

Le contexte de collision

Attention : convergence, collision et compression ne sont pas synonymes

La convergence correspond au rapprochement de deux plaques lithosphériques. Celui-ci peut se traduire par le plongement d'une des deux plaques (la subduction) ou/et par leur affrontement (la collision).

La compression est un état local de contraintes entraînant la déformation des roches par raccourcissement (plis par exemple). On comprend facilement qu'un régime compressif est associé à une convergence (subduction ou collision), mais ce n'est pas exclusif. Dans certains cas, une compression des roches est possible sans qu'il y ait convergence des plaques.

Par ailleurs, une convergence n'entraîne pas uniquement des

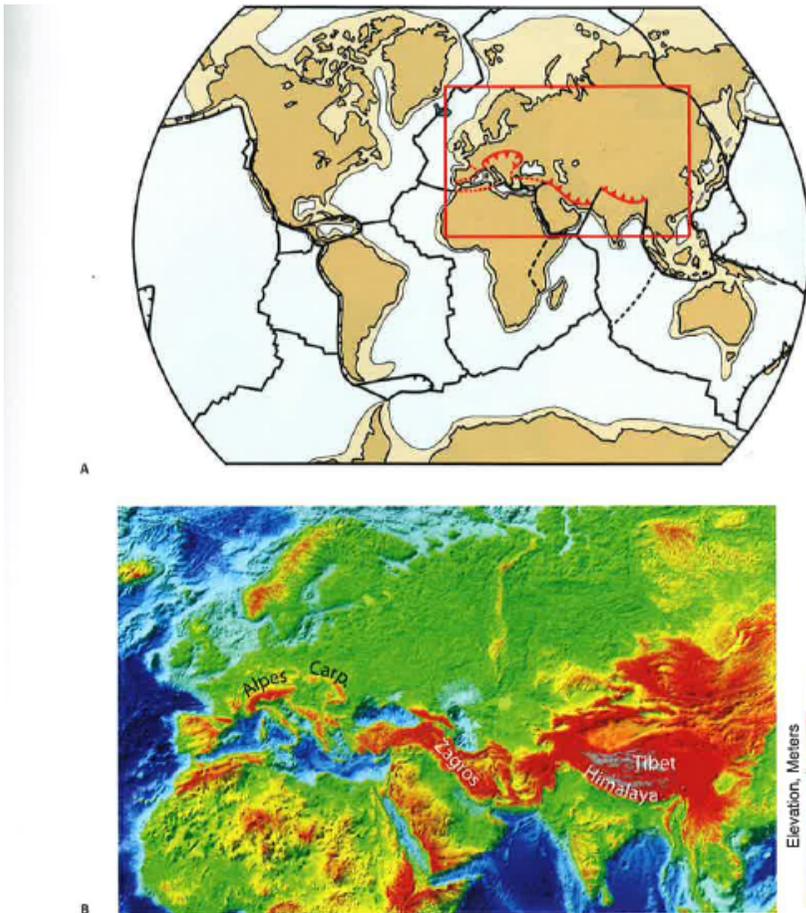
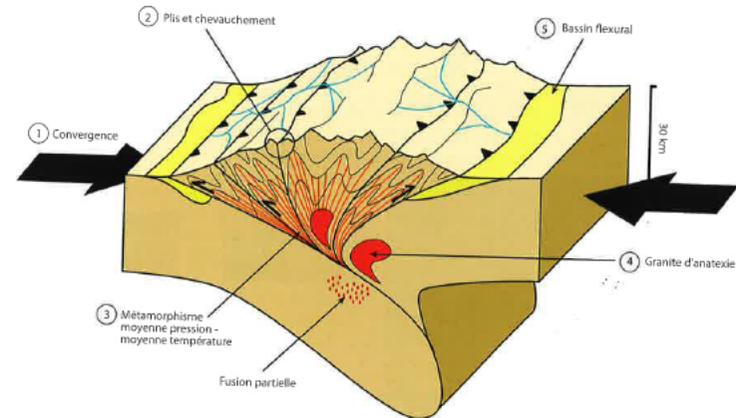


Fig. 4.2 – Localisation des principales zones de collision sur Terre.

