

Les roches métamorphiques : des traceurs de l'évolution de la lithosphère dans l'espace et dans le temps

C. et M. NICOLLET

Des propositions de travaux pratiques, à adapter pour nos classes, mais aussi une possibilité de conforter nos connaissances à partir d'exemples concrets.

But et méthodes de l'étude des roches métamorphiques

L'histoire d'une planète et, entre autres, celle de la Terre, est conditionnée, depuis sa genèse, par son évolution thermique. C'est cette énergie thermique qui fait fonctionner la machine terre. Volcanisme et flux de chaleur sont des exemples manifestes de l'énergie thermique, interne du globe : ils résultent des transferts de la chaleur, des profondeurs du globe vers la surface, associés au lent refroidissement de notre planète. De même, la tectonique des plaques est liée à de vastes mouvements de convection dans le manteau dont le moteur est l'énergie thermique.

Cependant, pour nous renseigner sur la situation thermique de la lithosphère à différents moments de son histoire, il nous faut trouver des « fossiles », des traceurs qui ont enregistré ces instabilités thermiques et qui sont donc capables de nous renseigner sur elles. Les roches métamorphiques représentent de tels témoins.

Quelle est la situation thermique de la lithosphère ?

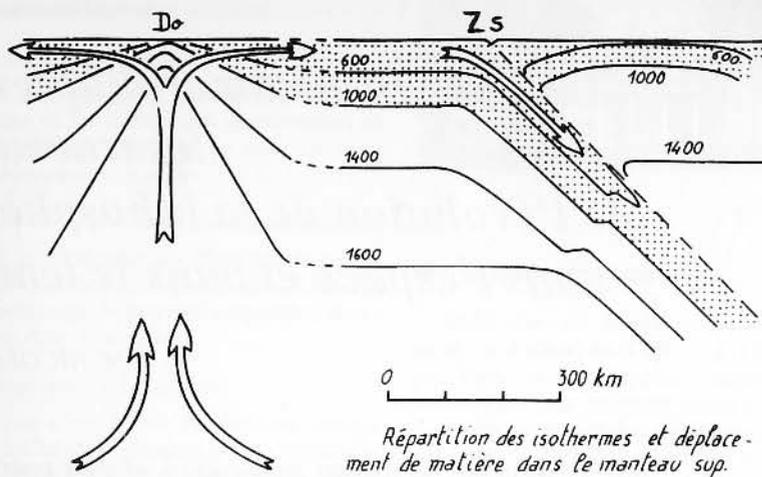
A l'intérieur du globe, la température (T) augmente avec la profondeur. Dans la partie superficielle de la croûte continentale, T augmente de 3°C tous les 100 mètres. Cette augmentation de la température avec la profondeur peut être représentée par une courbe $T = f(P)$, exprimée en °C · km⁻¹ que l'on appelle le **gradient géothermique** ou **géotherme** (fig. 1). Celui-ci varie significativement dans l'espace et dans le temps (t).

La situation thermique de la lithosphère est, en effet, hétérogène dans l'espace

La figure 1 montre la répartition des isothermes dans les trois principaux sites géodynamiques : **ride médio-océanique** et **zone de subduction** qui limitent les **plaques stables**.

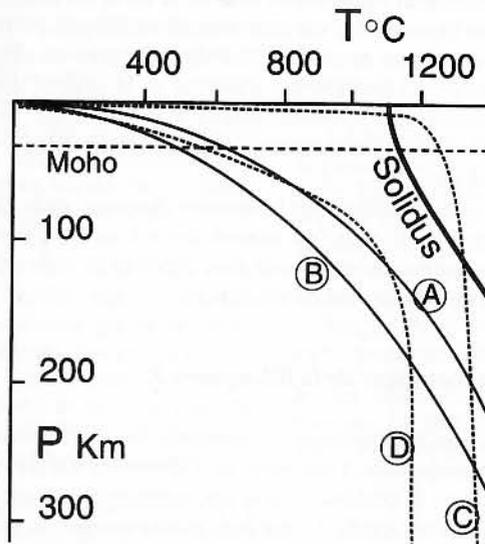
► **Mots-clés**: diagramme P-T-t, géotherme, lithosphère, métamorphisme, ..

■ C. Nicollet, professeur, Université Blaise Pascal Clermont Ferrand et M. Nicollet, professeur au lycée Descartes de Courmon.



1.a. - Répartition des isothermes (en °C) dans le manteau supérieur du globe.

Ce schéma est une situation idéalisée de la partie supérieure du globe, dans le cadre de la tectonique des plaques. Do est la dorsale océanique, à la verticale des parties ascendantes des cellules convectives du manteau (flèches) et Zs est la zone de subduction, à la verticale des parties descendantes. En pointillé, extension de la lithosphère (d'après J. Kronprobst, Biologie Géologie, 2 bis - 1989).



1.b. - Géothermes contrastés dans la lithosphère.

- continentale « jeune » (A) et « vieille » (craton précambrien : B),
- océanique, à l'aplomb de la ride (C) et à 1 000 km de la ride (D).

De telles courbes sont obtenues par modélisation mathématique. La limite inférieure de la croûte continentale (Moho) et le solidus du manteau (Solidus) - conditions au-delà desquelles celui-ci commence à fondre - sont également représentés.

La ride se localise à la verticale des parties ascendantes des cellules de convection du manteau. Cette montée du manteau chaud et le transfert de magmas basiques qui lui est associé, à l'origine de la lithosphère océanique, engendrent un transfert de chaleur considérable vers la surface : les courbes isothermes y sont très resserrées. La température augmente rapidement avec la profondeur, ce qui est représenté par un géotherme élevé, c'est-à-dire très proche de l'axe des T sur la figure 1.

A l'intérieur des plaques stables : en s'éloignant de la ride, la lithosphère nouvellement formée se refroidit, les courbes isothermes s'espacent et le géotherme s'écarte de l'axe des T jusqu'à une valeur moyenne qui n'évoluera pratiquement plus : on appelle ce gradient le **géotherme moyen ou normal** de la lithosphère océanique. Celui-ci est un légèrement plus élevé que le géotherme moyen dans la lithosphère continentale (fig. 1)

Dans une **zone de subduction**, la lithosphère océanique froide s'enfonce dans le manteau chaud. Cependant, elle ne se réchauffe que lentement, car les roches ont une mauvaise conductivité thermique. En conséquence, les isothermes vont s'enfoncer dans le manteau. Le géotherme se rapproche de l'axe des P et matérialise une augmentation faible de la température en fonction de la profondeur

La situation thermique de la lithosphère est hétérogène dans le temps

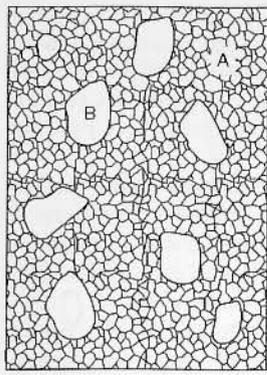
Les situations de la figure 1 ne sont pas immuables. Le fonctionnement de la ride peut s'interrompre : les isothermes s'espaceront pour revenir vers une situation « normale » d'une plaque stable. La zone de subduction peut également s'arrêter de fonctionner et les isothermes remonteront ; ou bien la convergence peut se poursuivre jusqu'à disparition de l'océan et le régime thermique de la collision continent-continent qui en résulte sera bien différent.

Schématiquement, la collision continent-continent (fig. 5a) provoque un redoublement de la croûte continentale. Les éléments radioactifs qui ont tendance, à cause de leur gros volume, à se concentrer dans la croûte continentale, sont source de chaleur considérable, à ce niveau, du fait de leur désintégration. Lorsque la croûte est épaissie, lors d'une collision, cette quantité de chaleur augmente : le géotherme se déplace vers les hautes températures jusqu'à une valeur extrême que nous appellerons géotherme « collision » (fig. 5c). Il correspond à la situation thermique d'une croûte redoublée, qui persisterait dans cette situation indéfiniment (ce qui n'est évidemment pas le cas, car une telle situation est gravitairement instable!).

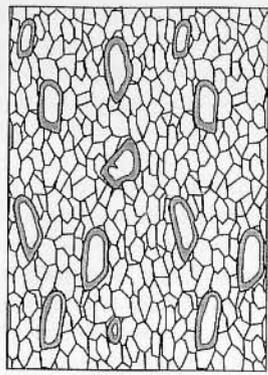
Dans les périodes les plus précoces de l'histoire de notre planète, le régime thermique était significativement différent du régime actuel. Les géothermes de la période Archéenne (entre 3800 et 2500 Ma) étaient beaucoup plus chauds qu'ils ne le sont à l'heure actuelle.

Comment les roches métamorphiques nous informent sur cette évolution thermique ?

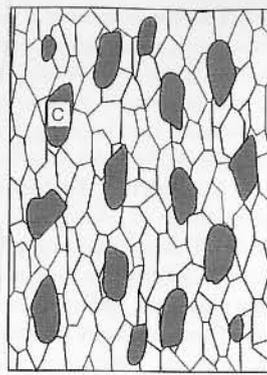
Nous voyons que la situation thermique de la lithosphère est variable. Aussi, est-il nécessaire d'étudier ces « fossiles » qui ont enregistré ces instabilités thermiques et qui sont donc capables de nous renseigner sur elles. Des roches, placées dans de nouvelles conditions de pression et de température recrystallisent, à l'état solide (fig. 2). L'étude de telles roches doit nous permettre de retracer les paléo-géothermes de l'époque à laquelle elles ont été métamorphosées. Notons que P peut être assimilée à la pression lithostatique. Celle-ci est une fonction directe de la profondeur : $P = \rho g z$ où ρ est la masse volumique des roches, g l'accélération de la pesanteur et z la profondeur. La pression orientée, qui est liée à la contrainte tectonique, reste faible (quelques centaines de bars) et peut être négligée.



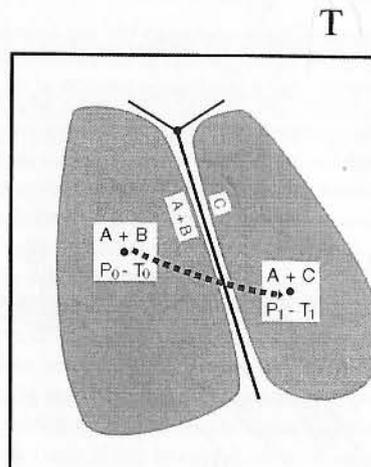
A $P_0 - T_0$ la roche contient les minéraux A + B.



A $P_1 - T_1$ la réaction A + B = C intervient...



... jusqu'à disparition de B.



2. - Evolution minéralogique d'une roche constituée de deux minéraux (à l'équilibre) A et B, à $P_0 - T_0$ et portée dans de nouvelles conditions $P_1 - T_1$.

Dans ces nouvelles conditions, A et B ne sont plus stables ensemble et sont remplacés par l'association de A + C. La transformation se fait par le biais de la réaction $A + B = C$. Pendant que la réaction se réalise, les néocristaux C se développent, en couronnes, aux limites des minéraux précoces. Une telle texture "coronitique", si elle est préservée, est intéressante, car elle témoigne de deux étapes de l'évolution P-T de la roche, schématisée par la ligne en tirets sur le diagramme PT. Sur ce diagramme, les domaines gris matérialisent les champs de stabilité des associations A + B et C séparés par la courbe de la réaction $A + B = C$.

Notez que la taille des cristaux A augmente lorsque T augmente : ceci est lié à des problèmes de minimisation de l'énergie de surface.

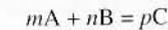
Pourquoi les roches recrystallisent-elles ?

Lorsqu'une roche est amenée à grande profondeur (P augmente), elle devient plus dense et son volume diminue. Or, les minéraux ne sont pas très compressibles. Aussi, les minéraux peu denses, stables en surface, sont remplacés par des minéraux plus denses en profondeur.

Lorsqu'une roche de surface, froide, s'enfonce dans le globe chaud, un échange de chaleur Q se fait entre la roche, qui se réchauffe et son environnement. Dans la roche, Q et T augmentent et par voie de conséquence le rapport Q/T est positif. Ce rapport mesure la variation d'entropie ΔS entre l'entropie de la roche « chaude » et celle de la roche « froide ». Si ΔS est positif, c'est que l'entropie de la roche chaude est plus grande que celle de la roche froide. Mais qu'est-ce que l'entropie ? C'est le nombre de façons dont les constituants atomiques ou moléculaires peuvent se répartir dans un minéral (on dit encore que l'entropie mesure le désordre). C'est donc une caractéristique intrinsèque des minéraux. En conséquence, lorsqu'une roche est portée à haute température (HT), son entropie augmente. L'entropie des minéraux variant peu, les minéraux de basses températures, à faible entropie, sont remplacés par des minéraux de hautes températures à entropie élevée.

Comment les roches recrystallisent-elles ?

Les minéraux et les assemblages c'est-à-dire les associations de minéraux, sont stables dans des intervalles de P et T ; lorsque ces conditions changent, l'assemblage de minéraux d'une roche change (fig. 2). Considérons une roche R contenant deux minéraux A + B, stables dans les conditions $P_0 - T_0$ (par exemple, pour un élément $P_0 = 1$ bar et $T_0 = 20$ °C). Si cette roche est portée dans de nouvelles conditions $P_1 - T_1$ pour lesquelles A et B ne sont plus stables ensemble, ces minéraux ne peuvent plus coexister. Il en résultera une réaction interminérale (et chimique) entre A et B pour donner une nouvelle phase C :



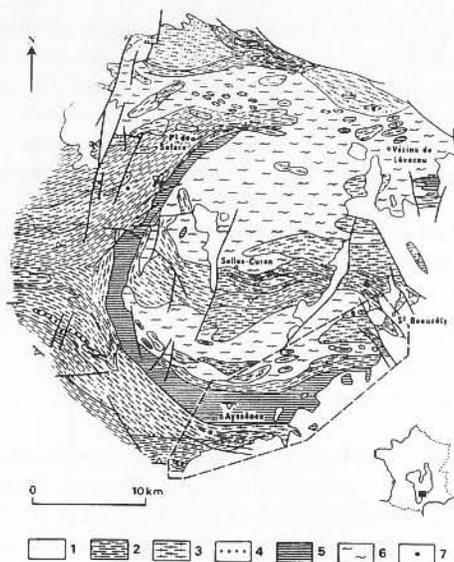
m, n et p sont des coefficients stoechiométriques de la réaction, c'est-à-dire qu'ils indiquent la proportion des minéraux intervenant dans la réaction.

A $P_1 - T_1$, la roche contiendra C + A ou B, en fonction de la proportion de A et B dans la roche initiale et des coefficients m, n et p.

En général, le pétrologue fait l'exercice en sens inverse. Connaissant la position de la réaction $A + B = C$ et les champs de stabilité des associations de minéraux correspondants dans le diagramme P - T (fig. 2), le pétrologue peut estimer les conditions P et T dans lesquelles se sont formées les deux roches contenant respectivement les assemblages A + B et B + C. En appliquant cette méthode à d'autres échantillons (faisant intervenir d'autres réactions), on peut évaluer la situation thermique d'une région, à une époque donnée. On peut également cartographier, de manière grossière, cette situation thermique régionale en traçant les isogrades d'apparition et disparition d'assemblages de minéraux.

