

Chapitre 1 : LES PARTICULARITÉS DU DOMAINE CONTINENTAL.

Les croûtes continentales et océaniques ont une densité différentes : 2,7 pour la CC et 2,9 pour la CO. Cette différence de densité doit s'expliquer par une différence de composition

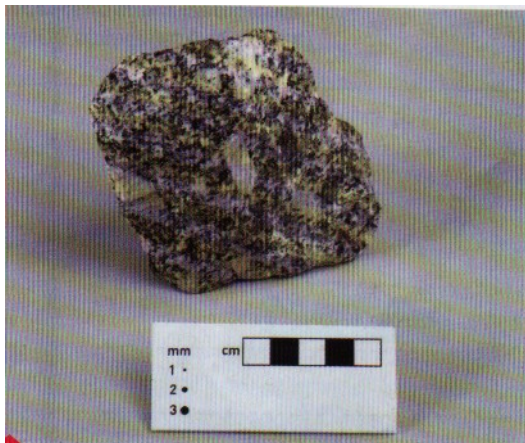
1- Les différences de densités s'expliquent par des roches continentales et océaniques différentes

La croûte océanique se forme au niveau des dorsales océaniques. Elle est formée essentiellement de roches magmatiques (issues du refroidissement d'un magma). En surface, le magma refroidit rapidement et donne une roche volcanique : le basalte caractérisé par de petits cristaux (microlithes) noyés dans une pâte non cristallisée (verre).

Plus profondément, le magma refroidit lentement et les cristaux ont le temps de se former et donne une roche grenue, formée de phénocristaux : le gabbro.

La chimie étant la même, basaltes et gabbros présentent les mêmes minéraux : feldspaths plagioclases + pyroxènes.

TP 1 : La croûte continentale est principalement formée de roches de composition chimique voisine de celle du granite.

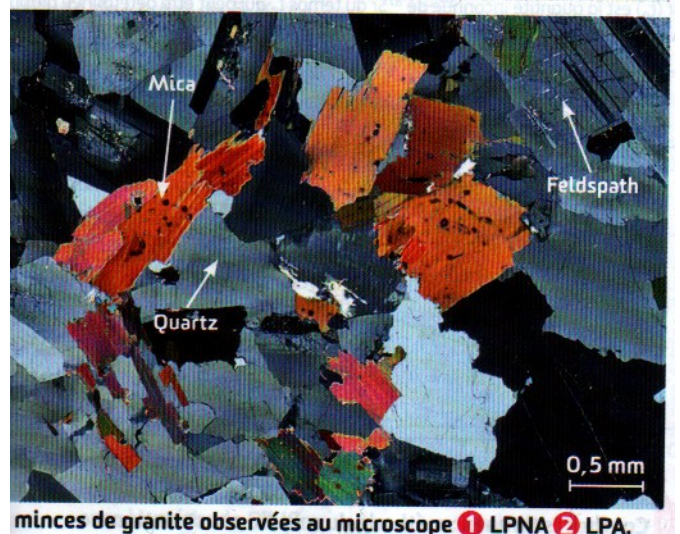
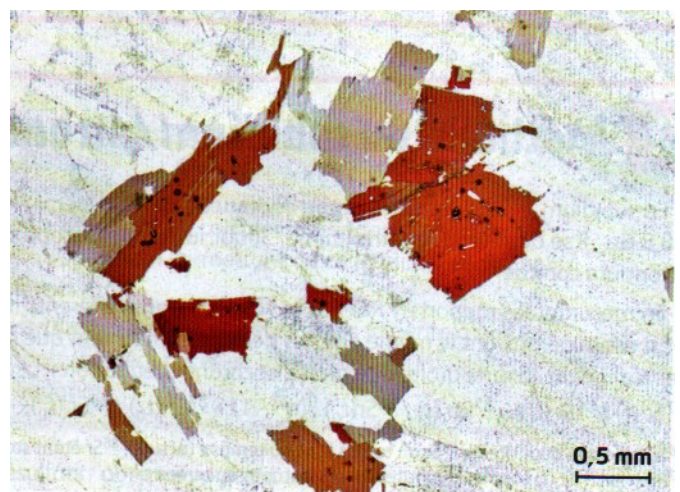


