

4.3. Epreuve écrite du secteur C

4.3.1. Le sujet proposé

Le géotherme terrestre

4.3.2. Commentaires généraux sur l'épreuve

L'énoncé n'a pas posé de véritables problèmes aux candidats qui ont généralement compris qu'il s'agissait de présenter nos connaissances sur l'évolution de la température à l'intérieur de la Terre depuis la surface vers son centre et ce grâce à une diversité de méthodes. Dans un certain nombre de copie, cependant, la notion de géotherme était inconnue ou mal définie en introduction, ce qui a conduit à une mauvaise analyse du sujet, réduit à une simple réflexion sur « la chaleur de la Terre ». Deux principales difficultés ont, semble-t-il, été rencontrées : la première a été de présenter une véritable démarche démonstrative. Le Jury rappelle que la démonstration est l'essence même du concours de l'agrégation, à l'écrit comme à l'oral, et que le barème est conçu en conséquent, c'est-à-dire qu'il est généreux pour les notions et concepts ayant été démontrés. Le manque de démonstration est fréquent dans les copies et le sujet expliquait pourtant que « La notation favorisera(it) la démonstration plutôt qu'une approche se résumant à citer des généralités et/ou des mots clés. » La seconde difficulté a été de traiter l'intégralité du sujet et notamment de l'évolution spatiale et temporelle du géotherme.

Avant de présenter un exemple de correction, voici les points relevés par le jury : Il y a un véritable problème d'ordres de grandeurs sur un certain nombre de copies (bar au lieu de GPa ; 100°C au lieu de 1000°C) questionnant les correcteurs sur la compréhension même des processus.

Les éléments radioactifs sont souvent cités de façon très aléatoires : des éléments fils sont parfois mentionnés comme sources de chaleur (Ar, Pb) ou des éléments en quantité infime (Sm...) au détriment des contributeurs prépondérants que constituent l'Uranium et Thorium et le Potassium. L'exemple du couple rubidium-strontium, relevant de la datation absolue, a ainsi été assez souvent mobilisé pour illustrer la production de chaleur par radioactivité dans le manteau, de façon maladroite. Le principe du fonctionnement et d'acquisition de données en presses à enclume de diamant n'a quasiment jamais été expliqué, alors qu'il est essentiel pour comprendre certaines données expérimentales clés pour construire le géotherme terrestre. La construction même du géotherme était souvent absente ou oubliée. La plupart des notions associées à ce sujet ont été abordées, à l'exception notable de la différence de flux de chaleur entre lithosphère océanique et lithosphère continentale. Le géotherme archéen a, en revanche, souvent été bien traité. Le magmatisme a été évoqué dans de nombreuses copies, mais rarement relié au sujet ; la fusion partielle est expliquée dans différents contextes, sans lien clair avec le géotherme. De la même manière, le métamorphisme est abordé comme conséquence du géotherme, beaucoup trop rarement comme méthode pour reconstituer les géothermes en des lieux et moments précis. Une confusion fréquente a été observée entre sismicité, sismologie et sismique réflexion ainsi qu'entre chaleur et température. Le modèle de référence utilisé pour la tomographie est souvent passé sous silence et lorsque le modèle PREM est cité son obtention est systématiquement absente ou confuse. Il semblerait également que les notions de LVZ (Low Velocity Zone) et LAB (Lithosphere-Asthenosphere-Boundary) soient aléatoirement utilisées l'une à la place de l'autre. Enfin, la diversité des géothermies est rarement reliée au géotherme ou au contexte géodynamique local. Les exemples (Soulz, Bouillante...) sont souvent cités sans explication du cadre géodynamique associé.

4.3.3 Grille de notation

Exemple de correction possible

Le géotherme terrestre

La notation favorisera la démonstration plutôt qu'une approche se résumant à citer des généralités et/ou des mots clés.

Introduction

Définition : Le géotherme représente le profil de température à l'intérieur de la Terre c'est-à-dire la variation de la température en fonction de la profondeur.

Accroche : Très clairement, l'existence de source hydrothermales chaudes, ou l'augmentation de la température directement constatée lorsqu'on descend dans une mine souterraine montrent que la température augmente avec la profondeur. Une explication simple à cette tendance générale est que la production de chaleur est un processus volumique (notamment lié à la désintégration d'éléments radioactifs comme nous ne verrons dans la partie I), alors que la chaleur est évacuée par la surface, faisant de cette zone la plus « froide » du globe (la température moyenne de surface est également celle de l'atmosphère, c'est-à-dire environ 15°C ; cette température étant contrôlée par des paramètres astronomiques, ainsi que par la composition de l'atmosphère – ces aspects ne seront pas abordés dans ce travail) et du centre de la Terre la zone la plus chaude. Connaître le géotherme en surface est relativement simple (mesure de la température en fonction de la profondeur dans un puit de forage – de nombreuses interpolations sont nécessaires et débattues pour obtenir une carte mondiale), mais en profondeur, il est plus difficile à aborder et ne peut être estimé que de façon indirecte.

Problématique : Plusieurs problématiques peuvent-être proposées et en premier lieu : avec quels outils/données/hypothèses construit-on le géotherme terrestre ? On peut également se poser la question de l'origine de la chaleur libérée par la Terre ? Quelles sont ses variations spatiales et temporelles ? Enfin quelles utilisations trouve-t-on à l'augmentation de la température avec la profondeur ?

Plan : Dans une première partie nous mettrons en évidence l'existence d'un gradient de température en surface et nous présenterons l'origine de la chaleur interne du globe ainsi que l'organisation de la structure interne de la Terre et les modes de dissipation de chaleur qu'elle implique.

Dans une seconde partie, nous présenterons les outils, données et hypothèses qui permettent de construire un géotherme terrestre moyen.

Dans une troisième partie, nous aborderons les variations spatiales et temporelles du géotherme terrestre.

Enfin dans une quatrième partie, nous présenterons les utilisations possibles du géotherme.

I. Mise en évidence et origine du géotherme

A. Géotherme et flux de chaleur en surface

Les sources thermales, connues depuis le début des temps historiques, sont sans doute les manifestations les plus populaires de la présence en profondeur de températures plus élevées qu'en surface. Le village de Chaudes-Aigues dans le Cantal doit son nom aux sources thermales qui y sont utilisées : l'hiver pour le chauffage des habitations et l'été pour les thermes. Ce village possède une trentaine de sources dont les températures vont de 40°C à 82°C. Dans le cas des sources thermales, la température élevée de l'eau est interprétée comme résultat de l'interaction de cette dernière avec des roches de température élevée en profondeur. Une méthode plus directe pour observer l'augmentation de la température avec la profondeur est de descendre dans les mines. Afin d'extraire des substances minérales utiles, les conduits des mines souterraines descendent parfois à plusieurs centaines de mètres de profondeur où des températures élevées rendent l'atmosphère suffocante si les conduits sont insuffisamment ventilés. Les sources thermales comme les mines

montrent une augmentation de température avec la profondeur. Quantifier cette augmentation en surface (gradient géothermique) permet d'en déduire le flux de chaleur (énergie dégagée) à la surface de la Terre.

La façon la plus simple de mesurer le gradient géothermique est d'enregistrer la variation de la température avec la profondeur dans un forage. La température augmente quasi-linéairement lorsqu'on s'enfonce avec une moyenne autour de 30°C/km. Une fois le gradient connu, les géophysiciens en déduisent le flux de chaleur, c'est-à-dire la quantité d'énergie (thermique) qui traverse une unité de surface par unité de temps (unité = J/s/m² ou W/m²). La loi de Fourier explique que le flux de chaleur par conduction est l'opposé du produit de la conductivité thermique des roches par le gradient de température. Son expression est :

$$q = -K \frac{dT}{dz}$$

Pour connaître le flux de chaleur en un point de la surface de la Terre il faut donc déterminer à la fois le gradient de température (thermomètre dans puit de forage) et la conductivité thermique des roches sous-jacentes (mesurée en laboratoire à partir des roches prélevées dans le forage en question).

En milieu continental, la conductivité thermique des roches K vaut environ 2,5 W.m⁻¹.K⁻¹ (de l'ordre de 2,2 W.m⁻¹.K⁻¹ pour les basaltes et 3,1 W.m⁻¹.K⁻¹ pour les péridotites).

Remarque : Les roches sont de « mauvais » conducteurs thermiques : la conductivité thermique d'un métal est d'environ 420 W.m⁻¹.K⁻¹ (cas de l'argent) ; celle de l'eau est environ 6 W.m⁻¹.K⁻¹. La conductivité thermique des roches est cependant supérieure à celle du bois (~ 0,1 W.m⁻¹.K⁻¹), ce qui appelle à discuter sur l'évolution des pratiques en terme de matériaux de construction.

Le gradient de température, est vertical à la surface terrestre. En l'absence de circulation d'eau, le flux de chaleur est donc également vertical.

Si on applique la loi de Fourier avec les valeurs moyennes présentées :

$$q = -2,5 \times \frac{30}{1000} = 0.075 \text{ W.m}^{-2}$$

Si on intègre cette approximation sur la surface de la Terre on obtient :

$$Q = q \times S = 0.075 \times 5,10 \times 10^{14} = 3.8 \times 10^{16} \text{ W} = 38 \text{ TW}$$

Ce qui est assez proche de l'estimation d'un flux global de 42 TW généralement proposée pour la Terre.

L'intégration de la loi de Fourier permet d'exprimer directement la température en fonction de la profondeur pour les quelques premiers kilomètres de profondeur, connaissant la conductivité thermique des roches, le flux de chaleur, et la température en surface et en faisant l'hypothèse que le milieu ne comprend pas de source ou de puits de chaleur.

On obtient alors

$$T(z) = -\frac{q_0}{K} \times z + T_0$$

Avec :

q₀ : flux de chaleur en surface

K : conductivité thermique des roches

T₀ : température en surface

Notons que le gradient thermique doit nécessairement diminuer en profondeur. Si l'augmentation de température était constante et équivalente à celle enregistrée en surface (environ 30°C/km), la température au centre de la Terre serait de 500 000°C. Cette valeur immense, évidemment fausse, montre que le géotherme terrestre est plus complexe qu'une simple fonction linéaire de la profondeur.

B. Origine de la chaleur interne du globe

L'origine de la chaleur interne du globe fait encore l'objet d'étude et n'est pas totalement déterminée. Dans les tous premiers temps de l'histoire de la Terre, les principales sources de chaleur ont sans doute été l'accrétion (énergie d'impact transformée en énergie mécanique (compression et changement de phase) et en énergie thermique) et la radioactivité de courte période (principalement ²⁶Al et du ⁶⁰Fe). Lors des nombreux chocs de météorites au début de l'histoire du système solaire, ces processus ont pu contribuer à une immense

partie de l'énergie thermique accumulée qui a abouti à la formation d'océans magmatiques pour les planètes terrestres (voir chapitre III.).

