

LES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES, INDICATEURS DES CONDITIONS MÉTAMORPHIQUES (*)

H. G. F. WINKLER (**)

ABSTRACT

As a scheme of classification, metamorphic facies as well as subfacies have been abolished and a system of metamorphic zones bounded by well-defined isograds is presented instead. Such isograds are termed *isoreaction-grads* because they are characterized by mineral assemblages which are due to specific metamorphic reactions; these are indicators of metamorphic conditions.

Reactions that take place in various kinds of common rocks have been taken into account, such as rocks of pelitic, marly, siliceous dolomitic, mafic, and ultramafic compositions.

Petrogenetically significant mineral reactions have been recognized and are graphically shown in figures 3, 4 and 5 for very-low grade, low grade, medium grade and high grade metamorphism. These four metamorphic grades serve as a coarse division of metamorphic conditions and the range of each metamorphic grade is defined again by specific mineral reactions (see fig. 1). In addition, a qualitative distinction of pressure dependent ranges within each metamorphic grade supplies a coarse grid of metamorphic conditions which is very useful in field work (see fig. 2 and table 1).

The *sequence of specific isoreaction-grads* observed with rising temperature permits a good estimate of pressure, while *intersecting isoreaction-grads* determine P and T , on condition that P_{total} is equal to P_{fluid} (see tables 2 through 5).

INTRODUCTION

Les faciès et subfaciès métamorphiques sont amplement utilisés pour la classification qualitative des conditions de métamorphisme. Depuis un certain nombre d'années, divers auteurs ont tenté de rattacher des faciès métamorphiques à des champs déterminés du diagramme pression-température. Cela était devenu possible grâce à l'étalonnage par voie expérimentale de quelques réactions qui se produisent au cours du métamorphisme. Depuis les cinq dernières années, les progrès considérables accomplis tant en pétrologie expérimentale que dans les observations détaillées de terrain ont conduit à deux changements fondamentaux dans l'approche de l'étude du métamorphisme.

(*) Traduit de l'anglais par J. C. Duchesne ; traduction revue par l'auteur.

(**) Mineralogisch-Petrologisches Institut der Universität, V. M. Goldschmidtstraße 1, D-3400 Göttingen (B.R.D.).

a) Le concept du faciès et subfaciès métamorphiques considère les associations d'assemblages minéralogiques correspondant à diverses compositions globales comme caractéristiques d'un certain intervalle de température et pression. Des observations pétrographiques nouvelles se sont cependant avérées difficiles à intégrer dans un système commode de faciès et de subfaciès et ont rendu, par conséquent, ce concept inadéquat. Par contre, le concept d'isograde en tant qu'indicateur des conditions du métamorphisme s'est avéré plus utile à condition d'accepter une définition modifiée et plus précise du terme « isograde » : une isograde, ou mieux une *isograde réactionnelle* (« *isoreaction-grad* ») est caractérisée par l'association minéralogique impliquée dans une réaction spécifique. La mise en évidence sur le terrain de telles isogradés peut avoir une signification pétrogénétique.

b) La pétrologie expérimentale a élucidé un grand nombre de réactions qui se produisent au cours du métamorphisme progressif dans des roches de compositions globales variées. Les associations minéralogiques caractéristiques de réactions déterminées sont donc maintenant bien connues. Ce progrès des connaissances a stimulé la recherche d'associations minéralogiques spécifiques dans les roches métamorphiques. Effectivement, des paragenèses nouvelles ont été découvertes parce que les recherches expérimentales suggéraient leur occurrence probable dans la nature. De plus, il est devenu possible par la pétrologie expérimentale de distinguer les réactions qui ont une signification pétrogénétique de celles qui n'en ont pas. Enfin, fait capital, la pétrologie expérimentale fournit les conditions physiques et chimiques de l'équilibre réactionnel et ceci permet de déterminer les conditions de pression et/ou de température en différents endroits d'un domaine métamorphique. Cet objectif fondamental de la pétrologie métamorphique peut être atteint si le domaine considéré renferme des roches dont la composition est telle que des réactions pétrogénétiquement significatives peuvent s'y produire.

En combinant les recherches pétrographiques minutieuses et la pétrologie expérimentale, on débouche sur une connaissance plus approfondie du métamorphisme et on est amené à revoir la méthode de travail sur le terrain : pour déterminer les conditions du métamorphisme, seules les roches de certaines compositions doivent être examinées en grand détail. Au lieu d'investigations extensives, seules sont requises des observations pétrographiques sélectionnées et orientées vers des « objets » spécifiques. La suite de cet exposé et les différentes représentations graphiques qui l'accompagnent fournissent un guide dans le choix d'« objets » corrects à l'intérieur d'un cadre métamorphique déterminé.

Le présent article résume les applications les plus saillantes de la pétrologie expérimentale aux roches communes. Il fournit la clef du déchiffrement des degrés de métamorphisme et des principales réactions isogradés. Toutefois, les roches granulitiques de degré élevé de métamorphisme, caractéristiques de la « zone régionale à hypersthène » (c'est-à-dire le faciès granulitique) ne sont pas traitées ici. La raison en est qu'elles se forment dans des conditions spéciales où la pression d'eau est beaucoup plus faible que la pression totale. C'est pour la même raison que les écloğites ne sont pas non plus traitées ici.

LES GRANDES DIVISIONS DU MÉTAMORPHISME

Le terme « metamorphic grade » a été utilisé de façon imprécise « to signify the degree or state of metamorphism » (Tilley, 1924). Par exemple, « low grade metamorphism » implique des conditions de température relativement basse, typiques du faciès des schistes verts ; « medium grade metamorphism » a trait aux conditions du faciès des amphibolites dans son domaine des faibles températures. Des définitions de ces limites n'ont jamais été données. Il est cependant maintenant possible de le faire en utilisant les réactions minéralogiques.

Bien que cette démarche ne soit pas nécessaire en principe pour établir une classification des conditions métamorphiques, il est très pratique et plus simple pour le géologue de terrain, que le champ *P, T* soit divisé en quelques grands domaines de degrés⁽¹⁾ de métamorphisme différents. La succession des degrés de métamorphisme qui sont choisis correspond principalement à la succession par température croissante. Nous distinguons :

— « very-low grade metamorphism », c'est-à-dire, un métamorphisme de degré très faible, correspondant à des températures plus basses que celles du faciès des schistes verts ;

— « low grade metamorphism », c'est-à-dire, un métamorphisme de degré faible, correspondant approximativement au faciès des schistes verts ;

— « medium grade metamorphism », c'est-à-dire, un métamorphisme de degré intermédiaire, correspondant aux températures inférieures du faciès des amphibolites ;

— « high grade metamorphism », c'est-à-dire, un métamorphisme de degré élevé correspondant aux températures les plus élevées du faciès des amphibolites et au faciès des granulites.

Les réactions minéralogiques qui définissent les limites entre ces degrés de métamorphisme seront explicitées plus loin quand la succession des réactions du métamorphisme progressif sera présentée. Pour l'instant, il suffit de montrer sur un diagramme pression-température les quatre degrés de métamorphisme et les réactions d'équilibre qui les limitent (fig. 1).

