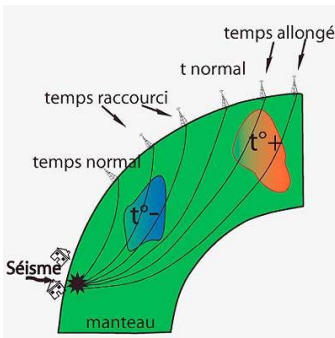


La géothermie

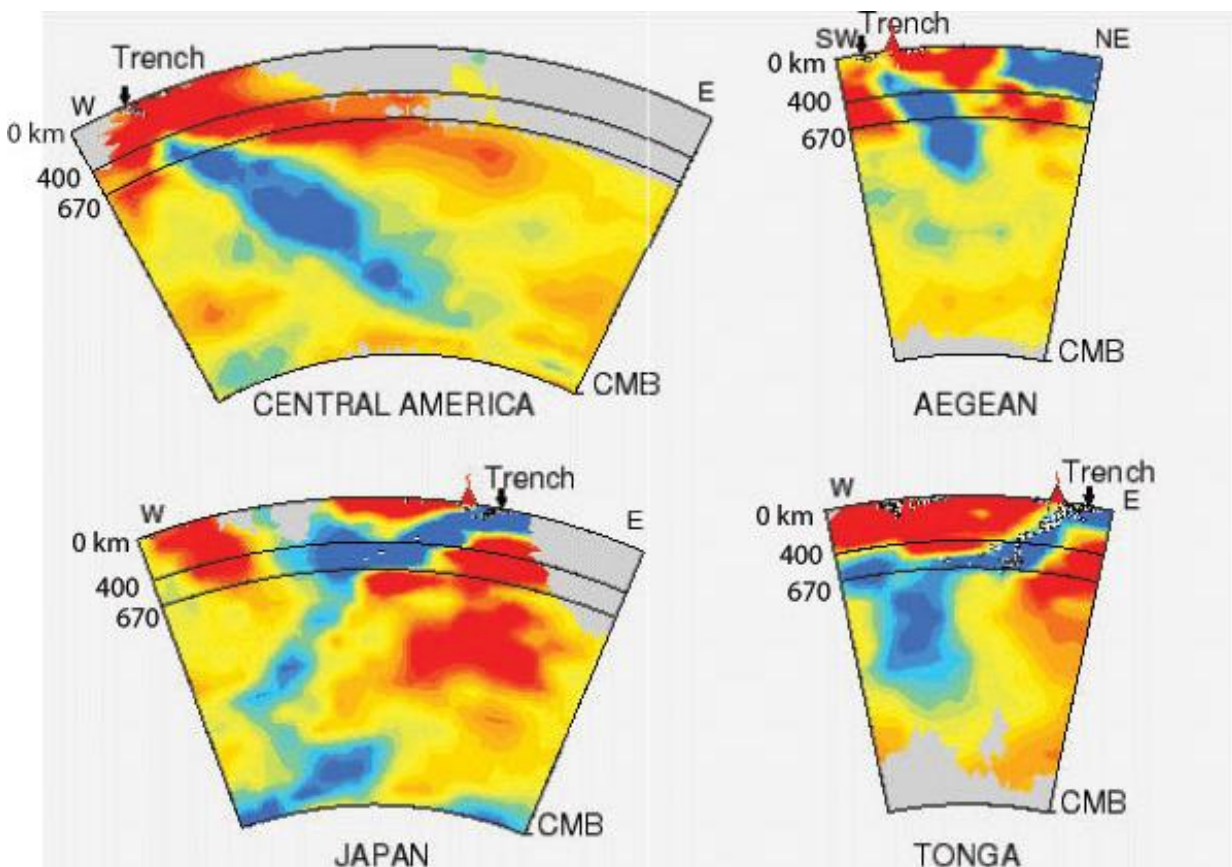
1. La tomographie sismique



Les ondes sismiques se déplacent au sein du globe à une vitesse qui dépend de différents paramètres physiques : la densité du milieu traversé, la chaleur etc. Pour une même enveloppe, faite du même matériau, lorsque le matériau traversé est froid, les ondes se déplacent plus vite et lorsqu'il est chaud, elles se déplacent plus lentement.

