Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 72 (1979)

Heft: 2

Artikel: Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes

Autor: Caron, Jean-Michel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164850

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/2	Pages 497-507	3 figures dans le texte et 1 tableau	Bâle, juillet 1979

Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes

Par JEAN-MICHEL CARON[1])

RÉSUMÉ

Cette note reprend succinctement les interprétations développées dans quelques articles et thèses récents. On y aborde successivement, à propos des Alpes cottiennes, les relations entre tectonique et métamorphisme à l'échelle régionale, puis les relations entre minéraux et microstructures en lame mince. Une brève discussion concerne finalement les conséquences possibles de la migration «en clapets» des fluides dans un bâti orogénique où prédominent les terrains de couverture.

ABSTRACT

This paper is concerned with the conclusions of some recent articles and theses about the Cottic Alps. Relations between tectonics and metamorphism on a regional scale, and between minerals and microstructures in thin sections are successively presented. A short discussion points out that the fluid migration could follow an "open-close valve system" and indicates the effects of such a system within the cover units during the alpine orogeny.

1. Introduction

Les zones internes des Alpes franco-italiennes ont fait l'objet récemment de quelques travaux, certes incomplets (CARON 1977; SALIOT 1978; TRICART, en cours), mais qui permettent de nouer un dialogue entre pétrographes et tectoniciens. Il est ainsi possible, à partir de l'analyse des relations entre minéraux et microstructures, de discuter les relations entre métamorphisme et tectonique.

Dans ce qui suit, on présente tout d'abord le contexte régional du métamorphisme et de la tectonique dans les Alpes cottiennes (transversale de Briançon). Puis on commente quelques types de relations entre minéraux et microstructures. Enfin on amorce en guise d'interprétation quelques spéculations sur les rôles possibles des fluides interstitiels.

2. Tectonique et métamorphisme à l'échelle régionale

Entre le Pelvoux à l'ouest et la plaine du Pô à l'est, la disposition cartographique d'ensemble est assez simple, aussi bien pour les principaux minéraux de métamorphisme que pour les principales zones tectoniques (fig. 1). Depuis les zones externes

[1]) Institut de Géologie, 1, rue Blessig, F-67084 Strasbourg Cédex (France).

(massif cristallin du Pelvoux et sa couverture) jusqu'aux zones internes (zone briançonnaise et zone piémontaise), on passe d'un métamorphisme à prehnite-pumpellyite à un métamorphisme à lawsonite-glaucophane puis à un métamorphisme à zoïsite-glaucophane. Cette disposition géographique simple en grand

