Chapitre 1

Le domaine continental et sa dynamique

Rappel de 1S

La surface de la Terre est découpée en plaques solides se déplaçant les unes par rapport aux autres.

Les continents recouvrent 30% de la surface de la Terre.

La croute continentale peu dense (d= 2.7), épaisse (30 à 60km) âgée de 3800 (Ma) est constituée de roches sédimentaires, de granites, de roches métamorphiques.

Les granites sont des roches grenues constituées de quartz, feldspaths et micas.

Lithosphère : couche superficielle dont l'épaisseur varie de 80 à 100 km, constituée des croutes et d'une partie du manteau supérieur.

Asthénosphère : partie supérieure du manteau

Problématique : comment se forment les continents et quels sont leur devenir au cours du temps ?

Quelles sont les caractéristiques du domaine continental ?

Comment ces reliefs se sont-ils mis en place ?

Comment fabrique-t-on de la croute continentale ?

Que devient cette croute au cours du temps ?

Thème 1-B-1 La caractérisation du domaine continental : lithosphère continentale, reliefs et épaisseur crustale

La croûte continentale affleure dans les régions émergées. L'examen de données géologiques permet à la fois d'expliquer cette situation et de nuancer cette vision rapide. Les mécanismes de formation des montagnes sont complexes. On se limite au cas des reliefs liés à un épaississement crustal dont les indices peuvent être retrouvés sur le terrain et/ou en laboratoire.

La lithosphère est en équilibre (isostasie) sur l'asthénosphère. Les différences d'altitude moyenne entre les continents et les océans s'expliquent par des différences crustales. La croûte continentale, principalement formée de roches voisines du granite, est d'une épaisseur plus grande et d'une densité plus faible que la croûte océanique. L'âge de la croûte océanique n'excède pas 200 Ma, alors que la croûte continentale date par endroit de plus de 4 Ga. Cet âge est déterminé par radiochronologie. Au relief positif qu'est la chaîne de montagnes, répond, en profondeur, une importante racine crustale

L'épaisseur de la croûte résulte d'un épaississement lié à un raccourcissement et un empilement. On en trouve des indices tectoniques (plis, failles, nappes) et des indices pétrographiques (métamorphisme, traces de fusion partielle). Les résultats conjugués des études tectoniques et minéralogiques permettent de reconstituer un scénario de l'histoire de la chaîne.

I- Les caractéristiques du domaine continental.

A- Des reliefs de grandes ampleurs animés de mouvements verticaux.

Les continents présentent des reliefs variés : des plaines, des plateaux et des chaines de montagnes.

La répartition des altitudes montrent que l'altitude la plus représentée sur les continents est de 300m mais l'altitude moyenne se situe autour de 840 m. La profondeur des océans est de -4800 m.

Au niveau des reliefs, on enregistre des anomalies gravimétriques.
Pesanteur : attraction de tout corps par la Terre
Gravité : intensité de la pesanteur
Géoïde : surface équipotentielle correspondant au niveau moyen des mers. Le géoïde est une ellipse
La gravimétrie a pour objet l'étude du champ de la pesanteur.
La **gravité** est une force d'attraction exercée par la Terre (deux corps s'attirent avec une force proportionnelle au produit de leurs masses et inversement proportionnelle au carré de leur distance).
La pesanteur a une valeur moyenne de 981 gals ou $9.81 m/s^2$.
$1Gal = 1cm.s^{-2} = 10^{-2}m.s^{-2}$) et son millième, le mGal ($1 mGal = 10^{-5} m.s^{-2}$).
Infos tirées du site http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-geoide-continental.xml

La gravité dépend de **l'altitude** (on est moins attiré en altitude), de la **latitude** (on est plus attiré aux pôles qu'à l'équateur car le rayon polaire est inférieur au rayon équatorial) et **du relief** (ils ajoutent du relief donc de la masse on est donc plus attiré).
Site http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-geodesie-gravimetrie.xml
La gravité devrait être plus forte au niveau des bosses et plus faibles au niveau des creux.

On mesure des valeurs de gravité avec un gravimètre.
Or, la gravité est quasi constante à la surface de la Terre.
Pour retrouver les valeurs mesurées, on doit corriger les valeurs théoriques.

En 1745, Bouguer constate que les Andes ne dévient que très peu le fil d'aplomb comme si elle n'avait pas de masse. Un siècle plus tard, **Everest** observe la même chose dans l'Himalaya. Les valeurs mesurées sont plus faibles.
Info dans http://sigminesfrance.brgm.fr/geophy_gravi.asp

Bouguer et Everest

On définit ainsi **les anomalies de Bouguer** comme étant la différence entre les valeurs mesurées et les valeurs corrigées.
Anomalie = 0, on est en plaine
Anomalie ≤ 0, on est en montagne
Anomalie ≥0, on est dans les fonds océaniques.

