effect of pressure on viscosity of aqueous NaCl solutions in the temperature range 20-150°C." *Journal of Chemical and Engineering Data* 23: 328-336.

Kinney, D. M., J. W. Shelton, American Association of Petroleum Geologists. Geothermal Survey of North America Subcommittee. et Geological Survey (U.S.) (1976). "Subsurface temperature map of North America." [Tulsa, Okla.] Arlington, Va., The Association, 1 mapp.

Kitanidis, P. K. (1997). "Introduction to Geostatistics." C. U. Press, 249p.

Knipe, R. J. (1993). "The influence of fault zone processes and diagenesis on fluid flow." A. D. R. Horbury, A.G. Diagenesis and basin development. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (AAPG) *Studies in Geology*. 36: 135-154.

Knipe, R. J., G. Jones et Q. J. Fisher (1998). "Faulting, fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs: an introduction." G. Jones, Fisher, Q.J. & Knipe, R.J. *Faulting, fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs*, The Geological Society of London. 147: vii-xxi.

Koutsikos, E. (1985). "Nouvelles méthodes de détermination de la conductivité thermique des roches granitoïdes à partir de données minéralogiques et géochimiques : application aux forages non carottés." IPG, Thèse de l'Université de Paris VI. 205p.

Labrouste, Y., P. Baltzenberger, G. Perrier et M. Recq (1968). "Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 266(D): 663-665.

Lacassin, R., B. Meyer, L. Benedetti, R. Armijo et P. Tapponnier (1998a). "Réponse aux commentaires de Ambert et al., Mattauer et Sébrier et al. à la note : "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)"." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 327(12): 861-866.

Lacassin, R., B. Meyer, L. Benedetti, R. Armijo et P. Tapponnier (1998b). "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)." *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 326: 807-815.

Lang, J. R. et T. Baker (2001). "Intrusion-related gold systems: the present level of understanding." *Mineralium Deposita* 36: 477-489.

Le Carlier, C., J.-J. Royer et E. L. Flores (1994). "Convective heat transfer at the Soultz-sous-Forêts geothermal site: implications for oil potential." *First break* 12(11): 553-560.

Lemoine, M., T. Bas, A. Arnaud-Vanneau et e. al. (1986). "The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps." *Marine and Petroleum Geology* 3: 179-199.

Lowrie, W. (1997). "Fundamentals of Geophysics, 2nd ed." Paperback. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 368p.

- Lucazeau, F. et S. Le Douaran (1985). "The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model. Application to the Gulf of Lion and Viking graben." *Earth and Planetary Science Letters* 74: 92-102.
- Lucazeau, F. et D. Mailhé (1986). "Heat flow, heat production and fission track data from the Hercynian basement around the Provençal basin (western Mediterranean)." *Tectonophysics* 128: 335-356.
- Lucazeau, F. et G. Vasseur (1989). "Heat flow density data from France and surrounding margins." *Tectonophysics* 164: 251-258.
- Lucazeau, F., G. Vasseur et R. Bayer (1984). "Interpretation of heat flow data in the French Massif Central." *Tectonophysics* 103: 99-199.
- Lucazeau, F., G. Vasseur, J.-P. Foucher et F. Mongelli (1985). "Second workshop on the European Geotraverse Project." Eur. Sci. Found, Amsterdam, Netherlands, Venice, Italy.
- Luheshi, M. N. (1983). "Estimation of formation temperatures from borehole measurements." *Geophys. J.R. astr. Soc.* 74: 747-776.
- Lunn, R. J., Z. K. Shipton et A. M. Bright (2008). "How can we improve estimates of bulk fault zone hydraulic properties?" C. A. J. Wibberley, Kurz, W., Imbert, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. *The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties*, The Geological Society of London. 299: 231-237.
- Maerten, L. et M. Séranne (1995). "Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin." *Bulletin de la Société Géologique de France* 166: 739-749.
- Maillard, A., A. Mauffret, A. B. Watts, M. Torne, G. Pascal, P. Buhl et B. Pinet (1992). "Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean)." *Tectonophysics* 203: 57-75.
- Manning, C. E. et S. E. Ingebritsen (1999). "Permeability of the continental crust: The implications of geothermal data and metamorphic systems." *Reviews of Geophysics* 37: 127-150.
- Matheron, G. (1962). "Traité de géostatistique appliquée, Tome 1." E. Technip. Mémoires du BRGM. Paris. Rapport.
- Matheron, G. (1963a). "Principles of geostatistics." *Economic Geology* 58: 1246-1266.
- Matheron, G. (1963b). "Traité de géostatistique appliquée, Tome II : Le Krigeage." E. BRGM. Mémoires du BRGM. Paris. Rapport.
- Mattauer, M. (1998). "Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla, Benedetti, Rolando Armijo et Paul, Tapponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)"." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 327: 859.

Mattauer, M. (2002). "Commentaire sur l'article " Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de Provence " par Schlupp et al." Bulletin de la Société Géologique de France 173: 596-597.

Matthäi, S. K., C. A. Heinrich et T. Driesner (2004). "Is the Mount Isa copper deposit the product of forced brine convection in the footwall of a major reverse fault?" *Geology* 32(4): 357-360.

McKenna, T. E. et J. M. Sharp (1998). "Radiogenic heat production in sedimentary rocks of the Gulf of Mexico basin, South Texas." *AAPG Bulletin* 82: 484-496.

Michon, L. (2000). "Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central." Clermont-Ferrand, Thèse de l'Université de Université Blaise Pascal. 263p.

Morrow, C. A., L. Q. Shi et J. D. Byerlee (1984). "Permeability of fault gouge under confining pressure and shear stress." *Journal of Geophysical Research* 89: 3193-3200.

Navarro, S., A. Bitri, B. Bourguine, G. Martelet, P. Nehlig et I. Thinon (2006). "unpublished map." BRGM.

Nicholson, K. (1993). "Geothermal fluids : chemistry and exploration techniques." Berlin ; New York, Springer-Verlag, xv, 263 p.p.

Norden, B. et A. Förster (2006). "Thermal conductivity and radiogenic heat production of sedimentary and magmatic rocks in the Northeast German Basin." *AAPG Bulletin* 90(6): 939-962.

Norton, D. et R. Knapp (1977). "Transport phenomena in hydrothermal systems; the nature of porosity." *American Journal of Science* 277: 913-936.

Peulvast, J.-P., E. Baroux, O. Bellier et M. Sébrier (1999). "Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale." *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 5(5-4): 327-358.

Quintard, M. (1984). "Convection naturelle en milieu poreux : systèmes non-stationnaires, déplacements." *A. d. Mines.* 5-6: 85-92.

Rabinowicz, M., J. Boulègue et P. Genthon (1998). "Two- and three-dimensional modeling of hydrothermal convection in the sedimented Middle Valley segment, Juan de Fuca Ridge." *Journal of Geophysical Research* 103(B10): 24045-24065.

Recq, M. (1970). "Courbes d'égalité de profondeur de la discontinuité de Mohorovicic en Provence." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 270(D): 11-13.

Ridley, J., E. J. Mikucki et D. I. Groves (1996). "Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems." *Ore Geology Reviews* 10(3-6): 279-293.

Robertson, E. C. (1988). "Thermal properties of rocks." USGS, U. S. Geol. Survey, Reston, Va. Rapport n°88-441.

Roy, R. F., A. E. Beck et Y. S. Touloukian (1981). "Thermophysical properties of rocks, Physical Properties of Rocks and Minerals." W. R. J. Y. S. Touloukian, and R. F. Roy. McGraw-Hill/ CINDAS Data Series on Material properties. McGraw- Hill, New York.

Royer, J.-J. et E. L. Flores (1994). "Two-dimensional natural convection in an anisotropic and heterogeneous porous medium with internal heat generation." *Int. J. Heat Mass Transfer* 37: 1387-1399.

Rühaak, W. (2009). "Multidimensional modeling of the thermal and flow regime in the western part of the Molasse Basin, Southern Germany." Germany, Thèse de l'Université de University of Aachen. 99p.

Rybach, L. (1986). "Amount and significance of radioactive heat sources in sediments." E. J. B. Collections Colloques et Séminaires. Thermal modelling in sedimentary basins. Paris, Eds Technip.

Saar, M. O. et M. Manga (2004). "Depth dependence of permeability in the Oregon Cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints." *Journal of Geophysical Research* 109: B04204.1-B04204.19.

Sanchis, E. et M. Séranne (2000). "Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès Basin, southern France." *Tectonophysics* 322: 243-264.

Sapin, M. et A. Hirn (1974). "Results of explosion seismology in the southern Rhône valley." *Ann. Geophys* 30: 181-202.

Schaerli, U. et L. Rybach (2000). "Determination of specific heat capacity on rock fragments." *Geothermics* 30(1): 93-110.

Schlupp, A., J.-P. Avouas et G. Clauzon (2001). "Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de Provence." *Bulletin de la Société Géologique de France* 172: 697-711.

Sclater, J. G., C. Jaupart et D. Galson (1981). "The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth." *Reviews of Geophysics, Space Physics* 18: 269-311.

Sébrier, M., O. Bellier, J.-P. Peulvast et P. Vergely (1998). "Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla, Benedetti, Rolando Armijo et Paul, Tapponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)"." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 327: 855-856.

Sébrier, M., A. Ghafiri et J.-L. Blès (1997). "Paleoseismicity in France: fault trench studies in a region of moderate seismicity." *Journal of Geodynamics* 24: 207-217.

Seipold, U. (1998). "Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks - a general law." *Tectonophysics* 291: 161-171.

Séranne, M. (1999). "The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview." L. J. B. Durand, F. Horvath & M. Séranne. *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, Geological Society, Special Publications. 156: 15-36.

Séranne, M. (2002). "Commentaire sur l'article " Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de Provence " par Schlupp et al." *Bulletin de la Société Géologique de France* 173: 589-591.

Séranne, M., A. Benedicto, P. Labaum, C. Truffert et G. Pascal (1995). "Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny." *Marine and Petroleum Geology* 12(8): 809-820.

Séranne, M., H. Camus, F. Lucazeau, J. Barbarand et Y. Quinif (2002). "Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente." *Bulletin de la Société Géologique de France* 173(2): 97-112.

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

Seront, B., T. F. Wong, S. J. Caine, C. B. Förster, R. L. Bruhn et J. T. Fredrich (1998). "Laboratory characterization of hydrodynamical properties of a seismogenic normal fault system." *Journal of Structural Geology* 20: 865-881.

Shepherd, T., A. H. Rankin et D. H. M. Altderton (1985). "A practical guide to fluid inclusion studies." Blackie. Chapman et Hall. New York, 239p.

Shipton, Z. K. et P. A. Crowie (2001). "Analysis of three-dimensional damage zone development over a micron to km scale range in the high-porosity Navajo sandstone, Utah." *Journal of Structural Geology* 23: 1825-1844.

Sibson, R. H. (1987). "Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems." *Geology* 15: 701-704.

Sibson, R. H. (1994). "Crustal stress, faulting and fluid flow." J. Parnell. *Geofluids: origin, migration and evolution of fluid in sedimentary basins*, Geological society of London. 78: 69-84.

Sibson, R. H., J. Moore et A. H. Rankin (1975). "Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism." *Journal of the Geological Society of London* 131: 653-659.

Simms, M. A. et G. Garven (2004). "Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins: theoretical results from finite-element modeling." *Geofluids* 4: 109-130.

Somerton, W. H. (1992). "Developments in Petroleum Science : preface." 37: v-vi.

Speece, M. A., T. D. Bowen, J. L. Folcik et H. N. Pollack (1985). "Analysis of temperature in sedimentary basins: the Michigan Basin." *Geophysics* 50: 1318-1334.

Speranza, F., I. M. Villa, L. Sagnotti, F. Florindo, D. Cosentino, P. Cipollari et M. Mattei (2002). "Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence." *Tectonophysics* 347: 231-251.

Stacey, F. D. (1992). "Physics of the Earth, 3rd ed." B. press. Brisbane, 513p.

Surma, F., Y. Geraud, L. Pourcelot, F. Gauthier-Lafaille, J.-B. Clavaud, M. Zamora, M. Lespinasse et M. Cathelineau (2003). "Microstructures d'un grès affecté par une faille normal : anisotropie de connectivité et de perméabilité." *Bulletin de la Société Géologique de France* 174(3): 295-303.

Tanaka, H., F. M. Chester, J. J. Mori et C.-Y. Wang (2007). "Preface – Drilling into fault zones." *Tectonophysics* 44: 123–125.

Tempier, C. (1987). "Modèle nouveau de mise en place des structures provençales." *Bulletin de la Société Géologique de France*(III(8)): 533-540.

Tesauro, M., M. K. Kaban et A. P. L. Cloetingh (2008). "A new reference model for the European crust. S. A. P. L., EuCRUST-07." *Geophysical Research Letters* 35(L05313): 1-5.

Tournier, C., P. Genthon et M. Rabinowicz (2000). "The onset of natural convection in vertical fault planes: consequences for the thermal regime in crystalline basements and for heat recovery experiments." *Geophysical Journal International* 140: 500-508.

Turcotte, D. L. et G. Schubert (2002). "Geodynamics." C. U. Press. New York, 456p.

Van Wees, J. D., F. Van Bergen, P. David, M. Nepveu, F. Beekman, S. Cloetingh et D. Bonté (2009). "Probabilistic tectonic heat flow modeling for basin maturation: Assessment method and applications." *Marine and Petroleum Geology* 26: 536-551.

Vasseur, G., F. Brigaud et L. Demongodin (1995a). "Thermal conductivity estimation in sedimentary basins." *Tectonophysics* 244: 167-174.

Vasseur, G. et L. Demongodin (1995). "Convective and conductive heat transfer in sedimentary basins." *Basin Research* 7: 67-79.

Vasseur, G., I. Djeran-Maigre, D. Grunberger, G. Rousset, D. Tessier et B. Velde (1995b). "Evolution of structural and physical parameters of clays during experimental compaction." *Marine and Petroleum Geology* 12(8): 941-954.

Vignerresse, J. L., M. Cuney, J. Jolivet et G. Bienfait (1989). "Selective heat-producing element enrichment in a crustal segment of the mid-European Variscan chain." *Tectonophysics* 159: 47-60.

Volant, P., A. Lomax, S. Nechtschein, M. Cushing, T. Ait-Ettajer, C. Berge-Thierry et P. Dervin (2003). "Localisation 3D et calcul de magnitude pour les événements du réseau Durance." AFPS 6th National Meeting, Palaiseau, France, 01-03/07.

Vosteen, H. D. et R. Schellschmidt (2003). "Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rocks." *Physics and Chemistry of the Earth* 28(9): 11.499-509.

Wackernagel, H., Ed. (1998). "Multivariate Geostatistics: an introduction with applications." Berlin, Springer Berlin Heidelberg.

Wang, C. Y. (1999). "Onset of convection in a fluid-saturated rectangular box, bottom heated by constant flux." *Physics of fluids, Brief communications* 11(6).

Waples, D. W. et H. Tirsgaard (2002). "Changes in matrix thermal conductivity of clays and claystones as a function of compaction." *Petroleum Geoscience* 8(4): 365-370.

Westphal, M. (1967). "Etude paléomagnétique de formations volcaniques primaires de Corse. Rapports avec la tectonique du domaine ligurien." Thèse de l'Université de Strasbourg. 52p.

Wibberley, C. A. J., G. Yielding et G. Di Toro (2008). "Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review." C. A. J. Wibberley, Kurz, W., Imbert, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. *The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties*, Geological Society of London. 299: 5-33.

Wisian, K. W. et D. D. Blackwell (2004). "Numerical modeling of basin and range geothermal systems." *Geothermics* 33: 713-741.

Yang, J., R. R. Large et S. W. Bull (2004). "Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins: implications for the formation of zinc-lead mineral deposits." *Geofluids* 4: 237-247.

Zhang, Y., P. M. Schaubs, C. Zhao, A. Ord, B. E. Hobbs et A. C. Barnicoat (2008). "Fault-related dilation, permeability enhancement, fluid flow and mineral precipitation patterns: numerical models." C. A. J. Wibberley, Kurz, W., Imbert, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. *The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties*, Geological Society of London. 299: 239-255.

Zhao, C., B. E. Hobbs, A. Ord, S. Peng, H. B. Mühlhaus et L. Liu (2004). "Theoretical investigation of convective instability in inclined and fluid-saturated three-dimensional fault zones." *Tectonophysics* 387(1-4): 47-64.

Annexe 1 : Méthodes de détermination de la conductivité thermique.

A1.1. Appareil à barres divisées

Le principe d'une mesure de conductivité thermique avec un appareil à barres divisées (Beck, 1957, 1988) est le suivant (Figures A1.1 et A1.2) : L'échantillon de roche d'épaisseur d dont la conductivité k_r est inconnue est placé entre deux barres en laiton d'épaisseur h dont les conductivités k_1 et k_2 sont connues. La colonne en laiton de la partie supérieure a une température supérieure à la colonne inférieure. Les températures sont maintenues constantes par un système de bains thermostatiques placés aux extrémités du montage. Entre les pièces de laiton et l'échantillon, il existe un très faible espace d'épaisseur e dont la conductivité thermique k_c est inconnue. Les températures des pièces de laiton (T_c et T_f ; Figure A1.1) et celles des surfaces de métaux en contact avec l'échantillon de roche (T_1 et T_4 ; Figure A1.1) sont alors mesurées par des thermocouples.

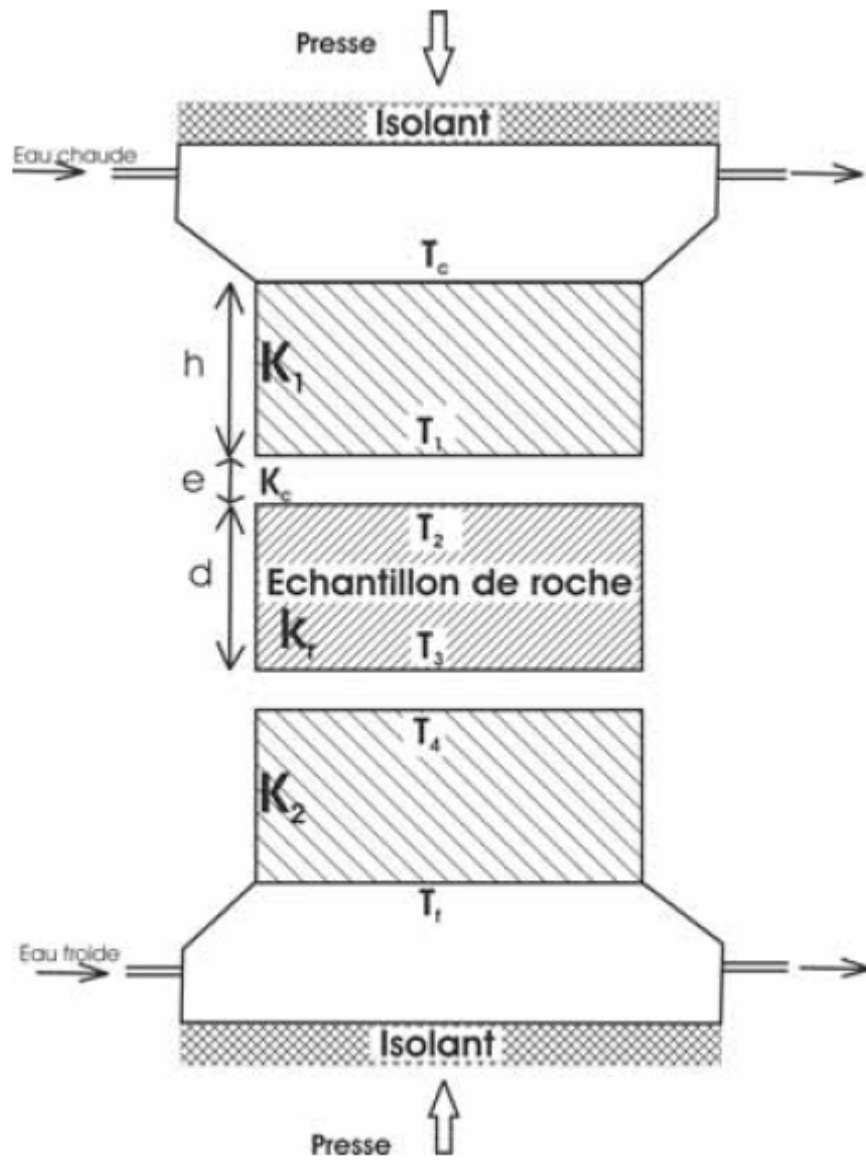


Figure A1.1 : Schéma simplifié d'un appareil de mesure de conductivité à barres divisées (Harcouët, 2005).

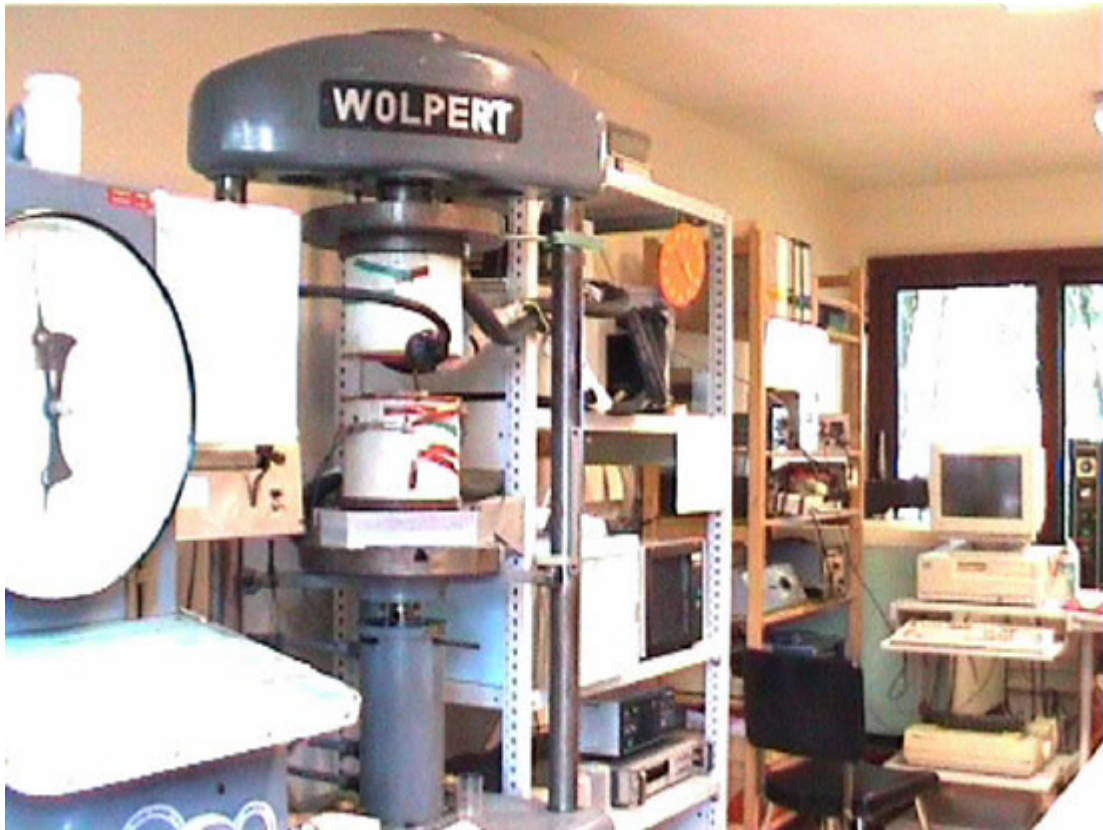


Figure A1.2 : Photo d'un appareil de mesure de conductivité à barres divisées (cliché : G. Bienfait, IPGP).

En régime stationnaire, la loi de Fourier (paragraphe 2.2.1 ;) va être appliquée afin de déterminer la conductivité thermique de l'échantillon à partir du flux de chaleur :

Equation A1.1

$$\Phi = k_1 \frac{(T_c - T_1)}{h} = k_c \frac{(T_1 - T_2)}{e} = k_r \frac{(T_2 - T_3)}{d} = k_c \frac{(T_3 - T_4)}{e} = k_2 \frac{(T_f - T_4)}{h}$$

Donc :

Equation A1.2

$$T_c - T_f = \Phi \left(\frac{h}{k_1} + \frac{h}{k_2} + \frac{d}{k_r} + \frac{2e}{k_c} \right)$$

On a aussi :

Equation A1.3

$$\frac{T_c - T_f}{\left(\frac{T_c - T_1}{h}\right)} = d \frac{k_1}{k_r} + h + k_1 \left(\frac{h}{k_2} + \frac{2e}{k_c} \right)$$

Et :

Equation A1.4

$$\frac{T_c - T_f}{\left(\frac{T_4 - T_f}{h}\right)} = d \frac{k_2}{k_r} + h + k_2 \left(\frac{h}{k_1} + \frac{2e}{k_c} \right)$$

Des mesures sont réalisées sur des échantillons de roche d'épaisseurs différentes, les courbes correspondant aux deux dernières équations sont tracées en fonction de d . La valeur de k_r est ensuite déterminée à partir de la moyenne des pentes des droites d'ajustement résultantes sans avoir besoin de connaître e ou k_c (Koutsikos, 1985).

Cet appareil permet d'obtenir une précision inférieure au dixième de W/m/K.

A1.2. Fil chauffant : mesure en espace infini

La température est mesurée en fonction du temps à l'aide d'une aiguille chauffante en acier contenant un thermistor. Celle-ci est apparentée à une source linéaire de longueur supposée infinie, diffusant une quantité de chaleur Q , dans un corps isotrope d'extension infinie. L'aiguille est introduite dans le milieu dont la conductivité est à déterminer. Une fois la température stabilisée, un courant thermique est introduit au temps t_0 . La température est ensuite mesurée en continu durant quelques minutes.

L'équation suivante (Jaeger, 1956) donne la variation de la température dans un milieu infini dans toutes les directions de l'espace :

Equation A1.5

$$\theta = \frac{Q}{4\pi k} \ln \frac{4t\kappa}{r^2 C}$$

Où t est le temps (s), Q la quantité de chaleur par unité de longueur (W/m), k la conductivité thermique de l'échantillon (W/m/K), κ la diffusivité thermique de l'échantillon (m²/s), r le rayon de l'aiguille (m) et $C = \exp(\gamma)$ avec $\gamma = 0,5772157$ constante d'Euler.

D'où :

Equation A1.6

$$\theta = \frac{Q}{4\pi k} \ln \frac{4t\kappa}{r^2 C} + cst$$

Avec $t \gg \frac{r^2}{4\kappa}$

La température augmente donc de façon linéaire en fonction du temps. La pente est inversement proportionnelle à la conductivité thermique. La conductivité est déterminée d'après la pente de la droite d'ajustement de θ en fonction de $\ln(t)$.