Échantillon de granite

Observation microscopique d'un granite à la lumière polarisée

Observation microscopique d'un granite à la lumière polarisée et analysée

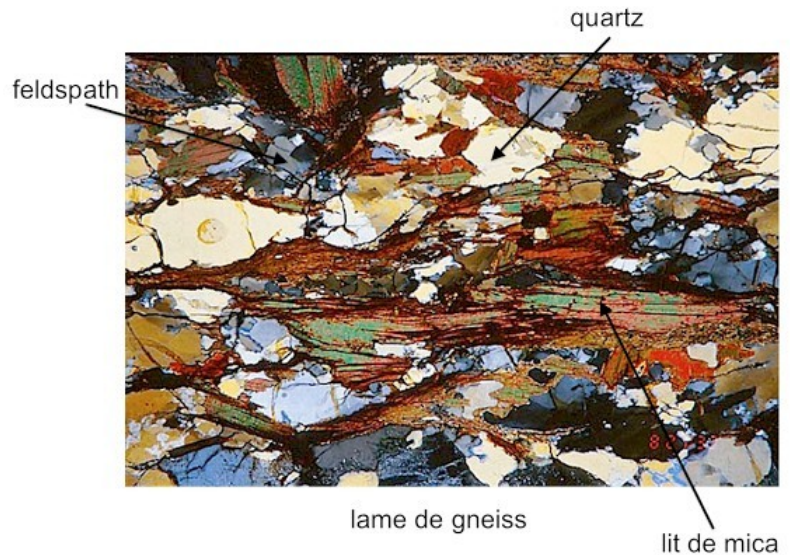
Les roches magmatiques comme les granites, issues du refroidissement d'un magma, représentent 44,5% du volume crustal. Un granite est une roche grenue, composé de Quartz, de Feldspaths alcalins (parfois de F plagioclases) et de micas (biotite), c'est une roche riche en silice (Si) et en Aluminium (Al).





Échantillon de Gneiss

Observation microscopique de gneiss (lumière polarisée et analysée)



Les roches métamorphiques comme les gneiss représente 40% du volume crustal. Ces roches sont issues de la transformation à l'état solide de roches sédimentaires ou magmatiques.

Le gneiss est une roche foliée (foliation ou schistosité) c'est à dire que les minéraux sont déformés voire réorganisé en fine bande (contrainte de pression accompagnant le métamorphisme). Il est constitué de quartz, de mica, des feldspaths plagioclases et parfois du feldspath alcalin, d'amphiboles, ... ou d'autres minéraux dont la présence dépend de la nature de la roche transformée et des conditions (P et T) de transformation.

composition chimique moyenne en oxydes :
les 5 oxydes dominants
(données DSTU - Université de Montpellier2)

Croûte océanique (%)	
SiO ₂	41,7
Al ₂ O ₃	14,2
FeO	11
MgO	12,7
CaO	9,9

Croûte continentale (%)	
SiO ₂	61,9
Al ₂ O ₃	15,6
FeO	3,9
CaO	5,7
K ₂ O	2,9

La croûte océanique et la croûte continentale ont des chimie et des compositions minéralogiques différentes. La croûte continentale est riche en Si et en Al (ce qui explique l'ancienne dénomination de Sial) alors que la croûte océanique est également riche en Magnésium (Sima)

À l'affleurement, La majeure partie du domaine continental est constitué de roches sédimentaires (11%) issues de l'accumulation de sédiments en surface, ce sont les calcaires, grès et argiles.

2- Les roches continentales sont un indice d'un épaissement crustal.

Doc 1 p132

Le litage de certains gneiss (alternance de petits lits clairs et sombres) s'expliquent par une ségrégation des minéraux au cours des transformations métamorphiques : Les lits clairs sont constitués principalement de quartz et de feldspath (plagioclases et alcalins) et les lits sombres de micas (biotite) et correspondent au plan d'aplatissement de la roche.

Cette orientation des minéraux témoigne d'un enfouissement des roches et de l'épaississement de la lithosphère et d'une augmentation des conditions de Pression et de température

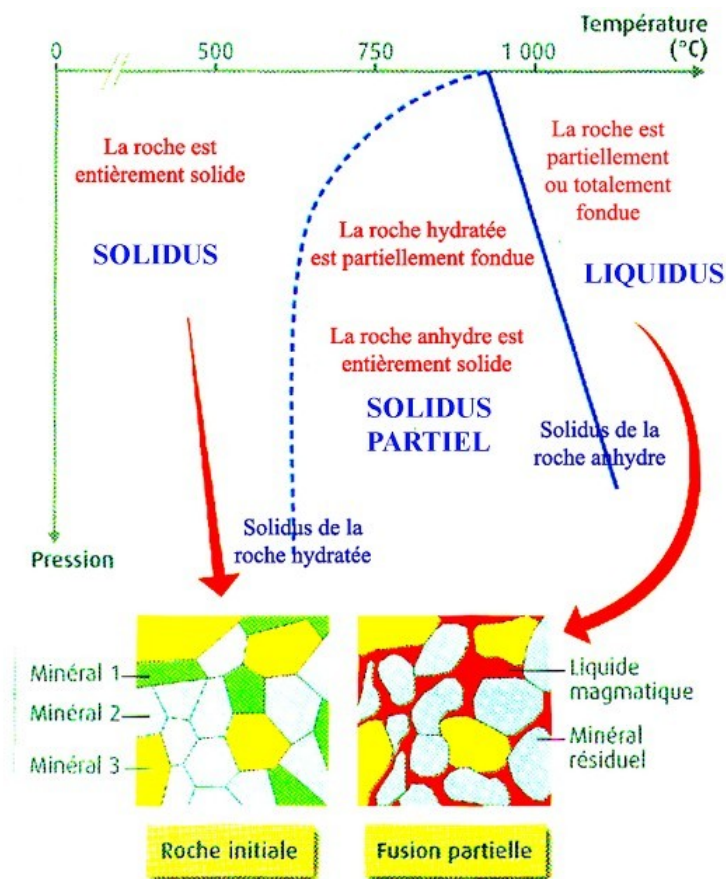
Le métamorphisme est une modification de la structure et de la composition d'une roche par une modification des conditions de pression et de température à l'état solide. Ces modifications peuvent être caractérisées par une orientation des minéraux (étirement) et par des transformations minéralogiques à l'état solide en fonction des conditions de pression et de température.