Pomerol p 230

Dans les zones de montagnes la correction apportée est trop forte, cela signifie qu'il manque de la matière (ou la densité de la matière est plus faible). C'est l'inverse au niveau des océans. Cela signifie qu'il y a eu une compensation gravimétrique.
Tout se passe comme si l'effet des reliefs sur la pesanteur était compensé en profondeur.

Ces anomalies de gravimétrie (différence entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées et corrigées) montre la présence d'un excès de matériel léger au niveau des chaines de montagnes (anomalies négatives) et suggère l'existence de ce matériel léger en profondeur. Des données sismiques ont confirmé la présence d'une racine crustale. (1S)
Au relief positif qu'est la chaine de montagne répond en profondeur une importante racine crustale constituée de matériel léger.

On explique ces anomalies par la <u>théorie de l'isostasie</u> (même, stable). La lithosphère rigide est en équilibre sur l'asthénosphère ductile.

2 modèles sont proposés : celui d'Airy et celui de Pratt
<u>D'après Airy</u>, la croûte terrestre légère (dcc = 2.7, dco = 2.9) **flotte sur une matière de forte densité** (d = 3.3) **comme des glaçons dans un verre d'eau.**
Ceci en application du principe d'Archimède.
La poussée d'Archimède dépend du poids et du volume immergé. Plus le volume immergé est important plus la poussée d'Archimède est forte.
Un solide reste immobile si son poids est équilibré par la poussée d'Archimède.
S'il est trop lourd, il coule s'il est plus léger, il remonte.
On définit une surface de compensation au-dessous de laquelle le relief n'aurait plus d'influence sur la gravimétrie et où la pression est la même en tout point. Cette surface est théorique.
Elle est à 113 km dans le modèle de Pratt et entre 30 et 50 km dans le modèle d'Airy.
Pour retrouver les valeurs mesurées, on corrige la valeur précédente en tenant compte de la correction isostatique. On définit alors une anomalie isostatique.
Les élévations topographiques sont compensées en profondeur par des racines de matériaux légers, et plus le relief est élevé, plus la racine est profonde.

On peut connaitre l'épaisseur de la partie immergée, pour cela, il suffit de connaitre ce qui dépasse et les masses volumiques.

Pour émerger de 300 m, il faut une croute continentale d'une épaisseur de 30 km.

Il existe un autre modèle : le modèle de Pratt

Les montagnes proviennent d'une dilatation de l'écorce terrestre (la masse est constante mais le volume change, les montagnes qui occupent un volume important ont une densité qui diminue; la densité est donc plus forte sous les océans que sous les montagnes). Le modèle Pratt est représentatif des océans.
Dans le modèle de Pratt, la surface de compensation correspond à la limite lithosphère asthénosphère

La plupart des régions sont en équilibre isostatique. L'anomalie est nulle.
Mais dans certains cas, on trouve :

- **une anomalie isostatique négative. Cela signifie un excès de masse de faible densité. L'équilibre sera atteint par un ajout de matériau plus dense, donc une remontée de matériau plus dense.**
- **une anomalie positive qui traduit un excès de masse. L'équilibre sera atteint par un affaissement (diminution de matériel dense au-dessus de la surface de compensation)**

L'altitude des reliefs varie au cours du temps :

soulèvement du Nord Est du Canada (il a fait les ¾ de sa remontée)
soulèvement de la Scandinavie.

En Europe, depuis 22000ans, les glaciers fondent, en conséquence, la Scandinavie remonte lentement (1cm/an)
Nous avons remarqué que l'Europe ne se déforme pas de façon homogène. En particulier, on peut observer que la Scandinavie et les Alpes centrales montent. A l'inverse le piémont italien et certaines parties de l'Europe de l'Est ont tendance à s'enfoncer (échelle environ 2,5 mm pour 1 mm/an).

Comment expliquer de telles variations du relief ?

Une surcharge telle un glacier sur une croute entraine d'après Airy un enfoncement plus ou moins important. S'il y a fonte, la charge est allégée, la croute remonte

Les enveloppes superficielles du globe terrestre sont donc animées de mouvements verticaux

Exemple : Le réajustement isostatique du bouclier scandinave.

Au cours du siècle passé, le golfe de Botnie s'est soulevé de 9mm/an
Des plages fossiles âgées de 12 000 ans se situent actuellement à 400 m d'altitude. Le golfe de Bosnie a donc été le siège d'un soulèvement qui se poursuit : son anomalie isostatique est de - 25 à - 50 mGal.