A1.3. QTM : mesure en demi-espace

Le QTM (Quick Thermal Conductivity Meter ; Figure A1.3) est un appareil de mesure de la conductivité. Lorsqu'une quantité de chaleur est continuellement fournie à partir d'un temps t_0 à un fil chauffant très fin placé au centre d'un échantillon considéré comme un cylindre de longueur infinie, la température du fil chauffant augmente de façon exponentielle avec le temps.



Figure A1.3 : Appareil QTM du BRGM (cliché : M. Peter, BRGM).

A partir de la relation entre l'augmentation de température ($\Delta T = T_2 - T_1$) en fonction du temps, la conductivité thermique k de l'échantillon est obtenue à partir de l'équation suivante :

Equation A1.7

$$k = q \frac{\ln(t_2 - t_1)}{4\pi\Delta T}$$

Où q est l'énergie calorifique par unité de longueur du fil chauffant (W/m). Celle-ci est donnée par :

Equation A1.8

$$q = 0,86 RI^2 = 0,86 \frac{VI}{L}$$

Avec R la résistance par unité de longueur du fil chauffant (Ω/m), V la tension (en Volt), I l'intensité du courant électrique (constante en Ampère), L la longueur du fil chauffant (m).

Cet appareillage avec fil chauffant est placé sur un échantillon de roche de face plane (voir échantillons sur Figure A1.3). La taille minimale de l'échantillon requise par l'appareil est fonction de la conductivité thermique. Pour des échantillons dont la conductivité varie entre 1

et 3W/m/K (valeurs communes), les dimensions sont idéalement 15mm d'épaisseur pour 30mm de largeur et 50mm de longueur. Après avoir effectué différents tests sur le QTM du BRGM, nous avons remarqué qu'un intervalle de temps de 15 minutes au minimum doit être respecté entre chaque mesure. Entre celles-ci, le capteur repose alors sur un matériau particulièrement conducteur. De plus, afin de vérifier la cohérence des données, une mesure sur un étalon doit être effectuée toutes les 2 ou 3 mesures.

Annexe 2 : Valeurs gamma-ray relevées sur les diagraphies
(valeur moyenne par forage) et production de chaleur du Bassin
du Sud-Est.

Forage ID	X (m) LII ét.	Y (m) LII ét.	GR (API)	Q ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)
18-1156-	756815,6	1851657,4	49,5	0,76946
18-1165-	683666,9	1856942,2	148,5	2,33366
18-1166-	683417,3	1855770,4	148,5	2,33366
18-1167-	822259,3	2047514,1	49,5	0,76946
18-1168-	685519,4	1856998,4	132	2,07296
18-1169-	685895,6	1856047,3	165	2,59436
18-1170-	805823,3	1833613,4	49,5	0,76946
18-1171-	826974,3	2003207,8	33	0,50876
18-1176-	766581,5	1847616,9	49,5	0,76946
18-1177-	791444,9	1919340,5	49,5	0,76946
18-1179-	652594,7	1732477,2	66	1,03016
18-1181-	832694,3	1972037,2	148,5	2,33366
18-1182-	900213,9	1904073,2	49,5	0,76946
18-1184-	762940	1936636,7	66	1,03016
18-1187-	833142,7	2042876,1	66	1,03016
18-1191-	881292,2	1908969,9	49,5	0,76946
18-1192-	876976,3	1880880,4	66	1,03016
18-1194-	884130	1865836,7	33	0,50876
18-1196-	801115,4	1960498,1	33	0,50876
18-1197-	850657,8	2054983,8	49,5	0,76946
18-1198-	823393	2009339	33	0,50876
18-1199-	885930,7	1931476,7	82,5	1,29086
18-1201-	793010,3	1958793,5	82,5	1,29086
18-1205-	883552,5	1865264,8	33	0,50876
18-1212-	816025	1923778	49,5	0,76946
18-1213-	772485,8	1954407,1	49,5	0,76946
18-1235-	683199,6	1820882,8	66	1,03016
18-1237-	853025	1810410,3	148,5	2,33366
18-1238-	746824,5	1858055,7	49,5	0,76946
18-1239-	842061,2	1859555	33	0,50876
18-1240-	748919,9	1842341	66	1,03016
18-1241-	637495,3	1808512,2	99	1,55156
18-1242-	747757,9	1903232,7	82,5	1,29086
18-1243-	867010,8	1859910,9	99	1,55156
18-1244-	785181,5	1821531	49,5	0,76946
18-1245-	823725,2	2021503	66	1,03016
18-1246-	746971,8	1908147,1	49,5	0,76946
18-1247-	780308,8	1848391,9	33	0,50876
18-1248-	730845	1854975,5	49,5	0,76946
18-1250-	808178,1	1979687,2	66	1,03016
18-1251-	681865,6	1854814,1	115,5	1,81226
18-1252-	686640,5	1852839,2	99	1,55156
18-1253-	689193,4	1855826,1	115,5	1,81226
18-1255-	698606,7	1847220	33	0,50876
18-1256-	707603,6	1859291,7	49,5	0,76946
18-1257-	891818,5	1930330,9	49,5	0,76946
18-1259-	758800,5	1854295,4	82,5	1,29086
18-1260-	770090,9	1830991,5	49,5	0,76946
18-1261-	730596,4	1869164,7	66	1,03016
18-1263-	691603,4	1817947,1	33	0,50876
18-1264-	760598,3	1866286,1	49,5	0,76946

18-1267-	885862,6	1867203,3	33	0,50876
18-1268-	757040,6	1858118,9	82,5	1,29086
18-1269-	670315,3	1834837,2	115,5	1,81226
18-1270-	841017	1847090,2	16,5	0,24806
18-1272-	741443,1	1886462,1	49,5	0,76946
18-1273-	819694,6	1889498	16,5	0,24806
18-1274-	746703,3	1906560,1	49,5	0,76946
18-1276-	765690,3	1875360,1	16,5	0,24806
18-1282-	793369	1887590,8	31	0,47716
18-1294-	727678,4	1774290	80	1,25136
18-1296-	824449	1820378,1	20	0,30336
18-1302-	871298,7	1853805,3	20	0,30336
18-1313-	689752	1772646,7	35	0,54036
18-1320-	758129	1756459,9	60	0,93536
18-1327-	906935,5	1836610,4	120	1,88336
18-1335-	894906,1	1895097,6	50	0,77736
18-1336-	747547,4	1837165,7	50	0,77736
18-1337-	760872	1825007	120	1,88336
18-1342-	807932,5	1713410,7	33,75	0,52061
18-1343-	791044,068	1736345,116	50	0,77736
18-1344-	715312,8	1801323,6	40	0,61936
18-1345-	929508,8	1825865,9	100	1,56736
18-1346-	695835	1792192,4	75	1,17236
18-1347-	681425,3	1835350	120	1,88336
18-1348-	720447,3	1882635,8	45	0,69836
18-1349-	770462,6	1848165,3	40	0,61936
18-1350-	764328,3	1837131,2	60	0,93536
18-1353-	757629,2	1851252,8	80	1,25136

Annexe 3 : Données BHT et températures corrigées.

Forage ID	X (m) LII ét.	Y (m) LII ét.	Z (m)	Altitude (m)	Z corrigé (m)	BHT (°C)	T corrigée (°C)	Tcorr. - BHT
18-1023-	690037,6	1827604	-2242,5	38	-2204,5	60	67,47	7,47
18-1029-	686991,4	1829762,5	-723,0	21	-702,0	36	37,78	1,78
18-1029-	757868,1	1910000,9	-729,9	21	-708,9	27	28,80	1,80
18-1060-	757868,1	1910000,9	-2716,5	335	-2381,5	93	102,42	9,42
18-1060-	757868,1	1910000,9	-3294,3	335	-2959,3	110	121,59	11,59
18-1073-	675686,9	1826994,6	-1577,6	70	-1507,6	52	56,77	4,77
18-1075-	751858,4	1869193,3	-2670,0	49	-2621,0	91	100,23	9,23
18-1075-	751858,4	1869193,3	-3959,0	49	-3910,0	145	158,43	13,43
18-1122-	764815,5	1864125,2	-1017,0	84	-933,0	47	49,72	2,72
18-1125-	756678	1850214,2	-1838,3	4	-1834,3	77	82,81	5,81
18-1129-	661937	1824062,1	-494,5	85	-409,5	34	35,13	1,13
18-1131-	751875,4	1919586,9	-1761,6	164	-1597,6	70	75,50	5,50
18-1132-	756813,5	1851653,4	-1997,8	27	-1970,8	75	79,46	4,46
18-1132-	756813,5	1851653,4	-2900,0	27	-2873,0	125	135,14	10,14
18-1132-	756813,5	1851653,4	-3622,0	27	-3595,0	135	147,61	12,61
18-1139-	682876,8	1821428,6	-336,9	49	-287,9	25	25,73	0,73
18-1149-	757876,4	1846987,8	-1613,0	1	-1612,0	101	105,91	4,91
18-1149-	757876,4	1846987,8	-2613,0	1	-2612,0	101	110,00	9,00
18-1153-	654544,6	1744133	-1796,0	4	-1792,0	70	75,64	5,64
18-1154-	899854,9	1903027,2	-1583,0		-1583,0	58	62,79	4,79
18-1154-	899854,9	1903027,2	-2128,4		-2128,4	70	77,00	7,00
18-1155-	661903,3	1795832,1	-1974,6	172	-1802,6	53	59,37	6,37
18-1156-	756815,6	1851657,4	-2894,0	27	-2867,0	120	130,12	10,12
18-1156-	756815,6	1851657,4	-3622,0	27	-3595,0	135	147,61	12,61
18-1157-	728552,9	1864546,7	-982,5	185	-797,5	65	67,60	2,60
18-1159-	750283,6	1928110	-449,9	250	-199,9	19	20,01	1,01
18-1159-	750283,6	1928110	-1271,0	250	-1021,0	48	51,61	3,61
18-1161-	825003,3	2013726	-606,6		-606,6	47	48,44	1,44
18-1161-	825003,3	2013726	-1167,0		-1167,0	57	60,23	3,23
18-1161-	825003,3	2013726	-2190,0		-2190,0	101	108,26	7,26
18-1161-	825003,3	2013726	-2790,0		-2790,0	101	110,71	9,71
18-1162-	713792,3	1845668,2	-1008,5	108	-900,5	42	44,69	2,69
18-1163-	763450,5	1847044,4	-1787,0	1	-1786,0	63	68,60	5,60
18-1164-	820588,2	2021022,7	-1098,3		-1098,3	41	43,99	2,99
18-1167-	822259,3	2047514,1	-1575,0		-1575,0	67	71,76	4,76
18-1170-	805823,3	1833613,4	-170,0	2	-168,0	25	25,34	0,34
18-1170-	805823,3	1833613,4	-1605,0	2	-1603,0	40	44,88	4,88
18-1171-	826974,3	2003207,8	-708,0	675	-33,0	17	18,73	1,73
18-1171-	826974,3	2003207,8	-1710,6	675	-1035,6	38	43,29	5,29
18-1171-	826974,3	2003207,8	-2330,5	675	-1655,5	61	68,84	7,84
18-1171-	826974,3	2003207,8	-3048,0	675	-2373,0	86	96,71	10,71
18-1174-	833427,8	1869248,7	-1955,9	320	-1635,9	54	60,29	6,29
18-1174-	833427,8	1869248,7	-2525,1	320	-2205,1	75	83,64	8,64
18-1176-	766581,5	1847616,9	-690,0	1	-689,0	36	37,68	1,68
18-1177-	791444,9	1919340,5	-338,0	50	-288,0	35	35,73	0,73
18-1177-	791444,9	1919340,5	-1418,0	50	-1368,0	48	52,15	4,15
18-1178-	885439,8	1866353,2	-339,0		-339,0	37	37,73	0,73
18-1178-	885439,8	1866353,2	-1786,0		-1786,0	65	70,60	5,60
18-1179-	652594,7	1732477,2	-2270,7	15	-2255,7	85	92,59	7,59
18-1181-	832694,3	1972037,2	-1573,8	310	-1263,8	82	86,75	4,75

18-1181-	832694,3	1972037,2	-2775,5	310	-2465,5	98	107,66	9,66
18-1182-	900213,9	1904073,2	-515,5	690	174,5	37	38,19	1,19
18-1182-	900213,9	1904073,2	-1929,4	690	-1239,4	76	82,18	6,18
18-1182-	900213,9	1904073,2	-2484,0	690	-1794,0	83	91,47	8,47
18-1184-	762940	1936636,7	-81,0	96	15,0	25	25,16	0,16
18-1184-	762940	1936636,7	-1563,2	96	-1467,2	50	54,71	4,71
18-1184-	762940	1936636,7	-2075,5	96	-1979,5	78	84,78	6,78
18-1184-	762940	1936636,7	-3237,6	96	-3141,6	95	106,39	11,39
18-1187-	833142,7	2042876,1	-813,5		-813,5	50	52,05	2,05
18-1187-	833142,7	2042876,1	-1831,0		-1831,0	64	69,78	5,78
18-1191-	881292,2	1908969,9	-1780,0	950	-830,0	60	65,57	5,57
18-1191-	881292,2	1908969,9	-2392,5	950	-1442,5	66	74,10	8,10
18-1191-	881292,2	1908969,9	-3415,4	950	-2465,4	118	129,99	11,99
18-1191-	881292,2	1908969,9	-4009,0	950	-3059,0	128	141,53	13,53
18-1192-	876976,3	1880880,4	-1169,1		-1169,1	45	48,24	3,24
18-1193-	839750	2061150	-802,0		-802,0	44	46,02	2,02
18-1194-	884130	1865836,7	-1486,0		-1486,0	44	48,41	4,41
18-1196-	801115,4	1960498,1	-2729,7		-2729,7	124	133,47	9,47
18-1196-	801115,4	1960498,1	-3693,0		-3693,0	127,5	140,30	12,80
18-1196-	801115,4	1960498,1	-4449,0		-4449,0	168	182,06	14,06
18-1197-	850657,8	2054983,8	-1275,8		-1275,8	37	40,63	3,63
18-1197-	850657,8	2054983,8	-2119,5		-2119,5	68	74,96	6,96
18-1198-	823393	2009339	-1731,6		-1731,6	94	99,38	5,38
18-1199-	885930,7	1931476,7	-599,5		-599,5	42	43,42	1,42
18-1199-	885930,7	1931476,7	-1340,8		-1340,8	73	76,86	3,86
18-1199-	885930,7	1931476,7	-1867,0		-1867,0	88	93,93	5,93
18-1200-	804674	2024713,7	-1706,0		-1706,0	57	62,28	5,28
18-1201-	793010,3	1958793,5	-2084,7		-2084,7	69	75,82	6,82
18-1205-	883552,5	1865264,8	-728,0		-728,0	40 (DST)		
18-1205-	883552,5	1865264,8	-884,0		-884,0	50 (DST)		
18-1205-	883552,5	1865264,8	-925,0		-925,0	55 (DST)		
18-1205-	883552,5	1865264,8	-982,0		-982,0	60 (DST)		
18-1211-	806021,6	1926375,1	-505,6		-505,6	40	41,16	1,16
18-1211-	806021,6	1926375,1	-1353,5		-1353,5	45	48,91	3,91
18-1212-	816025	1923778	-1289,0		-1289,0	45 (DST)		
18-1212-	816025	1923778	-1405,0		-1405,0	53 (DST)		
18-1213-	772485,8	1954407,1	-554,1		-554,1	39	40,29	1,29
18-1213-	772485,8	1954407,1	-1357,1		-1357,1	55	58,93	3,93
18-1213-	772485,8	1954407,1	-2310,9		-2310,9	107	114,76	7,76
18-1216-	859030,9	1875311,8	-300,0		-300,0	43	43,64	0,64
18-1216-	859030,9	1875311,8	-1496,5		-1496,5	56	60,45	4,45
18-1216-	859030,9	1875311,8	-2235,4		-2235,4	67	74,45	7,45
18-1216-	859030,9	1875311,8	-3604,4		-3604,4	110	122,56	12,56
18-1216-	859030,9	1875311,8	-4300,3		-4300,3	138	151,95	13,95
18-1226-	789800,6	1875841,2	-1783,0	11	-1772,0	55	60,58	5,58
18-1231-	867883,8	1859016,2	-1560,7		-1560,7	48	52,70	4,70
18-1232-	800164	1924459,7	-1135,0	82	-1053,0	45	48,12	3,12
18-1234-	813875,4	1899434,5	-906,4	53	-853,4	48	50,35	2,35
18-1235-	683199,6	1820882,8	-1516,7	46	-1470,7	45	49,53	4,53
18-1235-	683199,6	1820882,8	-2798,6	46	-2752,6	71	80,75	9,75
18-1236-	875082,8	1879988,6	-431,2		-431,2	39	39,96	0,96
18-1236-	875082,8	1879988,6	-1846,0		-1846,0	62	67,84	5,84

18-1237-	853025	1810410,3	-895,7	148	-747,7	37	39,31	2,31
18-1238-	746824,5	1858055,7	-879,2	13	-866,2	46	48,26	2,26
18-1238-	746824,5	1858055,7	-1881,0	13	-1868,0	48	53,98	5,98
18-1238-	746824,5	1858055,7	-2529,0	13	-2516,0	80	88,66	8,66
18-1238-	746824,5	1858055,7	-3589,4	13	-3576,4	120	132,52	12,52
18-1238-	746824,5	1858055,7	-4139,4	13	-4126,4	133	146,75	13,75
18-1239-	842061,2	1859555	-706,3	208	-498,3	30	31,73	1,73
18-1239-	842061,2	1859555	-1496,5	208	-1288,5	49	53,45	4,45
18-1239-	842061,2	1859555	-2359,0	208	-2151,0	73	80,96	7,96
18-1240-	748919,9	1842341	-1705,2	1	-1704,2	84	89,27	5,27
18-1241-	637495,3	1808512,2	-1611,0	79	-1532,0	43	47,90	4,90
18-1241-	637495,3	1808512,2	-2344,2	79	-2265,2	46	53,90	7,90
18-1242-	747757,9	1903232,7	-698,5	159	-539,5	30	31,70	1,70
18-1242-	747757,9	1903232,7	-1698,4	159	-1539,4	50	55,25	5,25
18-1242-	747757,9	1903232,7	-2796,0	159	-2637,0	77	86,74	9,74
18-1243-	867010,8	1859910,9	-488,6	575	86,4	30	31,11	1,11
18-1243-	867010,8	1859910,9	-1327,0	575	-752,0	32	35,81	3,81
18-1243-	867010,8	1859910,9	-1937,0	575	-1362,0	36	42,21	6,21
18-1244-	785181,5	1821531	-1422,2	1	-1421,2	42	46,17	4,17
18-1245-	823725,2	2021503	-1109,3		-1109,3	40	43,03	3,03
18-1245-	823725,2	2021503	-1340,1		-1340,1	45	48,86	3,86
18-1245-	823725,2	2021503	-2467,8		-2467,8	85	93,41	8,41
18-1246-	746971,8	1908147,1	-1080,2	182	-898,2	34	36,93	2,93
18-1246-	746971,8	1908147,1	-1648,8	182	-1466,8	47	52,05	5,05
18-1247-	780308,8	1848391,9	-2030,0	2	-2028,0	67	73,59	6,59
18-1247-	780308,8	1848391,9	-2826,4	2	-2824,4	81	90,86	9,86
18-1248-	730845	1854975,5	-1055,5	60	-995,5	61	63,85	2,85
18-1248-	730845	1854975,5	-2709,8	60	-2649,8	82	91,39	9,39
18-1248-	730845	1854975,5	-3756,5	60	-3696,5	135	147,97	12,97
18-1248-	730845	1854975,5	-4282,4	60	-4222,4	138	151,93	13,93
18-1249-	770097,8	1831007,4	-714,0	1	-713,0	44	45,75	1,75
18-1250-	808178,1	1979687,2	-601,5	224	-377,5	30	31,42	1,42
18-1250-	808178,1	1979687,2	-2568,0	224	-2344,0	107	115,82	8,82
18-1250-	808178,1	1979687,2	-3976,0	224	-3752,0	166	179,47	13,47
18-1251-	681865,6	1854814,1	-470,5	119	-351,5	45	46,07	1,07
18-1252-	686640,5	1852839,2	-1670,5	101	-1569,5	57	62,13	5,13
18-1253-	689193,4	1855826,1	-249,4	143	-106,4	30	30,52	0,52
18-1253-	689193,4	1855826,1	-783,5	143	-640,5	34	35,96	1,96
18-1255-	698606,7	1847220	-1432,6	100	-1332,6	37	41,21	4,21
18-1256-	707603,6	1859291,7	-1155,5	287	-868,5	37,22	40,42	3,20
18-1256-	707603,6	1859291,7	-2203,4	287	-1916,4	51	58,31	7,31
18-1257-	891818,5	1930330,9	-371,2	905	533,8	40	40,81	0,81
18-1259-	758800,5	1854295,4	-1489,7	67	-1422,7	57	61,43	4,43
18-1259-	758800,5	1854295,4	-2591,4	67	-2524,4	86	94,91	8,91
18-1259-	758800,5	1854295,4	-3554,6	67	-3487,6	113	125,41	12,41
18-1259-	758800,5	1854295,4	-4444,2	67	-4377,2	162	176,06	14,06
18-1259-	758800,5	1854295,4	-5091,2	67	-5024,2	172	185,52	13,52
18-1260-	770090,9	1830991,5	-1301,4	1	-1300,4	49	52,72	3,72
18-1260-	770090,9	1830991,5	-1993,0	1	-1992,0	75	81,44	6,44
18-1260-	770090,9	1830991,5	-2726,4	1	-2725,4	75	84,46	9,46
18-1261-	730596,4	1869164,7	-1207,0	128	-1079,0	46	49,38	3,38
18-1261-	730596,4	1869164,7	-2004,7	128	-1876,7	58	64,49	6,49

18-1261-	730596,4	1869164,7	-2554,7	128	-2426,7	65	73,76	8,76
18-1261-	730596,4	1869164,7	-3706,4	128	-3578,4	90	102,84	12,84
18-1263-	691603,4	1817947,1	-1008,4	6	-1002,4	80	82,69	2,69
18-1263-	691603,4	1817947,1	-3037,0	6	-3031,0	100	110,67	10,67
18-1264-	760598,3	1866286,1	-780,5	21	-759,5	45	46,95	1,95
18-1265-	759417,2	1906048,5	-353,8	305	-48,8	28	28,77	0,77
18-1265-	759417,2	1906048,5	-2937,4	305	-2632,4	82	92,29	10,29
18-1265-	759417,2	1906048,5	-4243,4	305	-3938,4	150	163,89	13,89
18-1265-	759417,2	1906048,5	-5025,2	305	-4720,2	165	178,66	13,66
18-1266-	779567,6	1946895,5	-954,0		-954,0	53,5	56,00	2,50
18-1266-	779567,6	1946895,5	-1841,0		-1841,0	72	77,82	5,82
18-1266-	779567,6	1946895,5	-2802,7		-2802,7	93	102,76	9,76
18-1266-	779567,6	1946895,5	-3437,0		-3437,0	115	127,05	12,05
18-1266-	779567,6	1946895,5	-4633,2		-4633,2	170	184,09	14,09
18-1267-	885862,6	1867203,3	-1415,7		-1415,7	60	64,15	4,15
18-1268-	757040,6	1858118,9	-2504,0	27	-2477,0	86	94,56	8,56
18-1269-	670315,3	1834837,2	-1052,9	157	-895,9	45	47,84	2,84
18-1269-	670315,3	1834837,2	-2491,0	157	-2334,0	76	84,50	8,50
18-1269-	670315,3	1834837,2	-3005,0	157	-2848,0	78	88,55	10,55
18-1269-	670315,3	1834837,2	-4533,4	157	-4376,4	109	123,09	14,09
18-1269-	670315,3	1834837,2	-5185,4	157	-5028,4	134	147,28	13,28
18-1270-	841017	1847090,2	-4000,0	240	-3760,0	107	120,51	13,51
18-1270-	841017	1847090,2	-5330,0	240	-5090,0	139	151,81	12,81
18-1272-	741443,1	1886462,1	-400,6	120	-280,6	31	31,88	0,88
18-1272-	741443,1	1886462,1	-1198,2	120	-1078,2	68	71,34	3,34
18-1272-	741443,1	1886462,1	-2924,8	120	-2804,8	120	130,24	10,24
18-1273-	819694,6	1889498	-647,1	122	-525,1	40	41,55	1,55
18-1273-	819694,6	1889498	-1977,0	122	-1855,0	66	72,38	6,38
18-1273-	819694,6	1889498	-2832,0	122	-2710,0	83	92,88	9,88
18-1274-	746703,3	1906560,1	-431,6	194	-237,6	33	33,96	0,96
18-1276-	765690,3	1875360,1	-1835,9	89	-1746,9	67	72,80	5,80
18-1277-	731209,2	1879753,9	-1388,9	137	-1251,9	37	41,04	4,04
18-1277-	731209,2	1879753,9	-1945,8	137	-1808,8	51	57,25	6,25
18-1278-	812458,9	1840168,5	-2504,0	29	-2475,0	49	57,56	8,56
18-1278-	812458,9	1840168,5	-4205,3	29	-4176,3	104	117,84	13,84
18-1278-	812458,9	1840168,5	-4989,0	29	-4960,0	126	139,73	13,73
18-1278-	812458,9	1840168,5	-5615,6	29	-5586,6	148	159,54	11,54
18-1282-	793369	1887590,8	-996,0	90	-906,0	47	49,64	2,64
18-1282-	793369	1887590,8	-3427,0	90	-3337,0	117	129,02	12,02
18-1282-	793369	1887590,8	-4550,0	90	-4460,0	166 (DST)		
18-1282-	793369	1887590,8	-4896,0	90	-4806,0	180 (DST)		
18-1282-	793369	1887590,8	-4987,0	90	-4897,0	182 (DST)		
18-1282-	793369	1887590,8	-4990,0	90	-4900,0	193 (DST)		
18-1296-	824449	1820378,1	-887,6	22	-865,6	46	48,29	2,29
18-1327-	906935,5	1836610,4	-453,5	144	-309,5	32	33,02	1,02
18-1327-	906935,5	1836610,4	-1565,0	144	-1421,0	46	50,72	4,72
18-1335-	894906,1	1895097,6	-1760,0	730	-1030,0	52	56,40	4,40
18-1336-	747547,4	1837165,7	-498,8	2	-496,8	36	36,00	0,00
18-1345-	929508,8	1825865,9	-345,0	65	-280,0	37	40,50	3,50
18-1347-	681425,3	1835350	-555,5	77	-478,5	28	28,00	0,00
18-1347-	681425,3	1835350	-1346,0	77	-1269,0	50	50,90	0,90
18-1348-	720447,3	1882635,8	-1641,0	272	-1369,0	46	49,10	3,10

18-1348-	720447,3	1882635,8	-2132,0	272	-1860,0	61	61,00	0,00
18-1349-	770462,6	1848165,3	-1577,8	11	-1566,8	55	59,77	4,77
18-1349-	770462,6	1848165,3	-2818,6	11	-2807,6	88	96,33	8,33
18-1349-	770462,6	1848165,3	-3834,9	11	-3823,9	118	126,70	8,70
18-1350-	764328,3	1837131,2	-1742,1	6	-1736,1	65	70,42	5,42
18-1353-	757629,2	1851252,8	-1020,0	19	-1001,0	57	57,00	0,00
18-1353-	757629,2	1851252,8	-2022,0	19	-2003,0	82	82,00	0,00

Annexe 4 : Modèles de variogrammes théoriques.