Exo 10 p143 : Métamorphisme de la vallée de la Rance

La composition en minéraux des roches de la région et le diagramme Pression – Température permet de définir assez précisément les conditions thermodynamiques qui ont permis ce métamorphisme (métamorphisme de basse pression et haute température)

On observe que ce métamorphisme est croissant de M1/G1 (absence de sillimanite) vers G2 (présence de sillimanite) soit du sud vers le nord

Il existe donc un gradient de métamorphisme dans cette région du sud vers le nord.



Les migmatites situées au nord sont les roches qui ont été affectées par les plus hautes températures. Ces températures étaient telles qu'elles ont permis aux roches d'entrer en fusion partielle, fusion à l'origine des migmatites.

Lorsque les conditions de Pression et surtout de température s'élèvent davantage, une partie de la roche peut commencer à fondre et donner naissance à un liquide. Cette fusion partielle s'appelle l'anatexie. On obtient alors une migmatite, résultat de cette fusion partielle.

Une migmatite présente à la fois des parties granitiques issues de la fusion de certains minéraux (leucosome) et des parties gneissique constituées des minéraux qui ne sont pas entrés en fusion (melanosome)

Comment peut-on expliquer de telles conditions de P et T

3- Les chaînes de montagnes présentent des indices d'épaississement crustal

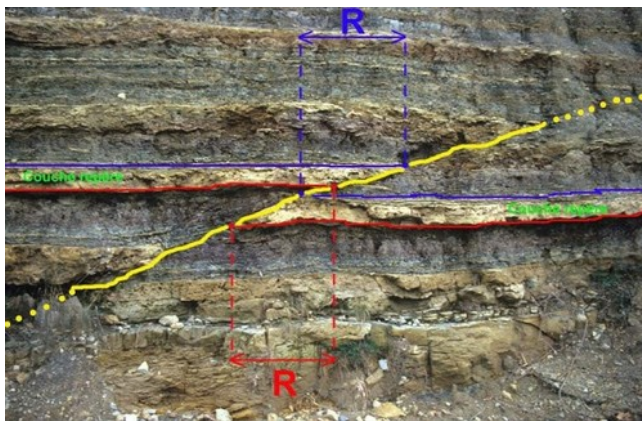
Les chaînes de montagne sont bien délimitées et se répartissent aux limites des plaques tectoniques, au niveau de zone d'affrontement entre 2 plaques tectoniques (exemple des Alpes ou de l'Himalaya).

Des structures particulières témoignent de ces importantes déformations dans les chaînes de montagne.



Un pli, déformation souple des roches sous une contrainte compressive.

Photographie : Pierre Thomas



Une faille inverse, déplacement des couches les unes sur les autres sous une contrainte compressive.

doc 1a p.130 : pli faillé chevauchant

doc 1b p.131 : nappe de charriage de Gavarnie

Quand il y a déplacement des couches sédimentaires sur d'autres couches, on parle alors de chevauchement. Lorsque le déplacement des couches se fait sur plus de 5 km, on parle alors de nappes de charriage

Plis, failles inverses, chevauchement et nappes de charriage sont des indices d'un raccourcissement (horizontal) associé à un épaississement (vertical) de la croûte dans les chaînes de montagne par empilement d'écaïlles crustales.

Cet épaississement permet d'expliquer les conditions de pression et de température nécessaires à la formation des roches métamorphiques ou à la fusion partielle.

4- épaisseur de la croûte continentale

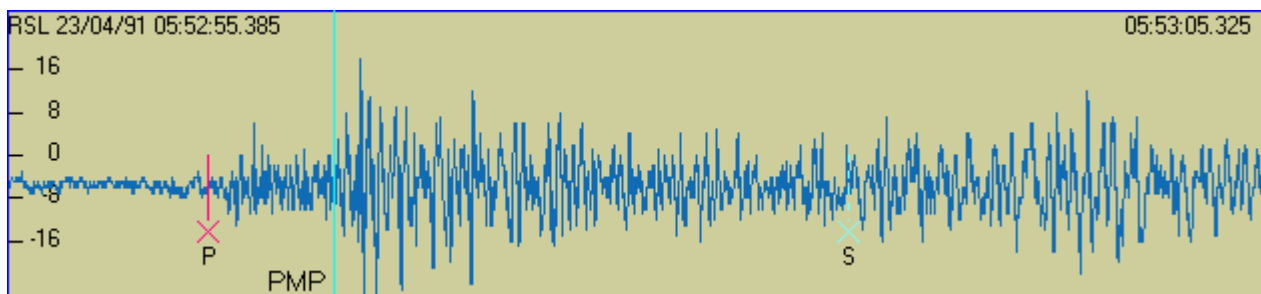
Doc 1b p. 126 : L'altitude moyenne la plus fréquente sur les continents est de 300m et sous les océans, elle est de -4800m).

