

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 25 (1972)
Heft: 1

Artikel: Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes) : évolution métamorphique
Autor: Gay, Marc
Kapitel: III: L'évolution métamorphique alpine et ses facteurs
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739367>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.01.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Ainsi l'équilibre final s'est établi dans les conditions de stabilité des minéraux suivants: quartz, albite, phengite, chlorite, actinote, épidote, calcite, ankérite, sphène, rutile. Ces conditions sont celles du faciès schistes verts qui n'est cependant pas uniformément réalisé dans l'espace considéré, en ce sens que toutes les roches n'ont pas subi une transformation complète.

III. L'ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ALPINE ET SES FACTEURS

A. INTRODUCTION

Dans la mesure où les conditions de stabilité sont connues par des calculs thermodynamiques ou par des expériences, la cristallisation des minéraux, et leur altération éventuelle, sont les indices d'un certain climat de métamorphisme. Dans le cas du métamorphisme alpin, les indices sont assez nombreux pour qu'on puisse espérer reconstituer ce climat; à cet effet, on considèrera successivement les grandes familles de minéraux.

B. ALBITE

Si elle fait défaut dans les formations calcaréo-pélitiques de la série des Schistes lustrés, on la trouve dans les divers faciès de l'ensemble calcaréo-dolomitique, et notamment dans les calcaires et dolomies massifs du Trias, où les cristaux idio-blastiques peuvent atteindre 1 cm de longueur. Des gisements de ce genre sont fréquents en Maurienne. J. Yajima, J. C. Touray et J. T. Iiyama (1967) signalent, à la suite de A. Lacroix, la présence de halite dans les inclusions fluides primaires de ces albites; l'étude thermométrique les conduit à envisager, pour certaines des inclusions, une température de formation supérieure ou égale à 300° C. Dans un tel milieu, le sodium est clairement d'origine étrangère, vraisemblablement lié à la présence d'évaporites à ce niveau de la série, et plus précisément à la transformation précoce du gypse primaire en anhydrite libérant de grandes quantités d'eau (page 89). La cristallisation du plagioclase en question ne peut être datée en l'absence de tout indice chronologique, mais elle pourrait s'être produite au début du métamorphisme, et la température indiquée serait alors un repère précieux.

Dans toutes les autres formations, l'albite est le fruit d'une recristallisation tardive dont on s'accorde aujourd'hui à reconnaître le caractère topochemique: tous les matériaux analysés ont en effet la composition de roches sédimentaires ou éruptives banales (Gay, 1970). Le plagioclase, dont la teneur en anorthite dépasse rarement 6%, coexiste le plus souvent avec l'épidote. Une telle association a, dans les conditions du métamorphisme régional, un domaine de stabilité bien défini comme le montrent les études de terrain (par exemple, celles de D. de Waard, 1959). D'après les estimations de H. Ramberg (1952) ou de T. F. W. Barth (1962), elle ne peut

exister à une température de plus de 400 à 500° C. Mais on ne dispose d'aucune donnée expérimentale ou théorique pour situer précisément cette limite qui est en fait celle du faciès schistes verts au sens le plus large; selon F. J. Turner (1968), le domaine thermique correspondant à ce faciès prendrait fin entre 400 et 450° C.

C. PHYLLOSILICATES

B. Velde a déterminé expérimentalement (1965) la limite supérieure de stabilité d'une phengite du Grand Paradis, dont R. Michel avait publié l'analyse en 1953: elle est comprise entre 340 et 350° C pour une pression totale (\approx PH₂O) de 2 kb, et entre 400 et 500° C pour une pression de 4,5 kb. Le mica en question peut être considéré comme un mélange d'environ 65 % de muscovite et 35 % d'une céladonite dont les sites octaédriques seraient surtout occupés par de l'aluminium et du magnésium; il a une composition moyenne par rapport aux spécimens étudiés dans cette région des Alpes (références page 16). De ce fait, les résultats obtenus par B. Velde peuvent être pris en considération: ils définissent une limite de température qui n'a probablement pas été atteinte au cours du métamorphisme alpin, puisque la phengite, formée très tôt, ne présente aucune trace de déséquilibre.

La pression et la température limitent la proportion de céladonite susceptible d'entrer en solution solide dans la muscovite (Velde, 1965, 1967), ou en d'autres termes la composition du mica blanc dans lequel le rapport K/Al et la somme Fe + Mg ne peuvent notamment dépasser certaines valeurs.

Quand le rapport K/Al a dans la roche une valeur inférieure ou égale à celle qu'il peut prendre dans le mica blanc ainsi défini, tout le potassium trouve sa place dans le réseau de ce dernier. Si la teneur globale en fer et magnésium est alors plus basse que la limite indiquée, le mica blanc a une composition plus proche de celle de la muscovite idéale, et peut s'accompagner d'une petite quantité de microcline; ces conditions sont rarement réalisées, et dans des roches très leucocrates (certains niveaux des leptynites alcalines et peut-être des micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés). Si, au contraire, le fer et le magnésium sont en excès, le mica est aussi phengitique que possible, et un autre minéral apparaît à ses côtés, une amphibole sodique généralement; il en est le plus souvent ainsi dans les formations étudiées.

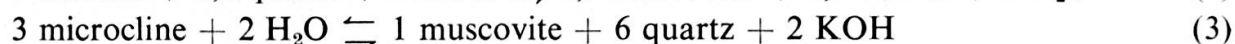
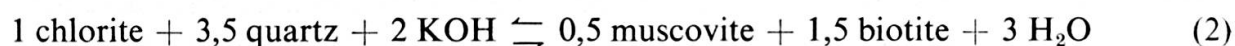
Quand la valeur du rapport K/Al est supérieure à la limite théorique définie plus haut, comme c'est le cas dans la plus grande partie de l'horizon leptynique, une autre phase relativement moins riche en aluminium et mieux pourvue en potassium doit se former. Pour un déficit de fer et de magnésium, c'est en fait du microcline qui se développe aux côtés d'une phyllite de composition intermédiaire entre la muscovite et la phengite « maximale ». Un excès entraîne la cristallisation d'une espèce ferromagnésienne supplémentaire; pour une raison qui n'apparaît pas clairement, l'amphibole sodique est exclue des leptynites; la chlorite, qu'on s'attendrait

à trouver à sa place, n'intervient qu'accessoirement car il se produit en réalité la réaction suivante (Mac Namara, 1966):



Les associations les plus caractéristiques des leptynites alcalines (abstraction faite du quartz et de l'albite toujours présents) sont effectivement: microcline-phengite, chlorite-phengite-biotite et microcline-phengite-biotite; ces deux dernières traduisent respectivement un excès de chlorite et de microcline dans la réaction 1. Remarquons que la chlorite serait précoce à ce niveau de la série.

M. J. Mac Namara considère en fait les deux réactions ci-dessous, dont le jeu, commandé dans un système fermé par les activités relatives des ions K^+ et H^+ , peut expliquer les zonations observées (page 23):



On ne connaît malheureusement pas de façon précise les conditions d'équilibre de ces deux réactions, et de la précédente qui en est la combinaison; on est simplement en droit de supposer (Weisbrod, 1970) que la présence de biotite dans les formations riches en potassium annonce les conditions dans lesquelles ce minéral est stable dans des formations pélitiques, de composition moins favorable. D'après les estimations de F. J. Turner (1968), la température d'apparition de la biotite dans de telles roches serait comprise entre 300 et 400° C, sous une pression d'eau de quelques kilobars.

La biotite verte est répandue dans des matériaux si variés que sa cristallisation n'est certainement pas contrôlée par la composition chimique, contrairement à l'une des hypothèses envisagées par W. G. Ernst (1963 c). Elle pourrait alors traduire, selon la seconde hypothèse, également retenue par H. Bahezre, R. Michel et P. Vialon (1965), des conditions intermédiaires du domaine des schistes verts; s'il en était ainsi, la température n'aurait guère varié entre le début du métamorphisme (biotite brune dans les leptynites) et sa fin (biotite verte). On peut encore invoquer l'influence de solutions qui tireraient l'essentiel de leur potassium, de leur fer et de leur magnésium du remplacement de la phengite et de la chlorite par les poeciloblastes d'albite; cette hypothèse paraît justifiée par le caractère tardif de la biotite verte, qui est, au moins en partie, contemporaine des fractures de tension.

Le stilpnomélane trouvé dans les leptynites est associé à la phengite et à la biotite dans un échantillon sans microcline. Il paraît assez commun dans les formations de ce genre: F. Ellenberger (1958), J. Fabre (1961) et A. Michard (1967) signalent sa présence dans des roches de même composition et de même position stratigraphique, sans indiquer toutefois la paragenèse exacte. On pourrait donc penser que ce mica prend la place de la chlorite dans la réaction 1, pour des compositions un peu moins alumineuses. Mais là encore, comme dans le cas de la biotite

verte, on doit plutôt envisager l'action des solutions résiduelles (Hutton et Turner, in Deer, Howie et Zussmann, 1965; Gay, 1966; Streckeisen, 1969; Von Raumer, 1969) car le stilpnomélane est lui aussi un élément tardif, postérieur à toute déformation et à la plupart, sinon à la totalité des minéraux avec lesquels on le rencontre (Ellenberger, 1958; Niggli et Niggli, 1965; Michard, 1967; Gay, 1966; Dal Piaz et Govi, 1968; Von Raumer, 1969; Caron, 1970, pour ne citer que les travaux relatifs aux Alpes occidentales).

En se plaçant du point de vue génétique, on peut rapprocher l'oxydation de certaines chlorites de la cristallisation de la biotite verte ou du stilpnomélane. Cette altération, étudiée par N. D. Chatterjee (1966), affecte les variétés tenant une certaine quantité de fer; elle est donc assez variable d'un faciès à l'autre dans la mesure où la composition de la chlorite dépend de celle de la roche; mais elle est systématique à l'échelle de la région considérée, dans les milieux de composition appropriée. C'est un phénomène tardif: comme le remarque N. D. Chatterjee, elle intervient en effet dans une paragenèse ultime dont tous les éléments paraissent en équilibre; elle est en outre favorisée par les discontinuités mécaniques (schistosités et lithoclasses). Il s'agit plus vraisemblablement d'un processus métamorphique que d'une action météorique, compte tenu des remarques suivantes: la formation de la chlorite brune est parfois liée à celle du stilpnomélane; son développement est comparable à celui de la biotite verte; le minéral est apparemment spécifique d'un certain type de métamorphisme. L'altération de la chlorite verte traduit donc à son tour l'influence d'une phase fluide résiduelle; d'ailleurs, les trois phyllosilicates dont il vient d'être question (biotite verte, ferristilpnomélane et chlorite brune) témoignent des mêmes conditions oxydantes.

D. PYROXÈNES

La réaction albite \rightleftharpoons jadéite + quartz a fait l'objet de nombreuses recherches, notamment celles de R. C. Newton et J. V. Smith (1967), T. Hlabse et O. J. Kleppa (1968), A. L. Boettcher et P. J. Wyllie (1968 b); les courbes calculées ou déterminées expérimentalement par ces auteurs coïncident sensiblement dans la région des basses températures qui nous intéresse: elles indiquent que l'assemblage jadéite + quartz ne saurait être stable à moins de 8,5 et 12,5 kb respectivement pour des températures de 200 et 400° C (10,5 kb à 300° C).

Cet équilibre dépend de la composition du pyroxène et de la structure du plagioclase.

Pour un pyroxène tenant 20% de diopside en solution solide, on peut concevoir un abaissement maximal de la limite de l'ordre de 1 kb dans l'intervalle de température compris entre 200 et 400° C (Kushiro, 1965; Essene et Fyfe, 1967). Pour une même proportion d'aégyrine, la modification est inférieure à 1 kb dans le même domaine de température (Newton et Smith, 1967; Essene et Fyfe, 1967); lorsque la

quantité d'aegyrine augmente au point de devenir dominante, la limite inférieure de stabilité est rapidement déplacée vers les basses pressions; en d'autres termes, les pyroxènes aegyriques sont stables à des pressions (ainsi d'ailleurs qu'à des températures) beaucoup plus basses que les pyroxènes jadéitiques, et sont très sensibles à la présence de constituants « étrangers » (jadéite et sans doute aussi diopside).