Explication : le golfe de Bosnie était recouvert par un inlandsis aux phases glaciaires du Quaternaire ; il s'est alors affaissé jusqu'à l'équilibre isostatique. La fonte des glaces a libéré le socle qui retourne à l'équilibre à l'heure actuelle. On appelle ce phénomène le rebond post-glaciaire (même en ce qui concerne l'isostasie, il s'agit de temps géologiques !).

B-Des roches anciennes peu denses.

Cours 1S

Granite et lame mince

La **croûte continentale**, peu dense (d = 2,7), épaisse (30 à 60 km), est constituée de **roches sédimentaires**, de **granites** et de **roches métamorphiques.**
La lithosphère continentale est constituée de roche voisine du granite.
Les **granites** sont des **roches grenues** (entièrement cristallisées), dont les principaux minéraux sont :

- le **Quartz**
- les **Feldspaths**
- le **Mica** (noir, silicate ferromagnésien comme la biotite).

Ces roches sont riches en oxydes de silicium et pauvre en oxyde de fer et de magnésium.
Elle est plus épaisse et de densité plus faible que la croute océanique.

L'âge de la croute continentale est déterminé par radiochronologie.

La radiochronologie est basée sur la décroissance radioactive naturelle de certains éléments présents les minéraux.

Un isotope est un élément chimique ayant une masse atomique différente due à un nombre variable de protons

$^{A}_{Z}X$ avec A = masse atomique (N + Z) ; Z = nombre de protons ; N = nombre de neutrons

Un élément radioactif père instable se désintègre au cours du temps en produisant un élément fils (plus stable) et un rayonnement (α, β, γ).
En datation, on n'utilise que les isotopes dont les éléments fils ne sont pas radioactifs afin de conserver la totalité des produits de la réaction.

Elément père → *Elément fils* + **Rayonnement**
Radioactif, instable → Non radioactif, stable

Chaque isotope radioactif est caractérisé par une constante de désintégration λ.

Cette constante qui correspond à la probabilité de désintégration par unité de temps ne varie pas en fonction de la température et de la pression. Elle est donc restée constante au cours des temps géologiques.

Le nombre d'éléments radioactifs diminue avec le temps selon la relation suivante :

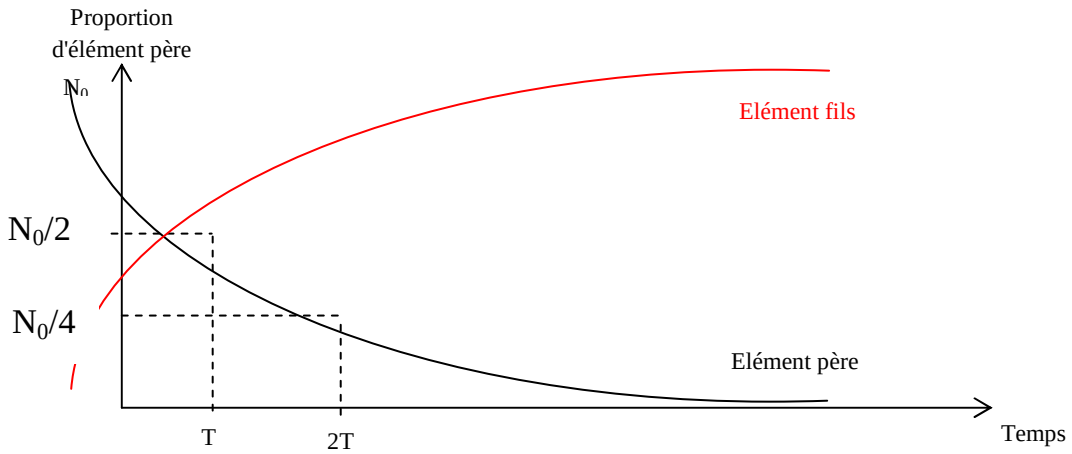
$$N = N_0.e^{-\lambda t}$$

N_0 est le nombre d'atomes initial
N est le nombre d'atomes à l'instant t

La constante varie selon les éditeurs
Un élément radioactif est caractérisé par sa demi vie (T ou $t_{1/2}$) c'est à dire le temps nécessaire de diminuer de moitié par désintégration.