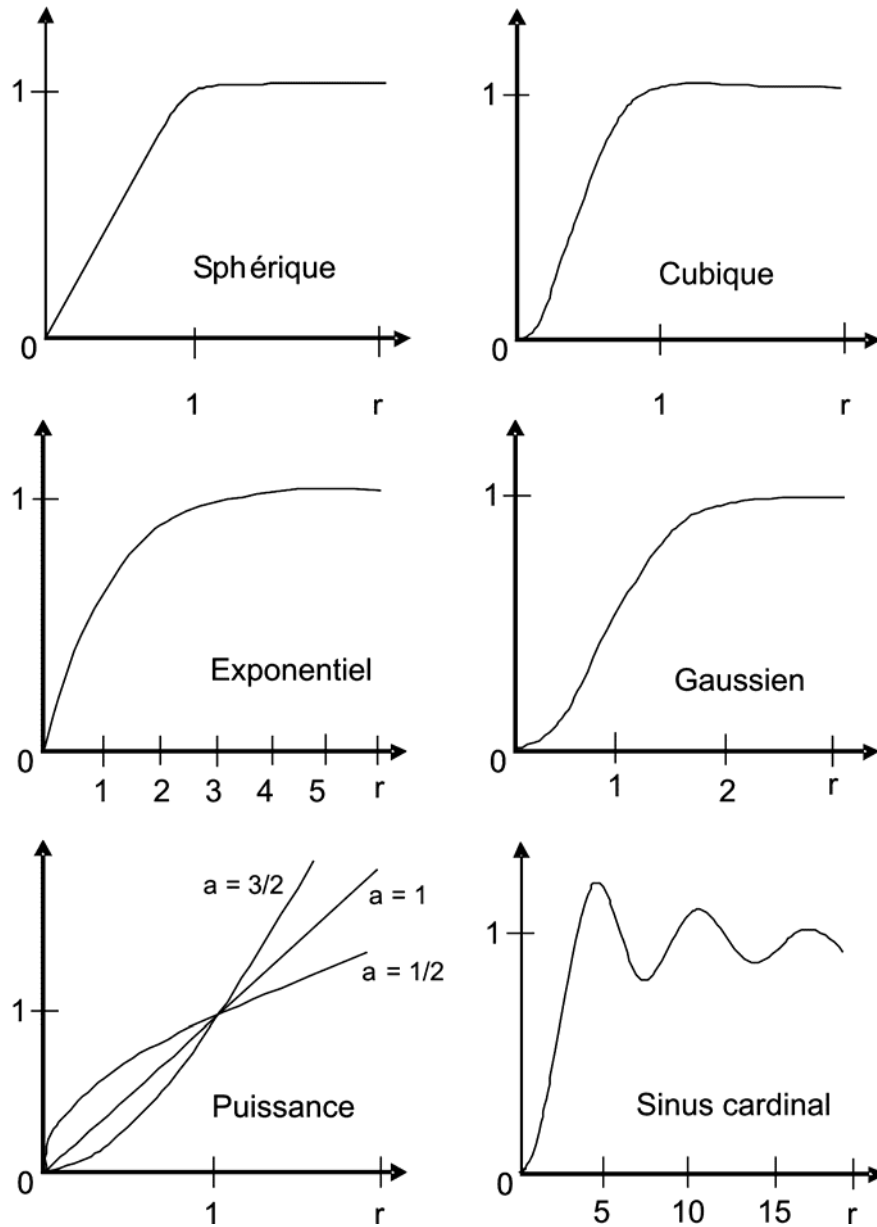


Figure A4.1 : Modèles de variogrammes les plus courants, tracés pour un palier et un paramètre d'échelle unitaires (Chiles et Delfiner, 1999).

A4.1. Modèle sphérique

Ce variogramme est linéaire à l'origine et de pente $3C/a$. La portée pratique (distance à laquelle on atteint 95% du palier) est égale à $0,81a$.

Equation A4.1

$$\gamma(r) = C_0 + C \left(\frac{3}{2} \frac{r}{a} - \frac{1}{2} \frac{r^3}{a^3} \right) \text{ pour } 0 \leq r \leq a$$

$$\gamma(r) = C_0 + C \text{ pour } r > a$$

où C_0 est l'effet de pépite, C_0+C le palier et a la portée.

A4.2. Modèle cubique

Ce variogramme est parabolique à l'origine. La portée pratique est égale à $0,69a$.

Equation A4.2

$$\gamma(r) = C_0 + C \left(7 \frac{r^2}{a^2} - \frac{35}{4} \frac{r^3}{a^3} + \frac{7}{2} \frac{r^5}{a^5} - \frac{3}{4} \frac{r^5}{a^5} \right) \text{ pour } 0 \leq r \leq a$$

$$\gamma(r) = C_0 + C \text{ pour } r > a$$

A4.3. Modèle exponentiel

Ce variogramme est linéaire à l'origine et présente un palier asymptotique. La portée pratique est égale à $3a$.

Equation A4.3

$$\gamma(r) = C_0 + C \left(1 - \exp\left(-\frac{r}{a}\right) \right) \text{ pour } r \geq 0$$

A4.4. Modèle gaussien

Ce modèle est parabolique à l'origine et présente un palier asymptotique. La portée pratique est égale à $1,73a$.

Equation A4.4

$$\gamma(r) = C_0 + C \left(1 - \exp\left(-\frac{r^2}{a^2}\right) \right) \text{ pour } r \geq 0$$

A4.5. Modèle puissance

Equation A4.5

$$\gamma(r) = C_0 + wr^\alpha \text{ pour } 0 < \alpha < 2 \text{ et } r \geq 0$$

où w est le facteur d'échelle.

A4.6. Modèle sinus cardinal

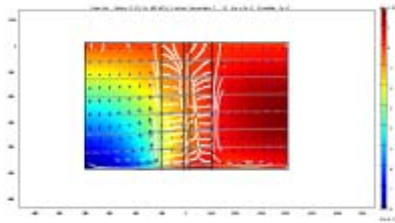
Ce modèle est utilisé pour les « effets de trou » liés à une pseudo-périodicité de la variable étudiée.

Equation A4.6

$$\gamma(r) = C_0 + C \left(1 - \frac{\sin\left(\frac{r}{a}\right)}{\frac{r}{a}} \right)$$

Annexe 5 : Exemple de rapport généré par le logiciel de modélisation Comsol Multiphysics™.

COMSOL Model Report



1. Table of Contents

- Title - COMSOL Model Report
- Table of Contents
- Model Properties
- Geometry
- Geom1
- Solver Settings
- Postprocessing
- Variables

2. Model Properties

COMSOL version	COMSOL 3.5.0.603
----------------	------------------

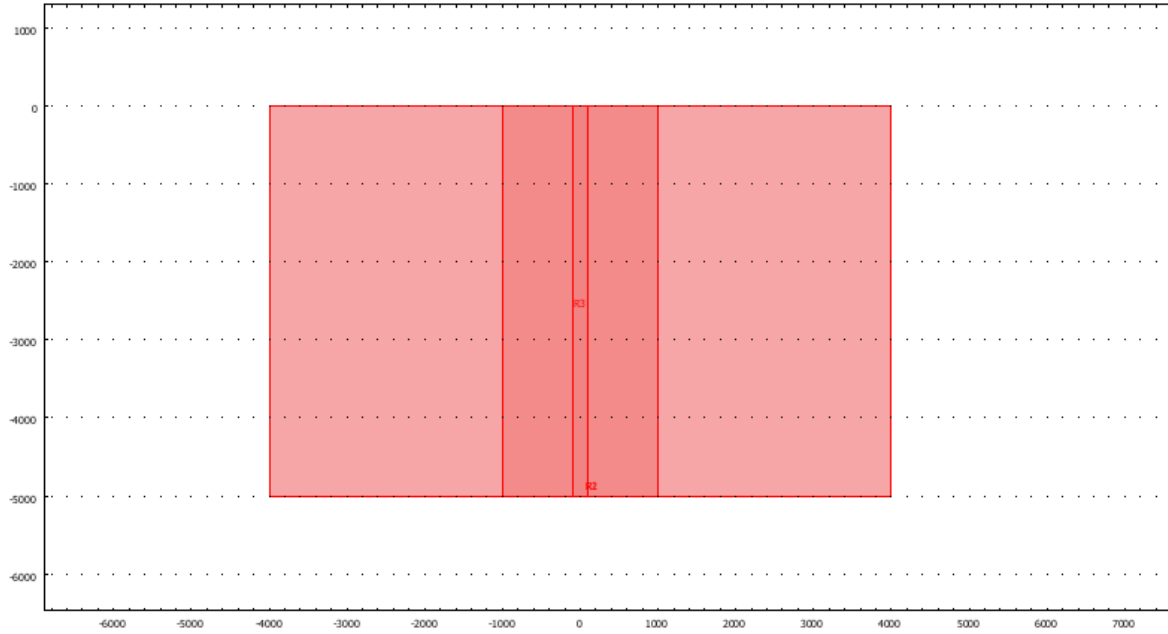
Application modes and modules used in this model:

- Geom1 (2D)
 - Darcy's Law (Earth Science Module)
 - Convection and Conduction in Porous Media (Earth Science Module)

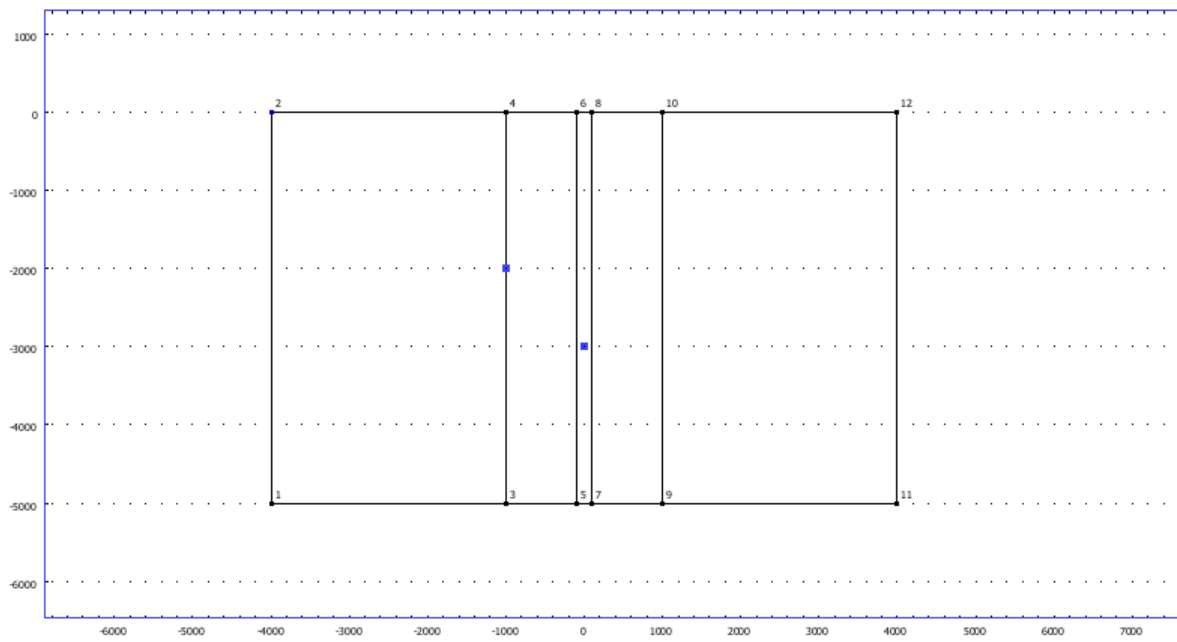
3. Geometry

Number of geometries: 1

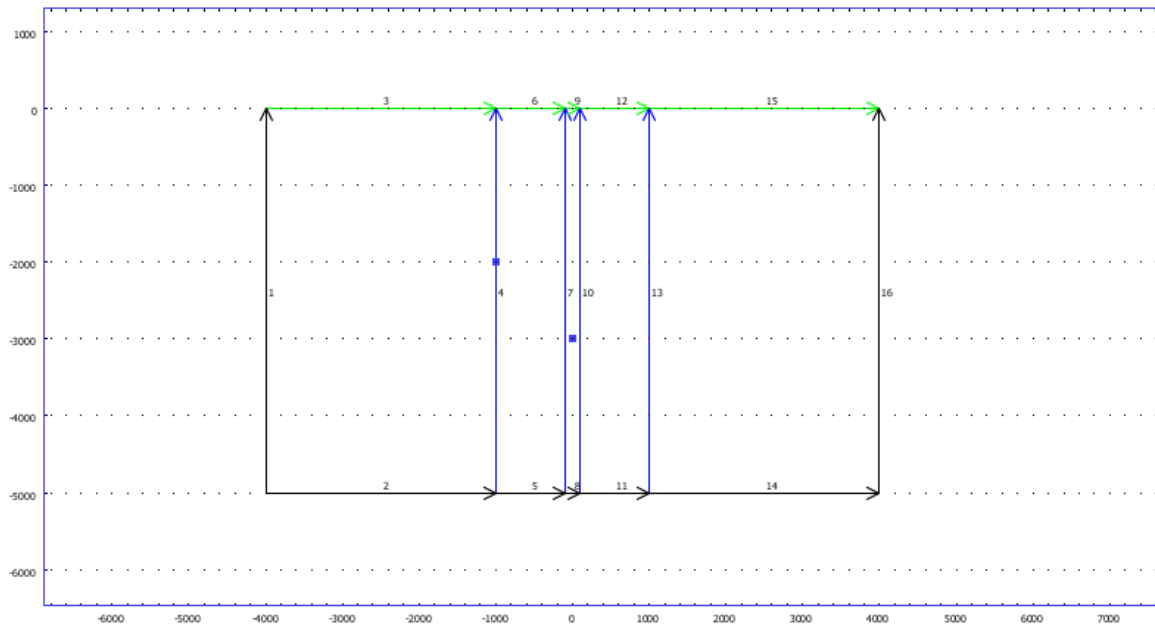
3.1. Geom1



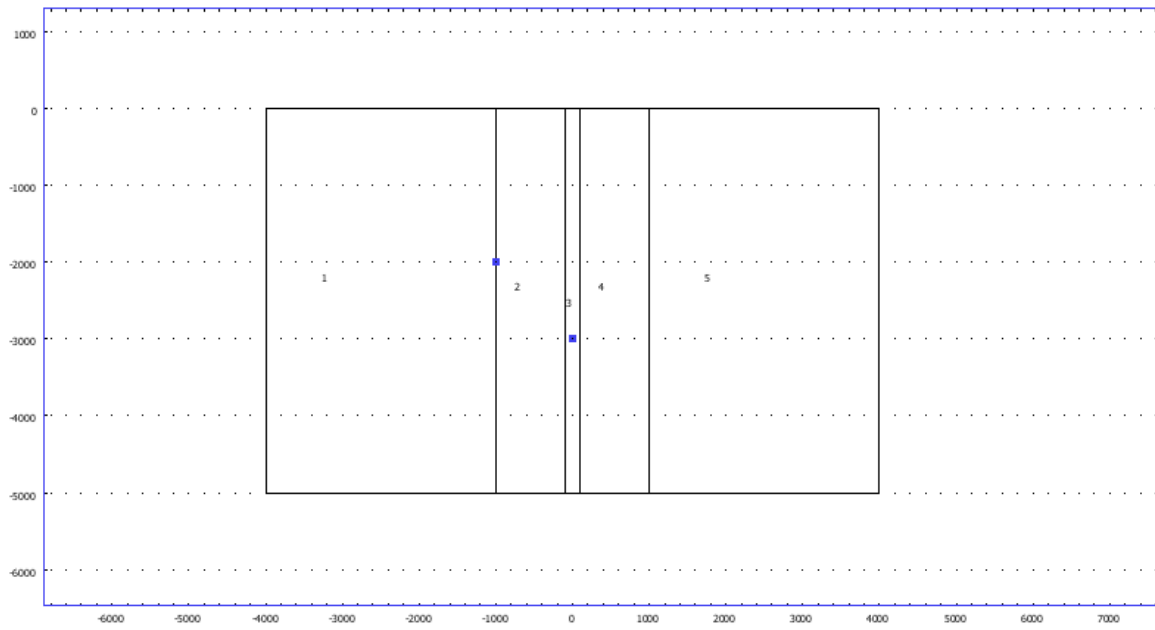
3.1.1. Point mode



3.1.2. Boundary mode



3.1.3. Subdomain mode



4. Geom1

Space dimensions: 2D

Independent variables: x, y, z

4.1. Scalar Expressions

Name	Expression	Unit	Description
rhofluid	$995.12+0.0141*(T-273.15)-0.0033*(T-273.15)*(T-273.15)$		
u	$-(kaps_esdl/eta_esdl)*px$	m/s	
v	$-(kaps_esdl/eta_esdl)*(py+rhofluid*g_esdl)$		

4.2. Mesh

4.2.1. Mesh Statistics

Number of degrees of freedom	83606
Number of mesh points	10532
Number of elements	20740
Triangular	20740
Quadrilateral	0
Number of boundary elements	846
Number of vertex elements	12
Minimum element quality	0.802
Element area ratio	0.001

4.3. Application Mode: Darcy's Law (esdl)

Application mode type: Darcy's Law (Earth Science Module)

Application mode name: esdl

4.3.1. Scalar Variables

Name	Variable	Value	Unit	Description
tscale	tscale_esdl	1e-5	s	Heaviside scaling factor
g	g_esdl	9.82	m/s ²	Gravity
D	D_esdl	y	m	Elevation/vertical axis

4.3.2. Application Mode Properties

Property	Value
Default element type	Lagrange - Quadratic
Variable	Pressure analysis
Analysis type	Transient
Poroelasticity	Off
Frame	Frame (ref)
Weak constraints	Off
Constraint type	Ideal

4.3.3. Variables

Dependent variables: p

Shape functions: shlag(2,'p')

Interior boundaries not active

4.3.4. Point Settings

Point		2
Pressure (p0)	1	1e5
Starting time (tp0)	s	0
Ending time (tpf)	s	1e8

4.3.5. Boundary Settings

Boundary		1-2, 5, 8, 11, 14, 16	3, 6, 9, 12, 15
Type		Zero flux/Symmetry	Pressure
Pressure (p0)	Pa	0	1e5

4.3.6. Subdomain Settings

Subdomain		1, 5	2	3
Storage term (S)	1	eps	eps	eps
Liquid volume fraction (thetas)	1	0.2	0.2	0.2
Saturated permeability (kaps)	m ²	5e-15*exp(y/5000)	5e-14*exp(y/3000)*(t<=150000)+1e-19*(t>150000)	1e-17*exp(y/3000)
Density, fluid (rhof)	kg/m ³	rhofluid	rhofluid	rhofluid
Viscosity, fluid (eta)	Pa·s	0.0000214*exp(2.302*247/(T-140))	0.0000214*exp(2.302*247/(T-140))	0.0000214*exp(2.302*247/(T-140))

Subdomain		4
Storage term (S)	1	eps
Liquid volume fraction (thetas)	1	0.2
Saturated permeability (kaps)	m ²	5e-15*exp(y/3000)*(t<=150000)+1e-19*(t>150000)
Density, fluid (rhof)	kg/m ³	rhofluid
Viscosity, fluid (eta)	Pa·s	0.0000214*exp(2.302*247/(T-140))

Subdomain initial value		1, 5	2	3	4
Pressure (p)	Pa	1e5+1000*9.82*(-y)	1e5+1000*9.82*(-y)	1e5+1000*9.82*(-y)	1e5+1000*9.82*(-y)

4.4. Application Mode: Convection and Conduction in Porous Media (eshcc)

Application mode type: Convection and Conduction in Porous Media (Earth Science Module)

Application mode name: eshcc

4.4.1. Scalar Variables

Name	Variable	Value	Unit	Description
tscale	tscale_eshcc	1e-5	s	Heaviside scaling factor

4.4.2. Application Mode Properties

Property	Value
Default element type	Lagrange - Quadratic
Material	Mobile fluid, solid
Analysis type	Transient
Frame	Frame (ref)
Weak constraints	Off
Constraint type	Ideal

4.4.3. Variables

Dependent variables: T

Shape functions: shlag(2,'T')

Interior boundaries not active

4.4.4. Boundary Settings

Boundary		1, 16	2, 5, 8, 11, 14	3, 6, 9, 12, 15
Type		Thermal insulation	Heat flux	Temperature
Inward heat flux (N0)	W/m ²	0	0.1	0
Temperature (T0)	K	0	0	273.15

4.4.5. Subdomain Settings

Subdomain		1, 5	2, 4	3
Time-scaling coefficient (Dts)	1	1/3600/24/365	1/3600/24/365	1/3600/24/365
Keqtype		Volume average	Volume average	Volume average
x-velocity (u)	m/s	u	u	u
y-velocity (v)	m/s	v	v	v
Volume fraction (thetaL)	1	0.05	0.2	0.01
Density (rhoL)	kg/m ³	rhofluid	rhofluid	rhofluid
Specific heat capacity (CpL)	J/(kg·K)	4200	4200	4200
Thermal conductivity (KL)	W/(m·K)	0.6	0.6	0.6
Volume fraction (thetaP)	1	{0.95;0;0;0;0}	{0.8;0;0;0;0}	{0.99;0;0;0;0}
Density (rhoP)	kg/m ³	{2700;0;0;0;0}	{2700;0;0;0;0}	{2700;0;0;0;0}
Specific heat capacity (CpP)	J/(kg·K)	{800;0;0;0;0}	{800;0;0;0;0}	{800;0;0;0;0}
Thermal conductivity (KP)	W/(m·K)	{3;0;0;0;0}	{3;0;0;0;0}	{3;0;0;0;0}
Subdomain initial value		1, 5	2, 4	3
Temperature (T)	K	293.15-0.0362*y	293.15-0.0362*y	293.15-0.0362*y

5. Solver Settings

Solve using a script: off

Analysis type	Transient
Auto select solver	On
Solver	Time dependent
Solution form	Automatic
Symmetric	auto
Adaptive mesh refinement	Off
Optimization/Sensitivity	Off
Plot while solving	Off

5.1. Direct (UMFPACK)

Solver type: Linear system solver

Parameter	Value
Pivot threshold	0.1
Memory allocation factor	0.7

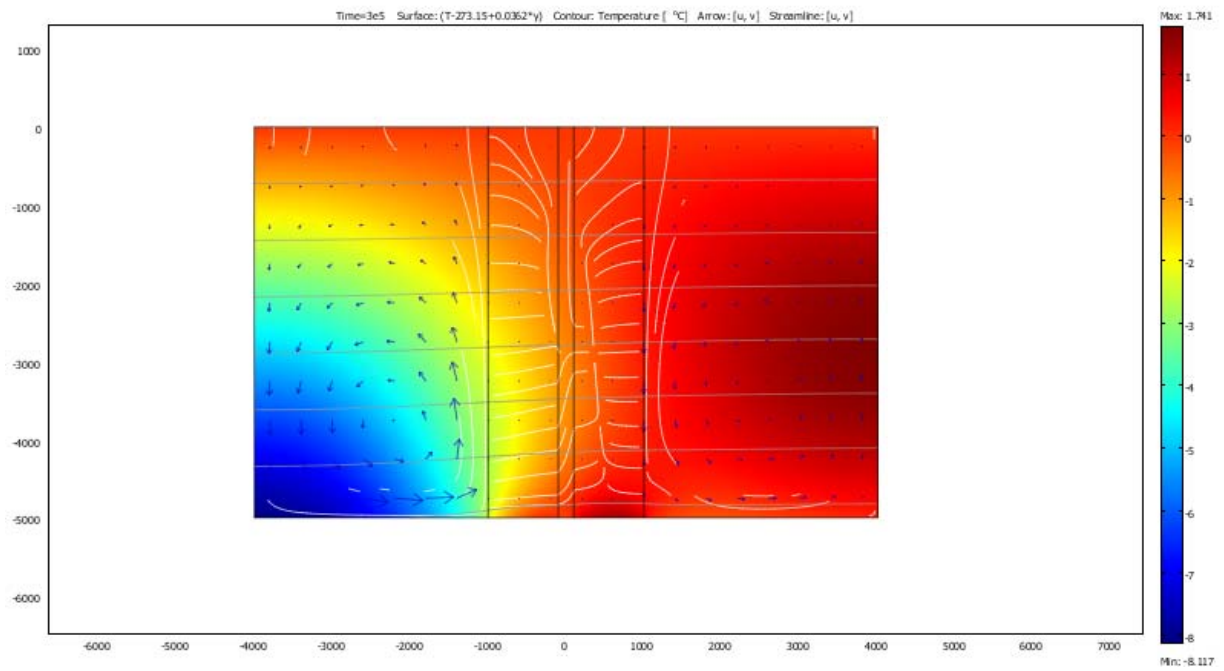
5.2. Time Stepping

Parameter	Value
Times	range(0,5000,300000)
Relative tolerance	0.01
Absolute tolerance	0.0010
Times to store in output	Specified times
Time steps taken by solver	Free
Maximum BDF order	5
Singular mass matrix	Maybe
Consistent initialization of DAE systems	Backward Euler
Error estimation strategy	Include algebraic
Allow complex numbers	Off

5.3. Advanced

Parameter	Value
Constraint handling method	Elimination
Null-space function	Automatic
Automatic assembly block size	On
Assembly block size	5000
Use Hermitian transpose of constraint matrix and in symmetry detection	Off
Use complex functions with real input	Off
Stop if error due to undefined operation	On
Store solution on file	Off
Type of scaling	Automatic
Manual scaling	
Row equilibration	On
Manual control of reassembly	Off
Load constant	On
Constraint constant	On
Mass constant	On
Damping (mass) constant	On
Jacobian constant	On
Constraint Jacobian constant	On

6. Postprocessing



7. Variables

7.1. Point

Name	Description	Unit	Expression
rhof_esdl	Density	kg/m ³	rhofluid

Publications et conférences associées

Cynthia Garibaldi, Laurent Guillou-Frottier, Jean-Marc Lardeaux, Damien Bonté, Simon Lopez, Bernard Bourguine, Vincent Bouchot, *Relationship between thermal anomalies, geological structures and fluid flow: new evidences in application to the Provence basin (south-east France)*, Bulletin de la Société Géologique de France, sous presse.