Il serait souhaitable de pousser plus loin cette subdivision en tenant compte d'indicateurs de pression. Toutefois, seule une estimation des pressions est actuellement possible. Les principaux indicateurs de pression sont les suivants :

Degré très faible	Formation de lawsonite ou laumontite
Degré très faible et faible	Formation de glaucophane à partir de chlorite et albite ; Formation d'un pyroxène jadéitique + quartz à partir d'albite
Degré faible	Formation d'un grenat riche en almandin
Degré moyen et élevé	Formation d'un grenat riche en almandin et/ou de cordiérite

⁽¹⁾ La traduction en français de « grade » par « degré » se rapproche au mieux de la définition donnée par Tilley (note du traducteur).

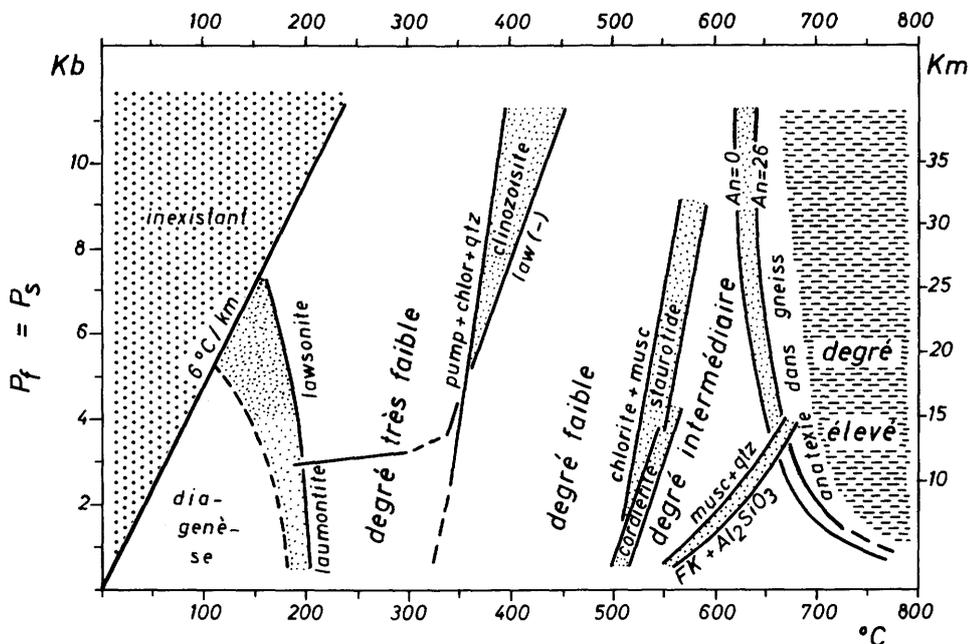


FIG. 1. — Les quatre divisions du degré de métamorphisme : degrés très faible, faible, intermédiaire et élevé. Les conditions de pression sont telles que $P_S \approx P_{H_2O}$.

Les conditions qui président aux transformations disthène-andalousite-sillimanite sont quelque peu problématiques. Beaucoup d'expériences (et de calculs) suggèrent que ces transformations dépendent non seulement de la température et de la pression, mais aussi d'autres facteurs supplémentaires. C'est pourquoi, à une température donnée, la transformation peut s'opérer dans un intervalle de pression d'environ 1 à 2 kb : les limites sont plutôt des bandes que des courbes (la figure 2 montre deux séries de limites, déterminées par Richardson *et al.*, 1968, 1969 et Althaus, 1967, 1969a et 1969b). L'andalousite et le disthène sont donc des indicateurs de pression utiles si l'on admet une incertitude de 1 à 2 kb. Il est cependant essentiel de s'assurer que le polymorphe Al_2SiO_5 n'est pas hérité d'une période antérieure de métamorphisme. La persistance de ces minéraux est une donnée géologique importante. La coexistence de disthène (ou andalousite) et de sillimanite ou des trois minéraux peut être due à la persistance d'espèces formées antérieurement.

La figure 2 représente les quatre degrés de métamorphisme ainsi que leurs subdivisions principales en fonction de la pression. Chaque subdivision est indiquée par un ou des minéraux indicateurs particuliers. Le tableau 1 résume les termes anglais qui sont utilisés couramment pour désigner ces subdivisions.

Dans ce qui suit, les réactions caractéristiques qui se produisent dans les roches communes sont examinées dans leur succession par température croissante. Ces réactions se produisent à l'échelle régionale dans les domaines profonds de la croûte, là où se forment gneiss, amphibolites, schistes cristallins, phyllites et leurs équivalents de degré très faible (en partie découverts seulement récemment).

MÉTAMORPHISME DE DEGRÉ TRÈS FAIBLE

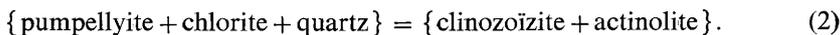
En plus de la laumontite, de la wairakite et de la lawsonite, la prehnite et la pumpellyite sont caractéristiques du métamorphisme de degré très faible. Les détails donnés ailleurs (Winkler, 1974, chap. 2) permettent d'y distinguer plusieurs isogrades réactionnelles et, de ce fait, plusieurs zones métamorphiques. Dans le présent travail, seule une division grossière du diagramme P, T est proposée (fig. 3). Les champs de stabilité de la laumontite, de la wairakite, de la lawsonite et de l'aragonite sont indiqués sur cette figure. Celle-ci donne également la limite approximative au-dessus de laquelle les observations de terrain montrent l'existence de l'association typique glaucophane + lawsonite dans les roches mafiques. Est également approximative la limite d'apparition de pyroxène jadéitique + quartz dans les roches psammitiques non mafiques riches en albite : il est bien connu que la pression d'équilibre à quelque température que ce soit doit être légèrement plus basse que celle requise pour la formation de jadéite pure (cf. Winkler, 1974, chap. 13). C'est pourquoi la courbe a été arbitrairement tracée à une pression de 0,5 kb inférieure à celle de la réaction jadéite + quartz.

Il faut mentionner que la présence de la wairakite est limitée aux régions à activité volcanique, tandis que la laumontite, la prehnite et la pumpellyite, comme aussi la lawsonite, se rencontrent dans les roches très faiblement métamorphiques des géosynclinaux normaux. Ces roches passent par accroissement de la température à des roches métamorphiques de degrés plus élevés. Par ailleurs, les roches à glaucophane, aragonite et pyroxène jadéitique, qui ont été engendrées à très faible température et relativement haute pression, sont mises en relation avec un type spécial de géosynclinal qu'elles caractériseraient et qui, à l'heure actuelle, est considéré comme se développant dans des zones de subduction en bordure des continents.

Il faut attirer l'attention sur la réaction (1) qui se produit uniquement dans les roches ultramafiques :