A T, N = No / 2
Donc No / 2 = No $e^{-\lambda T}$
½ = 1 / $e^{\lambda T}$
$e^{-\lambda T} = 2$
$\lambda T = \ln(2)$
donc

$$T = \frac{1}{\lambda}(\ln 2)$$



La loi de décroissance radioactive se traduit par une courbe de la forme :

Une des méthodes de datation isotopique utilise le couple Rubidium/strontium
Un isotope du ^{87}Rb donne par désintégration un isotope de ^{87}Sr, stable.

$$^{87}Rb \longrightarrow {}^{87}Sr \quad \text{avec } \lambda = 1{,}42.\ 10^{-11}.\ an^{-1}$$

Rb se substitue au K et Sr se substitue au Ca.

La datation avec cette méthode est la plus complexe, elle renferme 2 inconnues :
- la quantité initiale du rapport isotopique de l'isotope (Rb/Sr)
- l'âge de l'échantillon

On détermine l'équation suivante :

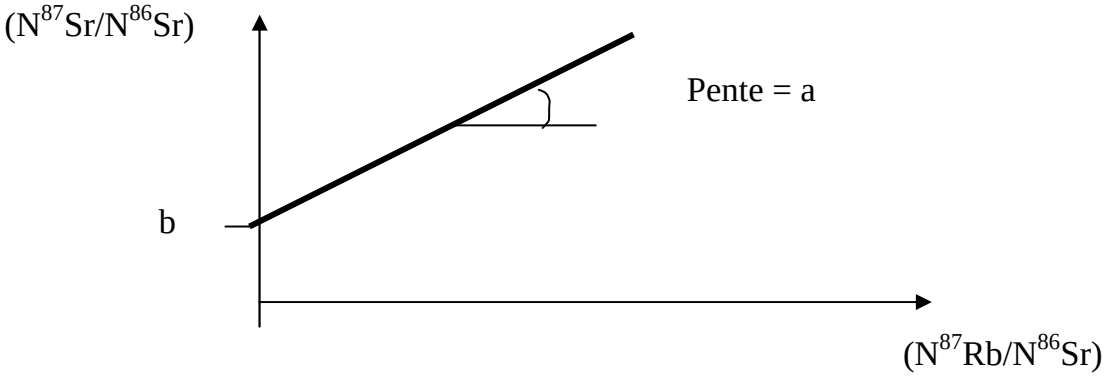
$$\frac{N^{87}Sr}{N^{86}Sr_{actuel}} = \frac{N^{87}Sr}{N^{86}Sr_{initial}} + \frac{N^{87}Rb}{N^{86}Sr_{actuel}}(e^{\lambda t} - 1)$$

Cette équation est de la forme y = ax + b
de pente a = ($e^{\lambda t}$-1) et
b = ($N^{87}Sr$ / N^{86} Sr) $_{initial}$

donc

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (a+1)$$

avec (T = 48,8. 10^9 ans… on peut voir venir!)



La croute continentale date par endroit de plus de 4 Ga. La croute océanique n'excède pas 200 Ma.

Carte des âges

Comment se sont formés ces reliefs ?

Thème 1-B-2 La convergence lithosphérique : contexte de la formation des chaînes de montagnes Si les dorsales océaniques sont le lieu de la divergence des plaques et les failles transformantes une situation de coulissage, les zones de subductions sont les domaines de la convergence à l'échelle lithosphérique. Ces régions, déjà présentées en classe de première S, sont étudiées ici pour comprendre une situation privilégiée de raccourcissement et d'empilement et donc de formation de chaînes de montagnes.

Les chaînes de montagnes présentent souvent les traces d'un domaine océanique disparu (ophiolites) et d'anciennes marges continentales passives. La « suture » de matériaux océaniques résulte de l'affrontement de deux lithosphères continentales (collision). Tandis que l'essentiel de la lithosphère continentale continue de subduire, la partie supérieure de la croûte s'épaissit par empilement de nappes dans la zone de contact entre les deux plaques. Les matériaux océaniques et continentaux montrent les traces d'une transformation minéralogique à grande profondeur au cours de la subduction. La différence de densité

entre l'asthénosphère et la lithosphère océanique âgée est la principale cause de la subduction. En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit et s'épaissit. L'augmentation de sa densité au-delà d'un seuil d'équilibre explique son plongement dans l'asthénosphère. En surface, son âge n'excède pas 200 Ma.

II- Le contexte de la formation des chaînes de montagnes.

Certaines chaines de montagnes résultent de la collision de 2 lithosphères continentales faisant suite à une subduction.

A- La collision de deux lithosphères résulte de la fermeture d'un océan par subduction.

Quels en sont les indices ?

La plupart des plaques lithosphériques associent croûte océanique et continentale. Une subduction océanique entraîne donc nécessairement un transport de la croûte continentale appartenant à la plaque plongeante jusqu'à la fosse océanique.

