

Le forage le plus profond réalisé sur Terre a été mené par l'URSS puis la Russie dans la presqu'île de Kola, et a atteint une profondeur de 12 km. Or le rayon terrestre est de 6370 km : l'essentiel du globe terrestre est inaccessible à l'observation directe.

L'étude de la structure interne du globe terrestre, ainsi que de sa dynamique, fait donc intervenir des techniques de géophysique, c'est-à-dire l'utilisation de méthodes physiques pour l'étude du globe terrestre.

Nous allons dans ce TP utiliser plusieurs techniques et/ou observations, afin de retrouver et de compléter diverses données sur structure et le dynamisme du globe terrestre.

Programme officiel :

- Expliquer la construction d'un modèle radial de la Terre solide (modèle PREM)
- Exploiter et relier des données géophysiques permettant d'établir des discontinuités physiques ou chimiques dans le globe
- Exploiter des données permettant la construction du géotherme
- Exploiter des données géophysiques et expérimentales montrant les transitions de phase dans le manteau
- Exploiter des données de tomographie sismique et les relier au contexte géodynamique
- Réaliser des calculs simples d'équilibre vertical archimédien dans des contextes géologiques
- Exploiter des données géologiques diverses permettant d'estimer une vitesse de remontée isostatique et l'ordre de grandeur de la durée d'un rééquilibrage isostatique
- Exploiter des données gravimétriques (air libre, Bouguer) obtenues par altimétrie satellitaire
- Relier des anomalies du géoïde à petite longueur d'onde avec la topographie sous-marine
- Exploiter des données GPS pour caractériser le mouvement des plaques à la surface de la Terre
- Relier diverses données permettant de discuter la diversité des subductions : pendage du panneau plongeant, état des contraintes, vitesse, âge de la lithosphère, volcanisme
- Exploiter les cartes des fonds océaniques pour estimer les taux d'accrétion

Compétences :

- Présenter le principe de modification de pression et/ou température d'un échantillon par presse hydraulique ou enclume à diamant et exploiter les résultats
- Présenter le principe d'obtention de certaines données géophysiques et en exploiter les résultats :
 - Sismogrammes, tomographie sismique, sismique réflexion, profil de vitesse des ondes sismiques
 - Altimétrie satellitaire, anomalies gravimétriques, magnétiques et du Géoïde
- Exploiter des données GPS
- Réaliser un calcul d'isostasie sur un modèle simple

1. Le modèle radial de la Terre (ST-B)

1.1. Données sismiques et modèle PREM

Voir poly 1 - préparation

1.2. Mise en évidence de discontinuités

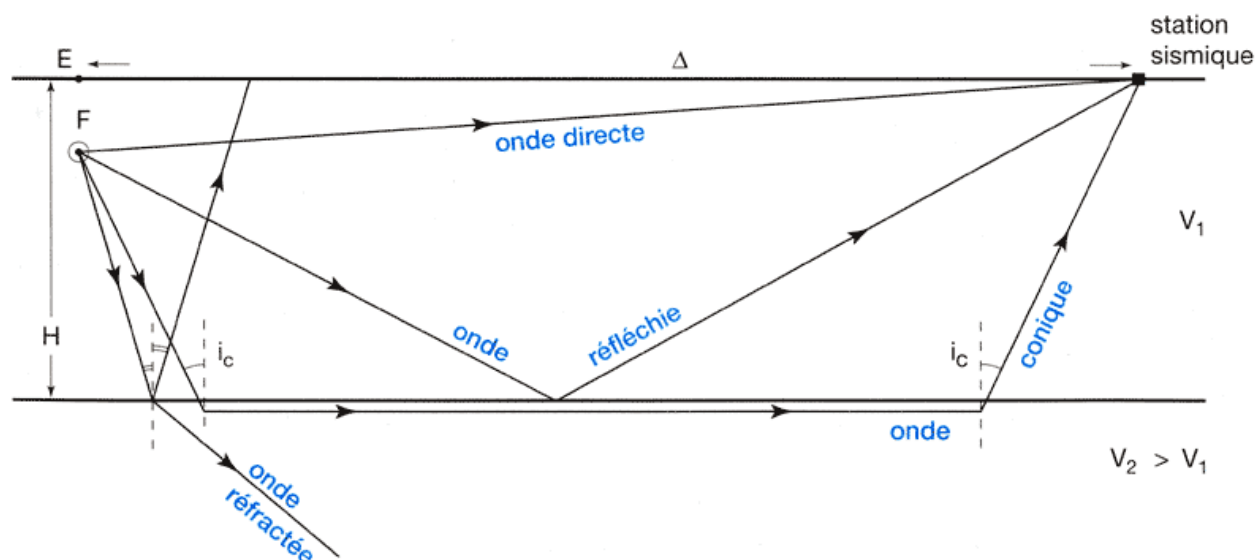
⇒ Réflexions et réfractions sismiques

Lorsqu'elles rencontrent une discontinuité, même mineure, les ondes sismiques passent d'un milieu à un autre, présentant des vitesses de propagation différentes. En conséquence, les ondes sont alors réfléchies et réfractées, en obéissant aux lois de Snell-Descartes. *Voir figure, page suivante.*

Lorsqu'une onde sismique arrive au niveau d'une discontinuité avec un angle incident critique i_c , l'onde réfractée se propage dans le milieu 2 à proximité de la surface de discontinuité. Puis elle ressort dans le milieu 1 avec le même angle i_c : c'est alors une onde dite **conique**. Cette nouvelle réfraction a lieu car la surface de discontinuité n'est pas strictement plane, les ondes vont la retoucher. *Il n'y a alors pas d'onde réfléchie : la réfraction est totale.*

➡ **Proposer et justifier** un ordre d'arrivée entre une onde directe, une onde réfléchie et une onde conique arrivant à la même station sismique.

➡ Quel type d'**information** peut apporter une onde conique ?



⇒ Mise en évidence du Moho

La discontinuité de Mohorovičić, ou Moho, a initialement été mise en évidence du fait d'ondes réfléchies sur cette discontinuité majeure.