On estime actuellement que 42 TW sont dégagés par la Terre. En mesurant par spectrométrie de masse la teneur moyenne en éléments radioactifs des différentes enveloppes terrestre et en prenant en compte la l'énergie émise par désintégration par unité de temps, on peut estimer la part de chaleur interne provenant de la radioactivité des principaux éléments radioactifs du manteau et de la croûte : l'uranium (^{235}U , 94 mW/kg de roche pour ^{238}U , 27 mW/kg), le thorium (27 mW/kg) et le potassium (28 mW/kg). Cela correspond à environ 25 TW. La cristallisation de la graine (2 TW) et la contraction de la planète (2,7 TW) produisent également de la chaleur qui peuvent être quantifiées par des expérimentation. Le reste est essentiellement dû à la chaleur résiduelle de la Terre primitive (13,3 TW hérités de la chaleur d'accrétion et de celle liée à la différenciation de la Terre primitive) bien qu'une partie soit associées aux forces de marées. Cette dernière source de chaleur est relativement anecdotique pour la Terre mais devient prépondérante pour d'autres corps du système solaire (e.g. Io, satellite de Jupiter).

C. La structure interne du globe et les modes de transmission de la chaleur

Trois processus physiques permettent l'échange de chaleur :

Le rayonnement : la chaleur émise dépend (pour les corps noirs) de la température (en Kelvins) du corps exposant quatre, selon la loi de Stefan-Boltzmann :

$$W = \sigma T^4$$

avec σ : constante de Boltzmann. Ce processus d'échange de chaleur n'agit que dans les milieux transparents, ce qui n'est pas le cas des enveloppes silicatées de la Terre.

La convection/advection : c'est un processus d'échange de chaleur par déplacement de matière sous l'effet d'un changement de masse volumique d'origine thermique. Ces déplacements ne sont possibles que si la dilatation thermique du milieu est élevée, le gradient de température est fort, et la viscosité et la diffusivité thermique du milieu sont limitées. Ainsi, pour qu'une convection puisse être mise en place, on admet généralement qu'il est nécessaire que leur nombre de Rayleigh (sans dimension et dérivé de l'équation de Navier-Stokes) soit supérieur à 2000.

Ce nombre sans dimension s'écrit :

$$Ra = \frac{\alpha \Delta T d^3 g}{\eta \kappa}$$

Avec α = coefficient de dilatation thermique ; ΔT = différence de température ; g = gravité ; d : dimension caractéristique du système ; η : viscosité cinématique ; κ : diffusivité thermique.

La conduction : c'est un processus de diffusion où les molécules transmettent leur énergie cinétique (vibrations) à d'autres molécules par collision entre elles. La chaleur est conduite dans un milieu en réponse à une variation spatiale de la température. La relation de base qui décrit le transport de chaleur par conduction est la loi de Fourier décrite précédemment. Ce processus agit indépendamment de la viscosité du milieu ou de sa transparence.

L'organisation de l'intérieur de la Terre selon les données sismologiques montre que cette dernière est organisée en lithosphère/asthénosphère/noyau externe/graine. Les géophysiciens s'accordent sur le fait qu'à l'exception des transferts hydrothermaux de fluides, l'essentiel des transferts de chaleur dans la lithosphère ont lieu par conduction. Dans l'asthénosphère et dans le noyau externe, les nombres de Rayleigh élevés font penser que la convection est le mécanisme dominant. La possibilité que la graine convecte (i.e. que la convection soit un mode de dissipation actif dans cette enveloppe) est encore débattue, et les arguments pour reposent essentiellement sur une anisotropie sismique dans la graine qui serait le résultat de mouvements de matière.

Les modes de transmission de chaleur conditionnent le gradient thermique. En effet un milieu en convection, comme l'asthénosphère ou le noyau externe, étant « brassé » est plus homogène thermiquement (dT/dz petit) qu'un milieu sans convection comme la lithosphère (dT/dz plus grand).

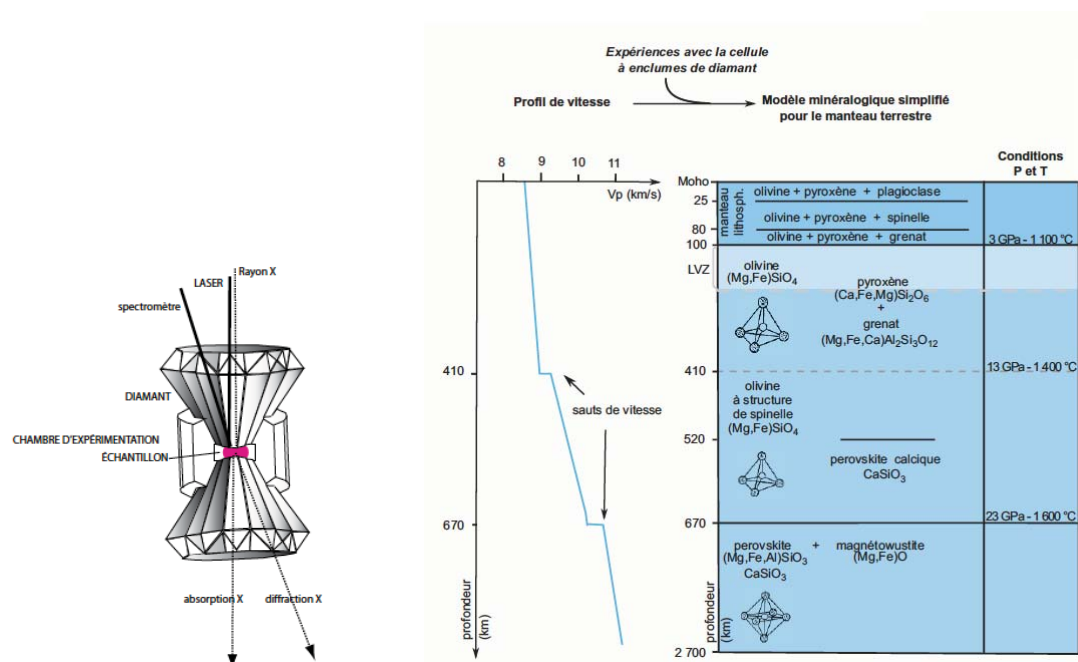
Transition : La mesure directe de la température à l'intérieur de la Terre est, en pratique, impossible au-delà des profondeurs atteintes par les forages les plus profonds, qui ne dépassent pas une douzaine de kilomètres. Comment construit-on un géotherme « moyen » jusqu'au centre de la Terre ? »

II. Construction du géotherme actuel moyen (1D)

A. Les points d'ancrage

Pour contraindre le géotherme de la Terre profonde, on utilise les données indirectes issues des modèles structuraux, minéralogiques et chimiques ils fournissent des **points d'ancrage essentiels** notamment (en plus de la température de surface... point d'ancrage évident) :

- 1) **Température à la base de la lithosphère** : Elle est estimée à environ 1300°C. En sismologie, une zone de changement de propriété rhéologique est identifiée à environ 100 km de profondeur, au-dessus de la Low Velocity Zone (LVZ). En pétrologie expérimentale, cette température marque la transition mécanique de la péridotite, qui passe des pressions correspondant à 100 km de profondeur ($P = \rho \cdot g \cdot h$) d'un comportement solide plastique à solide fluant à environ 1300°C.
- 2) **Transitions de phase dans le manteau** : Les expériences en minéralogie haute pression (en cellule à enclumes de diamants) menées sur des matériaux péridotitiques (principalement olivine et pyroxènes) permettent de construire les diagrammes de phases, c'est-à-dire d'évaluer les températures associées aux transitions de phase responsables des sauts de vitesse sismique observés par les sismologues aux environs de 410 km et 670 km de profondeur : Vers 410 km, la transition de l'olivine à structure néosilicate vers une structure de spinelle exige une température proche de 1400°C. Vers 670 km, la transition de la structure de spinelle vers la pérovskite implique une température avoisinant les $1600 \pm 100^\circ\text{C}$



Dispositif expérimental à cellule à enclumes de diamants (d'après Laurent Emmanuel et al., Maxifiches Géologie); modèle couplant analyse minéralogique et données sismiques pour estimer les températures dans le manteau qui serviront de points d'ancrage.

- 3) **Température au niveau du noyau** : La température de fusion de l'alliage fer-nickel à la pression correspondant à l'interface graine-noyau externe est estimée à environ $4725 \pm 1000^\circ\text{C}$.

TABLEAU 3.4 PRINCIPAUX POINTS D'ANCRAGE ET TEMPÉRATURES LE LONG DU GÉOTHERME.

Profondeur (km)	Nature de l'ancrage	Type d'extrapolation	Température proposée (K)
100	Limite lithosphère -asthénosphère	–	1 600 ± 50
400	Transition olivine - olivine à structure de spinelle	–	1 750 ± 50
670	Transition olivine à structure de spinelle - perovskite	–	1 900 ± 100
2 700	–	À partir de l'ancrage à 670 km, en utilisant le gradient adiabatique pour la péridotite	2 500 à 3 000
2 900	–	À partir de l'ancrage à 5 150 km, en utilisant le gradient adiabatique pour l'alliage Fe-Ni	3 500 à 4 800
5 150	Température de changement d'état d'un alliage Fe-Ni, aux pressions envisagées	–	4800 ± 1 000

Principaux points d'ancrages permettant de construire le géotherme terrestre, d'après Peycru et al., BCPST Tout en 1 - Dunod

B. Les gradients en lien avec les modes de propagation

Une fois ces points d'ancrage obtenus, on utilise pour les relier des hypothèses sur les gradients géothermiques.

Le gradient géothermique conductif, calculé pour la partie supérieure de la croûte, n'est pas une constante applicable à toute la profondeur. On estime en général que la lithosphère est conductive et qu'il existe une différence de production d'énergie entre la croûte et le manteau lithosphérique liée à la différence de composition chimique (plus d'éléments radioactifs dans la croûte car ils sont plus incompatibles). Depuis la température et le gradient en surface, en estimant la production de chaleur dans la croûte on peut estimer l'allure du géotherme dans la croûte. En prenant égaux les températures et flux de chaleurs en haut de la croûte (estimés précédemment) et en haut du manteau lithosphérique, et en faisant des hypothèses sur la production de chaleur dans le manteau lithosphérique, on peut estimer le géotherme dans le manteau lithosphérique.