T. Hlabse et O. J. Kleppa (1968) ont montré que l'on devait passer d'une albite de structure désordonnée à l'assemblage jadéite + quartz, à une pression nettement inférieure à celle requise par la transformation d'une albite du type structural de basse température (chiffres mentionnés plus haut). L'abaissement ainsi réalisé pourrait atteindre 2,5 kb à 300° C. Il n'est pas impossible que des plagioclases de structure désordonnée persistent à l'état métastable dans la nature (Christie, 1962).

Il convient enfin de noter qu'en l'absence de quartz la jadéite peut se former aux dépens de l'albite à des pressions nettement moins élevées que celles qui contrôlent l'équilibre albite \rightleftharpoons jadéite + quartz: en présence d'eau, elle pourrait cristalliser dans un intervalle d'environ 2 kb sous la courbe théorique (Boettcher et Wyllie, 1968).

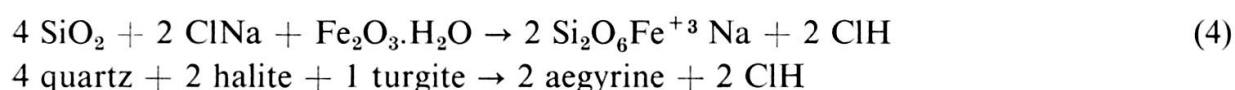
La présence de pyroxène jadéitique dans les metabasaltes de la région d'Ulzio n'est pas nécessairement l'indice de pressions très élevées, puisque le quartz fait défaut dans ces roches. Mais on rencontre également le minéral dans des formations où la silice est en excès; compte tenu des considérations précédentes, il faut donc admettre qu'au début du métamorphisme alpin, au moment où cristallise le pyroxène dont on ne connaît d'ailleurs pas la composition précise, la pression ne pouvait être inférieure de beaucoup à 6 kb; ce chiffre suppose même une température très basse, de l'ordre de 200° C.

Les gisements de pyroxène jadéitique ont une extension limitée; il est donc permis de se demander s'ils n'ont pas simplement une signification locale. A cette échelle, une variation de température est difficilement concevable, mais on peut très bien imaginer des variations de la résistance des roches et/ou de la pression fluide, et en définitive de la pression totale. Une surpression tectonique déterminée par une augmentation de la résistance est peu probable: à pression lithostatique et température uniformes, elle peut dépendre, d'une part de la nature des matériaux, d'autre part de la différence des contraintes ou de la vitesse de déformation; or le pyroxène est irrégulièrement développé au sein même des faciès basiques ou quartzofeldspathiques, et dans des zones qui n'ont aucune particularité structurale. Quant à la pression d'eau, elle ne peut avoir dépassé la pression lithostatique que dans le cas du gisement d'Ulzio, peu éloigné d'une masse d'anhydrite; il faut d'ailleurs remarquer que cet effet aurait eu pour contrepartie une diminution de la résistance. Pour expliquer le caractère épisodique de ces cristallisations, il faut donc envisager d'autres facteurs.

La pression partielle d'oxygène joue sans doute un rôle important dans la mesure où elle peut déterminer la proportion d'aegyrine susceptible d'entrer en solution solide dans la jadéite.

On peut encore imaginer une hétérogénéité des matières premières portant sur l'état structural du plagioclase: à des produits d'origine volcanique plus ou moins directe, mais de haute température, s'opposeraient les produits d'un volcanisme spilitique et kéraatophyrique, voire même des roches éruptives de semi-profondeur, ainsi que les schistes cristallins hercyniens; dans les matériaux de ce dernier groupe, le plagioclase serait de la forme « basse température » et se prêterait mal à une transformation en pyroxène sodique.

Apparemment, la composition chimique n'exerce aucun contrôle sur la cristallisation des pyroxènes jadéitiques, puisque celle-ci se produit inégalement dans des formations (basiques ou quartzo-feldspathiques) qu'on ne peut au demeurant distinguer. Par contre, ce facteur est déterminant dans le cas des pyroxènes aegyriques. D'après A. Miyashiro (1967), l'aegyryne ne peut se former que dans un milieu persodique; comme les roches de cette composition sont rares, l'aegyryne métamorphique est le plus souvent le fruit d'une recristallisation métagénétique. On peut sans doute expliquer de cette façon les concentrations de pyroxène (et d'amphibole) sodique dans les croûtes durcies du Malm, à un niveau de la série où se placent également les évaporites, et où, de ce fait, ont dû se produire des circulations abondantes (page 89). Mais il est inutile de recourir à un tel processus pour rendre compte de la présence d'aegyryne dans certains quartzites triasiques; ceux-ci ne doivent leur composition minéralogique qu'à leur caractère peralcalin originel; c'est ce qu'exprime la relation ci-dessous:



Ainsi, la localisation des gisements de pyroxène jadéitique n'a pas de raisons évidentes. Toutefois, la pression totale paraît hors de cause; on doit donc admettre que le seuil de 6 kb proposé plus haut a été uniformément atteint au début du métamorphisme, si l'on se fie aux considérations théoriques et expérimentales.

L'altération ultérieure traduit pour sa part une diminution de pression à température constante, ou une augmentation de température à pression constante, en tout cas une modification telle que certains pyroxènes aegyriques se sont trouvés eux-mêmes en déséquilibre, tandis que d'autres, plus proches du pôle aegyrique, ne sortaient pas de leur champ de stabilité. Les inclusions quartzieuses mêlées aux produits d'altération représentent plutôt les restes du tissu de la roche ayant pris part à la réaction, que des inclusions plus anciennes de la jadéite.

E. AMPHIBOLES

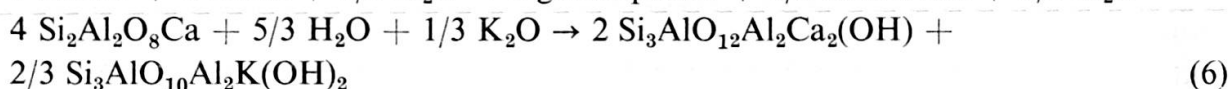
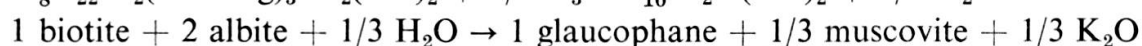
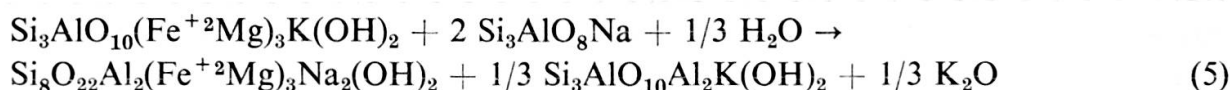
Le glaucophane se trouve dans des roches de faciès très variés (arénacés, péliques, basiques ...) et de compositions chimiques banales: sa présence est donc en elle-même significative de conditions physiques particulières; selon toutes pro-

babilités, il s'agit de la forme II, dont le domaine de stabilité est limité vers les basses pressions et les hautes températures par une courbe passant notamment par les points suivants: 200° C et 1 kb, 300° C et 4 kb, 400° C et 7 kb (Ernst, 1963 a). Egalement symptomatique à cet égard est l'association de l'amphibole sodique avec la calcite, l'épidote et la lawsonite, impossible dans les conditions du faciès schistes verts (Ernst, 1963 b).

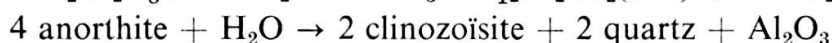
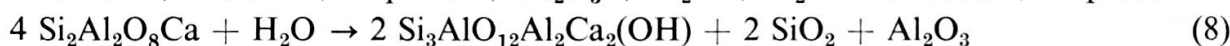
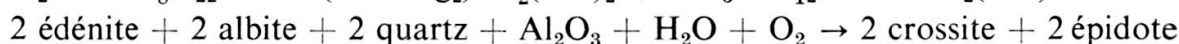
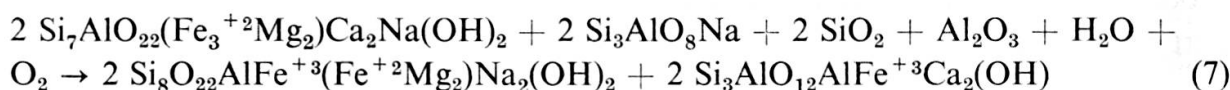
La répartition de l'amphibole est néanmoins contrôlée, dans une certaine mesure, par la composition chimique globale: ainsi, le minéral est exclu des formations dépourvues de soude telles que les sédiments détritiques évolués et les sédiments calcaréo-pélitiques de la série des Schistes lustrés. La composition elle-même dépend de celle de la roche: l'amphibole est une crossite, sinon une magnésioriebeckite, dans tous les matériaux pauvres en aluminium, sans que la teneur en fer paraisse jouer un rôle important; on trouve en effet ces espèces aussi bien dans les calcaires et dolomies triasiques que dans les croûtes ferrugineuses jurassiques, ou dans un quartzite à stilpnomélane, deerite et minerais; le facteur déterminant est donc vraisemblablement le caractère persodique, comme le suppose A. Miyashiro (1957, 1967) et comme on l'a déjà admis dans le cas de certains pyroxènes aegyriniques, en acceptant également l'hypothèse d'un apport de sodium. Cet apport intéresse l'ensemble calcaréo-dolomitique tout entier, comme en témoignait déjà la présence d'albite (page 76).

Dans les formations du groupe de la Clarea, le glaucophane cristallise aux dépens des éléments hercyniens: biotite et hornblende d'une part, plagioclase de l'autre. Les relations observées au microscope entre ces différents minéraux suggèrent le mécanisme suivant:

— faciès arénacés (grauwackes):



— faciès basiques:



L'excès de potasse produit en principe par la réaction 5 est dû au fait que le rapport K/Al est trois fois plus élevé dans la biotite que dans la muscovite. Il est

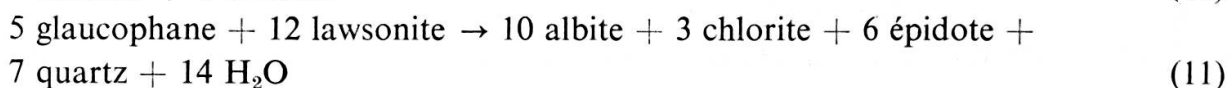
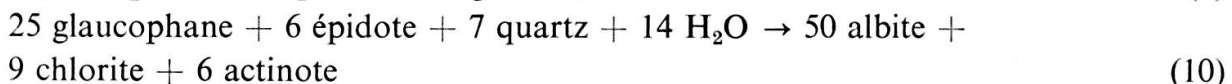
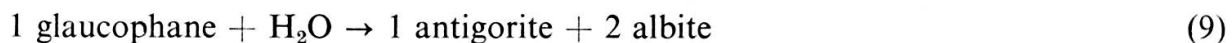
en réalité moins important parce que le mica noir naturel est plus riche en aluminium que la biotite théorique (tableau 3), tandis que le mica blanc (phengite probable) est moins alumineux que la muscovite idéale. Par contre, si l'on en juge par ses propriétés optiques, l'amphibole sodique est proche du pôle glaucophane, c'est-à-dire qu'une petite partie seulement de son aluminium est remplacée par du fer; par conséquent, elle ne contribue que de façon négligeable à compenser le déséquilibre entre les rapports K/Al dans les deux couples mica noir + plagioclase et amphibole + mica blanc.

Dans la réaction 7, on considère l'édénite car c'est le constituant essentiel des hornblendes analysées.