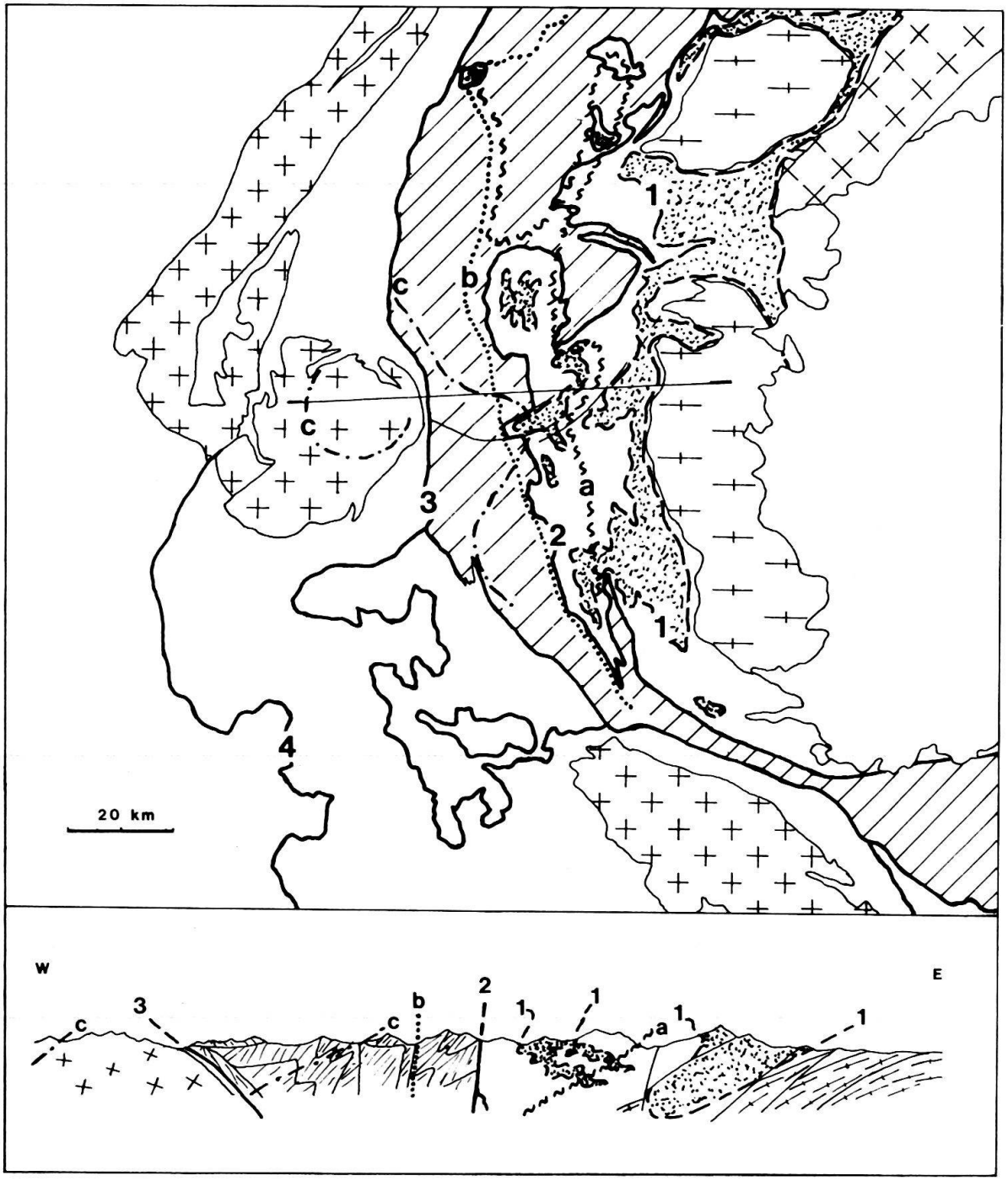


Fig. 1. Disposition schématique des sutures tectoniques majeures et de quelques limites d'apparition de minéraux dans les Alpes cottiennes (carte et coupe).

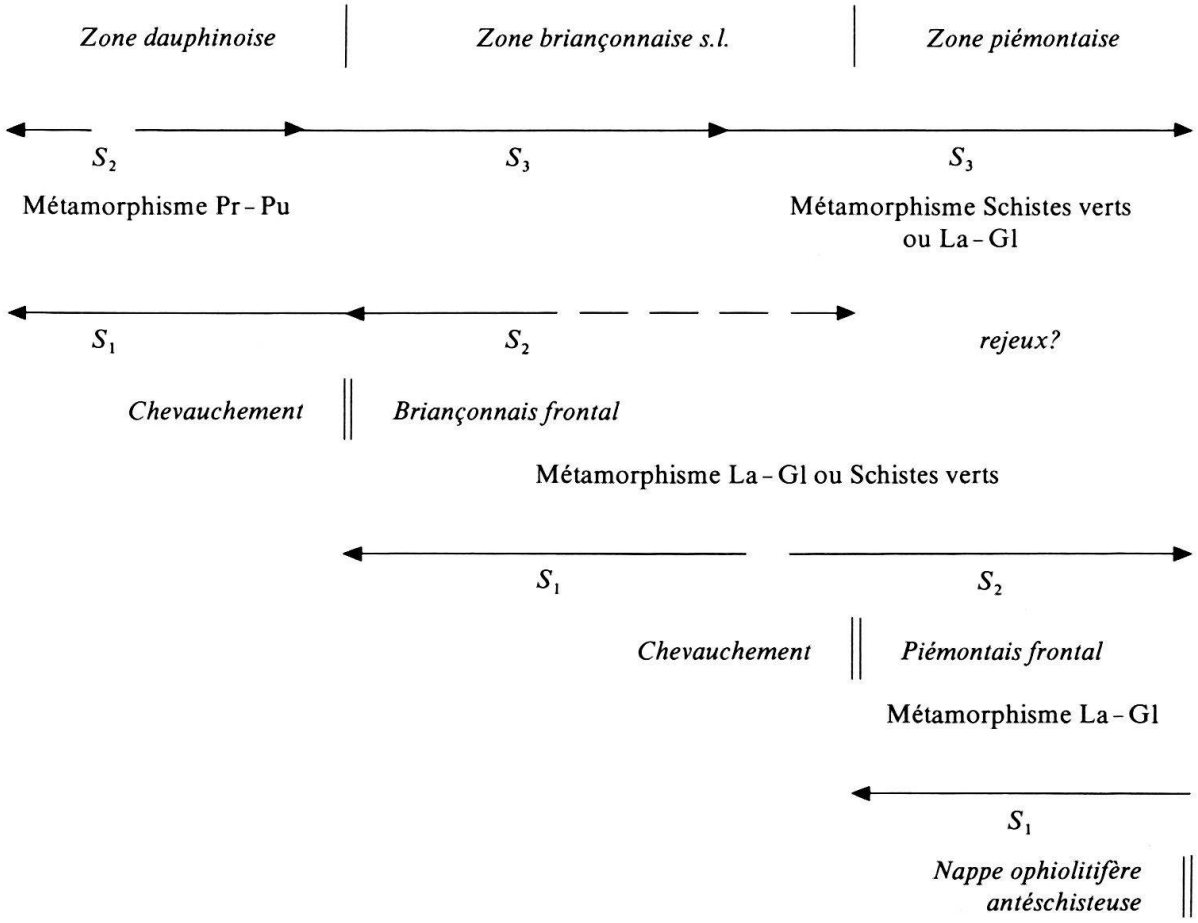
Contacts anormaux: 1 = limite approximative des unités ophiolitifères; 2 = chevauchement piémontais frontal; 3 = chevauchement pennique frontal; 4 = chevauchement de Digne.