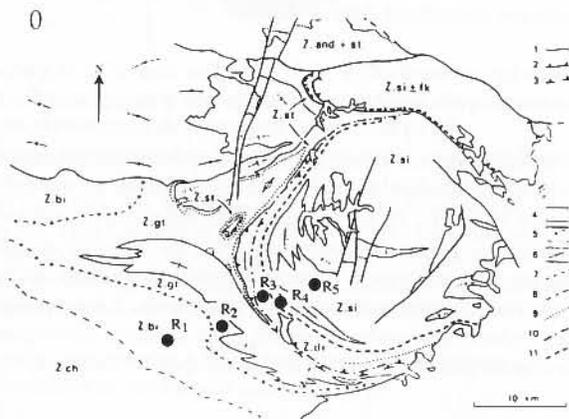
De l'observation de terrain au diagramme pression-température

Pour tester cette méthode, on se propose de faire l'étude pétrographique au microscope polarisant, en travaux pratiques, de 5 échantillons pointés sur la carte des isogrades du dôme du Lézou (Rouergue, Massif Central) (fig. 3).



3.a. - Carte simplifiée du dôme du Lézou (Nicollet, thèse Montpellier, 1978).

- | | |
|--------------------------------|--|
| (1) : terrains post-hercyniens | (4) : métarhyolites |
| (2) : métapélites | (5) : complexe leptyno-amphibolitique |
| (3) : orthogneiss | (6) : gneiss migmatitiques |
| | (7) : schistes tachetés (métacornéennes) |



3.b. - Carte des zones métamorphiques du dôme du Lézou (Delor, thèse Montpellier, 1981).

- | | |
|-------------------------------|--|
| (1) : contour géologique ; | (4) : couverture sédimentaire ; |
| (2) : chevauchement ; | (5) et (6) : orthogneiss ; |
| (3) : chevauchement supposé ; | de (7) à (11) : respectivement, isogrades |
| | d'apparition de la biotite, du grenat, de la |
| | staurotide, du disthène et de la sillimanite ; |
- R1 à R5 : localisation des échantillons étudiés.

Le massif du Lézou, déformé et métamorphisé lors de l'orogène hercynienne (entre 350 et 290 Ma), a une structure circulaire, légèrement déversée vers le Nord. Le pendage de la foliation plonge généralement vers l'extérieur. La lithologie est variée (voir légende de la figure 3) : métapélites (le suffixe **méta** indique que la roche devant laquelle il se place est métamorphisée), orthogneiss (méta-granite) et gneiss migmatiques au cœur du dôme. Le complexe leptyno-amphibolitique (CLA) comprend essentiellement des gneiss métapélitiques, des leptynites (c'est-à-dire des gneiss feldspathiques) et des amphibolites. D'autre part, cette formation contient d'intéressantes petites masses lenticulaires d'éclogites (voir trajectoire du gabbro).

Dans le dôme du Lézou, le métamorphisme augmente en intensité, de l'extérieur vers l'intérieur de la structure (voir la carte des isogrades) : au **faciès schistes verts** succède le **faciès amphibolite** qui atteint les conditions de l'**anaxie**, conditions ultimes du métamorphisme. Les roches fondent partiellement et l'on rentre dans le domaine des roches magmatiques (voir sur la figure 7, la position des faciès métamorphiques dans le diagramme PT).

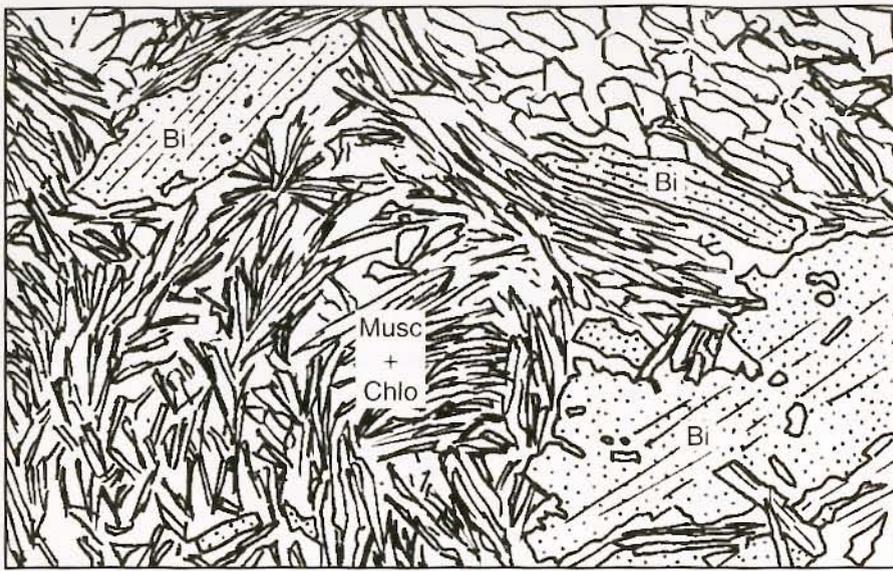
Etude pétrographique des échantillons

Les échantillons (R1 à R5 sur la figure 3b) sont choisis sur une coupe grossièrement perpendiculaire au dôme et aux isogrades (fig. 3) : ils montrent ainsi une augmentation du degré du métamorphisme. Il s'agit de gneiss pélitiques c'est-à-dire des métasédiments essentiellement argileux. On étudie, dans chaque cas, l'échantillon macroscopique et la lame mince. Les photographies facilitent la reconnaissance des minéraux (elles peuvent remplacer l'observation directe). Les minéraux choisis sont très typés, faciles à reconnaître.

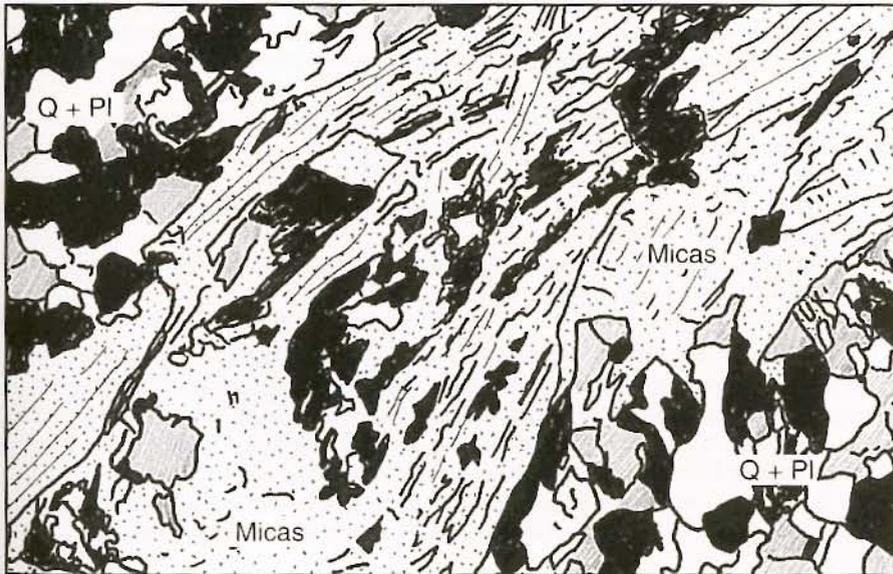
Ces gneiss contiennent tous des micas, du plagioclase, du quartz (et minéraux accessoires en faible quantité). On identifiera, par ailleurs, des minéraux alumineux spécifiques, dont la présence (et l'absence) dépend des conditions P et T spécifiques.

- 1 : gneiss à 2 micas : biotite, muscovite, plagioclase, quartz ; il peut s'y ajouter de la chlorite (photos I1 et I2) ;
- 2 : gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, grenat (photos I3 et I4) ;
- 3 : gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, staurotide (Std), disthène (Ky) (avec ou sans grenat). (photos I5, I6 et I7) ;
- 4 : gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, sillimanite, grenat (photos I8 et I9) ;
- 5 : gneiss migmatitique (photo I10).

En ce qui concerne le gneiss migmatitique (échantillon 5), on s'attachera à noter l'alternance de niveaux leucocrates, de composition minéralogique granitique (quartz et feldspath essentiellement), à la texture grenue, peu orientée et de niveaux mélanocrates, riches en biotite et muscovite et montrant une foliation marquée ; la sillimanite est rare. Cette roche s'est formée par fusion partielle et les niveaux leucocrates représentent le liquide de cette fusion : on a atteint les conditions ultimes du métamorphisme. L'étude microscopique n'est pas utile, car les structures sont grandes à l'échelle de la lame mince.



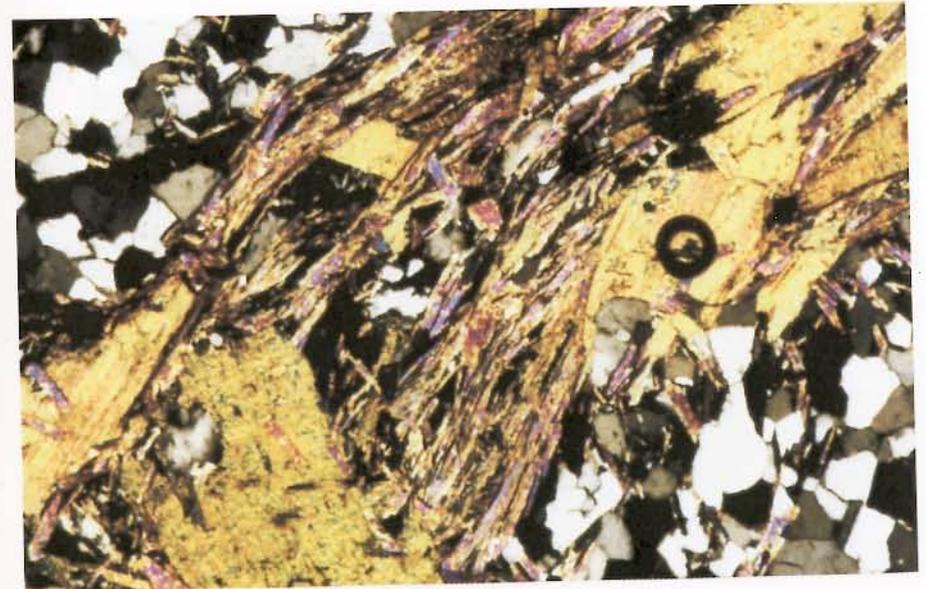
Gneiss à deux micas.
Echantillon 1 en LN.



Gneiss à deux micas.
Echantillon 1 en LP.



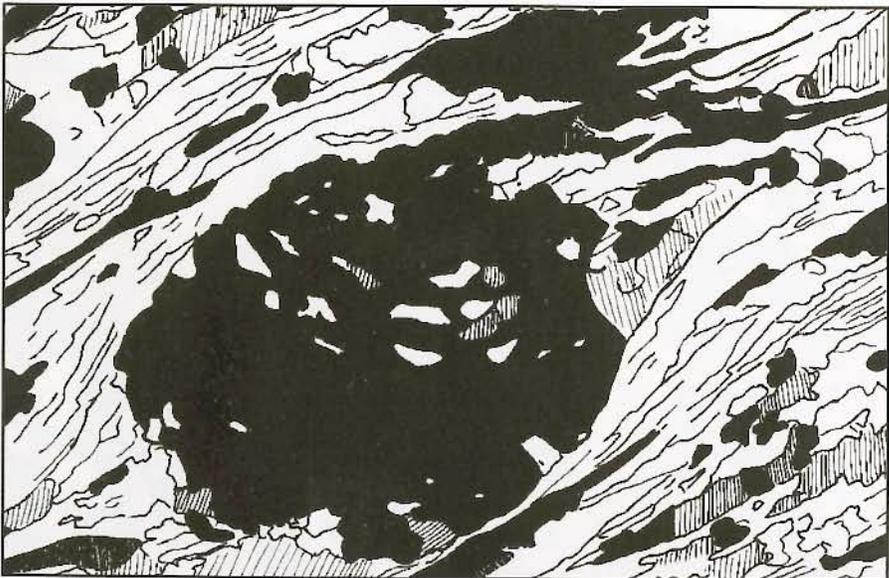
11. - Microphotographie, en LN, de l'échantillon 1.
Les micas allongés (chlorite gris, biotite marron et muscovite incolore, difficilement visible) matérialisent le plan de foliation. Noter la trace du plan de clivage. Le Q et Pl sont incolores.



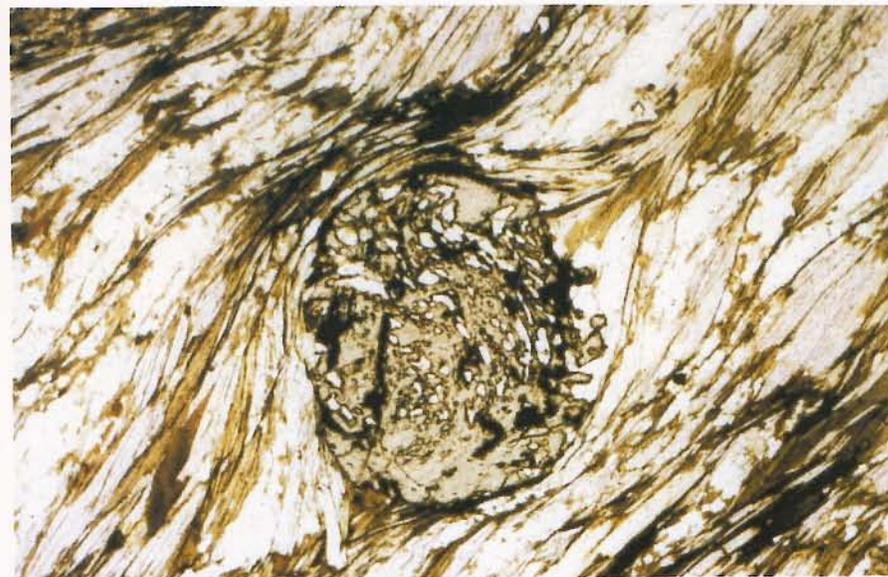
12. - Microphotographie, en LP, de l'échantillon 1.
Les micas présentent des teintes vives. Les Q et Pl sont blanc à noir.



Gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz et grenat.
Echantillon 2 en LN.

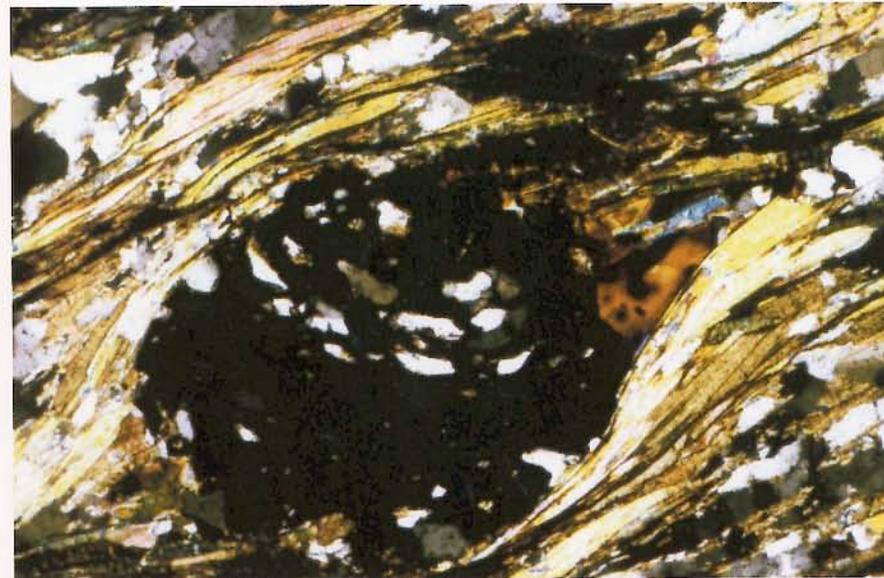


Gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz et grenat.
Echantillon 2 en LP.