La transformation de l'anorthite en zoïsite suivant un processus classique (8) libère de la silice et de l'alumine. Dans les formations arénacées, ces oxydes se combinent à une partie du potassium de la biotite pour donner du mica blanc, conformément à la réaction 6 qui explique la séricitisation des plagioclases hercyniens.

Dans tous les cas, il se produit une hydratation. L'eau a donc un rôle essentiel dans la transformation des matériaux hercyniens. C'est peut-être pour cette raison que les effets du métamorphisme alpin sont particulièrement marqués, quoique de façon irrégulière, dans la partie supérieure du groupe de la Clarea, plus directement perméable. A ne considérer que les minéraux formés, ces effets sont cependant à peu près uniformes sur toute l'épaisseur des formations rencontrées: on ne peut de ce fait expliquer l'altération moins intense des parties profondes du socle par une diminution d'hétérozonalité des deux métamorphismes.

Les réactions traduisant le passage des schistes à glaucophane aux schistes verts (De Roever, Ernst, Miyashiro et Banno, in Coleman et Lee, 1963) rendent compte de l'évolution des amphiboles sodiques alpines:



Ces réactions peuvent se produire sous l'effet d'une diminution de la pression totale à température constante ou d'une élévation de la température à pression constante (Coleman et Lee, 1963); en utilisant les données recueillies par W. G. Ernst (1963 b), on peut effectivement calculer qu'elles procèdent vers la droite avec une augmentation de volume et d'entropie. Si l'on n'a aucune preuve en ce qui concerne la température, on a quelques raisons d'admettre l'influence de la pression. Les considérations théoriques exposées un peu plus loin (page 86) montrent en effet que la transformation relativement précoce de la lawsonite en épidote suivant la réaction 11 est probablement due à une diminution de la seule pression d'eau. L'évolution générale qui conduit un peu plus tard à des assemblages du faciès schistes verts, par le biais des

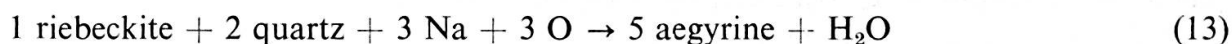
réactions 9 et 10, serait pour sa part déterminée par une baisse de la pression solide, puisqu'elle est synschisteuse, c'est-à-dire contemporaine du relâchement des contraintes; son caractère irrégulier reflèterait les fluctuations de la pression d'eau, devenue à ce stade un simple facteur d'hétérogénéité, en raison de variations de perméabilité dues au développement inégal de la schistosité, et de la présence d'autres constituants dans la phase fluide. La réaction 10, s'appliquant aux formations basiques, est aussi vraisemblablement contrôlée par les pressions partielles de CO_2 et H_2O déterminant les conditions de stabilité de l'actinote (voir à ce propos page 88). Les prasinites amphiboliques indiqueraient ainsi une pression partielle de CO_2 plus faible que les prasinites chloriteuses, d'ailleurs régulièrement plus riches en carbonates. Un excès d'épidote dans la réaction conduirait aux variétés épidotiques. Le hornblende bleu-vert figure accessoirement aux côtés de l'actinote dont elle paraît contemporaine: suivant l'hypothèse proposée par F. Shido et A. Miyashiro (1959), l'association doit donc résulter d'une lacune de miscibilité dans des conditions un peu plus sévères que celles qui favoriseraient la présence d'actinote seule, et non d'une modification « climatique » du métamorphisme dans le temps comme c'est le cas dans d'autres régions des Alpes (Van der Plas, 1959; Kienast, 1964).

On doit remarquer que la réaction 9 n'est pas satisfaisante, dans la mesure où c'est la chlorite qui se forme en réalité aux côtés de l'albite; l'utilisation à sa place d'une molécule d'antigorite exprime un déficit en aluminium encore aggravé par le fait que l'amphibole sodique naturelle est moins alumineuse que le glaucophane idéal (le rapport Na/Al y est plus élevé que dans l'albite). Dans les formations arénacées ou pélitiques auxquelles cette réaction convient plus particulièrement, l'alumine nécessaire tire probablement son origine des phengites remplacées par les poeciloblastes d'albite qui se forment au même moment.

En milieu carbonaté, le mica blanc prend une importance particulière dans l'altération des amphiboles bleues, peut-être là où une pression d'eau plus basse favorisait, à ce stade de l'évolution, son développement par rapport à celui de la chlorite. Quoiqu'il en soit, pour passer d'une molécule d'amphibole à une molécule de mica, il faut ajouter une quantité d'aluminium d'autant plus forte qu'à ce niveau le remplacement de l'aluminium par le fer trivalent dans l'inosilicate est important; d'ailleurs, si l'on se fie à une couleur très marquée, la phyllite est sans doute relativement peu alumineuse. Compte tenu de la pauvreté en aluminium des matériaux considérés et de la faible mobilité de l'élément, la réaction doit libérer un certain nombre de produits, notamment de la silice que l'on retrouve effectivement dans le fantôme des amphiboles. Cette hypothèse est également confirmée par le fait que le volume de ces dernières est souvent imparfaitement occupé par les phyllosilicates et le plagioclase, auxquels se mêle alors de la calcite.

Il existe, entre la riebeckite d'une part, et l'assemblage quartz-aegyrine-magnétite-hématite de l'autre, un équilibre peu influencé par la pression totale mais très sensible à la température, en présence d'un excès d'eau (Ernst, 1968). Or, dans les

croûtes ferrugineuses, un pyroxène aegyrinique remplace précisément une amphibole sodique à composition de crossite ou de magnésioriebeckite dans des roches également caractérisées par la présence de quartz, de magnétite et d'hématite. En réalité, cette transformation n'est certainement pas déterminée par une variation de température, car les minerais n'interviennent pas, et surtout la réaction paraît consommer du quartz au lieu d'en libérer (remplacement systématique des grains de quartz détritiques par de la calcite). Dans ces conditions, les relations entre les deux inosilicates s'expliquent plutôt par la réaction 13; celle-ci est en particulier contrôlée par le potentiel chimique du sodium (Miyashiro, 1967), élément probablement apporté de l'extérieur au système (page 76).



F. SILICATES D'ALUMINIUM ET DE CALCIUM

L'épidote est largement répandue aux côtés du glaucophane dans toutes les formations de composition appropriée; la lawsonite est au contraire accidentelle. Mais les deux minéraux se rencontrent dans les mêmes faciès et dans le même contexte structural; leur développement n'est donc pas contrôlé par la composition chimique globale, ni par la pression solide, suivant un raisonnement déjà tenu à propos des pyroxènes sodiques. De son côté, la température n'est certainement pas en cause, car il est difficile d'admettre des variations aussi locales de ce paramètre. Seule la pression d'eau paraît susceptible de changer assez rapidement dans l'espace: dans les conditions de pression solide et de température qui régnaient au début du métamorphisme alpin, la lawsonite, plus hydratée que l'épidote, n'aurait cristallisé que là où la pression d'eau atteignait une certaine valeur. Il est à cet égard significatif que tous les gisements de lawsonite se localisent à proximité d'une discontinuité mécanique majeure, et de masses d'anhydrite probablement secondaires; l'un d'entre eux est en outre lié à la bordure d'altération (déshydratation) d'un massif serpentiniteux.

Sous une pression d'eau égale à la pression solide, la lawsonite se forme entre 200° C (Nitsch, 1968) et 400 à 450° C (Newton et Kennedy, 1963; Crawford et Fyfe, 1965). A la suite des deux derniers auteurs, on admet généralement une pression minimale de l'ordre de 5 kb; mais ce chiffre est peut-être excessif: en effet, d'après K. H. Nitsch, 3 kb suffiraient. Le champ de stabilité de l'épidote est moins bien connu; le fait qu'elle coexiste avec l'albite suppose néanmoins une température inférieure à 400 à 500° C (page 76); dans le groupe de la Clarea, une telle association est d'ailleurs le fruit d'un métamorphisme rétrograde (réactions 5 à 8); les éléments dont elle dérive avaient auparavant cristallisé dans les conditions du sommet du faciès amphibolites, limité selon F. J. Turner (1968) à une température de 400 à 450° C.

L'altération de la lawsonite en épidote, fondamentale dans les faciès basiques, paraît conforme à la réaction 11; elle pourrait donc être le fait d'une élévation de la température ou d'une diminution de la pression solide (page 83); cependant, compte tenu des arguments présentés au début de ce paragraphe, elle est due plutôt à une simple diminution de la pression d'eau, réduisant le domaine de stabilité de la lawsonite au profit de celui de l'épidote. Cette dernière ne pourrait toutefois se former sous une certaine pression partielle de CO₂, le calcium s'exprimant sous forme de carbonate; c'est pour cette raison que le mica blanc et/ou la chlorite prendraient une place essentielle dans les faciès calcaréo-pélitiques. Rappelons enfin que l'épidote intervient dans la transformation du glaucophane en actinote; son rôle est défini par la réaction 10 dont le déterminisme a déjà été exposé.

G. CHLORITOÏDE

S'il se développe parfois en milieu basique, le chloritoïde est surtout fréquent dans les formations arénacées ou pélitiques, spécialement à un certain niveau du Stéphano-permien. Comme en d'autres points des Alpes cottiennes (Vialon, 1966; Michard, 1967) ou dans les Alpes ligures (Bloch, in Michard), où les gisements sont localisés dans des sédiments d'un type bien particulier, sa cristallisation dépend par conséquent de la composition chimique. Il est à cet égard intéressant de noter qu'un des échantillons du groupe d'Ambin analysés (Gay, 1970; tableau 3) tient accessoirement du chloritoïde; il ne paraît se distinguer que par sa forte teneur à la fois en alumine et fer total. L'examen des lames minces montre que certains schistes à chloritoïde sont très pauvres en sodium, ou même dépourvus de cet élément, conformément aux observations de J. P. Bloch; mais cette condition ne paraît pas indispensable puisqu'au demeurant le chloritoïde accompagne souvent le glaucophane, et même le pyroxène jadéitique; l'association quartz-phengite-pyroxène jadéitique-glaucophane-chloritoïde paraît notamment caractériser un certain stade de l'évolution métamorphique. Par contre, le chloritoïde serait incompatible avec l'albite.

La transformation (mica blanc et chlorite) est vraisemblablement contemporaine de celle du pyroxène et de l'amphibole sodique; elle peut donc se faire de la façon suivante (Beauregard, 1963):



On sait uniquement que la courbe représentant l'équilibre de cette réaction dans un domaine P solide/T a une forte pente négative (Hoschek, 1969). L'altération pourrait être ainsi la conséquence d'une diminution de pression solide à température constante, ou de température à pression solide constante; en tout cas, elle ne pourrait se produire à pression décroissante qu'avec une faible augmentation, sinon une diminution de la température. Selon G. Hoschek, on doit tenir compte aussi des

valeurs relatives de la pression d'eau et de la pression solide: le domaine de stabilité de l'assemblage glaucophane-chloritoïde est d'autant plus réduit que ces valeurs sont plus voisines. L'hypothèse d'une baisse de pression est en fait celle qui s'accorde le mieux avec l'ensemble des conclusions; la chute de température invoquée par P. Bearth n'est justifiée dans la région étudiée que par de très rares observations; quant à la pression d'eau, rien ne permet de supposer qu'elle était à l'origine inférieure à la pression solide dans les faciès à chloritoïde.