Un tir de mine a été effectué dans une carrière située à l'ouest du Massif central. Onze sismographes ont été placés dans un rayon de 100 km autour de la carrière. Tous enregistrent l'arrivée de deux trains d'ondes :

- Des ondes directes (1^{re} onde)
- Des ondes réfléchies (2^e onde)

On considère que les ondes directes traversent un milieu homogène.

Sismographes	Distance au tir de mine	Temps d'arrivée de la 1 ^{re} onde	Temps d'arrivée de la 2 ^e onde
Sismographe 1	1 km	0,18 s	12,74 s
Sismographe 2	10 km	1,82 s	13,09 s
Sismographe 3	20 km	3,64 s	13,45 s
Sismographe 4	30 km	5,46 s	14,18 s
Sismographe 5	40 km	7,25 s	14,72 s
Sismographe 6	50 km	9,06 s	15,63 s
Sismographe 7	60 km	10,90 s	16,72 s
Sismographe 8	70 km	12,71 s	18,18 s
Sismographe 9	80 km	14,54 s	19,27 s
Sismographe 10	90 km	16,35 s	21,09 s
Sismographe 11	100 km	18,20 s	22,18 s

Temps d'arrivée des ondes sismiques.

Type de roche	Vitesse (en km/s)
Eau	1,5
Sédiments et Roches sédimentaires	2 à 5
Granite et gneiss	5,5
Basalte et gabbro	6 à 6,5
Péridotite	8 à 12
Péridotite hydratée	6 à 8

⇒ **Montrer** que l'arrivée d'ondes réfléchies est compatible avec l'existence d'une discontinuité.

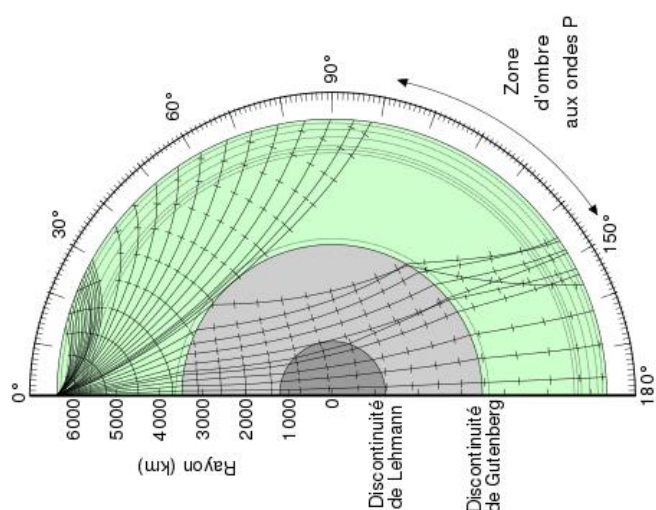
⇒ **Déterminer** la profondeur de cette discontinuité (Moho, ou discontinuité de Mohorovičić) en supposant que la vitesse des ondes réfléchies est identique à celle des ondes directes.

⇒ **Indiquer** la nature des roches situées sous le Massif central.

⇒ Zone d'ombre et discontinuité de Gutenberg

On observe une zone d'ombre sismique : Pour une distance angulaire comprise entre 105° et 142°, aucune onde P directe n'est observée.

Cette observation est interprétée comme la conséquence de la présence de la discontinuité de Gutenberg entre le manteau et le noyau inférieur, à 2950 km de profondeur.



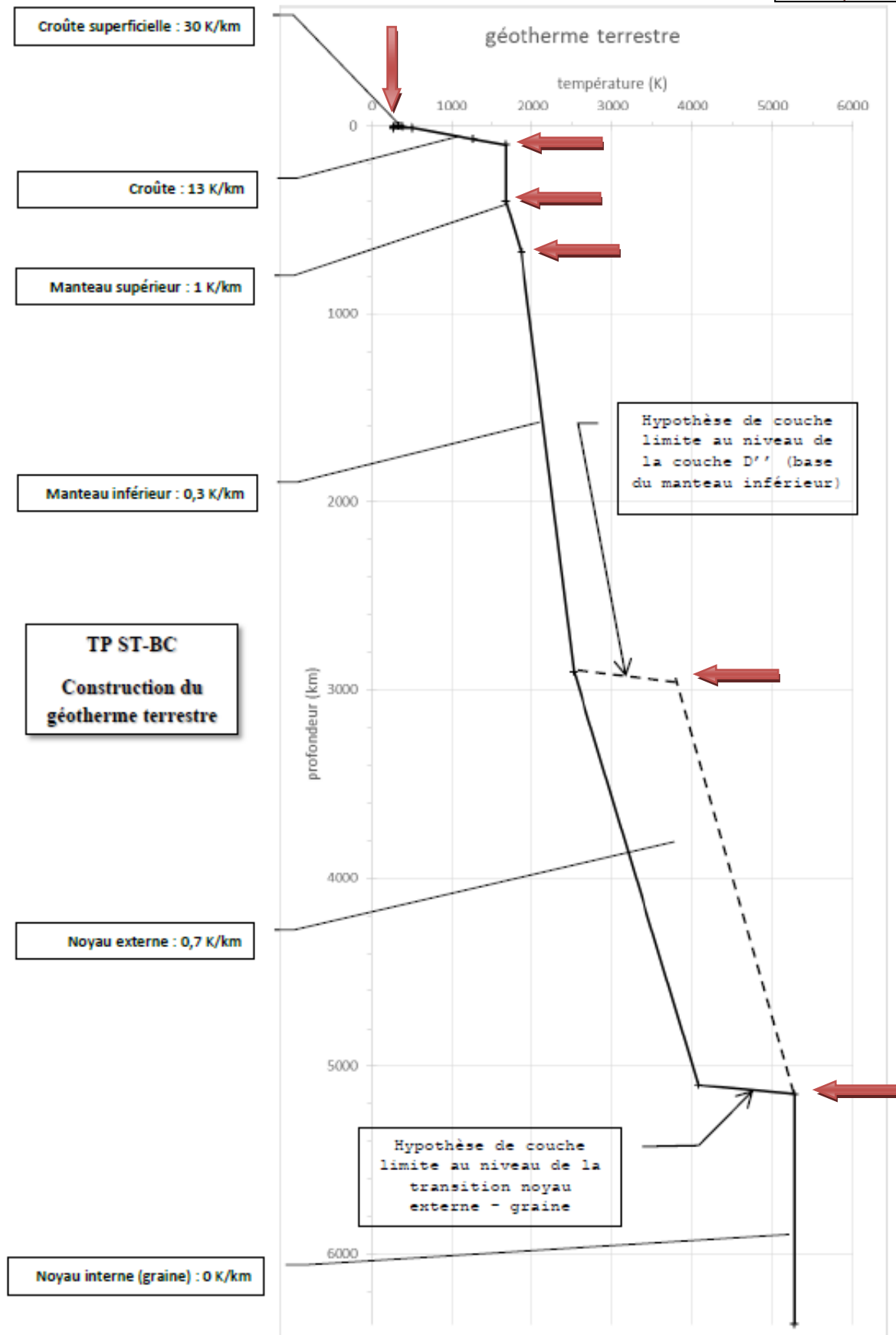
➡ **Justifier** l'allure des raies sismiques sur le schéma.