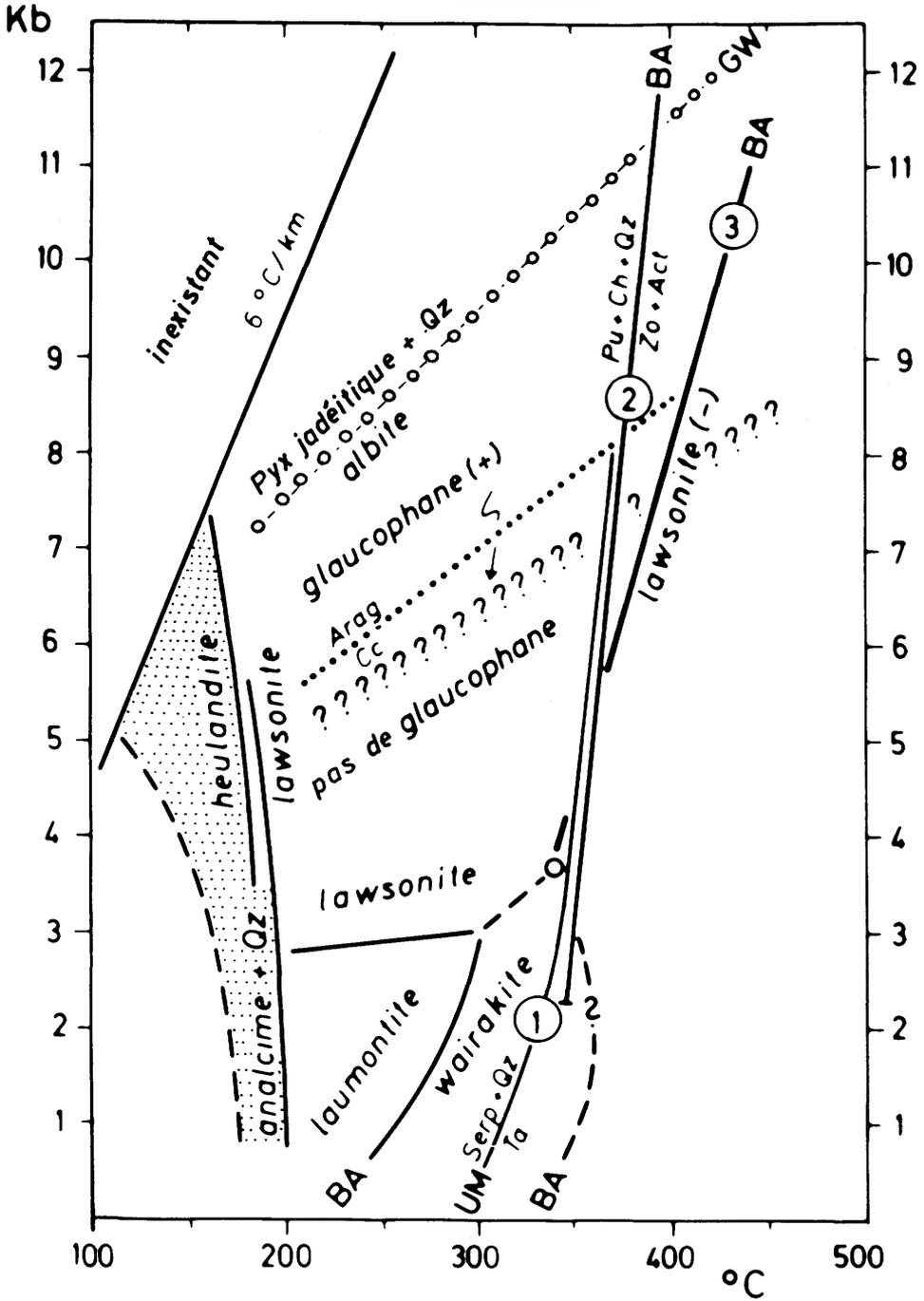
Cette réaction permet la distinction entre un champ de stabilité serpentine + quartz et un champ de stabilité des associations talc + quartz ou talc + serpentine. Pour des pressions supérieures à 2 kb, la courbe de réaction, désignée par (1) à la figure 3, coïncide pratiquement avec celle de la réaction (2)



La réaction (2) est une des réactions définissant la *limite entre les métamorphismes de degré très faible et de degré faible*. Une autre réaction, ou plutôt une autre série de réactions impliquant la disparition de la lawsonite, définit également cette même limite. Ces réactions doivent avoir lieu à une température légèrement

FIG. 3. — Métamorphisme de degré très faible. Les zones métamorphiques sont définies par les minéraux et les associations suivantes : laumontite, wairakite, lawsonite + albite, lawsonite + glaucophane \pm albite ou chlorite, lawsonite + pyroxène jadéitique + quartz (\pm albite), talc + serpentine ou quartz. En outre, les paragenèses suivantes sont typomorphes : associations comprenant la prehnite ; prehnite + pumpellyite ; pumpellyite + chlorite + quartz. GW, grauwackes ; BA, basaltes, andésites ; UM, roches ultramafiques.

Degré très faible



inférieure à celle de la réaction (3), qui représente la limite supérieure de stabilité de la lawsonite.



Les réactions (2) et (3) sont restreintes aux roches de compositions mafiques. Si celles-ci ne sont pas présentes dans la région étudiée, la limite ne peut pas être déterminée avec précision. Toutefois, dans les roches ultramafiques, la réaction (1) indique des conditions très proches de la limite en question.

Il est important de noter que les roches mafiques sont celles qui permettent de poser le diagnostic quant à l'appartenance au métamorphisme de degré très faible, et que les roches ultramafiques peuvent fournir des informations précieuses. Bien entendu, les sédiments clastiques qui contiennent des débris de telles roches jouent le même rôle. Par contre, les roches pélitiques, quoiqu'elles puissent donner certaines indications, ne peuvent cependant pas conduire par elles-mêmes à une détermination claire du degré de métamorphisme.

Dans la figure 3 et les figures suivantes, le type de roche dans lequel une réaction se produit est désigné par

- UM = roches ultramafiques ;
- BA = basaltes et andésites (roches mafiques) ;
- GW = grauwackes ;
- PG = roches pélitiques et grauwackes ;
- DOL = calcaires siliceux dolomitiques ;
- MAR = marnes.

MÉTAMORPHISME DE DEGRÉ FAIBLE

La disparition de la lawsonite, de la prehnite et de la pumpellyite et la formation de la clinozoïsite et de la zoïzite (par opposition avec les épidotes riches en fer) marquent la transition entre le métamorphisme de degré très faible et celui de degré faible. Le domaine *P, T* qui correspond au métamorphisme de degré faible (fig. 4) est limité vers les basses températures par les réactions (2) et (3) et vers les hautes températures par les réactions (7). A l'intérieur de l'intervalle de température correspondant (environ 200 °C), les réactions dans les roches pélitiques donnent lieu aux associations classiques des zones de Barrow à chlorite, biotite et grenat. L'absence ou la présence de l'association biotite + muscovite détermine la limite entre les zones à chlorite et à biotite. Toutefois, avant cette limite, la réaction (4) a lieu dans les roches ultramafiques légèrement au-dessus de la limite entre les métamorphismes de degrés très faible et faible



Ceci démontre une fois de plus combien il est important de considérer en détail le métamorphisme des roches ultramafiques.

Les réactions conduisant à la première formation de la biotite ne sont pas bien comprises. Toutefois, la réaction (5) est certainement possible