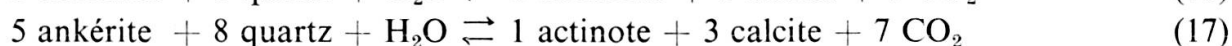
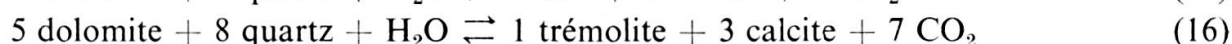
H. GRENAT

L. C. Hsu (1968) a défini expérimentalement les conditions de stabilité des grenats spessartine et almandin, relativement aux assemblages chlorite + quartz et chlorite + quartz + magnétite, dans un domaine P fluide/ PO_2 / T . Au-dessus de 2 kb, l'équilibre est peu sensible à la pression totale, mais il est légèrement déplacé vers les hautes températures par une augmentation de la pression partielle d'oxygène dans le cas de l'almandin. Inversement (Yoder, 1955), le champ du grenat doit s'étendre vers les basses températures quand la pression d'eau diminue relativement à la pression solide, selon un processus déjà invoqué à propos de l'épidote, et du couple chloritoïde-glaucophane. En l'état actuel des connaissances théoriques et expérimentales, et en l'absence de données analytiques suffisantes, on ne peut connaître les circonstances précises de la cristallisation du grenat. Mais on peut théoriquement interpréter sa chloritisation comme la conséquence d'une diminution de température, ou d'une augmentation de la pression d'eau et/ou de la pression d'oxygène par rapport à la pression solide. Une influence de la température est difficilement concevable, comme on l'a vu au paragraphe précédent, si ce n'est dans le cas des grenats hercyniens dont l'altération peut être également commandée par la pénétration dans le socle de l'eau de la série monométamorphique. Seules des variations de la pression fluide paraissent susceptibles d'expliquer le déséquilibre: le grenat alpin, élément tout à fait sporadique, ne s'est peut être formé que là où la pression d'eau était à l'origine anormalement basse; il se serait ensuite transformé dans les conditions plus uniformes résultant du développement de la schistosité.

I. CARBONATES

Dans certaines des formations étudiées, il ne se produit aucune réaction entre la dolomite et le quartz. Il en est ainsi dans la séquence carbonatée, et plus rarement dans la séquence arénacée et pélitique (accidents dolomitiques comme certains galets du groupe d'Ambin); dans cette dernière, l'association ankérite-quartz est banale. Dans les formations basiques, en revanche, on rencontre alternativement

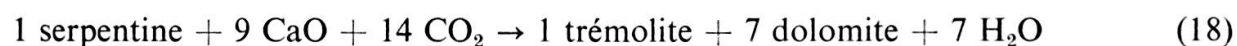
le couple ankérite-quartz et l'actinote. L'analyse de ces relations doit par conséquent se fonder sur les réactions classiques suivantes :



On connaît assez bien les conditions d'équilibre de la réaction 15 (voir par exemple P. Metz et D. Puhon, 1970). La température à laquelle le talc commence à se former dépend de la pression et de la composition de la phase fluide. Pour d'égales proportions de H_2O et CO_2 et des pressions totales de 2 et 5 kb, les températures sont respectivement de 460 et 580° C. Quand la fraction moléculaire de CO_2 est réduite à 20%, la limite thermique se place, sous les mêmes pressions, à 425 et 550° C. La réaction 16 n'a pas fait l'objet de recherches expérimentales, mais les considérations théoriques permettent de penser que la trémolite cristalliserait de cette façon à peu près dans les mêmes conditions que le talc (Winkler, 1967; Turner, 1968). Quant à la réaction 17, elle se produirait dans le même sens à une température significativement plus basse que la précédente (Hellner et Schürmann, 1966; Turner, 1968).

L'irrégularité constatée plus haut est une conséquence des variations de composition de la phase fluide, ou en d'autres termes des pressions partielles d'eau et d'anhydride carbonique. Sous le régime de pression et de température caractéristique du faciès schistes verts, le quartz n'a réagi avec la carbonate que là où la pression du CO_2 était assez basse, en l'occurrence dans une partie des formations basiques (prasinites amphiboliques, dont l'ankérite est exclue). Partout ailleurs, l'assemblage est stable, notamment dans une autre partie des mêmes formations (prasinites chloriteuses, qui tiennent effectivement de l'ankérite et sont relativement plus riches en quartz, et d'une façon générale en carbonates). Il n'est pas possible d'estimer les valeurs relatives des pressions partielles, mais il est permis de penser que dans les formations arénacées ou pélitiques, la pression de CO_2 était très faible (teneur en CO_2 de la phase fluide probablement inférieure à 20%); les indications fournies par ces roches sont donc les plus significatives: la température ne saurait avoir dépassé 400 à 500° C compte tenu des résultats expérimentaux brièvement résumés dans ce texte.

L'altération marginale des serpentinites est, elle aussi, contrôlée par les pressions des deux principaux fluides: dans le massif de la Sauze, particulièrement intéressant de ce point de vue, la roche ultrabasique se transforme en effet, sur une épaisseur de l'ordre du mètre, en un mélange de dolomite (largement dominante), de calcite et de trémolite; le talc y figure de façon très accessoire. Le processus métamorphique est sans doute conforme à la réaction 18, pour laquelle on ne dispose malheureusement d'aucune donnée numérique (Greenwood, 1962):



Selon P. Metz, D. Puhon et H. G. F. Winkler (1968), sous une pression de 1 kb, l'association dolomite-calcite-trémolite ne serait stable qu'en présence d'une phase fluide riche en CO_2 , et à une température supérieure à 490°C . Cette valeur ne s'accorde absolument pas avec les indications thermométriques obtenues par ailleurs, surtout si l'on remarque que le chiffre de 1 kb pris en considération est, dans le cas présent, sûrement très éloigné de la réalité.

Avant de clore cette rubrique, il faut noter d'abord que l'aragonite paraît faire défaut, notamment dans les roches basiques à glaucophane et lawsonite où elle a été recherchée par des méthodes radiocristallographiques. Si la calcite de ces formations est primaire, c'est-à-dire si elle n'est pas le produit d'une inversion, on peut, en se basant sur les travaux de A. L. Boettcher et P. J. Wyllie (1968 a) et de J. R. Goldsmith et R. C. Newton (1969), admettre une limite supérieure de pression d'environ 5,5 à 8,5 kb dans l'intervalle de température de 200 à 400°C (environ 7 kb à 300°C).

J. SULFATES

Bien que la précipitation directe d'anhydrite soit théoriquement possible et observée effectivement dans la nature, on admet généralement que la plus grande partie du sulfate de calcium des évaporites se dépose sous forme de gypse (voir par exemple L. A. Hardie, 1967). Compte tenu des conditions de stabilité des deux minéraux (Yamamoto et Kennedy, 1969), un tel dépôt ne peut manquer de se transformer sous l'effet d'un métamorphisme même léger, en libérant une énorme quantité d'eau.

Il semble bien que les choses se soient passées ainsi dans le cas présent, si l'on en juge par les particularités déjà notées à proximité des masses sulfatées: la présence de sodium dans des sédiments carbonatés parfois très purs (amphibole sodique, albite dont les inclusions fluides emprisonnent des cristaux de halite), la concentration de cet élément à certains niveaux de composition manifestement anormale, peralcaline (pyroxène aegyrinique, amphibole à composition de crossite ou de magnésio-riebeckite) témoignent de circulations intenses à un stade précoce du métamorphisme alpin (pages 76, 81, 85); la localisation des gisements de lawsonite dans le même environnement est un autre indice, puisque ce minéral est favorisé par de hautes pressions d'eau, relativement à l'épidote partout ailleurs banale (page 85).

On peut même se demander si, en présence d'une telle phase aqueuse, la transformation des dolomies en cargneules n'aurait pas débuté plus tôt que ne le pense F. Ellenberger (1958), c'est-à-dire avant les dernières cristallisations hydrothermales; aucun argument structural ne permet malheureusement de dater ce phénomène.

K. SPHÈNE, OXYDES DE FER ET DE TITANE

Il convient de noter la généralité de l'hématite, et le fait que ce minéral tient en solution solide une proportion notable d'oxyde de titane puisqu'il tend à s'altérer

en rutile; c'est un élément précoce, comme le sphène qui se forme surtout dans les faciès basiques. Le rutile, pour sa part, trouve à tous moments, et dans un large éventail de composition, des circonstances favorables à sa cristallisation.

Au demeurant, ces minéraux sont peu significatifs, car on connaît mal leurs conditions de stabilité.

I. CONCLUSION

1. *Intervalle des températures*

La température était vraisemblablement supérieure à 200° C (limite inférieure de stabilité de la lawsonite). Celle de l'équilibre final n'a probablement pas dépassé 500° C (coexistence de l'albite et de l'épidote, limite supérieure de stabilité de la phengite du Grand Paradis sous une pression totale de 4 kb, et de l'assemblage dolomite (ankérite) -quartz sous la même pression et pour une proportion moléculaire de CO₂ dans la phase fluide égale à 20%). Le premier chiffre est précisément la limite thermique inférieure du domaine des schistes à glaucophane proposée par H. P. Taylor et R. G. Coleman (1968) sur la foi d'analyses isotopiques. Le second est voisin de la température maximale du faciès schistes verts d'après F. J. Turner (1968): 400 à 450° C.

L'intervalle est peut-être encore plus étroit: si l'albite des formations carbonatées a cristallisé très tôt, la température était à l'origine d'au moins 300° C; par ailleurs, l'absence de biotite de la paragenèse définitive des formations pélitiques conduit à envisager un maximum de 300 à 400° C (Turner, 1968).

La figure 2 illustre ces considérations et celles qui vont suivre.

2. *Intervalle des pressions*

On ne peut que situer grossièrement cet intervalle, parce que la plupart des équilibres sont très sensibles à la température: dans l'hypothèse de faibles variations de ce dernier paramètre (300 à 400° C), il serait compris entre une limite supérieure de 7 à 8,5 kb (inversion calcite \rightleftharpoons aragonite) et une limite inférieure de 1,5 à 3 kb (phengite du Grand Paradis). La présence de glaucophane parmi les premiers minéraux formés permet toutefois de supposer que la pression était à l'origine d'au moins 4 kb.

La limite supérieure pose un problème: dans le domaine thermique considéré, le pyroxène jadéitique ne devrait pas coexister avec la calcite (mais avec l'aragonite) même en se plaçant dans les conditions les plus favorables à ce point de vue. Devant cette anomalie, on est tenté de mettre en doute la valeur des courbes de certains équilibres (albite \rightleftharpoons jadéite + quartz notamment). On remarquera à ce propos que, dans les séries métamorphiques étudiées, le pyroxène est en réalité le seul indice

de pressions élevées. A la température de 300° C, il suffit en effet d'une pression totale de 4 kb pour que le glaucophane (variété de haute pression) soit stable. Quant à la lawsonite, elle paraît avoir une signification purement locale; à en croire des expériences récentes, elle pourrait d'ailleurs se former dans des conditions moins sévères qu'on ne le pense généralement (à partir de 3 kb).