➡ En supposant une propagation rectiligne des ondes sismiques, **évaluer** la profondeur de la discontinuité mise en évidence. (*ce calcul très sommaire sous-estime largement la profondeur par rapport à la réalité*)

1.3. L'établissement du géotherme

Voir poly 1 - préparation

Points d'ancrage
du géotherme



2. Une lithosphère dynamique : mobilité horizontale (ST-C)

2.1. Données GPS et cinétique instantanée

Voir poly 1 - préparation

2.2. Utilisation de la carte de l'océan Atlantique pour déterminer des vitesses fossiles

On prend comme exemple de travail la carte structurale de l'océan Atlantique (commission de la carte géologique du monde, 2012). Un travail similaire peut être menée avec la carte de l'océan Indien.

⇒ Taux d'accrétion océanique à partir de l'âge des fonds océaniques

☛ Déterminer la vitesse d'accrétion pour la moitié est de la dorsale atlantique, à 30°N :

- Depuis le début du miocène
- Pendant le crétacé

☛ En se plaçant depuis le début du paléocène, comparer l'accrétion est et l'accrétion ouest de la dorsale atlantique, à 40°S. En déduire la vitesse d'ouverture océanique depuis le début du paléocène.

⇒ Taux d'accrétion à partir des anomalies magnétiques

Fiche en fin du poly 1 - préparation : « magnétisme terrestre et paléomagnétisme »

☛ **Repérer** une dorsale fossile, c'est-à-dire ayant fonctionné par le passé mais ne produisant plus de lithosphère océanique à l'heure actuelle, dans l'Atlantique NE.

☛ **Estimer** sa vitesse d'ouverture pendant la durée de son fonctionnement, à partir des données du paléomagnétisme.

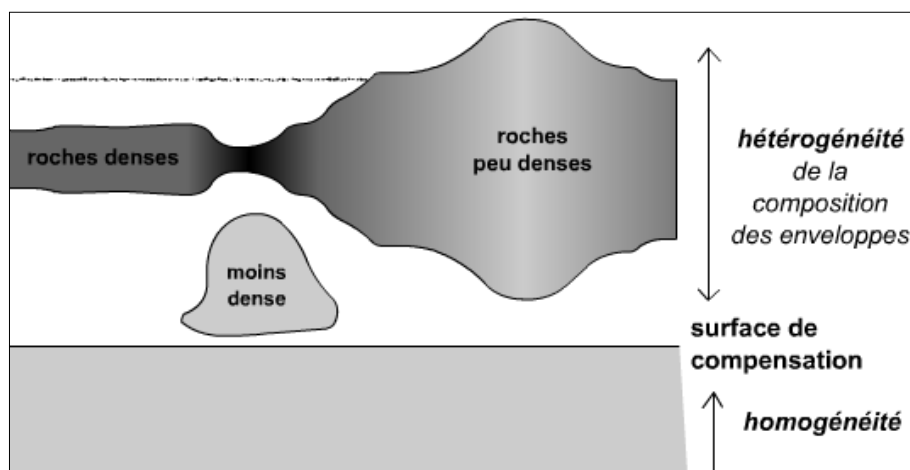
3. Une lithosphère dynamique : mobilité verticale (ST-C)

3.1. Équilibre archimédéen et isostasie : principes

⇒ L'isostasie repose un équilibre archimédéen entre les enveloppes

L'isostasie est l'**équilibre hydrodynamique**, réalisé en particulier au niveau des enveloppes terrestres. En géologie, il s'agit donc de l'étude des conditions d'équilibre des enveloppes terrestres, conditions qui expliquent en particulier les épaisseurs des enveloppes les plus externes (croûtes, lithosphères).

Les enveloppes terrestres sont en équilibre à long terme. Ces équilibres expliquent, par exemple, que la croûte océanique (dense) soit moins épaisse que la croûte continentale (moins dense) : il y en réalité des compensations de masses, en profondeur.

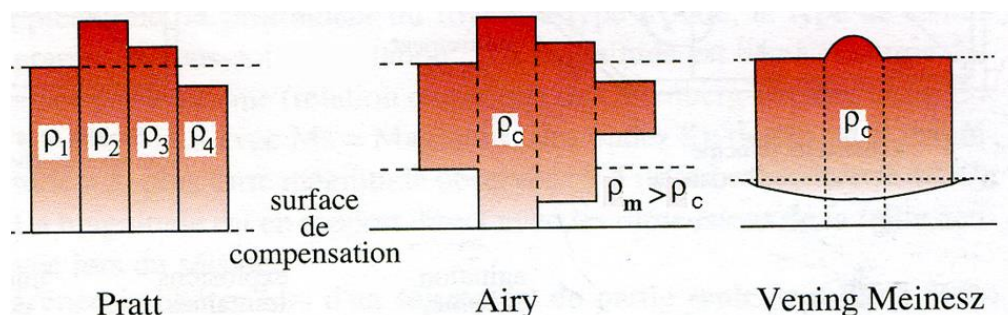


En effet, on postule que la **répartition hétérogène des masses n'est que superficielle**, et qu'il existe, à une certaine profondeur sous la surface de référence, une surface, dite **surface de compensation**, au-dessous de laquelle la distribution des masses deviendra homogène.