Dans les couches convectives de la Terre, pour un matériau péridotitique à faible diffusivité thermique, le gradient géothermique minimum correspond au gradient adiabatique, soit $0,3^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Dans le manteau, les valeurs aux différentes profondeurs (points d'ancrage) sont extrapolées aux limites supérieures et inférieures.

Pour le noyau externe en convection le gradient adiabatique est d'environ $0,5^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. On extrapole la température depuis la limite noyau externe/graine (discontinuité de Lehmann) jusqu'à 2 900 km de profondeur. Au-delà, dans la graine solide, le gradient thermique est plus hasardeux, mais la température ne doit pas beaucoup augmenter car la conductivité du fer est élevée et la radioactivité de la graine sûrement assez faible.

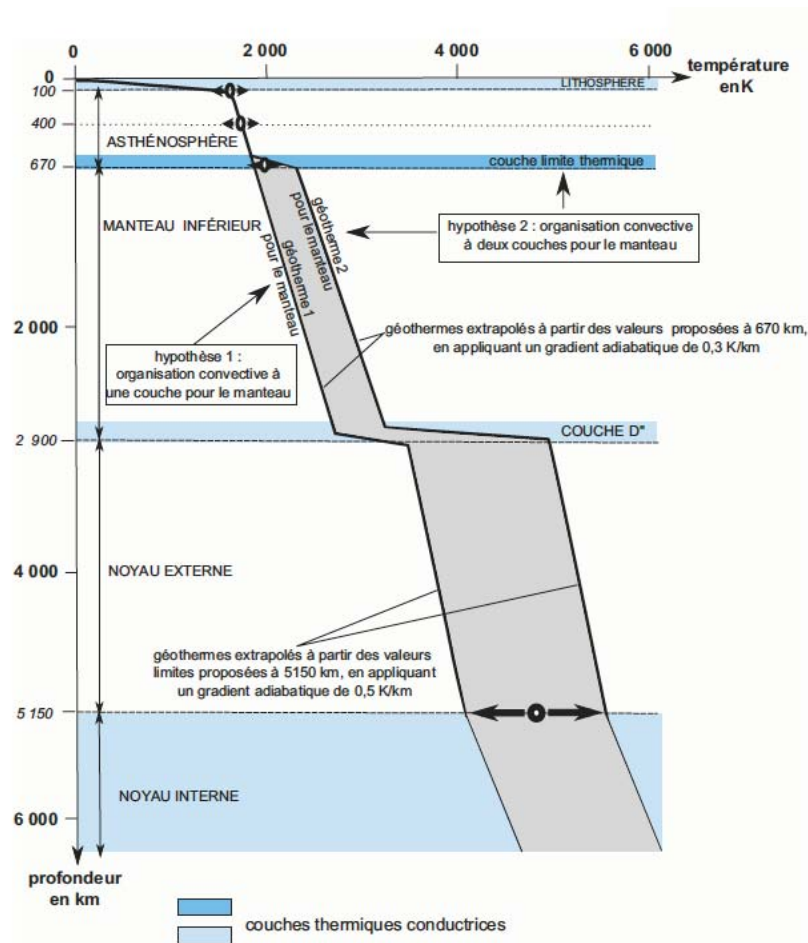


Figure 3.35 Géotherme établi à partir de 4 points d'ancrage profonds et des gradients adiabatiques pour le manteau et le noyau.

Le géotherme terrestre, construit à partir des points d'ancrage et extrapolé en considérant les modes de propagation de la chaleur dans les différentes enveloppes. D'après Peycru et al., BCPST Tout en 1.

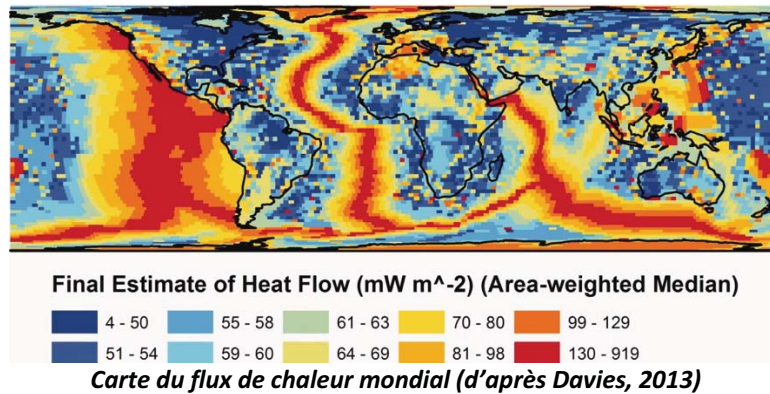
Transition : Le géotherme moyen présenté dans cette partie est « 1D » c'est à dire à symétrie sphérique, et actuel. Il s'agit d'un modèle, négligeant les variations latérales liées à la géodynamique ainsi que l'évolution temporelle liées au refroidissement séculaire de la Terre. Comment ces variations spatio-temporelles peuvent-elles être appréhendées ?

III. Les variations spatiales et temporelles du géotherme

A. Les hétérogénéités spatiales actuelles

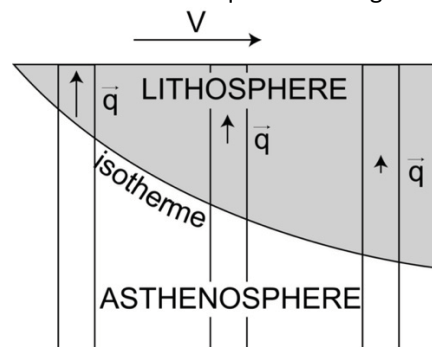
1) En surface (flux de chaleur) témoin de L'épaisseur de la lithosphère

Le flux de chaleur en surface a été déterminé à partir de plus de 38 000 données de terrain aussi bien sur croûte continentale qu'océanique. En complétant par des estimations dans les zones non étudiées, une carte mondiale peut être proposée (figure ci-dessous).



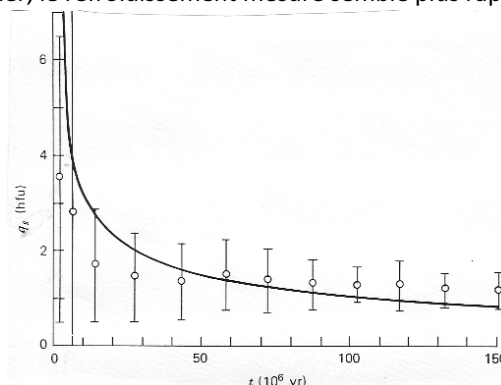
Cette carte est riche en informations : tout d'abord, l'échelle de variations du flux de chaleur est très grande, allant de zone ayant un flux de 4 mW.m^{-2} à des zones ayant un flux de l'ordre de $130\text{-}919 \text{ mW.m}^{-2}$. Le flux de chaleur moyen est de l'ordre de 87 mW.m^{-2} , mais il est différent sur les continents ($\sim 65 \text{ mW.m}^{-2}$) et sur les océans ($\sim 100 \text{ mW.m}^{-2}$).

Il existe une association claire des zones à flux de chaleur élevé avec les dorsales océaniques, et le flux de chaleur diminue ensuite de part et d'autre des dorsales depuis des valeurs pouvant atteindre 919 mW.m^{-2} jusqu'à des valeurs de l'ordre de $<50 \text{ mW.m}^{-2}$. Si on reprend la loi de Fourier, entre deux zones à différentes distances de la dorsale, à travers la lithosphère (de conductivité constante), comme le dT est identique (1300°C dans les deux cas entre le sommet de la lithosphère à environ 0°C et la base de la lithosphère à 1300°C) la variation de flux de chaleur s'explique au premier ordre par le dz (l'épaisseur). L'évolution traduit la présence de matériel chaud (l'asthénosphère à 1300°C ; voir chapitre précédent) très près de la surface au niveau des dorsales, et de plus en plus profond au fur et à mesure que l'on s'éloigne des dorsales.



Modèle sans dimension de l'épaississement de la lithosphère océanique depuis un zone théorique de dorsale (à gauche). L'épaississement de la lithosphère éloigne de la surface l'isotherme 1300°C et explique la diminution du flux de chaleur observée quasi-symétriquement de part et d'autre de la dorsale.

Il s'agit là d'un modèle conductif, mais on ne doit pas oublier qu'une partie de la chaleur est évacuée de façon convective par l'hydrothermalisme océanique et la circulation de fluide à travers la lithosphère. Cette circulation explique la différence du flux de chaleur observé versus modélisé avec une simple conduction sur le plancher océanique. En particulier, le refroidissement mesuré semble plus rapide que celui théorique.



Flux de chaleur sur le plancher océanique en fonction de l'âge. Théorie (trait continu) et mesures (ronds blancs) d'après <http://www.geologie.ens.fr/~vigny/cours/chp-gphy-1.html>

La carte mondiale du flux de chaleur met en évidence la dichotomie entre dorsales lentes et rapides : la zone à fort flux de chaleur, c'est-à-dire à fort gradient thermique, est assez étroite dans l'océan Atlantique en comparaison de la zone à fort flux de chaleur dans l'océan Pacifique. Cette différence est à mettre en relation avec la différence de vitesse d'expansion des dorsales océaniques atlantique (« dorsale lente ») et pacifique (« dorsale rapide »). Le flux de chaleur est élevé au niveau des arcs volcaniques tandis qu'il est faible au niveau des fosses associées à la subduction à cause de l'enfoncement de matériel froid. Il est généralement très faible au niveau des cratons (épais).

L'énergie libérée par le flux de chaleur est ainsi largement supérieure à celle libérée par l'ensemble de l'activité volcanique ($\sim 0,8$ TW) ou celle libérée par l'ensemble de l'activité sismique (~ 1 TW), mais elle est largement inférieure à l'énergie solaire que nous recevons (173 000 TW).

Notons que ce flux de chaleur traduit un gradient thermique qui doit nécessairement diminuer en profondeur. Si l'augmentation de température était constante est équivalente à celle enregistrée dans la figure 2 ($80^\circ\text{C}/\text{km}$), la température au centre de la Terre serait de $500\,000^\circ\text{C}$. Cette valeur est évidemment immense et fausse. Les géophysiciens estiment en fait que la température ne doit pas excéder 6000°C au centre de la Terre. Essayons dans une seconde partie de comprendre les mécanismes de transfert de chaleur et de déterminer l'origine de la chaleur interne du globe.