A. Les zones de collisions actives. En trait plein rouge : zones de collision actives, en tirets rouge : zones de collision très peu actives. L'encadré rouge localise la Fig. B.

B. Reliefs eurasiens et nord-africains (d'après les données NOAA, 2006). Carp. : Carpathes.

Quels sont les marqueurs géologiques de la collision continentale ?

Les zones de collision sont également appelées **zones orogéniques** (du grec aras, « montagne », et gennan, « engendrer »)

Les zones de collision sont systématiquement associées à des hauts-reliefs

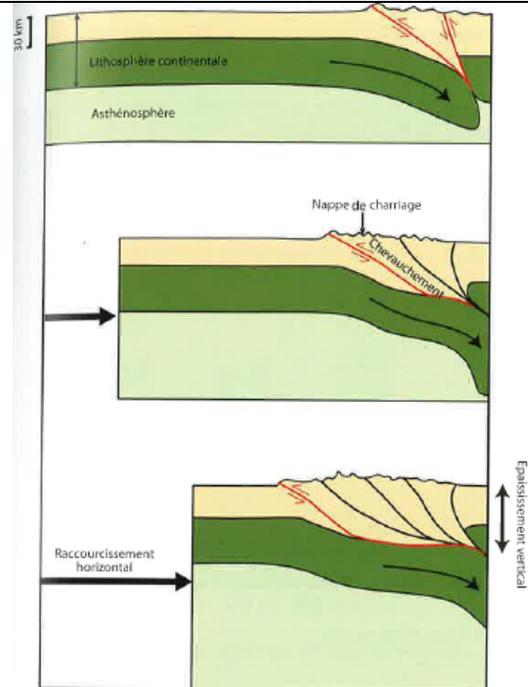
Les altitudes moyennes varient significativement d'une chaîne à l'autre: 2 500 m pour les Alpes, 2 000 m pour le Zagros et 4 500 m pour l'Himalaya. Les largeurs sont également très variables (de quelques dizaines de kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres). **Hauts reliefs expliqués par écaillage de la croûte et isostasie.**

L'analyse de profils sismiques : zones où la croûte continentale est anormalement épaisse (moho supérieur à 35 km) et déformée

Plis, failles inverses, chevauchements traduisent un régime **compressif** et entraînent, à différentes échelles, un épaissement des terrains affectés.

Le **raccourcissement horizontal** est **accommodé par un épaissement vertical** de la croûte.

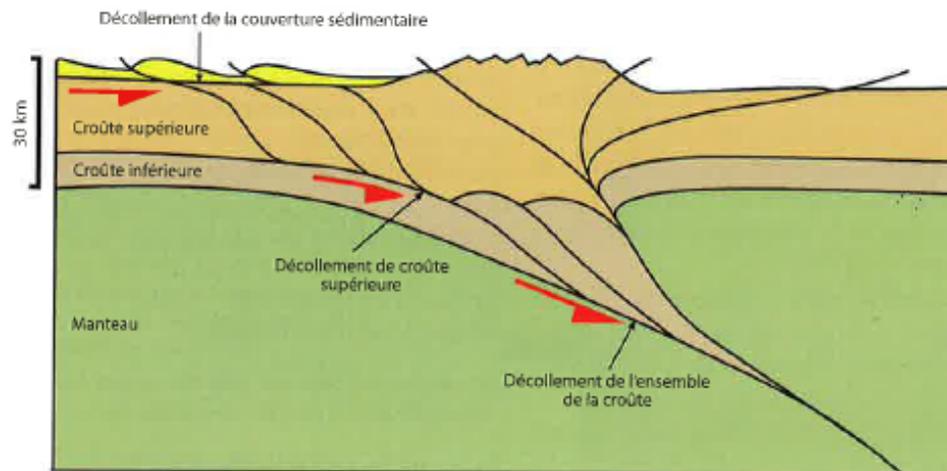
Cet empilement est rendu possible par **l'écaillage de la croûte continentale**, c'est-à-dire l'individualisation de différents lambeaux qui se superposent tectoniquement.