Au cours de la collision, la lithosphère continentale de la plaque plongeante peut être chevauchée sur sa marge par des **lambeaux de lithosphère océanique** mis en place tectoniquement. Cela constitue des **ophiolites**.

Exemple le chenaillet*

Les montagnes du Gondran et du Chenaillet sont constituées de trois nappes de charriage superposées :

1. la **nappe inférieure** à l'ouest (elle-même charriée sur les terrains de la zone briançonnaise), est d'origine piémontaise, de marge continentale, et se compose de calcaires et dolomies
2. la **nappe de la Replatte du Gondran** est d'origine océanique, elle se compose de sédiments (Cr : calcschistes du Crétacé, m + r : calcaires marmoréens et radiolarites)
3. la **nappe du Chenaillet**, la plus élevée, est aussi d'origine océanique ; elle se compose d'ophiolites (S : serpentinites, G : gabbros, B : basaltes en coussins, d : dolérites, br : brèches sédimentaires à débris d'ophiolites).

Les **ophiolites** (ou complexes ophiolitiques) sont des **roches vertes**, semblables à celles des fonds océaniques, mais que l'on rencontre dans les chaînes de montagnes de collision *(à plus de 2000 mètres d'altitude)*. On y observe typiquement de bas en haut : des **péridotites**, des **gabbros**, un **complexe filonien** puis des **basaltes en coussins** et enfin des **sédiments** d'origine océanique profonde (radiolarites).

Les ophiolites étant les vestiges d'un ancien océan, on doit retrouver les traces de l'ancienne marge continentale passive au niveau des chaines de montagnes.

Rappel 1S

Les marges continentales passives sont des zones de transitions continent océan, formées au début de la divergence des plaques portant de la croute continentale.
Ces zones en extension sont parcourues de failles normales courbes (failles listriques) le long desquelles des blocs ont basculé.

La présence de failles normales listriques et de blocs basculés au sein d'une chaine de montagne sont les témoins d'une ancienne marge continentale.

Quand la marge continentale de la plaque plongeante pénètre dans le manteau, la subduction est bloquée du fait de la faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle du manteau, il y a blocage et **collision**.
Dans une chaîne de collision, la **suture ophiolitique** est généralement très écrasée et se situe donc à la frontière entre les deux marges continentales entrées en collision.

B-La production de nouveaux matériaux continentaux.

Les zones de subduction sont le siège d'une activité magmatique importante qui aboutit à une production de croute continentale.

Dans les zones de subduction, on observe des éruptions volcaniques qui sont accompagnées de nuées ardentes, de nombreuses projections (bombes, ponces, scories et cendres) à très haute température et de coulées de lave visqueuse sous forme de dôme ou d'aiguille. Ce phénomène est caractéristique d'un **volcanisme explosif**.
.
Ceci a été à l'origine de coulées de boues dévastatrices dans le cas du Pinatubo.
Le caractère explosif des volcans de marge est la conséquence d'une viscosité importante du magma qui a du mal à dégazer (effet bouchon de champagne).

Le magma provient de la fusion partielle des péridotites du manteau de la plaque chevauchante au-dessus du plan de Wadati Bénioff. (Cours 1S)

La fusion est provoquée par l'introduction de fluides hydratés en provenance de la plaque plongeante.

Au niveau des dorsales, la croûte océanique chaude, fracturée, est infiltrée par l'eau de mer (jusqu'à 6 km de profondeur). Cette eau, portée à de haute température, remonte à l'interface croûte océan, en échangeant des ions (elle s'appauvrit en K+, Mg2+, Na+, Cl- et s'enrichit en S4+, Si4+, Fe2+, Ca2+…).
La croûte océanique (basalte et gabbro) est hydratée.

En s'écartant de la dorsale, la température diminue, des sédiments hydratés se déposent et s'accumulent au niveau de la lithosphère océanique.

Les roches de la croute océanique vont être soumises à des variations de températures et de pression qui vont conduire à un réarrangement des atomes différents présents dans les roches. Il y a transformation des minéraux préexistants en nouveaux minéraux. Ces roches modifiées à l'état solide sont des <u>roches métamorphiques</u>.

L'eau de mer est à l'origine de nouvelles transformations minéralogiques.
Des minéraux verts sont produits (chlorite et actinote) dans des conditions de faible température (350°C) et de faible pression (inf à 0.5 Gpa) et profondeur (5 à 10 km)

Gabbros → métagabbros à schistes verts (actinote et chlorite)

Plagioclase + pyroxène + H_2O → actinote + chlorite

Au niveau des zones de subduction, c'est donc une plaque lithosphérique océanique très hydratée qui plonge.