Limites d'apparition de minéraux (d'après SALIOT 1978): *a* = apparition de la zoïsite dans les roches basiques; *b* = apparition de l'association lawsonite-glaucophane; *c* = disparition de la prehnite.

contraste avec celle que l'on observe plus au nord, à partir de la Vanoise. Ceci est probablement lié au fait que, sur la transversale de Briançon, les contacts majeurs et les isogrades ont un pendage assez fort, alors qu'ils deviennent subhorizontaux plus au nord.

Pourtant, le métamorphisme est polyphasé, associé à une tectonique synschisteuse où se succèdent plusieurs générations de structures. De plus, celles-ci ne sont pas régulièrement réparties ni contemporaines d'un bord à l'autre de la transversale, comme indiqué schématiquement dans le tableau suivant (TRICART et al. 1977) (ce qui avait déjà été signalé par AYRTON & RAMSAY 1974 dans les Alpes suisses).

Tableau: *Evolution spatiale de la structuration dans les Alpes cottiennes au cours du temps.*



En première approximation, on observe donc en chaque point de la transversale la succession suivante:

— déplacement d'ensemble et superposition anormale (avec peu ou pas de schistosité ni de métamorphisme),
— déformation synschisteuse (évoluant vers le rétrodéversement) et métamorphisme.

Mais cette succession n'affecte pas simultanément toute la transversale.

On souligne ainsi l'importance de certaines limites qui segmentent la transversale: chevauchement briançonnais frontal; limite entre les unités piémontaises et prépiémontaises. Celles-ci correspondent à la fois:

— à d'anciennes limites paléographiques,
— à des zones de raccourcissement majeur,
— à des limites d'extensions de familles données de structures synschisteuses,
— à des zones ou se regroupent certains isogrades.

Enfin, le fait que des régions progressivement plus étendues soient gagnées par les déformations synschisteuses et par le métamorphisme se traduit par exemple dans le recoupement de certains isogrades (apparition de la lawsonite par exemple) par d'autres (métamorphisme à prehnite-pumpellyite). Ceci pourrait correspondre à une remontée des isothermes dans le bâti déformé.

Dans ce contexte, il est assez étonnant que des assemblages à lawsonite-glaucophane soient préservés ou recristallisés au sein des Schistes lustrés piémontais durant plusieurs «phases» tectoniques.

3. Minéraux et microstructures

a) Position des minéraux

On peut distinguer plusieurs types de disposition des minéraux de métamorphisme par rapport aux microstructures (fig. 2).