Lors de la convergence, les **chevauchements actifs (en rouge) migrent progressivement vers l'extérieur** de la chaîne.

L'existence de **niveaux de décollement**, liés aux hétérogénéités de la croûte, facilite le **glissement des écailles** les unes sur les autres. Plusieurs niveaux de décollement potentiels lors d'une collision:

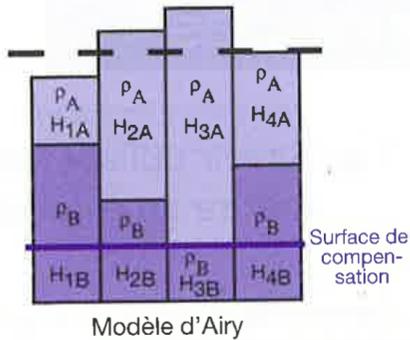
- Les roches sédimentaires particulièrement facile à déformer, comme le **gypse**.
- La limite entre la **croûte supérieure fragile** et la **croûte inférieure ductile**.
- La limite **croûte-manteau**.



Les reliefs terrestres, à grande échelle, peuvent être expliqués par des mouvements verticaux répondant au principe d'isostasie

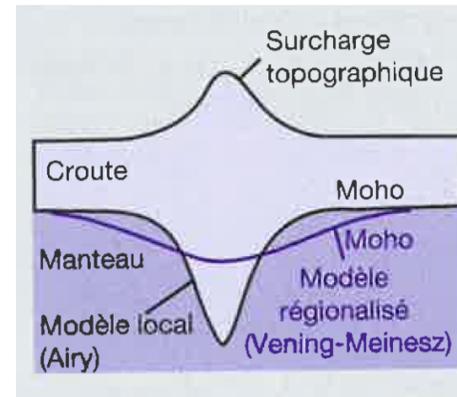
- Modèle d'Airy

La croûte « flotte » telle un iceberg sur le manteau sous-jacent plus dense. Les chaînes de montagnes sont équilibrées par l'existence d'une racine crustale « légère », alors que les bassins le sont par une remontée du manteau plus dense. Dans le cas de la croûte et du manteau, la surface de compensation correspond au Moho. **Le modèle de Airy est adapté au cas des montagnes dont l'origine est la superposition tectoniques de croûtes continentales de densités quasi identiques**



- Modèle de Vening-Meinesz.

C'est une version régionalisée du modèle d'Airy qui prend en compte le fait que les contraintes peuvent se transmettre latéralement dans la lithosphère, notamment par sa déformation (flexure). De ce fait, la racine crustale est généralement plus étendue que le relief qui en est à l'origine.

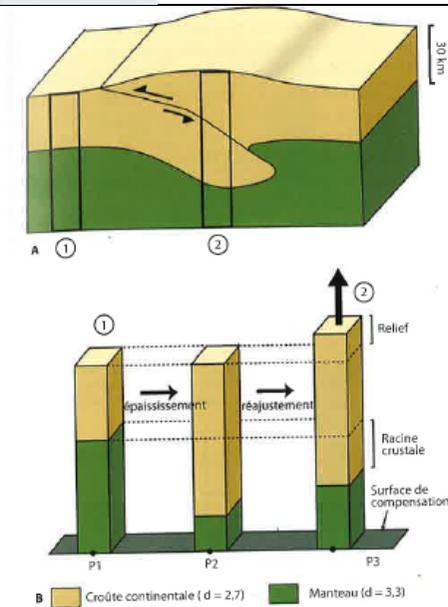


L'épaississement induit par le raccourcissement horizontal induit un déséquilibre isostatique car, pour une colonne de roche donnée, une partie du manteau, dense ($d = 3,3$), est « remplacée » par de la croûte continentale moins dense ($d = 2,7$). La pression exercée par la colonne de roche au niveau de la surface de compensation diminue par conséquent et entraîne **un mouvement vers le haut**

Ce soulèvement, globalement synchrone de l'épaississement, est responsable des hauts-reliefs décrits.