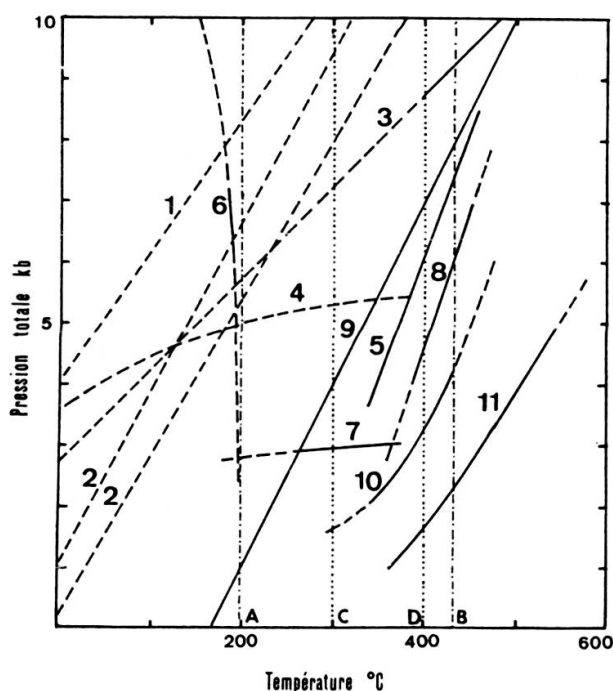


FIG. 2. — Courbes univariantes de quelques équilibres significatifs

1. 1 jadéite + 1 quartz \rightleftharpoons 1 albite (Newton et Kennedy, 1967).
2. 1 jadéite + 1 quartz \rightleftharpoons 1 albite H. T.; 2 courbes théoriques correspondant à 2 états structuraux du plagioclase (Hlabse et Kleppa, 1968).
3. Aragonite \rightleftharpoons calcite (Goldschmidt et Newton, 1969).
4. 1 lawsonite + 2 quartz + 2 H₂O \rightleftharpoons 1 laumontite (Crawford et Fyfe, 1965).
5. 1 lawsonite \rightleftharpoons 1 anorthite + 2 H₂O (Crawford et Fyfe, 1965).
6. 1 heulandite \rightleftharpoons 1 lawsonite + 5 quartz + 4 H₂O (Nitsch, 1968).
7. 1 lawsonite + 2 quartz + 2 H₂O \rightleftharpoons 1 laumontite (Nitsch, 1968).
8. 1 lawsonite \rightleftharpoons 1 zoïsité + 1 quartz + 1 silicate d'Al + 1 H₂O (Nitsch, 1968).
9. Glaucophane II (Ernst, 1963).
10. Phengite \rightleftharpoons deux micas + feldspath + quartz; phengite du Grand Paradis (Velde, 1965).
11. 1 dolomite + 4 quartz + 1 H₂O \rightleftharpoons 1 talc + 3 calcite + 3 CO₂ pour X CO₂ = 0,2 (Metz et Puhan, 1970).

Trait plein: courbes déterminées expérimentalement; trait interrompu: courbes extrapolées à partir de données expérimentales ou déterminées par le calcul.

A. Limite inférieure du domaine des schistes à glaucophane (Taylor et Coleman, 1968).

B. Limite supérieure du domaine des schistes verts (Turner, 1968). Les deux droites A et B définissent l'intervalle de T probable du métamorphisme alpin.

C et D. Limites d'un intervalle de T plus étroit, possible.

3. *Variations de température et de pression*

A défaut de leur importance exacte, on peut au moins déterminer le sens de ces variations. L'altération du pyroxène et de l'amphibole sodique, de la lawsonite en épidote, du chloritoïde présentent à cet égard un intérêt particulier. Ces diverses transformations peuvent se produire sous l'influence d'une diminution de la pression totale, les autres variables de tension gardant une valeur constante. Une augmentation de température peut aussi bien être mise en cause dans les trois premiers cas, mais elle est inconcevable dans le dernier (chloritoïde), même en admettant une pression totale décroissante. Ainsi, l'évolution minéralogique serait essentiellement déterminée par une baisse de pression, d'autant plus qu'elle est liée à l'apparition de la schistosité, possible indice d'une diminution des contraintes.

4. *Rôle de la phase fluide*

La phase fluide intervient en raison de son volume, de sa composition et de ses mouvements.

Le volume détermine la pression fluide totale dans un matériau soumis à une pression solide et à une température données. Une telle pression, celle d'un fluide essentiellement aqueux en l'occurrence, commande la rétro-morphose du socle hercynien (effets irréguliers, s'atténuant en profondeur). Portée localement à un maximum par la déshydratation du gypse, elle favorise accidentellement la cristallisation de lawsonite dans une région où c'est généralement l'épidote qui est stable aux côtés de l'amphibole sodique. Ce sont également des variations de cette pression qui expliquent de la façon la plus satisfaisante que l'équilibre n'ait pas été atteint uniformément, de telle sorte qu'une paragenèse à glaucophane persiste à l'état métastable. Le caractère sporadique des gisements de glaucophane pourrait refléter les mêmes fluctuations.

La composition de la phase fluide, ou en d'autres termes la nature et la valeur des pressions fluides partielles, contrôle dans une certaine mesure l'évolution métamorphique. L'équilibre entre les pressions d'eau et d'anhydride carbonique paraît avoir une influence sur l'altération de la lawsonite, puisque le minéral réagit de façon spécifique dans les roches carbonatées, comme son compagnon le glaucophane d'ailleurs, il conditionne surtout le développement des amphiboles calciques alpines, notamment dans les prasinites dont les variétés actinotiques traduisent une pression de CO₂ particulièrement basse, comparées aux variétés chloriteuses et même à l'ensemble des formations considérées. La pression d'oxygène joue de son côté un rôle important dans la phase ultime, comme en témoignent l'oxydation de la chlorite, la formation de biotite verte et de stilpnomélane, et peut-être aussi la transformation de la deerite en hématite.

Le mouvement ne joue dans les processus cristalloblastiques que dans la mesure où la phase fluide transporte des éléments en solution: une telle influence se manifeste par l'apparition précoce de minéraux sodiques dans les calcaires et dolomies (plagioclase, pyroxène, amphibole), et leur concentration éventuelle pour former des roches de composition anormale. D'une manière générale pourtant, surtout en dehors de cet exemple, la métasomatose reste limitée compte tenu de l'amplitude du transport, de la quantité de matériel déplacé, et du caractère local de ses effets.

En définitive, la phase fluide est essentiellement un facteur d'hétérogénéité d'abord régionale, puis locale lorsqu'avec la schistosité apparaissent des variations de perméabilité à l'échelle de l'affleurement. Ces conclusions sont en accord avec celles de P. Bearth (1959, 1966) et de A. Nicolas (1966).

IV. RÉSUMÉ ET CONCLUSION

A. LE MÉTAMORPHISME HERCYNIEN

Dans le massif d'Ambin affleure une série cristallophyllienne ancienne, probablement hercynienne (groupe de la Clarea), irrégulièrement transformée par le métamorphisme alpin. Dans sa partie la plus profonde, l'altération est parfois si faible que les éléments de la première paragenèse sont intégralement conservés; ils indiquent que la transformation s'est opérée dans les conditions du faciès amphibolites, et plus précisément même, du sommet de ce faciès.

Ce socle s'étend vers le nord, au moins en Vanoise méridionale: la « série grise des micaschistes de l'Arpont » est en effet identique à celle de la Clarea; le microscope y révèle des restes de biotite, à côté d'un grenat largement développé. Ainsi, le soubassement hercynien apparaît très largement entre les massifs cristallins externes et ceux du Ruitor, du Grand Paradis, et de Dora Maira.

B. LE MÉTAMORPHISME ALPIN DANS LE MASSIF D'AMBIN

C'est un métamorphisme essentiellement topochimique, dont les effets sont uniformes dans l'espace considéré mais traduisent une modification progressive dans le temps: l'équilibre tend à s'établir dans les conditions du faciès schistes verts, après une période initiale caractérisée par la généralité de l'assemblage glaucophane-épidote (ce dernier minéral pouvant cependant faire place accidentellement à de la lawsonite). Les connaissances théoriques et expérimentales ne permettent pas de définir précisément le climat du métamorphisme alpin, mais simplement de penser que l'évolution minéralogique est principalement commandée par une baisse de la pression solide, et par le comportement des fluides. Il importe à cet égard de souligner,

en anticipant sur une prochaine publication (Gay, 1972), que la recristallisation se produit à un moment de l'évolution structurale où commence probablement la déformation plastique (plis isoclinaux et schistosité qui les accompagne), et où, par conséquent, la contrainte la plus élevée est susceptible de diminuer, après avoir passé par une valeur maximale.

C. LE MÉTAMORPHISME ALPIN DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES

Les auteurs s'accordent à distinguer deux stades essentiels dans l'évolution métamorphique de cette région des Alpes (Bearth, 1959, 1966; Ellenberger, 1960; Lefèvre et Michard, 1965; Nicolas, 1966; Vialon, 1966; Gay, 1966; Michard, 1967; Bertrand, 1968). P. Bearth insiste cependant sur le fait que les assemblages initiaux sont métastables, et sur le caractère progressif du phénomène, suivi par P. Vialon, et dans une certaine mesure par R. Lefèvre et A. Michard. En effet, comme le montre la présente étude, la continuité du processus cristalloblastique est telle qu'il paraît impossible de définir un état intermédiaire, si ce n'est en le considérant comme un instantané. La distinction indiquée est donc tout à fait arbitraire; elle n'est justifiée que par les besoins de l'exposé.

Ces modifications dans le temps se superposent en quelque sorte à des variations dans l'espace principalement dirigées suivant un rayon de la chaîne; ces dernières se manifestent par une disposition en zones concentriques à peu près parallèles aux limites des grandes unités paléogéographiques (Bearth, 1962; Bocquet, 1971).

C'est à l'extérieur de l'arc alpin que le métamorphisme est le plus faible; il se traduit par la présence de laumontite dans la couverture des massifs externes (Martini et Vuagnat, 1965), de prehnite dans la masse des produits volcano-sédimentaires intercalés dans le complexe ophiolitique du Chenaillet (Pusztaszeri, 1969) où l'on trouve également de la pumpellyite, et fréquemment de l'épidote; la prehnite est encore signalée dans la Zone houillère (Fabre, 1961). Si l'on peut dès à présent esquisser les limites de cette première zone (Kienast et Velde, 1970), on ignore encore son histoire métamorphique et notamment l'ordre de cristallisation; on peut cependant admettre que les minéraux ne sont pas contemporains, comme c'est le cas plus au nord vers la Suisse: dans cette dernière région, J. Martini et M. Vuagnat pensent que des éléments du faciès métagrauwares à pumpellyite et prehnite ont succédé à d'autres, symptomatiques du faciès zéolites.

Le glaucophane caractérise un domaine plus interne, dont on connaît la zonéographie grâce aux travaux fondamentaux de P. Bearth (1959, 1962, 1966) et aux cartes de répartition établies par J. Bocquet (1971). Il est généralement accompagné d'épidote, sauf dans une région dont l'extension serait à peu près celle des Schistes lustrés en avant des massifs d'Ambin et de Dora Maira, et qui comprendrait également la bande d'Acceglio; la lawsonite peut cristalliser à côté de l'amphibole sodique dans

cette région en quelque sorte intermédiaire où se localisent tous les gisements de jadéite connus à ce jour (Lorenzoni, 1963; Lefèvre et Michard, 1965; Caron et Saliot, 1969). Dans la partie la plus interne, les schistes à glaucophane sont liés à des élogites résiduelles (Bearth, 1959, 1962, 1966; Nicolas, 1966) dont les clinopyroxènes tiennent une proportion de jadéite de plus en plus faible vers le nord (Kienast et Velde, 1970). Comme les minéraux précoces, seuls envisagés jusqu'alors, les éléments de l'équilibre final définissent une zonation dont le caractère essentiel est l'apparition de la biotite brune dans les massifs du Grand Paradis (Michel, 1953; Bertrand, 1968) et de Dora Maira où l'almandin se développe également en profondeur (Vialon; 1966) (voir également J. Bocquet, 1971). On peut également remarquer que la hornblende bleu-vert paraît prendre une importance croissante vers l'intérieur de la chaîne (Vialon, 1966). La biotite verte et le stilpnomélane ne sont pas pris en considération en raison de leur caractère probablement tardif.

On peut définir ces variations du degré de métamorphisme dans l'espace à l'aide de deux séries de faciès. La première, se rapportant au stade initial, comprendrait sous sa forme la plus complète les faciès zéolites (?), schistes à glaucophane, et élogites; la seconde, représentant le stade final, serait constituée par le faciès métagrauwackes à pumpellyite et prehnite (?) et par l'ensemble du faciès schistes verts jusqu'à sa limite avec le faciès amphibolites. Compte tenu des domaines assignés aux différents faciès métamorphiques (Turner, 1968) et de la disposition des principaux isogrades, de telles séries traduisent une augmentation transversale de la pression totale et de la température vers les unités structurales les plus internes. La répartition de la lawsonite et le changement de composition des pyroxènes d'élogites témoignent cependant d'une variation longitudinale accessoire, peut-être un simple renforcement du gradient de métamorphisme vers le nord. On pourrait interpréter la disparition du glaucophane dans le domaine lépontin (Niggli et Niggli, 1965) comme l'indice d'un gradient encore plus fort, mais c'est plus probablement l'effet d'une phase tardive (phase lépontine de P. Bearth), car l'amphibole sodique est présente de part et d'autre de ce domaine, notamment sous forme de reliques à sa marge occidentale (Bearth, 1958). Cette partie des Alpes suisses a bien été portée à une température plus élevée que les Alpes franco-italiennes (staurotide, disthène, sillimanite) mais rien ne prouve qu'il y a une variation continue entre les deux régions.