Remplacement

Les néocristallisations se développent souvent à la place des anciens minéraux aux dépens desquels elles se forment. Ceci se fait d'abord par nucléation puis par croissance de la nouvelle phase. Les anciens minéraux et les microstructures qu'ils dessinaient peuvent disparaître totalement. Ou bien une partie d'entre eux peut être emprisonnée sous forme d'inclusions à l'intérieur du nouveau minéral croissant à l'emporte-pièce (fig. 2*a*). Ou bien encore, certaines inclusions peuvent être repoussées progressivement à la périphérie du nouveau minéral, et par exemple en dessiner des formes de croissance successives (fig. 2*b*).

L'orientation des nouveaux minéraux dépend de plusieurs facteurs tels que influence des structures antérieures, influence des contraintes sur une nucléation préférentielle ou sur une croissance préférentielle. Lors de l'évolution des déformations, cette orientation initiale est souvent modifiée, soit par rotation mécanique, soit par sélection des grains les plus favorablement orientés.

Mimétisme

Lorsqu'une anisotropie est suffisamment bien marquée dans une roche, par exemple une première foliation, les cristallisations et surtout les recristallisations sont fréquemment guidées par cette anisotropie. La disposition des nouveaux minéraux calque alors en partie la disposition des minéraux et des microstructures antérieurs. Ceci se produit par exemple lors d'une recristallisation statique de grains

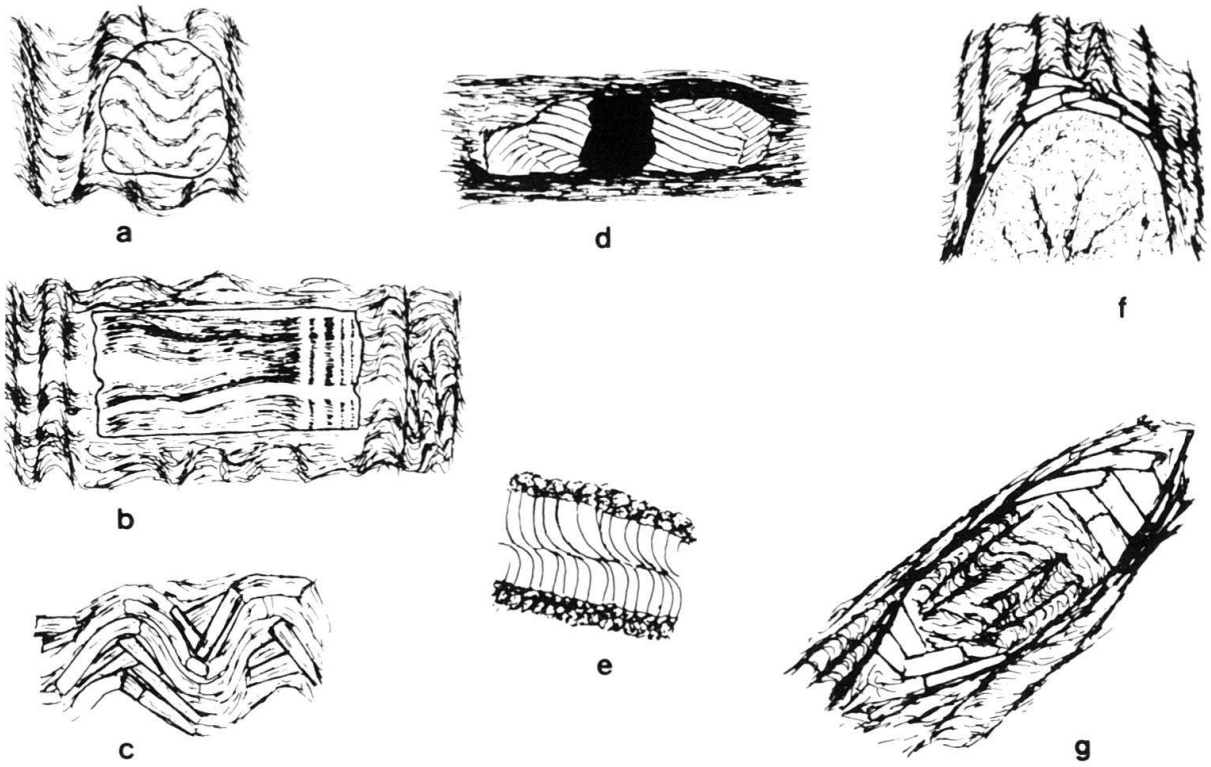


Fig. 2. Différentes positions possibles des minéraux de métamorphisme (schémas d'après lames minces) (CARON 1977).

