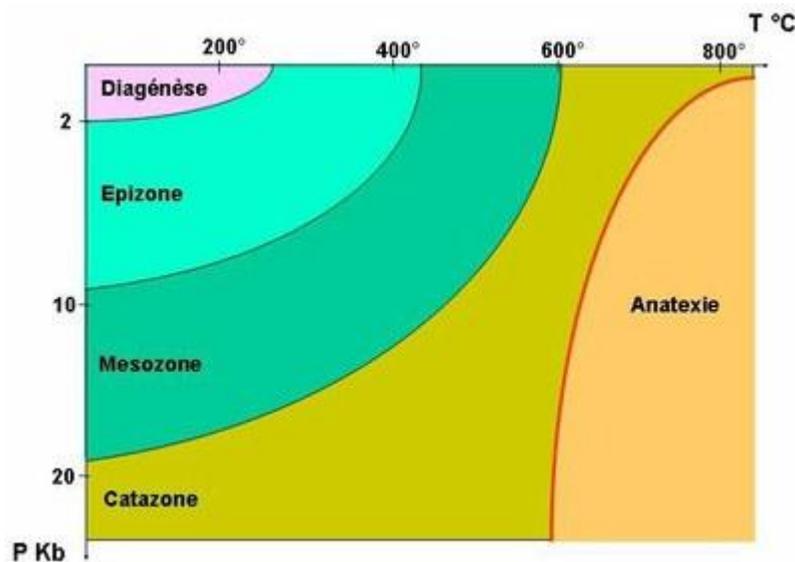


## L'INTENSITE DU METAMORPHISME

### 1) Les isogrades de métamorphisme

Au début du siècle, Barrow et Tilley remarquent l'apparition successive, dans une série alumineuse, de certains minéraux en fonction de l'intensité du métamorphisme : chlorite, biotite, staurotide, disthène puis sillimanite. Ils les considèrent alors comme des minéraux repère dont l'apparition permet de définir une ligne d'égale intensité de métamorphisme ou **isograde** sur une carte.

### 2) La zonéographie métamorphique



Dans ce système, trois zones se succèdent, de plus en plus profondes.

Elles présentent un intérêt limité car elles ne fournissent aucune indication sur les gradients géothermiques concernés (haute ou basse température, par exemple).

Ce système est utilisé en France sur les anciennes cartes au 1/80.000, il est très imprécis.