Damien Bonté, Laurent Guillou-Frottier, **Cynthia Garibaldi**, Simon Lopez, Bernard Bourguine, Francis Lucazeau, Vincent Bouchot, *Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation*, Bulletin de la Société Géologique de France, sous presse.

Laurent Guillou-Frottier, **Cynthia Garibaldi**, Francis Lucazeau, Damien Bonté, *Heat flow and deep temperatures in the Provence basin*, Bulletin de la Société Géologique de France, sous presse.

Cynthia Garibaldi, Laurent Guillou-Frottier, Jean-Marc Lardeaux, Vincent Bouchot, Renaud Coeffe, *Combination of New Tools to Link Deep Temperatures, Geological Structures and Fluid Flow in Sedimentary Basins: Application to the Thermal Anomalies of the Provence Basin (South-East France)*, World Geothermal Congress, Bali, Indonésie, avril 2010, résumé étendu et poster.

Cynthia Garibaldi, Laurent Guillou-Frottier, Jean-Marc Lardeaux, Simon Lopez, Bernard Bourguine, Francis Lucazeau, Damien Bonté, Vincent Bouchot, *Potentiel géothermique du Bassin du Sud-Est : interprétation géologique des anomalies thermiques*, Hydrothermalisme en domaine continental, Séance spécialisée de la Société Géologique de France (SGF), Communication orale, Le Bourget-du-Lac - Aix-les-Bains, 23-24 octobre 2008.

Damien Bonté, Laurent Guillou-Frottier, **Cynthia Garibaldi**, Bernard Bourguine, Francis Lucazeau, Vincent Bouchot, *Nouvelles cartographies des températures profondes en France*, Hydrothermalisme en domaine continental, Séance spécialisée de la Société Géologique de France (SGF), Communication orale, Le Bourget-du-Lac - Aix-les-Bains, 23-24 octobre 2008.

Cynthia Garibaldi, Laurent Guillou-Frottier, Jean-Marc Lardeaux, Simon Lopez, Damien Bonté, Francis Lucazeau, Bernard Bourguine, Vincent Bouchot, Albert Genter, Patrick Ledru, *Potentiel géothermique du Bassin du Sud-Est : premières interprétations des données thermiques, structurales et pétrophysiques*, 22ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), Poster, Nancy, 21-24 avril 2008.

Damien Bonté, Laurent Guillou-Frottier, **Cynthia Garibaldi**, Bernard Bourguine, Vincent Bouchot, *Nouvelles cartographies des températures des bassins sédimentaires français*, 22ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), Poster, Nancy, 21-24 avril 2008.

Laurent Guillou-Frottier, Damien Bonté, **Cynthia Garibaldi**, Francis Lucazeau, *Flux de chaleur et températures profondes dans le bassin provençal*, Symposium Tectonique récente de la Provence : rôle des couches ductiles, cours du Collège de France, Communication orale, Aix-en-Provence, 14 et 15 juin 2007.

Combination of Numerical Tools to Link Deep Temperatures, Geological Structures and Fluid Flow in Sedimentary Basins: Application to the Thermal Anomalies of the Provence Basin (South-East France)

Cynthia Garibaldi */**, Laurent Guillou-Frottier *, Jean-Marc Lardeaux **, Vincent Bouchot *

* BRGM, 3, Av. Claude Guillemin, BP6009, 45060 Orléans cedex 2, France.

** Géosciences Azur, UMR 6526, université de Nice–Sophia Antipolis CNRS, parc Valrose, 06108 Nice cedex 2, France.

Corresponding author: c.garibaldi@brgm.fr

Keywords: Sedimentary basin, Provence basin, France, BHT, fluid flow model, 3D geological model, 3D thermal model, thermal anomaly, faulted areas, thermal conductivity, anisotropy

ABSTRACT:

In the Provence basin, south-eastern France, more than 230 Bottom Hole Temperature (BHT) data have been compiled and corrected for transient disturbances to provide a thermal model of this Mesozoic to Cenozoic sedimentary basin. The thermal gradient of the area averages 29.9°C/km (32.5°C/km in all France), but some places show gradients reaching 36°C/km or 22°C/km. To characterize thermal anomalies, a three-dimensional model of the temperatures was built between the surface and 5km depth, allowing us to elaborate sets of thermal maps and cross-sections. The newly identified temperature anomalies may reach temperature difference up to 40°C at 3km depth through the basin. After attempting to find correlations between thermal anomalies and large scale features (Moho depths, sediment cover thickness), it appears that fluid circulation may better explain locations, amplitudes and wavelengths of thermal anomalies along faulted zones. In fact, spatial evolution of anomalous cold/warm zones follow directions of main faulted zones. In addition, it is shown that the account of a depth-dependent permeability allows the superimposition of positive and negative thermal anomalies. Away from permeable zones, thermal anomalies should be explained by conductive processes, among which heat refraction due to thermal conductivity contrasts may be significant. In particular, anisotropy of thermal conductivity of clayey formation is shown to enable the development of thermal anomalies similar to those observed between permeable zones. Evolution of fluid circulation in faulted zones (involving enhanced vertical heat transfer) combined with thick anisotropic sediments (involving enhanced horizontal heat transfer) may explain complex thermal patterns deduced from present-day temperature measurements.

1. INTRODUCTION

The understanding of sedimentary basin evolution has benefited from large database derived from well and

seismic data provided by the petroleum industry. Since the last two decades, sedimentary basins turned out to represent new interesting targets, where geothermal potential may be important.

Deep temperatures estimates previously made in France (Gable, 1978; Haenel et al., 1980; Lucazeau et al., 1985; Garibaldi et al., 2009; Bonté et al., 2009) have shown that three main positive and large-scale thermal anomalies can be defined: they are localized in the Rhine graben, in the Massif Central and in the Provence basin. At a smaller scale, a series of localized positive (warm) and negative (cold) anomalies can be obtained in each area (Garibaldi et al., 2009; Bonté et al., 2009). The two first large-scale positive thermal anomalies have been widely studied (Genter et al., 2003 for Rhenan basin; Calcagno et al., 2009 for Limagne basin) and are well-constrained. The potential of the Rhine Graben is actually exploited to produce electricity in the Soultz-sous-Forêt area. Our work focused on the anomalous area of the Provence basin which is the deepest French sedimentary basin. The various geological areas of the Basin are due to its complex evolution through the Pyrenean and the Alpine orogeneses. This complexity is interesting to understand the link between deep temperatures and geological objects.

In Garibaldi et al. (2009) we presented a three-dimensional thermal block of which we extracted thermal maps every kilometer between 1km and 5km depth and thermal cross-sections across the thermal anomalous areas and along the major faults. The thermal anomalies move horizontally and vertically over all the area. The mean thermal gradient of 29.9°C/km is slightly lower than the average French thermal gradient (32.5°C/km) inferred from heat flow study in France by Lucazeau and Vasseur (1989). However, it can vary from place to place, some areas reaching a gradient of 36°C/km. For example, at 3km depth (Figure 1), the difference between the coolest and the warmest temperatures can yield 40°C while areas reaching these temperatures are only separated by few tens of kilometers.

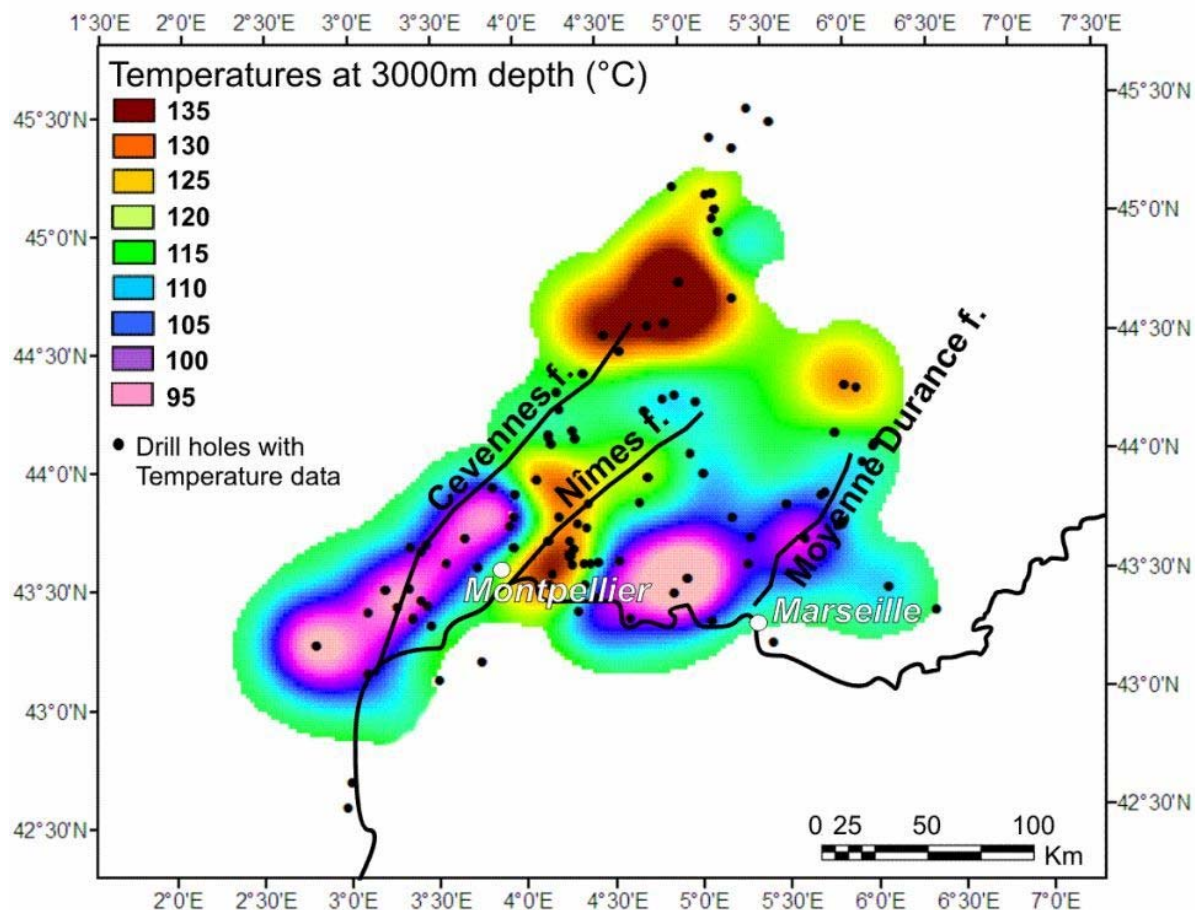


Figure 1: Interpolated temperatures of the Provence basin at 3000m depth with major faults.

Significant deep thermal anomalies can be created by numerous processes. Large-scale signatures may be induced by changes in the Moho discontinuity depth, and smaller-scale variations could be interpreted with thermal processes occurring in the shallow crust. For example, the warm (positive) anomalous areas could be explained by a thick pile of insulating sediments (e.g. Lucazeau and le Douaran, 1985) or by fluid circulation within faults (e.g. Fleming et al., 1998). Active faults can act as fluid conduits from depth to the surface because they are assumed to have high permeability and are the site of variation of pressure favorable to fluid circulation (Sibson, 1987). Applied to different sedimentary basins, simple numerical models of hydrothermal convection have shown that temperature anomalies of more than 10°C can easily develop within permeable zones (Fleming et al., 1998; Bächler et al., 2003; Garibaldi et al., 2009). One such example is here presented to illustrate how thermal oscillations could develop vertically within a faulted zone.

Away from permeable zones, convective processes cannot be invoked and thermal anomalies must be explained by conductive processes only, where thermal properties of rocks may exhibit significant changes. It is well-known that compaction of sediments may lead to important changes in porosity and thus contrasts in physical properties. It can generate the development of anisotropy in sediments. In particular, the role of thermal conductivity will be detailed in the present paper.

Indeed, thermal conductivity of rocks is an important parameter and need to be considered when studying deep temperatures in sedimentary basins because it directly controls the thermal gradient (Demongodin et al., 1991). This physical parameter depends essentially on the mineralogy and pore fluid composition of rocks, their structure and their temperature (Somerton, 1992). Its effect on the thermal transport properties can be caused by the temperature dependence of the heat transfer mechanisms or by temperature-induced physical and chemical changes in rocks depending on their mineralogical composition. Here we integrate anisotropic sediments in a numerical thermal model with the aim of testing their influence on the deep temperatures observed in the Provence basin.

2. REGIONAL GEOLOGY

The Provence basin is the deepest French sedimentary basin and is developed on a Variscan metamorphic basement. This complex geological basin is located between the Massif Central to the north-west, the Digne and Castellane arcs to the east, the Pelvoux Massif to the north, the Pyrenees to the west and the Mediterranean sea to the south. The resulting strong subsidence phenomena which affected this basin led to the accumulation of Mesozoic (mainly Cretaceous) and Tertiary (almost Oligocene and Miocene) sediments whose thickness can locally reach 11km in the Rhone Valley. Numerous Cretaceous- to Eocene-age compressive structures are affected by Oligocene normal faults attributable to the reactivation of Pyrenean and Alpine orogenic structures

by crustal extension. These features are due to the opening of the Mediterranean sea in relation with the rotation of the Corsica-Sardinia block.

varies from 22km in the Rhone Valley due to the Jurassic and Oligocene extensions (Sapin and Hirn, 1974; Guieu and Roussel, 1990) to 43km near the Alps boundary (Figure 2).

The continental crust including the Provence basin has an average thickness of 30km (Labrouste et al., 1968) but

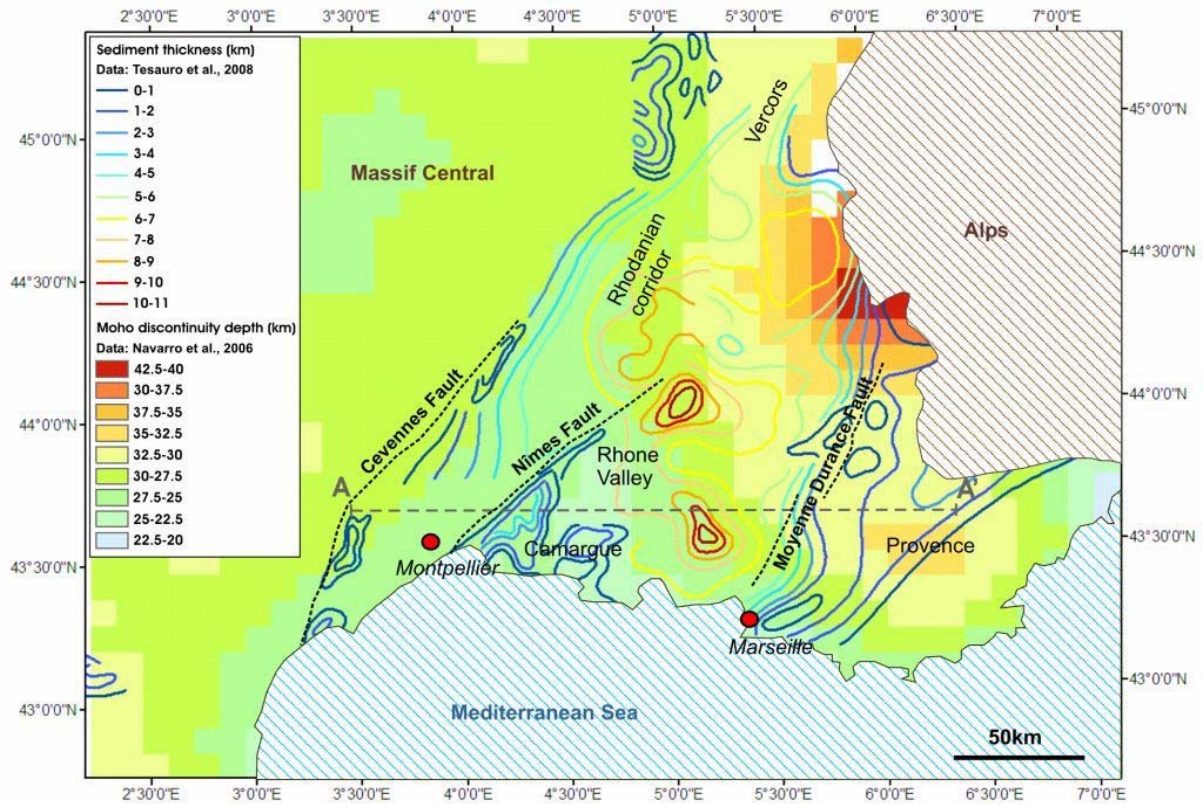


Figure 2: Sediment thickness and Moho discontinuity depth of the Provence basin. Surface major faults traces and main geographical areas are indicated.

The crustal thinning is marked by a Moho discontinuity depth increase from 15km in the Liguro-Provençal basin (Western Mediterranean sea) to 60km in the Alps with a triangular shape trend centered on the Rhone Valley.

The seismicity of the Provence basin results from the convergence between Africa and Europe plates at a rate of 0.8 cm/year (DeMets et al., 1990). The potentially associated active SW-NE trending faults (Cevennes, Nimes, Salon-Cavaillon and Moyenne-Durance faults; e.g., Grellet et al., 1993; Sébrier et al., 1997 and Lacassin et al., 1998) consist in several faults segments which both affect basin and its basement.

3. LINK BETWEEN GEOLOGICAL OBJECTS AND DEEP TEMPERATURES

Recent sediments related to sub-basins like those of the Provence basin are considered as thermally insulating (Lucazeau and Le Douaran, 1985) and their thickness can be correlated with warm areas. The higher is the thickness and the higher are the deep temperatures (e.g. the Vistrenque graben where temperatures of 130°C are reached at 3000m depth with 7km of sediments thickness; in Garibaldi et al., 2009).

Moreover, sub-basin opening generates the installation of fractures network which can act as conductive structures and support fluid circulation. Hydrothermal convection can be enhanced by the presence of permeable fractures as faults, depending on the fracture aperture and stress regime. These permeable zones allow the storage of shallow high temperatures (as potential geothermal reservoirs).

The Moho discontinuity can also be a cause of the increase of the temperatures in subsurface. It can be considered as an isotherm during a crustal thinning event and could thus affect the first kilometers of the subsurface if the thinning is not older than 30 Ma, which corresponds to the diffusive timescale for a 30km-thick crust. In the Provence basin, although the warm anomalies could partially be due to the crustal thinning associated with the Moho discontinuity depth decrease and to the local thickness of the sediments, this can only explain temperature variations at the horizontal scale of the thinning mechanism (several hundreds of kilometers) but not at those we observe at many places separated by a few tens of kilometers (Garibaldi et al., 2009).

4. THE ROLE OF THERMAL CONDUCTIVITY ON DEEP TEMPERATURES

As already explained by several authors, temperature-dependence (Clauser and Huenges, 1995) and porosity-dependence (Waples and Tirsgaard, 2002) of thermal conductivity may generate significant thermal anomalies in sedimentary basins. As evidenced by Vasseur et al. (1995), in a basin filled with thick argillaceous sediments, the role of compaction with increasing pressure has to be considered because when the porosity decreases the clay particles orientation becomes horizontal and induce changes in thermal conductivity. By this way, two effects superimpose: first the decreasing amount of water (whose thermal conductivity is lower than that of sediments) induced by the compaction leads to the increasing of thermal conductivity; second the horizontal orientation of

clay particles develops anisotropy and favors lateral heat transfer.

Thermal conductivity of volcanic and plutonic rocks is isotropic and it is sufficient to consider only the vertical component of the gradient when applying the Fourier's law of heat conduction. In the case of sedimentary and metamorphic rocks, all components of the anisotropic thermal conductivity need to be considered because the lateral heat flow could be important (Clauser et Huenges, 1995).

The anisotropy of shallow clays depends on depth because of their compaction, mineralogical transformation and structural reorganization during their burial history (Vasseur et al., 1995). The conductivity of minerals generally decreases with rising temperature and the relative temperature effect would be stronger for minerals with a relatively high conductivity than those with a low conductivity as illustrated by Vasseur et al. (1995) and by Seipold (1998).

Conductivity is known for each particular mineral, but a rock is composed by many minerals with different conductivities, so thermal modelling of a sedimentary basin ideally requires reliable conductivity data. In-situ conductivity measurements provide the better way to assess the validity of the estimation of this parameter. But the information on anisotropy requires laboratory measurements on rock samples in different directions and differs from in-situ measurements because it represents an average over a much larger rock (Clauser et Huenges, 1995). Because of the lack of rock samples and since data from well logs were not available, we could neither know the precise mineralogical composition of each lithology nor made conductivity measurements. For many rocks, conductivity data are available from several compilations and are classified according to their type and origin (Birch, 1942; Clark, 1966; Desai et al., 1974; Kappelmeyer et Hänel, 1974; Roy et al., 1981; Cermak et Rybach, 1982; Robertson, 1988). We used such compilations, which are based on heterogeneous data in mineral composition, porosity, saturation and experimental conditions (Clauser and Huenges, 1995), to build the numerical model.

5. NUMERICAL MODELS OF THERMAL ANOMALIES: FLUID FLOW AND CONDUCTIVITY ANISOTROPY

In the following, two independent approaches are presented. The objective of these models is to emphasize on possible thermal processes leading to temperature anomalies of several tens of °C at a few km depth. The first example has been studied in detail by Garibaldi et al (2009). It deals with thermal anomalies generated by complex fluid flow patterns within permeable fault zones (Caine et al., 1996 :). The second example illustrates the effect of thermal conductivity anisotropy on deep temperatures. Both models are computed with the Comsol Multiphysics™ finite-element software. In the first case, heat equation is coupled with the Darcy law in a permeable zone, where permeability is depth-dependent. In the second example, the steady-state heat equation is used with two components for thermal conductivity of sediments. While the fluid flow effect is rather theoretical, parameters of the second example are

varied according to measured heat flow and temperature data in the Provence basin.

5.1 Thermal anomalies induced by fluid flow in fault zones

In Figure 3, a vertical permeable zone, 800m wide and 5km deep, is inserted in a low permeability host rock. Its permeability is depth-dependent and follows the typical depth decrease proposed by Manning and Ingebritsen (1999). Fluid density and viscosity are temperature-dependent, and boundary conditions are those usually chosen for such problems (e.g. Rabinowicz et al., 1998; Gerdes et al., 1998). In the example of Figure 3, lateral boundaries are thermally insulating and impermeable. Bottom boundary is impermeable and a fixed heat flow of 100W/m^2 is imposed. Atmospheric pressure is imposed at the top boundary, which is at a fixed temperature. Coupled heat and fluid flow are computed in steady-state. Additional details (porosity values, fluid density and viscosity variation with temperature, heat production rates) can be found in Garibaldi et al. (2009).

The example shown in Figure 3a depicts three irregular convective cells (streamlines in white), where fluid upwellings are associated with uplifted isotherms (dark lines) while downwellings deflect isotherms downwards. Development of multi-layered convective patterns (see other examples in Garibaldi et al., 2009) is associated with the depth-dependence of permeability, which involves separate dynamical regimes. It follows that thermal lows can be surmounted by thermal ups, as illustrated in Figure 3a. Figure 3b shows horizontal temperature profiles at different depths. As it can be seen, positive (or negative) thermal anomalies greater than 10°C can be deduced from one place to the other. At 1km depth, both positive and negative anomalies are created (the temperature profile crosses one convective cell), while at 4 and 5 km depth, thermal anomaly is strictly negative (fluid velocity is higher at the center of the faulted zone, where adjacent downwellings merged together).

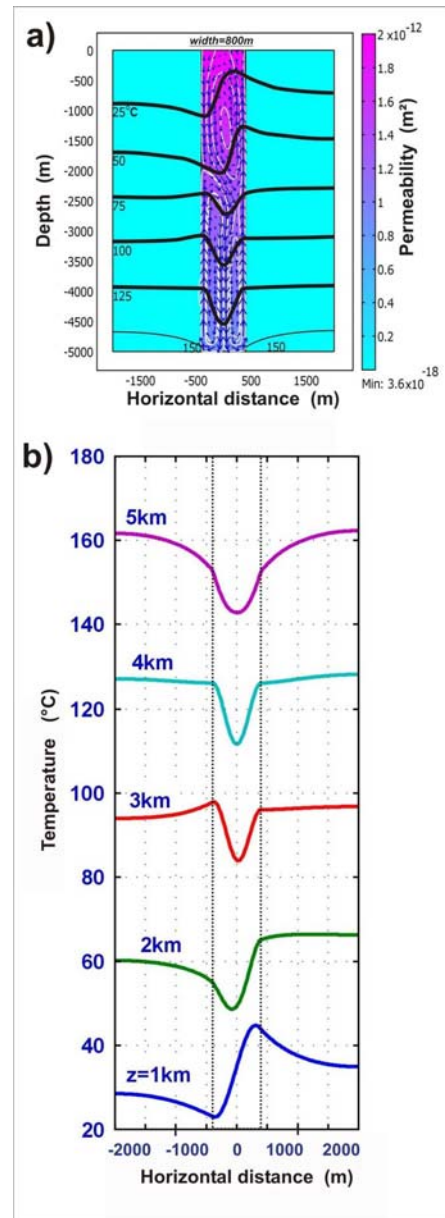


Figure 3: a) Convective pattern (streamlines in white, fluid velocity vectors in blue) and distorted isotherms (labels in $^\circ\text{C}$) in black, across a permeable faulted zone. The varying color scale corresponds to the depth-dependence permeability; b) Corresponding horizontal temperature profiles at different depths.

5.2. Thermal anomalies induced by anisotropy

In this case, the Provence basin is geometrically modeled according to the Figure 4, corresponding to the A-A' section illustrated in Figure 2. Only the steady-state heat equation of conduction is considered. We chose the better different physical parameters enabling to reproduce as well as possible surface heat flow data and temperatures measured between the surface and 5km depth.