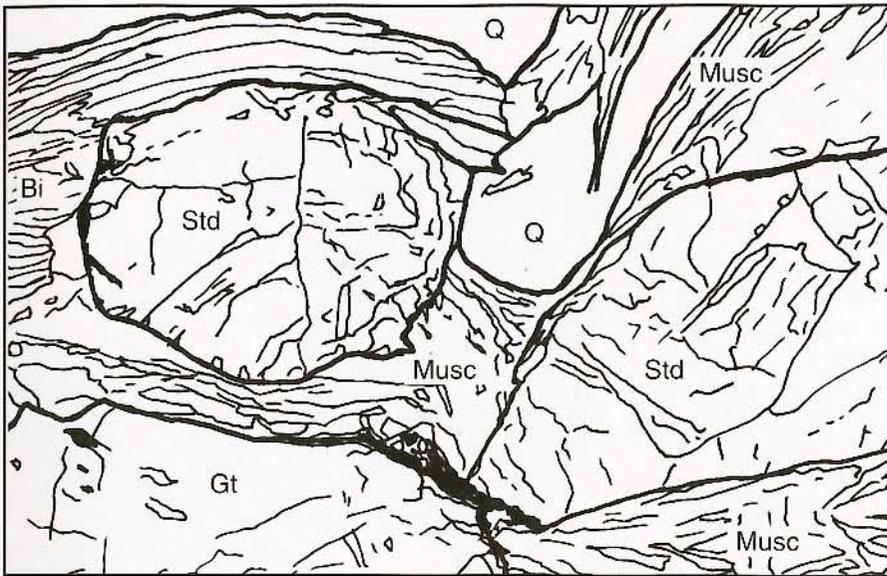
13. - Microphotographie, en LN, de l'échantillon 2.

Le grenat, au centre, contient des inclusions de Q; il est enveloppé par la foliation matérialisée par les biotites et surtout les muscovites incolores qui se distinguent bien des Q et PI par la présence d'un clivage marqué.

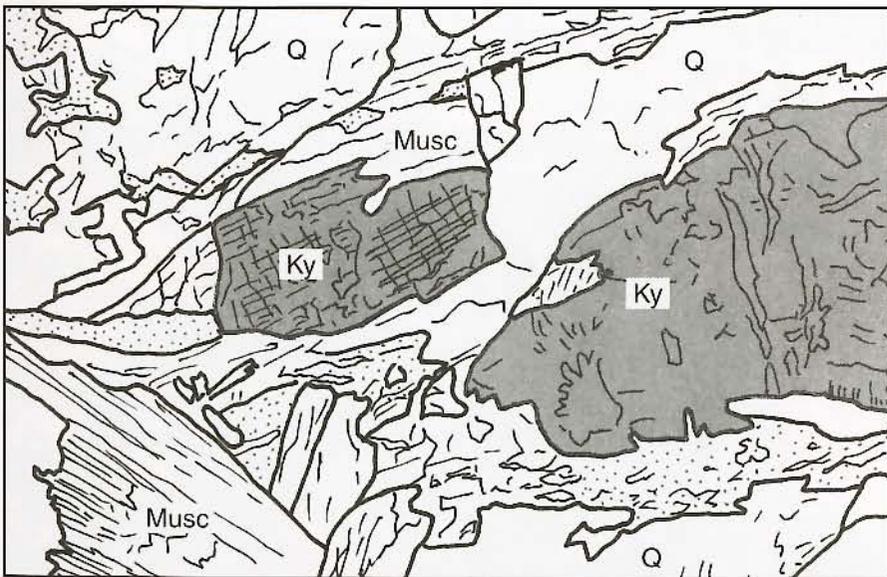


14. - Microphotographie, en LP, de l'échantillon 2.

Le grenat, isotrope, est noir. Les Q et PI sont blanc à noir. Les micas présentent des teintes vives.



Gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, staurotide et disthène.
 Noter les sections hexagonales de la staurotide.



Gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, staurotide et disthène.
 Noter les macles du cristal de disthène.



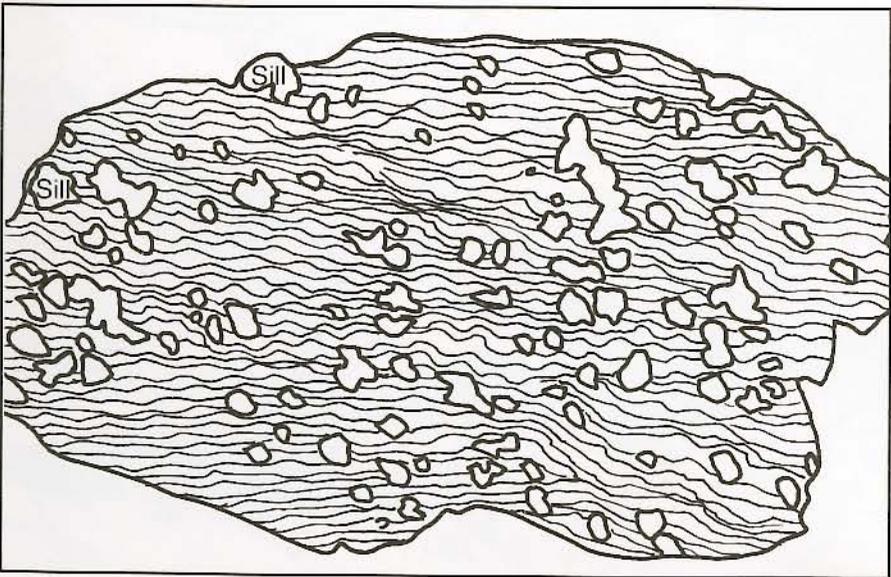
15. - Microphotographie, en LN, de l'échantillon 3 (Gneiss à biotite)
 Aux Q, Pl, muscovite, biotite s'ajoutent un cristal de grenat (gris) et 2 cristaux automorphes (sections subhexagonales) de la staurotide (jaune pâle).



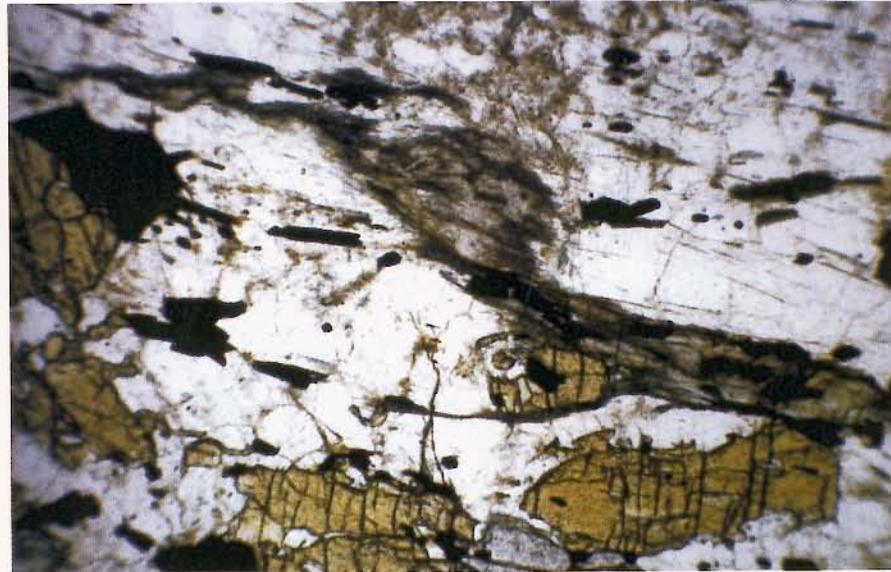
16. - Microphotographie, en LN, de l'échantillon 3.
 Un cristal de disthène montre les 2 plans de clivages caractéristiques, sub-orthogonaux. Ceux-ci ne sont pas visibles sur le deuxième cristal, car celui-ci a une orientation différente par rapport à la structure du minéral.



Gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, sillimanite et grenat.
Echantillon 3 bis en LN.



Vue macroscopique de l'échantillon 4.



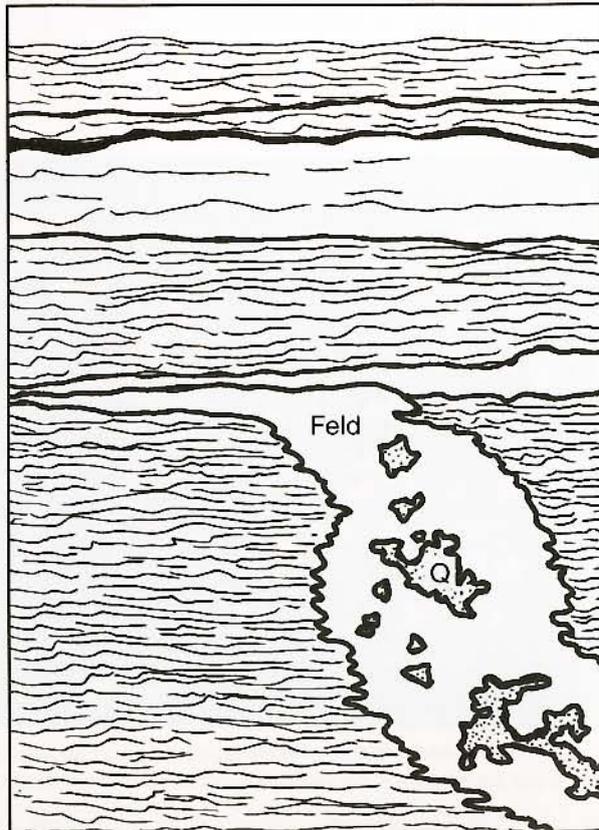
17. - Gneiss montrant l'association de staurotide (jaune) et sillimanite fibreuse (LN).



18. - Echantillon 4 à modules de quartz et sillimanite.
La foliation, marquée par les micas, est microplissée. Les feldspaths apparaissent jaunes .



Gneiss à biotite, muscovite, plagioclase, quartz, sillimanite et grenat mais sans staurotide.

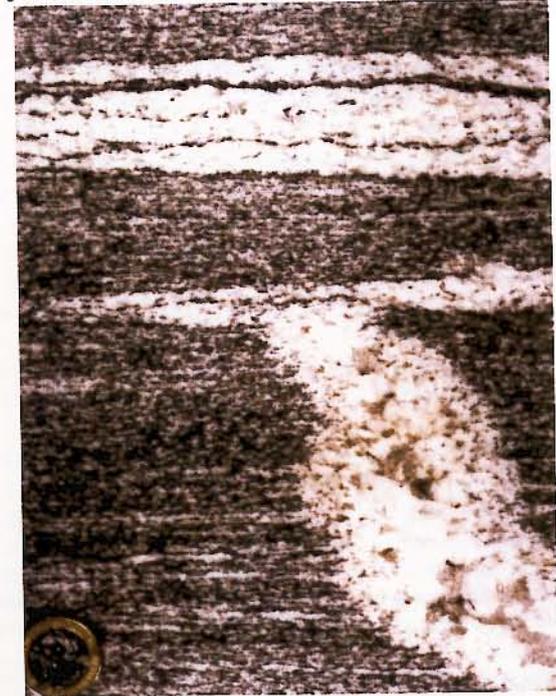


Vue macroscopique d'un gneiss migmatitique (échantillon 5).



19. - Microphotographie, en LN, de l'échantillon 4.

Les fibres et baguettes de sillimanite sont abondantes. Biotite et grenat sont également présents.

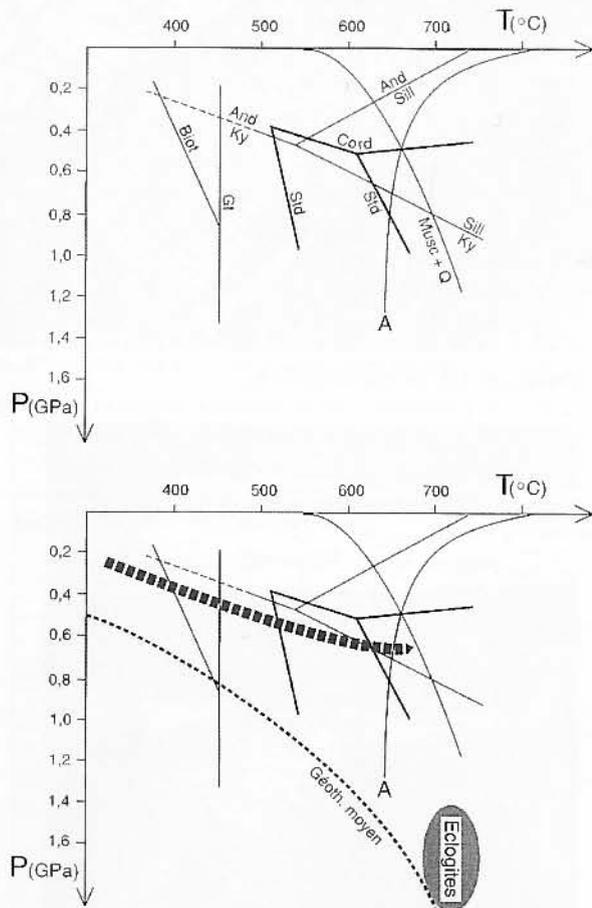


110. - Echantillon 5 : gneiss migmatitique (vue macroscopique).

Des niveaux clairs, dans lesquels la structure n'est pas orientée, ont une composition granitique : on distingue aisément les feldspaths blancs et le quartz gris. Notons les filons granitiques sécants sur la foliation : le magma granitique tend à monter vers la surface.

Le tracé du gradient métamorphique du dôme du Lézou

L'exercice consistera à « placer » sur le diagramme PT de la figure 4 les cinq échantillons. Ceci revient à déterminer les cinq zones pour lesquelles les conditions PT sont favorables à la formation de ces roches. Ceci implique que l'on connaisse la position des réactions responsables de l'apparition (et de la disparition) de certains des minéraux (et limitant le champ de stabilité de ces minéraux) de ces roches.



4. - Tracé du gradient métamorphique dans le dôme du Lézou.

Les courbes de réaction, délimitant les champs de stabilité des principaux minéraux rencontrés dans les roches, sont représentées : Biot : biotite, Gt : grenat, And : andalousite, Ky : disthène, Sill : sillimanite, Cord : cordiérite, Std (+Q) : staurotide + quartz, Musc : muscovite et A : courbe d'anatexis.

La position de ces réactions varie significativement en fonction de la composition chimique des minéraux et de la nature des fluides intervenant au cours du métamorphisme.