Notons également que le géotherme contrôle la rigidité de la lithosphère et le découplage/lithosphère/asthénosphère. C'est ce découplage mécanique qui conditionne la tectonique des plaques.

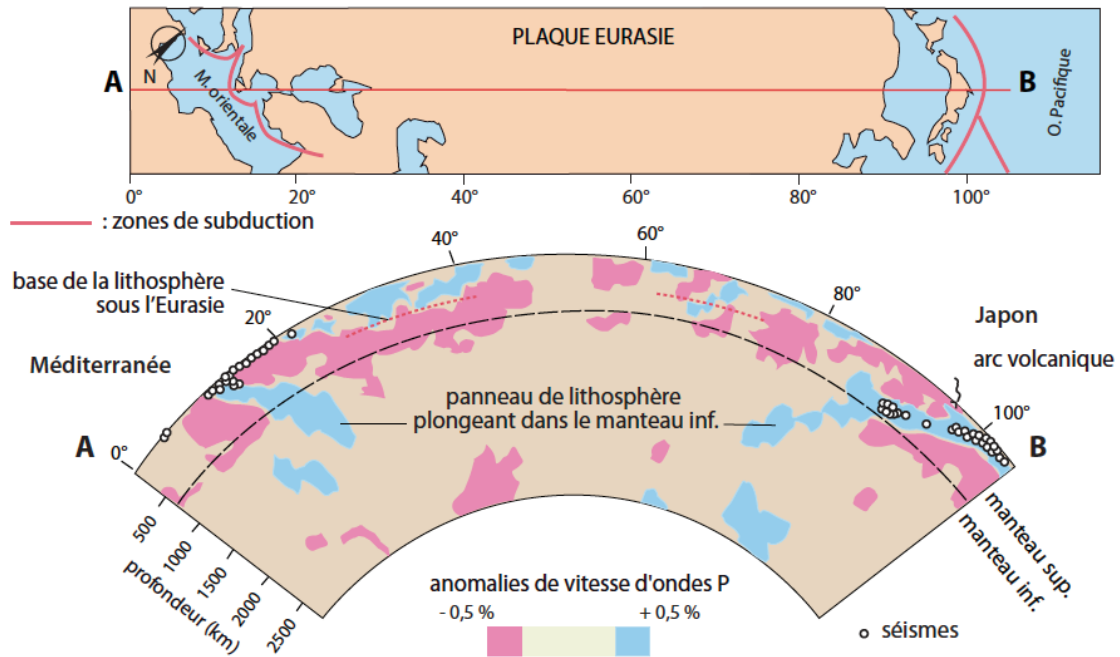
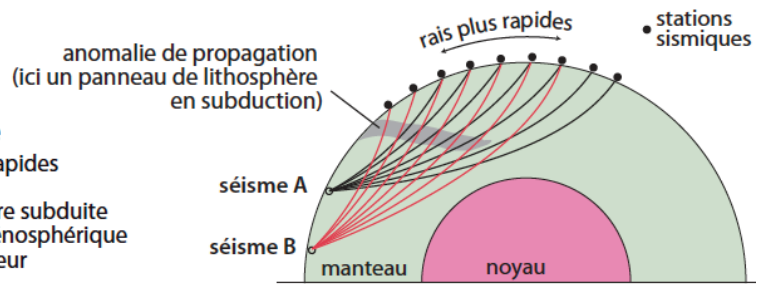
Enfin la faible conductivité thermique de la lithosphère continentale a des conséquences importantes lors de la présence de supercontinents. Par exemple, l'effet bouclier thermique de la Pangée est sans doute à l'origine d'une accumulation de chaleur ayant abouti à la formation de l'immense Province Magmatique Centre Atlantique (CAMP).

2) Dans le manteau asthénosphérique, la tomographie sismique témoin d'anomalies du géotherme... (et mouvements du manteau)

Le géotherme décrit dans le chapitre précédent est à géométrie sphérique pour les couches internes. La tomographie sismique permet aujourd'hui de discuter cette idée. La tomographie sismique repose sur la comparaison des temps d'arrivée des ondes sismiques avec des temps théoriques dans un modèle de Terre de référence (PREM) à géométrie sphérique (figure ci-dessous). Cette comparaison met en évidence l'existence et la géométrie de zones anormalement lentes ou rapides dans le manteau terrestre. Ces différences de temps d'arrivée des ondes (mesure versus théorique) sont généralement interprétées comme liées à des zones d'« anomalie » de vitesse des ondes à mettre en relation avec des « anomalies » de température du milieu (matériau anormalement chaud ou froid). Ainsi, la tomographie sismique soutient l'idée d'un géotherme très variable spatialement. Elle contribue à comprendre les mouvements (ascendants de matériel chaud et descendant de matériel froid) dans le manteau. Par exemple, en réalisant une coupe tomographique entre la mer Méditerranée et le Japon (figure ci-dessous), on remarque des anomalies de vitesses positives dans le manteau assimilables à un matériau plus froid plongeant dans le manteau sous la mer Égée et la Mer du Japon. Ces anomalies mettent en évidence les plaques lithosphériques froides des subductions égéenne et ouest-pacifique.

Principe de la tomographie sismique

Cette méthode permet d'imager les zones rapides et lentes dans le manteau
 zones plus rapides = panneaux de lithosphère subduite
 zones plus lentes = manteau supérieur asthénosphérique
 zones à vitesse « normale » = manteau inférieur



Coupe tomographique à travers l'Eurasie montrant les subductions en Méditerranée et sous le Japon

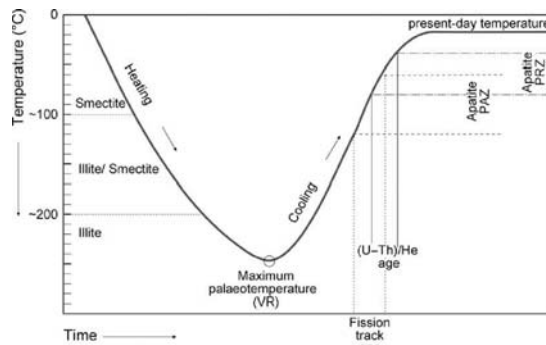
Principe de la tomographie sismique et coupe tomographique à travers l'Eurasie. D'après Lagabrielle et al., Mémo Visuel de géologie

Nous avons mis en évidence une disparité spatiale importante du géotherme. Cette photographie complexe s'inscrit dans une évolution temporelle de notre planète.

B. L'évolution du géotherme sur les temps courts (10aine de ma) témoigne des processus pétrogénétiques

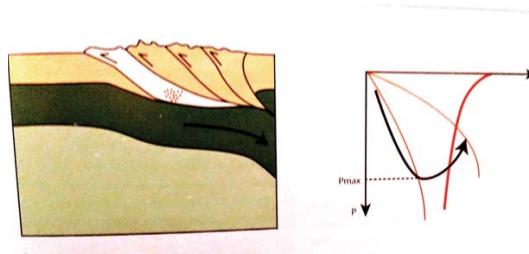
1) Implications du géotherme : le lien entre enfouissement / augmentation de température / et diagenèse voire magmatisme

Lorsque des sédiments se déposent, cela se produit dans des environnements de surface à basses température et pression. Si le processus d'apport de particules se poursuit, un enfouissement se produit éloignant les couches les plus précoces de la surface (froide). Une augmentation de la température a lieu, suivant le géotherme. Cette augmentation de la température puis la diminution lorsque ces roches reviennent en surface peut être enregistrées (figure ci-dessous) et datées. Dans ce cas elles renseignent sur la chronologie du trajet des sédiments le long du géotherme. Il existe ici une ambiguïté entre une augmentation de la température qui serait induite par l'enfouissement et celle qui serait liée à un réchauffement.



Histoire thermique d'un bassin sédimentaire reconstituée en intégrant des données issues de plusieurs paléothermomètres et chronomètres. Les données sur l'illite permettent de contraindre la phase d'enfouissement ou de chauffage de l'histoire thermique du bassin, la réflectance de la vitrine (VR) enregistre la température maximale, et la thermochronologie combinée des apatites permet de déterminer le moment du refroidissement et de la dénudation (modifié d'après Pevear, 1999).

Dans les chaînes de collision, l'enfouissement se joue à échelle crustale et peut être contrôlé par les fronts de chevauchement. Pour la zone chevauchée, la température augmente pour deux raisons : d'une part elle s'éloigne de la surface (froide) et d'autre part, la surface de la zone chevauchée est mise en contact avec la base (chaude) de la zone chevauchante. Il y a une modification du géotherme, liée à la superposition de nappes. L'augmentation de température est importante et peut aboutir à la fusion (en particulier lorsque la pression est relâchée par la dénudation ; voir figure ci-dessous) dont témoigne de nombreux granites orogéniques (par exemple varisques). Ce processus de fusion participe au recyclage de la croûte continentale.

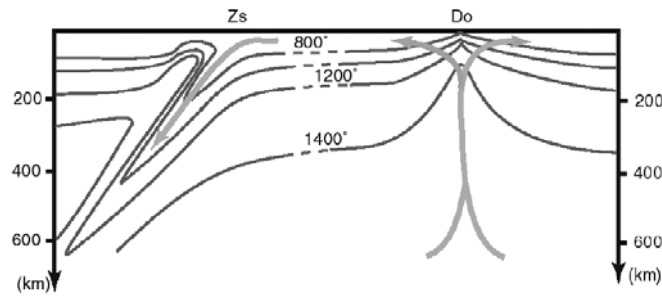


Fusion de la croûte continentale au cours de la collision par enfouissement et relaxation thermique. Le trait gras représente le solidus ; les traits fins représentent le géotherme avant et après enfouissement. La flèche noire montre qu'une roche crustale enfouie selon un géotherme moyen peut franchir le solidus et donc fondre lorsque le géotherme se rééquilibre dans des conditions d'épaississement crustal plus chaudes (d'après Jaujard, Géodynamique – Pétrologie – Etudes de terrain).