La plaque plongeante est alors soumise à des variations de température et de pression, elle se déshydrate, conduisant ainsi à d'importantes libérations d'eau dans le manteau.

Au cours de la subduction, les schistes verts de la plaque plongeante ainsi que les sédiments déformés, sont soumis à une faible augmentation de t (300°C) et à une forte augmentation de P° (30 km).
Cela aboutit à la réaction suivante :

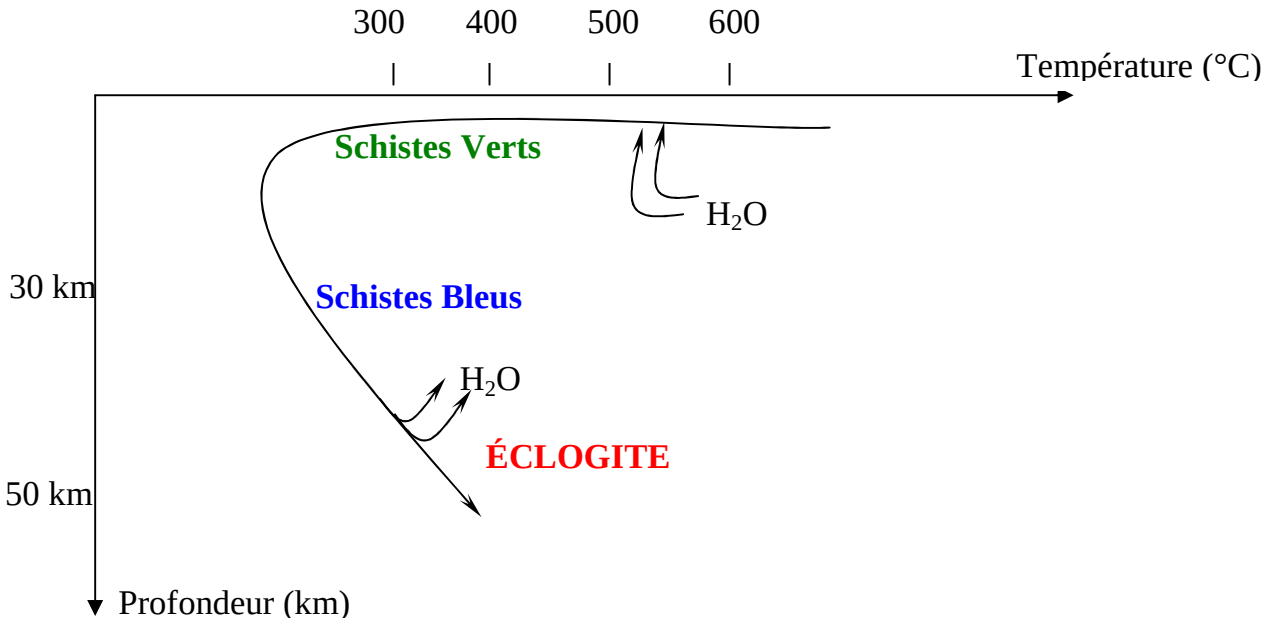
Plagioclase + Chlorite + Actinote → glaucophane + H_2O
Schistes verts → schistes bleus + eau

Lorsque la subduction continue, les métagabbros à schistes bleus sont soumis à des pressions et températures plus élevées (450°C et 50 km), la déshydratation se poursuit. Il y a formation de minéraux anhydre caractéristiques du faciès des éclogites.

Glaucophane → grenat + jadéite+ H_2O
Schistes bleus → Eclogites

Minéraux caractéristiques	Faciès métamorphiques
Chlorite et actinote	Schistes verts
Glaucophane	Schistes bleus
Grenat, jadéite	Eclogites

La présence de ces associations minéralogiques caractéristiques des conditions de haute pression et basse température dans les chaines de montagnes atteste donc d'un enfouissement progressif d'une lithosphère océanique.



Cette eau modifie le solidus hydraté (zone séparant le domaine où la phase solide existe seule de celui où la phase liquide coexiste) des péridotites.

Solidus hydraté

Il y a abaissement du point de fusion. La péridotite entre en fusion à des profondeurs (100 km) et températures (1000°C) beaucoup plus faibles (1300°C) qu'au niveau de l'axe d'une dorsale

Le magma obtenu (issu de la fusion du manteau hydraté de la plaque chevauchante) est un magma riche en eau et en SiO_2 d'où les caractéristiques du volcanisme explosif.