Degré faible

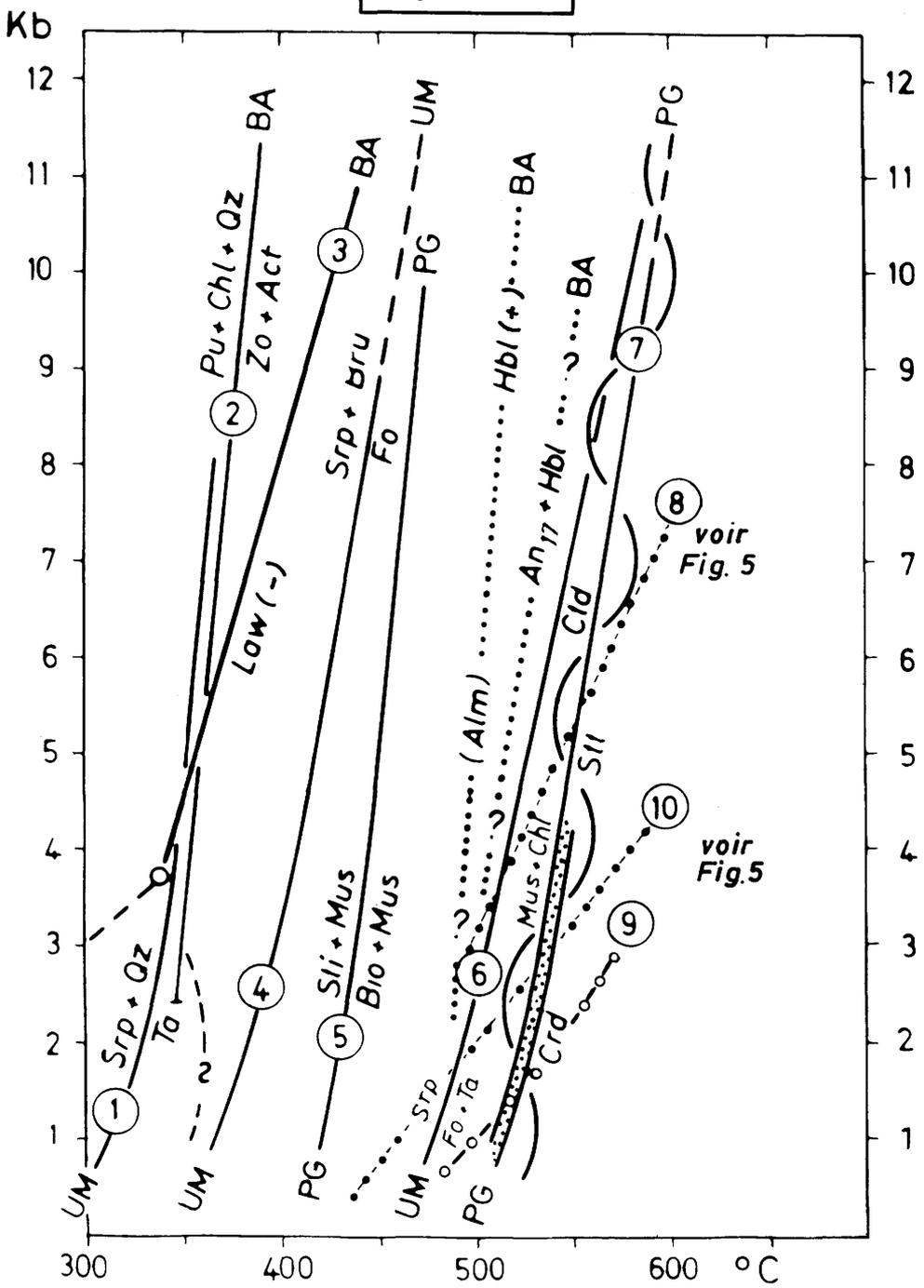


FIG. 4. — Métamorphisme de degré faible (voir détails dans le texte). BA, basaltes et andésites ; UM, roches ultramafiques ; PG, roches pélitiques et grauweekes.

Elle fournit une isograde réactionnelle qui est désignée par le symbole
(stilpnomelane + muscovite) (-)/(biotite + muscovite) (+).

Les conditions P , T de cette réaction sont figurées par la courbe (5), proche de la courbe (4) sur la figure 4. Cette isograde réactionnelle correspond dans beaucoup de cas à la limite entre les zones classiques « à chlorite » et « à biotite ».

A plus haute température et relativement haute pression, un *grenat riche en almandin* apparaît dans les roches de composition appropriée. Selon Hirschberg *et al.* (1968), la pression de 4 kb à 500 °C doit être dépassée pour qu'un grenat riche en almandin et très pauvre en spessartine devienne stable. La température de première formation du grenat n'est pas encore connue ; elle varie avec la composition du grenat ; à pression suffisamment haute, sa première apparition aura invariablement lieu pour les températures les plus élevées du métamorphisme de degré faible. De la compilation de Turner (1968, pp. 304-307), il apparaît de toute évidence que cette apparition coïncide de très près avec la première apparition de la hornblende (à la place de l'actinote) dans les roches mafiques.

Les conditions de première formation de la hornblende ne sont pas non plus connues avec exactitude. Si une actinote, pauvre en fer, incolore ou vert pâle est présente dans un schiste vert mafique, la formation de hornblende a probablement lieu selon la réaction suivante :



En raison de la complexité des compositions des minéraux qui entrent dans la réaction, on doit s'attendre à ce que les conditions couvrent un certain intervalle P , T . Ceci explique pourquoi de l'actinote peut persister en présence de hornblende nouvellement formée jusqu'à une température légèrement supérieure. C'est la raison pour laquelle la bande représentant l'isograde réactionnelle observée dans les roches mafiques est désignée à la figure 4 par « hornblende (+) » et non pas par actinote (-)/hornblende (+). A l'heure actuelle, on ne peut qu'estimer la température de formation de la hornblende sur la base des autres transformations métamorphiques ; cette température est de l'ordre de 500 °C et n'augmente que légèrement avec la pression (fig. 4).

Dès son apparition, la hornblende coexiste avec une clinozoïsite/épidote et un plagioclase. Dans le métamorphisme de contact à faible pression, le plagioclase est de l'oligoclase ; par contre à moyenne et forte pression, c'est de l'albite. Si on accepte sa généralisation, cette observation indique que les courbes correspondant, d'une part à l'apparition de la hornblende et d'autre part au brusque changement de composition du plagioclase, se croisent à faible pression et divergent ensuite avec l'augmentation de la pression (courbes en pointillés sur la figure 4). La composition du plagioclase passe brusquement d'un plagioclase albitique ($< \text{An}_5$) à de l'oligoclase ($\text{An}_{17}-\text{An}_{20}$). L'albite peut subsister en présence d'oligoclase néoformé sur une gamme étroite de température (Wenk *et al.*, 1969). Il est par conséquent correct de désigner cet isograde par « ($\text{An}_{17-20} + \text{hornblende}$) (+) ».

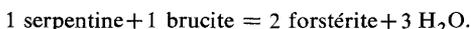
Les phénomènes qui viennent d'être discutés, à savoir l'apparition de l'almandin dans les roches pélitiques et l'apparition de la hornblende (d'abord seule puis en association avec un plagioclase An_{17-20}) dans les roches basiques, sont très communs. Les conditions P , T exactes ne sont toutefois pas connues. On sait néanmoins que ces transformations ont lieu pour les températures supérieures du métamorphisme de degré faible, comme on l'a indiqué à la figure 4. Si des

roches ultrabasiques sont également présentes, la réaction suivante permet également d'estimer les conditions P , T de l'isograde « An_{17-20} + hornblende (+) » :



Elle fournit une isograde réactionnelle dont les conditions P , T sont connues (courbe 6, fig. 4). La présence de l'association forstérite + talc + serpentine ou la première apparition de forstérite + talc, indiquent des conditions voisines de la limite entre les métamorphismes de degrés faible et moyen.

On doit à nouveau attirer l'attention sur la réaction (4) qui a déjà été mentionnée :



La courbe représentative de cette réaction [numéro (4), fig. 4] se situe à des températures d'environ 100° inférieures à celles de la courbe (6). La réaction (4) convient donc bien pour subdiviser le domaine des basses températures du métamorphisme de degré faible. Ce fait est précieux puisque le seul autre moyen dont on dispose pour subdiviser ce domaine est basé sur la présence de stilpnomélane + phengite, association qui n'est pas commune. Toutefois, les serpentinites ultramafiques ne sont pas non plus fort répandues.

