

Thème 1: Le domaine continental et sa dynamique.

Activité 3: Les indices pétrographiques de l'épaississement crustal - Correction

Conformément aux prévisions du modèle de Airy, les études sismiques confirment l'épaississement de la croûte continentale au niveau des ceintures orogéniques: sous les chaînes de montagnes, l'épaisseur de la croûte continentale peut atteindre jusqu'à 70 km contre 35 km en moyenne au niveau des plateaux continentaux. L'excès de masse constitué par le relief est compensé en profondeur par une racine crustale d'autant plus profonde que l'altitude du relief est élevée ce qui explique la constance de la gravité malgré la différence d'altitude.

On cherche à conforter l'hypothèse selon laquelle la formation des chaînes de montagnes serait liée à un épaississement crustal qui entraînerait un enfouissement des roches continentales superficielles

Étape 1: Concevoir une stratégie pour résoudre une situation problème scientifique (10 minutes)

Proposez une stratégie de résolution réaliste permettant de **montrer** que les roches sédimentaires formées à la surface de la croûte continentale ont été enfouies en profondeur lors de l'épaississement crustal à l'origine de la formation du massif central.

J'utilise la loupe à main pour observer les différents échantillons afin de déterminer leur texture (absence ou présence d'une schistosité). J'utilise le microscope polarisant pour observer les lames minces des différents échantillons afin de déterminer leur composition minéralogique et repérer leur éventuelle foliation.

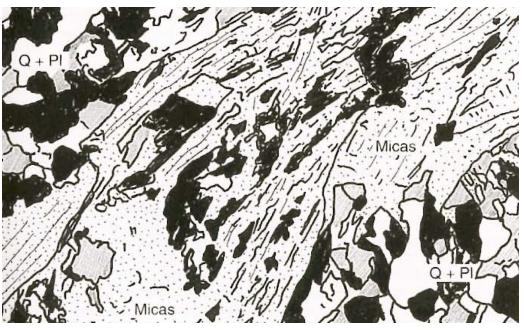
La texture d'une roche métamorphique dépend de la nature et de l'ampleur des contraintes subies par la roche:

- Si les gneiss observés présentent une schistosité (et éventuellement une foliation - observable au microscope polarisant) cela témoignera de contraintes compressives qui conforteront l'hypothèse d'un enfouissement en profondeur lié à un épaississement crustal.
- Si au contraire les gneiss observés ne présentent pas de schistosité cela témoignera d'une absence de contraintes compressives , ce qui s'opposera à l'hypothèse d'un enfouissement en profondeur lié à un épaississement crustal.

La composition minéralogique d'une roche métamorphique dépend des conditions de pression/température auxquelles la roche a été exposée. La pression évoluant de manière linéaire avec la profondeur, il est donc possible en observant la composition minéralogique d'une roche métamorphique de déterminer la profondeur à laquelle la roche a été portée.

- Si les gneiss observés renferment des minéraux caractéristiques d'un métamorphisme de moyenne ou haute pression cela confortera l'hypothèse d'un enfouissement en profondeur lié à un épaississement crustal.
- Si au contraire les gneiss observés ne renferment pas de minéraux caractéristiques d'un métamorphisme de moyenne ou haute pression cela s'opposera à l'hypothèse d'un enfouissement en profondeur lié à un épaississement crustal

Étape 3: Présenter les résultats pour les communiquer

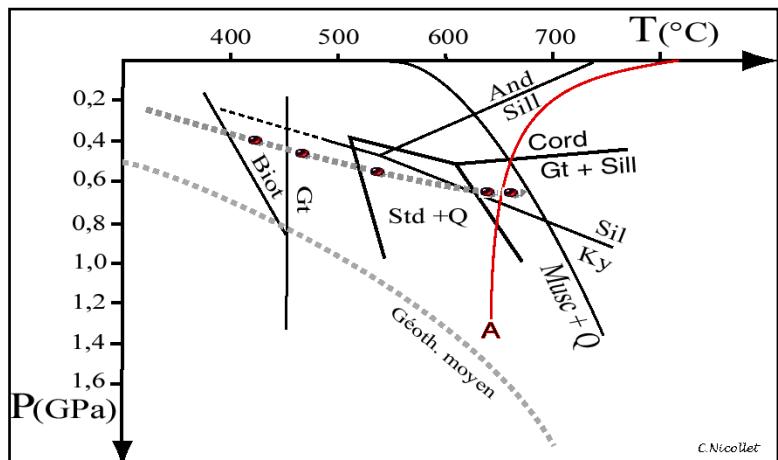
<u>Observation de l'échantillon du gneiss R1</u>	L'échantillon de gneiss R1 présente une schistosité.	
<u>Observation de lame mince du gneiss R1</u>		<p>Composition minéralogique: Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite</p> <p>Les minéraux présentent une orientation privilégiée avec des feuillets sombres de biotite et des feuillets clairs de quartz et de feldspath plagioclase. (en LPNA)</p> <p>--> Dessin d'observation de la lame mince de gneiss R1 observé au microscope polarisant en LPA , grossissement x 40</p>

Composition minéralogique des gneiss R1 à R5

Roches	R1	R2	R3	R4	R5: Migmatite
Composition	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Grenat	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Grenat - Staurolithe (Std) - Disthène (Ky)	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Sillimanite - Grenat	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Sillimanite + fusion partielle