L'évolution minéralogique exprime, pour sa part, une diminution du rapport pression totale/température.

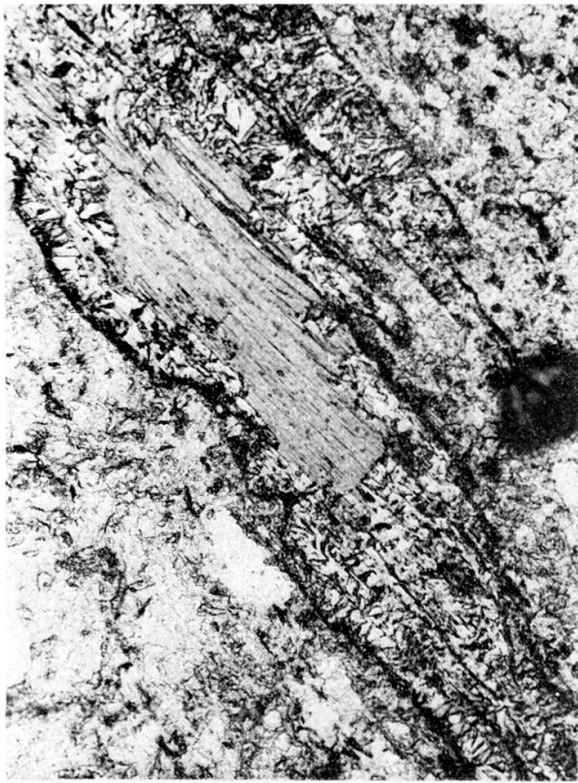
D. CAUSES DU MÉTAMORPHISME ALPIN

Pour pouvoir préciser la part des composantes verticale et horizontale dans les variations du degré de métamorphisme, il faudrait en toute rigueur connaître les relations géométriques exactes entre les isogrades et les limites géologiques. En se

basant simplement sur le parallélisme superficiel, on peut toutefois considérer que le métamorphisme alpin est essentiellement déterminé par l'accumulation d'une certaine épaisseur de matériaux. Partant du principe que l'évolution implique une élévation de température, certains auteurs envisagent l'influence d'une source latérale, suivant le modèle de la culmination lépontine (Bearth, 1962; Chatterjee, 1963; Bederke, 1963); cette hypothèse ne s'accorde pas avec le fait que les isogrades sont concordants, ou en d'autres termes que la répartition des derniers minéraux se conforme à celle des minéraux précoces. De ce point de vue, la possibilité d'une remontée des isogéothermes, éventuellement conditionnée par un effet de socle (Vialon, 1966), ne peut être tout à fait exclue. Cependant, une simple baisse de la pression solide liée à une disparition des contraintes tectoniques paraît suffisante pour expliquer le déséquilibre des premiers assemblages.

En supposant que la sédimentation briançonnaise s'achève avec le dépôt de l'ensemble calcaréo-dolomitique, on doit admettre que la charge invoquée plus haut a une origine étrangère: les termes de l'ensemble en question sont en effet transformés au même titre que le substratum. Un tel raisonnement conduit F. Ellenberger (1952) au concept de « géosynclinal de nappes », fosse dans laquelle le métamorphisme aurait été produit par l'accumulation tectonique des Schistes lustrés, arrivant sur le Briançonnais au Priabonien supérieur-Sannoisien. Contre cette théorie, aujourd'hui généralement acceptée, on peut retenir à la suite de P. Vialon (1966) le fait que le glaucophane apparaît dès le Sannoisien dans les sédiments du bassin de Barrême, ce qui laisse bien peu de temps à l'érosion pour atteindre des formations aussi profondes. De plus, l'analyse structurale montre que le métamorphisme est antérieur aux grandes structures; par conséquent, il ne peut être dû à l'empilement de nappes, à moins d'imaginer comme le fait F. Ellenberger (1958) que la tectonique tangentielle présumée n'a laissé aucune trace (le seul indice de ce genre a été relevé par A. Nicolas, 1966). Ces considérations justifient l'hypothèse proposée dans la première partie: les Schistes lustrés représenteraient la couverture parautochtone de la série « briançonnaise » au sens classique du terme.

Quoi qu'il en soit, les pressions très élevées requises par la présence de l'assemblage jadéite + quartz imposent théoriquement un recouvrement d'une épaisseur considérable et un gradient géothermique initial anormalement faible. Le problème, qui se pose partout où affleurent des roches du faciès à glaucophane-lawsonite, n'a pas encore trouvé de solution satisfaisante. Pour réduire l'épaisseur, on peut évidemment invoquer l'action de pressions tectoniques, s'ajoutant à celle de la pression lithostatique. Les expériences de W. F. Brace et al. (1970) montrent à cet égard que dans les conditions de température et de pression lithostatique du métamorphisme californien, apparemment peu différentes de celles du métamorphisme alpin, la surpression n'a pas dû dépasser 1 kb dans la série de grauwackes et de shales. Ce résultat n'est pas directement applicable au cas présent, compte tenu du nombre de facteurs mis en jeu, ne serait-ce que la vitesse de déformation qui doit varier



a



b



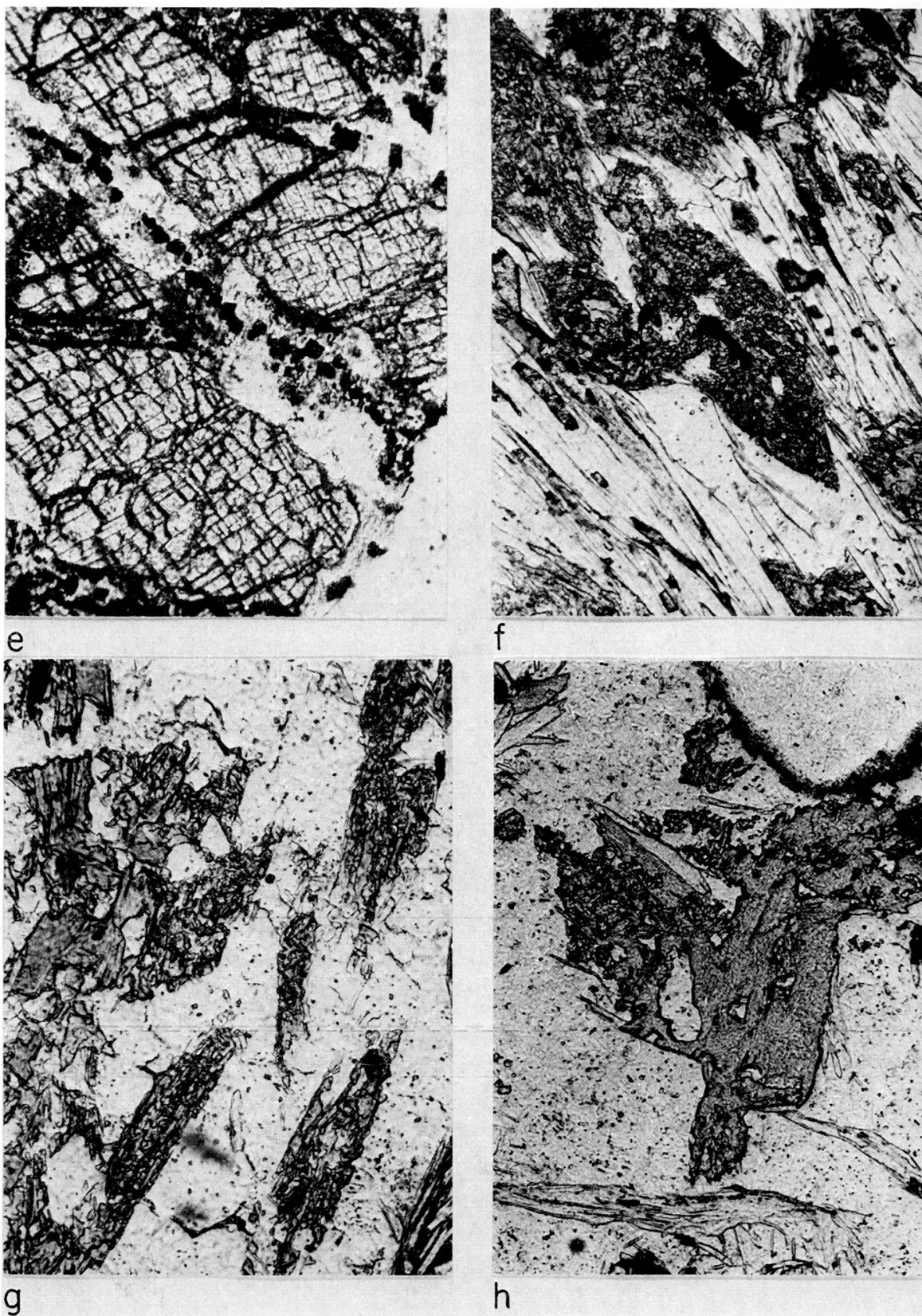
c



d

Illustration de quelques relations chronologiques

- a. Biotite antéalpine présentant une altération périphérique (alpine) en mica blanc, glaucophane et oxyde dendritique (gneiss, groupe de la Clarea). $\times 44$.
- b. Mica zoné des leptynites alcalines (groupe d'Ambin): biotite (?) bordée de phengite. $\times 85$.
- c. Chlorite verte transformée par oxydation en chlorite brune (plus sombre) (micaschiste albitique, série des Schistes lustrés). $\times 55$.
- d. Résidu de pyroxène magmatique pris dans un enchevêtrement de prismes d'amphibole sodique; petits cristaux de sphène, particulièrement abondants dans le coin supérieur gauche (métagabbro, série des Schistes lustrés). $\times 40$.



- e. Altération du pyroxène jadéitique: filonnet diagonal essentiellement formé par de l'albite, et accessoirement par de la magnétite (cristaux octaédriques disposés en chapelet sur la photographie), de la séricite et une poussière d'hématite (micaschiste, groupe d'Ambin). $\times 108$.
- f, g, h. Chloritisation de l'amphibole sodique: cristallisation de plus en plus large de la chlorite; disparition progressive des contours de l'amphibole (micaschistes albitiques, groupe d'Ambin). $\times 70$, $\times 69$, $\times 56$.