Le domaine de formation des lentilles d'éclogites présentes dans le complexe leptyno-amphibolitique est représenté. Le géotherme moyen est celui d'une plaque lithosphérique continentale. (1 Gigapascal = 10 Kb). Notez que l'axe des T débute à 300°C.

L'échantillon 1 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. Le domaine ainsi délimité est vaste, puisque la pression peut être comprise entre 0 et 0,8 GPa (1 Gigapascal = 10 Kb). L'absence de silicate d'alumine : disthène ou andalousite, ne nous permet pas d'être plus précis.

L'échantillon 2 se place à plus hautes T que la réaction faisant apparaître le grenat ; dans ce cas, nous n'avons aucune contrainte sur la pression.

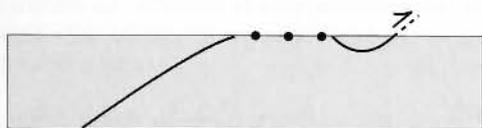
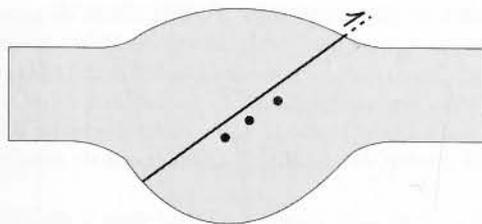
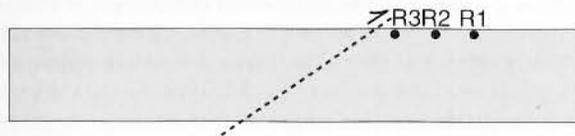
L'échantillon 3 est dans le champ de stabilité de staurotide et dans celui du disthène, ce qui permet de donner une valeur minimale en pression. Parfois, on peut avoir la chance de trouver « sur le terrain », un gneiss contenant les deux micas, du grenat, de la staurotide, mais dans lequel le disthène est remplacé par la sillimanite. Un tel échantillon est bien positionné sur la figure 3, car les champs de stabilité de la Sill et de la Std se recouvrent faiblement. Il se place en position intermédiaire entre les échantillons 3 et 4. Un exemple de cette association est donnée sur la photographie 17. Cette roche montre qu'il est plus efficace de raisonner en terme de champ de stabilité d'associations de minéraux plutôt que de minéraux seuls.

L'échantillon 4 est bien calé, puisqu'il se situe dans le domaine de la sillimanite, sans que la courbe de la fusion partielle ne soit franchie ; il ne contient plus de staurotide et pas de cordiérite. Pourtant, les minéraux à partir desquels se forme la cordiérite dans ces conditions (conformément à la réaction $Gt + Sill + Q = Cord$), sont présents dans la roche : Gt - Sill - Q. La remarque vaut également pour la staurotide. La réaction qui limite le champ de stabilité de ce minéral vers les hautes températures est $Std + Q = Gt + Sill + V$. L'absence de la Std et la présence de Sill, Gt et Q prouvent bien que nous avons dépassé le champ de stabilité de ce minéral.

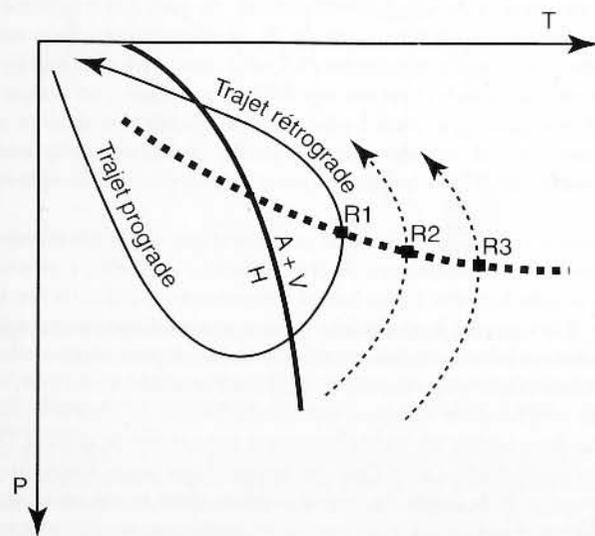
L'échantillon 5 se trouve au-delà de la courbe de fusion, encore dans le domaine de stabilité de la sillimanite, et muscovite est encore présente.

On note que les assemblages de minéraux de ces 5 roches matérialisent une augmentation progressive de la température. Par contre, la pression est mal contrainte, à l'exception des deux derniers échantillons. Cependant, on peut raisonnablement envisager que, comme la température, la pression augmente de façon progressive entre ces roches. Par conséquent, on peut tracer, sur le diagramme P-T, une courbe (la plus rectiligne possible) partant des conditions de surface et reliant ces différentes roches : on obtient un gradient métamorphique. Remarquons que cette figure est semi-quantitative dans la mesure où la position des réactions varie, de manière non négligeable, en fonction de la composition des minéraux et de la nature des fluides qui interviennent au cours du métamorphisme.

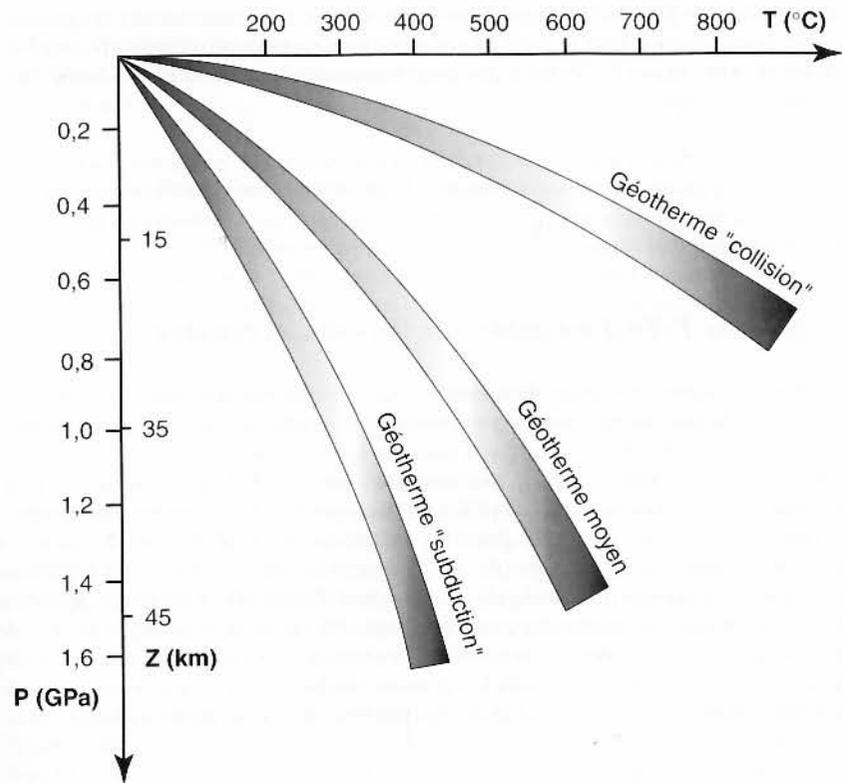
On remarque que les échantillons ne se placent pas sur le géotherme « moyen » (fig. 4) mais à plus hautes températures. A profondeurs (c'est-à-dire à pressions) équivalentes, ces roches se sont formées à plus hautes températures que des roches situées sur le géotherme moyen. Elles ont été « chauffées » et témoignent d'une situation anormale. Le dôme du Lézou est, en effet, lié à la formation de la chaîne hercynienne, c'est-à-dire une zone où la croûte continentale a été épaissie et quasiment doublée (fig. 5a). Or, on sait que la croûte continentale concentre les éléments radioactifs, source de chaleur considérable. En doublant l'épaisseur de la croûte, on double également cette source de chaleur. Dans une telle situation, le géotherme se déplace vers l'axe des températures jusqu'à une valeur limite : le géotherme « collision » de la figure 5c, valeur extrême dans le cas où la croûte resterait indéfiniment doublée.



a



b



c

5 - Relation entre le gradient métamorphique et la trajectoire P-T-t d'un échantillon lors d'une collision continent-continent.

a : Schéma de l'épaississement et du désépaississement de la croûte continentale.

b : Trajectoires P-T-t des roches R. Au cours de l'épaississement, les roches, chevauchées, s'enfoncent rapidement. A cause de la mauvaise conductivité thermique, elles ne se réchauffent que lentement. Dans le diagramme PT, elles suivront des trajets proches de l'axe des P. Lorsque la convergence s'interrompt, les roches se réchauffent tandis qu'elles commencent à remonter (P diminue tandis que T augmente encore). Lorsque la remontée s'accroît, P et T diminuent ensemble.

Au cours du trajet prograde, les roches modifient leur minéralogie en franchissant des réactions de déshydratation du type : $H = A + V$ où H est un assemblage de minéraux hydratés, A de minéraux anhydres et V la phase vapeur (H_2O). Cette vapeur libérée par la roche, de faible densité, remonte vers la surface. Au cours du métamorphisme rétrograde, lorsque T diminue, de telles réactions sont franchies en sens inverse, mais la vapeur nécessaire à leurs réalisations, n'est plus disponible : les associations minéralogiques de plus hautes T persistent. Elles matérialisent le gradient métamorphique (en tirets).

c : Cette évolution thermique des roches ne se fait pas dans les conditions du géotherme moyen mais le long de géothermes "perturbés" évoluant entre deux extrêmes : un géotherme froid "subduction" et géotherme chaud "collision" (correspondant à la superposition de 2 croûtes continentales).

Le tracé du gradient métamorphique ne donne qu'une idée partielle de l'évolution thermique de la croûte. Il présente l'intérêt de montrer (aux élèves) que les roches métamorphiques témoignent de situations thermiques « anormales », donc intéressantes ! Ceci représente une première étape dans la compréhension du métamorphisme, étape suffisante pour les élèves de 1^{ère}. Mais elle ne suffit pas pour comprendre précisément l'évolution thermique dans la lithosphère.

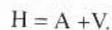
Attention ! Ne pas qualifier le gradient métamorphique de géotherme, même anormal ! En effet, le premier n'a aucune existence à un temps t donné (contrairement au géotherme) : il matérialise les températures maximales atteintes par différentes roches, mais à des temps différents de l'histoire de la chaîne.

La trajectoire P-T-t d'un gabbro de la croûte océanique

Cas d'un gabbro provenant de la croûte océanique recueillie dans une chaîne de montagne. Le tracé du gradient métamorphique ne donne qu'une idée grossière de l'évolution thermique de la croûte. Il est très insuffisant pour comprendre précisément cette évolution thermique. Ainsi, dans le dôme du Lévezou (comme ailleurs dans le Massif Central), des **éclogites**, roches magmatiques basiques (du plancher océanique dans le cas présent) métamorphosées dans le faciès éclogite, témoignent de conditions bien différentes du gradient métamorphique avec $P = 1,2 - 2 \text{ Gpa}$ (fig. 4). En outre, ces roches montrent des **évolutions minéralogiques complexes qui témoignent que chacune d'entre elles a enregistré plusieurs stades de l'évolution thermique, au cours du temps**. En faisant la chronologie relative de l'apparition des différents minéraux correspondant à chacune de ces étapes, on peut tracer une trajectoire P-T-t (où t est le temps relatif). Essayons de comprendre quel est le lien entre le gradient métamorphique et les trajets P-T-t des roches qui permettent de tracer ce gradient.

Relation entre le gradient métamorphique et les trajectoires P-T-t

Revenons à la figure 5. Lorsqu'une roche, initialement à la surface d'une croûte d'épaisseur « normale » est impliquée dans une collision continent-continent, elle se réchauffe lentement tandis qu'elle s'enfonce. (voir : quelle est la situation thermique de la lithosphère ?). Lorsque la convergence s'interrompt, la croûte épaissie est en déséquilibre gravitaire et aura tendance à s'amincir. L'échantillon va remonter vers la surface (P diminue), mais continue, dans un premier temps, de se réchauffer (parce que, dans un premier temps, les isothermes remontent plus rapidement que les roches). Ensuite seulement, T diminue en même temps que P (fig. 5b) jusqu'à ce que l'échantillon arrive à la surface où nous pouvons l'échantillonner. Tout le long de cette évolution thermique, des réactions minéralogiques modifieront l'association minéralogique de la roche afin que les associations de minéraux soient compatibles avec les conditions P-T du moment. Lorsque T augmente (fig. 5b), ces réactions sont généralement des réactions de déshydratation du type :



H est un assemblage de minéraux hydratés, A de minéraux anhydres et V la phase vapeur (dont la composition est ici H_2O). Au cours d'un métamorphisme **prograde** (T et P augmentent), cette vapeur libérée par la roche, de faible densité, remonte vers la surface. Au cours du métamorphisme **rétrograde**, lorsque T diminue, de telles réactions sont franchies en sens inverse,

mais la vapeur nécessaire à leur réalisation, n'est plus disponible : l'**association minéralogique de plus hautes T persiste**. A cela s'ajoute que les réactions sont favorisées par la déformation, laquelle est très localisée au cours de l'évolution rétrograde. **Le gradient métamorphique indique les conditions maximales atteintes par les différentes roches, à des temps t variables**, c'est-à-dire nous informe sur un seul point du trajet P-T-t de ces roches (fig. 5b). Ce qui est limité !

La trajectoire P-T-t d'un gabbro de la croûte océanique

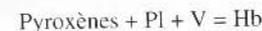
Au cours de cette séance de travaux pratiques, nous allons suivre la trajectoire P-T-t d'un gabbro généré dans la croûte océanique et impliqué dans un mouvement de convergence. En pratique, nous utiliserons pour cela 5 à 6 échantillons qui ont enregistré les différentes étapes de ce trajet.

Le gabbro, résultant de la cristallisation d'un magma basique, à 2 à 6 km de profondeur, se refroidit lentement en s'éloignant de la ride médio-océanique (fig. 6).