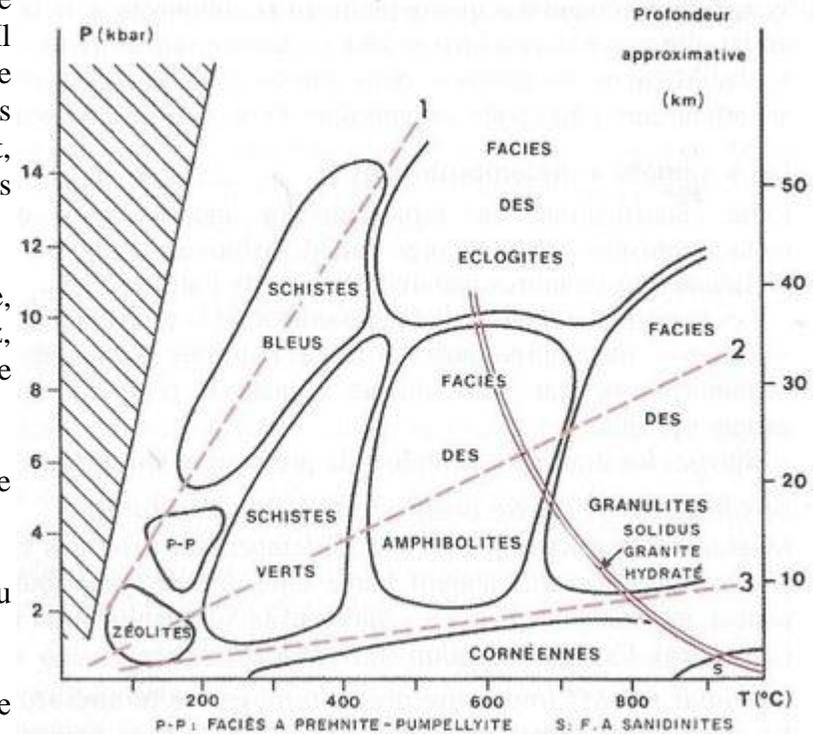
Fig.9 - La zonéographie métamorphique

### 3) Les faciès métamorphiques

C'est une classification universelle, proposée au début du XX<sup>e</sup> siècle par le géologue finlandais Eskola, où pression et température sont nettement explicitées, quelle que soit la profondeur. Elle a été établie, non plus à partir de la série alumineuse, mais de la série basique où la variété minérale est plus grande. Il regroupe ainsi, dans un même faciès des roches qui ont subi un métamorphisme dans des conditions physiques voisines, quelle que soit leur composition. Un faciès correspond donc à un domaine défini de température et de pression. Cependant, l'appartenance d'une roche métamorphique à un faciès donné n'implique pas nécessairement qu'elle ait la composition de la référence basique.

Exemple : un basalte porté à 20 km de profondeur à 550°C devient une amphibolite, ce qui donne le nom au faciès, mais un gneiss à deux micas (plagioclases, quartz, feldspath potassique) appartient aussi faciès amphibolites bien qu'il ne contienne pas d'amphiboles.

- Faciès des zéolites (cristallinité de l'illite) : marque la transition entre diagenèse et métamorphisme (température inférieure à 300°C)
- Faciès des cornéennes (à amphiboles, à pyroxènes) : caractéristique du métamorphisme de contact (température élevée, faible pression)
- Faciès des schistes verts (zoïsite, épidote, albite) : basse température et faible pression
- Faciès des schistes bleus (jadéite, glaucophane, lawsonite) = faciès barrovien : moyenne température et moyenne pression
- Faciès des amphibolites (horneblende, plagioclases) : pressions élevées (2 à 3 kbar) et températures de 600 à 700°C, voisines de la fusion.



*Répartition des principaux faciès métamorphiques en fonction de la température et de la pression*

*Fig.10 - Source : Pomerol - "Eléments de géologie" p.483*

- Faciès des granulites : (absence de micas, pyroxènes, sillimanite, disthène, grenat) : pression et température élevées atteignant le domaine de l'anatexie.
- Faciès des écloğites où basaltes et gabbros en une roche à pyroxène (ex : jadéite) et grenats : température élevée et pression considérable
- Faciès des sanidinites (sanidine, corindon et formes de haute température de la silice) : faciès de haute température instantanée et pression très faible qui concerne des roches au contact des laves ou enclaves.

Chaque faciès métamorphique est donc défini par une gamme de P et de T° et par la présence de minéraux index (minéraux ayant un champ de stabilité (P,T) restreint).

<b>Faciès métamorphiques</b>	<b>T (°C)</b>	<b>P (Kbar)</b>	<b>Minéraux index</b>
Zéolite	50 - 200	< 4	Zéolite
Préhnite - Pumpellyite	100 - 300	< 5	Préhnite + Pumpellyite
Cornéenne	200 - 1000	< 2	
Schistes verts	300 - 500	2 - 8	Chlorite + Epidote + Actinote
Schistes bleus	100 - 500	4 - 14	Glaucophane + Epidote
Amphibolites	500 - 750	2 - 10	Hornblende + Anorthite
Eclogite	300 - 1000	8 <	Pyrope (grenat) + Omphacite
Granulite	650 <	2 - 14	Hypersthène + Cordiérite
Sanidinites	900 >	< 1	Sanidine

#### 4) Les climats (ou gradients) métamorphiques

Cette classification a été élaborée dans les années 60 par Miyashiro à partir de l'étude des ceintures métamorphiques de l'arc japonais. Les variations relatives de la pression et de la température permettent de définir des "climats" métamorphiques qu'il ne faut pas confondre avec des intensités de métamorphisme car dans chaque climat on peut rencontrer tous les degrés de métamorphisme.