a = Albite non déformée fossilisant une crénulation.
b = Lawsonite postérieure à une foliation (formes de croissance successives).
c = Micas en arc polygonal se développant à partir de micas crénulés.
d = Fibres de quartz en zone abritée au voisinage d'une pyrite.
e = Fibres de calcite syntaxiales dans une fente de tension d'un calcaire.
f = Micas dans un microdécollement entre un interlit schisteux et l'extrados d'un niveau quartzitique.
g = Micas dans une amande de cisaillement.

de quartz après déformation, ou bien lors du développement de micas pendant le rejeu d'une foliation, ou bien encore lors de la recristallisation de micas ou d'amphiboles en arc polygonal dans l'enveloppe d'un micropli (fig. 2*c*).

Ce mimétisme s'explique suivant les cas, soit par la restructuration d'un minéral déformé (migration des défauts cristallins), soit par le contrôle de la forme ou de l'orientation des anciens minéraux sur la nucléation et la croissance des nouveaux minéraux.

Remplissage de zones d'ouverture

Lors de la déformation d'une roche sous contrainte anisotrope, il tend à se produire, à un instant donné, une élongation suivant certaines directions, c'est-à-dire une tendance à «l'ouverture relative» de certaines portions de la roche. Il ne faut pas se représenter cette ouverture relative nécessairement comme la création d'une fente dont l'ouverture va en s'agrandissant, mais plutôt comme la rupture ou la disjonction de certains grains; le long de ces surfaces, la croissance des minéraux adjacents, ou bien la cristallisation de nouveaux minéraux, nécessite moins de

travail suivant la contrainte principale minimale (DURNEY & RAMSAY 1973). La géométrie de ces zones d'ouverture relative dépend d'une part de la déformation instantanée, d'autre part de l'anisotropie de la roche. Mais, bien que la nucléation des nouveaux minéraux soit probablement en partie guidée par les anciens, la croissance de ces nouveaux minéraux ne paraît dépendre que de la déformation instantanée.

De telles zones «d'ouverture relative» correspondent aux microstructures suivantes (elles sont en général couplées avec des zones de serrage où s'opère la dissolution dont les néocristallisations sont complémentaires).

— «Zones abritées» («pressure shadows») au voisinage de corps moins déformables que la matrice qui les emballe (fig. 2*d*).
— Fentes d'extension où se développent des fibres (fig. 2*e*).
— Microdécollements entre des niveaux de compétences différentes (fig. 2*f*).
— Amandes de cisaillement (fig. 2*g*).

b) Minéraux, marqueurs de la progression des déformations

On observe très fréquemment, dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes, des minéraux néoformés dans des zones d'ouverture. Il s'agit souvent de quartz (fig. 3*a*), de calcite ou de mica blanc (fig. 3*b*), mais aussi parfois de lawsonite, d'amphibole bleue, ... (CARON 1977). Ces cristallisations en fibres paraissent souvent couplées avec la disparition de matière par dissolution le long des surfaces de schistosité.

On peut attendre, de l'étude des minéraux néoformés dans les zones d'ouverture, deux groupes d'informations.

— D'une part, la formation de ces minéraux dépend beaucoup moins que pour ceux du fond de la roche des conditions locales préexistantes (minéraux reliques métastables, problèmes de recristallisation, ...). Ces minéraux, néoformés à un moment précis de l'évolution tectono-métamorphique de la roche, peuvent donc permettre de caractériser précisément les conditions thermodynamiques régnant à ce moment.
— D'autre part, la croissance de ces minéraux en fibres semble se faire parallèlement à la direction d'extension principale instantanée. Les fibres enregistrent donc au cours de leur croissance syncinématique la progression des déformations locales. Il est très fréquent d'observer des fibres de forme courbe, mais dont le réseau n'est pas déformé. On peut ainsi vérifier que, au niveau des grains, la déformation progressive est très rarement coaxiale. L'étude détaillée de ces fibres constitue donc un outil d'analyse précieux pour la compréhension de nombreuses structures mineures (signification de la schistosité, réorientation de linéations, ...).