Tous les calculs isostatiques reposent sur l'utilisation de cette surface de compensation : les masses situées en-dessous étant homogènes, seules les masses situées au-dessus sont à prendre en compte dans les calculs. Concrètement, cette surface de compensation sera pour nous, en général, soit la base de la croûte soit la base de la lithosphère. *Les géophysiciens se placent en général à 50 ou 100 km de profondeur.*

Le **modèle de Pratt (1855)** postule que la croûte est découpée en prismes de **densité variable**. La variation des densités est dans ce modèle liée à des différences thermiques : si la température est élevée, la roche se dilate, sa densité diminue. Ainsi, une montagne serait associée à une dilatation et donc à une densité plus faible. Un bassin sédimentaire (dépression topographique) est lié à une contraction, donc à une densité plus élevée.

Le **modèle d'Airy (1855)** considère la croûte comme un ensemble de prismes de densité égale : ρ_c , mais de **hauteurs différentes**. Une zone de fort relief comme les chaînes de montagne présentent une croûte plus épaisse que la normale : une racine profonde moins dense que le manteau environnant moins rigide et plus dense. Au contraire, les dépressions topographiques (bassins sédimentaires par exemple) ont une croûte plus mince, associée à une remontée de la limite de la croûte (le Moho).



Ces deux modèles sont bien sûr très simplificateurs, ne serait-ce que par le découpage en prismes discrets... mais ils permettent de décrire les variations de gravité à proximité des reliefs :

- Les **chaînes de montagnes sont effectivement associées à une racine de matériau crustale** : on a pu mesurer un Moho plus profond sous les chaînes de montagnes. (Modèle Airy)
- La **croûte continentale** (moins dense) **est située en plus haute altitude que la croûte océanique plus dense** (Modèle de Pratt)

Ainsi, les variantes du modèle d'Airy sont utilisées plutôt dans l'étude des chaînes de montagne alors que ceux de Pratt dans l'étude des répartitions de masse vers une dorsale océanique

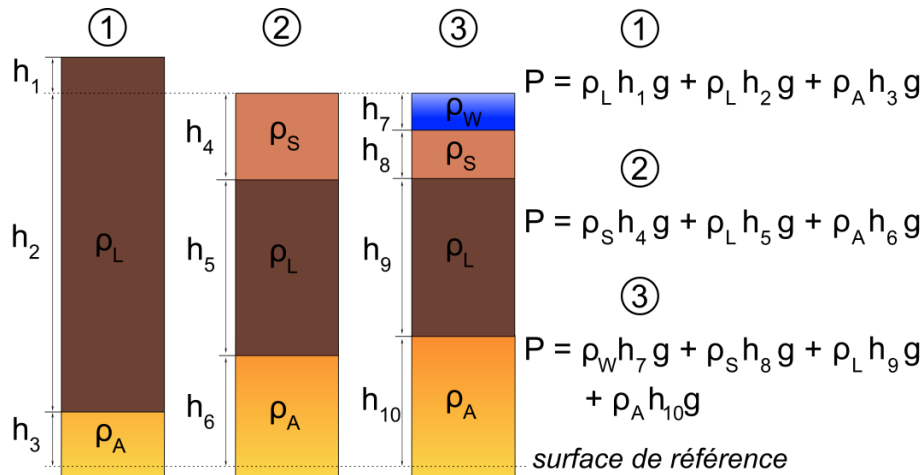
Le modèle de **Vening-Meinesz (1964)** est du même type que le modèle d'Airy, mais avec un étalement latéral de la racine sur une région plus étendue du relief.

⇒ Méthodologie des calculs isostatiques à l'équilibre

Il est possible de réaliser des calculs simples, en situation à l'équilibre. On peut noter que cette notion d'équilibre est toute relative : dans la réalité les situations sont toujours en situation de déséquilibre, de manière instantanée. Par exemple, les dépôts sédimentaires, en augmentant la masse de la lithosphère, induisent un enfoncement ; de même, l'érosion, en réduisant la masse lithosphérique, induit un mouvement de soulèvement.

Dans un exercice d'isostasie :

- 1- On commence par réaliser un schéma en coupe de la structure étudiée (*ce qui revient à émettre un certain nombre d'hypothèses*)
- 2- On choisit une surface de compensation : *se placer au niveau du point le plus bas des enveloppes présentes (base de la croûte, base de la lithosphère)*
- 3- Pour chaque domaine mis en évidence sur le schéma, on place une colonne « virtuelle » : on détermine alors la pression exercée par cette colonne. **Pression** = $\sum_i (\rho_i \cdot g \cdot h_i)$
- 4- A l'équilibre isostatique, les différentes colonnes déterminées exercent la même pression : $P_A = P_B$
Résoudre le système d'équations ainsi posé



3.2. Équilibre archimédéen et isostasie : exercices

⇒ exercice 1 : chaîne de montagne et racine crustale

La croûte continentale a une épaisseur moyenne de 30 km, et une densité moyenne de 2,7. Elle repose sur un manteau lithosphérique de densité moyenne 3,2.

- Calculer la taille de la racine crustale r , en fonction de l'altitude h d'une chaîne de montagne.
- Appliquer au cas des alpes, pour une altitude de 4808 m.

⇒ Exercice 2 : rift continental (fossé d'effondrement)

On se place dans le cas d'un rifting continental actif : une remontée de matériel mantellique induit la formation d'un fossé d'effondrement.

Prenons une modélisation simple : on observe en surface un fossé d'effondrement de 1000 m de profondeur.

- En considérant qu'une croûte continentale stable a une épaisseur de 30 km, et en prenant comme densité crustale 2,9 et comme densité du manteau 3,1 : calculer la remontée mantellique expliquant ce rifting.
- Quelle est l'épaisseur de la croûte continentale à ce niveau ?

⇒ Exercice 3 : soulèvement épirogénique de la Scandinavie

Un mouvement épirogénique est un mouvement vertical à grand rayon de courbure (= de grande amplitude), indépendants des plissements orogéniques (= chaînes de montagne).