- Le climat BP-HT (ou série Abukum-Rioké). Le gradient géothermique est fort : la température augmente très vite même pour une faible profondeur et aboutit souvent à l'anatexie. Les minéraux caractéristiques sont l'andalousite et la sillimanite.
- Le climat MP-MT (ou série barrovienne). Le gradient géothermique est moyen, Il aboutit souvent à l'anatexie et les minéraux caractéristiques sont le disthène et la sillimanite. Cette série correspond souvent à une tectonique type collision.
- Le climat HP-BT (ou série franciscaine). Le gradient géothermique est faible : la pression augmente sans élévation notable de la température. Les schistes bleus se forment souvent dans ce contexte qui n'aboutit jamais à l'anatexie. Ce climat s'observe souvent dans les contextes de subduction.

Il faut donc comprendre qu'une roche évoluera différemment selon le climat métamorphique. Par exemple, un basalte deviendra successivement schiste vert puis amphibolite, puis granulite en climat MP-MT mais deviendra schiste bleu puis éclogite en climat HP-BT.

Il est à noter qu'aucun des 3 gradients ne coïncide avec le géotherme moyen d'une lithosphère stable (GLs) ce qui signifie que ces gradients ne sont pas apparus dans les conditions de lithosphère stable mais dans différents contextes géodynamiques.

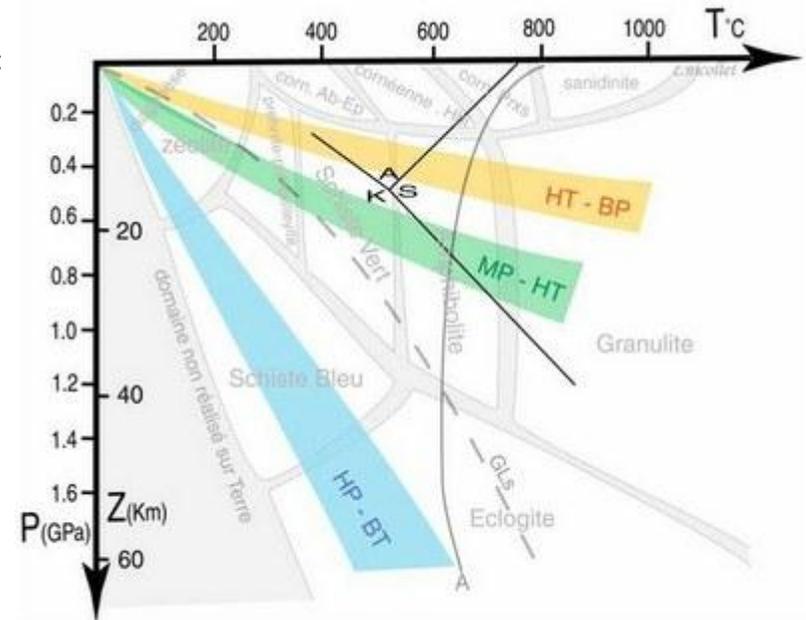


Fig.11 - Source : [Cours C.Nicollet](#)

## 5) Les trajets Pression-Température-temps

En réalisant des datations isotopiques sur des roches métamorphiques, on peut intégrer le temps sur les diagrammes P-T. On réalise alors des "chemins" pression-température-temps traduisant de façon visuelle l'évolution des séries métamorphiques dans les orogènes.

Dans la figure ci-contre, 3 chemins P,T,t sont présentés :

En 1, on observe une évolution rapide vers les hautes pressions et basses températures (ex : éclogites) suivi par un retour sans réchauffement : on peut supposer que les unités profondes ont été exhumées rapidement.

En 2, on assiste à un début d'évolution semblable mais un retour par des conditions de plus fortes températures indiquant un réchauffement. Ceci n'est possible que si les roches ont pu se rééquilibrer thermiquement, ce qui suppose une remontée lente.

En 3, on observe une évolution de la température conduisant à une anatexie.