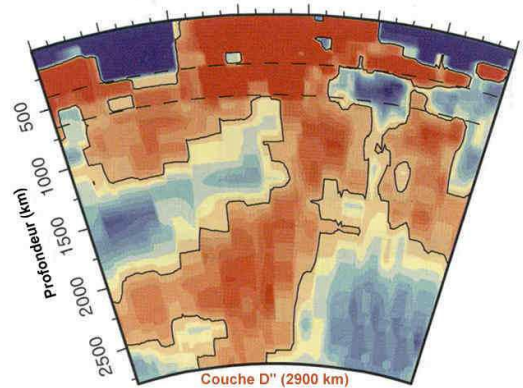
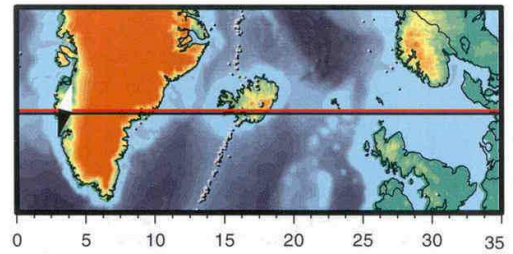
La [tomographie sismique](#) permet d'établir des "coupes" du globe terrestre grâce à une analyse des vitesses de propagation des ondes sismiques. Les vitesses enregistrées dépendent, notamment, des caractéristiques physiques du milieu traversé (température, pression). Sur chaque image ci-dessous, les régions colorées en rouge correspondent aux régions anormalement chaudes, la vitesse des ondes est inférieure à la vitesse "normale". Les zones colorées en bleu montrent des régions « froides » ; les ondes s'y propagent rapidement.

Document 1 : tomographie sismique au niveau de différentes régions du Globe.



Sur ces cartes sont indiquées les profondeurs 400 et 670 km correspondant au changement de phase olivine-spinelle et spinelle-oxyde (pérovskite). Ces zones froides correspondent aux lithosphères océaniques subduites dans le manteau. Ces images semblent indiquer que la plaque plongeante s'enfonce sous la limite 670 km pour atteindre l'interface manteau-noyau à 2900 km de profondeur (CMB : Core mantel boundary ou discontinuité de Gutenberg). Au niveau de l'interface manteau-noyau, on a émis l'hypothèse qu'il existait une zone, appelée couche D'', de 2850 km jusqu'à 2900 km où ont lieu des interactions entre le manteau et le noyau et qui « contient » l'énergie en provenance du noyau. Quand cette énergie est libérée, cela forme un [diapir](#), on assiste alors à la naissance d'un panache (en anglais « [plume](#) ») générant un [point chaud](#) en surface.

Document 2 : résultat d'études tomographiques au niveau de l'Islande, située sur la dorsale Atlantique.