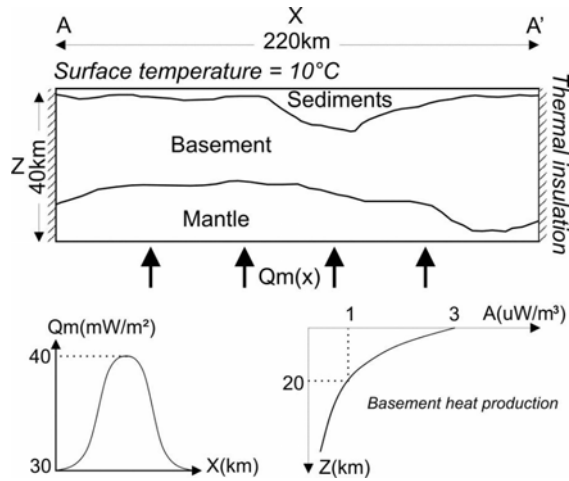


Figure 4: Geometry of the numerical model and physical parameters. Q_m is the applied basal heat flow and A is the basement heat production. AA' cross-section is indicated in Figure 2.

In order to quantify the effect of an anisotropy, the model is first solved with an isotropic sedimentary basin and then with an anisotropic basin (Figure 5).

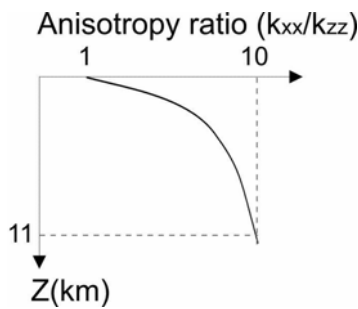


Figure 5: Depth-dependent anisotropy ratio implemented in the sedimentary unit of the numerical model.

In the two cases, the boundary settings are the same: lateral boundaries are thermally insulating and a fixed temperature of 10°C is applied to the surface. Basal (mantle) heat flow value has been chosen so that surface heat flow variations remain in the realistic range of 60-90 mW/m², as measured in the Provence basin (e.g. Lucazeau and Vasseur, 1989). In order to account for the possible large-scale increase of mantle heat flow at the basin center, a Gaussian variation was imposed between the edges of the basin, imposing a maximum value of 40 mW/m² at basin center, and 30mW/m² at the edges (Figure 4), in accordance with estimates of Lucazeau and Maihlé (1986).

Figure 6 shows a comparison between measured surface heat flow data and computed surface heat flow in the two cases (isotropic and anisotropic cases). One must first recall that variations of surface heat flow can be explained by numerous processes which are not accounted for in this simple model. The objective of this comparison is to show that the range of heat flow variations in the models are in accordance with measured heat flow data (black dots in Figure 6). In addition, the account of a varying mantle heat flow (Figure 6) allows a slight increase in surface heat flow at the center of the

model (green versus blue lines), thus preventing a too large discrepancy between data and models. The fact that anisotropy does not greatly affect surface heat flow variation can be explained by the anisotropy ratio values reaching 1 (isotropic case) at the surface.

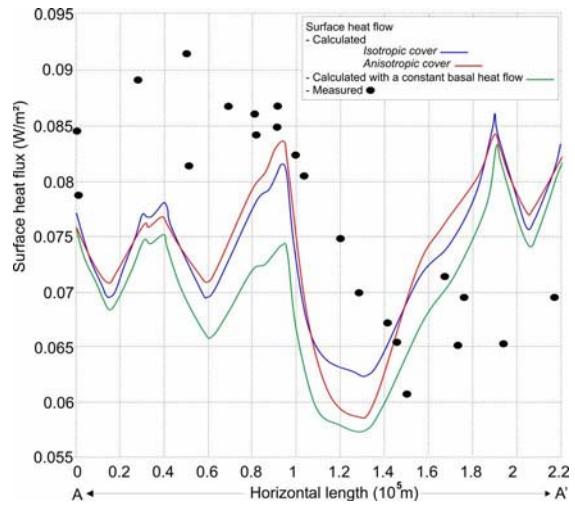


Figure 6: Calculated surface heat flow along AA' cross-section (see Figure 2), with and without anisotropy vs. measured heat flow (Lucazeau and Vasseur, 1989). The surface heat flow is presented with a constant basal heat flow and with an increase of the basal heat flow at the center of the basin.

In Figure 7, we plotted the temperature variations at the lateral boundaries of the basin. The boundaries reach a maximum temperature of 134°C at 3000m depth in the case of an isotropic basin. This value decreases to 117°C in the case of an anisotropic basin. Calculated temperatures are closer to measured temperatures when anisotropy is accounted for.

Due to an increased component of the lateral heat transfer, the entire basin appears cooler. At the basin center, cooling reaches 23°C while this cooling is less efficient at basin boundaries (cooling of 17°C). It follows that thermal anomalies are amplified at basin boundaries (from 21°C, peak to peak, to 27°C in the anisotropic case).

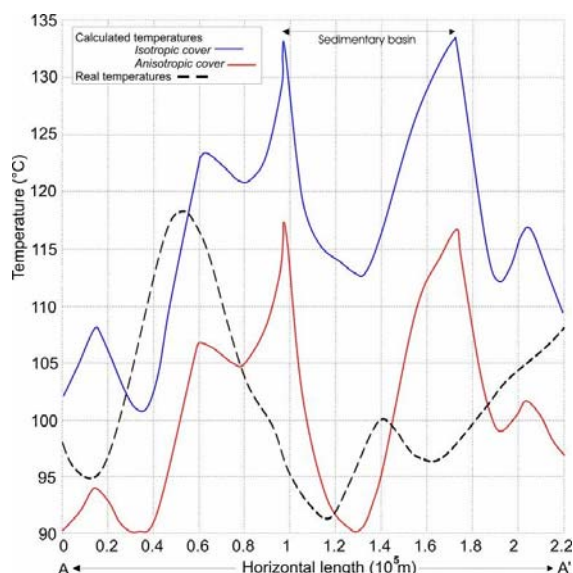


Figure 7: Observed temperatures vs. calculated temperatures at 3000m depth along the AA' cross-section located in Figure 2.

6. SUMMARY:

The variation of the temperatures in depth can be due to numerous effects that can interact at different scales. As shown by our thermal models, the regional scale warm anomalies observed in the Provence basin could partially be due to the Moho discontinuity depth decrease and to the local thickness of the sedimentary cover. These phenomena can explain thermal anomalies at the horizontal scale of several hundreds of kilometers.

In order to explain thermal anomalies separated by a few tens of kilometers (e.g. Figure 1), the warm anomalous areas should be interpreted with additional smaller scale processes. They could be explained by insulating sediments or by fluid circulation within faults.

When anisotropy of sediments thermal conductivity is accounted for, it turns out that lateral heat transfer is promoted towards basin boundaries, thus enhancing the amplitude of warm anomalies (Figure 7). The anisotropy is responsible for significant lateral heat transfer in non faulted areas, involving a bulk cooling of the sediments, whereas fluid circulation induces thermal anomalies in fault zones, where anisotropy cannot be developed as well. It must be however emphasized that the models presented here are computed separately, which implicitly ignores any interaction between porous sediments and faulted zones, for which coupled heat and fluid exchanges should occur.

REFERENCES

Bächler D., Kohl T., & Rybach L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection - Rhine graben case study, *Phys. Chem. Earth*, 28, 431-441.

Birch, F., 1942. Thermal conductivity and diffusivity. *Handbook of Physical Constants*, edited by F. Birch, J. F. Schairer, & H. C. Spicer, 243-266, Geological Society of America, Special Paper 36, New York.

Bonté D., Guillou-Frottier L., Garibaldi C., Lopez S., Bourguin B., Lucazeau F. & Bouchot V. Subsurface

temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and new interpolation. Submitted to *Bulletin de la Société Géologique de France*, March 2009.

- Birch, F., 1942. Thermal conductivity and diffusivity. *Handbook of Physical Constants*, edited by F. Birch, J. F. Schairer, & H. C. Spicer, 243-266, Geological Society of America, Special Paper 36, New York.
- Bonté D., Guillou-Frottier L., Garibaldi C., Lopez S., Bourguin B., Lucazeau F. & Bouchot V., 2009. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and new interpolation. Submitted to *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Caine S.J., Evans J.P., Forster C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028
- Calcagno P., Baujard C., Dagallier A., Guillou-Frottier L., & Genter A., 2009. Three-dimensional estimation of geothermal potential from geological field data: the Limagne geothermal reservoir case study (France). *Proceedings of the Geothermal Resources Council GRC Annual Meeting*, Reno, USA, October 4-7, 2009, in press.
- Cermak, V. & Rybach L., 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in *Landolt-Bornstein: Numerical Data and Functional Relationships. Science and Technology, New Series, Group V (Geophysics and Space Research), Volume 5 (Physical Properties of Rocks)*, edited by G. Angenheister, pp. 305343, Springer, Berlin-Heidelberg.
- Clark, S.P.Jr., 1966. Thermal Conductivity. *Handbook of Physical Constants*, edited by S. P. Clark Jr., 459-482, *Geol. Soc. of America, Memoir 97*, New York.
- Clauser, C. and Huenges E., 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals, in Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations: a Handbook of Physical Constants*, vol 3, AGU, Washington D.C., 105-126, AGU Ref. Shelf.
- DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. & Stein S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Demongodin L., Pinoteau B., Vasseur G. & Gable R., 1991. Thermal conductivity and well logs: a case study from the Paris basin. *Geophysical Journal International*, 105, 675-691.
- Desai P.D., Navarro R.A., Hasan S.E., Ho C.Y., Dewitt D. P. & West T.R., 1974. *Thermophysical Properties of Selected Rocks*, 256 pp., CINDAS Report 23, Center for Information and Numerical Data Analysis and Synthesis (CINDAS), Purdue Univ., West Lafayette, Indiana (USA).
- Fleming C.G., Couples G.D. & Haszeldine R.S., 1998. Thermal effects of fluid flow in steep fault zones, *Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, 147, 217-229.
- Gable R., 1978. Acquisition et rassemblement de données géothermiques disponibles en France. *Rapport BRGM 78 SGN 284 GTH*, 60p.

- Gallagher K., Ramsdale M., Lonergan L. & Morrow D., 1997. The role of thermal conductivity measurements in modelling thermal histories in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 14, no. 2, 201-214.
- Garibaldi C., Guillou-Frottier L., Lardeaux J.-M., Bonté D., Lopez S., Bourguine B., Bouchot V., 2009. Relationship between thermal anomalies, geological structures and fluid flow: new evidences in application to the Provence basin (south-east France). Submitted to *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Genter A., Guillou-Frottier L., Feybesse J.-L., Nicol N., Dezayes C. & Schwartz S., 2003. Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics*, 32, Issues 4-6, 701-710.
- Grelle B., Combes Ph., Granier Th. & Philip H., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mémoires de la Société Géologique de France. Mémoires N.S.* 164, Vol. 1 et 2.
- Guiou G. & Roussel J., 1990. Conséquence possible de l'extension crustale pré-oligocène en Provence méridionale : la mise en place gravitaire des chevauchements. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris. T.311, Série II*, 485-492.
- Haenel R., Legrand R., Balling N., Gable R., Fanelli M., Prins S., Burley A.J. [et al.], 1980. Atlas of subsurface temperatures in the European Community. Luxembourg : Commission of the European Communities, Directorate-General Scientific and Technical Information and Information Management, 36 p., 41 leaves.
- Kappelmeyer, O. & Hsnel R., 1974 *Geothermics with Special Reference to Application*, 238 pp., Gebtlder Bomtrlger, Berlin-Stuttgart.
- Labrouste Y., Baltenberger P., Perrier G., & Recq M., (1968). Courbes d'égalité de profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 266, D, 663-665.
- Lacassin R., Meyer B., Benedetti L., Armijo R. & Tapponnier P., 1998. Réponse aux commentaires de P. AMBERT et al., *C. R. Acad. Sci., Paris, opt. cit.*, 861-866.
- Lucazeau F. & Le Douaran S., 1985. The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model. Application to the Gulf of Lion and Viking graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 92-102.
- Lucazeau F., Vasseur G., Foucher J.-P. & Mongelli F., 1985. Second workshop on the European Geotraverse Project. Eds. D. A. Galson & S. Mueller, *Eur. Sci. Found., Amsterdam, Netherlands (NLD), Venice, Italy*, 59-63.
- Lucazeau, F. & Mailhé D., 1986. Heat flow, heat production and fission track data from the Hercynian basement around the Provençal basin (western Mediterranean), *Tectonophysics*, 128, 335-356
- Lucazeau F. & Vasseur G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, 164, 251-258.
- Manning C.E. & Ingebritsen S.E., 1999. Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems, *Rev. Geophys.*, 37, 127-150.
- Navarro S., Bitri A., Bourguine B., Martelet G., Nehlig P. & Thinon I., 2006. unpublished map, BRGM.
- Rabinowicz M., Boulègue J. & Genthon P., 1998. Two- and three-dimensional modeling of hydrothermal convection in the sedimented Middle Valley segment, Juan de fuca Ridge, *J. Geophys. Res.*, 103, 24045-24065.
- Robertson, E. C., 1988. Thermal properties of rocks. U.S.G.S. Open file report 88-441, 106 pp., U. S. Geol. Survey, Reston, Va.
- Roy, R.F., Beck A.E., and Touloukian Y.S., 1981. Thermophysical properties of rocks, *Physical Properties of Rocks and Minerals*, edited by Y. S. Touloukian, W. R. Judd, and R. F. Roy, 409-502, McGraw-Hill/ CINDAS Data Series on Material properties, Volume H-2, McGraw- Hill, New York.
- Sapin M. & Hirn A., 1974. Results of explosion seismology in the southern Rhône valley. *Ann. Geophys.* 30, 181-202.
- Sébrier M., Ghafiri A. & Blès J.-L., 1997. Paleoseismicity in France: fault trench studies in a region of moderate seismicity. *J. Geodyn.*, 24, 207-217.
- Seipold U., 1998. Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks - a general law. *Tectonophysics*, 291, 161-171
- Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15, 701-704.
- Somerton W.H., Preface: developments in *Petroleum Science*, Volume 37, 1992, Pages v-vi
- Vasseur G., Brigaud F. & Demongodin L., 1995. Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics*, 244, 167-174.
- Waples D.W. & Tirsgaard H., 2002. Changes in matrix thermal conductivity of clays and claystones as a function of compaction. *Petroleum Geoscience*, 8, no. 4, 365-370.

Thermal anomalies and geological structures in the Provence basin: Implications for hydrothermal circulations at depth

Cynthia GARIBALDI (1,2,*), Laurent GUILLOU-FROTTIER (1), Jean-Marc LARDEAUX (2), Damien BONTÉ (3), Simon LOPEZ (1), Vincent BOUCHOT (1), Patrick LEDRU (4)

(1) BRGM Orleans, France; c.garibaldi@brgm.fr; l.guillou-frottier@brgm.fr; s.lopez@brgm.fr; v.bouchot@brgm.fr

(2) Nice University, France; lardeaux@wanadoo.fr

(3) Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands; dam.bonte@gmail.com

(4) AREVA, Paris, France; patrick.ledru@areva.com

* Corresponding author

Key words: BHT, sedimentary basin, Provence basin (France), 3D thermal model, thermal modeling, fluid flow, faulted areas

Abstract

Deep temperature estimates previously made in France show three main positive thermal anomalies, one of them centred on the Provence basin (south-east France) between Marseille and Montpellier. This study presents newly corrected temperature data and improved temperature maps in order to (i) validate or to invalidate the thermal anomalies previously identified and (ii) relate deep temperatures with major geological structures of the area.

Although thermal gradient varies from place to place, it averages 31.3°C/km in the Provence basin (from 30.6 to 32.5 °C/km in average for France according to the chosen database), but some places show gradients reaching 36°C/km. To characterize thermal anomalous areas, a three-dimensional model of the temperatures was built between the surface and 6 km depth, allowing us to elaborate thermal maps and cross-sections. The identified thermal anomalies are different from those obtained by former works. New other “hot” anomalous areas (Montpellier, Lodève and Drôme areas) and cold anomalous areas (Aix-en-Provence and Cévennes areas) have been highlighted. At depth, thermal cross-sections show 50 km-scale anomalies, which are parallel with the major faults (Cévennes, Nîmes, Salon-Cavaillon and Moyenne-Durance faults) whereas more elongated (roughly 100 km) anomalies are associated with perpendicular cross-sections. On these cross-sections each major fault is associated with a thermal anomaly. In addition, a cold area may overlie a warm one, and vice versa. Among different possible explanations, these thermal signatures could correspond to convective fluid circulation within the faults. Simple numerical models of hydrothermal convection within fault zones appear to reproduce similar amplitudes and vertical variations of thermal anomalies as those observed in the Provence basin.

Mots clés : BHT, bassin sédimentaire, Bassin provençal (France), modèle thermique 3D, modélisation thermique, écoulement de fluides, zones faillées

Résumé

Les estimations de températures profondes en France précédemment réalisées montrent trois anomalies positives principales, l'une d'entre elles étant centrée sur le Bassin provençal (sud-est de la France) entre les villes de Marseille et Montpellier. Cette étude présente des données de température nouvellement corrigées et les cartes thermiques interpolées résultantes, dans le but de (i) valider ou invalider les anomalies thermiques précédemment identifiées et (ii) de relier les températures profondes aux structures géologiques majeures de la zone d'étude.

Bien que le gradient thermique varie suivant les régions, il est de 31,3°C en moyenne dans le Bassin provençal (de 30.6 à 32.5°C/km en moyenne en France, selon la base de données choisie), mais certaines zones montrent des gradients allant jusqu'à 36°C/km. Dans le but de caractériser les zones anormales, un modèle thermique à trois dimensions a été réalisé entre la surface et 6 km de profondeur, permettant d'effectuer des séries de cartes et de coupes thermiques. Les anomalies thermiques identifiées sont différentes de celles obtenues lors des précédentes études. De nouvelles anomalies thermiques positives ou zones « chaudes » (régions de Montpellier, Lodève et la Drôme) ainsi que des anomalies thermiques négatives ou zones « froides » (régions d'Aix-en-Provence et des Cévennes) ont pu être mises en évidence. En profondeur, les coupes thermiques réalisées

montrent des anomalies de l'ordre de 50 km lorsqu'elles sont parallèles aux failles majeures (failles des Cévennes, de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne-Durance) et un peu plus allongées (environ 100 km) lorsqu'elles leur sont perpendiculaires. Ces coupes montrent que chaque faille majeure est associée à un signal thermique en profondeur. De plus, une zone froide peut surplomber une zone chaude, et vice versa au droit d'une même faille. Parmi les différents scénarii possibles, ces signatures thermiques pourraient correspondre à de la circulation convective de fluides dans l'emprise des failles. Des modèles numériques simples de convection hydrothermale dans les zones faillées permettent de reproduire la variation verticale des anomalies avec des amplitudes similaires à celles observées dans le Bassin provençal.

1. Introduction

The value of the geothermal gradient may vary from a few °C/km (e.g. Archean shields) to several hundreds of °C/km (volcanic areas, rifting areas like in Iceland). The temperature is known at the surface and, when surface disturbances (e.g. climatic effects) are removed, always increases with depth, but the amount of increase depends on many factors. Thermal regime on the Earth's crust is controlled by thermal boundary conditions, internal heat production, rock thermal properties, and tectonic history. Thermal disturbances can be due to perturbations of thermal boundary conditions (e.g. elevated mantle heat flow), contrast in rock thermal properties, or presence of active structural discontinuities.

The mean thermal gradient of an area can be estimated from the temperatures measured on well logs. Bottom-hole temperatures (BHT) measured in boreholes after drilling are altered by the cooling effect of mud circulation and need to be corrected. Most of the existing corrections lead to reliable estimates of the formation equilibrium temperature within ± 10 °C [Goutorbe *et al.*, 2007; Bonté *et al.*, this volume].

Previous estimate of temperature distribution at depth in France [Gable, 1978; Haenel *et al.*, 1980; Lucazeau *et al.*, 1985; Burrus et Bessis, 1986] highlighted three main positive thermal anomalies at 5 km depth (from 180 to 200°C): the Limagne basin of the Massif central, the Rhine graben (Alsace) and the Provence basin (fig. 1), that correspond roughly to zones of continental crust thinned during the development of the continental scale Western European Cenozoic Rift System (ECRIS) [Dèzes *et al.*, 2004].

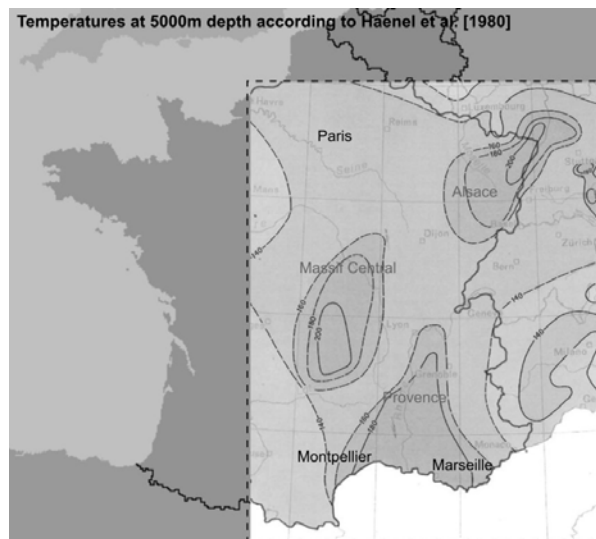


Figure 1: Temperatures estimated in France at 5km depth from Haenel *et al.* [1980]. *Températures estimées en France à 5km de profondeur d'après Haenel *et al.* [1980].*

A critical analysis of the data and interpolation methods done by Genter *et al.* (2003) in the Limagne and Rhine Graben areas confirmed the presence of high geothermal gradients that open new perspectives for developing Enhanced Geothermal Systems. This study complements this critical analysis for the Provence basin. Temperatures have been corrected and extrapolated using two distinct methods which use a parameter until now unavailable on well logs: the time after the end of mud circulation or "shut-in time" (SIT). A first set of extrapolated temperature maps were made by Haenel *et al.* [1980] (fig. 1) using the corrections of Gable [1978], and Lucazeau *et al.* [1985]. The comparison between these maps and the maps resulting from the present study shows differences which can reach 25°C at 2 km and amplify with depth [Guillou-Frottier *et al.*, 2010/submitted].

The study of the deep temperatures of a sedimentary basin is made through the observation of the data of oil exploration boreholes. In the Provence basin, about 1500 well logs resulting from 183 boreholes have been digitized to make an inventory of the temperature data. A thermal three-dimensional model has been built and deep temperature maps from 1 to 5 km depth and thermal cross-sections across different types of geological areas can be extracted from the model. A preliminary analysis of these maps is presented. In

particular, several processes of different scales, which could possibly lead to significant thermal anomalies, are listed. Because of the specific features of the identified anomalies in the Provence basin, our analysis is focused on the possible role of hydrothermal convection in faulted zones.

2. Geological setting

The Provence basin is a complex geological area located between the Massif central to the west, the Digne and Castellane arcs to the east, the Pelvoux massif to the north and the Mediterranean sea and its Gulf of Lion to the south (fig. 2).

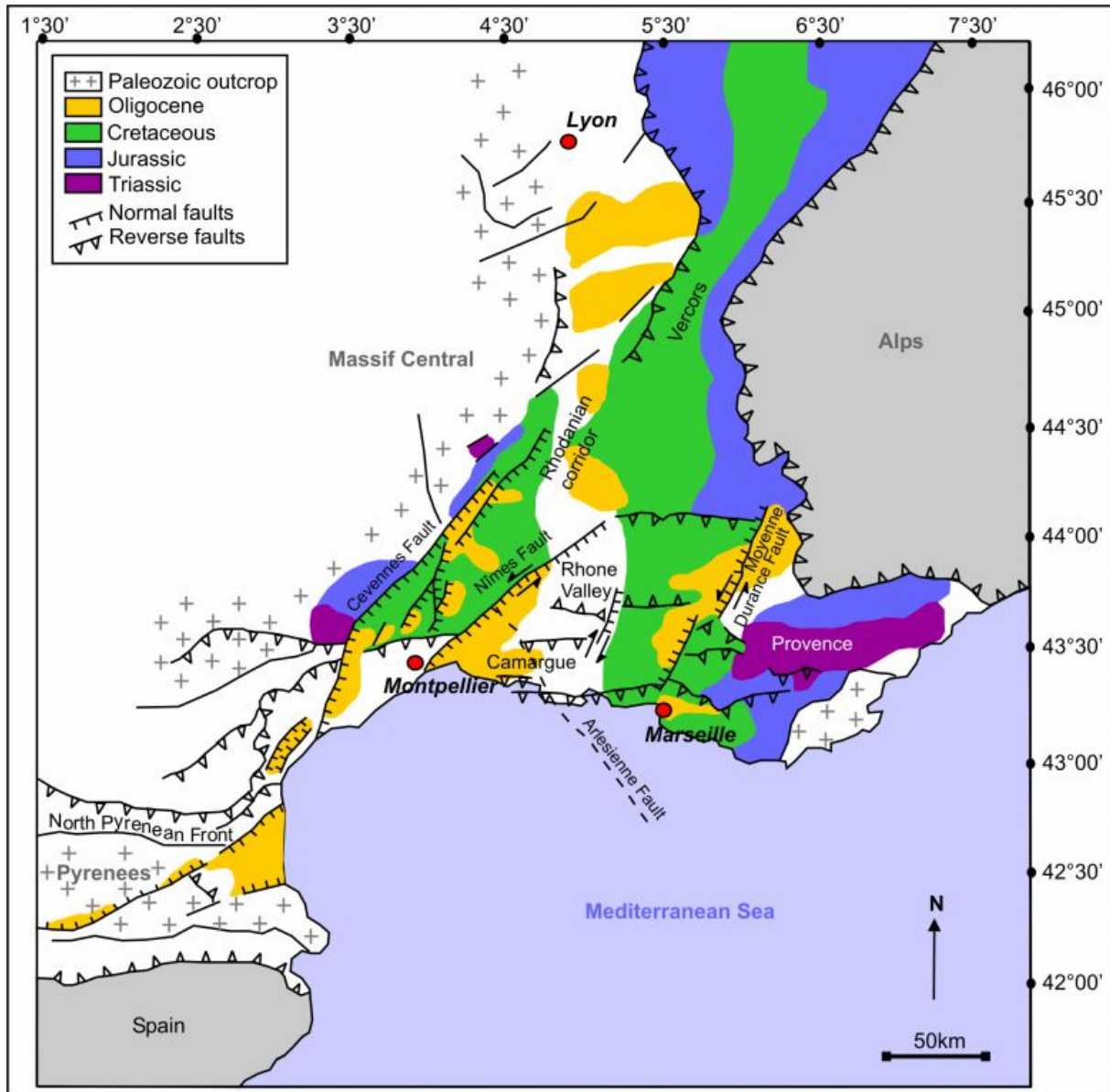


Figure 2: Structural scheme of the Provence basin with major series and faults. *Schéma structural du Bassin provençal avec les séries et failles majeures.*

The thickness of sediments, including mesozoic deposits, can locally reach 11 km in the Rhone valley, implying that the Provence basin is the deepest french sedimentary basin. Several hundred meters of upper carboniferous and permian sediments are locally present below these mesozoic series. These primary formations are localized on the west and on the south-eastern edges of the Basin. Numerous oligocene normal faults affect cretaceous to eocene compressive structures. This complex structural pattern results from the

reactivation of pyrenean and alpine orogenic structures by crustal extension due to the opening of the Mediterranean sea in relation with the rotation of the Corsica-Sardinia block [Westphal, 1967 ; Alvarez, 1972, Gattaccca et al., 2007]. The oligocene extension and the associated neogene subsidence are responsible for sedimentary fillings which can reach over 5 km depth within topographic depressions.