2) Un lien entre paragenèse/géotherme et contexte géodynamique révélé par les roches métamorphiques

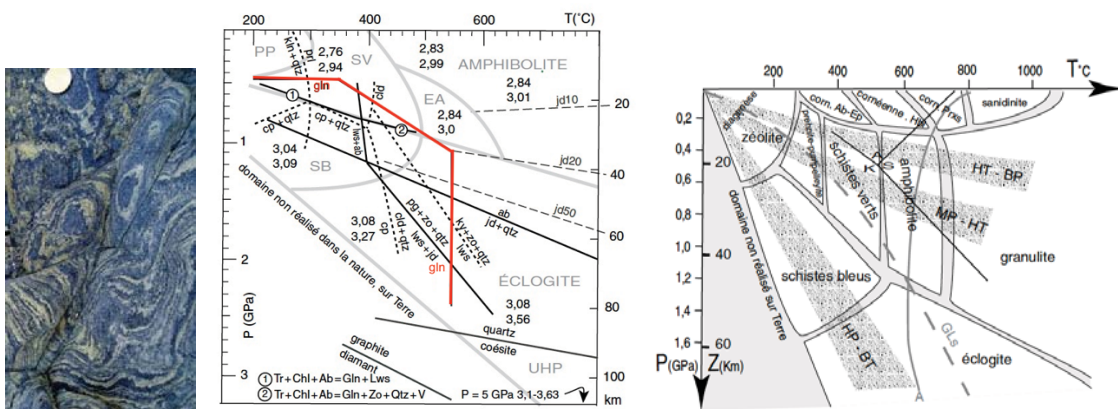
Précédemment, nous avons mis en évidence un lien fort entre géodynamique et géotherme. Une synthèse peut être représentée à travers la figure suivante présentant la profondeur des isothermes en fonction de la profondeur. Dans cette figure, on observe que dans les zones de subduction (Zs) les isothermes sont plus espacés. Dans ce cas, le gradient géothermique est plus faible, ce qui signifie que l'on s'attend à trouver des roches anormalement froides pour leur profondeur. Symétriquement, dans les zones de dorsale

(Do), les isothermes sont plus resserrées, signifiant qu'on peut trouver dans ces zones des roches anormalement chaudes pour leur profondeur.



Représentation des isothermes dans la croûte et le manteau supérieur. D'après Nicollet, Métamorphisme et géodynamique, Dunod.

Traiter de la température et la pression enregistrées par les roches est le cœur de métier de la pétrologie métamorphique. Elle associe à une composition chimique, une température et une pression un assemblage minéralogique (ou paragenèse). La stabilité des différents minéraux et assemblages du métamorphisme ont initialement été étudiés en pétrologie expérimentale. D'immenses bases de données permettent aujourd'hui de réaliser des modélisations thermodynamiques. Des assemblages caractéristiques observés pour des metabasites ont permis de proposer des grands « types » de faciès métamorphiques. Certains faciès sont particulièrement caractéristiques de contextes géodynamiques. Par exemple, lorsque dans une chaîne de collision comme les Alpes ou dans une chaîne plus ancienne comme la chaîne Varisque on trouve une metabasite à glaucophane (métagabbro du Guil dans les Alpes ou Glaucophanite de l'île de Groix pour la chaîne varisque ; figure ci-dessous), on peut en déduire un passage d'une roche typique d'une croûte océanique en faciès schistes bleus, c'est-à-dire en condition de haute pression – basse température. Cela renseigne directement sur le paléogéotherme (ici plus froid que la moyenne), et indirectement sur le contexte géodynamique passé (témoin d'un contexte de subduction ou du matériau « froid » se retrouve à des pressions inhabituelles). On dresse ici un lien entre l'étude d'un paléogéotherme et un contexte, qui permet de décrypter l'histoire géodynamique d'une région.



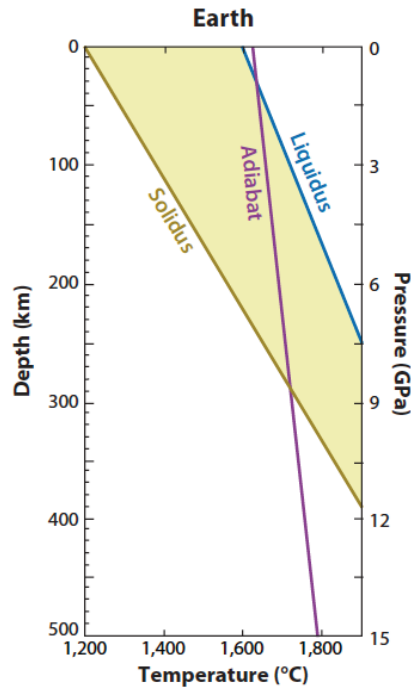
Echantillon de metabasite en faciès schiste bleu de l'île de Groix (d'après site web, Christian Nicollet) ; domaine de stabilité de la glaucophane d'après Nicollet, Métamorphisme et géodynamique, Dunod. ; Faciès métamorphiques et gradient associés d'après Nicollet, Métamorphisme et géodynamique, Dunod.

C. L'évolution du géotherme sur les temps longs (milliards d'années) est mise en évidence par les roches magmatiques et consiste en un refroidissement séculaire

1) L'océan magmatique témoin d'une Terre initialement très chaude

Comme présenté précédemment, la Terre n'a sans doute jamais été aussi chaude qu'à sa naissance il y a 4.5 Ga, alors que les impacts apportaient beaucoup plus de chaleur que maintenant et alors que la radioactivité (courte et longue période) était à son paroxysme. Depuis la fréquence des impacts a diminué de plusieurs ordres de grandeurs, et la radioactivité propre à chaque élément a connu une décroissance exponentielle. En remontant le temps, on s'attend donc à ce que la Terre primitive ait été beaucoup plus chaude qu'aujourd'hui, à tel point qu'elle a pu être entièrement fondue. On parle d'océan magmatique. L'argument historique en faveur de l'océan magmatique est l'existence du noyau, dont la formation (séparation fer/silicate) paraît difficile au sein d'une Terre entièrement solide. D'autres arguments confirment cette hypothèse comme ceux révélés par la géochimie. L'abondance de l'isotope ^{142}Nd , issu de la décomposition d'un isotope radioactif aujourd'hui éteint, le ^{146}Sm est presque identique dans toutes les roches terrestres. Deux exceptions sont des roches du Canada et du Groenland datant d'au moins 3,7 Ga. Celles-ci présentent dans leur composition, des traces d'inhomogénéités primordiales constituées au moment de cette cristallisation d'un l'océan magmatique. Un manteau en grande partie ou entièrement fondu nécessite des températures bien plus élevées qu'actuellement témoignant d'un géotherme très différent de l'actuel. Ces conditions n'ont pas pu durer longtemps, les zircons les plus anciens (Jack Hills) indiquant que l'océan magmatique a dû se solidifier progressivement entre 4,53 et 4,40 Ga, permettant l'émergence d'une croûte primitive et, potentiellement, des premières interactions avec l'eau.

Depuis le géotherme de l'Hadéen et jusqu'à celui que nous connaissons actuellement, comment s'est refroidie la Terre ? Les roches anciennes témoignent de cette histoire thermique.



Solidus et liquidus du manteau terrestre témoignant des températures à atteindre pour un manteau entièrement fondu, tel qu'au début de l'histoire de la Terre. D'après Elkins-Tanton et al., 2012

2) Les komatiites et les TTG, témoins d'un refroidissement séculaire de la Terre

Les **komatiites** sont des roches volcaniques ultramafiques riches en magnésium présentant souvent une texture spinifex, formée par des cristaux allongés d'olivine ou de pyroxène. Cette texture indique un refroidissement rapide du magma, conduisant à la croissance rapide de ces cristaux dans une matrice de verre. Un magma riche en MgO (élément compatible) témoigne d'un fort taux de fusion et provient d'un manteau fondu à très haute température. Ainsi, les komatiites, contenant plus de 18 % de MgO, indiquent des températures de magma extrêmement élevées (~1500-1600°C), tandis que les basaltes modernes, avec environ 8-12 % de MgO, reflètent des températures plus modérées (~1100-1250°C). Représenter la teneur en magnésium des roches volcaniques ultramafiques et mafiques au cours du temps permet ainsi de caractériser le refroidissement du manteau terrestre. Il y a 3 Ga, le manteau devait être approximativement 300°C plus chaud qu'aujourd'hui et le géotherme décalé vers ces hautes températures (figure ci-dessous). Un ordre de grandeur de refroidissement du manteau semble avoisiner les 100°C/Ga.



Komatiite de la Komati River Valley (Afrique du Sud). La texture allongée des olivines témoigne directement d'un refroidissement rapide (surfusion) et indirectement de la température très élevée du magma qui a cristallisé (d'après Alex Streckeisen, site web). Teneur en magnésium (assimilable à une température) de roches volcaniques ultramafiques et mafiques, en fonction du temps. Il y a 3 Ga, le manteau devait être approximativement 300°C plus chaud qu'aujourd'hui (d'après Arndt et al., Komatiites, Cambridge).

D'autre part, à l'Archéen les lithologies dominantes sont des orthogneiss gris, souvent très déformés avec une composition de granitoïdes sodiques : ce sont des tonalites (diorites quartzifères), des trondhjémites (plagiogranites) et des granodiorites : On parle de série « T.T.G. ». Dans ces roches, le plagioclase représente le feldspath dominant comme c'est le cas dans les **adakites** actuelles. Les adakites sont des roches volcaniques formées dans les zones de subduction qui se distinguent des « classiques » basalte-andésite-dacite-rhyolite par leur minéralogie, leur composition chimique et leur origine : alors que les basalte-andésite-dacite-rhyolite sont formés lorsqu'une « vieille » lithosphère océanique plonge en subduction, se déshydrate en hydratant le manteau et que le manteau hydraté fond étant à l'origine du magma, c'est différent pour les adakites. Leur spectre de terre-rares ne peut être reproduit expérimentalement par une fusion de péridotite (lherzolite à grenat dans la figure ci-dessous) mais par celle d'une croûte océanique amphibolitisée et contenant du grenat. Ces indices permettent de contraindre les conditions P,T de formation des adakites (on parle de fenêtre adakitique délimitée par les courbes de fusion-déshydratation de l'amphibole ; stabilité du grenat, et disparition de l'amphibole ; voir figure ci-dessous) : la singularité des adakites est que la magma proviendrait de la fusion directe de la croûte, en relation avec le fait que les adakites sont géographiquement localisés là où une jeune plaque océanique (encore chaude) passe en subduction). Dans ce cadre, le solidus est franchi avant la courbe de déshydratation. Cela implique un géotherme anormalement chaud dans ces rares zones de subduction aujourd'hui. Au contraire à l'Archéen, l'abondance des TTG montre que les « subductions chaudes » étaient peut-être la norme contraignant une fois encore le refroidissement séculaire de la Terre.