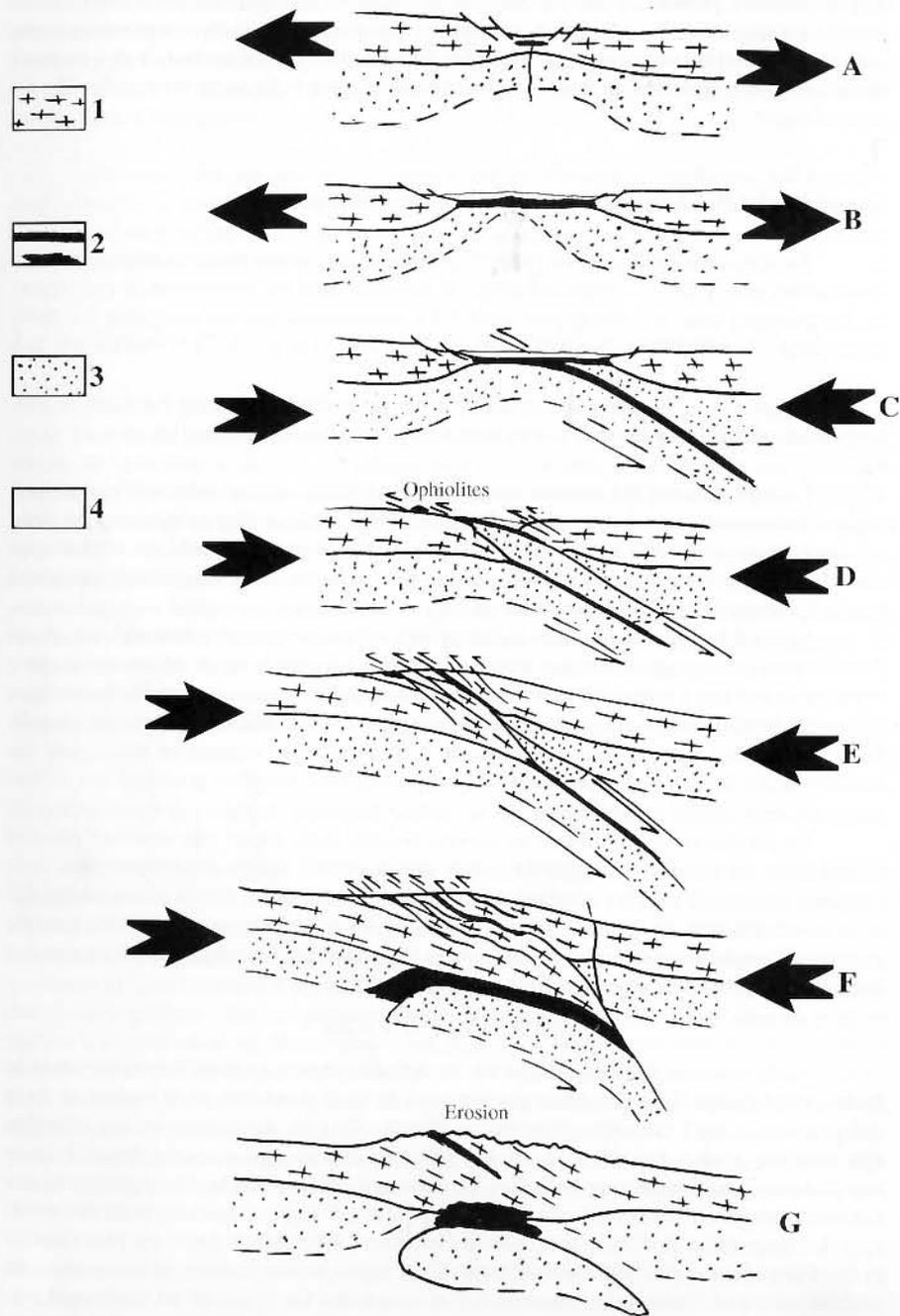
La photographie II1 montre un gabbro dans lequel les pyroxènes (Px) centimétriques, bruns se distinguent des plagioclases (Pl) blancs. L'équilibre existe entre les deux minéraux, comme en témoigne le contact entre eux. On peut vérifier cela sur la photographie II2 prise au microscope. Cette paragenèse est une association magmatique acquise à hautes T, lorsque le magma a franchi son solidus (fig. 7).

Si le gabbro se refroidit dans la lithosphère océanique sans être déformé ni hydraté, il conservera cette paragenèse jusqu'à ce qu'il atteigne les conditions du géotherme moyen, et même la surface. Cependant, la lithosphère océanique en extension peut être localement déformée ductilement (= qui se déforme sans rupture) lorsqu'elle est encore très chaude. D'autre part, les circulations de vapeur d'eau sont abondantes, comme en témoignent les fumeurs noirs. En conséquence, toutes les conditions sont remplies pour que ces roches recristallisent et soient métamorphosées.

La photographie II3 montre un gabbro déformé dans lequel une structure planaire (= foliation) est apparue. Les pyroxènes sont plus ou moins aplatis en amande dans cette foliation. Des minéraux plus sombres apparaissent dans la roche. Sur la photographie II4 prise au microscope, le clinopyroxène magmatique est séparé du plagioclase (Pl) par une couronne d'amphibole brune qui devient verte à la périphérie. Ces amphiboles (qui sont des hornblendes : Hb) apparaissent par le biais de la réaction :



Cette réaction se réalise au cours du refroidissement et nous fait entrer dans le **faciès amphibolite**. Elle se réalise (en fonction de la disponibilité de la vapeur et de la déformation) à des T variables, entre 900 et 600 °C. Ce type de réaction est une **réaction dite continue** c'est-à-dire qu'elle se réalise progressivement dans un intervalle de T (pour une P donnée), en produisant des minéraux de composition variable. Par opposition, une réaction discontinue se réalise à une T donnée (pour une P fixée) et fait intervenir des minéraux de composition chimique fixe. Dans le cas présent, l'amphibole brune est plus titanifère que l'amphibole verte qui l'entoure et cristallise à plus hautes T. Ainsi, le changement de couleur témoigne d'une recristallisation à T décroissante. De l'épidote est également présente. De plus, de fines aiguilles d'amphibole peu colorée (= actinote) et de la chlorite indiquent le passage dans le **faciès schistes verts**. L'ensemble de cette évolution s'observe sur un même échantillon et parfois sur une seule lame mince.



6. - Modèle simplifié de l'évolution d'une chaîne de montagnes résultant de la collision de deux continents initialement séparés par un océan.

Le cycle orogénique débute dès l'ouverture de cet océan. Au stade précoce de cette ouverture (stade rift : fig. A), le processus d'extension provoque un amincissement de la lithosphère continentale qui s'accompagne d'une remontée vers la surface de l'asthénosphère chaude. L'anomalie thermique importante qui en résulte est responsable de la mise en place de magmas basaltiques, d'origine mantellique, précurseurs de la croûte océanique, dans la croûte inférieure continentale amincie. Par la suite (fig. B), ce magmatisme sera à l'origine de la croûte océanique formée au niveau de la ride médio-océanique. Ultérieurement, lors de la fermeture de l'océan, une zone de subduction va s'initier sous une des marges passives ou sous la lithosphère océanique elle-même (fig. C). La lithosphère océanique froide s'enfonce rapidement (plusieurs cm par an) dans le manteau. Lorsque la lithosphère océanique est subductée en totalité (fig. D), une portion de la croûte océanique de la marge chevauchante peut venir «obducter» la marge continentale pour constituer une nappe «d'ophiolites». Lorsque la dernière portion de lithosphère océanique est enfouie, la croûte continentale, amincie sur sa marge, peut être entraînée à son tour dans la subduction (fig. E). Cependant, de densité plus faible que la croûte océanique, la croûte continentale ne peut s'enfoncer indéfiniment dans le manteau. Le déplacement horizontal de la convergence n'est plus absorbé par le simple coulisage au niveau d'un grand cisaillement le long de la zone de subduction mais par un épaissement vertical (fig. F). La déformation se répartit sur un volume considérable, ce qui freine le déplacement relatif des plaques. Lorsque le mouvement de convergence s'interrompt, la croûte continentale épaissie est en déséquilibre gravitaire. Elle va s'amincir, par la combinaison de processus isostatique, tectonique et d'érosion, afin de revenir à l'épaisseur normale de la croûte d'une lithosphère stable (fig. G).

Oph : Ophiolites .

1 : croûte continentale ;

3 : lithosphère mantellique ;

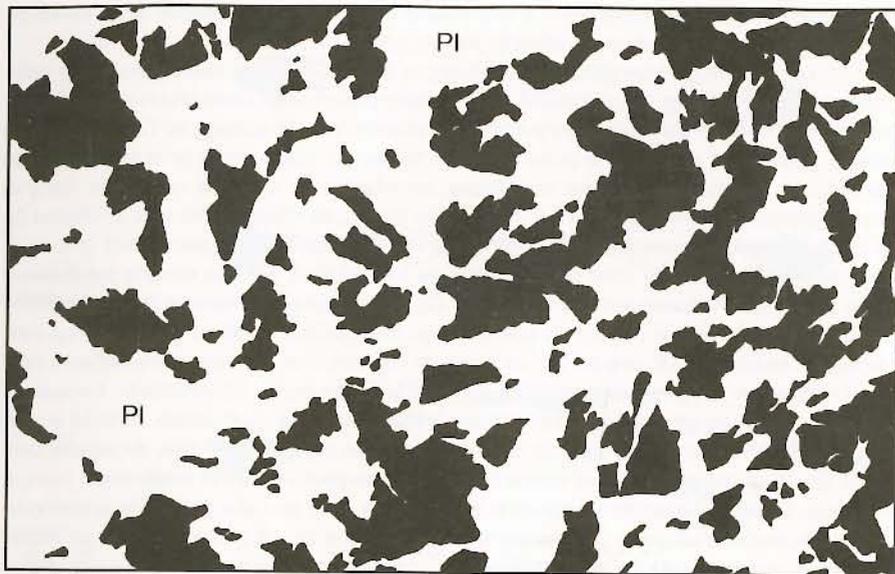
2 : croûte océanique et magmas basiques ;

4 : asthénosphère.

(Pour plus de précisions sur ce modèle, lire p. 181-183 du tome 15 de l'*Encyclopaedia Universalis*, 1994).

Cet échantillon nous permet de matérialiser une portion de trajectoire de refroidissement de ce gabbro dans la lithosphère océanique (segments 1 et 2 sur la fig. 7) : **les minéraux précoces, isolés par les couronnes, Cpx et Pl, témoignent des conditions précoces tandis que les minéraux coronitiques nous informent sur les conditions nouvelles.** Les assemblages coronitiques matérialisent une portion de la trajectoire P-T-t. En fait, la portion de trajectoire est quantitativement mal contrainte, tout particulièrement en ce qui concerne la pression, c'est-à-dire la profondeur. On pourra constater, bien sûr, l'absence de grenat, qui apparaît dans les roches de composition basique dans le domaine HP du faciès amphibolite. Mais cela reste imprécis. En fait, lorsque l'on étudie une roche métamorphique, il faut l'étudier dans son contexte géodynamique : le gabbro dont nous suivons l'évolution provient de la croûte océanique qui n'a que 8 km d'épaisseur. En conséquence, la P ne peut dépasser 0,3 GPa.

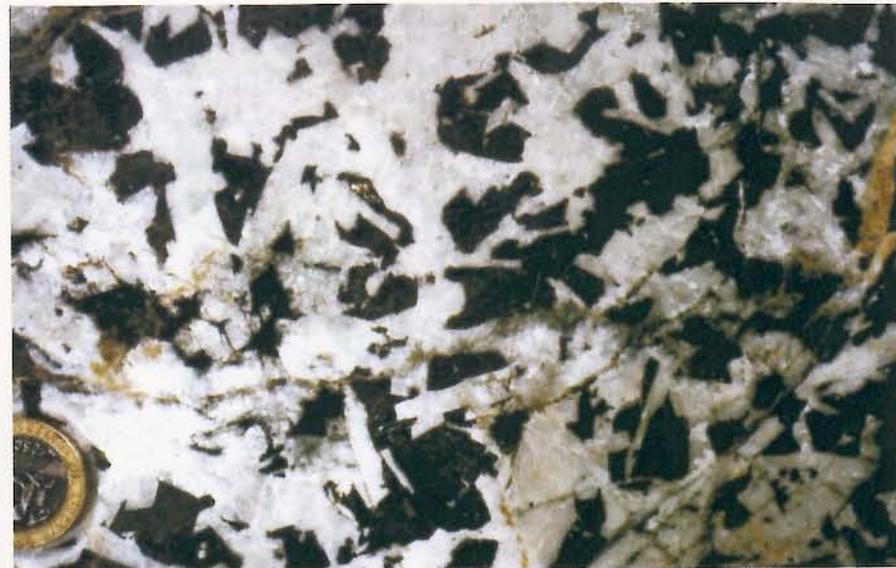
Le gabbro est entraîné dans la zone de subduction.



Echantillon macroscopique de gabbro.

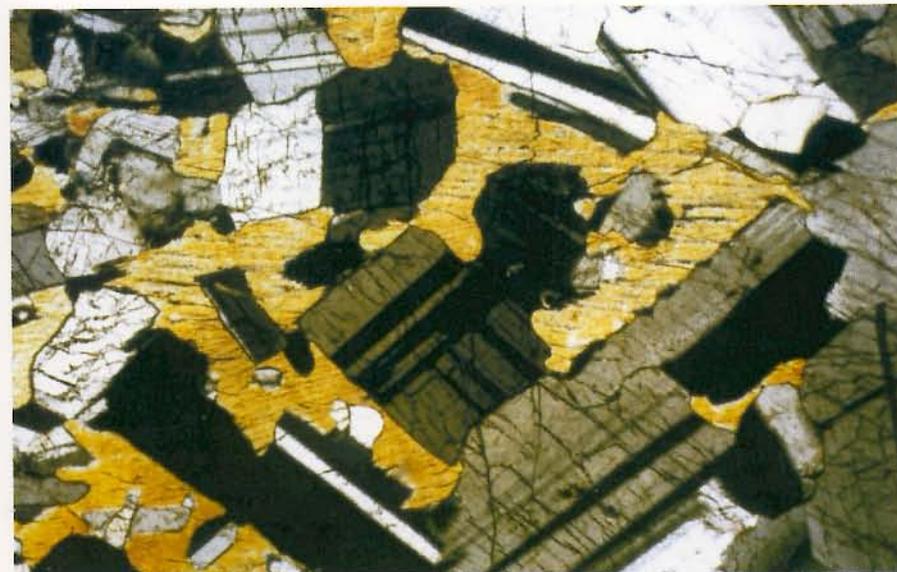


Gabbro en LP.



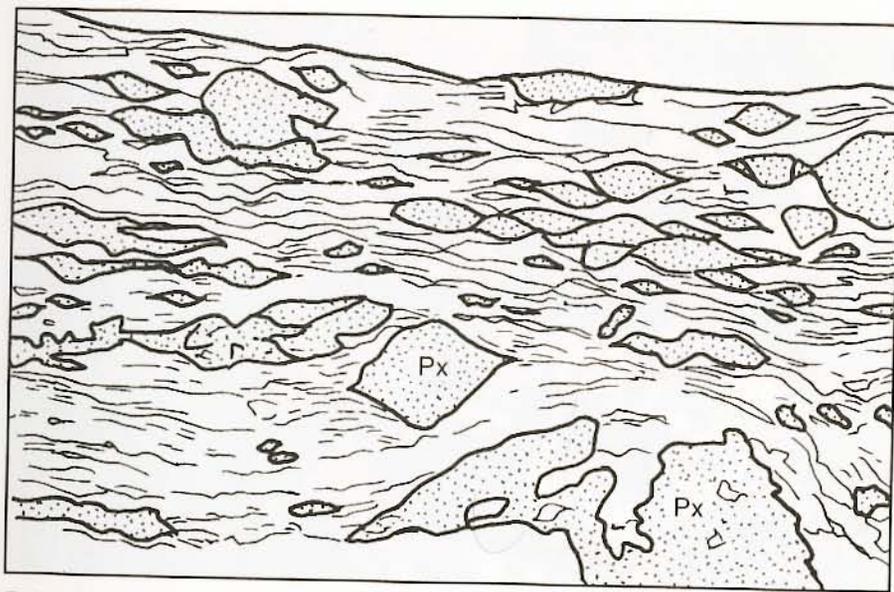
II1. - Section du gabbro.