Plio-quaternary strike-slip deformations are associated with SW-NE and NW-SE trending faults

(fig. 2). The south-eastern basement of the Massif central is bordered by the Cévennes fault which is characterized by a SW-NE-trending parallel fault network stretching for about 180 km from the Montagne Noire to Valence (Rhône Valley). According to Arthaud and Matte [1975] this is originally a late hercynian dextral slip-fault zone which thus accommodated pyrenean shortening of the sedimentary cover by sinistral slip [-40 Ma ; Bodeur, 1976]. Fault segments were reactivated as normal faults by oligocene extension (-30 Ma). Some authors tried to identify and quantify a possible plio-quadernary movement [Bishop and Bousquet, 1989 ; Lacassin *et al.*, 1998a, b] but none can prove this activity. Numerous comments have been made in response to the paper of Lacassin *et al.* [1998a] but these ones cannot totally exclude the hypothesis of a plio-quadernary activity [Ambert *et al.*, 1998 ; Mattauer, 1998 ; Sébrier *et al.*, 1998]. Bishop and Bousquet [1998] do not exclude a possible vertical movement and Séranne *et al.* [2002] confirm that the morphology of the Cévennes area is in great part due to a pre-quadernary heritage and that the recent vertical deformation is necessary weak.

The SW-NE-trending Nimes fault zone (over 120 km length) is one of the most important of the Basin [Combes, 1984 ; Grellet *et al.*, 1993 ; Schlupp *et al.*, 2001]. This fault bounds the Vistrenque graben to the NW and forms at depth a low-angle crustal ramp [25° ; Séranne *et al.*, 1995 ; Benedicto *et al.*, 1996]. It is considered as active by several authors [Combes *et al.*, 1993 ; Baroux, 2000] and is associated with few seismic events but paleoseismic events possibly occurred with earthquakes of magnitudes of 6.5 [Combes *et al.*, 1993]. A post-messinian activity was evidenced by Schlupp *et al.* [2001]. Its activity is however still under debate [e.g. Mattauer, 2002].

The SW-NE-trending Moyenne-Durance fault zone is about 70 km length and is the most active structure of the Basin [Combes *et al.*, 1993 ; Cushing *et al.*, 2008 ; Baroux, 2000] as evidenced by its historic seismic activity [one every century since 1509 with magnitudes between 5.0 and 5.5 ; Volant *et al.*, 2003], even though its present seismicity is very low. This fault delimits the western Provence characterized by a sedimentary cover of about 6-10 km thickness and the eastern Provence where the sedimentary cover is 2-3 km thickness. This system is constituted by several fault segments [Cushing and Bellier, 2003].

The N-S Salon-Cavaillon fault zone is the less expressed in surface. It is about 20 km length. It is mainly identified from discontinuities in major E-W structural axes (pyrenean-provençal folds reactivated in the Neogene) and is affected by post-miocene movements [Peulvast *et al.*, 1999]. The morpho-structural patterns show an extensional or

strike-slip miocene or post-miocene activity along some segments of this fault zone probably followed by localized flexural movements and subsidence to the west [Carpentras basin ; Peulvast *et al.*, 1999].

3. Thermal three-dimensional model of the Provence Basin

3.1. Presentation of temperature data set

Bottom-hole temperatures (BHT) from oil exploration are the most common temperature measurements. Raw BHT data are known to be out of thermal equilibrium, especially because of the cooling effect of mud circulation, which can however be corrected to obtain the equilibrium temperature [Bonté *et al.*, this volume]. Drill stem tests (DST) are rare but invaluable because they are directly measured on the fluids contained by the drilled rock. They do not need to be corrected because they are not disturbed by the drilling operation. From the 183 drill-holes that are available over the Provence basin, 103 of them show associated well logs that contain BHT or DST data. Overall, 203 BHT and 10 DST have been compiled.

3.2. Choice of correction method

In order to constrain the subsurface thermal regime of the Provence basin we used all the DST and the BHT measurements. From these numerous data, thanks to adequate corrections, we can obtain values with a small uncertainty (lower than 10%).

There are two main types of BHT's correction methods: analytical and statistical methods. The recommended method for correcting BHT depends on the information available (BHT measurement, time since circulation or SIT, depth) [Deming, 1989]. The application of analytical methods requires the SIT and at least two temperature measurements at the same depth [Goutorbe *et al.*, 2007]. Statistical methods are applicable to a greater number of data because they only require the depth of measurement.

Among the several analytical methods, the Instant Cylinder Source method (ICS) describes transient heat propagation from a cylindrical source; this method has been improved to be efficient when the SIT is indicated on well logs [Goutorbe *et al.*, 2007]. So we choose to apply the ICS correction when this parameter was available. Unfortunately, this was the case for only 10 BHT measurements, and we thus had to apply a statistical correction method on all remaining BHT data. In the 1970's the AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Geothermal Survey of North America (GSNA) produced a massive data base (over 20,000 BHT from over 10,000 boreholes in the US, Canada, and Mexico). The AAPG statistical correction method [Harrison *et al.* 1983] is based on the calibration of BHT data of the AAPG dataset

in Oklahoma using DST measurements and is adapted to data on which the SIT is unavailable. In this work, 193 temperature data have been corrected with this method. By comparing DST (10 data), BHT corrected with ICS correction (10 data) and those corrected with AAPG method (193 data), we obtained a bulk average difference of 3.7°C which is very low for temperatures of several hundreds of degrees (see some details in Figure 5 of Bonté et al., this volume).

3.3. Kriging interpolation and thermal three-dimensional model

The ordinary kriging method assumes that the estimated variable is stationary. As the temperature continuously increases with depth, we used the kriging with trend estimated method. By definition, "residual temperatures", which are calculated at each depth, correspond to the difference between corrected temperature data and temperature computed with the mean thermal gradient of the area.

Kriging is an estimation procedure used in geostatistics to interpolate data points that are dependent on each other. As far as temperatures are concerned, it seems quite natural to consider that a spatial dependence applies: for a given horizontal length scale, there is no reason to consider that temperature varies. Parameters governing spatial distribution of field data allow constructing an empirical variogram, which leads to a model of the spatial structure of the associated phenomenon. If parameters of the empirical variogram are well chosen, then the variogram is used to optimize the interpolation. The empirical variogram $\gamma(h)$ at an approximate distance of h (equation 1) corresponds to the half mean square of the differences between measured values inter-distant of h and is defined as [Journel et Huijbregts, 1978 ; Cressie, 1993]:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2}{N(h)} \quad (1)$$

Where $z(x_i)$ denotes the measured value at the location x_i , $z(x_i + h)$ the measured value at the location $x_i + h$, h the distance between x_i and $x_i + h$, and $N(h)$ the set of pairs of observation i .

As temperatures data are distributed in a three-dimensional space, the experimental variogram is composed of a horizontal variogram and a vertical one (fig. 3).

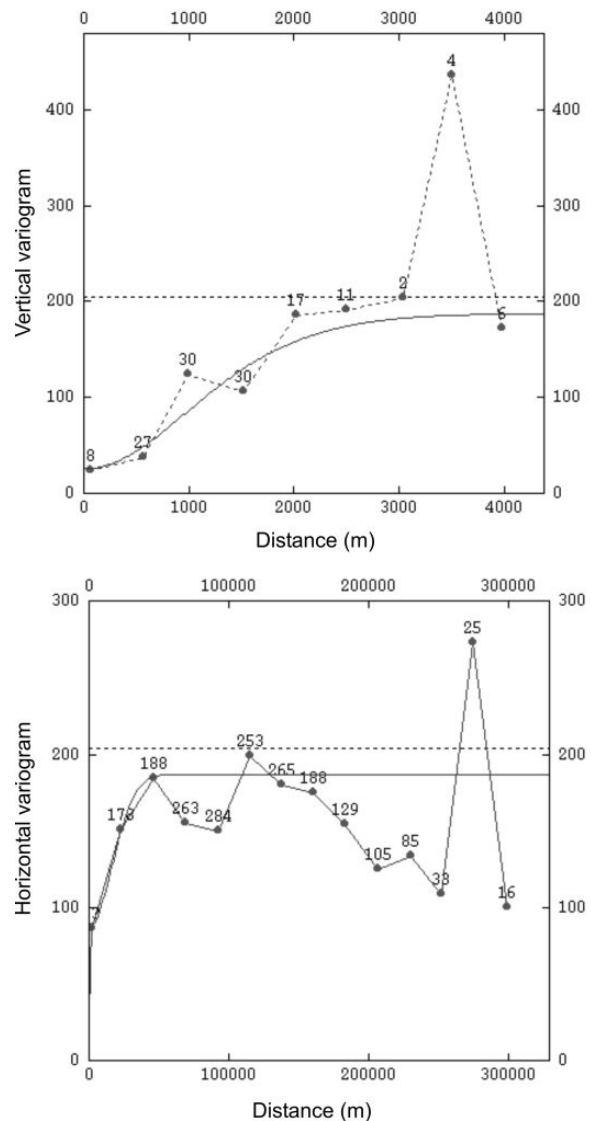


Figure 3: Experimental variograms (dashed) and models of variograms (solid). Vertical (top) and horizontal (bottom) variograms. Nugget effect of 25 °C², sill of 187 °C² (sum of the nugget effect and of the two Gaussian models of 62 and 100 °C²), horizontal range of 23 km and vertical range of 500 m. The number of couples of points for each distance class is indicated over green dots. *Variogrammes expérimentaux (tirets) et modèles de variogrammes (lignes pleines). Variogrammes vertical (en haut) et horizontal (en bas). Effet de pépite de 25 °C²; palier de 187 °C² (somme de l'effet de pépite et des paliers des modèles gaussiens de 62 et 100 °C²), portée de 23 km à l'horizontale et de 500 m à la verticale. Le nombre de couples de points correspondant à chaque classe de distance est indiqué sur les points.*

The empirical variogram cannot be computed at every lag distance h due to variation in the estimation. The empirical variogram is thus approximated by model function ensuring validity [Chiles and Delfiner, 1999]. The theoretical model is then superimposed to the analytical one to define a correlation law between the data [Kitanidis, 1997]. Our experimental variogram cannot be simply fitted by a single model, so we chose to use a pluri-model of variogram, say a combination of several theoretical models, whose parameters enable to simulate the experimental variogram. The

best fit is reached when two Gaussian models are superimposed. Parameters of both Gaussian models (nugget effect, sill and range) are indicated in caption of Figure 3.

We used the Isatis geostatistics software from Geovariances™. The dimensions of the three-dimensional model are guided by the space distribution of the data and are indicated in fig. 4.

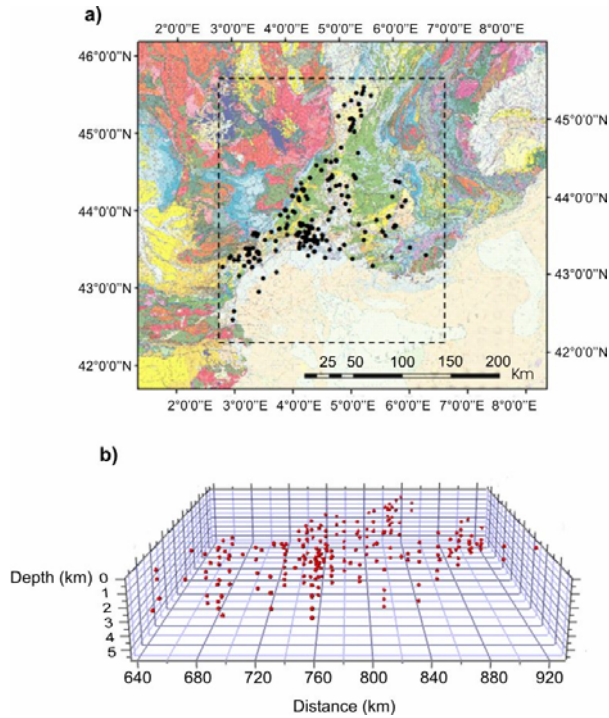


Figure 4: Available temperature data location on the geological map centred on the Provence basin (A) and their repartition in the 3D model box used (B). *Localisation des données de température disponibles sur la carte géologique centrée sur le Bassin provençal (A) et leur répartition dans l'espace au sein du modèle 3D (B).*

In order to optimize the precision of the model, we chose a grid spacing of 2 km in the horizontal plane and of 50 m in the vertical one. The kriging was carried out with the unique neighbourhood method in order to guarantee the spatial continuity of the kriging estimator. This approach is well adapted for a regional sample as all data points are taken into account (although their weight decreases with distance) to estimate each unknown point by a linear combination.

3.4. Thermal mapping and cross-sections

The 3D thermal model covers the entire area, but for legibility, we extracted 2D cross-sections of the 3D model, either at a given depth or along a vertical plane. We thus obtained i) thermal maps (horizontal cross-sections) every kilometre between 1 km and 5 km depth, and ii) vertical thermal cross-sections across geological areas or along major faults. For example, we show in fig. 5 two iso-depth maps together with the associated standard deviations.

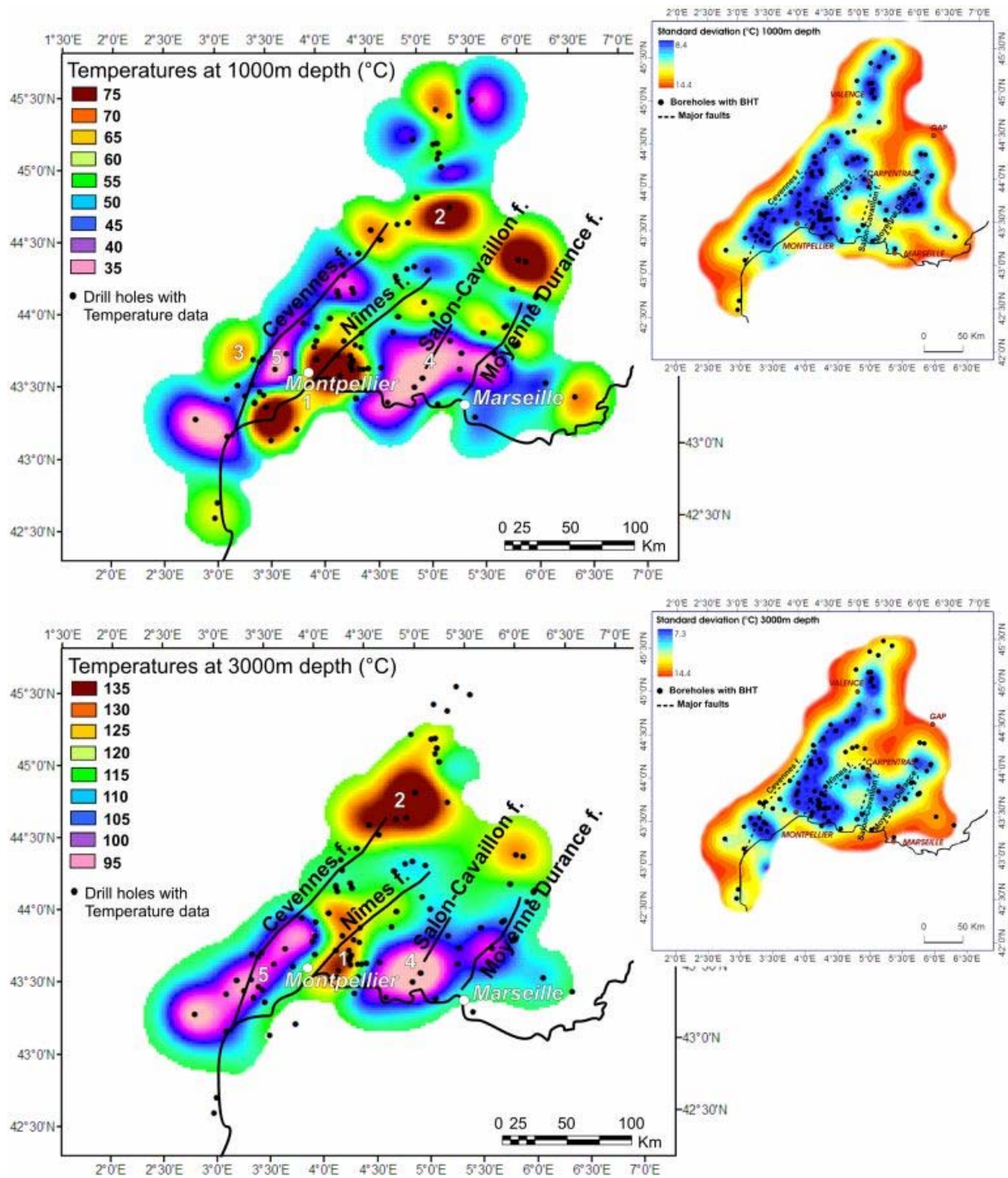


Figure 5: Thermal maps of the Provence basin at 1 km and 3 km depth and location of boreholes (black points) with maps of the kriging estimated variance. The principal anomalous areas are those of: 1) Montpellier, 2) the Drôme, 3) Lodeve, 4) Aix-en-Provence and 5) the Cevennes. *Cartes thermiques du Bassin provençal à 1km et 3km de profondeur et localisation des forages (points noirs) avec cartes des erreurs d'interpolation. Les anomalies principales sont celles de : 1) Montpellier, 2) La Drôme, 3) Lodève, 4) Aix-en-Provence et 5) Les Cevennes.*

In fig. 6, three vertical cross-sections are illustrated (two along two major faults and one across the four main faults). These thermal cross-sections were

obtained using the Isatis software and allow the observation of temperature variations with depth (fig. 6) in the vertical plane.

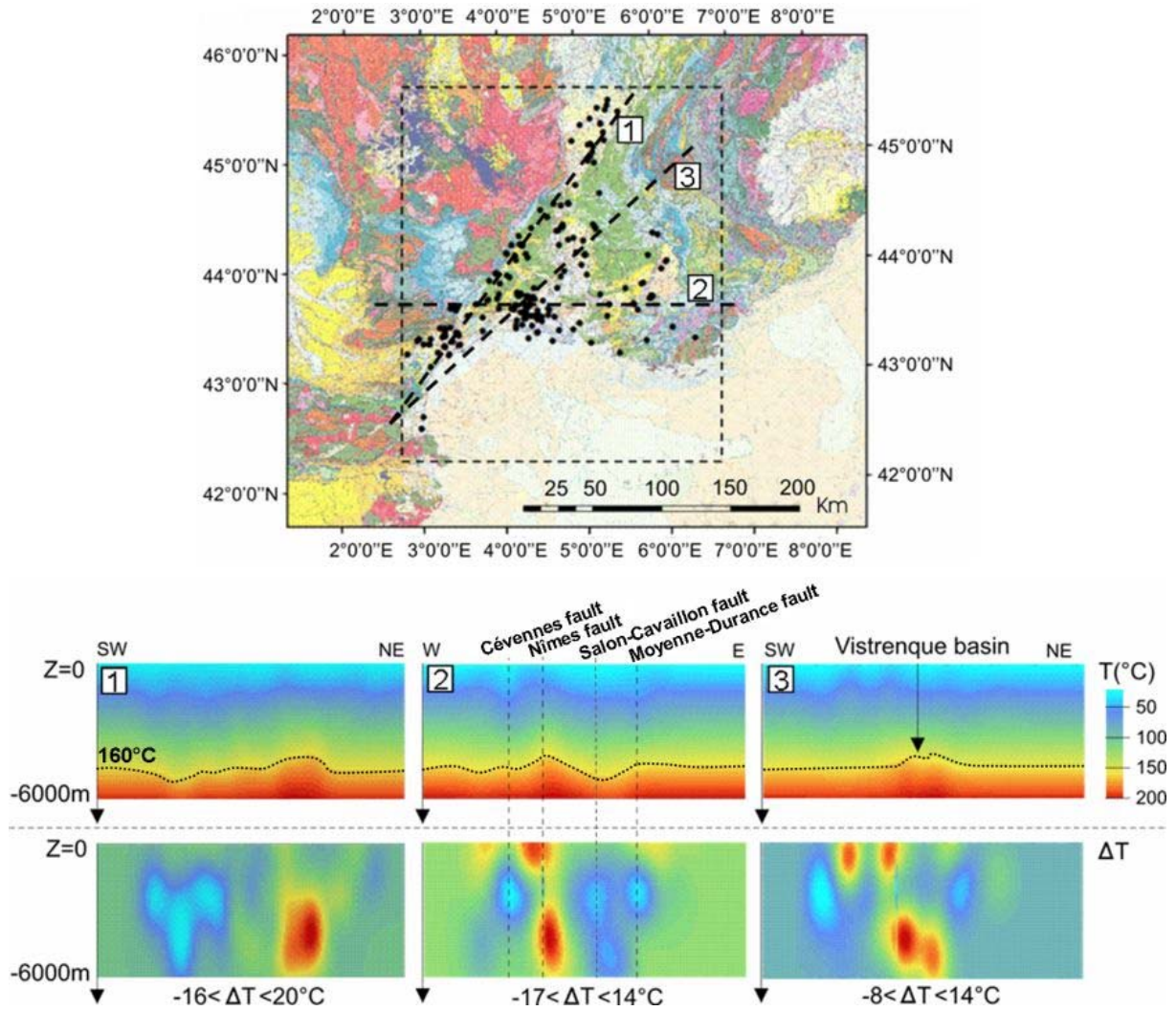


Figure 6: Thermal cross-sections and their location on the geological map where available temperatures data are represented (black dots): along the Cévennes fault (1), across the major faults (2) and along the Nîmes fault crossing the Vistrenque graben (3). ΔT is the difference between calculated temperatures T and gradient temperatures. Dashed lines emphasize thermal undulations at depth and correspond to the 160°C isotherms. *Coupes thermiques et leur localisation sur la carte géologique où les données de température disponibles sont représentées (points noirs) : le long de la faille des Cévennes (1), à travers les failles majeures (2) et le long de la faille de Nîmes traversant le graben de Vistrenque (3). ΔT est la différence entre les températures calculées T et les températures correspondant à un gradient moyen. Les lignes en tirets mettent en évidence les ondulations thermiques en profondeur et correspondent aux isothermes 160°C.*

4. Spatial variations of temperatures

4.1. Thermal anomalous areas of the Provence basin and their variations with depth

In France, the average thermal gradient as inferred from heat flow study in France [Lucazeau and Vasseur, 1989] is 32.5°C/km. With an updated database of temperature data collected in petroleum boreholes, Bonté et al. [this volume] obtained the value of 30.6°C/km. In the Provence basin, a similar value of 31.3°C/km is obtained, with a correlation coefficient R of 0.93, when a surface temperature of 14°C is imposed [Bessemoulin, 1969]. However, temperature data points show a great disparity, and variations reach 70°C at z=3.5 km (fig. 7). The thermal maps (fig. 5) allow localizing the disparity of the data observed on the diagram.

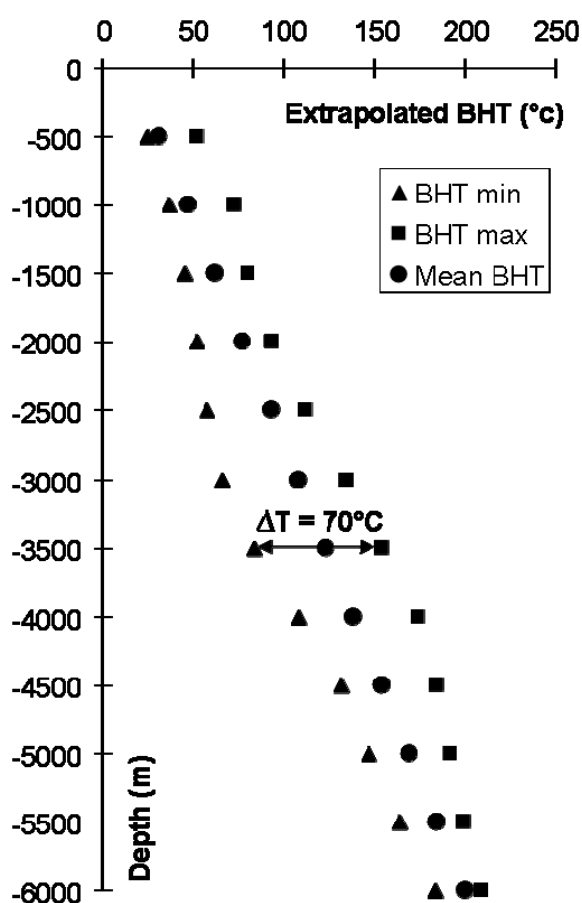


Figure 7: Maximal, minimal and mean measured temperature data in the Provence basin vs. depth +/-500 m. A difference of 70°C between minimal and maximal temperatures is reached at 3.5 km depth. *Températures mesurées maximales, minimales et moyennes du Bassin provençal en fonction de la profondeur à +/-500 m. Une différence de 70°C entre températures minimale et maximale est atteinte à 3,5 km de profondeur.*

At 1 km and 3 km depth, temperatures range between 35-75°C and 95-135°C, respectively. Errors induced by the interpolation range between 7°C and 10°C, except between Carpentras and Gap where there is no data (S.D. = 14°C ; fig. 5), which is small for temperature values of this order.

The major cold and hot thermal anomalies show shape variations and spatial evolution with depth (fig. 5). The hot anomaly centred on Montpellier (anomaly 1, fig. 5) decreases in intensity between 1 km and 2.5 km depth and then increases with a constant northward evolution to reach the Rhône valley area following the Nimes fault orientation. That of the Drôme area (anomaly 2, fig. 5) intensifies with depth with a westward evolution from 1 km to 3.5 km depth and a southward evolution while reaching 5 km depth. The warm anomaly of Lodeve (anomaly 3, fig. 5) disappears at 2 km depth.