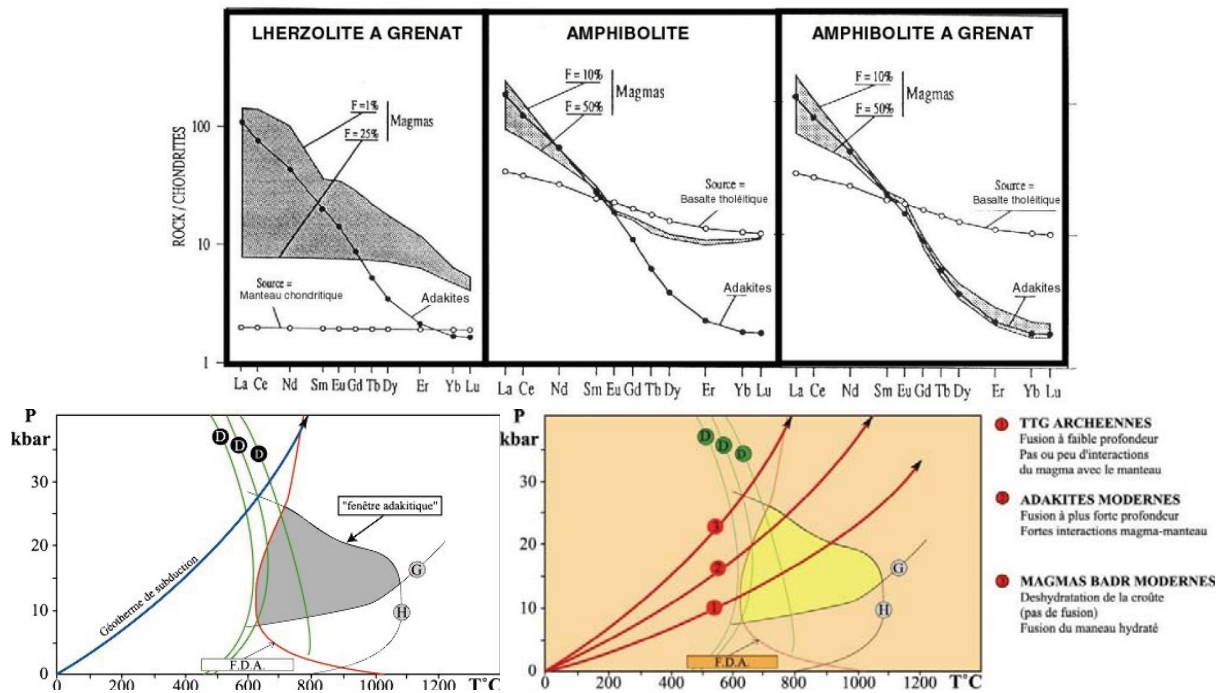
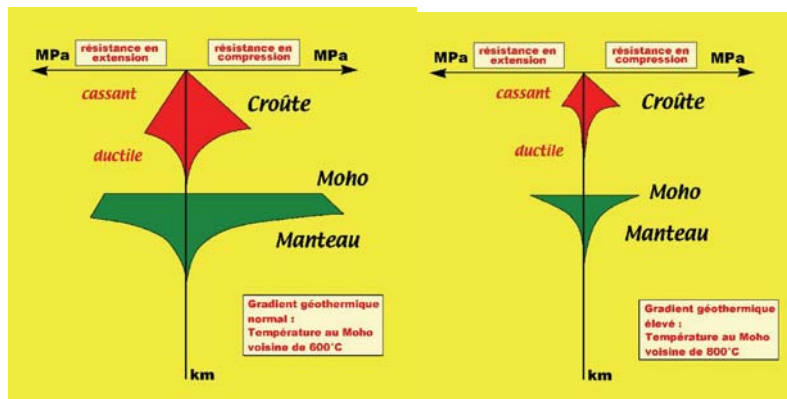


Diagramme P-T, montrant les réactions de fusion-déshydratation de l'amphibole dans un basalte hydraté et les courbes de déshydratation des minéraux hydratés le composant (chlorite, actinote ...). FDA : fusion-déshydratation de l'amphibole ; D : déshydratation des minéraux hydratés composant le basalte. La courbe G correspond à la limite inférieure de stabilité du grenat, H correspond à la disparition de l'amphibole (hornblende). Le champ grisé figure la « fenêtre adakitique ». Les traits épais représentent les gradients géothermiques dans une zone de subduction. (D'après <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/adakites.xml>)

Transition : Après avoir contraint le géotherme moyen terrestre, nous avons mis en évidence à la fois une évolution temporelle, mais aussi une grande évolution spatiale. Dans certaines régions du globe la température du sous-sol augmente plus vite que dans d'autres. Cela constitue une ressource de chaleur, c'est-à-dire d'énergie, qui peut être avantageuse. Voyons quelles utilisations l'on fait de la géothermie.

D. Conséquences des variations spatiales et temporelles du géotherme sur la tectonique de plaques

Les variations spatiales du géotherme ont une conséquence majeure sur la localisation de la déformation. Conséquence de l'amincissement, la modification du géotherme (resserrement des isothermes) dans les zones en extension entraîne une modification de la rhéologie de la lithosphère. En effet, cette dernière dépend entre autres de sa température et donc le « réchauffement » du géotherme réduit la viscosité des roches ductiles favorisant leur déformation plastique (Dans le cas d'un gradient géothermique fort, les zones de résistance deviennent moins épaisses et les courbes de ductilité remontent vers de plus basses pressions ; figure ci-dessous). Une lithosphère chaude est plus faible mécaniquement et ceci est impliqué dans la localisation de l'ouverture océanique.



Profils rhéologiques en extension et en compression pour un gradient géothermique normal (gauche) et pour un gradient élevé (droite). D'après <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/profils-rheologiques.xml>

Si l'évolution spatiale du géotherme aide à la localisation des dorsales, l'évolution temporelle du géotherme (refroidissement séculaire de la Terre) contraint la longueur globale des dorsales. En effet, actuellement l'essentiel de la chaleur interne s'échappe au niveau des dorsales et à l'époque où la Terre était plus chaude, plus de chaleur devait s'échapper par plus de dorsales (une plus grande longueur globale). Ceci a vraisemblablement eu des conséquences sur le découpage de la lithosphère en plaques : si à l'Archéen il y avait plus de longueur de dorsale, la lithosphère devait être plus découpée et les plaques devaient être plus nombreuses et plus petites.

IV. Les utilisations du géotherme : « la géothermie »

Le terme de géothermie regroupe des utilisations de la « chaleur » terrestre extrêmement différentes. Dans cette partie, nous nous intéresserons à la diversité des technologies développées et aux implications en termes de sites d'installation, face à l'hétérogénéité géographique du gradient géothermique.

1) La géothermie de très basse-énergie

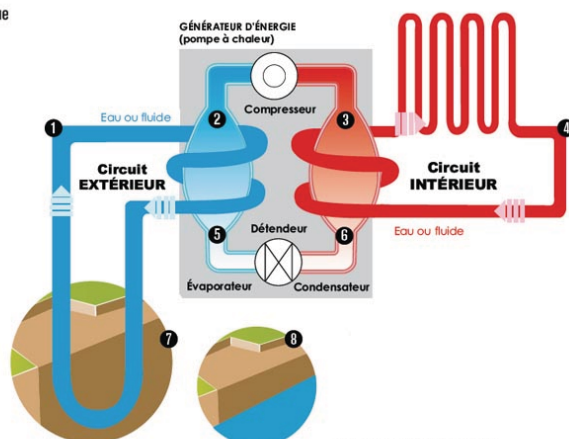
Cette technologie s'est démocratisée ces dernières années pour le chauffage individuel des habitations. Elle ne nécessite pas de ressource particulièrement rare, et n'utilise finalement que l'inertie thermique des roches en surface – dont la température avoisine les 15°C – pour faire fonctionner une pompe à chaleur.

La température du sol et du sous-sol (jusqu'à une profondeur de 10 à 20 m), reste constante tout au long de l'année. Elle correspond à la moyenne annuelle/pluriannuelle locale des températures, en prenant en compte les variations jour-nuit et été-hiver. En France métropolitaine, cette température se situe généralement entre 12 et 15 °C. Cette température superficielle du sous-sol est déterminée par le rayonnement solaire et la température de l'air, donc par des facteurs comme la latitude et l'altitude. Elle n'est pas influencée par le flux de chaleur provenant des profondeurs de la Terre et donc **indépendante du géotherme**. Cette technologie peut donc être installée sans contrainte d'ordre géodynamique et repose sur l'exploitation de l'inertie de cette température moyenne du sous-sol, ainsi que celle des nappes phréatiques qui s'y trouvent, pour chauffer nos habitations.

Le principe consiste à utiliser une pompe à chaleur couplée à un réseau de tuyaux enterrés sous un jardin ou connectés à une nappe phréatique superficielle. Cette pompe extrait la chaleur du sous-sol et/ou de la nappe en les refroidissant, pour ensuite la transférer au réseau d'eau chaude de la maison (chauffage ou eau sanitaire) (figure ci-dessous). Au bout de quelques mois d'utilisation, le sous-sol et/ou la nappe pourraient se refroidir, rendant leur énergie indisponible. Cependant, l'été permet de recharger naturellement le sous-sol grâce à la chaleur solaire.

Principe schématique de la pompe à chaleur géothermique

- 1 Circuit d'eau glycolée
- 2 Vapeur basse pression
- 3 Vapeur haute pression
- 4 Circuit de chauffage
- 5 Liquide basse pression
- 6 Liquide haute pression
- 7 Source de chaleur : la terre
- 8 Source de chaleur : l'eau (nappe souterraine)



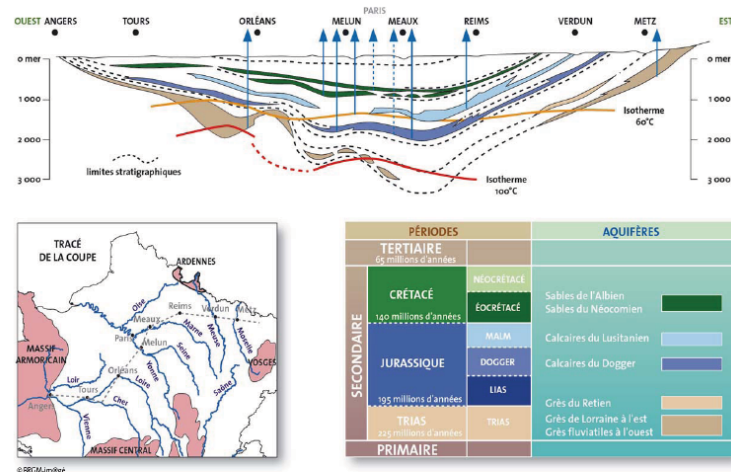
Deux sources d'énergie possibles :
- la terre (captage horizontal et vertical)
- l'eau (captage sur nappe)

Principe de la géothermie très-basse énergie. D'après Source : www.guide-geothermie.org

Lorsque l'on dispose à quelques centaines de mètres de profondeur d'eau dont la température avoisine les 40°C – ce qui, là encore, est relativement courant – cette eau peut directement être utilisée pour le chauffage des piscines, ou serres.