Les plagioclases ont des formes rectangulaires. Ils sont en contact avec le pyroxène brun (à faible distance de la pièce, on distingue quelques cristaux noirs : il s'agit d'amphibole, minéral métamorphique). Les plagioclases (blancs) et les clinopyroxènes (bruns) ont une taille centimétrique.



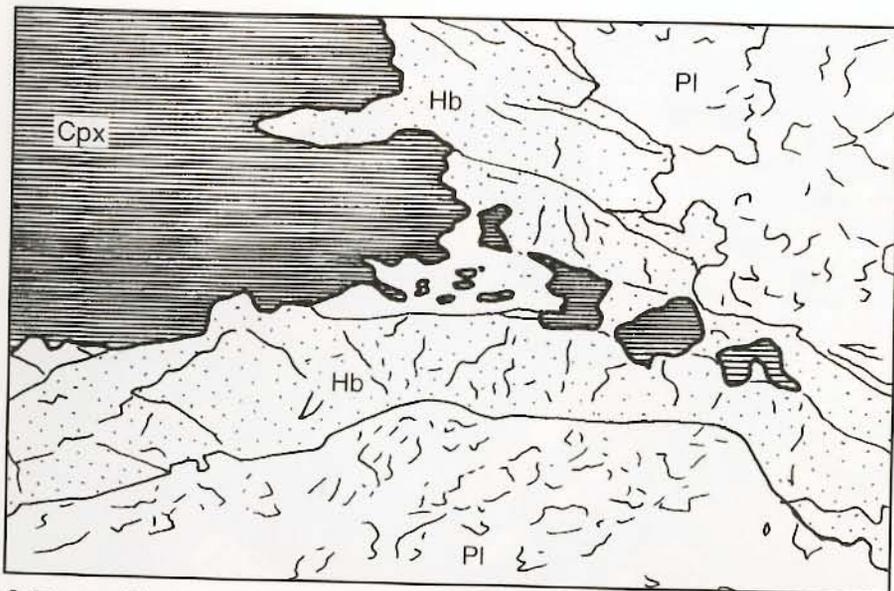
II2. - Microphotographie, en LP du gabbro.

Le clinopyroxène est jaune orangé ; le plagioclase, gris à blanc, montre des macles polysynthétiques.



Echantillon macroscopique de gabbro déformé.

L'amphibole est dans le plan de foliation et autour des pyroxènes.



Gabbro en LN.

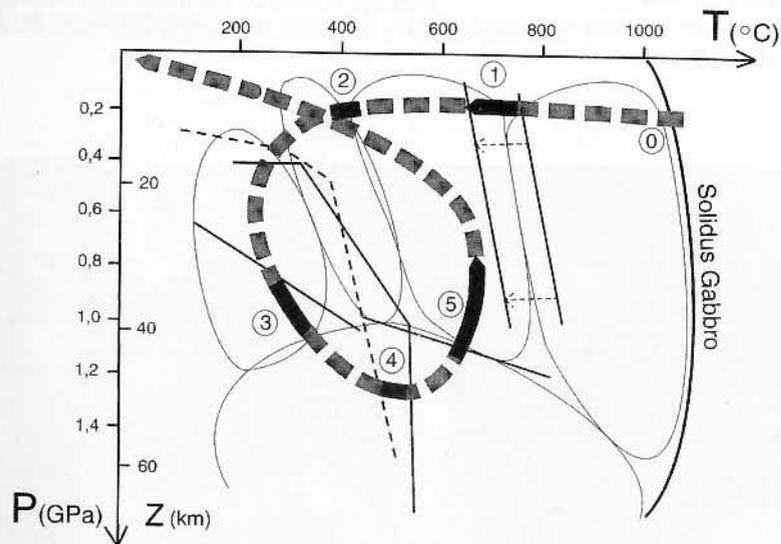
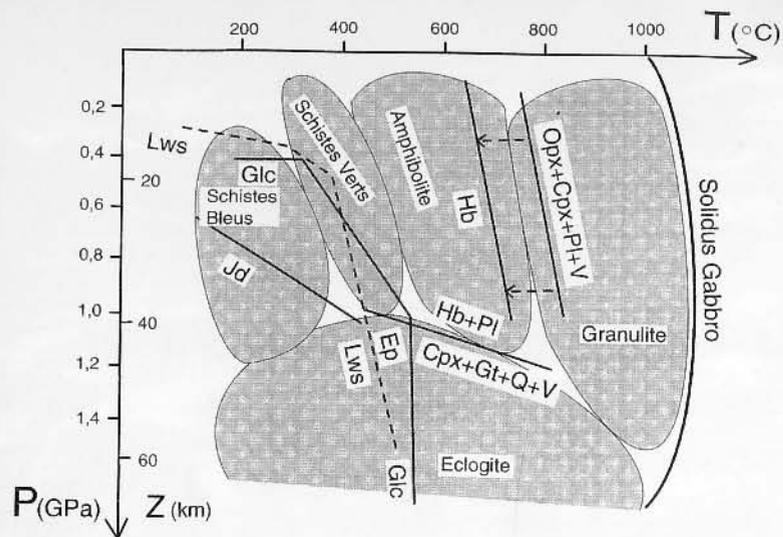


II3. - Gabbro déformé.

Les pyroxènes, en amandes sont enveloppés par la foliation qui est matérialisée par des cristaux noirs d'amphibole.



II4. - Au microscope, en LN, le clinopyroxène, gris et "rayé" de fines macles, est entouré d'amphibole brune au contact du plagioclase blanc (qui est partiellement altéré en produits fins et noirs).



7. - Trajectoire P-T-t d'un gabbro de la lithosphère océanique.

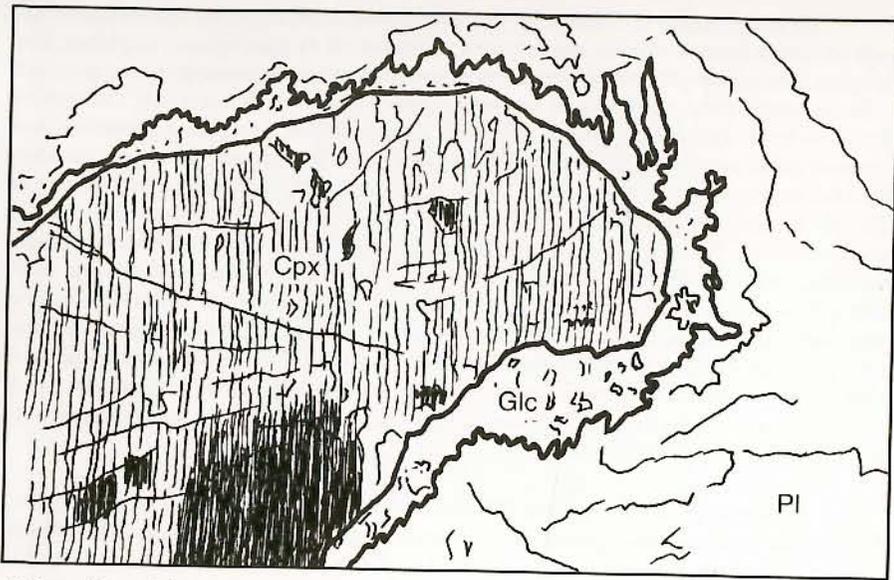
On a replacé les différents faciès métamorphiques et les réactions les champs de stabilités de la jadéite (Jd), du glaucophane (Glc) et de la lawsonite (Lws) laquelle est remplacée, à plus HT par l'épidote (Ep). La réaction $Opx + Cpx + Pl + V = Hb$ (avec Opx : orthopyroxène, Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase, Hb : hornblende, V : vapeur d'eau) sépare les faciès amphibolite et granulite. Cette réaction est une réaction continue, c'est-à-dire qu'elle se réalise dans un intervalle de T (et P) en fonction de la variation de composition chimique des minéraux. La réaction $Cpx + Gt + V = Hb + Pl$ (avec Gt : grenat) sépare les faciès éclogite et amphibolite (voir aussi tableau p. 338).

La photographie II5 montre les mêmes relations minéralogiques (coronitiques) que précédemment, mais le minéral qui entoure le pyroxène est du glaucophane, amphibole bleu lavande, de composition sodique et caractéristique d'un métamorphisme de hautes pressions - basses températures (HP-BT). Il est parfois possible de trouver encore de l'amphibole brune ou verte, témoin de l'épisode précédent. Le plagioclase n'est plus à l'équilibre dans ces nouvelles conditions et est remplacé par un agrégat de fins cristaux qui ne sont pas identifiables au microscope mais ont été analysés à la microsonde électronique (qui permet de réaliser des analyses chimiques ponctuelles des minéraux sur des surfaces de quelques microns carrés). Il s'agit de jadéite (clinopyroxène (Cpx) sodique) et de lawsonite (silicate calcique, en petites tablettes rectangulaires incolores en LN). Le composant calcique du Pl donne la lawsonite et le composant sodique la jadéite. Les domaines de stabilité de ces trois minéraux (glaucophane, lawsonite et jadéite) sont bien connus (fig. 7) et permettent de localiser cet échantillon sur le diagramme PT dans le domaine HP-BT. L'absence de l'association grenat-jadéite, caractéristique du faciès éclogite, montre que nous n'avons pas atteint les conditions de ce faciès, mais que nous sommes dans celles du faciès schistes bleus (segment 3; domaine HP à Jd : fig. 7).

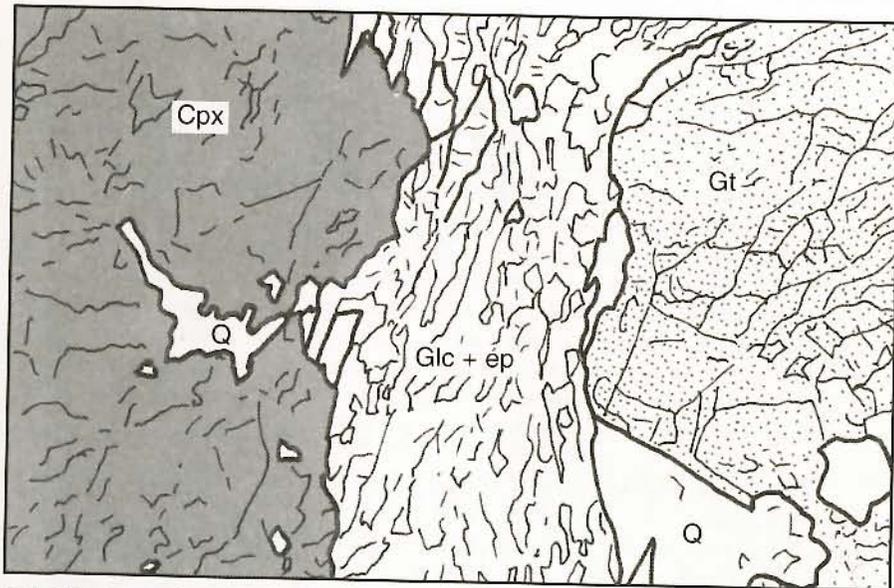
L'éclogite de la photographie II6 contient l'association typique du faciès éclogite : Cpx sodique (omphacite) et grenat, auquel s'ajoute le glaucophane. Par contre, la lawsonite n'existe plus et elle est remplacée par une épidote. Cette roche se « cale » bien dans le diagramme PT de la figure 7 entre les courbes délimitant les champs de stabilité du glaucophane et de la lawsonite, dans le faciès éclogite (point 4, fig. 7). Ce résultat peut être précisé grâce à la **géothermobarométrie**. Le principe des géothermobaromètres est basé sur le fait que la composition chimique des minéraux en équilibre varie en fonction de la T et/ou la P : dans le cas présent, la répartition du fer et du magnésium entre clinopyroxène et le grenat dépend de la T ; d'autre part, connaissant celle-ci (aux alentours de 500 °C), la proportion du sodium dans le clinopyroxène nous permet d'évaluer la P. Elle est ainsi estimée entre 1,5 à 2 Gpa selon les échantillons.

Lorsque la lithosphère océanique est subduite en totalité, la croûte continentale peut être entraînée à son tour dans la subduction (fig. 6). Cependant, de densité plus faible que la croûte océanique, la croûte continentale ne peut s'enfoncer indéfiniment dans le manteau. Le déplacement horizontal de la convergence est sensiblement ralenti et s'accompagne d'un épaissement vertical. Il s'ensuit un ralentissement de la vitesse de plongement, et, de ce fait, un réchauffement plus important des roches. Ce réchauffement est renforcé par le redoublement de la croûte continentale qui concentre les éléments radioactifs, source de chaleur considérable. On assiste à une augmentation significative du géotherme qui dépasse le gradient « moyen » (fig. 5c). Au début de la collision, lorsque la croûte continentale est sous-charriée sous la croûte océanique, cette dernière est ramenée vers la surface tandis que le gradient thermique évolue vers de plus hautes températures. La pression exercée sur l'éclogite diminue tandis que celle-ci se réchauffe.

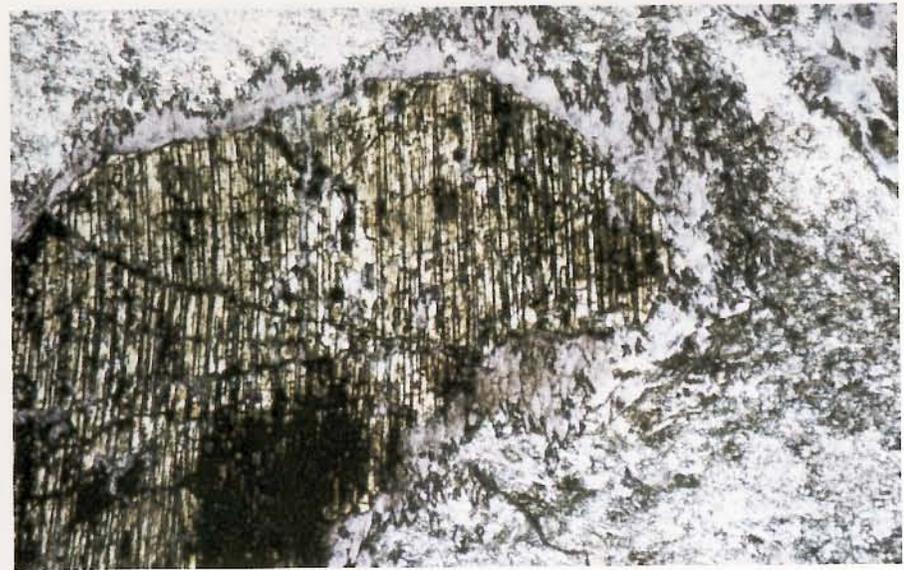
La roche des photographies II7 et II8 ne contient plus de glaucophane. Par contre, l'épidote est présente sous la forme de tâches blanches sur la photo II7. Il s'agit encore d'une éclogite, mais de plus hautes températures que la précédente (extrémité HP de la flèche 5). Par ailleurs, on observe que les Cpx et grenat de l'éclogite ne sont plus en équilibre. Sur l'échantillon macroscopique de la photographie II7, le grenat est entouré d'une bordure sombre. Au microscope (photographie II8), cette bordure est constituée de hornblende verte et de plagioclase.



Métagabbro à Cpx et glaucophane en LN.