Les reliefs continentaux sont moins accentués que sous les océans. Ces différences d'altitude moyenne s'expliquent entre autre par des différences de roches (granites sur les continents / basaltes et gabbros sous les océans).

Pour identifier la structuration verticale et l'épaisseur des couches du domaine continental, on fait appel à la sismique réflexion

TP : Calcul de la profondeur du Moho

On cherche à mettre en évidence et à calculer la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic sous la croûte continentale. Afin de réaliser ce travail nous allons étudier un sismogramme réalisé à partir des ondes issues d'un séisme qui a eu lieu le 23/04/1991 à 135,8 km de Roselend.



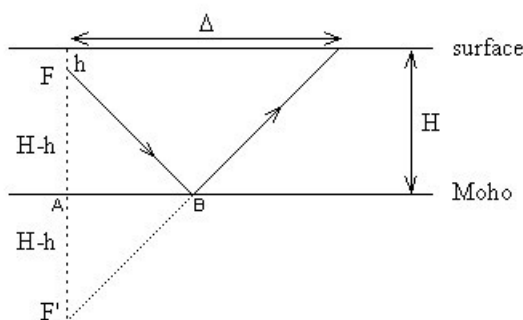
NB : La vitesse moyenne des ondes P dans la croûte sous les Alpes est de 6,25 km.s-1 .

Profondeur focale $h = 10$ km
Distance épacentrale $\Delta = 135,8$ km

Arrivée des ondes P à 5 h 53 min 02,005 s
Arrivée des ondes PMP à 5 h 53 min 05,325 s
Arrivée des ondes S à 5 h 53 min 18,805 s

Les ondes PMP sont les ondes P ayant été réfléchies sur le Moho. La distance parcourue par les ondes PMP est plus long (foyer du séisme - Moho – surface (station d'enregistrement)) que la distance parcouru par les ondes P directes (foyer du séisme – surface (station d'enregistrement)). A même vitesse, le temps de propagation des ondes PMP est plus important

Calcul de la profondeur du Moho



δt différence de temps entre l'onde P directe et l'onde PMP et V la vitesse moyenne des ondes P dans la croûte.

$$\delta t = \frac{\sqrt{(2H-h)^2 + \Delta^2}}{V} - \frac{\sqrt{h^2 + \Delta^2}}{V}$$

$$(2H-h)^2 = \left(V \cdot \delta t + \sqrt{h^2 + \Delta^2} \right)^2 - \Delta^2$$

$$H = \frac{1}{2} \left[h + \sqrt{\left(V \cdot \delta t + \sqrt{h^2 + \Delta^2} \right)^2 - \Delta^2} \right]$$

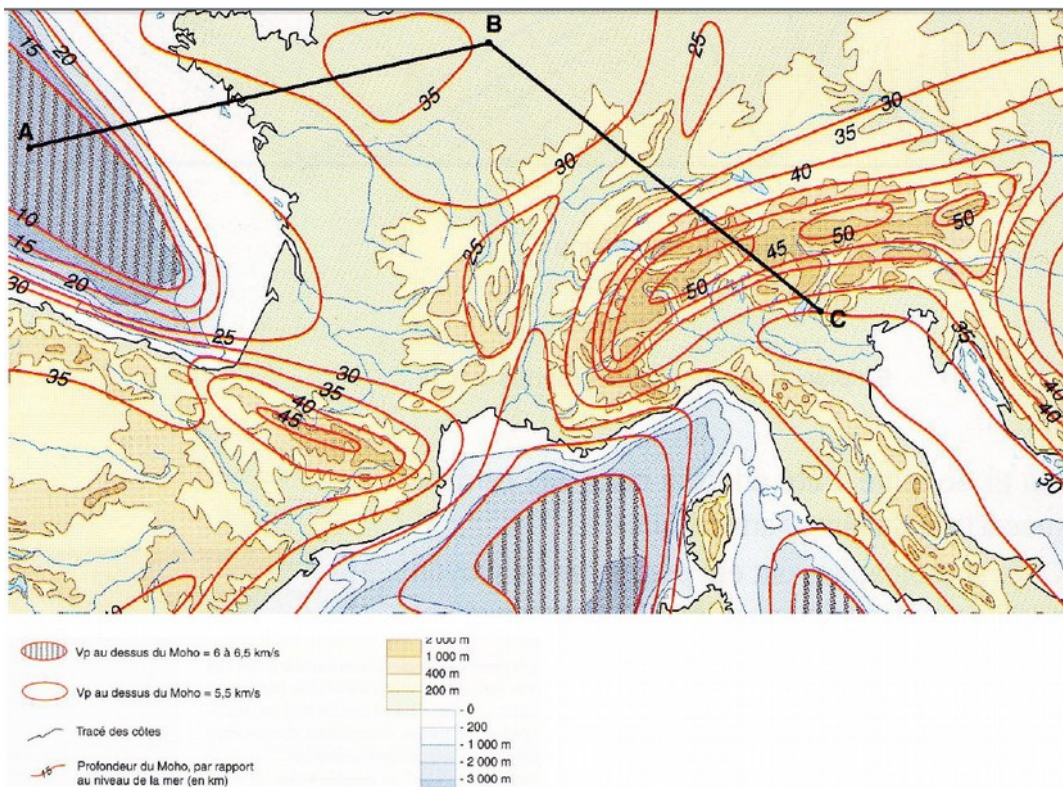
Calcul de la position du point de réflexion