Un exemple bien établi est celui de la Scandinavie délestée de sa calotte glaciaire depuis 8000 ans. Elle présente une anomalie gravimétrique négative. La dernière période glaciaire ou Würm s'est achevée il y a 10 000 ans. Lors du Würm (-115 000 à -10 000 ans), deux énormes inlandsis occupaient l'hémisphère nord. L'un était centré sur l'Amérique du nord et le Groenland et l'autre sur la Scandinavie.

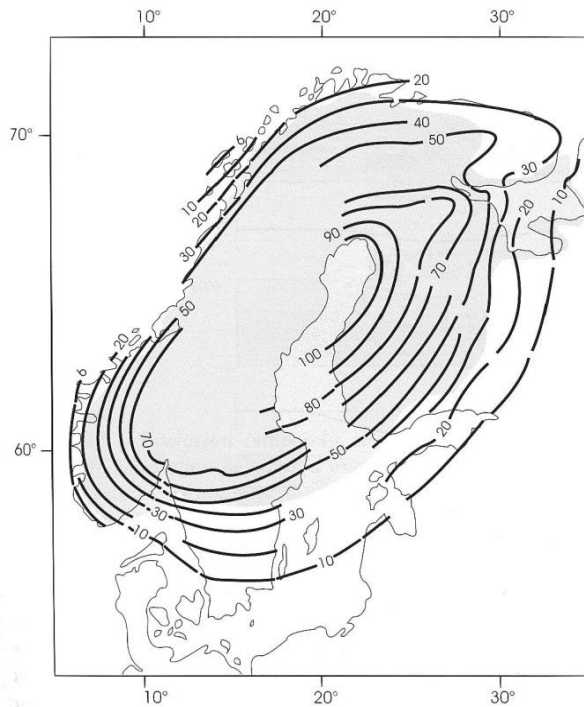
On observe en Scandinavie un lent soulèvement (environ 1cm/an) : On peut par exemple observer des plages fossiles à 400 m d'altitude (il faut prendre en compte les variations du niveau des mers).

En même temps, on trouve une anomalie gravimétrique négative attestant un déficit de masse. Ce déficit et cette remontée sont dus à la fonte des glaces. L'établissement des glaciers avait provoqué l'enfoncement lent de la croûte, la fonte des glaces lui permet de remonter et de retrouver un équilibre. La remontée du sol de Scandinavie et les mouvements de matière au sein de l'asthénosphère tendent à rétablir l'équilibre isostatique.

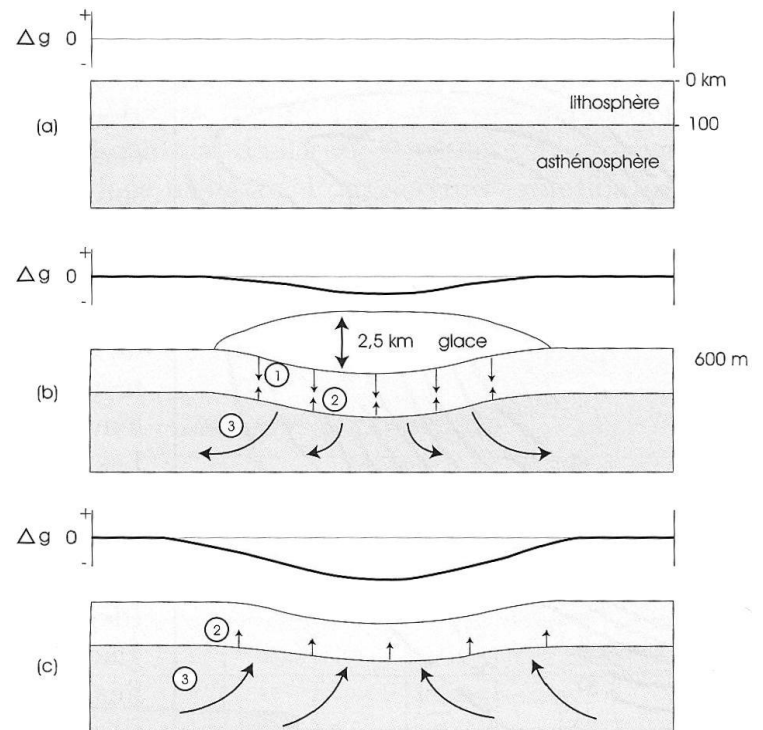
(voir document page suivante)

- **Estimer** l'enfoncement produit par la surcharge glaciaire.

- Le réajustement isostatique est-il achevé ? Estimer la vitesse de ce réajustement, en considérant qu'il a débuté il y a 10 000 ans, à la fin de la dernière glaciation.



Soulèvement du sol de la péninsule Scandinave pendant les derniers 6000 ans en mètres. En grisé : la limite d'extension de la calotte glaciaire du Würm (d'après Nikonov, 1977).



4. Les subductions : une mobilité en 3D (ST-C)

4.1. Tomographie sismique et subduction

⇒ Principe de la tomographie sismique

La vitesse d'une onde sismique dépend de la **nature** du milieu traversé : elle varie selon la nature de la roche traversée, mais aussi selon l'**état physique** de cette roche. La vitesse d'une onde est **plus rapide au sein d'une roche plus dense** (de masse volumique plus élevée). Cette vitesse est plus lente dans un milieu liquide que dans un milieu solide.

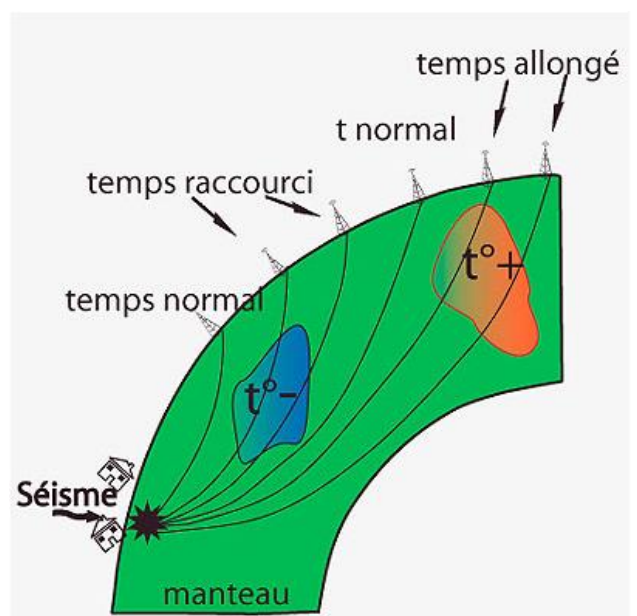
La tomographie sismique est une méthode géophysique qui utilise (encore !!!) les **ondes sismiques** et l'étude de leur **propagation**.