With regard to cold anomalies, that of Aix-en-Provence (anomaly 4, fig. 5) progressively disappears on the east to concentrate westward. The cold anomaly of the Cevennes (anomaly 5, fig. 5), first with a southwest-northeast elongation parallel to the major fault, disappears to the north with depth to concentrate southward along the fault.

The large-scale thermal cross-sections parallel and perpendicular to the major faults (Cevennes, Nimes, Salon-Cavaillon and Moyenne Durance faults) allow the observation of thermal variations with depth with the major faults of the Provence basin. In this paper we chose to show an example of one perpendicular cross-sections (fig. 6, section 2) and two parallel ones (fig. 6, sections 1 and 3). These cross-sections represent variations of temperature with depth (T) and variations of residual temperatures with depth (ΔT) (see section 3.3). It must be emphasized that on perpendicular cross-sections, each major fault is always associated to a warm or a cold thermal anomaly at a given depth.

4.2. Thermal potential of the Vistrenque graben - Nimes fault area: a striking example to link temperature variations and geology

The temperature variations cited above are also locally observed. The oligocene-aquitainian Vistrenque graben, where a temperature of 180°C is calculated at 5 km depth (fig. 6), is limited westward by the Nimes fault which affects the basement [Benedicto *et al.*, 1996]. This hemigraben is filled by sediments which can locally reach a thickness of 6 km. Because of the usually insulating effect of sediments [Lucazeau and Le Douaran, 1985], high temperatures in the Vistrenque graben may be expected. If this is a general rule, we should observe a correlation between areas with a thick sedimentary pile and zones with high temperatures. However, figure 8a shows that it is not the case and thus that it is not the only cause for creating hot anomalies. The increase of temperature with depth can indeed be due to numerous processes that can interact at different scales, from the shallow crust to crustal- and lithospheric-scales.

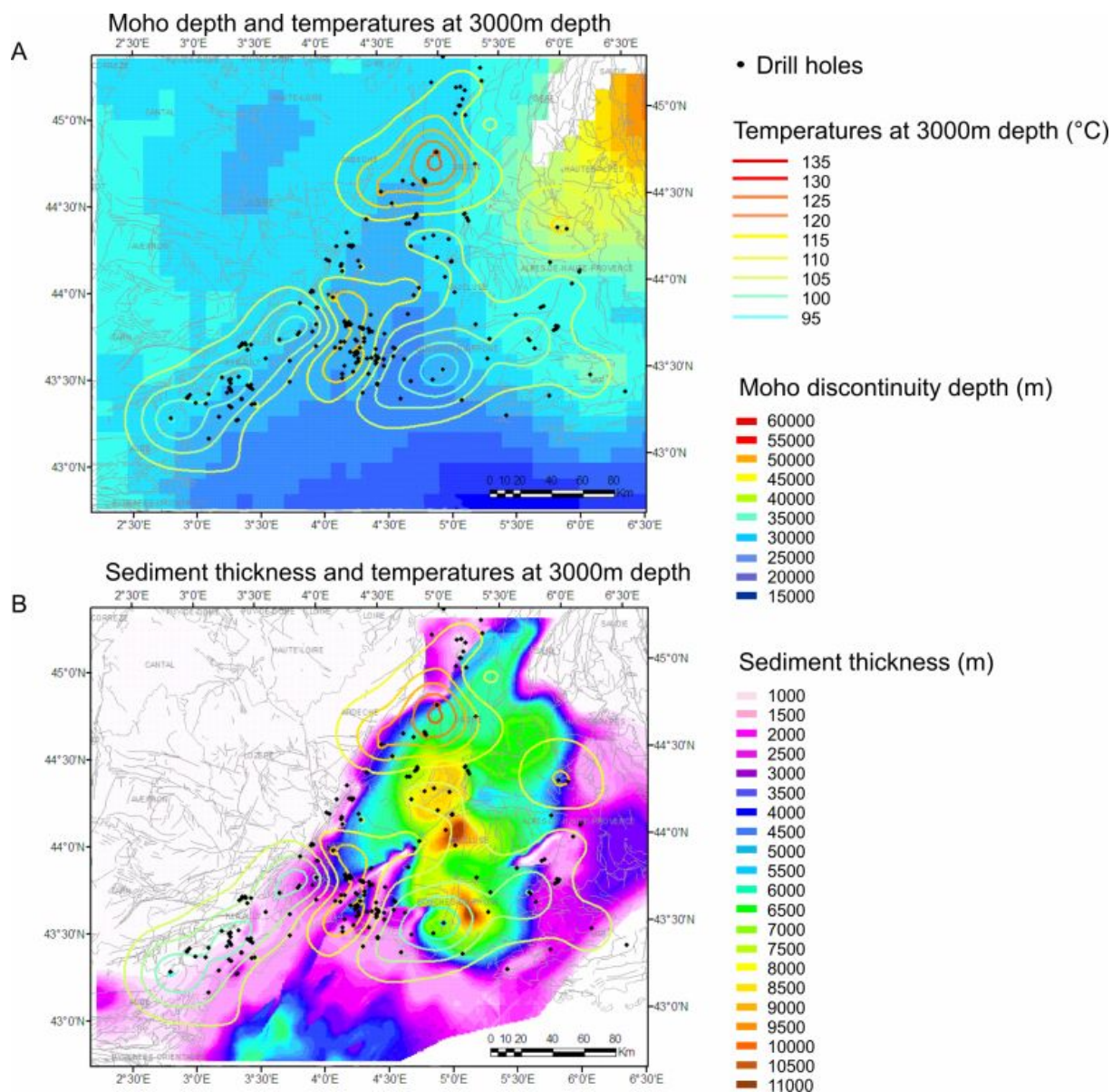


Figure 8: Moho depth (A) [data of Tesauro et al., 2008] and sediment thickness (B) of the Provence basin with calculated temperatures at 3 km depth. *Profondeur du Moho (A) [données de Tesauro et al., 2008] et épaisseur des sédiments (B) dans le Bassin provençal avec les températures calculées à 3 km de profondeur.*

For example, if the Moho discontinuity is considered as an isotherm during a deep thermo-mechanical perturbation (e.g. crustal thinning) and if this event is not too recent (i.e. not younger than the diffusive time-scale of 10 Ma), then this can also be a cause of high temperatures in subsurface. Although the warm anomalies could partially be due to the association of the crustal thinning associated with the Moho discontinuity depth decrease, this can only explain temperature variations at the horizontal scale of the thinning mechanism (several hundreds of kilometres) but not those we observe at many places separated by a few tens of kilometres. Figure 8b illustrates there is no direct correlation between Moho depth variations and the calculated temperatures.

However, explaining the details of how hot or cold anomalies establish is not as simple as these simple

correlation tests. Thermal evolution of a sedimentary basin should indeed account for transient tectono-thermal processes affecting the basin during tens to hundreds of m.y. (e.g. erosion and sedimentation periods, transient crustal thinning episodes, decrease of crustal heat production, and possible transient and spatial mantle heat flow variations). As an example, van Wees et al. [2009] presented a probabilistic model based on inversion of basin subsidence histories and incorporating distinct tectonic scenarios, including a permanent decrease of bulk crustal heat production during crustal extension. At lithospheric scale, it turns out that thinning of previously thickened lithosphere tends to enhance tectonic heat flow. In and around the Vistrenque graben area, the elevated heat flow values, greater than 100 mW.m^{-2} , have been suggested by Lucazeau and Vasseur

[1989], to illustrate a local mantle heat flow increase (50-60 mW.m⁻²). It is thus not clear whether the Vistrenque graben thermal anomaly would be totally explained by subsurface geology or by deep crustal and lithospheric processes, even if enhanced heat flow values are not necessarily correlated with high temperatures [Guillou-Frottier *et al.*, submitted]. A complete transient thermal model of the Provence basin would indeed help to separate distinct processes explaining thermal anomalies, but our main objective in this study is to identify and characterize thermal anomalies which may be explained by several independent phenomena.

Going back to the Vistrenque graben anomaly, it must be noted that numerous antithetic faults are associated with the bordering Nimes fault, thus representing hydraulic conductive structures. Although free convection in fault zones is theoretically one of the possible mechanism for heat transfer in the Earth's crust [Norton and Knapp, 1977; R  haak, 2009], few data are available (see however Bonnaveira *et al.* [1999]). Fluid circulation is enhanced by the presence of permeable faults, depending on the fracture aperture and thus on stress regime. Along the Nimes fault, the thermal mapping (fig. 5) shows a north-eastward migration of the warm anomaly with depth. The same observation can be made along the Cevennes fault. If the heat can be transported along a conductive fault, this transfer can be done by circulating fluids. This phenomenon may explain temperature variations of several tens of degrees that we observe on thermal maps. This observation can be made on thermal cross-section along the Nimes fault (fig. 6) in which we can see the hot thermal anomaly associated to the Vistrenque graben (section 3). Variations of T and ΔT in the thermal cross-section show a thermal signature of which shape is similar to those of theoretical and numerical modeling simulations of fluid convective circulation within a fault made by Zhao *et al.* [2004] and Bächler *et al.* [2003]. In order to test this possible scenario, some simple models of convective fluid circulation within faults are presented below.

5. On thermal anomalies generated by hydrothermal convection in faults

5.1 Previous approaches and results

As mentioned above, few temperature data around permeable faults have been published. Most studies dealing with free thermal convection in faults correspond to modelling studies dedicated to the understanding of hydrodynamics involved in ore genesis around fault zones [e.g. Matth  i *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2004; Harcou  t-Menou *et al.* 2009] or related to geothermal systems within

sedimentary basins [e.g. Le Carlier *et al.*, 1994 ; Royer and Flores, 1994; Bächler *et al.*, 2003; Wisian and Blackwell, 2004; Simms and Garven, 2004]. Bächler *et al.* [2003] have studied the Landau geothermal anomaly (Germany) where two predominant faults of high permeability are present. Numerous temperature data show that temperature undulations at 1 km depth along one of the fault have amplitudes reaching $\pm 12^\circ\text{C}$. At 500m below the surface, similar undulations of however smaller amplitudes ($\pm 8^\circ\text{C}$) are observed. The authors reproduced these undulations at fixed depths with a transient 3D numerical model simulating thermal convection in a fault system. Following a similar - although simpler - approach, steady-state models of 2D hydrothermal convection within a permeable vertical fault zone have been performed with a particular objective.

In all numerical models of thermal convection within fault zones, thermal ups (or downs) are vertically continuous, say a warm anomaly at depth induces a warm one at the subsurface, even if amplitude is decreased (as in the natural case presented above). In the Provence basin, one has to explain how cold anomalies at depth can change to warm anomalies a few km above (e.g. SW of Montpellier; fig.5) or warm to cold (e.g. NE of Cevennes fault area; fig.5). Note that a similar observation has been made in the south-western part of the Aquitanian basin between 1000 and 3000m depths [Bont   *et al.*, this volume]. This irregular depth variation of intensity of thermal anomalies can also be seen in vertical cross-sections of fig. 6. It is expected that particular convective patterns could indeed explain spatial variation and intensity changes of warm and cold anomalies. To keep the numerical approach simple (steady-state and 2D) while vertical features are investigated, permeability of crustal units has been assigned a depth-dependence variation, as it seems to be the rule for crustal rocks [Manning and Ingebritsen, 1999].

It must be noted that theory of hydrothermal convection does not consider the possible (and more realistic) spatial variation of permeability. Consequently, the use of a permeability threshold value, or the analysis of a critical Rayleigh number, becomes here useless and our study therefore requires a numerical approach.

5.2 Numerical model

Heat equation is coupled with Darcy's law through the use of the Comsol MultiphysicsTM software. Before tackling our chosen scenario, previous published models of transient hydrothermal convection coming from distinct numerical codes have been successfully reproduced [Royer et Flores, 1994 ; Rabinowicz *et al.*, 1998; Gerdes *et al.*, 1998; Wisian and Blackwell, 2004]. For each of these

benchmark cases, temperature field, fluid velocities, and convective patterns were comparable (see also Eldursi et al., 2009). Figure 9a shows two similar

cases as those presented by Rabinowicz *et al.* [1998], where convective patterns and surface heat flow values are reproduced.

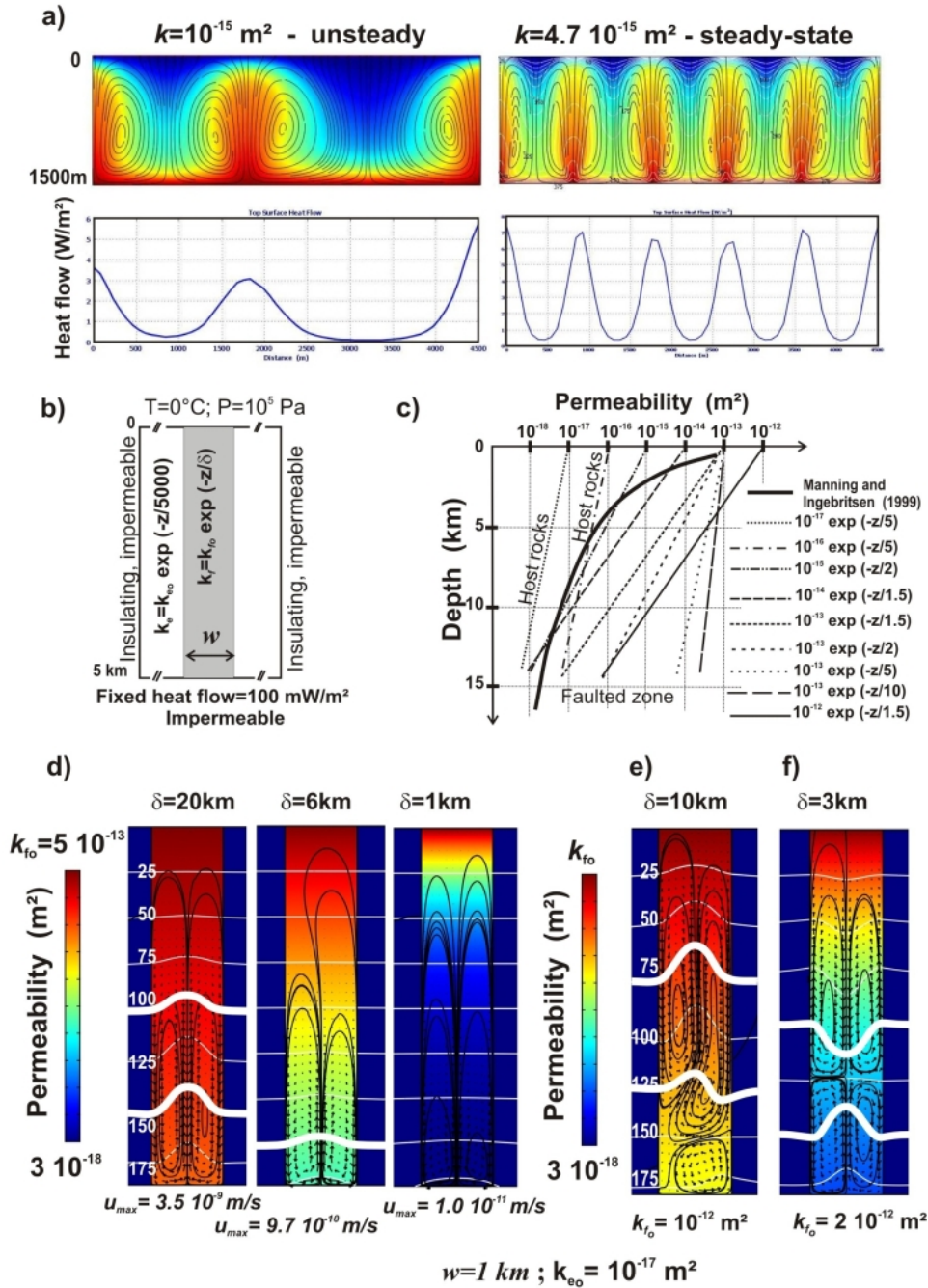


Figure 9: Numerical experiments of hydrothermal convection within a permeable fault zone. a) benchmark tests reproducing convective patterns (top: isotherms in colour and streamlines in black) and surface heat flow variations (bottom) obtained by Rabinowicz et al. [1998] with similar input parameters; b) sketch of numerical set-up and boundary conditions; c) illustration of depth-dependence laws of permeability tested in the models; d) case where $k_{fo}=5 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, with varying δ . Coloured bar scale corresponds to permeability values, white lines are isotherms separated by 25°C , and black lines represent streamlines of convective circulation; e) case where $k_{fo}=10^{-12} \text{ m}^2$, and $\delta=10 \text{ km}$; f) case of a high surface permeability and a more realistic depth-dependence of permeability. In cases d-e-f, fault zone width equals 1 km and host rock permeability at the surface equals 10^{-17} m^2 . *Modèles numériques de convection hydrothermale dans une zone faillée perméable. a) tests de calibration reproduisant les figures convectives (en haut: isothermes en couleur, et lignes de courant en noir) et les variations de flux de chaleur en surface (en bas) obtenus par Rabinowicz et al. [1998] avec des paramètres semblables; b) représentation de la mise en oeuvre numérique et des conditions aux limites; c) illustration des lois de dépendance de la perméabilité avec la profondeur testées dans les modèles; d) cas pour lequel $k_{fo}=5 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, avec δ variable. L'échelle de couleurs représente les valeurs de perméabilité, les lignes blanches correspondent aux isothermes espacés de 25°C et les lignes noires représentent les lignes de courant de la circulation convective; e) cas pour lequel $k_{fo}=10^{-12} \text{ m}^2$, et $\delta=10 \text{ km}$; f) cas où la perméabilité en surface est forte, et où la dépendance de la perméabilité avec la profondeur est plus réaliste. Dans les cas d-e-f, la largeur de la zone faillée est de 1 km et la perméabilité de l'encaissant à la surface vaut 10^{-17} m^2 .*

In our model, in addition to the depth-dependence of permeability, fluid density and fluid viscosity are temperature-dependent. Boundary conditions for fluid flow correspond to impermeable lateral and bottom boundaries, while a constant pressure is imposed at the surface. A fixed temperature (0°C) is imposed at the surface, and a fixed heat flux of 100mW/m² is imposed at the base of the model (depth of 5 km). Lateral boundaries are thermally insulating. The fault zone (width w) is inserted within a weakly permeable host rock (10^{-17} or 10^{-16} m² at the surface) in order to focus on fluid circulation within the fault zone. Models are thus perpendicular to the fault zone plane (fig. 9b). Permeabilities of the host rocks (k_e) and of the fault zone (k_f) follow depth-dependence laws given by:

$$k_e = k_{e_0} \cdot \exp\left(\frac{-z}{1500}\right) \quad (2)$$

$$k_f = k_{f_0} \cdot \exp\left(\frac{-z}{\delta}\right) \quad (3)$$

where k_{f_0} is varied from 10^{-14} m² to $2 \cdot 10^{-12}$ m², and where $k_{e_0} = 10^{-17}$ or 10^{-16} m². These mathematical laws allow testing of a large range of reasonable depth-dependent permeability functions. Figure 9c shows several of these laws for host rocks and for the fault zone. When $\delta = 1.5$ km, permeability decreases by 3 orders of magnitude within the 10 first kilometres, as it is described by Manning and Ingebritsen 's exponential law [1999]. Some extreme case where δ equals 10 km and where k_{f_0} is large were also tested in order to approach a constant and large permeability fault zone. In the constant permeability models of Bächler *et al.* [2004], onset of convection needed fault permeability greater than $5 \cdot 10^{-13}$ m². In our model where permeability strongly decreases with depth, significant temperature disturbances are thus expected for relatively high surface (k_{f_0}) permeabilities.

5.3 Preliminary results

Figure 9d-9f shows different cases where surface permeability values (k_{f_0}) are varied. Fault zone width equals 1 km and permeability of the host rocks is low ($k_{e_0} = 10^{-17}$ m²). When permeability does not vary much with depth (fig. 9d, case with $\delta = 20$ km), isotherms are significantly uplifted and fluid velocities are large. When δ is decreased, the efficient permeable zone is less thick, fluid velocity strongly decreases and isotherms remain flat (fig. 9d, case with $\delta = 1$ km). Note that although streamlines (in black) are similar for the three cases in figure 9d, the maximum fluid velocity is more

than 100 times greater when isotherms are uplifted, say around $3.5 \cdot 10^{-9}$ m.s⁻¹, in accordance with Bächler *et al.*'s results [2003].

Figure 9e and 9f illustrate the role of the decreasing trend of permeability (δ) when surface permeability (k_{f_0}) is high (10^{-12} and $2 \cdot 10^{-12}$ m², respectively). Figure 9e shows an extreme case where bulk fault zone is highly permeable (from 10^{-12} m² at the surface to $6 \cdot 10^{-13}$ m² at 5 km depth). Due to large permeability, fluid velocity reaches large values and isotherms are significantly distorted. It must be noted that convective patterns exhibit some decoupling at 4 km depth, where one convective cell separates from the overlying small aspect ratio (width/height) circulation. When decreasing trend of permeability is enhanced (i.e. when δ is decreased, thus approaching the Manning and Ingebritsen's law), the same decoupling is observed but at shallower depth (around 3.5 km depth in figure 9f where $\delta = 3$ km). In figure 9f, the thick white isotherms emphasize the inverted thermal anomalies created by advection of cold fluid at mid-depth and advection of hot fluid coming from the bottom of the fault zone. Note that lateral thermal anomalies of about $\pm 18^\circ\text{C}$ are obtained.

Figure 10 shows the case of a wider fault zone ($w = 2$ km), where depth-decreasing trend δ equals 1.5 km, allowing to reproduce 3 orders of magnitude of permeability decrease from the surface to 10 km depth.

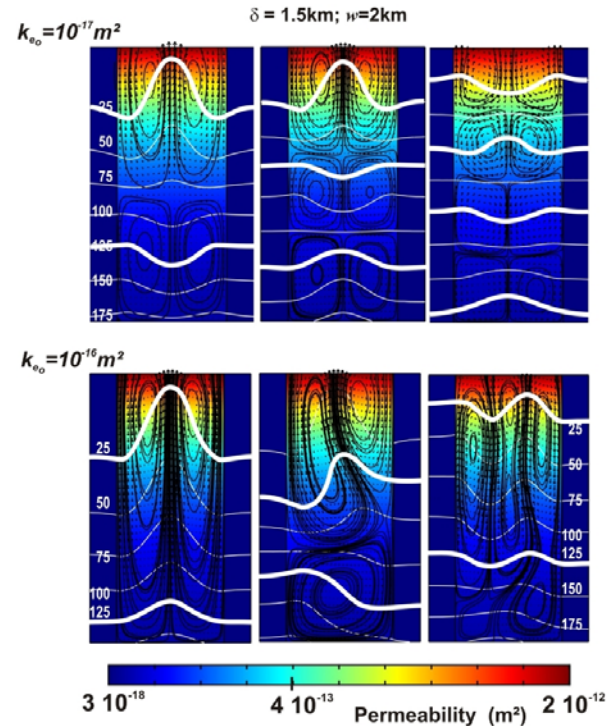


Figure 10: Case of a wider permeable zone (2 km) with a depth-dependence of permeability close to the Manning and Ingebritsen's law ($\delta = 1.5$ km). Top: host rock permeability at the surface equals 10^{-17} m² while it is 10^{-16} m² for figures at bottom.

Despite several convergent stable convective patterns can be obtained according to the chosen numerical procedure (see text), lateral temperature anomalies of at least $\pm 10^\circ\text{C}$ can be obtained in each case. *Cas d'une zone perméable plus large (2 km) avec une dépendance de la perméabilité avec la profondeur proche de celle de la loi de Manning et Ingebritsen ($\delta = 1.5$ km). En haut, la perméabilité de l'encaissant en surface vaut 10^{-17}m^2 et elle vaut 10^{-16}m^2 pour les figures du bas. Bien que plusieurs comportements convectifs stables convergents puissent être obtenus selon la procédure numérique choisie (cf. texte), des anomalies thermiques d'au moins $\pm 10^\circ\text{C}$ sont observées dans tous les cas.*

Two cases for permeability of the host rocks are shown ($k_e = 10^{-17}$ and 10^{-16} m^2). For each k_e value, three different convective patterns are shown. Despite input parameters are identical in the three experiments of each case, various computing procedures (see below) provide distinct steady-state convective patterns. In the top case, where host rock permeability is low, individual convective layers develop, creating four, six and eight convective cells within the permeable fault zone. In the left case, the decoupling depth (interface between top convective cells and bottom convective cells) is increased when compared with figure 9f, since δ is lower. For each experiment, thermal undulations of more than $\pm 10^\circ\text{C}$ are obtained. Because host rock permeability is low, the fault zone appears as a closed system, as emphasized by flat and regularly spaced isotherms in host rocks. In the bottom case of figure 10, where host rock permeability is larger, convective patterns exhibit more complicated features since adjacent rocks record more easily disturbances from the fluid velocity and temperature fields in the fault zone. It follows that a wide range of convective patterns can be obtained. In particular, two and three small aspect ratio (width/height) cells are illustrated. In the middle case, alternation of thermal ups and downs of more than $\pm 10^\circ\text{C}$ can be observed in a single vertical profile.

For each row of figure 10, the distinct convective patterns correspond to different numerical procedures to reach the steady-state solution. Left cases were obtained with a fixed value for δ (1.5 km) and by increasing regularly the k_f parameter, from 10^{-15} to $2 \cdot 10^{-12}$ m^2 : the steady-state solution for a given k_f value is inferred from the solution computed with the previously lower k_f value. For middle cases, the variable (increment) parameter is δ , whereas permeability k_f is fixed at $2 \cdot 10^{-12}$ m^2 . This procedure ensures the achievement of a numerically stable solution but the final solution implicitly depends on previous ones. In the right cases, solution is computed with no increment in any parameter. Steady-state solution is directly computed, implying possible numerical divergence and the possible need of finer numerical meshes, which in fact was not needed here. The possibility to get several solutions for a given set of

parameters may be explained by nonlinear dynamics of convective systems. As already noted by Quintard [1984] and confirmed by others [e.g. Wang, 1999; Tournier *et al.*, 2000; Zhao *et al.*, 2004] distinct convective patterns can be obtained at a given Rayleigh number through numerical experiments where box size differs or where initial stable regime differs. The main results in our figures 9 and 10 deal with (i) the possible horizontal temperature anomalies exceeding $\pm 10^\circ\text{C}$; (ii) the possible vertical inversion (e.g. from cold to hot) of thermal anomalies with depth. However, it must also be noted that overlying layers of convective cells, and thus alternation of thermal ups and downs, seem to be favoured when host rocks permeability is low (fig. 10).