c) Recristallisation

Les minéraux déformés emmagasinent de l'énergie. Si les conditions ambiantes restent compatibles avec la stabilité de l'espèce minérale considérée, les minéraux déformés ont tendance à restituer cette énergie en recristallisant sous la même espèce, surtout si la température et la pression d'eau sont suffisantes. On entend ici

«recristallisation» dans son sens le plus large, ce qui recouvre aussi bien la restauration des réseaux par migration de défauts intracristallins, que la nucléation et la croissance de nouveaux grains non déformés de même nature.

Une recristallisation trop importante tend à oblitérer les microstructures préexistantes. Mais dans certains cas favorables, des stades successifs de l'évolution microstructurale peuvent être fossilisés au sein d'un minéral recristallisé (fig. 3*c*). Dans tous les cas de recristallisation, il faut bien distinguer l'aspect pétrographique (la même espèce minérale reste stable) de l'aspect microstructural (l'architecture locale a subi des changements, et le minéral observé n'est pas exactement le même que le minéral initial). Le problème se complique lorsque des recristallisations successives sont accompagnées de légers changements au sein d'une série isomorphe (micas, par exemple).

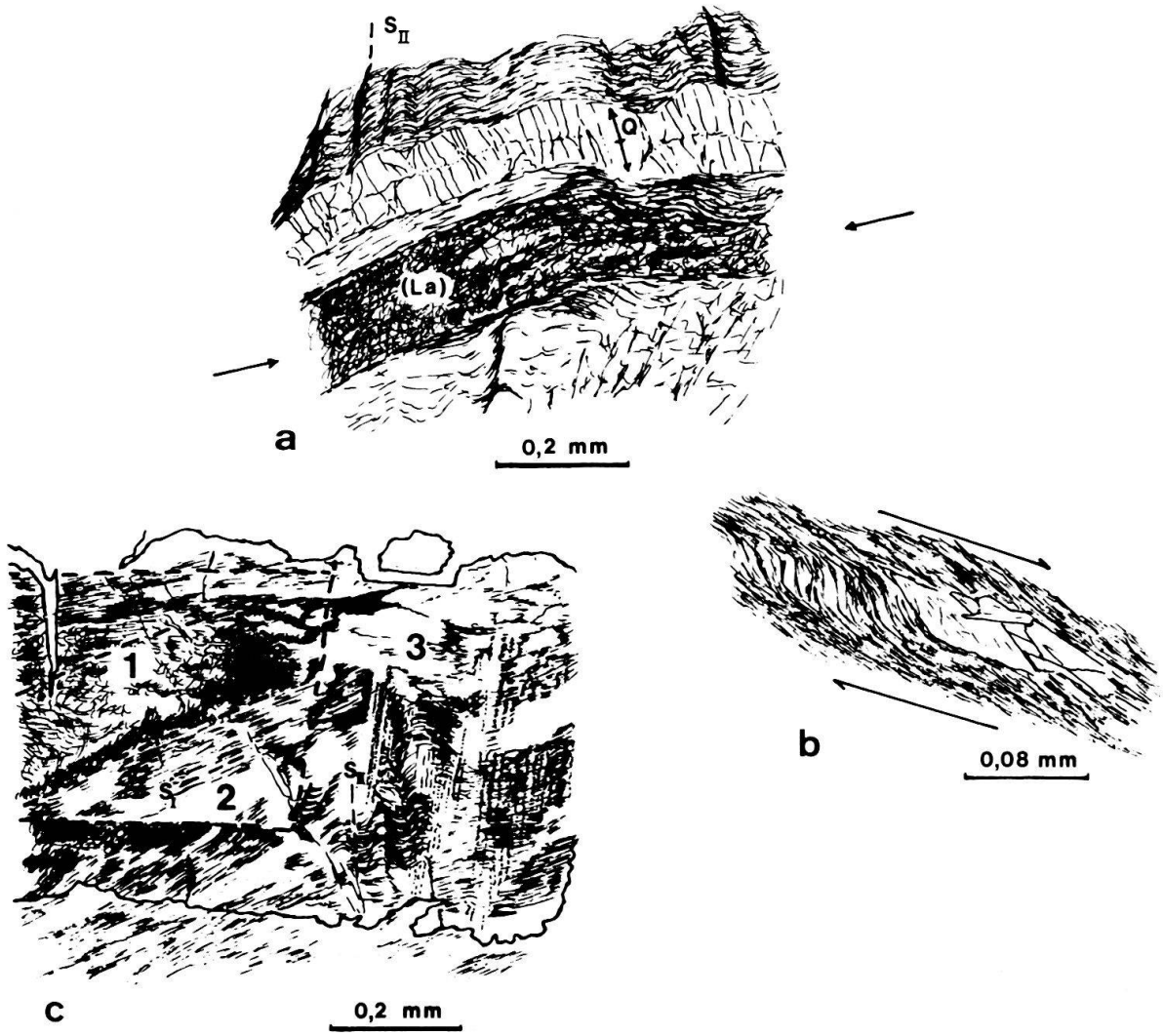


Fig. 3. Néocristallisation et recristallisation.

a = Microdécollement à l'extrados d'une lawsonite pseudomorphosée. Remplissage de quartz en fibres subparallèles à la schistosité de crénulation.

b = Microdécollement à l'abri d'un microlithon. Remplissage de mica blanc.

c = Zones de croissance successives à l'intérieur d'une lawsonite à extinction franche. Fossilisation de domaines à structuration de plus en plus complexe.

4. Discussion: rôles possibles des fluides

La nature des minéraux de métamorphisme observées dans les Alpes cottiennes, ainsi que l'abondance des inclusions fluides, attestent la présence de fluides interstitiels lors de l'évolution tectonique et métamorphique de cette région. La perméabilité de ces roches est faible, et les déformations entraînent une réduction de la porosité si bien que la pression fluide devait être forte (de l'ordre de grandeur de la pression lithostatique). La stabilité de minéraux tels que la lawsonite implique la richesse en eau de ces fluides interstitiels (97 à 99% de molécules).

Il est vraisemblable que ces fluides ont joué un rôle important tant dans l'évolution pétrographique que dans l'évolution tectonique des Alpes cottiennes.