2) La géothermie de basse énergie

Elle utilise de l'eau pompée en profondeur (>1000 m) et dont la température avoisine 80°C pour le chauffage collectif. Le cas du bassin parisien, dont les aquifères profonds permettent de chauffer les HLM de villes (par exemple Châteauroux ; voir figure ci-dessous). Cette technique nécessite un aquifère géothermal adapté, c'est-à-dire relativement profond, comme celui du Dogger du bassin de Paris. La géothermie basse énergie utilise directement le géotherme terrestre, dans la mesure où l'aquifère est chaud de par sa profondeur.



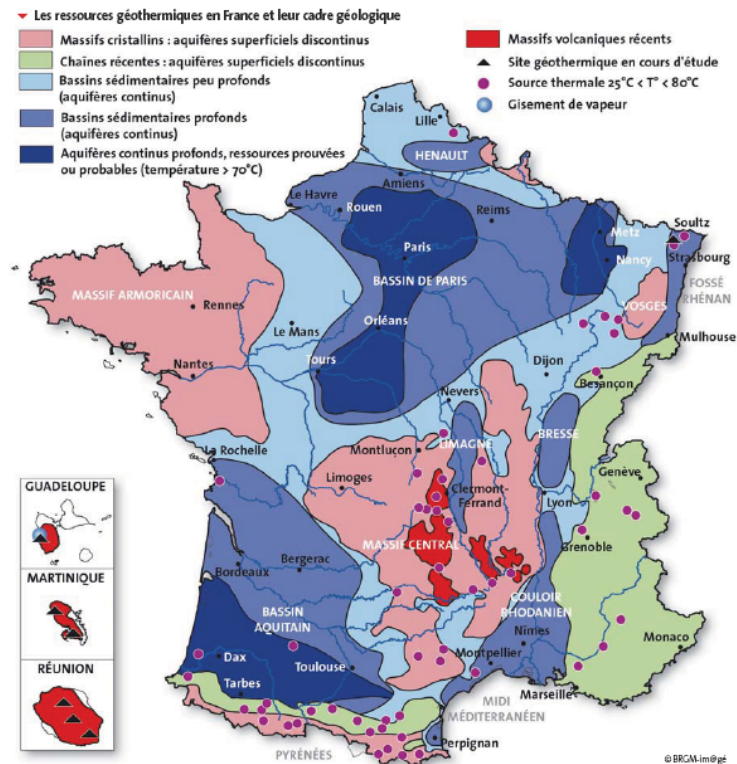
Formé par un empilement de couches sédimentaires qui se sont déposées au cours des trois dernières ères géologiques sur un socle cristallin ou granitique plus ancien, le Bassin parisien possède la particularité d'être très stable. Cinq grands réservoirs aquifères géothermaux y ont été recensés, dans différentes couches de sédiments.

La plus connue et la plus exploitée est celle du Dogger (un étage du Jurassique) dans la région Ile de France. Ce réservoir, calcaire, qui s'étend sur 15 000 km², offre des températures variant entre 35°C et 85°C et assure le fonctionnement de 34 installations géothermiques. Mais dans la région Centre, ce sont les sédiments gréseux du Trias qui permettent à

Châteauroux de chauffer 1 310 logements HLM. Et à Paris, un autre réservoir situé dans les sédiments de l'Albien (les "sables verts") assure le chauffage et la climatisation de la Maison de Radio France. Les sédiments du Lutétien et du Néocomien sont, quant à eux, peu exploités, bien que leurs ressources ne soient pas négligeables.

Coupe géologique simplifiée du bassin de Paris figurant les principaux aquifères (d'après BRGM)

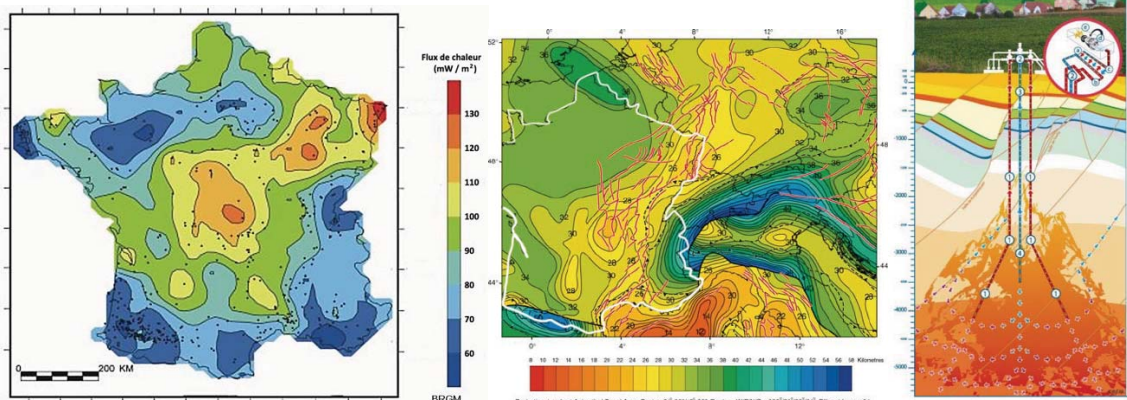
En France (figure ci-dessous), l'exploitation d'aquifères chauds n'est possible que dans le bassin de Paris et le sud du bassin aquitain. Il ne s'agit **pas** nécessairement de zones présentant un gradient géothermique supérieur (ou un géotherme plus chaud) à la moyenne, mais plutôt de **zones géologiquement adaptées grâce à la géométrie des aquifères**.



Les ressources géothermiques en France et leur cadre géologique (d'après BRGM).

3) La géothermie profonde

En France métropolitaine, le flux de chaleur est maximal (c'est-à-dire le gradient géothermique est maximal ou encore le géotherme est le plus chaud) en Alsace (figure ci-dessous). Ce flux de chaleur élevé est lié à un amincissement lithosphérique dont témoigne la carte de profondeur du Moho (figure ci-dessous). C'est une région où la géothermie profonde peut-être testée. Elle utilise l'extraction d'eau chaude du sous-sol par un ou plusieurs puits profonds (~5 000 m). Cette eau est transformée en vapeur par un échangeur thermique, et la vapeur est utilisée pour entrainer une turbine qui produit de l'électricité via un alternateur. L'eau refroidie est alors réinjectée en profondeur. Cette technique a été testée à Soultz-sous-Forêts (figure ci-dessous) et permet cette fois de transformer la chaleur en électricité, une énergie particulièrement facile à transporter et transformer.

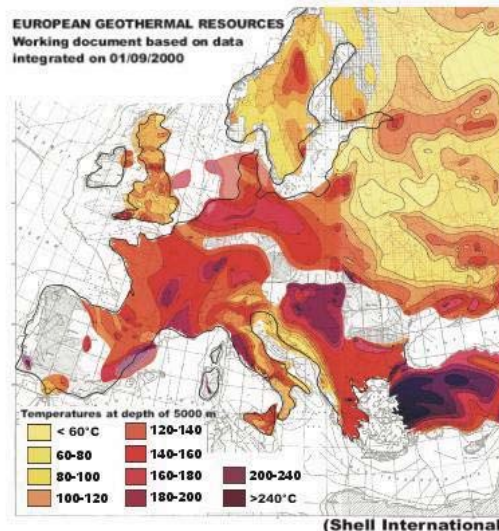


Carte du flux de chaleur en France. D'après BRGM, modifié par <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/chaleur-Terre-geothermie.xml> ; Profondeur du Moho, modifié d'après Ziegler et al., 2002

Principe de la géothermie à Soultz-sous-Forêts : (1) extraction de l'eau chaude du sous-sol par deux puits de production. (2) En surface, transformation par l'intermédiaire d'un échangeur de l'eau chaude en vapeur pour entrainer une turbine productrice d'électricité. (3) Ré-injection d'eau refroidie à 5000 m de profondeur par le

puit central. (4) Circulation d'eau dans les fractures et réchauffement au contact de la roche chaude (200°C).
D'après <http://www.soultz.net/fr/>

Le contexte géodynamique, à l'origine de l'amincissement lithosphérique et de la modification du **géotherme** proche de la surface est ici déterminant. A l'échelle européenne, il y a une grande inégalité devant cette ressource dont pourraient profiter turcs ou italiens mais pas les scandinaves (figure ci-dessous). A une même profondeur (accessible au forages) de 5 000 m, la température est de plus de 240°C vers Ankara contre moins de 60°C à Stockholm.

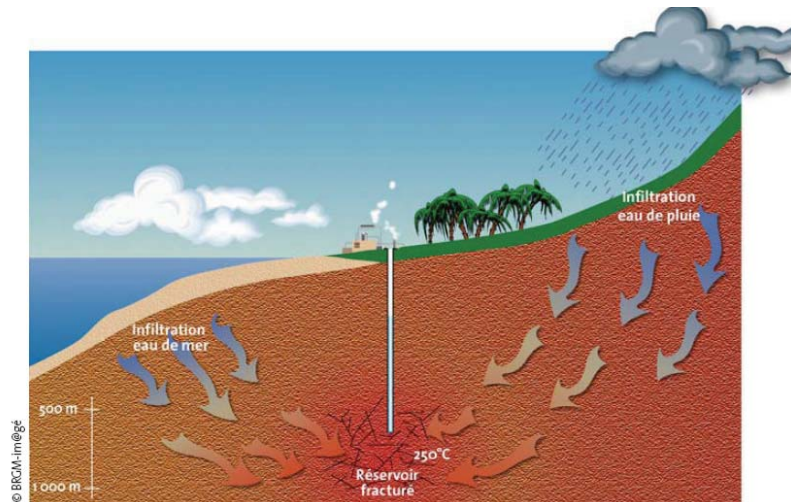


Carte de la température à 5 000 m de profondeur en Europe (d'après Shell International)

Même s'il s'agit là de l'exploitation d'une ressource naturelle renouvelable et gratuite aux premiers abords, le pompage de l'eau et le processus de transformation de l'eau en vapeur par échangeur thermique entraînent des surcoûts qui font que cette énergie est assez chère. Cette ressource deviendra plus compétitive uniquement lorsque le prix des matières premières énergétiques aura augmenté, pour des raisons géopolitiques d'accès à ces ressources, ou pour des raisons environnementales privilégiant les énergies renouvelables.