Cette méthode consiste à **comparer les vitesses de parcours** des ondes reçues lors d'un séisme par différentes stations sismiques, **aux vitesses théoriques** calculées à partir d'un modèle de type PREM à symétrie sphérique parfaite (en fait, on corrige la sphère pour la faire coller à un ellipsoïde de révolution).

La tomographie sismique met en évidence des **zones "anormales"**, où la vitesse de propagation des ondes est plus élevée, ou plus faible que la vitesse théorique.

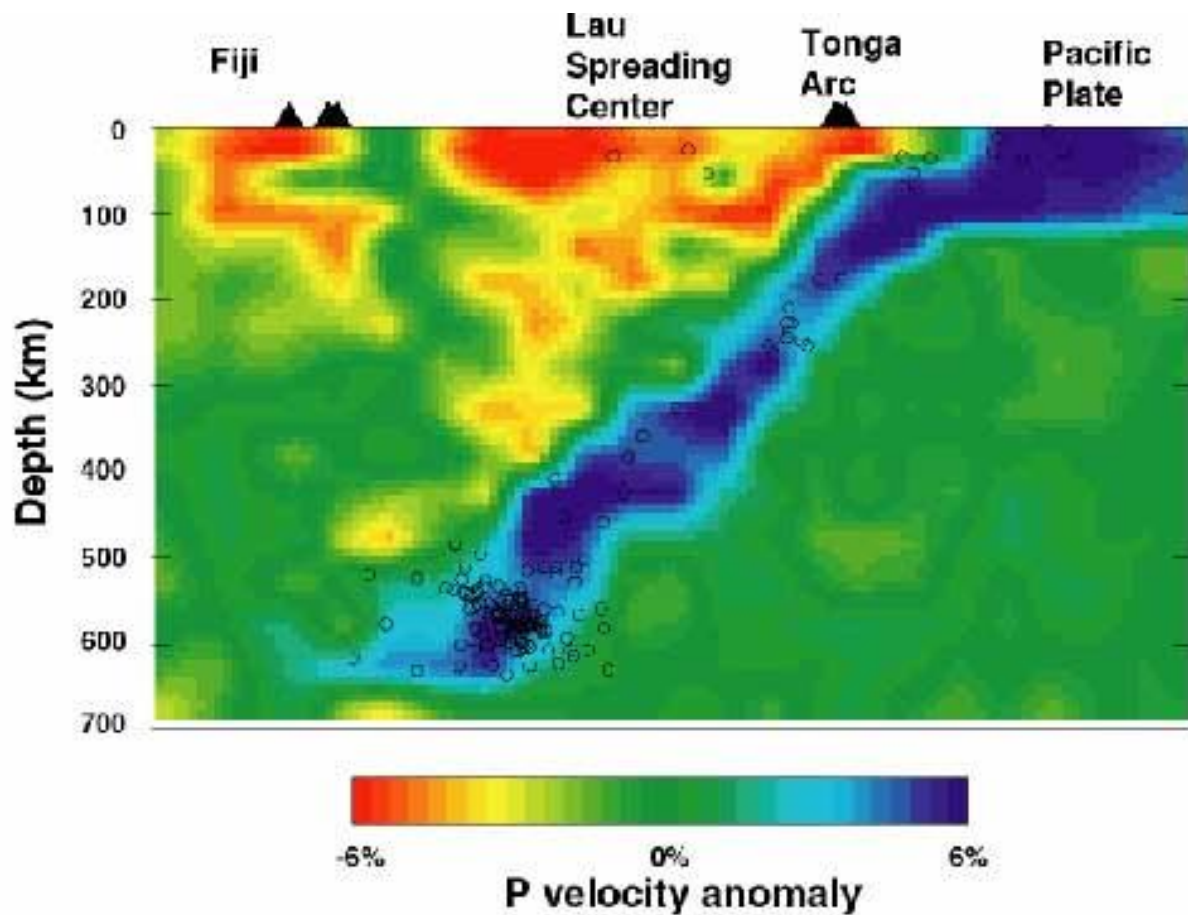
Ce modèle intègre la profondeur de propagation des différentes ondes en fonction des stations sismiques de détection, et permet alors d'obtenir des **images 3D des zones de propagation "anormales"** dans la structure de la Terre.

La tomographie sismique permet, ainsi, de mettre en évidence des zones plus chaudes que la moyenne au sein d'une enveloppe du globe terrestre (qui ralentissent les ondes sismiques) et des zones plus froides que la moyenne (qui accélèrent les ondes sismiques).



⇒ Application à un exemple de subduction

On obtient l'image suivante le manteau au niveau de l'Arc volcanique des Tonga :



⇒ **Interpréter** ce profil obtenu par tomographie sismique ?

⇒ **Déterminer** l'angle de plongement de la plaque Pacifique sur cette section.

⇒ **Estimer** la vitesse des ondes P au cœur de la plaque Pacifique à 500 km de profondeur. A cette profondeur, la vitesse de référence V_p donnée par le modèle global PREM est $V_p = 9,65 \text{ km/s}$

⇒ En utilisant la loi empirique de Birch qui relie la vitesse de propagation des ondes P et la masse volumique des roches mantelliques, **calculer** l'anomalie de masse volumique associée à l'anomalie de vitesse.

$$V_p = -1,87 + 3,05 \rho \quad \text{avec } V_p \text{ en km/s et } \rho \text{ en g/cm}^3.$$

⇒ Sachant que la vitesse des ondes P dépend de la température, **estimer** la différence de température entre le cœur de la plaque Pacifique et le manteau asthénosphérique environnant.