a) Rôles minéralogiques des fluides

— Participation à de nombreuses réactions métamorphiques.
— Milieu d'échange privilégié (diffusion).
— Vecteur de matière dissoute (percolation).
— Vecteur de chaleur (convection).

b) Rôles mécaniques des fluides

— Augmentation de la vitesse de migration des défauts intracristallins.
— Facteur prédominant de la déformation ductile aux températures considérées (de l'ordre de 200 à 500 °C), où les mécanismes de dissolution-cristallisation sont prépondérants.
— Abaissement du seuil de rupture fragile des roches (surtout lors d'une augmentation de température, car la dilatation thermique de l'eau est plus importante que celle des solides dans le domaine P-T considéré).
— Diminution de la cohésion des roches le long des surfaces de faiblesse préexistantes, et donc facilitation des rejeux cisaillants le long de ces surfaces.

c) Fonctionnement «en clapets» des surfaces de schistosité

Dans les métasédiments des Alpes cottiennes septentrionales, la recristallisation de minéraux tels que des lawsonites apparaît comme un phénomène ponctuel, bref, pas nécessairement simultané en des points distants d'à peine quelques centimètres, et répétitif.

— *Ponctuel:* à l'échelle du minéral ou du fragment de minéral.
— *Rapide:* souvant plus rapide que le développement des microstructures, dont les stades différents peuvent être emprisonnés.
— *Non simultané:* dans un même échantillon, des lawsonites peu distantes «fossilisent» des stades variés d'une même déformation.
— *Répétitif:* des lawsonites non déformées emprisonnent des franges successives à microstructures de plus en plus complexes (fig. 3*c*); ou encore des lawsonites ont été fragmentées, disjointes, puis réunies à l'intérieur d'un seul cristal non déformé. Ceci est interprété comme l'indice de recristallisations successives d'un

même minéral. D'autre part, des bandes à densité d'inclusions alternativement forte et faible marquent souvent les faces de croissance successives d'un même minéral, ce qui correspond probablement à des vitesses de croissance variables, ou encore à une croissance «par saccades». Il faut souligner que ces faces de croissance sont souvent parallèles à la schistosité, ce qui, là encore, indique que les surfaces de schistosité ont pu fonctionner de manière répétée en distension. Une croissance «par saccades» peut également rendre compte de couronnes concentriques (jusqu'à 5) alternativement plus claires et plus sombres dans les amphiboles bleues.