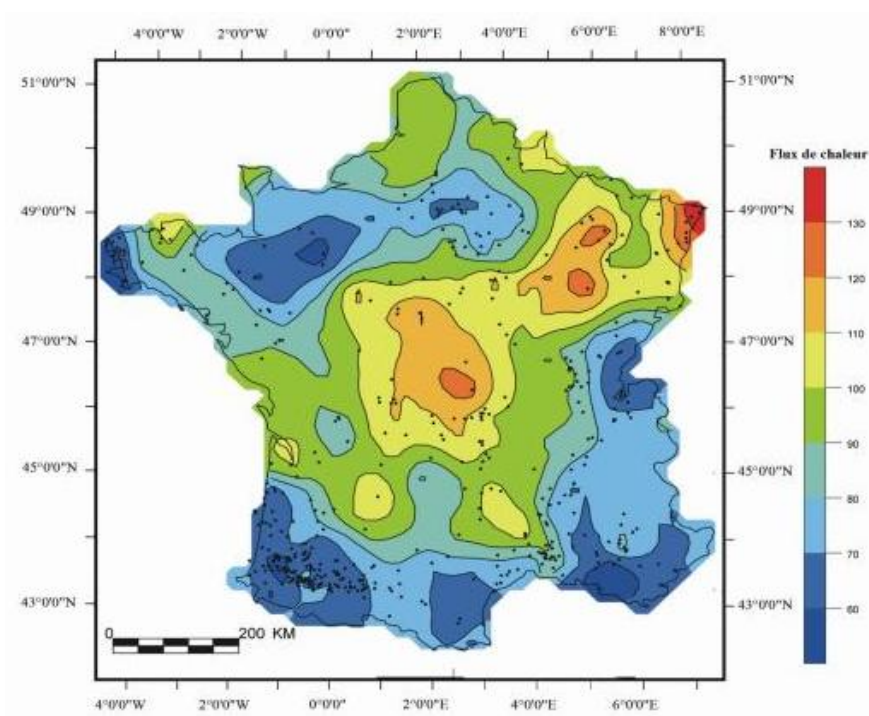


2. La géothermie

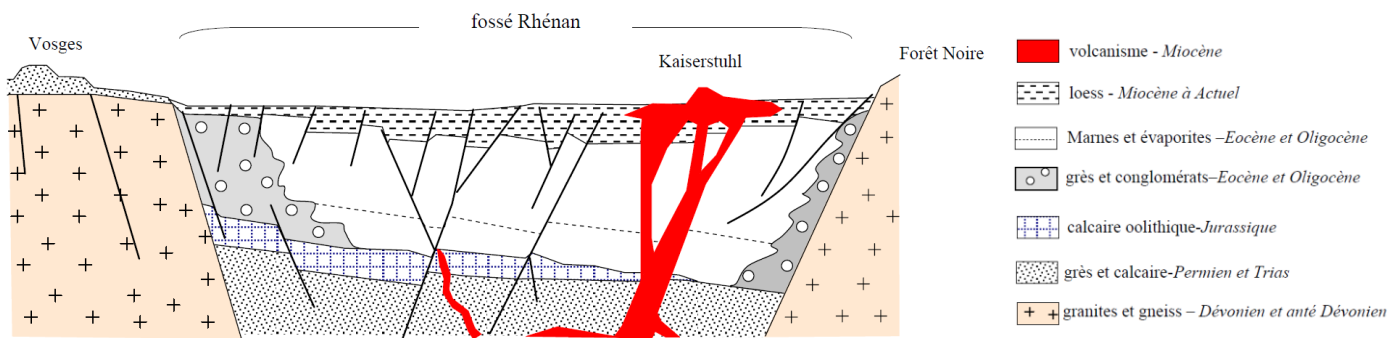
La géothermie, du grec Géo (la terre) et Thermos (la chaleur) désigne à la fois la chaleur terrestre et son exploitation par l'homme. La géothermie exploite le différentiel thermique de l'écorce terrestre pour en extraire de la chaleur utilisable par l'homme. On distingue trois types :

- la géothermie profonde à haute énergie (150 – 250°C, 2 500 m) pour la production d'électricité (vapeur + turbine) ;
- la géothermie moyenne à basse énergie (30 à 150°C dans les aquifères) pour le chauffage urbain collectif par réseau de chaleur ;
- la géothermie à très basse énergie (<30°C). Elle extrait la chaleur terrestre présente à faible profondeur dans le sol (10 à 100 m) par pompe à chaleur (PAC).