Les roches volcaniques obtenues sont souvent de couleur claire, plus ou moins poreuses et les cristaux sont plus gros et plus nombreux que dans le basalte : on peut penser à une chimie différente des magmas des zones de subduction.

Une fraction du magma arrive en surface, se refroidit et génère des roches volcaniques de type andésite (andésite) et de type granitoïde (rhyolite et rhyodacite)

La majeure partie du magma cristallise en profondeur et donne des roches plutoniques à texture grenue de type andésite (diorite) et granitoïdes (ensemble des granites et des granodiorites).

	Granitoïdes		**Andésites**
Roches volcaniques	Rhyolite	Rhyodacite	Andésite
Roches plutoniques	Granite	Granodiorite	Diorite

Texture d'une roche *: relations spatiales entre les minéraux d'une roche*
Texture grenue *: la roche est entièrement cristallisée, les minéraux forment des cristaux qui sont tous visibles à l'œil nu.*
Texture microgrenue *: la roche est entièrement cristallisée, les minéraux forment des cristaux qui ne sont pas tous visibles à l'œil nu, ou sont à peine discernables.*
Texture microlitique *: la roche n'est pas entièrement cristallisée, peu de minéraux forment des cristaux visibles à l'œil nu. Beaucoup de minéraux forment de très petits cristaux, les microlites, uniquement visibles au microscope et noyés dans un verre amorphe.*

C- La collision permet d'expliquer un épaississement important de la croute continentale.

Des forces de compressions déforment les roches de manière plastiques (plis) ou cassantes (failles inverses). Cela aboutit à un raccourcissement des structures superficielles et donc à un épaississement.
Des formations géologiques de tailles importantes (nappes de charriage), sous l'effet des contraintes compressives sont amenées à glisser sur des distances importantes et à s'empiler les unes sur les autres.
Ces déformations témoignent d'un raccourcissement de la croute en domaine continental. Ce sont des indices tectoniques.
Tout cela conduit à un épaississement de la croute continentale.
L'épaississement de la racine résulte d'un enfouissement de la lithosphère continentale jusqu'à des profondeurs importantes (100 km). On parle de subduction continentale. Phénomène observé au niveau du Tibet et de l'Himalaya et dans les Alpes (côté suisse)
La subduction continentale des plaques indienne et asiatique est à l' origine d'un doublement de l'épaisseur de la CC sur une largeur de 500 km et une longueur de 1000 km.

Les contraintes compressives sont aussi observables sur la roche.

Les roches, lors de la collision sont amenées à des températures et des pressions nouvelles qui conduisent à une modification des minéraux (lié à une recombinaison des éléments chimiques).
Dans les chaines de montagne, les roches sont soumises à une augmentation de température et de pression qui vont permettre de débiter la roche en feuillets.
Les séquences paradérivées renferment toutes les roches sédimentaires
Les séquences orthodérivées renferment les roches magmatiques.

On obtient ainsi :

- **des schistes (roches qui ont été débitées en feuillets de même composition minéralogique)**
- **des gneiss qui ont une structure foliée (la roche montre une ségrégation de lits de nature différente)**
- **des migmatites et granites d'anatexies obtenues pour des pressions et températures élevées. Il y a fusion partielle de la roche. On parle d'anatexie.**
- **Les migmatites résultent de la fusion partielle des gneiss. Elles sont constituées de feuillets sombres (mica noir ou biotite) et de lentilles claires (quartz et feldspath).**

Toutes ces roches actuellement sont visibles grâce à l'isostasie qui ramène les roches à la surface.
Jusqu'à 750°C, le granite est stable. La minéralogie est conservée, la modification se situe au niveau de la structure.

Indices tectoniques	**Plis** **Failles inverses** **Nappes de charriage**
Indices pétrographiques	**roches métamorphiques (schistes, micaschistes, gneiss)** **migmatite et granite d'anatexie**

Les roches de la croute continentale amenée à des profondeurs importantes vont être soumises à des variations de températures et de pression qui vont conduire à un réarrangement des atomes des différents minéraux présents dans les roches. Il y a transformation des minéraux préexistants en nouveaux minéraux. Ces roches modifiées à l'état solide sont des **roches métamorphiques**. Dans les chaines de montagne, on trouve des roches métamorphiques telles que **des schistes, micaschistes et gneiss.**

Roches métamorphiques

Si la pression augmente, certains minéraux peuvent fondre de manière partielle. Il y a production d'un liquide qui reste mélangé au résidu. Ce liquide s'accumule et contribue à la formation de **migmatites**.

Migmatites

D- Le moteur de la convergence.