On donne la relation suivante :

$$\frac{dV_p}{dT} = -5.10^{-3} \text{ km.s}^{-1} . \text{K}^{-1}$$

4.2. Diversité des subductions

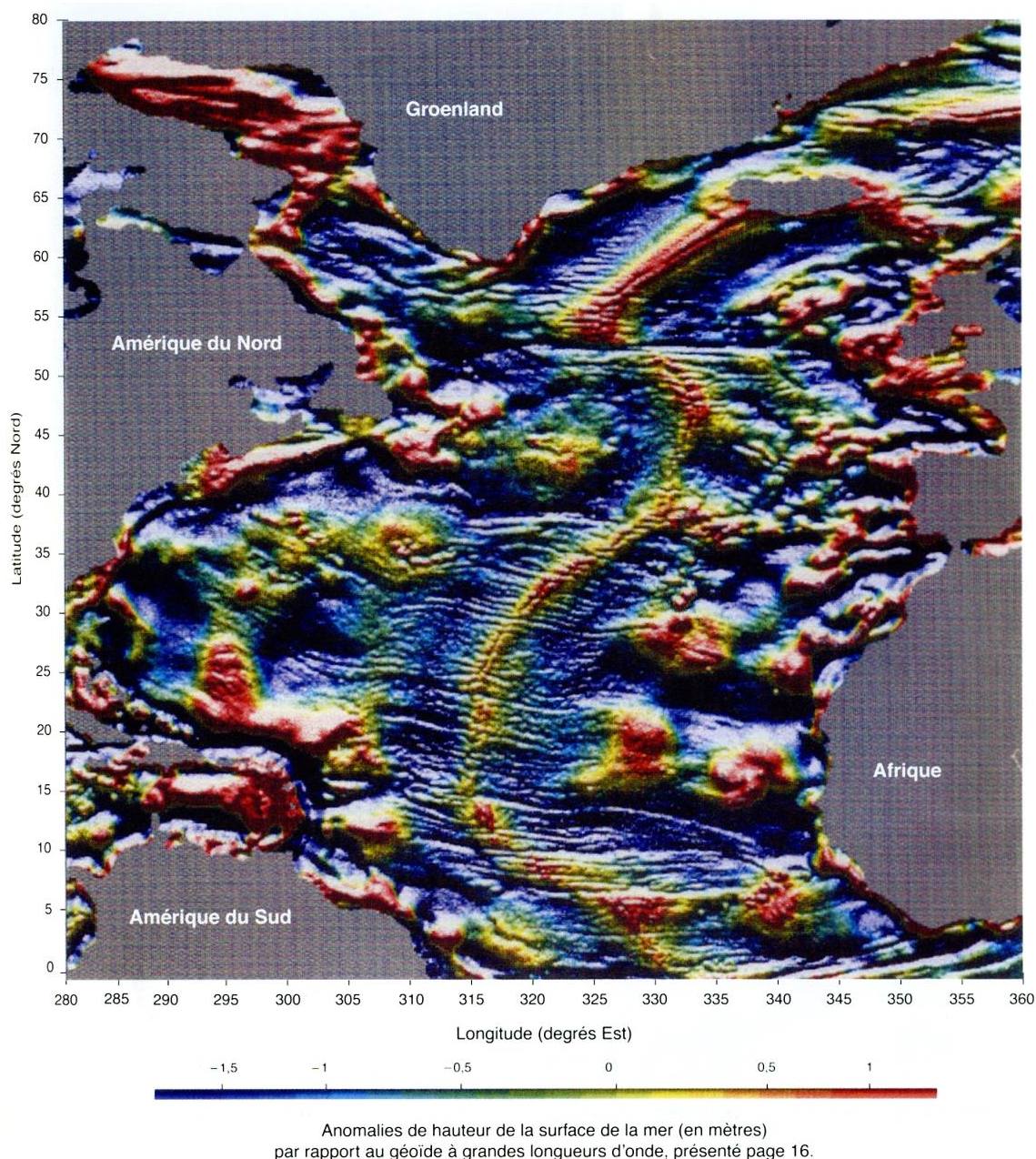
Voir TP ST-D

5. Un peu de gravimétrie (ST-C) [partie faite après le cours correspondant]

5.1. Anomalies du géoïde et topographie océanique : mobilité horizontale

On rappelle que les anomalies du géoïde océanique aux petites longueurs d'ondes reflètent la topographie des fonds océaniques.

On dispose de la carte des anomalies du géoïde, aux petites longueurs d'ondes, pour l'Atlantique Nord.



⇒ **Interpréter** les anomalies visibles sur le document.