La figure 4 montre que l'entière du domaine P , T du métamorphisme de degré faible est subdivisé par un certain nombre de courbes approximativement parallèles et représentant des réactions qui dépendent peu de la pression. On peut par conséquent déterminer assez facilement les températures dans une région de métamorphisme de degré faible. Cette détermination sera plus précise si une valeur de la pression peut être obtenue dans les régions avoisinantes affectées par un métamorphisme de degré intermédiaire ou de degré très faible. Il n'est, en effet, pas possible de déterminer directement la pression dans le métamorphisme de degré faible puisqu'on ne dispose pas de courbes qui se croisent dans le domaine envisagé.

MÉTAMORPHISME DE DEGRÉS INTERMÉDIAIRE ET ÉLEVÉ

La première apparition de cordiérite et/ou de staurotide dans les roches pélitiques de composition appropriée, définit le début du métamorphisme de degré intermédiaire. Le chloritoïde et l'association muscovite + chlorite sont absents dans ce métamorphisme, sauf au tout début (on se souviendra que la chlorite sans la muscovite, par exemple dans les roches mafiques, peut persister dans le degré intermédiaire).

Dans les roches pélitiques, les caractères pétrographiques suivants déterminent donc le début du métamorphisme intermédiaire :

(muscovite + chlorite) (-) ;

chloritoïde (-) ;

cordiérite et/ou staurotide (+).

Les conditions P , T pour les différentes réactions (discutées dans Winkler, 1974, chap. 7) sont indiquées par la courbe (7) et la ligne ondulée qui l'encadre (fig. 4).

A plus haute température, la limite entre les métamorphismes de degrés intermédiaire et élevé a été définie (Winkler, 1974) :

a) par la décomposition de la muscovite en présence de quartz [réaction (13), fig. 5] ;

b) aux pressions supérieures à 3-4 kb, par la décomposition de la muscovite en présence de quartz, de plagioclase et d'eau, c'est-à-dire par la formation de migmatites d'extension régionale (bande désignée par « Anatexie », fig. 5).

La plupart des courbes de réaction existant dans le domaine P, T du métamorphisme de degré intermédiaire se prolongent dans le domaine de degré élevé. La distinction entre les deux parties d'une même courbe réactionnelle ou d'une même zone comprise entre deux de ces courbes peut aisément être faite à l'aide de la figure 5. Cette figure résume pour les roches communes les réactions principales qui constituent sur le terrain des indicateurs utiles des conditions du métamorphisme.

La figure 5 montre qu'un certain nombre de courbes se recoupent. De ce fait découlent les deux principes de l'utilisation des associations comme géothermomètres ou géobaromètres :

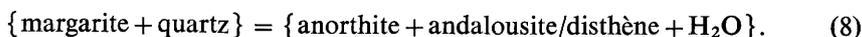
1° La séquence et la nature des zones métamorphiques rencontrées lors d'une élévation de température sont différentes pour les différentes valeurs de la pression ;

2° En supposant que $P_{\text{totale}} = P_{\text{fluide}}$, le point d'intersection de deux courbes fixe à la fois la température et la pression.

Dans ce qui suit, on discutera les différentes réactions et leurs intersections et on donnera des exemples de successions d'isogrades réactionnelles à différentes pressions.

Les réactions principales

Les réactions (8) et (10) se produisent dans les marnes.



La quantité d'anorthite ainsi produite augmente la teneur en anorthite du plagioclase présent dans l'association. L'andalousite ou le disthène peuvent exister avant que cette réaction ne se produise. Il s'ensuit que les produits de la réaction n'ont pas de signification particulière. Par contre, la réaction (8) fixe la limite supérieure de stabilité de la margarite en présence de quartz dans l'intervalle de pression allant depuis une valeur probable de 2 à 3 kb jusqu'à 9 kb ; à des pressions plus élevées, la réaction (8) est relayée par une autre réaction (voir ci-dessous). La margarite (mica calco-alumineux), qu'on ne peut détecter que par diffraction X, est probablement beaucoup plus répandue dans les marnes de métamorphisme de degré intermédiaire qu'on ne l'avait pensé jusqu'ici. A des pressions inférieures à 5 kb, la margarite disparaît en présence de quartz avant que le métamorphisme de degré intermédiaire ne soit atteint. Par contre, à des pressions supérieures à 5-6 kb, l'association margarite + quartz est stable dans le métamorphisme de degré intermédiaire. Quoique de telles occurrences ne soient pas encore connues, de nouvelles études pétrographiques devraient pouvoir les mettre en évidence.