Les reliefs des chaînes de collision sont donc la conséquence, en surface, d'un épaississement général de la croûte.

Le relief n'est que la partie visible de l' « iceberg » crustal ; Il existe en effet en profondeur un « **anti-relief** » appelé **racine crustale dont le volume est environ 7 fois plus important !**



Au niveau des chaînes de montagne, les anomalies de Bouguer sont négatives

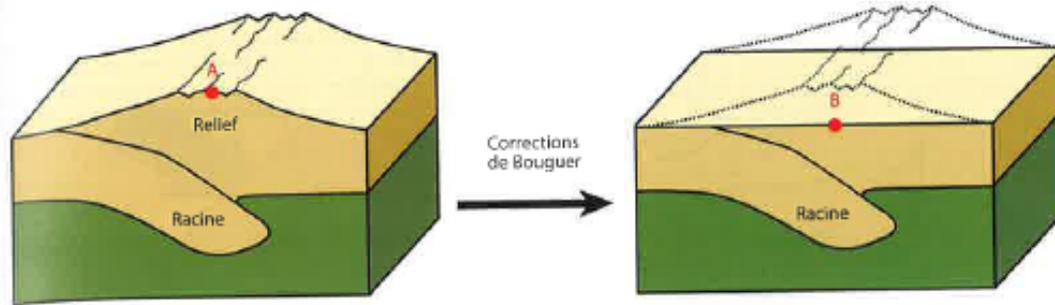


Fig. 4.11 – Les corrections de Bouguer.

Les corrections de Bouguer, appliquées au g mesuré, visent à « effacer » mathématiquement l'effet gravimétrique du relief. Trois corrections sont réalisées :

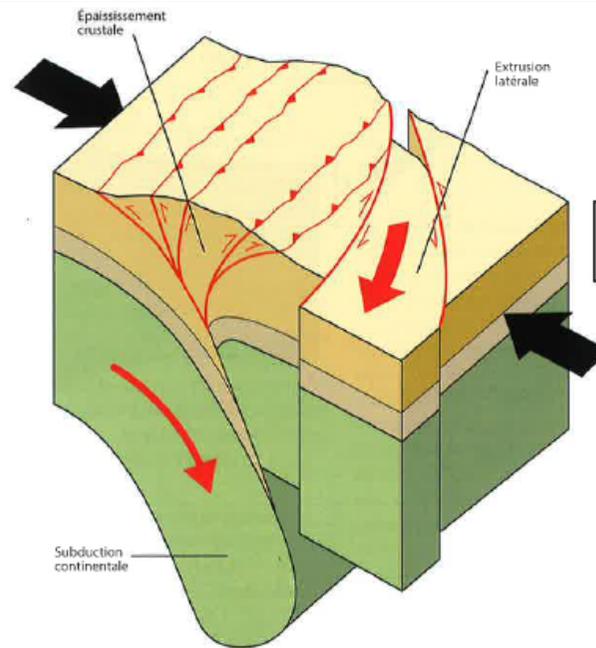
- la correction d'altitude : la mesure réalisée au point A est ramenée à la valeur d'une mesure au point B ;
- la correction de plateau : prenant en compte l'attraction exercée par les roches constituant le relief ;
- la correction topographique : prenant en compte les variations locales du relief.