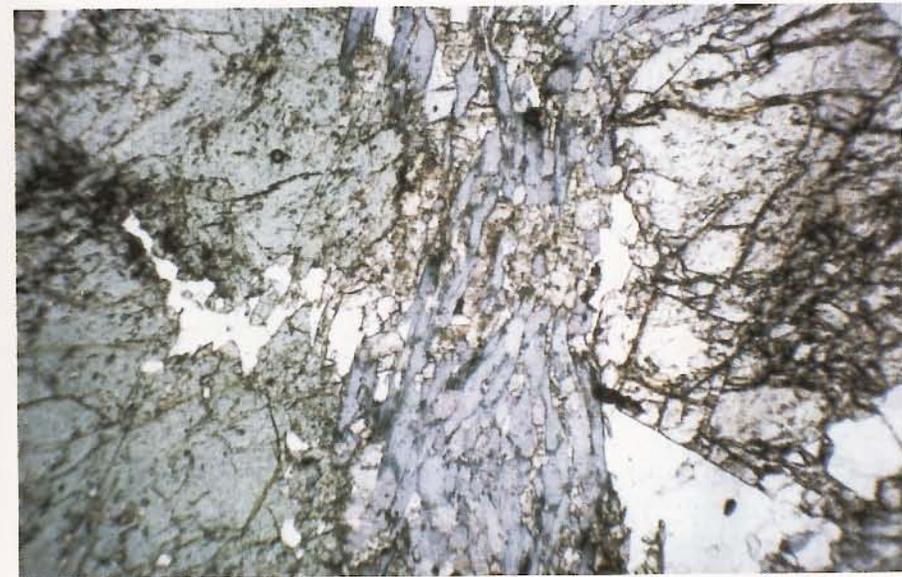


Éclogite à omphacite en LN.

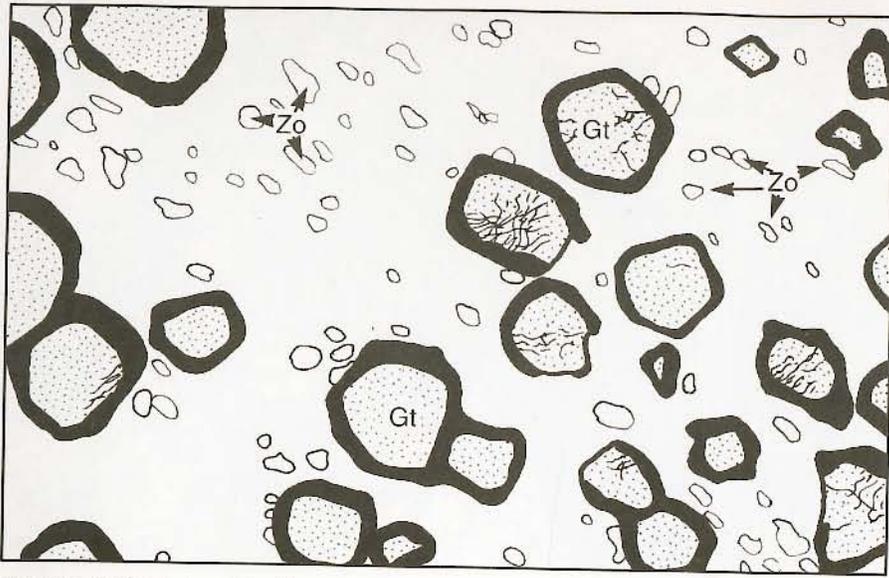


115. - Microphotographie, en LN, d'un métagabbro métamorphisé dans le faciès schistes bleus.

Le clinopyroxène, gris jaune et "rayé" de fines macles, est entouré d'une amphibole bleue lavande (glaucophane) au contact de l'ancien plagioclase. On parvient à distinguer les sections basales losangiques de l'amphibole. Le plagioclase est complètement remplacé par un fin agrégat (peu visible) de jadéite et de prismes rectangulaires de lawsonite.

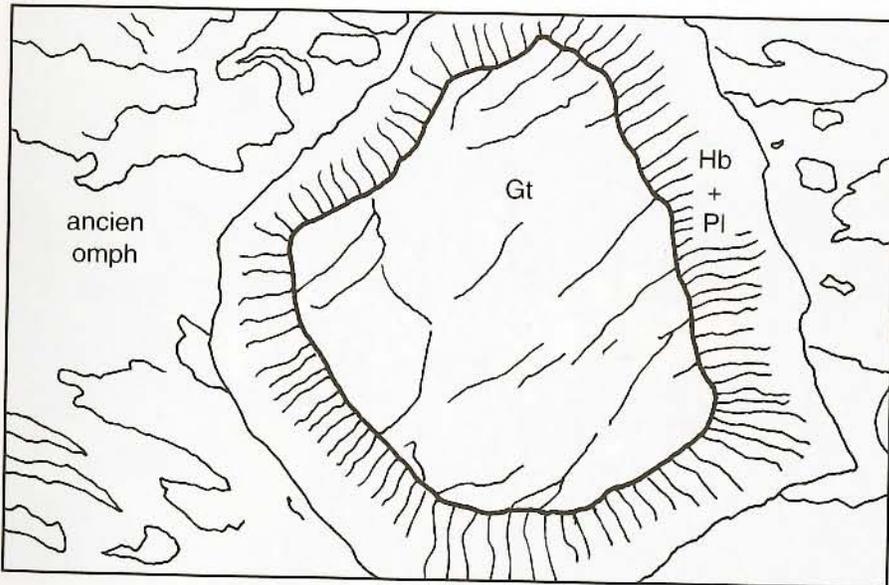


116. - Microphotographie, en LN, d'une éclogite à omphacite (clinopyroxène jadéitique : deux gros cristaux vert pâle), grenat (1 cristal), glaucophane bleu pâle (au milieu) et épidote (petits cristaux semblables au grenat dans le glaucophane). On note également la présence de quartz incolore.

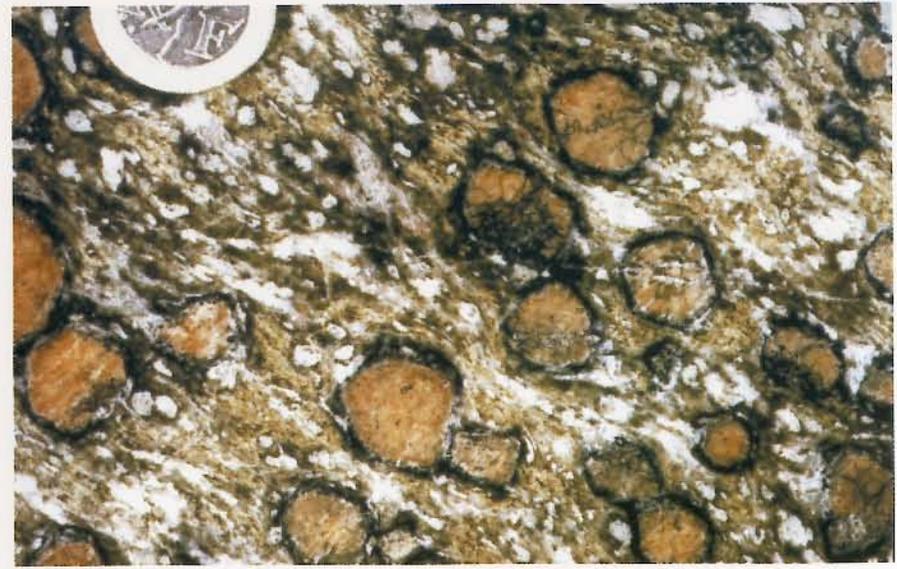


Eclogite à grenat, hornblende verte et plagioclase.

Zo : Zoisite.



Eclogite en LN.



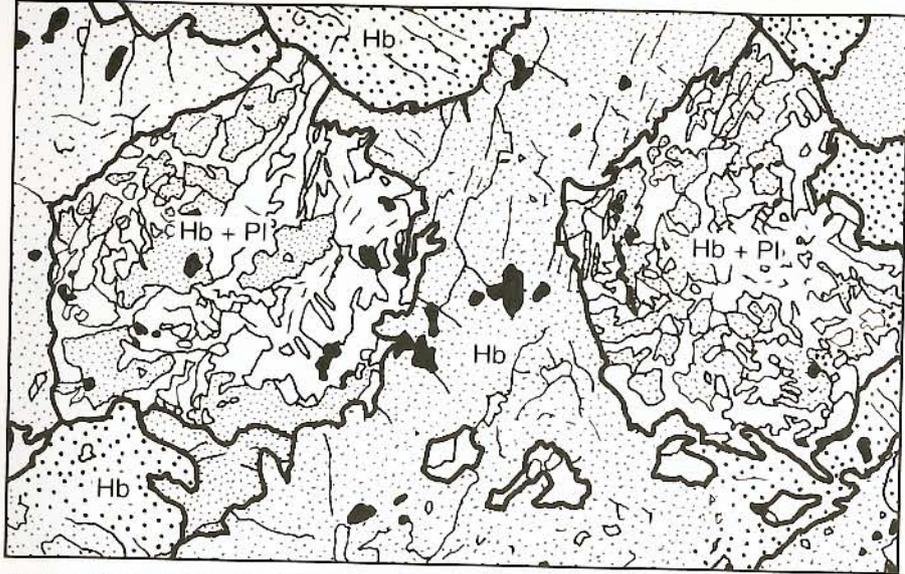
I17. - Eclogite de HT, montrant différents stades de son évolution thermique.

Le grenat est entouré d'une auréole sombre, composée de hornblende verte et plagioclase (visibles au microscope : voir photographie suivante). Notez que cette amphibole peut pénétrer à l'intérieur du grenat à la faveur de fractures. Les tâches blanches sont des cristaux de zoisite, une épidote.

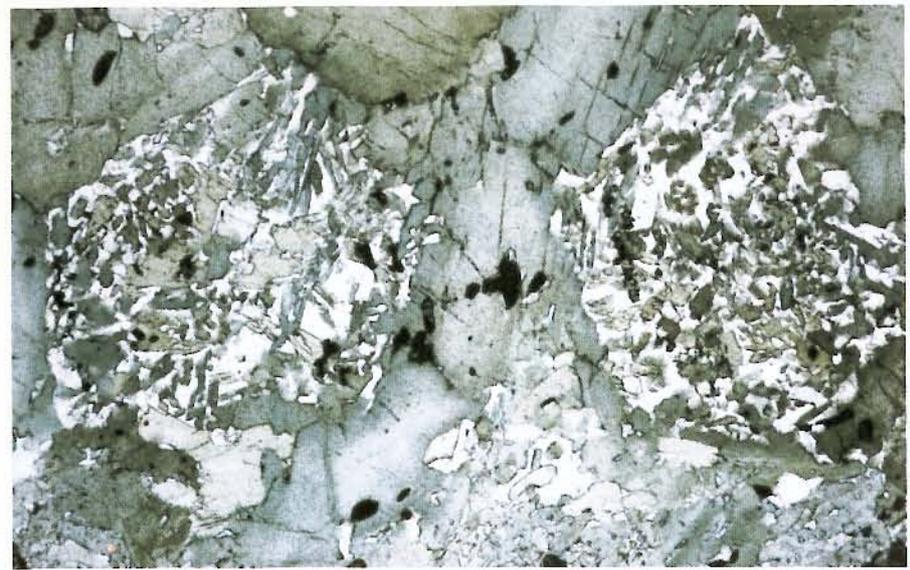


I18. - Microphotographie, en LN, de l'éclogite de HT.

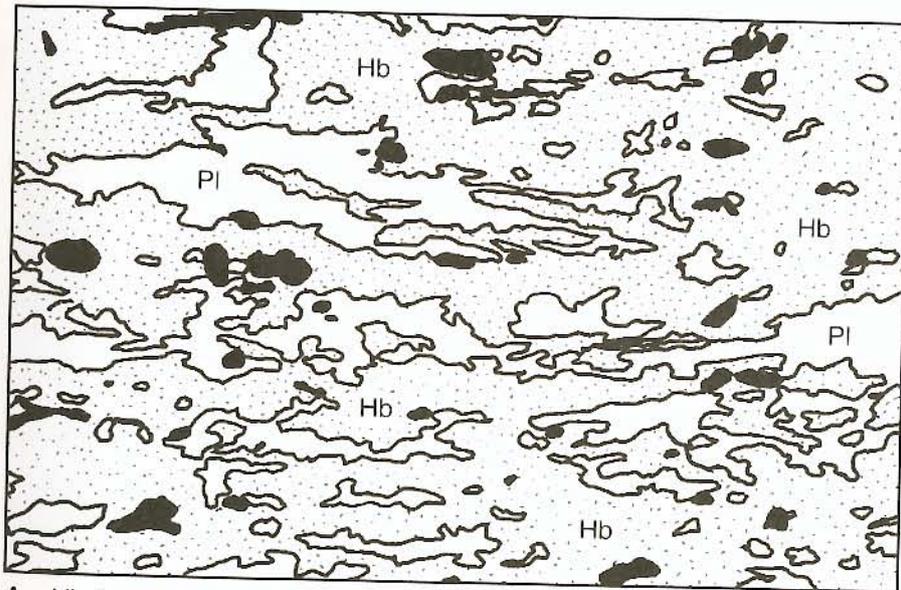
Le grenat est entouré d'une auréole de hornblende verte et de plagioclase, au contact de l'ancien omphacite (lui-même **complètement** déstabilisé), conformément à la réaction : Cpx sodique + Gt + V = Hb + Pl. En effet, l'omphacite s'est déstabilisé en un fin agrégat, conformément à la réaction : Cpx sodique = Cpx (non sodique) + Albite (Pl sodique).



Amphibolite à hornblende et plagioclases en LN.



II9. - Microphotographie, en LN, d'une amphibolite ne contenant plus que de la hornblende, du plagioclase et quelques cristaux de minéraux opaques (magnétite ou ilménite). Cependant, les deux amas à amphibole + plagioclase suggèrent la présence de grenats, à présent complètement destabilisés.



Amphibolite en LN.



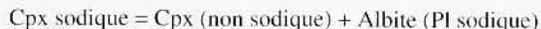
II10. - Microphotographie, en LN, d'une amphibolite ayant la même minéralogie que la roche précédente. La foliation est bien visible. La roche ne conserve pas la mémoire texturale d'un minéral antérieur : elle a perdu la mémoire de son histoire.

Elle résulte de la réaction :



qui nous fait passer du faciès écolite au faciès amphibolite (flèche 5, fig. 7).

Le pyroxène sodique s'est également déstabilisé conformément à la réaction :



qui donne cet amalgame de bourgeons de Cpx et Pl entremêlés que l'on appelle une **symplectite**.

Lorsque le mouvement de convergence s'interrompt, la croûte continentale épaissit et se déséquilibre gravitaire. Elle va s'amincir afin de revenir à l'épaisseur normale d'une croûte d'une lithosphère stable.

Sur la photographie II9, les minéraux de l'écolite ont été totalement consommés et la roche ne contient que de la Hb verte et du Pl. Cependant, les deux amas à amphibole + plagioclase suggèrent la présence de grenats, à présent complètement déstabilisés. Ainsi, la préservation de cette texture est un indice de la minéralogie antérieure de la roche.

L'amphibolite de la photographie II10 a la même minéralogie que la roche précédente. Mais dans ce cas-là, elle ne conserve pas la mémoire texturale d'un minéral antérieur : elle a perdu la mémoire de son histoire.