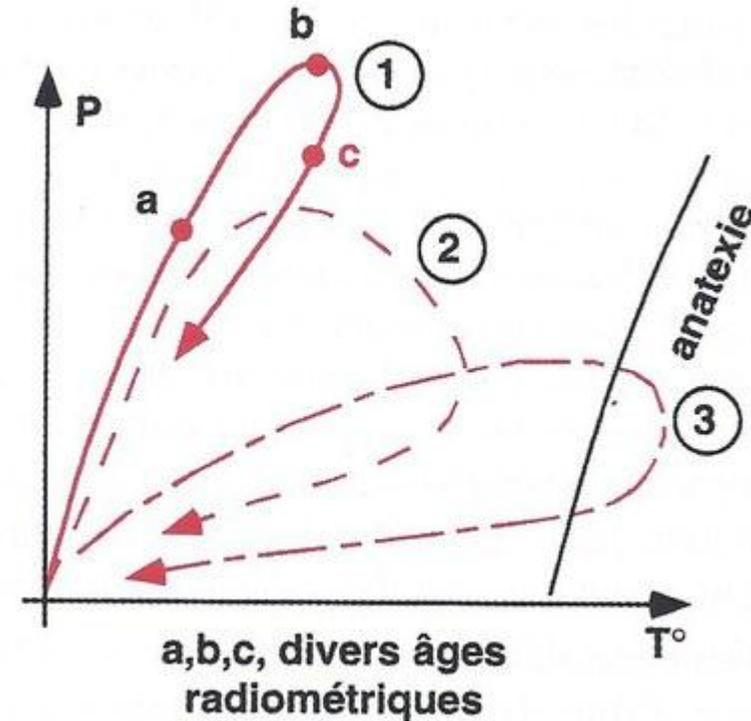
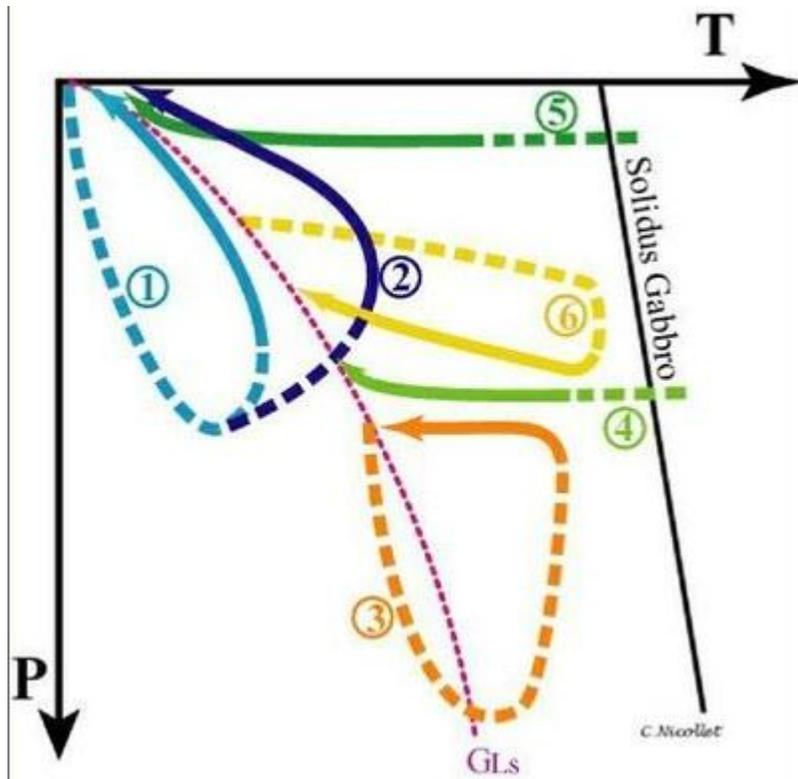


Fig.12 - Source : Pomérol - "Eléments de géologie"



- Quelques exemples de trajets P-T-t produits dans différents contextes géodynamiques -