**Au niveau des chaînes de montagne, les anomalies de Bouguer sont négatives : on a donc "trop corrigé" gM .
Il y a donc un déficit de masse sous les chaînes de montagne (racine de matériaux peu denses) et un excès de masse sous les bassins.**

Il existe 3 manières d'accomoder le rapprochement de 2 plaques continentales

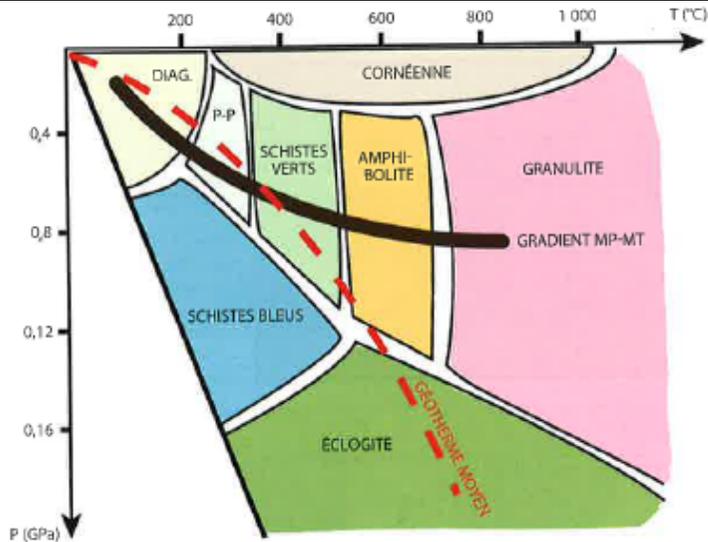
- 1. **L'épaississement crustal**, par écaillage et empilement tectonique;
- 2. **L'extrusion latérale**, par le jeu de grands décrochements;
- 3. **La subduction continentale**, par plongement de la partie inférieure de la croûte continentale et du manteau lithosphérique.

Pour une chaîne de montagne donnée, la proportion relative de ces trois modalités d'accommodation est difficile à quantifier.



Le métamorphisme MOYENNE PRESSION/ MOYENNE TEMPERATURE = GRADIENT DALRADIEN OU BARROVIEN :

une conséquence. thermique de l'épaississement crustal



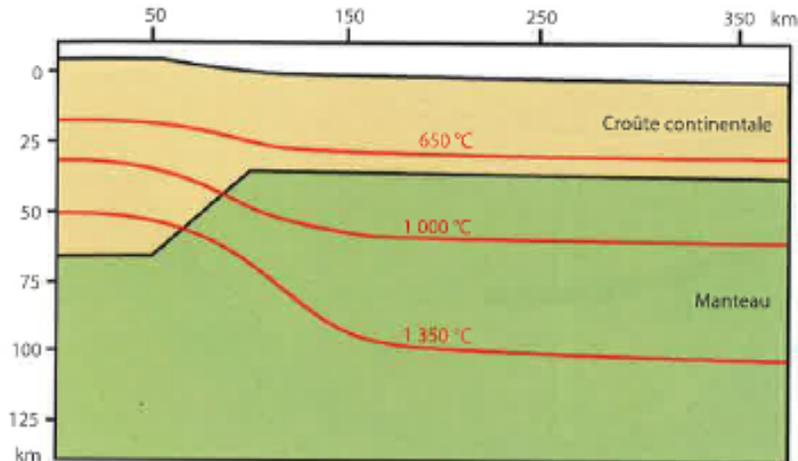
Les 2 événements (métamorphique et tectonique) sont synchrones. C'est l'écaillage crustal qui est à l'origine du métamorphisme. L'exploitation de plusieurs échantillons d'une même région (et de même âge) permet de reconstituer un **gradient métamorphique de type moyenne pression-moyenne température (MP-MT) d'environ 60 °C/ km**

Ainsi, malgré la grande diversité des roches métamorphiques (métapélites, métacalcaires, métagranites ...), la reconnaissance de certains **minéraux index** permet d'identifier un **nombre réduit de faciès métamorphiques** caractéristiques des zones orogéniques: **SCHISTES VERTS, AMPHIBOLITE, GRANULITE.**

Considérée, par raccourci, comme globalement granitique, elle présente en réalité une grande hétérogénéité pouvant être décrite selon trois niveaux:

- la croûte superficielle (quelques kilomètres d'épaisseur) formée de roches sédimentaires et volcaniques;
- la croûte supérieure (jusqu'à 15 km de profondeur) constituée de granitoïdes;
- la croûte inférieure (entre 15 km et 35 km de profondeur) formée de roches métamorphiques de type granulite.