AB représente la distance épacentre, point de réflexion :

$$\frac{H-h}{2H-h} = \frac{AB}{\Delta} \text{ d'où } AB = \frac{H-h}{2H-h} \Delta$$

Retard des ondes PMP
 $\delta t = 3,32s$

Profondeur du Moho
 $H = 44,3$ km



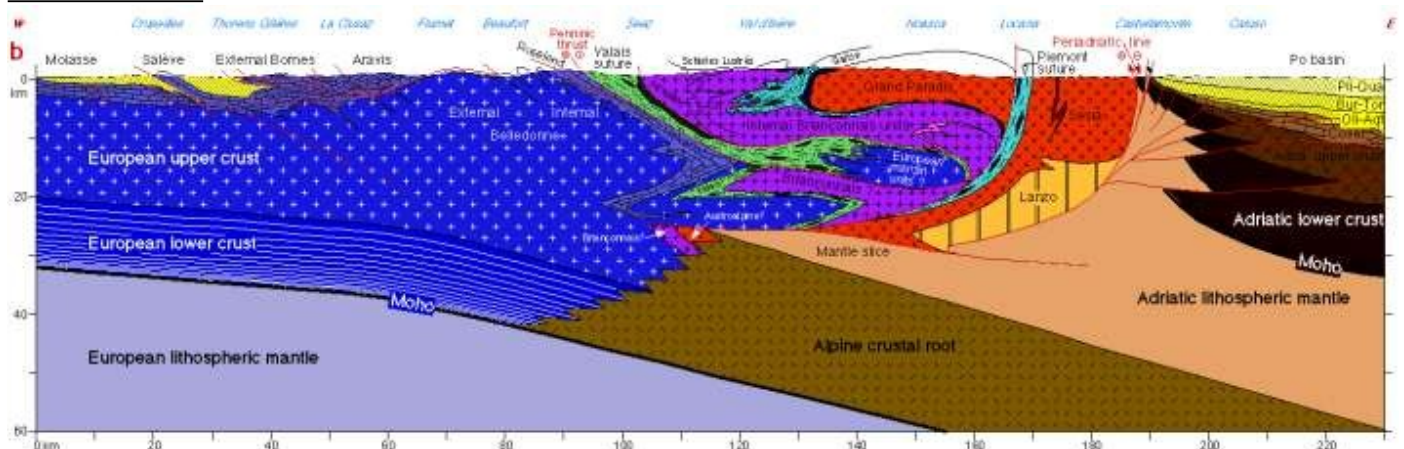
L'étude de la propagation des ondes sismiques permet de localiser les discontinuités dans les profondeurs de la Terre (discontinuité = limite entre 2 couches différentes, 2 milieux différents).

Doc 2 p. 127 : La première discontinuité se trouve en moyenne à 6-7 km de profondeur sous les océans et à environ à 30km de profondeur sous les continents en plaine : c'est la limite croûte/manteau, le Moho ou discontinuité de Mohorovicic.

La profondeur du Moho continental varie selon les reliefs de surface. Sous les plus hautes chaînes de montagne (montagnes récentes) le MOHO peut atteindre 80-100 km de profondeur !!

La seconde discontinuité se situe de 70 à 150 km de profondeur et représente la limite entre lithosphère et asthénosphère. Cette discontinuité correspond à l'isotherme 1300°C, température à partir de laquelle les péridotite du manteau adopte un comportement visqueux. C'est la limite inférieure des plaques lithosphériques.

Profil ECORS



Le principe de la sismique réflexion permet de repérer les discontinuité majeure mais également d'étudier les failles et donc les différents chevauchement en profondeur.

Le relief des chaînes de montagnes correspond à un empilement par chevauchement d'ensemble de roches. C'est cette superposition qui augmente l'épaisseur de la croûte continentale.

5- Isostasie et mouvements verticaux de la lithosphère continentale.

Constat : Le Moho n'est pas partout à la même profondeur. La croûte continentale est plus épaisse sous les montagnes que sous les plaines.

Un peu d'histoire

Le phénomène d'isostasie fut mis en évidence, au XVIIIe par l'astronome français Pierre Bouguer lors d'une expédition dans les Andes. Bouguer releva, à cette occasion, une différence significative entre pesanteur mesurée et celle calculée pour un même lieu des Andes

Le champ de pesanteur g créé par une masse ponctuelle (ou sphérique) de masse M à une distance d est égal à : $g = G \cdot M / d^2$ (où G = constante de gravitation universelle)

Le calcul de la gravité en un point du globe demande de réaliser des corrections :

- selon la latitude (la Terre n'est pas exactement sphérique)
- selon l'altitude (augmentation la distance)
- selon les reliefs (ajout de matière et donc de masse)

Bouguer remarqua que la gravité mesurée expérimentalement dans les Andes est inférieure à celle calculée en tenant compte de l'excès de masse des montagnes. Comme si la montagne était creuse...