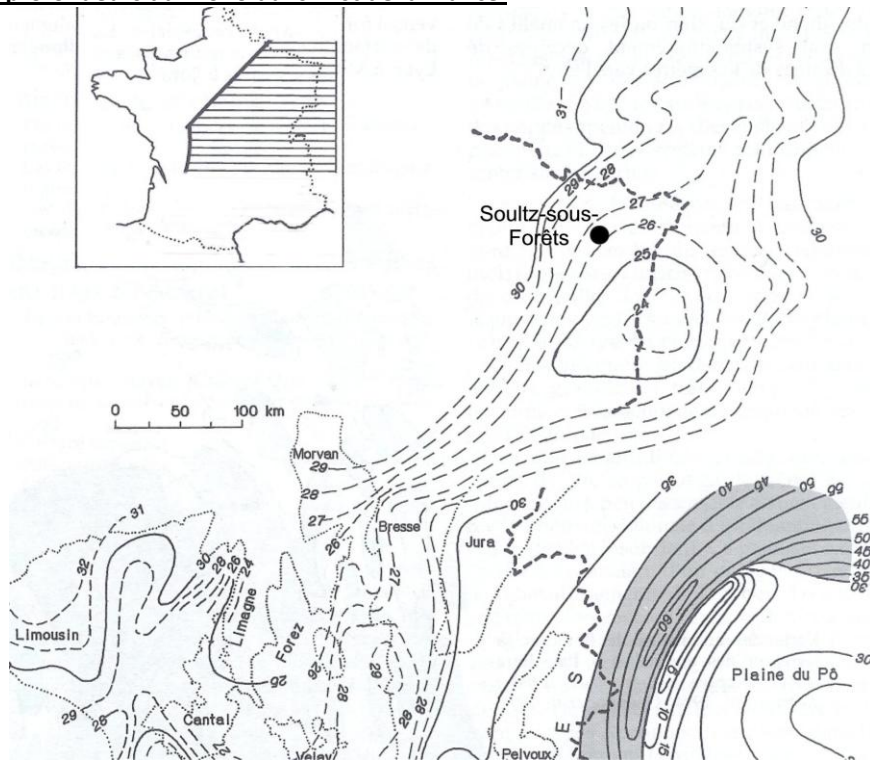
Document 3 : flux géothermique en France



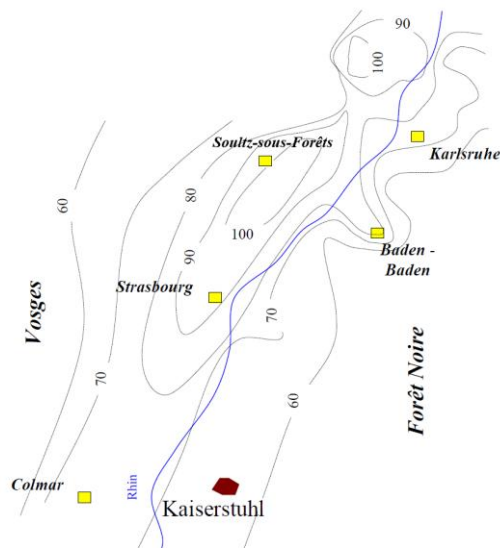
Document 4 : coupe géologique du fossé Rhénan passant par le Kaiserstuhl.



Document 5 : carte des profondeurs du Moho dans l'Est de la France.