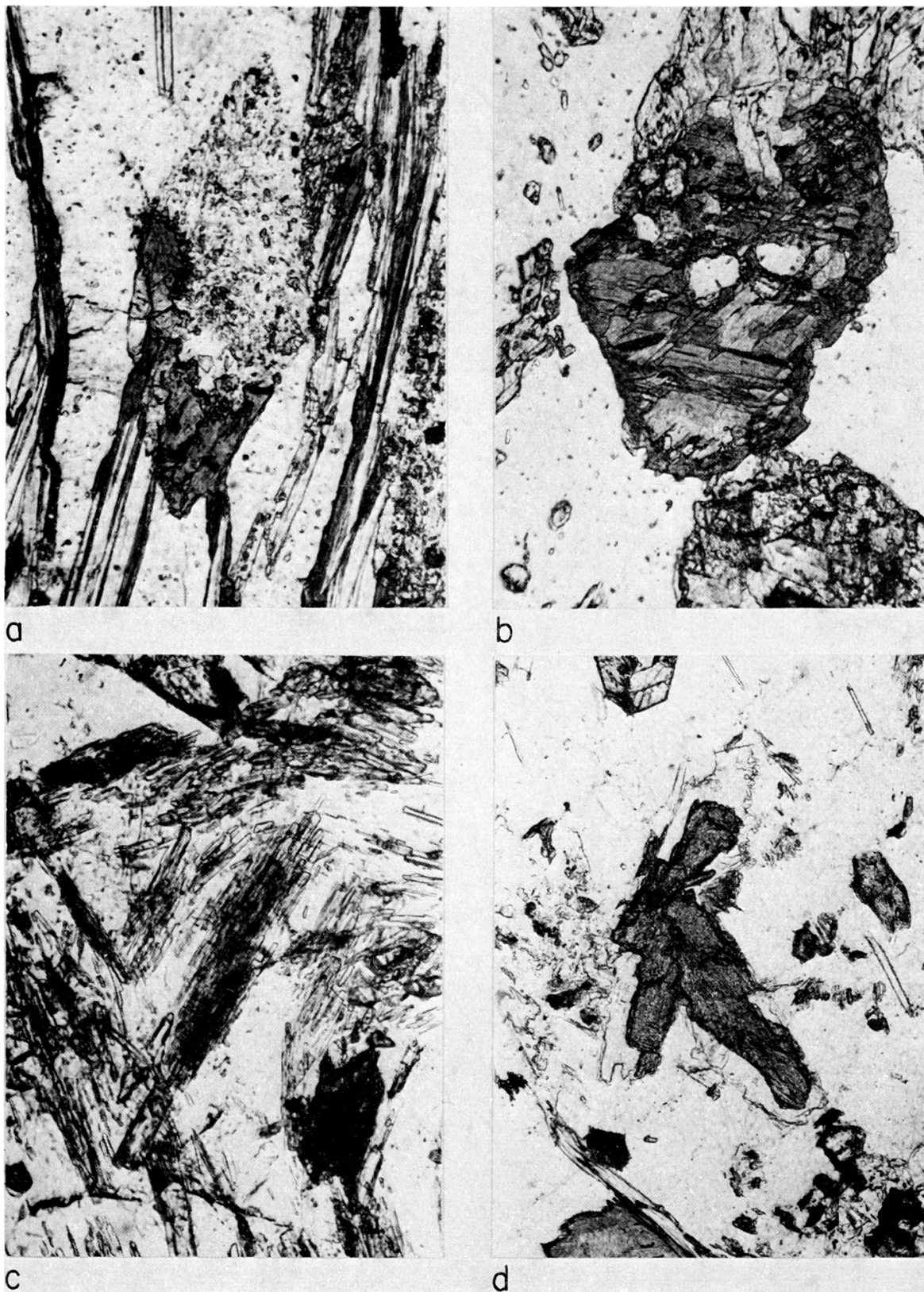
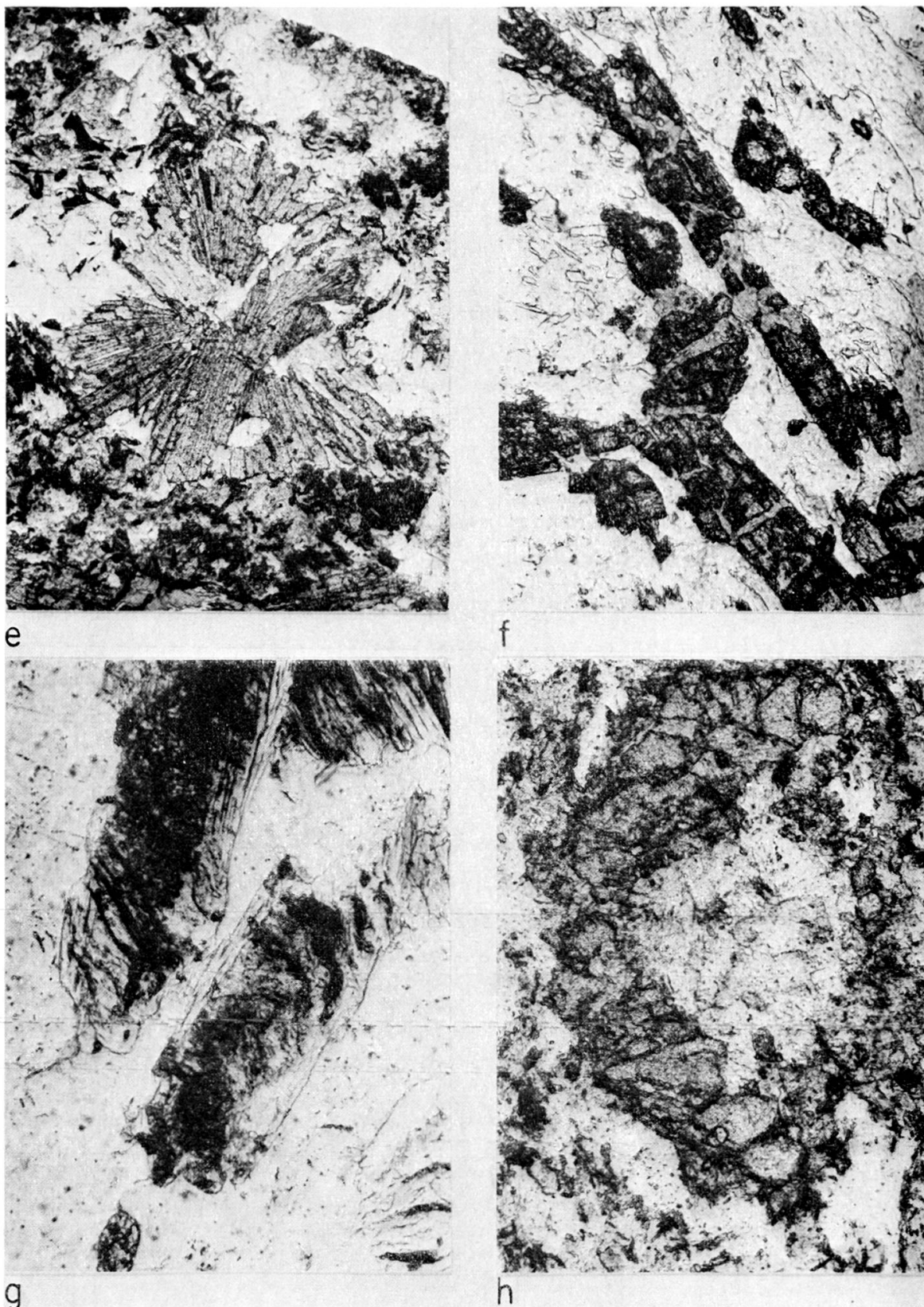


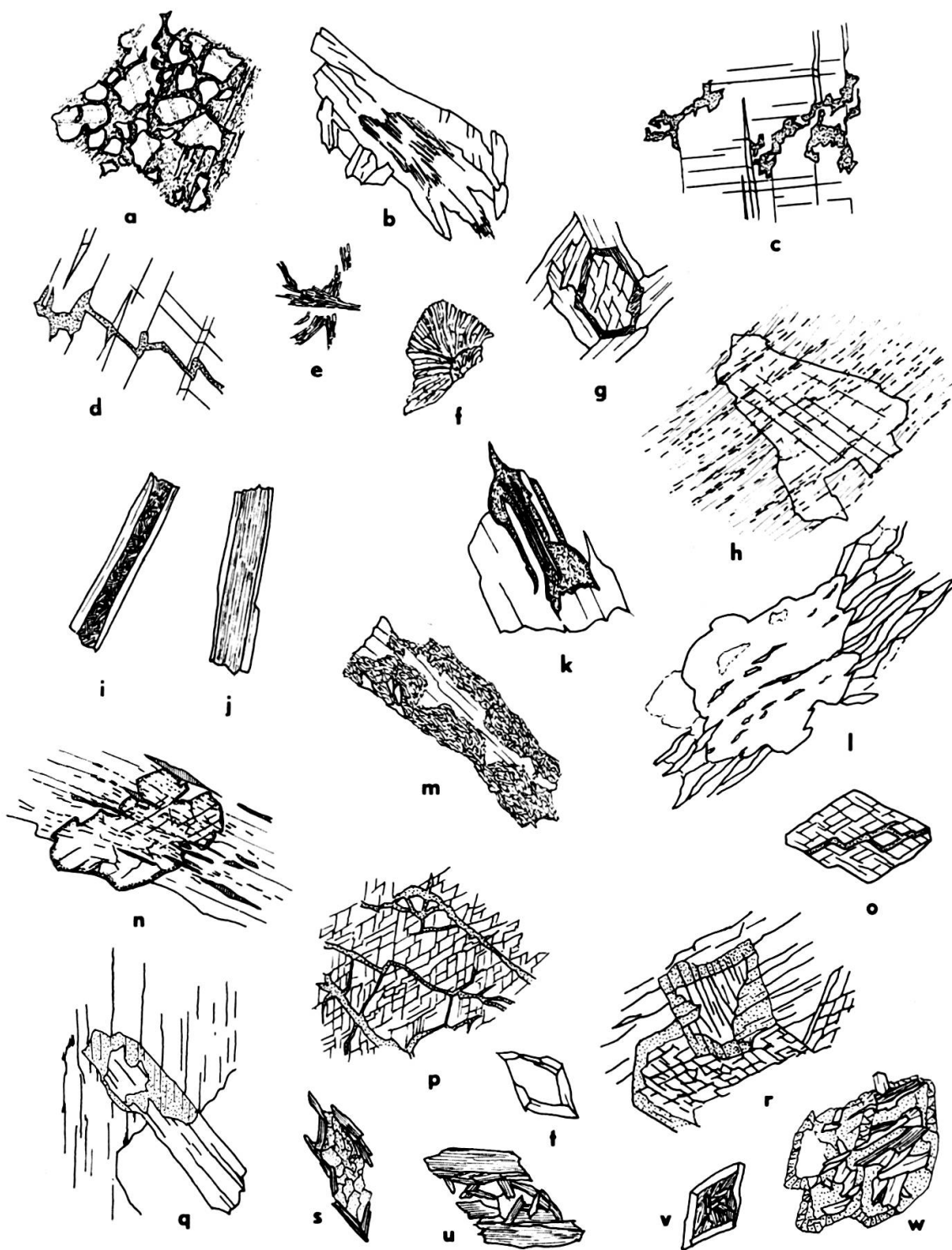
Illustration de quelques relations chronologiques

- a. Amphibole sodique remplacée par un mélange d'albite (dominant dans la partie supérieure du cristal) et de chlorite (exclusive dans la partie inférieure) (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). $\times 84$.
- b. Résidus d'une amphibole sodique (relativement plus sombre) dans un treillis chloriteux régulier (glaucophanite, groupe de la Clarea). $\times 104$.
- c. Pseudomorphoses d'amphibole sodique: actinote aciculaire sur fond d'albite porphyroblastique (prasinite amphibolique, groupe de la Clarea). $\times 135$.
- d. Mica blanc formant une bordure d'altération régulière autour d'un cristal de chloritoïde (micaschiste, groupe d'Ambin). $\times 55$.