Tracé du gradient métamorphique

- R1 se place à plus hautes températures que la réaction qui fait apparaître la biotite, mais à plus basses températures que la réaction faisant apparaître le grenat, puisque ce minéral n'existe pas dans cette roche.
- R2 se place à plus hautes T que la réaction faisant apparaître le grenat.
- R3 se situe dans le champ de stabilité de la staurotide et dans celui du disthène, ce qui permet de donner une valeur minimale en pression.
- R4 se situe dans le domaine de la sillimanite, sans que la courbe de la fusion partielle ne soit franchie ; d'autre part, il ne contient plus de staurotide et pas de cordierite.
- R5 (la migmatite) présente des parties gneissiques et des parties granitiques qui proviennent de la cristallisation d'un liquide granitique ; Ce liquide provient de la fusion partielle du gneiss. Elle se trouve donc au delà de la courbe de fusion, mais encore dans le domaine de stabilité de la sillimanite et l'association muscovite + quartz est encore présente. Cette roche s'est formée à une pression comprise entre 0,5 et 0,7 GPa et une température de 600°C à 700°C ce qui correspond à une profondeur comprise entre 20 et 30 km .



Étape 4: Exploiter les résultats obtenus pour répondre au problème.

Le gneiss R1 présente une schistosité et une foliation qui témoignent de contraintes compressives subies au cours de son histoire. Ces contraintes compressives confortent l'hypothèse d'un enfouissement qui aurait eu lieu lors de l'épaississement crustal.

Les gneiss sont des roches métamorphiques issues de la transformation (à l'état solide) de roches sédimentaires continentales qui étaient à l'origine nécessairement situées à la surface de la croûte continentale (les roches sédimentaires se forment par accumulation de sédiments qui se déposent sur la surface de la croûte)

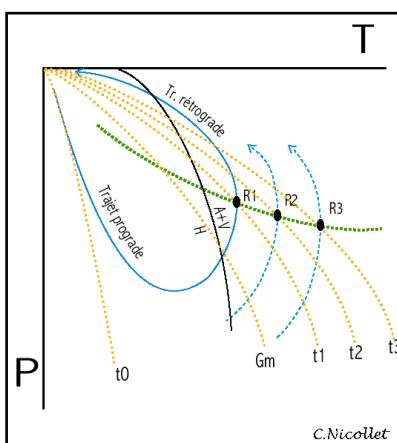
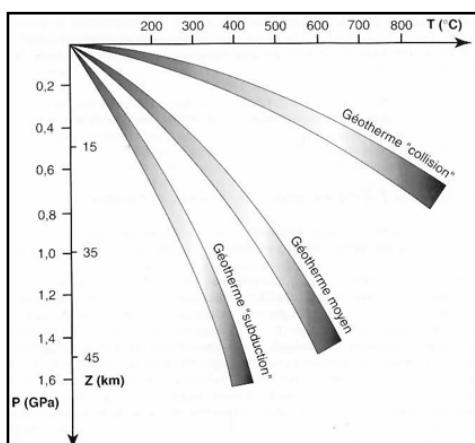
Or, la pétrographie des gneiss R1 à R5 montre que ces roches possèdent des minéraux qui ne peuvent se former qu'à des profondeurs (pressions) importantes (jusqu'à 30 km de profondeur pour la migmatite R5) .

On en déduit donc que des roches sédimentaires qui recouvriraient la croûte continentale ont été enfouies en profondeur lors de l'épaississement crustal à l'origine du massif central.

Les échantillons R1 à R5 ont été récoltés de la périphérie du dôme du Lévezou (échantillon R1) où l'altitude et l'épaisseur crustale sont plus faibles, vers le centre du dôme du Lévezou (échantillon R5) où l'altitude et l'épaisseur crustale sont maximales.

Or on observe que le métamorphisme a été croissant (augmentations de profondeurs, pressions et températures de plus en plus importantes) de R1 à R5, c'est à dire de plus en plus important de la zone périphérique moins épaisse vers la zone centrale plus épaisse, ce qui conforte encore l'hypothèse d'un enfouissement des roches lors de l'épaississement crustal: plus l'épaississement est important, plus l'enfouissement est important, et plus les conditions de PPT sont élevées.

Compléments



Lors de l'orogenèse, l'évolution thermique des roches suit des géothermes "perturbés" évoluant entre les deux extrêmes: du géotherme de subduction (HP BT) au géotherme de collision (MP HT).

Le gradient métamorphique mis en évidence dans cette activité est typiquement de type MP HT; il caractérise la collision continentale (qui fait suite à la subduction.)

Attention : le gradient métamorphique n'est pas le trajet de la roche (on a d'ailleurs pas étudié une roche mais 5 roches distinctes qui ont chacune leur trajet); il représente le maximum thermique atteint par les différentes roches utilisées pour son tracé. Tant que ce maximum thermique n'est pas atteint, des réactions de déshydratations ont lieu, la vapeur d'eau libérée peu dense "remonte en surface"; au cours du trajet rétrograde (exhumation de la roche - on est pas allé la chercher à 30 km de profondeur - elle est revenue en surface toute seule) lorsque la température re-diminuit l'eau n'est plus présente pour permettre les réactions inverses et la roche conserve la composition minéralogique qui correspond à celle du maximum thermique atteint.