Le gradient thermique est plus élevé au niveau d'une chaîne de collision.



Pourquoi le gradient thermique est-il anormalement élevé au niveau des chaînes de montagnes ? **La croûte continentale est l'enveloppe terrestre dont la concentration en éléments radioactifs (uranium, thorium) est la plus grande.** La production de chaleur par désintégration radioactive est donc importante et le sera d'autant plus si la croûte est épaisse. Le gradient thermique sera alors plus fort.

Le rééquilibrage thermique des roches est toujours plus lent que les mouvements tectoniques.

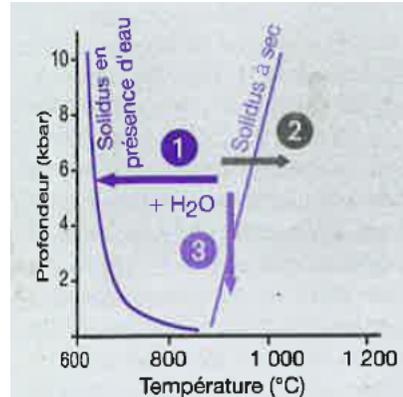
La collision peut amener à la fusion crustale et le magmatisme alumineux est le résultat de la fusion crustale

L'analyse minéralogique des granites himalayens montre une certaine homogénéité (quartz, feldspath, biotite et muscovite). La présence de muscovite traduit une richesse en aluminium du magma et donc de la roche source (subissant la fusion). Or, seuls des métasédiments de type métapélites, constituants importants de la croûte, ont cette caractéristique chimique.

C'est donc la croûte continentale seule qui subie la fusion partielle lors de la collision (il n'y a aucune participation du manteau). C'est l'anatexie crustale.

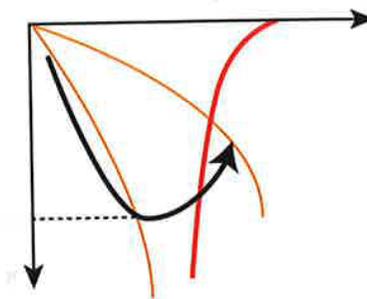
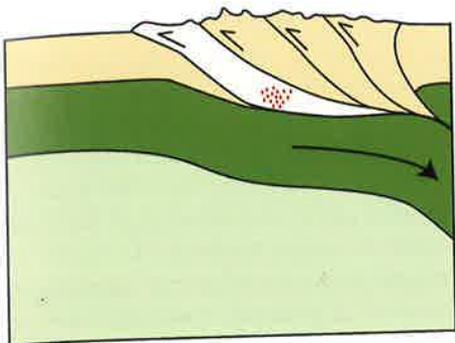
L'origine purement crustale de ces granites clairs ou leucogranite est également attestée par leurs rapports $[Sr/Sr]$ élevé ($> 0,75$), bien au-delà des rapports caractéristiques du manteau (0,702).

Courbes expérimentales du solidus du système quartz + albite + orthose (composition chimique globale d'un granite).



Trois mécanismes peuvent être évoqués pour expliquer la fusion de la croûte continentale au cours de la collision

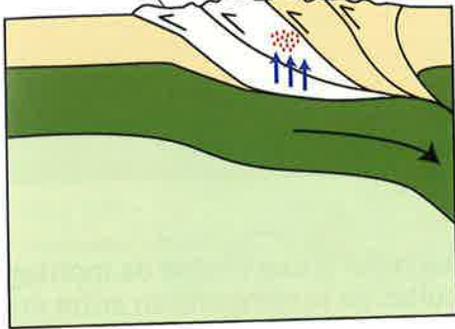
La zone de fusion partielle est figurée par des pointillés rouges
 En orange : géotherme ; en rouge solidus (tp° de fusion) ; flèche noire : trajet P,T de la portion de croûte considérée.