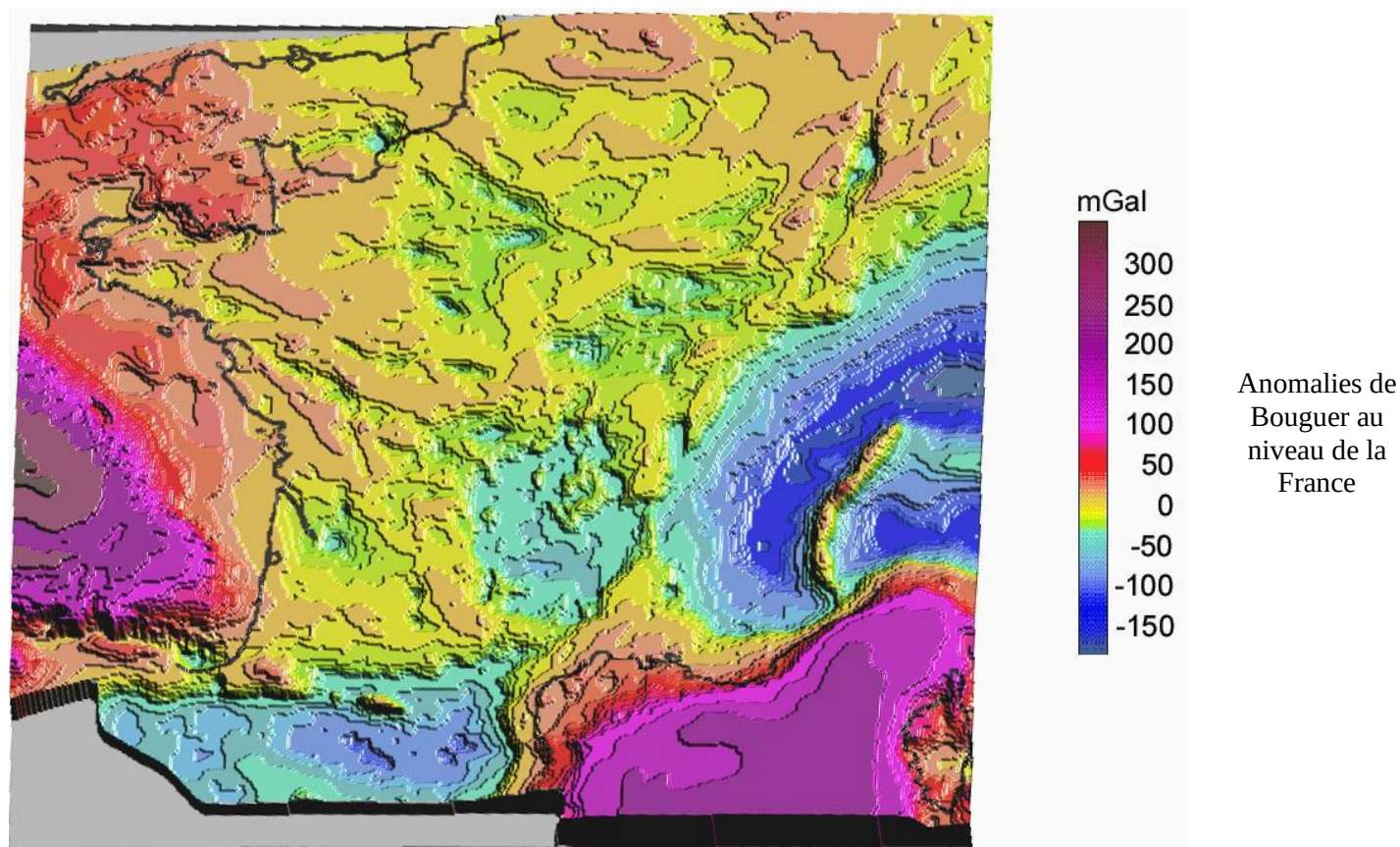
5.2. Observations gravimétriques et mobilité verticale

⇒ Anomalies de Bouguer : exemple de la France

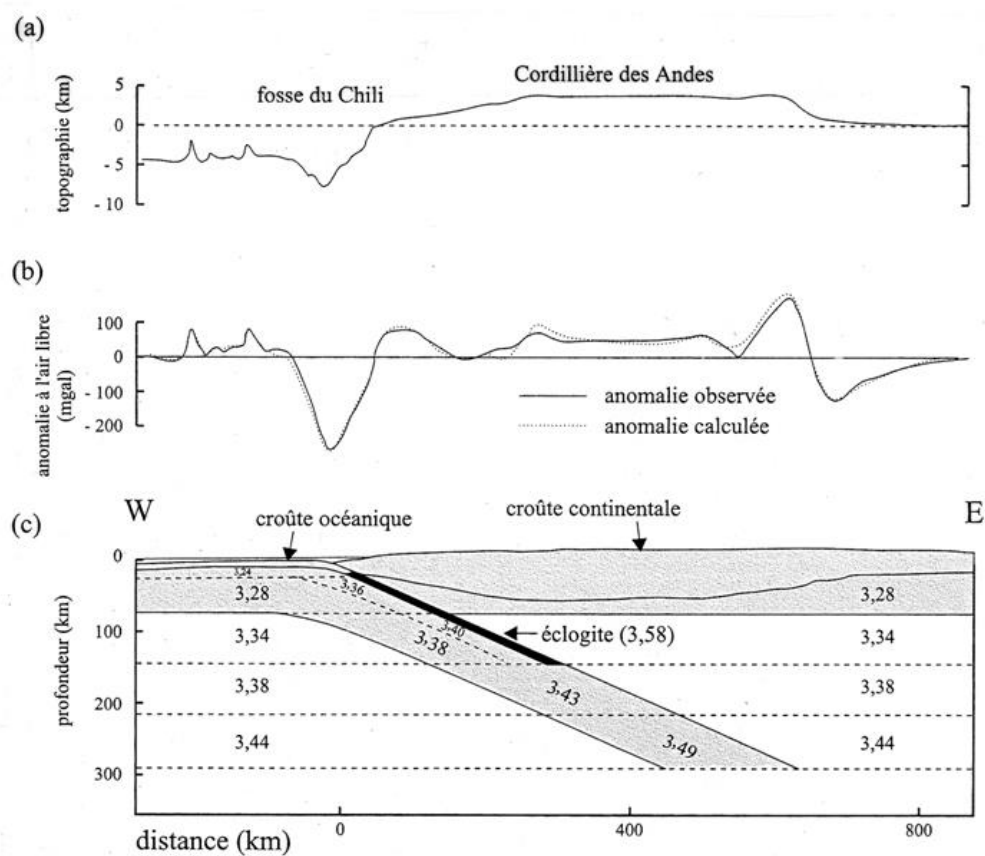
⇒ **Interpréter** le document page suivante présentant la carte des anomalies de Bouguer en France.

⇒ Anomalies à l'air libre : exemple d'une subduction

⇒ **Interpréter** le document page suivante présentant les anomalies à l'air libres déterminées sur un axe perpendiculaire à une subduction.



Anomalies à l'air libre au niveau d'une subduction



- Anomalie à l'air libre au dessus de la fosse du Chili et de la Cordillère des Andes vers 23°S .
 (a) Topographie (l'exagération verticale est de 10 pour 1). (b) Anomalie à l'air libre mesurée et calculée avec le modèle de structure crustale. (c) Modèle de répartition des masses (les chiffres sont les valeurs de masse volumique en 10^3 kg.m^{-3}) (d'après Grow et Bowin, 1975).