A partir de ce stade (extrémité BP de la flèche 5), la roche a toutes les chances de préserver cette paragenèse pendant la trajectoire qui la ramènera à la surface. C'est en utilisant ce type d'échantillons que nous avons tracé, au cours de l'exercice précédent, le gradient métamorphique.

En interpolant entre les différents points portés sur le diagramme P-T de la figure 7, il est possible de tracer une trajectoire P-T-t. Il est évident que la multiplication des points intermédiaires permet un tracé plus rigoureux. Par contre, même en l'absence de points intermédiaires, il ne serait pas logique d'aller en ligne droite depuis le point 1 vers 3, dans un trajet où T diminuerait et P augmenterait. En effet, lorsque le gabbro de la croûte océanique se refroidit en s'éloignant de la ride, il reste en profondeur (à peu près) constante. Il est nécessaire, pour tracer cette trajectoire, d'utiliser les informations pétrologiques que nous fournit l'étude des roches métamorphiques, mais aussi tenir compte des contraintes imposées par le contexte géodynamique dans lequel ont évolué ces roches.

Quelles portions de ce trajet seront les mieux préservées par les roches métamorphiques ?

Une telle trajectoire, aussi complète, ne peut pas être tracée avec un seul échantillon, ni avec les échantillons d'une même région. Dans une région impliquée dans la collision où l'on collectera des écolites de hautes températures dans des amphibolites, il est (quasiment) exclu de trouver quelques traces du métamorphisme intra-océanique (points 1 et 2). Dans la chaîne hercynienne, ce métamorphisme est visible dans le Massif de Belledone : une ophiolite du paléozoïque inférieur qui n'a été impliquée dans les parties profondes de la chaîne. Le faciès schistes bleus (point 3) et le point 4 existent à l'île de Groix, région qui a échappé à la collision continent-continent. Les écolites de HT 5 seront préservées en petits affleurements au sein des amphibolites (qui matérialisent le gradient métamorphique), dans les parties profondes et centrales de la chaîne (par exemple le Massif Central).

Comment expliquer cette conservation partielle de cette trajectoire ? Au cours du refroidissement du gabbro dans la croûte océanique, la déformation en extension est relativement localisée. En conséquence, le métamorphisme ne sera pas généralisé. Dans la portion prograde au cours de la subduction (points 3 et 4), la déformation est très importante. La vitesse des réactions est très grande, si bien que tous les indices de cette trajectoire ont toutes les chances d'être effacés au fur et à mesure de l'augmentation de P et T. Il en sera de même au cours de la collision et du début de la remontée (points 4 et 5) : quelques rares témoins des écolites de hautes températures subsisteront dans les amphibolites. Dans la dernière portion de la trajectoire (P et T diminuent), la déformation est à nouveau plus localisée, l'eau nécessaire à la réalisation des réactions (voir figure 5b) n'est pas disponible et les indices seront rares (fissures à chlorite dans lesquelles la vapeur a pu localement circuler).

En définitive, dans cet exercice, nous avons étudié des roches «rescapées», qui, grâce à des conditions particulières et rares, n'ont pas été «marquées» par les phénomènes ultérieurs. Nous avons relié, ensuite, les bribes d'histoire thermique dont témoignent ces roches pour tracer la trajectoire P-T-t.

Et le paramètre temps ?

Jusqu'à présent, dans l'élaboration de la trajectoire P-T-t, le temps n'a été considéré que comme un paramètre relatif : un événement est antérieur ou postérieur à un autre. Si nous prenons l'exemple de l'orogène hercynien, qui résulte de la collision de 2 continents autrefois séparés par un océan, nous pouvons apporter quelques contraintes chronologiques absolues. L'âge de l'ophiolite de Belledone nous donne une idée de l'âge de l'océanisation : il est de 500 à 450 Ma. Le métamorphisme des roches du faciès schistes bleus de l'île de Groix est datée aux alentours de 450 Ma. Les écolites de hautes températures (stade 5) indiquent un âge d'environ 420 Ma. Le métamorphisme de pression intermédiaire lié au début de la collision aurait 350 Ma.

Ces âges doivent être considérés avec prudence : les différentes formations datées n'ont pas suivies l'ensemble de l'évolution thermique. D'autre part, elles sont parfois distantes les unes des autres (par exemple, Groix et Belledone) et l'évolution thermo-mécanique n'a pas été synchrone dans toute la chaîne.

Où échantillonner ?

Les échantillons de la croûte océanique et du métamorphisme associé (points 1 et 2) seront accessibles dans les massifs ophiolitiques du Chenaillet et de Belledone (Alpes). Le gabbro coronitique dans le faciès schistes bleus (point 3) peut être trouvé dans la vallée du Queyras. Les écolites à glaucophane (point 4) sont rares en France : à l'île de Groix, elles sont pauvres en clinopyroxène ; elles sont abondantes dans les Alpes Italiennes : Val d'Aoste, au pied du Cervin, ... Les écolites de hautes températures (flèche 5) existent dans de nombreuses formations basiques de la chaîne hercynienne : Massif Central, Vosges, Vendée et Bretagne. Toutefois, les affleurements sont souvent difficiles à trouver. Un échantillon bien connu et parfaitement adapté est l'écolite du Puy Ferrières, en Limousin. Les amphibolites (flèche 5) seront, par contre, faciles à trouver dans ces mêmes formations !

Echantillon étudié	Contexte géodynamique	Assemblage minéralogique et texture	Conditions P et T	Faciès et place dans le diagramme (fig. 7)
Gabbro photo III, 2	Cristallisation à partir d'un magma basique au niveau de la ride océanique	Cpx et Pl ; pas d'orientation préférentielle	2 à 6 km de profondeur P < 0,3 Gpa T ≃ 1 000 °C HT et BP	Point 0
Métagabbro déformé photo : II3, 4	Eloignement de la ride : refroidissement dans un régime de déformation en extension ; circulation d'eau	Foliation ; texture coronitique minéraux précoces Cpx et Pl ; minéraux méta. : amphibole brune à verte (coronitique) et épidote	P < 0,3 Gpa ; T ≃ 900 - 600 °C, décroissante MT et BP	Amphibolite ; segment 1
Métagabbro (même - échantillon)	Poursuite du refroidissement	Aiguilles d'actinote et chlorite	P < 0,3 Gpa ; T ≃ 400 °C, décroissante BT et BP	Schistes verts ; point 2
Métagabbro à glaucophane photo. II5	Lithosphère océanique entraînée dans la subduction	Texture coronitique minéral préservé : Cpx minéraux méta. : glaucophane (coronitique), jadéite et lawsonite	P = 0,8 à 1 Gpa ; T ≃ 300 - 400 °C trajet prograde ; HP - BT	Schistes bleus ; segment 3
Eclogite de BT photo. II-6 et 7	Fin de subduction	Omphacite (Cpx Na), grenat, glaucophane, épidote, Q	P = 1,2 à 2 Gpa ; T ≃ 500 °C fin du trajet prograde ; HP - BT	Eclogite ; point 4
Eclogite de HT (coronitique) photo. II7 et 8	Début de collision	Textures de déstabilisation (omphacite) = Cpx + Pl ; Omph + Gt + Q = Hb + Pl épidote ;	P = 1,4 → 0,8 Gpa ; T ≃ 600 - 700 °C début de la décompression HP - HT	Eclogite ↓ Amphibolite ; flèche 5
Amphibolite photo. II9 et 10	Fin de convergence et retour vers une croûte d'épaisseur normale	Hornblende et plagioclase ; « fantômes » de Gt	P = 0,8 Gpa → surface ; T ≃ 650 °C → T surface ; HT - Pl (pression intermédiaire)	Amphibolite ; extrémité BP de la flèche 5 et remontée à « l'affleurement »

La trajectoire P-T-t d'un gabbro de la croûte océanique.

Suggestions pour l'utilisation de ce matériel en TP de pétrologie

Deux problèmes essentiels (au moins !) se posent pour la réalisation de telles séances de TP : la difficulté de l'échantillonnage (tout particulièrement pour la deuxième partie) et le temps disponible. Ces difficultés peuvent être partiellement résolues en limitant le nombre de lames minces étudiées. Les documents (photographies) fournis dans cet article remplaceront les lames minces.

En lycée et en classes post-baccalauréat

Si l'on a accès à des lames minces de roches et le temps nécessaire pour les étudier, les documents couleurs relatifs aux échantillons étudiés seront utiles afin de montrer à l'élève ce qu'il doit voir dans ces lames minces. Une lame mince recèle une grande quantité de détails sans importance (au niveau de cette étude) dont il faut se détacher (minéraux dits accessoires).

Il ne faut pas hésiter à entourer les parties intéressantes de la lame afin que l'élève ne les rate pas. Il faut apprendre à l'élève à se détacher de l'accessoire pour aller à l'essentiel. Lorsque l'on étudie une lame, l'essentiel de l'information pétrographique est acquis en quelques minutes. Beaucoup de temps supplémentaire est nécessaire pour un gain faible. Pendant cette étude microscopique, on demandera à l'élève de décrire précisément les minéraux, en lui fournissant les clés de détermination tel que, en « lumière naturelle », la couleur, le « relief » (que l'on peut caractériser relativement aux minéraux voisins), la trace du plan de clivage, le pléochroïsme et, en « lumière polarisée », les teintes de polarisation. Seulement après cet exercice d'observation, on donne un nom aux différents minéraux afin de raisonner sur les diagrammes PT (figures 4 et 7).

En lycée

Le premier exercice peut être réalisé en classe de 1^{re}. En fonction du temps disponible et des échantillons que l'on possède, on combinera études macroscopique et microscopique et documents diapositives. Nous voyons comment, à partir d'une étude régionale, on peut tracer un gradient métamorphique et ainsi réaliser une carte métamorphique en traçant des isogrades. Celle-ci permet de se faire une idée rapide de la situation thermique de la région : on peut ainsi constater que ces roches témoignent d'une situation thermique « anormale », car différente des conditions du géotherme moyen. Ces conditions correspondent au régime thermique durant la collision. Cette constatation doit justifier auprès des élèves de l'ère de l'intérêt de l'étude de ces roches métamorphiques.

En Terminale

Ce premier résultat est, cependant, largement insuffisant. Chaque échantillon indique des conditions PT atteintes à un seul moment de son histoire. Si l'on veut comprendre l'évolution thermique d'une région dans le temps, ce sont toutes les modifications, les changements PT au cours du temps qu'il nous faut connaître, sur un ou plusieurs échantillons choisis judicieusement, en fonction de leur position géodynamique. C'est ce que nous avons fait dans le deuxième exercice où pour comprendre l'évolution d'une chaîne résultant de la collision de deux continents après fermeture d'un océan (comme les chaînes hercynienne ou alpine), nous avons suivi la trajectoire d'un échantillon de la croûte océanique. Pour compléter ce travail, il faudrait également suivre la trajectoire d'échantillons sur les deux continents (voir, pour plus d'informations Nicolle 1994, *Encyclopedia Universalis*, tome 15 p. 181-183).

Pour introduire cet exercice, on constatera la présence, dans la chaîne hercynienne, à l'échelle de la carte du Massif Central (ou Armoricain, Vosges) ou de cartes régionales (Lézérou : figure 3 ; Limousin ; etc.) de roches de composition chimique identique à celles du plancher océanique, parfois métamorphosées en éclogites. Pour comprendre leur présence à l'intérieur du continent, on va suivre les modifications minéralogiques d'un gabbro océanique impliqué dans un mouvement de convergence.

L'option minimale pour cet exercice « Trajectoire d'un gabbro océanique » serait l'étude pratique de l'échantillon éclogite de hautes températures correspondant aux photographies II7 et II8. Dans cette éclogite en cours de rétroformation, les relations texturales entre les différents minéraux qui ne sont plus en équilibre permettent de comprendre comment tracer une portion de la trajectoire, car, on peut reconnaître l'assemblage précoce et l'assemblage en train de se fabriquer. De ce fait, on peut écrire les réactions qui font passer de l'un à l'autre.

Les autres photographies apporteront l'information complémentaire pour l'élaboration de l'ensemble de la trajectoire. La première partie de celle-ci correspondant au refroidissement du gabbro dans la croûte océanique nous permet d'insister sur deux points importants :

- ce métamorphisme intra-océanique se réalise dans un contexte d'extension ; le métamorphisme ne se cantonne pas uniquement dans les zones de convergence, en compression ;
- les photos II3 et II4 permettent d'apprécier l'influence de la déformation sur la recristallisation métamorphique.

Lorsque la trajectoire est tracée, on demande aux élèves de replacer l'échantillon et les différents stades de l'histoire de l'échantillon sur la figure 6 afin d'apprécier que les roches métamorphiques sont des témoins du temps. Au niveau post-bac, on peut demander à l'élève de retracer l'histoire d'une roche qui a suivi cette trajectoire P-T et d'essayer d'élaborer la figure 6.

Au collège en 4^{ème}

Au collège, l'approche sera différente. Il est souhaitable de privilégier l'apprentissage de l'observation et l'acquisition des données chez l'élève.

Pour le premier exercice, on fera l'étude macroscopique d'une ardoise, d'un gneiss à micas, à Gt (ou Std), puis de migmatites ou de granite. On note que la taille des cristaux est plus grande dans les roches métamorphiques, que dans les roches sédimentaires (ardoise). Ceci est lié à l'augmentation de la température pendant le métamorphisme. C'est cette augmentation de la température (et pression) qui nous fait passer des roches sédimentaires aux roches magmatiques (granites) par l'intermédiaire des roches métamorphiques. Notez que les roches métamorphiques se caractérisent par une structure planaire qui est absente dans les roches granitiques (photo I7 et I10) parfois invisible.

Le deuxième exercice peut être utilisé pour comprendre le processus de la recristallisation métamorphique (fig. 2 et photo II7 et II8) : on fera l'étude macroscopique d'un gabbro (ou basalte) et d'une éclogite. Ces deux roches ont la même composition chimique, mais n'ont pas la même composition minéralogique. On peut comparer les poids respectifs de blocs de volume identique des 2 roches ; l'éclogite est beaucoup plus dense, car amenée à grande profondeur.

On peut remarquer la position surprenante de l'éclogite, roche de la croûte océanique, dans une chaîne de montagne (par ex. chaînes hercynienne et alpine). On discutera des conséquences géodynamiques sur (une version très simplifiée) de la figure 6.



L'évaluation des paléo-températures en fonction de la profondeur est nécessaire si l'on veut comprendre l'évolution de notre planète dans le temps. Les roches métamorphiques permettent une telle évaluation, car leur minéralogie dépend (entre autres) des conditions pression-température. ■

Sur les photographies de lames minces de roches observées au microscope (polarisant), le petit côté de la photographie mesure environ 1 mm de long. Les abréviations LN et LP signalent que la vue est en « lumière naturelle » ou en « lumière polarisée ». Rappelons que ces appellations sont incorrectes, puisque la LN est en fait polarisée et la LP polarisée et analysée ! Avec une lumière réellement naturelle ; le pléochroïsme (changement de couleurs lorsque l'on tourne la platine du microscope en LN) n'est pas visible.