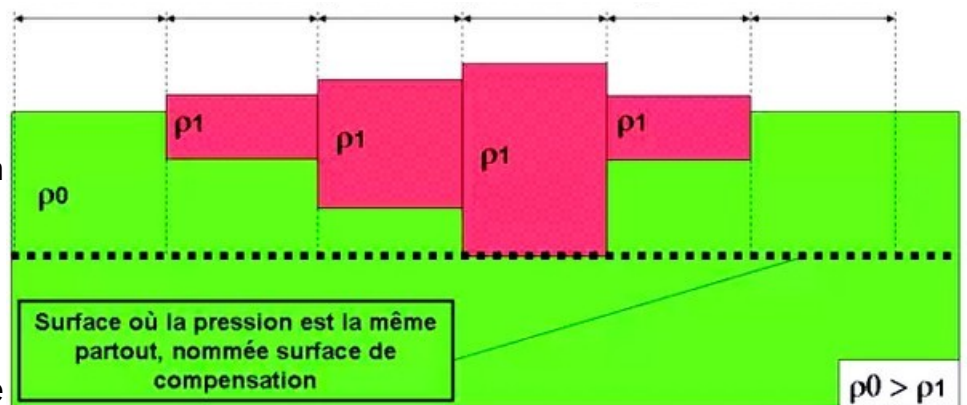
On parle d'anomalie de Bouguer négative. Tout se passe comme si l'excès de masse représentée par la montagne était compensé en profondeur par un déficit de masse.

Ces anomalies gravimétriques conduisent à penser qu'à une certaine profondeur, la lithosphère est soumise à une pression constante qui ne dépend pas des reliefs superficiel. A cette profondeur, c'est à dire à la surface de compensation, la masse de chaque colonne rocheuse est la même en tout point

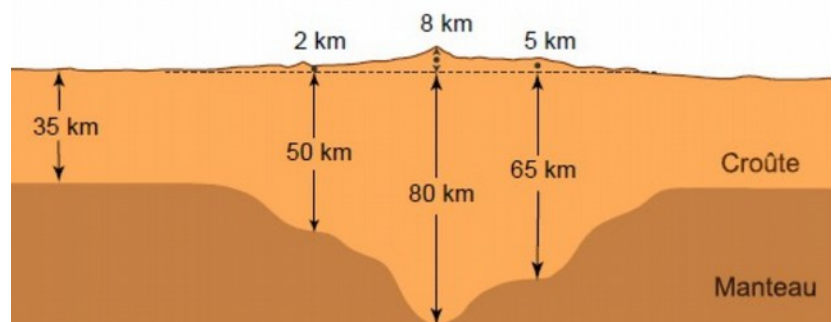
Deux modèles ont été proposés pour obtenir cette surface de compensation :

- Le modèle d'Airy :

L'excédent de masse constitué par les reliefs montagneux est compensé en profondeur par un épaissement de la lithosphère (moins dense) et un enfoncement de l'asthénosphère (plus dense) entraînant un déficit de masse

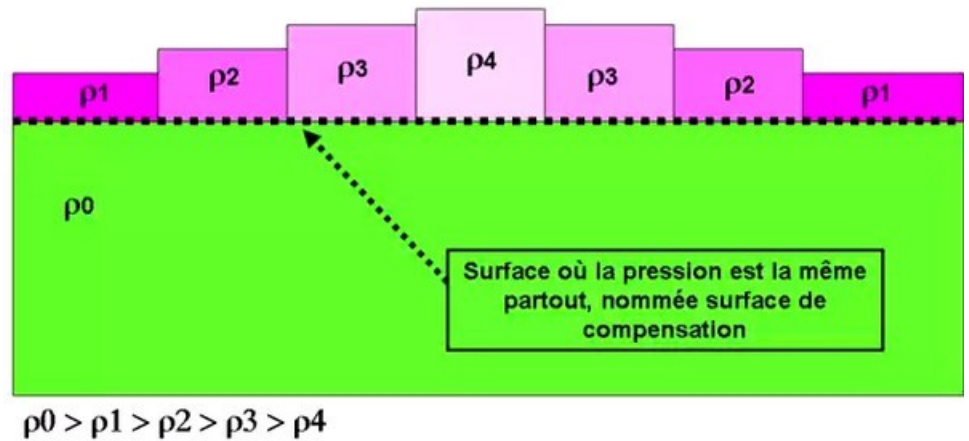


Le modèle d'Airy qui est adapté à la lithosphère continentale pour lequel la masse volumique de la croûte est constante. Ce qui est confirmé par la profondeur importante du Moho sous les chaînes de montagnes



- Le modèle de Pratt

Dans ce modèle, les différences d'altitudes s'expliquent par des différences latérales de densités. Plus l'altitude est élevée, plus la densité de la colonne de roches est faible.