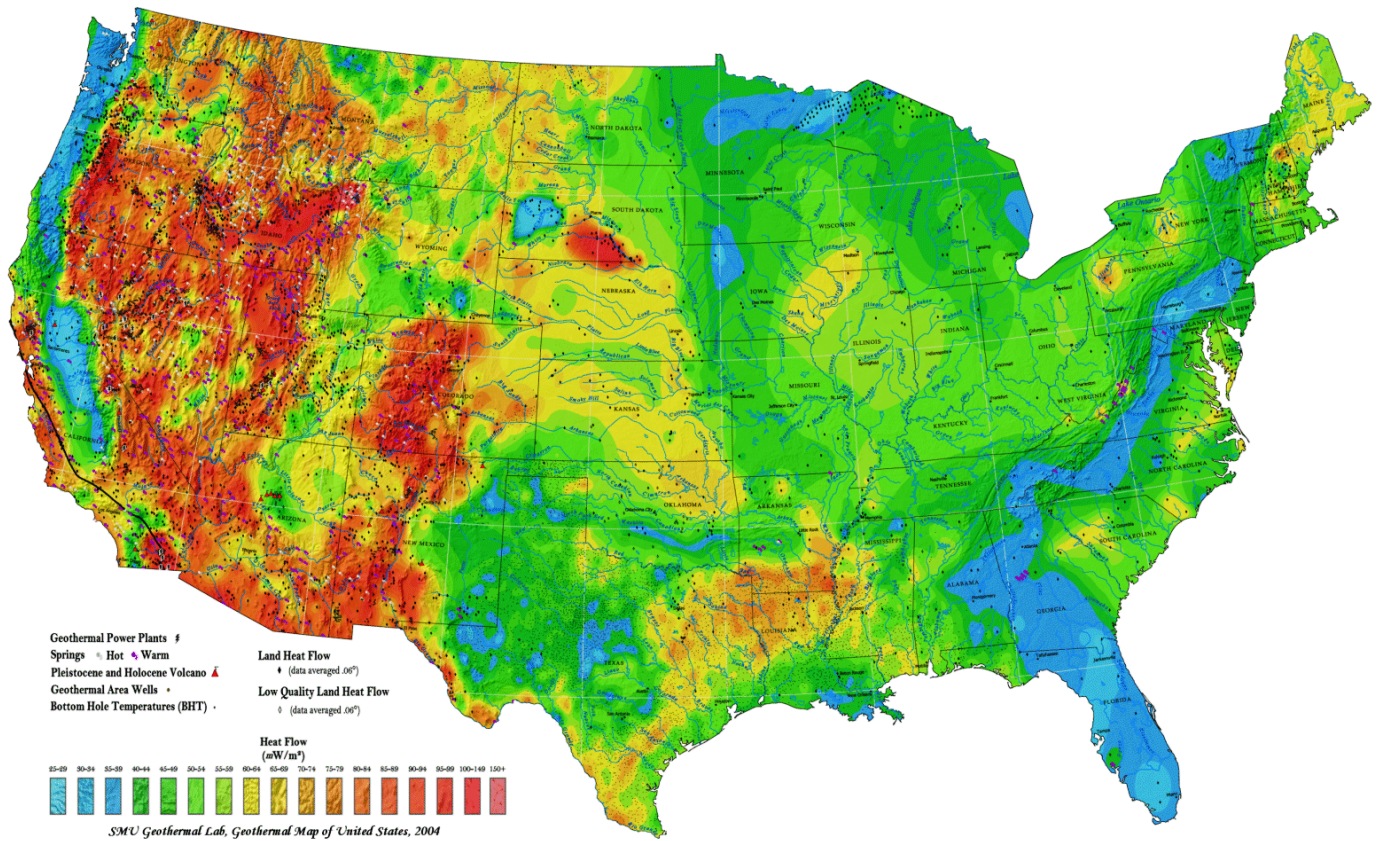
Document 6 : carte des isothermes (lignes d'égale température) à 1500 m de profondeur dans l'Est de la France.



Document 7 : données géothermiques de 3 domaines géologiques (EEDD INRP)

	gradient géothermique (°C /100 m)	température du fluide circulant (°C)
bassin sédimentaire	1 à 3	< 100
fossé d'effondrement	3 à 10	100 < T < 150
zone de subduction	10 à 50	> 150

Document 8 : flux de chaleur aux États-Unis d'Amérique.



Document 9 : calculs de l'énergie thermique terrestre

On se propose d'étudier un certain nombre de données concernant l'énergie thermique dégagée par le globe terrestre. Une partie de cette énergie a pour origine la chaleur dégagée lors de la désintégration d'éléments radioactifs.

	Croûte continentale	Croûte océanique	Manteau
Uranium	$1,6 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$	$0,9 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$	$0,02 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$
Thorium	$1,6 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$	$0,7 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$	$0,03 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$
Potassium	$0,7 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$	$0,1 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$	$0,007 \cdot 10^{-10} \text{ W. kg}^{-1}$
Densité	2,7	2,9	3,2
Épaisseur moyenne	30 km	10 km	2900 km

Grâce aux données quantitatives présentées dans le tableau ci-dessus on peut calculer les puissances totales (en W) délivrées par les croûtes continentales et océaniques et le manteau par radioactivité :

- On commencera par calculer la puissance de chaque enveloppe par unité de masse.
- Puis on calculera la masse de chacune des enveloppes (*rappels : $r = \text{rayon de la Terre} = 6370 \text{ km}$, croûte continentale = 2/5 de la surface de la Terre et croûte océanique = 3/5 de la surface de la Terre, volume d'une sphère : $V = 4/3 \pi r^3$*).
- Enfin, on pourra donner les pourcentages de contribution et conclure.