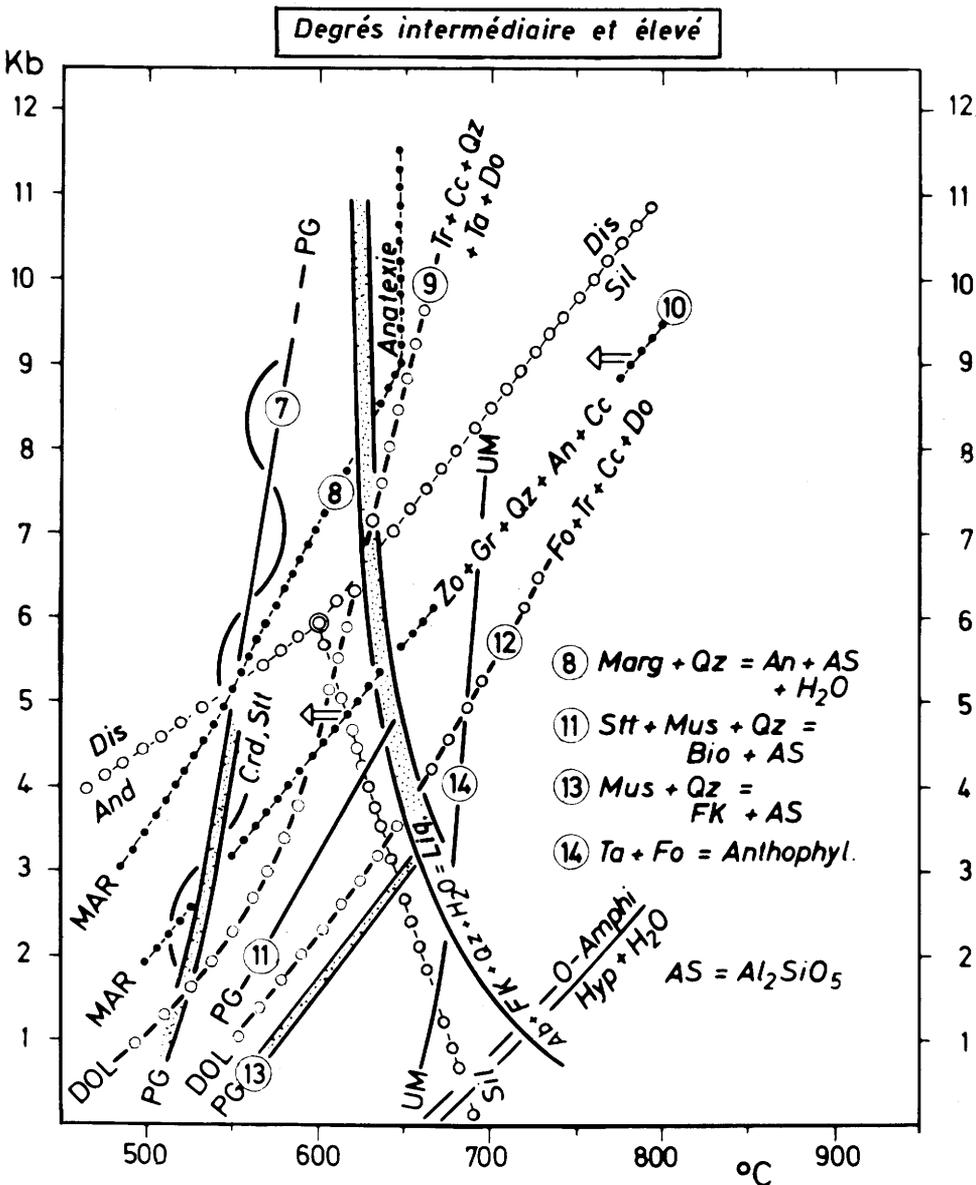


FIG. 5. — Métamorphisme de degrés intermédiaire et élevé. Les bandes en pointillé, désignées par (13) et par « Anatexis » (c'est-à-dire le début de l'anatexis dans les gneiss), marquent la limite entre le métamorphisme de degré intermédiaire et celui de degré élevé. Les limites de phases disthène-sillimanite et disthène-andalousite sont comprises entre celles d'Althaus (1967, 1969a et b) et celles de Richardson et al. (1968, 1969). MAR, marnes; DOL, calcaires dolomitiques siliceux; PG, roches pélitiques et grauwackes; UM, roches ultramafiques.

Au-dessus de 9 kb, la réaction (8) ne se produit plus et margarite + quartz réagissent pour former zoïsite/clinozoïsite + disthène + eau. *L'association zoïsite/clinozoïsite + disthène indique donc que la pression dépasse 9 kb.*

La réaction (8) présente une utilité limitée du fait qu'elle ne fournit qu'une information négative, à savoir la disparition de l'association margarite + quartz. Par conséquent, l'absence de margarite n'est pas significative si la composition de la roche n'en permet pas la formation à un degré de métamorphisme moins élevé. Par contre, l'interprétation des associations margarite + quartz ou margarite + quartz + andalousite/disthène + plagioclase est particulièrement évidente. Cette dernière association se forme dans les conditions *P, T* de la courbe (8) si le plagioclase est une anorthite et à des températures légèrement plus faibles si le contenu en albite du plagioclase augmente.

La paragenèse Zo + Gr + Qz + An + Cc

Comme l'a souligné Winkler (1974, chap. 10), la paragenèse suivante, observée dans les marnes métamorphiques, est caractérisée par une relation *P, T* univariante :

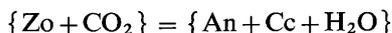


Il faut noter ici que cette association, stable le long de la courbe (10) de la figure 5, ne constitue pas la première apparition du grossulaire.

La paragenèse est produite par deux réactions simultanées :



et



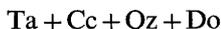
La paragenèse Zo + Gr + Qz + An + Cc a été observée dans le métamorphisme de degré intermédiaire du Damara Belt (Afrique du SW). Dans la plupart des roches, le plagioclase, quoique riche en anorthite, n'est pas une anorthite pure. Dans ces conditions, la réduction de l'activité de l'anorthite par la composante albitique détermine un degré de liberté supplémentaire et déplace la courbe (10) vers les basses températures, comme l'indiquent schématiquement à la figure 5 les deux flèches. Cet effet est probablement d'une ampleur faible si un plagioclase riche en anorthite est présent. A cette restriction près, la courbe (10) peut être considérée comme significative. Elle montre une pente relativement faible et, de ce fait, recoupe plusieurs autres courbes (ou bandes) de réaction.

La paragenèse Tr + Cc + Qz + Ta + Do

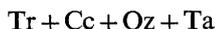
La courbe (9) (fig. 5) représente les conditions univariantes de stabilité de la paragenèse suivante, observée dans les *calcaires dolomitiques siliceux* :



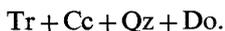
Comme l'a expliqué Winkler (1974, chap. 9), cette association représente un point isobare invariant où coexistent en équilibre les associations qui résultent de deux réactions :



et



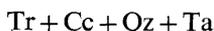
ou



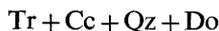
Si l'une quelconque de ces paragenèses bivariantes est observée, il est particulièrement utile de rechercher systématiquement l'association univariante à cinq minéraux. C'est en se guidant sur ces résultats expérimentaux que cette association particulière a été récemment trouvée dans plusieurs régions.

Cette paragenèse $Tr + Cc + Qz + Ta + Do$, qui ne représente pas nécessairement la première apparition de la trémolite dans les calcaires dolomitiques siliceux, a une grande signification pétrogénétique : la courbe (9) part à très faible pression dans la région des hautes températures du métamorphisme de degré faible ; elle traverse ensuite le champ P, T du métamorphisme de degré intermédiaire entre 1,5 et 7 à 8 kb ; elle se prolonge enfin dans le métamorphisme de degré élevé : avec l'augmentation de la pression elle recoupe les courbes (7) et (10) et pénètre dans le domaine du début de l'anatexis.

Même si cet assemblage univariant ne peut pas être trouvé, les deux assemblages de quatre minéraux



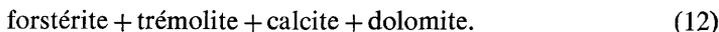
et



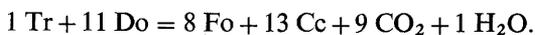
sont néanmoins par eux-mêmes des indicateurs utiles des conditions de métamorphisme (Winkler, 1974, chap. 9).

La paragenèse $Fo + Tr + Cc + Do$

Une autre paragenèse significative engendrée dans les calcaires dolomitiques siliceux est :



Elle est représentée par la courbe (12) (fig. 5). Les minéraux sont liés par une réaction d'équilibre bivariant :



L'intervalle de température de réaction est très petit : $\pm 10^\circ C$ à 5 kb et $\pm 5^\circ C$ à 1 kb. Cette paragenèse s'avère donc presque aussi utile qu'une association univariante.

La courbe (12) n'est pas aussi importante que la courbe (9) parce qu'elle détermine moins d'intersections que cette dernière. Sa situation entre les courbes (11) et (13) est cependant assez utile pour subdiviser le champ P, T du métamorphisme de degré intermédiaire.

La paragenèse $Di + Tr + Cc + Qz$

La paragenèse bivariante suivante :



qui est assez commune dans les dolomites siliceuses, n'est pas représentée à la figure 5 pour éviter les surcharges. La courbe se situerait entre les courbes (9) et (12), se superposant à la courbe (11) mais s'étendant plus loin, dans le domaine de degré élevé. L'intervalle de température est $\pm 15^\circ C$ à 5 kb et $\pm 25^\circ C$ à 1 kb.

La disparition du staurotide

La courbe (11) (fig. 5) représente les conditions de décomposition du staurotide en présence de quartz et de muscovite selon des réactions discutées ailleurs (Win-

kler, 1974, chap. 14). Puisque, outre le quartz, la phase muscovite intervient dans les réactions, celles-ci ne se produisent que dans les conditions du métamorphisme de degré intermédiaire. En d'autres termes, en l'absence de muscovite, le staurotide est stable dans les roches de degré de métamorphisme élevé.

Les produits de la décomposition, à savoir la biotite, Al_2SiO_5 et éventuellement l'almandin, peuvent être présents dans la roche avant la décomposition du staurotide ; il n'est par conséquent pas facile de prouver que du staurotide originellement présent a réellement été détruit, puisque la composition de certaines roches ne permet pas sa formation préalable. Pour être certain que la courbe (11) a été dépassée, il faut donc seulement considérer les roches dont le chimisme est favorable à la formation de staurotide.