Le modèle de Pratt est adaptée à la lithosphère océanique dont la densité augmente en s'éloignant de la dorsale océanique (refroidissement) ce qui correspond à un approfondissement (plaine abyssale)

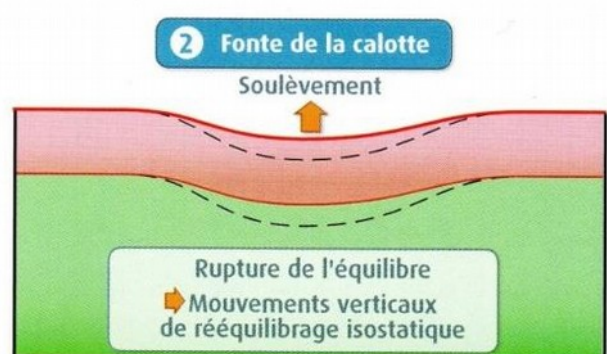
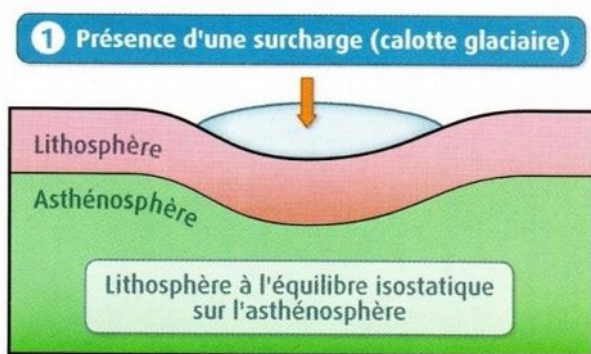
L'isostasie traduit donc l'état d'équilibre de la lithosphère par rapport à l'asthénosphère sous-jacente. Cet équilibre est réalisé à une profondeur de compensation par une augmentation d'épaisseur de la croûte (modèle d'Airy) ou par une variation latérale de densité (modèle de Pratt)

la lithosphère est en équilibre isostatique quand la poussée d'archimède et la force de gravitation sont égales. Cet équilibre est atteint au niveau de la surface de compensation

Exercice Scandinavie et calotte polaire

Principe : pour qu'il y ait équilibre isostatique, il faut que la colonne de lithosphère sans le glacier (actuel) exercent le même poids au niveau de la surface de compensation que la colonne avec le glacier (glaciation).

Soit : $P_{\text{colonne}}(\text{époque glaciaire}) = P_{\text{colonne}}(\text{actuelle})$



L'explication des mouvements verticaux de la lithosphère par l'isostasie. Les mouvements de rééquilibrage isostatique sont très lents : ils se poursuivent bien après la fonte de la calotte glaciaire.

Un apport de poids en surface de la croûte (apport de sédiments, calotte glaciaire, ...) se traduira par une rupture de l'équilibre isostatique entraînant des mouvements verticaux pour retrouver l'équilibre

L'enfoncement, conséquence de la surcharge, se répartit sur une surface plus grande par "flexure" permise par l'élasticité de la lithosphère continentale, autour de la surcharge.

5- Age des roches continentales est connue par datation isotopique

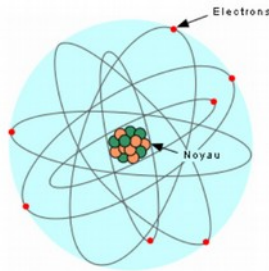
Doc 1 p. 128-129

les roches océaniques ont moins de 200Ma (M=millions). Cette limite d'âge est due au renouvellement permanent de la lithosphère océanique créée au niveau des dorsales (croûte la plus jeune) et qui disparaît dans les zones de subduction (croûte la plus âgée).

Les roches continentales les plus âgées ont 3,8Ga, La datation de ces roches s'appuie sur la radiochronologie c'est à dire la décroissance radioactive de certains éléments chimiques présents dans les minéraux. On parle de datation isotopique (datation absolue).

A. Rappels

- **Noyau** = protons + neutrons
* toute la masse de l'atome
- Z = nb d'électrons = nb de protons = n° atomique
- A = nb de masse = nb de **nucléons** ($p + n$)
- **Isotopes** : 4 formes d'un même élément, de même Z mais de masse atomique différente.
- **Exemple** : le C a 3 isotopes : ^{12}C , ^{13}C et ^{14}C ; seul le ^{14}C est un isotope radioactif.



Les isotopes radioactifs ont la particularité de se transformer au cours du temps : l'isotope radioactif père se transformant en un élément fils, non radioactif.

Exemple :

L'isotope 14 (^{14}C) du carbone est radioactif, il se désintègre en ^{14}N .
La demi-vie est de 5700 ans
 $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$

L'isotope 87 (^{87}Rb) du rubidium est radioactif, il se désintègre en strontium ^{87}Sr . La demi-vie est de 48,8 milliards d'années.
 $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$

La désintégration d'un élément radioactif constitue une horloge précise car elle se fait suivant une loi exponentielle fonction du temps et caractéristique de l'élément.