Subsidence thermique

La base de lithosphère (isotherme 1200°C) s'éloigne de la surface de la croûte océanique lorsqu'on s'éloigne de la dorsale.
Il y a par conséquent un épaississement et un refroidissement de la lithosphère océanique.
Le refroidissement de la croûte océanique lié d'une part à l'éloignement de la dorsale et d'autre part à la circulation des fluides, conduit à un épaississement progressif de la lithosphère aux dépens de l'asthénosphère.
Ces variations d'épaisseur et de température conduisent à une augmentation de la densité de la lithosphère au fur et à mesure de son vieillissement.
Il existe un âge critique à partir duquel la lithosphère est plus lourde que l'asthénosphère, elle s'enfoncera à la première perturbation.
C'est donc une lithosphère océanique froide, épaisse, dense et hydratée qui sera impliquée dans les processus de subduction.

Thème 1-B-3 Le magmatisme en zone de subduction : une production de nouveaux matériaux continentaux Les zones de subduction sont le siège d'une importante activité magmatique qui aboutit à une production de croûte continentale.
Dans les zones de subduction, des volcans émettent des laves souvent visqueuses associées à des gaz et leurs éruptions sont fréquemment explosives. La déshydratation des matériaux de la croûte océanique subduite libère de l'eau qu'elle a emmagasinée au cours de son histoire, ce qui provoque la fusion partielle des péridotites du manteau sus-jacent. Si une fraction des magmas arrive en surface (volcanisme), la plus grande partie cristallise en profondeur et donne des roches à structure grenue de type granitoïde. Un magma, d'origine mantellique, aboutit ainsi à la création de nouveau matériau continental.

III- La disparition des reliefs

On constate que les chaines de montagne anciennes ont des reliefs moins élevés que les chaines de montagne jeunes. Les reliefs sont progressivement érodés Les parties superficielles tendent à disparaitre.

Les massifs rocheux sous l'action principale des variations de température, du vent, des racines, et de l'eau se fissurent. Il s'agit d'une **érosion mécanique**.
A l'échelle du globe, on estime une érosion moyenne de 20 mm/1000 ans sur les plaines et de 200 mm/1000 ans sur les montagnes.

Les sédiments formés sont constitués de particules de tailles variées.

L'eau s'infiltre et exerce une action de dissolution très intense sur les roches calcaires et débite le granite en boule. Il s'agit d'une altération.

Les produits de l'érosion altération des roches continentales sont transportés par l'eau (et le vent) vers l'océan. Sous l'effet de la pesanteur, les particules se déposent.

L'érosion des chaines de montagne est compensée par une remontée en profondeur des roches de densité plus forte.

recyclage de la croute continentale
En s'érodant, on observe à l'affleurement des montagnes une plus forte proportion de matériaux transformés et ou formés en profondeur.

L'érosion altération n'est pas le seul mécanisme qui participe à l'effacement des reliefs.
2 problèmes :

- **Durée de l'abrasion**

Si l'on admet que seule l'érosion agit pour obtenir une complète abrasion, c'est à-dire jusqu'à ce que la croûte épaissie ait retrouvé une épaisseur normale (trente kilomètres environ), il faudrait non pas quelques dizaines de millions d'années (durée de vie effective des reliefs après leur édification), mais plusieurs centaines de millions d'années.

- **Quantité monumentales de sédiments détritiques**

La seule érosion de ces reliefs devrait produire des **quantités monumentales de sédiments détritiques**, qui devraient ensuite s'accumuler dans de gigantesques bassins sédimentaires, en bordure. Or, ce n'est pas toujours le cas et les quantités de sédiments sont généralement très inférieures à celles attendus au regard du volume initial de la chaîne.

Il est complété par des phénomènes tectoniques : l'extension tardi-orogénique. Ces phénomènes sont mis en évidence dans les alpes par la présence de failles normales en quantité importante.
La croûte continentale épaissie présente des propriétés physiques et thermiques qui se modifient : elle devient notamment plus malléable ce qui permet sa déformation et son étirement.
Vidéo de malavielle.

Bilan

La croûte continentale affleure dans les régions émergées. Elle est essentiellement composée de **roches magmatiques** parfois très anciennes.
Les reliefs naissent dans les domaines de **convergence** lithosphérique (subduction) et ils sont liés à un **épaississement crustal**.
Le **métamorphisme** et la **fusion partielle** sont des conséquences de cette tectonique.
Les études tectoniques et minéralogiques permettent de reconstituer un scénario de **l'histoire de la chaîne**.
La destruction des reliefs participe au **recyclage des matériaux** de la croûte continentale à l'échelle du globe.