Comme on l'a signalé dans le paragraphe précédent, la paragenèse bivariante $\text{Di} + \text{Tr} + \text{Cc} + \text{Qz}$, observée dans les calcaires dolomitiques siliceux, se superpose à la courbe (11). Elle indique des conditions correspondant à la disparition du staurotide en présence de muscovite et de quartz et peut servir de contrôle dans l'interprétation des associations minérales des roches pélitiques.

La disparition de la muscovite

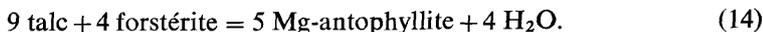
La position et l'allure de la courbe, ou mieux de la bande (13) (fig. 5) est discutée ailleurs (Winkler, 1974, chap. 7). Elle constitue la limite entre le métamorphisme de degré intermédiaire et celui de degré élevé. Dans ce dernier, la muscovite primaire n'est pas stable en présence de quartz et de plagioclase.

A des pressions dépassant 3 à 4 kb, la muscovite disparaît dans le métamorphisme de degré élevé par la « réaction » suivante :



Le produit fondu de composition granitique se forme et engendre les gneiss migmatitiques. La bande pointillée appelée « Anatexie » (fig. 5) indique les conditions du début de la fusion (cf. Winkler, 1974 pour une discussion plus détaillée de cette courbe ainsi que d'autres réactions impliquant la muscovite et le quartz). Le critère positif de la disparition de la muscovite en présence de quartz est la coexistence de feldspath potassique et de Al_2SiO_5 (principalement de sillimanite), souvent avec de la cordiérite et/ou un grenat riche en almandin.

La réaction (14)



Elle se produit dans les *roches ultramafiques*. Encadrées d'un côté par l'association $\text{Ta} + \text{Fo}$ et de l'autre par $\text{Anto} + \text{Fo}$ ou $\text{Anto} + \text{Ta}$, ou encore déterminée directement par la paragenèse d'équilibre $\text{Anto} + \text{Ta} + \text{Fo}$, cette isograde réactionnelle subdivise le champ P, T du métamorphisme de degré élevé. Comme on peut le voir à la figure 5, la courbe (14) recoupe les courbes (12) et (10).

GÉOTHERMOMÈTRES ET GÉOBAROMÈTRES

L'examen des courbes ou des bandes de réaction de la figure 5 permet d'en situer les points d'intersection. Ils constituent des thermomètres et des baromètres géologiques. Chaque intersection ne peut toutefois fournir qu'un couple de valeurs P, T . D'autre part, la séquence des courbes de réactions rencontrées dans une

région déterminée indique seulement si la pression et la température ont été plus élevées ou moins élevées que celles d'un point d'intersection.

Les intersections avec les courbes andalousite-disthène et andalousite-sillimanite ne peuvent malheureusement être utilisées en toute confiance. Pour les raisons développées dans Winkler (1974), une grande prudence est nécessaire dans les interprétations pétrogénétiques basées sur la présence des polymorphes de Al_2SiO_5 . Moyennant de telles précautions, des informations valables peuvent être obtenues. Néanmoins, les intersections impliquant Al_2SiO_5 n'ont pas été reprises dans ce qui suit.

Dans toute région métamorphique, les points d'intersection méritent une attention spéciale : il convient de localiser sur le terrain les isogrades réactionnelles ainsi que leurs points d'intersection. La détermination des conditions physiques régnant au moment du métamorphisme devient ainsi possible avec une précision considérable.

TABLEAU 2. — Valeurs de *T* et *P* fournies par intersection des isogrades réactionnelles

Cas	Réaction	Roche	Réaction	Roche	T (°)	P (kb)
A la limite entre degrés faible et intermédiaire						
<i>a</i>	(8)	MAR	(7)	PG	550-570	5-6
<i>b</i>	(10)	MAR	(7)	PG	530-540	3-env. 4
<i>c</i>	(9)	DOL	(7)	PG	520-540	1,5-2
Dans le degré intermédiaire						
<i>d</i>	(9)	DOL	(10)	MAR	600-615	> 4,5 < 6,5
A la limite entre degrés intermédiaire et élevé						
<i>e</i>	(8)	MAR	Anatexie	PG	620-630	8-8,5
<i>f</i>	(9)	DOL	Anatexie	PG	625-640	6,5-7,5
<i>g</i>	(10)	MAR	Anatexie	PG	625-630	5,5-env. 6,5
<i>h</i>	(11)	PG	Anatexie	PG	640-650	4,5-5
<i>i</i>	(12)	DOL	Anatexie	PG	650-665	Env. 4
<i>j</i>	(13)	PG	Anatexie	PG	650-665	Env. 3
Dans le degré élevé						
<i>k</i>	Di + Tr + Cc + Qz	DOL	(10)	MAR	625-655	5-6,5
<i>l</i>	(14)	UM	(10)	MAR	695-700	6,5-8
<i>m</i>	(14)	UM	(12)	DOL	685	5
<i>n</i>	(14)	UM	Anatexie	PG	675-680	2,5-3,5

Comme on peut le voir sur la figure 5, il existe des intersections d'isogrades réactionnelles pour les divers degrés de métamorphisme et ce, à différentes pressions.

Le tableau 2 (p. 83) donne une liste des indicateurs de P , T . Les numéros des courbes de réaction données dans ce tableau correspondent à ceux de la figure 5. Dans chaque cas, le type de roche commune dont la composition permet la formation de l'assemblage considéré est également mentionné.

SÉQUENCES D'ISOGRADÉS RÉACTIONNELLES OU D'ISOGRADÉS

S'il est fait souvent référence à la séquence des isogrades dans les roches péliques, il n'en est pas de même pour les autres roches, comme par exemple les serpentinites, les calcaires dolomitiques siliceux, les roches mafiques et les marnes où de telles séquences n'ont pas été étudiées avec autant de détails. Comme beaucoup de recherches se font dans ce sens, la présente synthèse pourra — on l'espère — servir de ligne directrice.

TABLEAU 3. — Séquence des isogrades réactionnelles à pression très faible jusqu'à 1,5 kb

Paragenèse	Courbe	Roche	Degré				
Srp + Qz + Ta	(1)	UM	Très faible				
Srp + Bru + Fo	(4)	UM	Faible				
(Bio + Mus) (+)	(5)	PG	Faible				
Zo + Gr + An + Cc + Qz	(10)	MAR	Faible				
Srp + Ta + Fo	(6)	UM	Faible				
Hbl (+)	—	BA	} Proches de la limite entre degré faible et intermédiaire				
(Am ₁₇ + Hbl) (+)	—	BA					
Tr + Cc + Qz + Ta + Do	(9)	DOL					
Crd (+); Stt (+)	}	(7)	PG	Intermédiaire			
(Chl + Mus) (—)							
(Stt + Mus + Qz) (—)							
Di + Tr + Cc + Qz					—	DOL	Intermédiaire
Fo + Tr + Cc + Do					(12)	DOL	Intermédiaire
(Mus + Qz) (—)	}	(13)	PG	Élevé			
(FK + Crd) (+)							
Ta + Fo + Anto					(14)	UM	Élevé
O-amphib. (—)	}	—	BA	Élevé			
Hyp (+)							

Dans ce qui suit, on trouvera quelques exemples de séquences d'isogrades réactionnelles dans les métamorphismes de degrés faible, intermédiaire et élevé. Ces séquences sont déduites des réactions reportées aux figures 4 et 5.