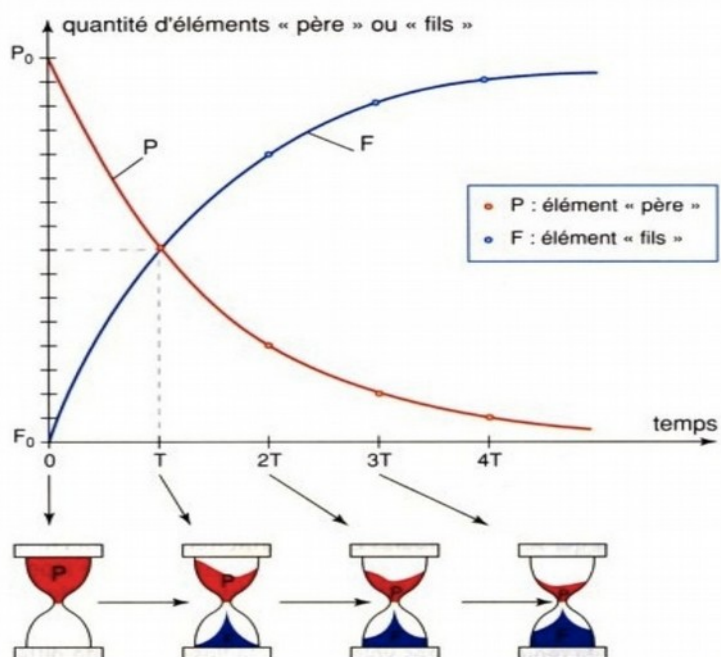
Quelle que soit la quantité d'éléments père, il faut toujours le même temps pour transformer cette quantité d'éléments pères en éléments fils de moitié.

C'est la demi-vie, également appelée période radioactive.

Exemple ^{87}Rb / ^{87}Sr

$t_0 = 0 \text{ Ga} \rightarrow 100\%$ d'élément père
 $T = 48,8 \text{ Ga} \rightarrow 50\%$ d'élément père
 $2T = 97,6 \text{ Ga} \rightarrow 25\%$ d'élément père

Evolution dans le temps de la quantité d'élément père et d'élément fils



La datation par la **méthode Rubidium/strontium** correspond à la méthode la plus utilisée en géologie. Lors de la cristallisation d'un magma, les minéraux incorporent des éléments Rb et Sr en petite quantité.

Il s'agit de trouver l'âge de la roche alors que les quantités initiales d'isotope père et d'isotope fils sont inconnues. Pour cela, il faut des mesures provenant d'au moins deux échantillons de même origine. Les différents échantillons sont choisis suivant des critères géologiques qui permettent de supposer qu'ils ont la même origine.

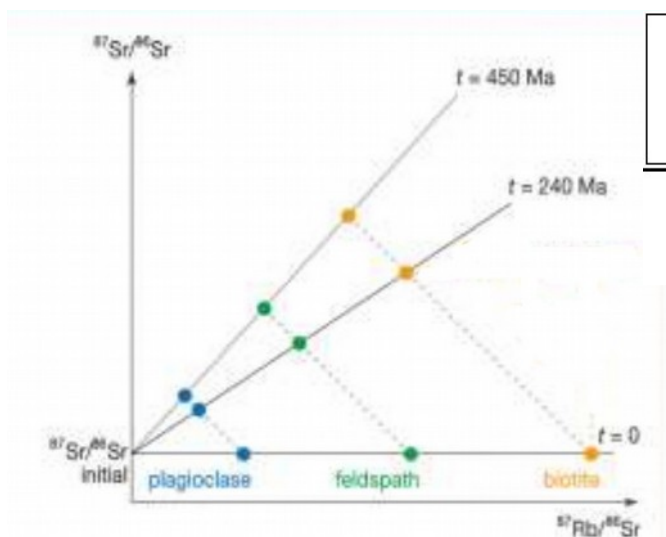
Ces échantillons sont soit des roches magmatiques géographiquement proches, dont la formation était synchrone, soit différents minéraux d'une même roche.

L'utilisation d'un isotope de référence est alors indispensable pour comparer les mesures des différents échantillons. C'est l'isotope ^{86}Sr qui est stable (comme ^{87}Sr) mais qui n'est pas radiogénique (contrairement à ^{87}Sr) qui sert de référence dans ce cas.

Les mesures sont faites au **spectrographe de masse** pour différencier les isotopes.

Livre doc. 2a p.128 : On mesure alors deux rapports de concentration isotopique dans les différents échantillons :

- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que l'on mettra en ordonnée
- $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que l'on mettra en abscisse



$$\frac{{}^{87}\text{Sr}_{\text{actuel}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}} = \frac{{}^{87}\text{Sr}_0}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}} + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}_{\text{actuel}}}{{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}} \right) (e^{\lambda t} - 1)$$

$$Y = b + xa$$

Droite appelée isochrone

A partir de ces mesures on trace une droite (droite isochrone) dont la pente est proportionnelle à l'âge de l'échantillon

b est identique pour tous les minéraux (pas de ségrégation des isotopes lourds)

$$a = e^{\lambda t} - 1 \text{ donc}$$

$$a + 1 = e^{\lambda t}$$

$$\ln(a + 1) = \lambda t$$

$$t = \ln(a + 1) / \lambda$$

où λ est la constante de désintégration du couple $^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$ (donnée dans les exercices).

Ainsi, en mesurant la quantité de ^{87}Rb , ^{87}Sr et de ^{86}Sr dans les différents minéraux de la roche, on identifie la droite isochrone. Cette droite présente une pente d'autant plus importante que le temps écoulé depuis la formation de la roche est important.

On peut alors déterminer son âge : on parle alors de géochronomètre.