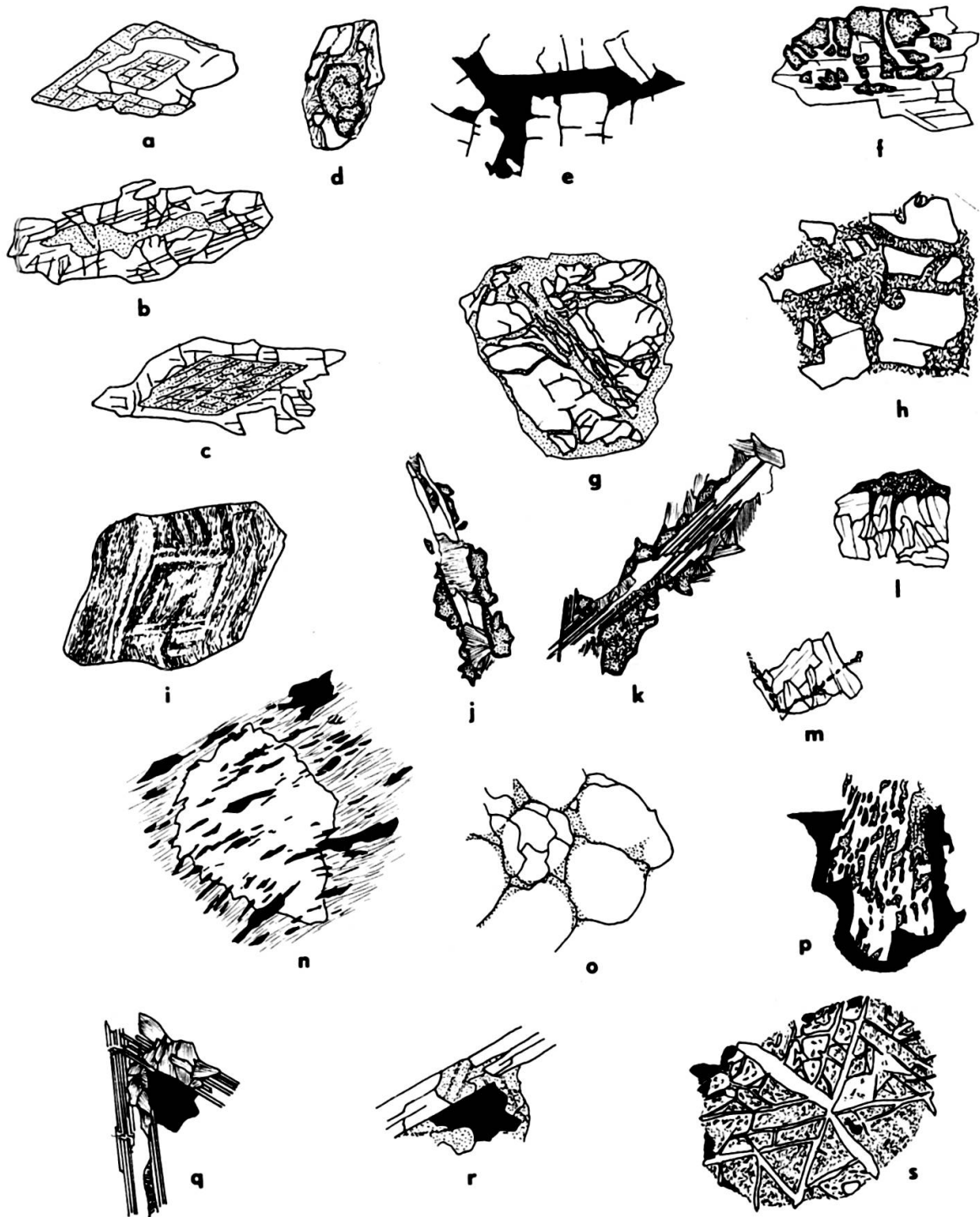
- e. Rosette de chloritoïde partiellement chloritisé (et entouré par les produits d'altération d'un pyroxène jadéitique: fond d'albite chargé de séricite et d'hématite) (micaschiste, groupe d'Ambin). $\times 18$.
- f. Chlorite se développant à la faveur des clivages et des fractures de l'épidote (prasinite chloriteuse, série des Schistes lustrés). $\times 54$.
- g. Prismes de lawsonite altérés en mica blanc (altération incomplète pour le plus gros); trace d'une ancienne surface-S dessinée par de minuscules aiguilles de rutile (micaschiste calcifère, série des Schistes lustrés). $\times 108$.
- h. Grenat antéalpin transformé par le métamorphisme alpin en un mélange de mica blanc et de glaucophane (gneiss, groupe de la Clarea). $\times 44$.

Illustration de quelques relations chronologiques



- a. Calcite ayant remplacé le quartz dans les mailles d'une dentelle d'augite aegyrinique (marbre à silicates, surface durcie du Malm). × 64.
- b. Transformation de l'amphibole sodique en actinote, au contact de l'albite (métagabbro, série des Schistes lustrés). × 69.
- c. Plages de calcite s'appuyant sur les directions cristallographiques de l'albite qui les inclut (prasinite chloriteuse, groupe d'Ambin). × 59.
- d. Calcite insinuée dans le plan des clivages ou des mâcles d'un cristal d'albite (calcschiste albitique, ensemble calcaréo-dolomitique). × 66.
- e, f. Epidote kélyphitoïde produite par l'altération du plagioclase anté-alpin (gneiss, groupe de la Clarea). × 177, × 160.
- g. Glaucophane partiellement remplacé par de la biotite verte dont les cristaux adoptent l'orientation des lames de phengite environnantes (glaucophanite, groupe de la Clarea). × 64.
- h. Muscovite tardive recoupant un lit de phengite dont la direction est encore indiquée par l'orientation et la répartition des aiguilles de rutile (micaschiste, série des Schistes lustrés). × 102.
- i. Feutrage chloriteux pris entre deux lames de phengite (dolomie triasique). × 63.
- j. Tablette chloriteuse prise entre deux lames de phengite (élément dolomitique des brèches liasiques). × 63.
- k. Sphène insinué dans les clivages d'un cristal de phengite (prasinite chloriteuse, groupe d'Ambin). × 173.
- l. Inclusions orientées de quartz et de phengite dans un pœciloblaste d'albite (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 47.
- m. Cristal de phengite corrodé par une séricite verte (leptynite alcaline, groupe d'Ambin). × 75.
- n. Epidote alpine surimposée à une biotite antéalpine déjà chloritisée: aiguilles de rutile et films de calcite (hachures verticales) inclus en continuité (glaucophanite à biotite résiduelle, groupe de la Clarea). × 67.
- o, p. Remplacement de la hornblende antéalpine par le glaucophane alpin (ponctué) (amphibolite, groupe de la Clarea). × 81, × 65.
- q, r. Remplacement de la hornblende antéalpine par le glaucophane alpin (ponctué): les clivages indiquent les relations structurales (amphibolite, groupe de la Clarea). × 66, × 68.
- s. Altération de l'amphibole sodique: calcite dans une gaine de chlorite (dolomie jurassique). × 25.
- t. Altération de l'amphibole sodique: quartz dans une gaine de phengite (dolomie triasique). × 47.
- u. Altération de l'amphibole sodique; chlorite essentielle, calcite interstitielle (élément dolomitique des brèches jurassiques). × 15.
- v. Altération de l'amphibole sodique: tissu chloriteux dans une gaine de phengite (élément dolomitique des brèches jurassiques). × 47.
- w. Altération de l'amphibole sodique: albite, phengite, chlorite, calcite (ponctué) (élément dolomitique des brèches liasiques). × 59.

Illustration de quelques relations chronologiques



- a, b, c. Remplacement de l'amphibole sodique (ponctuée) par de l'augite ægyrinique (marbre à silicates, surface durcie du Malm). × 66, × 37, × 47.
- d. Remplacement de l'épidote par du mica blanc dans un cristal mixte à noyau d'allanite (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 61.
- e. Plage d'hématite prise entre plusieurs cristaux de lawsonite (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 60.
- f. Résidus de grenat antéalpin dans un prisme de glaucophane alpin (gneiss, groupe de la Clarea). × 92.
- g. Grenat alpin chloritisé (glaucophanite, groupe d'Ambin). × 37.
- h. Rhomboèdres de dolomite corrodés par la calcite (cargneule, Trias exotique). × 37.
- i. Inclusions de rutile dans un cristal de lawsonite (micaschiste albitique au contact d'un massif serpentiniteux, série des Schistes lustrés). × 34.
- j. Plages de sphène indiquant les limites d'un prisme de glaucophane partiellement chloritisé (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 75.
- k. Plages de sphène indiquant les limites d'un ancien prisme de glaucophane transformé en un mélange d'albite, chlorite, actinote (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 48.
- l. Sphène gardant l'empreinte d'un ancien cristal de lawsonite altéré en mica blanc (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 29.
- m. Granules de sphène indiquant les limites d'un ancien cristal de lawsonite transformé en mica blanc (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 29.
- n. Inclusions orientées d'hématite dans un pœciloblaste d'albite; fond de phengite (galet phylliteux, groupe d'Ambin). × 63.
- o. Poussière d'hématite dessinant le contour des anciens grains de quartz détritique (quartzite triasique). × 70.
- p. Hématite gardant l'empreinte d'un ancien cristal d'ægyrine (actuellement résidus de pyroxène et tablettes de minerai dans un fond d'albite) (faciès basique, groupe d'Ambin). × 64.
- q. Hématite moulée sur deux prismes de glaucophane totalement transformés en albite, chlorite et actinote (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 48.
- r. Hématite appliquée contre un prisme de glaucophane en partie remplacé par de la calcite (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 48.
- s. Rutile dérivant d'un cristal d'hématite dont subsistent quelques résidus (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 155.

largement d'une orogénèse à l'autre. Il indique que l'importance des pressions orientées n'est pas négligeable, comme on le supposait, mais qu'elle n'est pas assez grande pour réduire la charge à une valeur acceptable. Dans ces conditions, l'équilibre albite \rightleftharpoons jadéite + quartz paraît suspect. En faisant abstraction du pyroxène, on peut en effet envisager dans les Alpes une pression totale modérée et par conséquent un recouvrement d'une épaisseur raisonnable; de ce fait, il n'est pas nécessaire d'envisager une forte dépression des isogéothermes.

BIBLIOGRAPHIE

- AGRELL, S. O., M. G. BOWN et D. MACKIE (1965). Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of the Laytonville district, Mendocino Co., California (résumé). *Amer. Mineralogist*, vol. 50, n° 1 et 2, p. 278.
- et M. GAY (1970). De la deerite dans les Alpes franco-italiennes. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 93, n° 2, pp. 263-264.
- ALBEE, A. L. (1962). Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineralogist.*, vol. 47, n° 7 et 8, pp. 851-870.
- BAHEZRE, D., R. MICHEL et P. VIALON (1965). Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 88, n° 2, pp. 267-272.
- BARTH, T. F. W. (1962). Theoretical petrology (2^e édition). John Wiley and Sons, Inc., édit., New York, 416 p.
- BEARTH, P. (1959). Über Eklogite, Glaucofenschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 39, fasc. 1 et 2, pp. 267-286.
- (1962). Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 42, fasc. 1, pp. 127-138.
- (1963). Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 43, fasc. 1, pp. 276-285.
- (1966). Zur mineralfaziellen Stellung der Glaucofhangesteine der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 46, fasc. 1, pp. 13-24.
- BEDERKE, E. (1963). Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. *M. collectif Groupe Et. Explosions alpines, Centre nat. Rech. sci.*, sér. 12, fasc. 2 (Séismologie), pp. 37-41.
- BERTRAND, J. M. (1968). Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes graies). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 44, pp. 55-87.
- BOCQUET, J. (1969). Sur les minéraux de métamorphisme du Roc du Bourget, près de Modane (Savoie). *C. R. som. Soc. géol. France*, fasc. 2, pp. 50-52.
- (1971). Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helvetiae*, vol. 64, n° 1, pp. 71-104.
- BOETTCHER, A. L. et P. J. WYLLIE (1968 a). The calcite-aragonite transition measured in the system CaO-CO₂-H₂O. *J. Géol.*, vol. 76, n° 3, p. 314-330.
- et P. J. WYLLIE (1968 b). Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system NaAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, n° 9, pp. 999-1012.
- BRACE, W. F., W. G. ERNST et R. N. KALLBERG (1970). An experimental study of tectonic overpressure in franciscan rocks. *Geol. Soc. Amer. B.*, vol. 81, n° 5, pp. 1325-1338.
- CAILLERE, S. et A. MICHARD (1963). Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. *C. R. 87^e Cong. nat. Soc. savantes*, Poitiers (1962), Sect. Sci., pp. 567-571.