Métamorphisme de contact de faible profondeur

Selon Turner (1968, p. 190 et suiv.), la division conventionnelle des conditions du métamorphisme de faible profondeur, c'est-à-dire du métamorphisme de contact sous faible pression, s'établit comme suit :

a) faciès des cornéennes à albite et épidote, appartenant au métamorphisme de faible degré ;

b) faciès des cornéennes à hornblende, appartenant au degré intermédiaire ;

c) faciès des cornéennes à pyroxène, appartenant au degré élevé.

Winkler (1967) a proposé le terme plus explicite de « faciès des cornéennes à feldspath potassique (F.K.) et cordiérite » pour remplacer celui de « faciès des cornéennes à pyroxène ». Il a, de plus, distingué deux subfaciès ou zones :

a) zone à F.K. et cordiérite avec orthoamphibole ;

b) zone à F.K. et cordiérite avec orthopyroxène, dans laquelle la hornblende peut encore être présente mais où l'orthoamphibole est absente.

TABLEAU 4. — Séquence des isogrades réactionnelles aux pressions intermédiaires de 3 à 5 kb

Paragenèse	Courbe	Roche	Degré			
Srp + Qz + Ta	(1)	UM	Très faible à faible			
Srp + Bru + Fo	(4)	UM	Faible			
(Bio + Mus) (+)	(5)	PG	Faible			
{ Hbl (+)	—	BA	Faible			
{ Alm (+) possible	—	PG	Faible			
{ (An ₁₇ + Hbl) (+)	—	BA	Faible			
Srp + Ta + Fo	(6)	UM	Proche de la limite entre faible et intermédiaire			
Marg + Qz + AS + Plag	(8)	MAR				
Stt (+); Crd (+) possible	(7)	PG	Intermédiaire			
(Chl + Mus) (-)						
Zo + Gr + An + Cc + Qz				(10)	MAR	Intermédiaire
Tr + Cc + Qz + Ta + Do				(9)	DOL	Intermédiaire
Di + Tr + Cc + Qz				—	DOL	Intermédiaire
(Stt + Mus) (-)				(11)	PG	Intermédiaire
Début anatexie	—	PG	Élevé			
{ (F.K. + Sill) (+)						
Fo + Tr + Cc + Do ^(a)				(12)	DOL	Élevé
Ta + Fo + Anto	(14)	UM	Élevé			

(^a) Peut être permutée avec la réaction précédente.

Dans le métamorphisme de degré élevé, sous faible pression, la disparition de l'orth amphibole et l'apparition de l'orthopyroxène sont indiquées à la figure 5 par un trait double. Les données sont basées sur les travaux expérimentaux de Akella *et al.* (1966) et Choudhuri *et al.* (1967).

Pour remplacer ces trois faciès et ces deux subfaciès, il est proposé ici de caractériser le métamorphisme de contact de faible pression (comme d'ailleurs le métamorphisme régional de faible pression) par la séquence d'isogradés rapportées au tableau 3. Dans cette séquence, la pression ne dépasse pas 1,5 kb, ce qui correspond à des profondeurs inférieures à 6 km.

De plus, il peut se former dans le métamorphisme de degré élevé de la wollastonite, ainsi qu'éventuellement d'autres minéraux dont les réactions d'apparition sont discutées en détail ailleurs (Winkler, 1974, chap. 9).

Pour des pressions comprises entre 1,5 et 2,5 kb, la séquence ci-dessus subit deux modifications, à savoir : les réactions (6) et (10) sont permutées ainsi que les réactions (9) et (7).

La séquence aux pressions intermédiaires

Aux pressions allant d'environ 3 kb jusqu'à 5 kb, la séquence est celle reprise au tableau 4.

Dans les roches pélitiques de compositions appropriées, l'andalousite est l'espèce commune que remplace ou accompagne la sillimanite lorsque l'on approche du début du métamorphisme de degré élevé.

TABLEAU 5. — Séquence des isogradés réactionnelles à une pression de 7 kb

Paragenèse	Courbe	Roche	Degré
Srp + Qz + Ta	(1)	UM	Très faible à faible
Srp + Bru + Fo	(4)	UM	Faible
(Bio + Mus) (+)	(5)	PG	Faible
{ Hbl (+)	—	BA	Faible
{ Alm (+)	—	PG	Faible
{ (An ₁₇ + Hbl) (+)	—	BA	Faible
Srp + Fo + Ta	(6)	UM	Prnche du degré intermédiaire
Stt (+); (Chl + Mus) (-)	(7)	PG	Intermédiaire
Marg + Qz + AS + Plag	(8)	MAR	Intermédiaire
Tr + Cc + Qz + Ta + Do	(9)	DOL	Intermédiaire à élevé
Début anatexie } (F.K. + Sil) (+) }	—	PG	Élevé
Di + Tr + Cc + Qz ^(a)	—	DOL	Élevé
Zo + Gr + An + Cc + Qz ^(a)	(10)	MAR	Élevé
Ta + Fo + Anto	(14)	UM	Élevé
Fo + Tr + Cc + Do	(12)	DOL	Élevé

^(a) Peuvent être permutées.

La séquence à une pression de 7 kb

A titre d'exemple, la séquence des isogrades réactionnelles à une pression de 7 kb est donnée ici (tableau 5). Les roches pélitiques de compositions appropriées contiennent du disthène. C'est approximativement à la limite entre les degrés intermédiaire et élevé que la sillimanite cristallise, soit comme phase additionnelle, soit comme produit de la transformation du disthène. La séquence figurant au tableau 5 vaut également pour des pressions plus élevées à deux différences près :

a) $Tr + Cc + Qz + Ta + Do$ (réaction 9) se produit à l'intérieur du domaine P, T du métamorphisme de degré élevé ;

b) au lieu de la réaction (8), l'association zoïsite/clinozoïsite + disthène est présente pour des pressions supérieures à 9 kb ; elle se place à proximité de la limite entre les degrés intermédiaire et élevé.

Bibliographie

- AKELLA, J. and WINKLER, H. G. F. (1966). — Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 12, p. 1-12.
- ALTHAUS, E. (1967). — The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. An experimental and petrologic study. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 16, p. 29-44.
- ALTHAUS, E. (1969a). — Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. Teil I. *N. Jb. Miner., Abh.* 111, p. 74-161.
- ALTHAUS, E. (1969b). — Experimental evidence that the reaction of kyanite to form sillimanite is at least bivariant. *Amer. J. Sci.*, 267, p. 272-277.
- CHOUDHURI, A. und WINKLER, H. G. F. (1967). — Anthophyllit und Hornblende in einigen metamorphen Reaktionen. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14, p. 293-315.
- HIRSCHBERG, A. und WINKLER, H. G. F. (1968). — Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18, p. 17-42.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. and GILBERT, M. C. (1968). — Kyanite-Sillimanite equilibrium between 700 °C and 1 500 °C. *Amer. J. Sci.*, 266, p. 513-541.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. and BELL, P. M. (1969). — Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria : the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 267, p. 259-272.
- TILLEY, C. E. (1924). — The facies classification of metamorphic rocks. *Geol. Mag.*, 61, p. 167-171.
- TURNER, F. J. (1968). — *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969). — Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 49, p. 157-198.
- WINKLER, H. G. F. (1967). — *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 2nd edition. Springer Verlag, New York.
- WINKLER, H. G. F. (1974). — *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 3rd edition. Springer Verlag, New York.