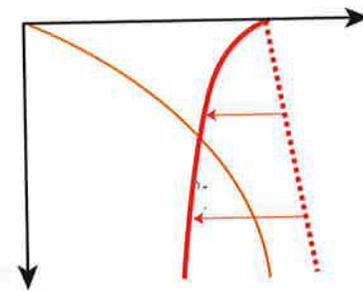
• Relaxation thermique suite à un enfouissement

Lors de la mise en place d'un chevauchement, l'unité chevauchée est enfouie. Elle subit alors une forte augmentation de pression, mais une faible augmentation de température (les roches n'ont pas le temps de se réchauffer). Après avoir atteint sa profondeur maximum, un rééquilibrage isostatique entraîne une légère remontée de l'unité enfouie. Lors de cette remontée, la pression diminue, mais la température augmente ; les roches se réchauffent tardivement : c'est la relaxation thermique. Il y a donc un décalage dans le temps entre le pic de pression (correspondant au pic de profondeur atteinte) et le pic de température.

Si le pic de température dépasse la température de fusion, il y a fusion de la croûte.

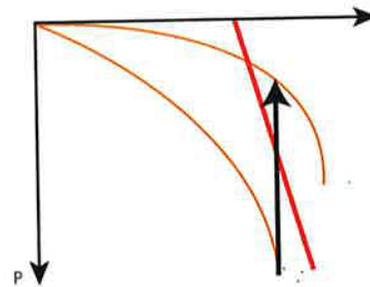
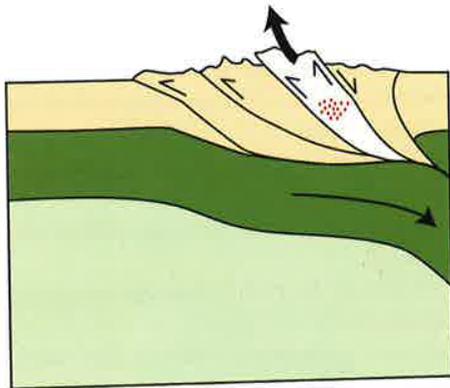


B



• **Hydratation d'une unité chevauchante (l'effet « fer à repasser »)**

Lors de la mise en place d'un chevauchement, l'unité supérieure « chaude » est mise en contact avec une unité inférieure plus froide. Il y a donc un transfert de chaleur du haut vers le bas (de l'unité supérieure vers l'unité inférieure), à la manière d'un fer à repasser posé sur une surface froide. Cette augmentation de température peut alors entraîner une déshydratation de l'unité inférieure. L'eau issue de la déshydratation est transmise par percolation à l'unité supérieure et celle-ci, ainsi hydratée, voit sa température de fusion diminuée. La diminution peut être suffisante pour entraîner la fusion de la croûte.



• **Décompression adiabatique lors d'une exhumation**

Paradoxalement, la convergence peut être accompagnée de l'exhumation de certaines unités par le jeu de failles (exhumation tectonique). Le fonctionnement synchrone d'un chevauchement et d'une faille normale peut entraîner la remontée de la portion de croûte limitée par les deux failles. À l'image de la pâte dentifrice qui remonte lorsque l'on écrase le tube, une convergence peut entraîner la remontée d'un « coin » de croûte,