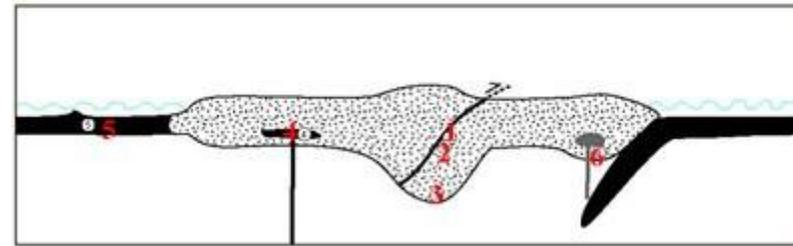


Fig.13 et 14 - Source : [Cours C.Nicollet](#)



Voir [animation "Les trajectoire Pression-Température-Temps"](#)



[Modèle simplifié](#) de l'évolution thermique et mécanique d'une chaîne de montagnes résultats de la collision de 2 continents initialement séparés par un océan.

GLs : géotherme moyen à l'intérieur de la lithosphère stable

1 et 2 : Roches au sommet de la croûte continentale chevauchée lors d'une collision continent-continent et remontant à des vitesses variables (avec ici  $v_1 > v_2$ )

3 : Roche à la base de cette même croûte

4 : Roche magmatique (basique) mise en place et refroidissant à la base d'une croûte continentale en extension ou sous un arc insulaire. Un nouvel évènement orogénique est nécessaire pour ramener les roches 3 et 4 à la surface.

5 : Gabbro mis en place et refroidissant dans la croûte océanique.

6 : Epaissement accompagné d'intrusions magmatiques.

Les portions en trait plein de ces trajets sont les seules susceptibles d'être préservées par les paragenèses des roches. En conséquence, les portions préservées des trajets 3 et 4 permettent difficilement de faire la distinction entre les deux.

**Le contexte d'enfouissement** (cours actuel de Terminale S) :

"Au cours de l'enfouissement, les roches chevauchées s'enfoncent rapidement : la pression augmente régulièrement en fonction de la profondeur. Par contre, à cause de leur mauvaise conductivité thermique, les roches se réchauffent lentement. Ainsi, dans le diagramme P-T, elles suivent des trajets proches de l'axe des P.

Le géotherme (pointillés jaunes) se déplace vers vers les basses températures (t0).

Lorsque la convergence ralentit puis s'arrête, les roches se réchauffent alors qu'elles commencent à remonter (P diminue alors que T augmente encore) : le géotherme évolue vers de plus hautes températures (t1, t2 puis t3) et dépasse GLs (géotherme de la lithosphère stable).

Lorsque la remontée s'accroît, P et T diminue ensemble.

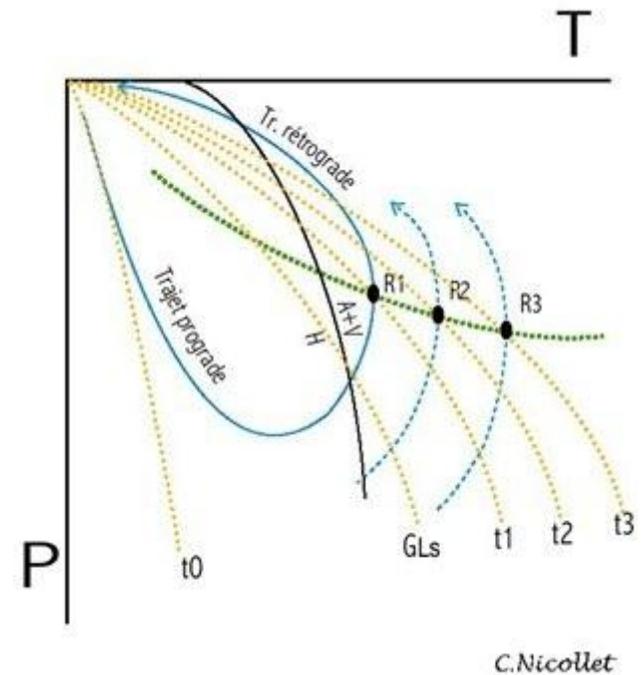


Fig.15 - Source : [Cours C.Nicollet](#)