5.4 Summary

These simple results of hydrothermal convection within permeable zones demonstrate that thermal anomalies of more than 10°C can easily develop as soon as fault zone is sufficiently wide and permeable at the surface. Uplifted isotherms develop in permeable zones of constant permeability through the entire vertical domain, and since single convective cells of small width/height ratios are promoted. However, when depth-dependence of permeability is accounted for, local Rayleigh numbers (which would be defined with a local representative permeability) differ from the top to the bottom of the fault zone, and stable convective wavelengths must adapt. Apparently, both horizontal and vertical convective stratification can develop. In other words, the account of depth-dependence of permeability implies that several layers of convective cells may juxtapose each other. When the decreasing trend of permeability resembles Manning and Ingebritsen's law, i.e. for $\delta = 1.5$ km, and when high surface permeability values are considered, then fluid velocity between 10^{-9} and 10^{-8} $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ are easily reached, allowing temperature anomalies of more than $\pm 10^\circ\text{C}$ to develop within a single vertical profile.

6. Discussion and conclusion

Our work focused on the thermal potential of the Provence basin and the relation between temperatures, geological structures and fluid circulation along fault zones. We first interpolate the temperatures in three dimensions which enabled us to make thermal maps between 1 km and 5 km depth. The precision of these maps was widely increased compared to the previously established ones and they enable to confirm a regional thermal anomaly centred on the Provence basin, but from which the shape, the internal structure and the temperatures are different. We also highlighted new warm and cold thermal anomalies that were not indicated on the pre-existent thermal maps.

With regard to the potentially interesting geothermal areas, temperatures of 125°C at 3.5 km depth and 185°C at 5 km depth are reached in the Vistrenque graben area. Temperatures of 155°C at 3.5 km depth are also reached in the Drôme area.

The warm anomalies do not show direct spatial correlation with the Moho discontinuity depth variations, even if large-scale trends are considered. These anomalous areas should be thus interpreted together with a smaller scale phenomenon. For example, they could be explained by insulating sediments (e.g. Vistrenque graben) more or less associated with fluid circulation within faults as would suggest migration of the anomalies along the Nîmes and the Cévennes faults.

Apart from large-scale (crustal) processes, one could also invoke the possible role of small-scale lithological heterogeneities leading to significant contrasts in thermal properties. This could be the case if salt diapirs (thermally conducting bodies) would be common in the Provence basin. However, even salty layers are present at depths exceeding our investigated depth range. Another small-scale phenomenon dealing with compaction effects on thermal properties could be invoked. Proportion of shale in sediments may indeed lead to anisotropy and local contrasts in vertical heat transfer (e.g. Vasseur *et al.*, 1995). Such hypothesis needs however to be constrained by precise geological data (amount and geometry of clayey formations) and measurements of thermal properties of shale as a function of compaction, temperature, etc. Such possible subtle effects should not be ruled out, although they were not considered in this study.

Understanding the hydrogeology of deep faults and convective heat transport is important in the assessment of geothermal energy. Active faults can act as water conduits from depth to the surface because they are assumed to have high permeability. To illustrate the relation between geological structures and temperature variations, we also build some thermal cross-sections extracted from the three-dimensional thermal model. Thermal undulations of distinct wavelengths and amplitudes have been evidenced.

Simple numerical models of hydrothermal convection have shown that temperature anomalies of more than 10°C can easily develop within permeable zones. When permeability decreases with depth, several convective layers can develop and induce inversion of thermal anomalies (ups located above downs and vice versa). It follows that spatial variation of high permeability zones within a fault zone will probably induce individual convective cells / layers which may thus control how adjacent cells behave. In other words, hydrothermal circulation within a fault zone with a depth-dependent permeability would actually

favour spatial variation of thermal anomalies. As demonstrated in figure 9 and 10, small width/height ratio convective cells develop in a constant permeability zone involving "coherent thermal anomalies" (only positive (negative) through the entire permeable zone), while a decreasing permeability triggers formation of convective layers inducing vertical alternation of hot and cold anomalies.

Numerical models of hydrothermal convection in fault zone have been focused on 2D cross-section, perpendicularly to fault zone. Any comparison with thermal anomalies illustrated in the Provence basin should be done with caution since (i) models do not account for three-dimensional convective effects, which may not be obvious [e.g. Harcouët-Menou *et al.*, 2009]; (ii) models are steady-state experiments thus ignoring previous history of fluid circulation in fault zones as well as temporal variations of fault permeability [e.g. Fontaine *et al.*, 2001]. It could be however anticipated that temperature anomalies computed in steady-state models may laterally diffuse with time, thus creating large-scale horizontal hot zones, until a new permeability increase triggers convection again.

This paper is centred on the role of convection in faults zones within a sedimentary basin, but our interpretation does not exclude the possible role of large-scale circulation in aquifers which could be responsible for large-scale thermal anomalies. Aquifers may indeed be affected by both free (thermally-driven) and forced (pressure-driven) convection, two phenomena which have to be coupled within large-scale models [e.g. Simms and Garven, 2004]. Among the pressure-driven processes, topography of aquifers as well as pressure gradients created by sediment compaction should also be considered. In the near future, the construction of geological three-dimensional models and their confrontation with the thermal models will finally allow us to interpret these warm/cold zones in terms of regional-scale geological objects and history. The confrontation of the geological and socio-economic needs should lead to locate the potentially geothermal resources and to support sustainable development.

Acknowledgements

This study was supported by a BRGM-Institut Carnot grant and corresponds to one part of Cynthia Garibaldi PhD thesis.

We thank reviewers J.-J. Royer and J.-D. Van Wees.

This is BRGM publication n°06340.

References

- ALVAREZ W., 1972. Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. *Nature, Lond. Phys. Sci.*, **235**, 103-105.
- AMBERT P., PHILLIP H., RITZ J.-F., 1998. Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla, Benedetti, Rolando Armijo et Paul, Tapponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)". *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **327**, 857-859.
- ARTHAUD F. & MATTE P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essais de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.
- BÄCHLER T., KOHL T. & RYBACH L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection - Rhine Graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **28**, Issues 9-11, 431-441.
- BAROUX E., 2000. Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apports d'une approche pluridisciplinaire. PhD thesis, Paris XI University, Orsay, 320p.
- BENEDICTO A., LABAUME P., SÉGURET M. & SÉRANNE M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, **15**, no. 6, 1192-1212.
- BESSEMOULIN J., 1969. Atlas climatique de la France. Ministère des Transports, Secrétariat général de l'Aviation Civile, Direction de la Météorologie Nationale, Paris, non paginé.
- BISHOP P., BOUSQUET J.-C., 1989. The quaternary Terraces of the Lergue River and activity of the Cévennes fault in the lower Hérault Valley (Languedoc), southern France. *Z. Geomorph. N. F.*, **33**, no. 4, 405-415.
- BODEUR Y., 1976. Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux des environs de Ganges. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **282**, série D, 961-963.
- BONNAVEIRA H., VASSEUR G., DUFOUR Y. & VUILLEMENOT P., 1999. Modélisation d'une anomalie géothermique du Lodévois. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA, Earth and Planetary Science*, **329**, Issue 4, 251-256.
- BONTÉ D., GUILLOU-FROTTIER L., GARIBALDI C., LOPEZ S., BOURGINE B., LUCAZEAU F. & BOUCHOT V., 2009. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and new interpolation. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (this volume).
- BURRUS J. & BESSIS F., 1986. Thermal modeling in the Provençal Basin (NW-Mediterranean). *Thermal Modeling in Sedimentary Basins*, Eds Technip, Paris, 393-417.
- CHILES J.-P. & DELFINER P., 1999. *Geostatistics, Modelling Spatial Uncertainty*. Wiley-Interscience.
- COMBES P., CARBON D., CUSHING M., GRANIER T. & VASKOU P., 1993. Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la Vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité de la France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **317**, 689-696.
- COMBES P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. PhD Thesis, Louis Pasteur University, Strasbourg, 182p.
- CRESSIE N., 1993. *Statistics for Spatial Data*. Revised ed. New York, Wiley-Interscience.
- CUSHING M., BELLIER O., NECHTSCHHEIN S., SEBRIER M., VOLANT P., LOMAX A., DERVIN P., GUIGNARD P. & BOVE L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophys. J. Int.*, **172**, 1163-1178.
- CUSHING M. & BELLIER O., 2003. La Faille de la Moyenne Durance : précision concernant le tracé en surface de la faille entre Pertuis et Château Arnoux. Internal report IRSN, DPRE/SERGD, **03-21**.
- DEMING D., 1989. Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, **18**, Issues 5/6, 775-786.
- DEZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389**, Issues 1/2, 1-33.
- 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 and Planetary Science Letters*, **288**, Issues 1-2, 70-83.
- FONTAINE F.J., RABINOWICZ M., BOULÈGUE J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **184**, 407-425.

- GABLE R., 1978. Acquisition et rassemblement de données géothermiques disponibles en France. Rapport BRGM 78 SGN 284 GTH, 60p.
- GATTACCECA J., DEINO A., RIZZO R, JONES D.S., HENRY B., BEAUDOIN B. & VADEBOIN, F. 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, Issues 3-4, 359-377.
- GENTER A., GUILLOU-FROTTIER L., FEYBESSE J.-L., NICOL N., DEZAYES C. & SCHWARTZ S., 2003. Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics*, **32**, Issues 4-6, 701-710.
- GERDES M.L., BAUMGARTNER L.P. & PERSON M., 1998. Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism. *Journal of Geophysical Research*, **103**, no. B10, 23,983-24,003.
- GOUTORBE B., LUCAZEAU F. & BONNEVILLE A., 2007. Comparison of several BHT correction methods: a case study on an Australian data set. *Geophysical Journal International*, in press.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. & MAHAMMADIOUN B., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **164**, 76p, 1 map.
- GUILLOU-FROTTIER L., LUCAZEAU F., GARIBALDI C., BONTÉ D., COUËFFÉ R., 2010. Heat flow and deep temperatures in the South-East basin of France: implications for local rheological contrasts. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, submitted march 2009.
- HAENEL R., LEGRAND R., BALLING N., GABLE R., FANELLI M., PRINS S., BURLEY A.J. [*et al.*], 1980. Atlas of subsurface temperatures in the European Community. Luxembourg : Commission of the European Communities, Directorate-General Scientific and Technical Information and Information Management, 36 p., 41 leaves.
- HARCOUËT-MENOU V., GUILLOU-FROTTIER L., BONNEVILLE A., ADLER P.-M., MOURZENKO V., 2009. Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones: insights from 2D and 3D numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana. *Geofluids*, **9**, 116-137.
- HARRISON W.E., LUZA K.V., PRATER M.L. & CHUENG P.K., 1983. Geothermal resource assessment of Oklahoma. Special Publication, **83-1**, Oklahoma Geological Survey.
- JOURNEL A. G. & HUIJBREGTS Ch. J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press, New York, 600p.
- KITANIDIS P. K., 1997. *Introduction to Geostatistics*. Cambridge University Press, 249 p.
- LE CARLIER C., ROYER J.-J. & FLORES E. L., 1994. Convective heat transfer at the Soultz-sous-Forêts geothermal site: implications for oil potential, *First break*, **12**, no. 11, 553-560.
- LACASSIN R., MEYER B., BENEDETTI L., ARMIJO R., TAPPONIER P., 1998a. Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **326**, 807-815.
- LACASSIN R., MEYER B., BENEDETTI L., ARMIJO R., TAPPONIER P., 1998b. Réponse aux commentaires de Ambert et al., Mattauer et Sébrier et al. à la note : "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)". *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **327**, no. 12, 861-866.
- LUCAZEAU F., VASSEUR G., FOUCHER J.-P. & MONGELLI F., 1985. Second workshop on the European Geotraverse Project. Eds. D. A. Galson & S. Mueller, *Eur. Sci. Found.*, Amsterdam, Netherlands (NLD), Venice, Italy, 59-63.
- LUCAZEAU F. & LE DOUARAN S., 1985. The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model. Application to the Gulf of Lion and Viking graben. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**, 92-102.
- LUCAZEAU F. & VASSEUR G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, **164**, 251-258.
- MANNING C.E. & INGEBRITSEN S.E., 1999. Permeability of the continental crust: The implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics*, **37**, 127-150.
- MATTAUER M., 1998. Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Rolando Armijo et Paul Tapponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)". *Comptes rendus de l'Accadémie des Sciences*, **327**, p. 859.
- MATTAUER M., 2002. Commentaire sur l'article « Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de Provence » par Schlupp et al., *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, 596-597.
- MATTHAÏ S.K., HEINRICH C.A. & DRIESNER T., 2004. Is the Mount Isa copper deposit the product of forced brine convection in the footwall of a major reverse fault? *Geology*, **32**, no. 4, 357-360.

- NORTON D. & KNAPP R., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems; the nature of porosity. *American Journal of Science*, **277**, 913-936.
- PEULVAST J.-P., BAROUX E., BELLIER O. & SEBRIER M., 1999. Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **5**, no. 5-4, 327-358.
- QUINTARD, M., 1984, Convection naturelle en milieu poreux : systèmes non-stationnaires, déplacements. *Ann. Mines*, May-June, 1-8.
- RABINOWICZ M., BOULÈGUE J. & GENTHON P., 1998. Two- and three-dimensional modeling of hydrothermal convection in the sedimented Middle Valley segment, Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **103**, no. B10, 24,045-24,065.
- ROYER J.-J. & FLORES E. L., 1994. Two-dimensional natural convection in an anisotropic and heterogeneous porous medium with internal heat generation, *Int. J. Heat Mass Transfer* **37**, 1387-1399.
- RÜHAAK W., 2009. Multidimensional modeling of the thermal and flow regime in the western part of the Molasse Basin, Southern Germany, PhD thesis, University of Aachen, Germany, 99 p.
- SCHLUPP A., AVOUAC J.-P. & CLAUZON G., 2001. Post-Messinian activity of the Nimes fault. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**, 697-711.
- SEBRIER M., BELLIER O., PEULVAST J.-P. & VERGELY P., 1998. Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Rolando Armijo et Paul Taponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)". *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **327**, 855-856.
- SERANNE M., BENEDICTO A., LABAUM P., TRUFFERT C. & PASCAL G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, no. 8, 809-820.
- SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. & QUINIF Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, no. 2, 97-112.
- SIMMS M.A. & GARVEN G., 2004. Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins: theoretical results from finite-element modeling, *Geofluids*, **4**, 109-130.
- TAYLOR H.P., 1977. Water/rock interaction and the origin of H₂O in granitic batholiths. *Geol. Soc. Lond.*, **103**, 509-558.
- TESAURO M., KABAN M.K. & CLOETINGH A.P.L., 2008. A new reference model for the European crust. *S. A. P. L., EuCRUST-07*, *Geophysical Research Letters*, **35**, L05313, 1-5.
- VAN WEES J.D., VAN BERGEN F., DAVID P., NEPVEU M., BEEKMAN F., CLOETINGH S. & BONTÉ D., 2009. Probabilistic tectonic heat flow modeling for basin maturation: Assessment method and applications, *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 536-551.
- VERNET J.-P., 1993. *Studies in Environmental Science*, **55**, Preface, vii-viii.
- VOLANT P., LOMAX A., NECHTSCHHEIN S., CUSHING M., AIT-ETTAJER T., BERGETHIERRY C. & DERVIN P., 2003. Localisation 3D et calcul de magnitude pour les événements du réseau Durance. In: *Proceedings of the AFPS 6th National Meeting*, Palaiseau, France, 01-03 July.
- WESTPHAL M., 1967. Etude paléomagnétique de formations volcaniques primaires de Corse. *Rapports avec la tectonique du domaine ligurien*. PhD thesis, Strasbourg University, 52p.
- WISIAN K.W. & BLACKWELL D.D., 2004. Numerical modeling of basin and range geothermal systems, *Geothermics*, **33**, 713-741.
- WANG C.Y., 1999. Onset of convection in a fluid-saturated rectangular box, bottom heated by constant flux. *Physics of fluids*, *Brief communications*, **11**, no. 6.
- YANG J., LARGE R.R. & BULL S.W., 2004. Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins: implications for the formation of zinc-lead mineral deposits. *Geofluids*, **4**, 237-247.
- ZHAO C., HOBBS B.E., ORD A., PENG S., MÜHLHAUS H.B. & LIU L., 2004. Theoretical investigation of convective instability in inclined and fluid-saturated three-dimensional fault zones. *Tectonophysics*, **387**, Issues 1-4, 47-64.

Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation

Damien BONTE (1,*), Laurent GUILLOU-FROTTIER (2), Cynthia GARIBALDI (2,3), Bernard BOURGINE (2), Simon LOPEZ (2), Vincent BOUCHOT (2), Francis LUCAZEAU (4)

(1) Vrije University, Amsterdam, The Netherlands

(2) BRGM, Orléans, France

(3) Université de Nice, France

(4) IGP, Paris, France

* Corresponding author

Key words: BHT, Temperature maps, France, Sedimentary basins, 3D thermal model

Abstract

Assessment of the underground geothermal potential requires the knowledge of deep temperatures (1–5 km). Here, we present new temperature maps obtained from oil boreholes in the French sedimentary basins. The origins of the data necessarily require a correction and its local character involves a spatial interpolation. Previous maps were obtained in the 1970s using empirical corrections and manual interpolation. In this study, we update the number of measurements using values collected during the last thirty years, correct the temperatures for transient perturbations and carry out statistical analyses before modelling the 3D distribution of temperatures. This dataset provides 977 temperatures corrected for transient perturbations in 593 boreholes located in the French sedimentary basins. An average temperature gradient of 30.6 °C/km is obtained for a representative surface temperature of 10°C. When surface temperature is not accounted for, deep measurements are best fitted with a temperature gradient of 25.7 °C/km. We perform a geostatistical analysis on a residual temperature dataset (using a drift of 25.7 °C/km) to constrain the 3D interpolation kriging procedure with horizontal and vertical models of variograms. The interpolated residual temperatures are added to the country-scale averaged drift in order to get a three dimensional thermal structure of the French sedimentary basins. The 3D thermal block enables to extract isothermal surfaces and 2D sections (iso-depth maps and iso-longitude cross-sections). A number of anomalies with a limited depth and spatial extension have been identified, from shallow in the Rhine graben and Aquitanian basin to deep in the Provence basin. Some of these anomalies (Paris basin, Alsace, south of the Provence basin) may be partly related to thick insulating sediments, while for some others (south-western Aquitanian basin, part of the Provence basin) large-scale fluid circulation may explain superimposed cold and warm anomalies.

Bulletin de la Société Géologique de France, 2010, In press.

Numéro spécial : Le Bassin du Sud-Est et l'évolution géodynamique du Sud-Est de la France: importance de la tectonique gravitaire.

Heat flow and deep temperatures in the South-East basin of France: Implications for local rheological contrasts

Laurent Guillou-Frottier (1, *), Francis Lucazeau (2), Cynthia Garibaldi (1,3), Damien Bonté (1,4), Renaud Couëffé (1)

(1) BRGM, Orléans, France

(2) IGP, Paris, France

(3) Université de Nice, France

(4) Vrije University, Amsterdam, The Netherlands

* Corresponding author

Key words: Heat flow, Temperature maps, thermal modelling, salt viscosity

Abstract

Triassic salt at 5-10km depth may drive some of the recent tectonic features in south-eastern France. We estimate the likely temperature range of the salt using two different approaches. The first of these, based on the extrapolation of deep temperatures obtained in oil exploration wells, predicts temperatures at a depth of 8km to be in the range of 230-300 °C. However, this prediction could be biased by a lack of deep measurements and problems related to lateral heat transfer caused by thermal conductivity contrasts. The second approach can overcome these problems by modelling the actual heat transfer for appropriate basin geometry, including temperature-dependent thermal properties, and a mantle heat flow of 35 mW.m⁻². This latter value enables us to reproduce available temperature measurements and surface heat flow data. Here we evaluate the stationary temperature field along two sections constrained by seismic profiles, one at a local scale across the Vistrenque graben and the other at a more regional scale across the South-East basin. Our findings suggest that the temperatures in the deepest parts of the evaporitic layer (11 km depth) can reach up to 398°C, but can be as low as 150 °C on the edge of the basin at the top of the salty layer. This temperature difference leads to important changes in salt viscosity. Results indicate that at a depth of 8 km, lateral viscosity contrasts within the evaporitic layer may reach 40. Such rheological contrasts might favour and amplify local subsidence, as seems to have been the case near the two Palaeogene half-grabens of Vistrenque and Valence, where deep hot zones are identified.

Mots clés : Flux de chaleur, cartes de températures, modèles thermiques, viscosité du sel

Résumé

Le sel triasique à 5-10 km de profondeur peut guider la tectonique récente dans le Sud-Est de la France. Nous estimons ici, par le biais de deux approches différentes, le domaine des températures les plus probables dans cette couche salifère. La première approche est basée sur l'extrapolation de températures profondes mesurées en forages pétroliers, et prédit des valeurs entre 230 et 300°C à 8 km de profondeur. Cependant, ces estimations peuvent être biaisées par le faible nombre de températures profondes et par des problèmes liés aux transferts latéraux de la chaleur, causés par des contrastes de conductivité thermique. La deuxième approche qui permet de contourner ces problèmes consiste à modéliser les transferts de chaleur dans un bassin dont la géométrie est connue, où les propriétés thermiques dépendent de la température, et où le flux de chaleur en provenance du manteau vaut 35 mW.m⁻². Cette valeur permet de reproduire les données de températures profondes et de flux de chaleur. Le champ de température est calculé le long de deux coupes contraintes par des profils sismiques, l'une à l'échelle du graben de Vistrenque et l'autre à une plus grande échelle au-travers du Bassin du Sud-Est. Nos résultats indiquent que les températures dans les zones les plus profondes de la couche évaporitique (11 km de profondeur) peuvent atteindre 398°C, mais qu'elles seraient aussi faibles que 170°C au bord du bassin, au sommet de la couche de sel. Ces différences de température se traduisent par des changements importants de la viscosité du sel. Les résultats indiquent qu'à 8 km de profondeur, les contrastes de viscosité au sein de la couche évaporitique peuvent atteindre 40. De tels contrastes rhéologiques pourraient favoriser et amplifier la subsidence locale, comme cela semble avoir été le cas pour les deux héli-grabens de Vistrenque et de Valence d'âge Paléogène, où des zones chaudes profondes ont été identifiées.

Résumé

Les précédentes estimations des températures profondes en France mettent en évidence trois anomalies thermiques positives principales dont une est centrée entre Marseille et Montpellier. Ce travail de thèse présente l'étude du régime thermique du Bassin du Sud-Est à partir d'une réévaluation des températures profondes corrigées des effets thermiques transitoires générés lors des mesures en forage pétrolier. 203 données BHT corrigées et 10 DST (mesures stables) issues de 103 forages ont ainsi été obtenues. Le gradient thermique moyen du Bassin ($31,3^{\circ}\text{C}/\text{km}$) est proche de la moyenne française ($32,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$) mais les gradients locaux varient d'environ 20 à $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Une analyse géostatistique nous a permis de construire un modèle thermique de représentation 3D de la surface à 6km de profondeur duquel nous avons extrait des coupes et cartes thermiques à différentes profondeurs.

De nouvelles anomalies thermiques de plus petite échelle ont ainsi pu être identifiées, certaines étant positives (du côté de Montpellier, Lodève, Gap et La Drôme) et d'autres négatives (dans les Cévennes et la région d'Aix-en-Provence). Une compilation de données géophysiques nous a permis de discuter ces anomalies en termes de géologie locale et de phénomènes à grande échelle (variations de profondeur du Moho, épaisseur des sédiments), mais il semble que des circulations de fluides puissent mieux expliquer la localisation, l'amplitude et les longueurs d'ondes des signaux thermiques qui suivent la direction des failles majeures en surface.

Le rôle de la circulation de fluides dans la mise en place et l'évolution des anomalies thermiques au sein des zones de faille est illustré par des modèles numériques en régime stationnaire et transitoire. Ces modèles permettent de reproduire des anomalies de plusieurs dizaines de degrés. Ce phénomène est amplifié lorsqu'une anisotropie de perméabilité est prise en compte. De plus, la dépendance de la perméabilité avec la profondeur permet d'obtenir des superpositions d'anomalies positives et négatives sur un même profil vertical comme nous l'observons sur les coupes thermiques issues des mesures. Loin des zones perméables, les anomalies peuvent s'expliquer par des processus conductifs au sein d'objets dans lesquels les contrastes de conductivité thermique peuvent être importants. L'anisotropie de conductivité dans les formations argileuses peut être responsable du développement d'anomalies proches de celles observées entre les zones perméables. Enfin, les circulations hydrothermales dans les zones de faille associées à des sédiments anisotropes pourraient expliquer la forme, l'évolution en profondeur et l'intensité des anomalies thermiques identifiées.

Abstract

Previous deep temperatures estimates made in France show three main warm thermal anomalies, one of them centred between Marseille and Montpellier (south-east France). This study presents the thermal regime of the South-East Basin established with a new evaluation of deep temperatures, which have been corrected for transient disturbance due to temperature measurement method in boreholes. 203 BHT and 10 DST from 103 boreholes have been obtained. Thermal gradient averages $31.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ in the Basin ($32.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ in France) but some places show gradients varying from over 20 to $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$. A geostatistical analysis allowed us to elaborate a 3D thermal model from the surface to 6km depth from which thermal maps at different depths and cross-sections have been extracted.

By this way, new smaller-scale warm (Montpellier, Lodève, Drôme and Gap areas) and cold (Aix-en-Provence and Cévennes areas) thermal anomalies have been identified. A compilation of geophysical data allowed us to discuss these anomalies in terms of local geology and high scale phenomenon (Moho depth, sediments thickness), but it appears that fluid circulations may better explain locations, amplitudes and wavelengths of thermal anomalies which suit fault zones trace in surface.

A link between fluid circulations, the establishment and the evolution of thermal anomalies in fault zones is illustrated by stationary and transient numerical models. These models reproduce anomalies of several tens of degrees. This phenomenon is amplified when anisotropy of permeability is taken into account. In addition, the account of the depth-dependence of the permeability allows to obtain vertical superimpositions of cold/warm anomalies similar to those appearing in thermal cross-sections issued from temperature measurements. Away from permeable areas, anomalies can be explained by conductive processes in geological objects among which thermal conductivity contrasts can be significant. Anisotropy of thermal conductivity in clayey formations can be responsible for the development of anomalies similar to those observed between permeable zones. Hydrothermal circulations in fault zones associated with anisotropic sediments could then explain the shape, the evolution in depth and the intensity of the identified thermal anomalies.