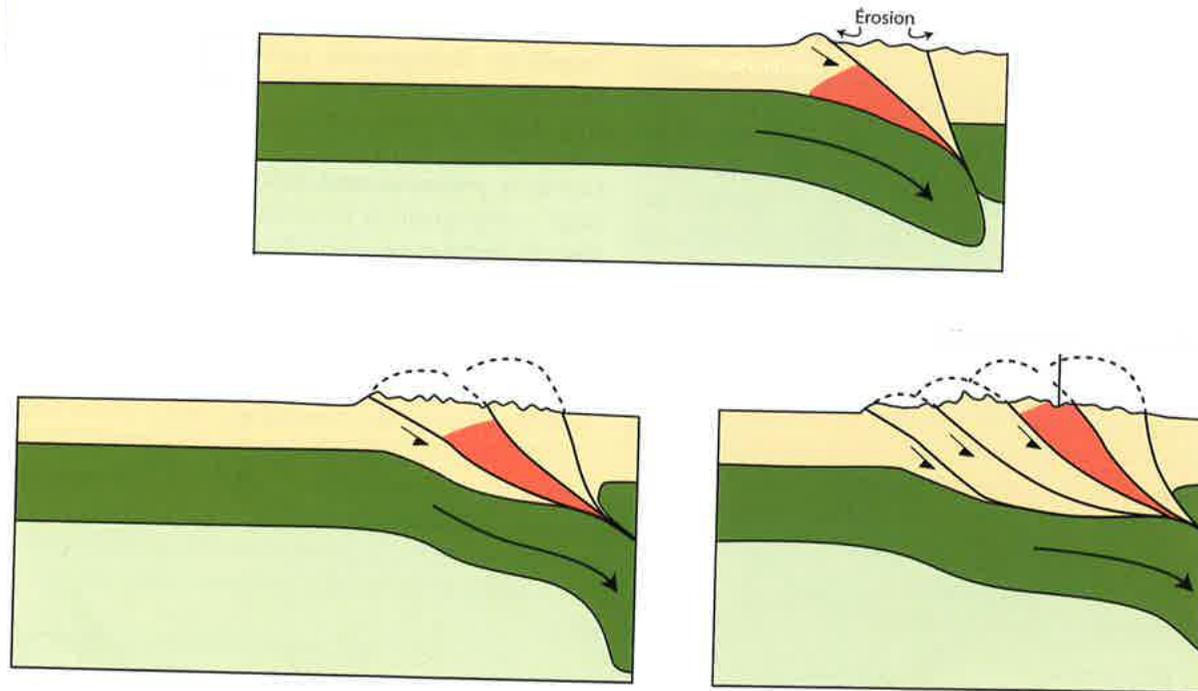
Si cette exhumation est suffisamment rapide, les roches n'ont pas le temps de se refroidir, et subissent une décompression sans échange de chaleur (dite « adiabatique »), Cette situation peut entraîner la fusion de la croûte continentale.

Attention ! **Les granites d'anatexie ne sont pas exclusivement liés au contexte de collision !**

Les leucogranites sont associés aux zones de collision, mais ils ne se forment pas exclusivement dans ce contexte. En effet, la fusion de la croûte continentale peut se dérouler dans d'autres situations : subduction, point chaud, extension continentale. Pour ces différents cas, le manteau entre en fusion partielle et produit un magma basaltique. Ce dernier peut alors s'injecter dans la croûte continentale et augmenter suffisamment sa température pour provoquer sa fusion. Un liquide d'origine crustale est donc produit. Il peut ensuite (souvent) se mélanger avec le magma basaltique et former un liquide mixte ou bien ne pas se mélanger et cristalliser en profondeur. Cette dernière situation aboutit à la formation de leucogranites.

Les leucogranites, seuls, ne signent donc pas un contexte de collision ; il faut intégrer d'autres indices (tectoniques, métamorphiques) pour reconstituer ce contexte.

le relief d'une chaîne de montagnes, résultat de la compétition entre érosion et surrection



Certaines formations sédimentaires sont également des indices de collision

- les flyschs sont des sédiments détritiques terrigènes souvent épais et provenant de dépôts turbiditiques essentiellement anté et syn-orogéniques: ce sont des alternances de grès et d'argiles qui se mettent en place lors de la subduction dans la fosse de subduction et en début d'orogénèse, d'où leur nature assez fine (sédiments fins). Ils sont ensuite remaniés par l'orogénèse!

- les molasses sont de nature plus grossière, sédiments qui résultent de l'érosion de la chaîne pendant sa formation et après sa formation surtout (éboulement ...). ces dépôts se réalisent dans un bassin flexural

Rq : le gypse à cause de sa rhéologie plastique a une grande importance dans la mise en place des nappes de charriages. De nombreux chevauchements présentent à leur base du gypse qui permet de réaliser une surface de décollement ou « couche savon ».

BILAN