Le tableau ci-dessous donne les valeurs de flux de chaleur mesurées à la surface des continents et des océans :

Continents	Océans
Afrique $49,8 \text{ mW. m}^{-2}$	Atlantique Nord $67,4 \text{ mW. m}^{-2}$
Amérique du Sud $52,7 \text{ mW. m}^{-2}$	Atlantique Sud $59,0 \text{ mW. m}^{-2}$
Amérique du Nord $54,4 \text{ mW. m}^{-2}$	Océan Indien $83,3 \text{ mW. m}^{-2}$
Australie $63,6 \text{ mW. m}^{-2}$	Pacifique Nord $95,4 \text{ mW. m}^{-2}$
Europe et Asie $60,2 \text{ mW. m}^{-2}$	Pacifique Sud $77,4 \text{ mW. m}^{-2}$
	Bassins marginaux $71,1 \text{ mW. m}^{-2}$

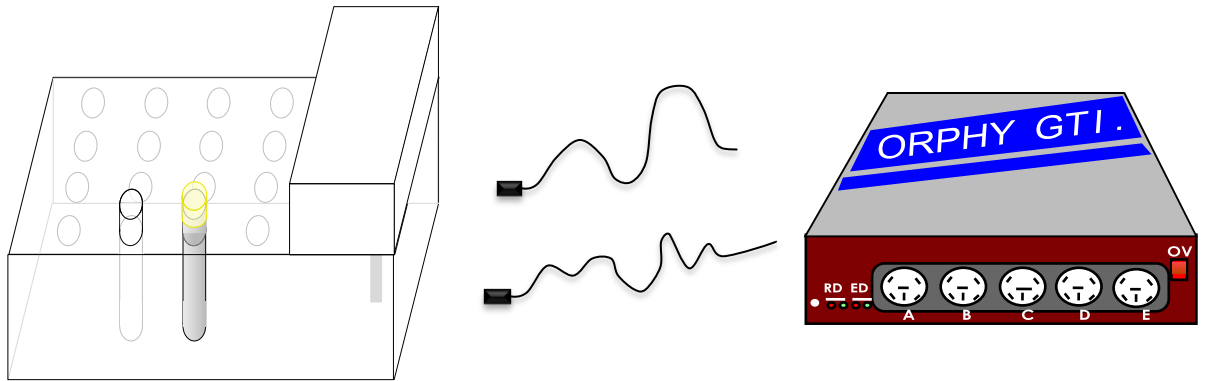
À l'aide du tableau précédent, nous pouvons :

- calculer la valeur moyenne du flux de chaleur en surface pour les continents Φ_c et les océans Φ_o
- puis en déduire en fonction du rayon de la Terre les quantités totales de chaleur dégagées d'une part par les continents Q_c et par les océans Q_o .
- Enfin, nous pouvons comparer la puissance totale (en W) dissipée à la surface de la Terre à la part d'origine radioactive

(*rappels : $r = \text{rayon de la Terre} = 6370 \text{ km}$, croûte continentale = 2/5 de la surface de la Terre et croûte océanique = 3/5 de la surface de la Terre, surface d'une sphère de rayon r : $S = 4 \pi r^2$*)

Document 10 : mesure des transferts thermiques par conduction et par convection à l'aide d'un dispositif ExAO

À l'aide de deux sondes thermométriques, d'un bain-marie, d'un tube à essai rempli d'eau et d'une barre d'aluminium, nous pouvons mesurer, grâce à une interface (ici : Orphy GTI) reliée à un ordinateur, l'évolution de la température en cinq à dix minutes pour les deux milieux de même diamètre et même volume (mais néanmoins de composition différente) dans un bain-marie réglé à 80°C. Pour cela nous utiliserons un logiciel généraliste d'acquisition (soit Orphy GTI, soit Visuel Orphy).



Document 11 : modélisation des mouvements de convection

Avec un bécher, de l'huile incolore, de la craie en poudre, un support et une bougie, nous pouvons modéliser de manière analogique les mouvements de convection.