4) La géothermie de haute-énergie

La géothermie à très haute température repose sur l'exploitation, par forage et fracking, de nappes phréatiques ou de roches sèches (avec injection d'eau), dont la température dépasse largement celle d'ébullition de l'eau. Ce procédé permet de produire une vapeur dite « sèche » qui alimente directement des turbines pour générer de l'électricité. Ce type d'installation ne peut être réalisé que dans des zones présentant un gradient thermique très élevé, typiquement dans des régions volcaniques comme l'Islande ou les Caraïbes. À l'instar de la géothermie haute température, il faut réinjecter l'eau condensée et refroidie dans le réservoir pour maintenir son fonctionnement. Ce refroidissement de l'enceinte pourrait avoir tendance à épuiser la ressource, mais dans les zones bénéficiant d'un flux thermique intense, la durée de vie de ces installations peut être extrêmement longue. Cela en fait une énergie souvent qualifiée de « renouvelable » dans les cas où le flux thermique naturel est supérieur à celui exploité. La puissance installée à l'échelle mondiale est de l'ordre de 9000 MW électriques, soit l'équivalent de neuf centrales nucléaires, dont 15 MW en France, notamment grâce à la centrale de Bouillante, située en Guadeloupe. Cette technique repose sur des **distorsions locales du géotherme** autour de chambres magmatiques, là où les roches atteignent de hautes températures.



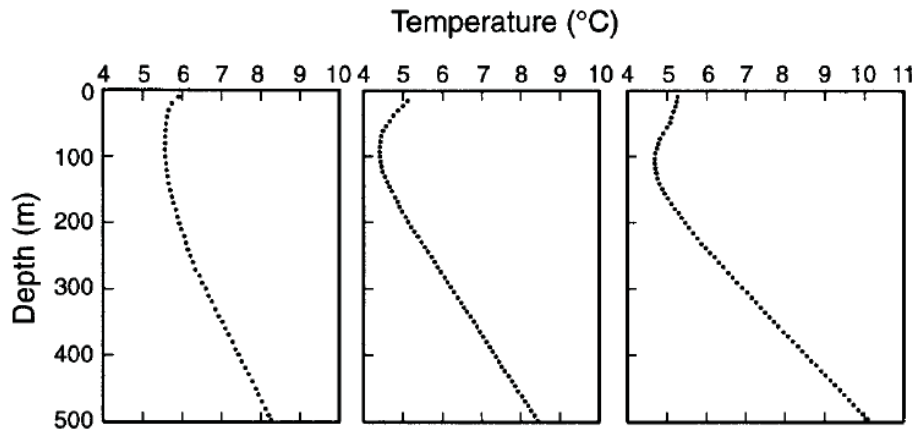
Fonctionnement de la géothermie de haute énergie à la centrale de Bouillante. D'après BRGM.

Conclusion

Ce devoir invitait à présenter à la fois les difficultés à connaître l'évolution de la température à l'intérieur de la Terre, mais également les limites de la représentation symbolique d'un géotherme moyen actuel, en se projetant dans les variations spatiales et temporelles. Il est intéressant de noter qu'appréhender le géotherme et son évolution nécessite de jongler entre **géophysique** (sismologie, mesure du flux de chaleur), **pétrologie expérimentale** (changements de phase de l'olivine ou liquidus du fer à Haute Pression), **géochimie** (signification du MgO dans les komatiites, radioactivité) et **pétrologie** (adakites), tandis que l'exploitation de la chaleur interne du globe a fait appel à la **géologie appliquée** (géothermieS).

Une ouverture possible est d'ordre pétrologique : en effet les **conséquences** de l'augmentation de la température avec la profondeur sont importante à la fois (i) sur les **roches sédimentaires** (enfouissement = augmentation de pression et de température permettant diagénèse ; discussion également possible sur la maturation des hydrocarbures) ; (ii) sur les **roches magmatiques** (l'augmentation de température avec la profondeur est nécessaire à une quelconque fusion) ; et (iii) sur les **roches métamorphiques** (dT/dz conditionne les faciès et les paragenèses associées).

Une autre ouverture possible est sur des aspects de **géodynamique externe** : on peut imaginer discuter la **prolongation de $T=f(z)$ dans l'atmosphère** (et discuter découpage des enveloppes externe en tropo/strato/méso/thermo/exo-sphère). On peut aussi imaginer comparer le **bilan énergétique externe versus interne** (la surface de la planète Terre reçoit en permanence 174 000 TW du Soleil à comparer au 42 TW de chaleur interne), ceci en lien avec les besoins de l'humanité (la puissance totale produite et consommée par l'humanité est d'environ 15 TW). Enfin, une autre ouverture pourrait être de discuter l'évolution temporelle de la température de surface (T_0), qui marque l'origine du géotherme. Cette température est imposée par celle moyenne de l'atmosphère et peut témoigner de l'**évolution climatique** : un réchauffement infléchit ce géotherme (figure ci-dessous).



Mesures de la température en fonction de la profondeur dans trois puits de forage du nord du Canada. La courbure dans la partie supérieure des profils est une réponse, au moins en parties, aux changements de températures de surface. L'augmentation quasi linéaire de la température dans la portion inférieure indique par prolongation où la température d'équilibre en surface serait attendue. D'après Pollack et Huang, 2000.

Une autre ouverture pouvait également être faite sur les liens multiples entre géotherme et tectonique des plaques.

Références

Articles scientifiques et ouvrages en anglais :

- Arndt, N., Leshner, M. C., & Barnes, S. J. (2008). Komatiite (p. 487). Cambridge university press.
- Davies, J. H. (2013). Global map of solid Earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10), 4608-4622.
- Elkins-Tanton, L. T. (2012). Magma oceans in the inner solar system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 113-139.
- Pollack, H. N., & Huang, S. (2000). Climate reconstruction from subsurface temperatures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 339-365.
- Fowler, C.M.R., *The Solid Earth*, chap. 7
- Turcotte, D.L. & Schubert, G., *Geodynamics*, chap. 4
- Jaupart, C. & Mareschal, J.C., *Heat generation and transport in the earth*

Manuels disponibles au concours :

- Nicollet, *Métamorphisme et géodynamique*, Dunod
- Lagabrielle et al., *Mémo Visuel de géologie*
- Laurent Emmanuel et al., *Maxifiches Géologie*
- Peycru et al., *BCPST Tout en 1* - Dunod

Sites internet :

- Planet-terre : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/>
- BRGM : <https://www.brgm.fr/fr>
- www.guide-geothermie.org
- <http://www.geologie.ens.fr/~vigny/cours/chp-gphy-1.html>

4.3.3 Grille de notation

Introduction (4 % du total des points)	# analyse du sujet qui débouche sur des fils directeurs ancrés dans un sens biologique ou géologique - lien cohérent entre problématique et sujet - et entre problématique et plan # contexte # analyse des termes du sujet annonce du plan = axe directeur en lien avec la problématique	Vaut 90 % des 4 % 0 - 10 % - 40 % - 100 % en fonction du nombre d'items
Contenu notionnel (80% du total des points)		Vaut 10% des 4 % Oui ou Non (O ou N) rien 0 %, énoncé 10 %, Mot clé 25 %, bien traité 65 %, complètement traité 100 % Pour chaque item, des niveaux de curseur peuvent être supprimés.
Titre partie	Titre sous partie	Item et description des niveaux
Mise en évidence du géotherme et origine du géotherme		
Géotherme et flux de chaleur en surface		Arguments de terrain (forage/mines/source thermique) et géotherme en surface Loi de Fourier (sans déplacement de matière)
Origine de la chaleur interne du globe		radioactivité / cristallisation graine / chaleur résiduelle / marée terrestre quantification des sources + ordre de grandeur (actuel 42TW)
Structure interne et modes de transmission de la chaleur		Rayonnement (ε) / Conduction / convection Nombre de Rayleigh Ra = (alpha delta T d3 g) / (nu kappa)
Points des notions		
Méthodes de Construction du géotherme actuel		
Les points d'ancrage		construction pt d'ancrage essentiel 1) croûte/manteau (Lithos/Astheno Boundary, couplage méthodes)
		construction pt d'ancrage essentiel 2) manteau sup/inf (410 km y compris, couplage méthodes)
		construction pt d'ancrage essentiel 3) noyau int/ext (5100 km), couplage méthodes
		détail méthodo Endlumes diamants (phases de l'olivine) ou fusion de fer (HP dans noyau) détail méthodo, PREM
Les gradients		hypothèse gradient adiabatique convectif manteau/noyau (+ cas de la D")
Le géotherme moyen (SCHEMA)		Structure interne / axes gradué / pentes adaptées (diffusif/convectif) / points d'ancrage
Points des notions		
Variations spatiales et temporelles du géotherme		
Variations spatiales en surface (cf. flux de chaleur)		Carte/schéma des hétérogénéités spatiales du flux de chaleur (LO dorsale Rapide/Lente) ou LO vs LC Explication f(H LO) dT/dz (loi de Fourier) ou sur CC (H CC, craton jeune/vieux radioactivité) dFlux théorie/mesuré, refroidissement dorsale par advection (hydrothermalisme)
Variations spatiales en profondeur		Obs pétro (construire le lien entre paragenèse métamorphique et un géotherme) un modèle thermique (ex subduction) : modèle géodynamique et anomalie du géotherme diversité des géothermes en fonction des contextes géodynamiques (subduction, extension, collision) Diagenèse basse température (maturation MO, fenêtre huile/gaz = (tpsi/profondeur)) un exemple de magmatisme (obs) diversité des magmatismes en fonction du géotherme Principe tomographie sismique (anomalie vit -> anomalie T) Un exemple contextualisé (subduction ou point chaud)
		Océan magmatique
		Komatiites (VS OIB) illustrent le refroidissement séculaire (100°C/1Ga)
		TTG témoins de fusion de C.O. hydraté (pétro expérimentale) en contexte chaud (calco-alcalin)
Conséquences (temporelles ou spatiales) pour la tectonique des plaques		en fonction du géotherme, variation de la rhéologie (Byrlee) et mode de déformation (f(tpsi)) un exemple possible (tectonique des plaquettes, faible relief, sagduction, ...)
Points des notions		
Les ressources liées au géotherme		
Géothermie de très basse énergie		Principe et fonctionnement diversité des géothermies (basse ou haute énergie)
hydrothermalisme et ressources		exemple continental / océanique (mise en mouvements de fluides et solubilité élevée elts)
Points des notions		
Total points des notions		