La croissance et la recristallisation de minéraux tels que la lawsonite n'est donc pas uniquement sous la dépendance de facteurs dont la variation puisse être décrite par des gradients réguliers (température, pression, ...). Il faut envisager aussi l'influence de facteurs sensibles à des «pulsations» plus ou moins répétées. C'est le cas notamment des contraintes et de la pression fluide.

Considérons d'abord un cas où la pression fluide serait constante et peu différente de la pression lithostatique. Lorsque des contraintes anisotropes sont appliquées, la déformation qui s'ensuit tend à annuler l'anisotropie des contraintes. Il peut donc arriver à certains moments que l'une au moins des contraintes principales soit suffisamment inférieure à la pression fluide pour que la cohésion soit vaincue le long de certaines surfaces de discontinuités (qui peuvent être apparues au cours d'un stade antérieur). Une schistosité, par exemple, cesse momentanément de fonctionner surtout en compression pour avoir tendance à s'ouvrir.

Toutes choses égales par ailleurs, la pression fluide peut, elle aussi, être sujette à des variations successives, à des «pulsations». Une telle image de fonctionnement «en clapets» a été proposée par AUTRAN, FONTEILLES & GUITARD (1970) pour expliquer le comportement des fluides au voisinage de la limite entre mésozone et catazone dans les Pyrénées orientales. Ces auteurs proposent qu'une barrière de perméabilité s'ouvre de manière répétée pour permettre l'échappement vers le haut de fluides responsables de surpressions momentanées. La barrière empêcherait toutefois les migrations de fluides en sens inverse (vers le bas).

En résumé, on peut envisager le modèle suivant, à titre d'hypothèse interprétative. Dans la mesure où, au cours de stades préliminaires, la compaction, ainsi que la dissolution au contact de certains grains, couplées avec la cristallisation dans les zones de moindre pression, ont diminué à la fois la porosité et la perméabilité, la pression du fluide aqueux interstitiel est peu différente de la pression lithostatique. La déformation se poursuit et se marque notamment par le développement de schistosité. La remontée des isothermes dans le bâti orogénique se traduit par une augmentation progressive de la température.

A l'échelle de quelques grains ou de quelques centimètres cubes, la mise sous tension entraîne une cohésion plus grande des surfaces de schistosité. Cette légère surpression tectonique, ou bien les processus de déformation plastique, contribuent à comprimer les pores. De plus, l'augmentation de température permet le déroulement de réactions de déshydratation, et provoque une expansion thermique des fluides. Pendant ce temps, les interactions entre roche et fluides interstitiels se déroulent en système fermé, dans la mesure où la perméabilité est trop faible pour

que l'augmentation de la pression fluide entraîne une évacuation appréciable des fluides.

A partir d'un certain seuil de surpression fluide, la cohésion des roches est toutefois vaincue, et une rupture rapide (distension ou cisaillement) réduit momentanément l'anisotropie des contraintes. Il y a donc augmentation brutale de la perméabilité, évacuation de fluides vers le haut (ouverture du système), et diminution de la pression fluide locale. Ce changement rapide des conditions locales s'accompagne de l'apport des fluides à une brève distance le long du drain. La migration des fluides véhicule des substances dissoutes ainsi qu'une certaine quantité de chaleur et contribue à une augmentation de pression dans un endroit peu éloigné, si bien que le phénomène peut se propager de proche en proche. Les discontinuités que représentent les surfaces de schistosité servent de drain préférentiel pour les fluides qui, à leur tour, facilitent les ruptures, les rejeux cisaillants et les réajustements minéralogiques.

Dans un tel modèle, l'équilibre dépend de nombreux facteurs (pression, température, pression, fluide, ...), et le système possède des propriétés hétérogènes (composition des solides, composition des fluides, coefficients de dilatation, alternance de niveaux de composition et de propriétés mécaniques différentes, ...). Il est donc possible que les fluctuations même faibles de l'un ou de l'autre des paramètres entraînent le franchissement rapide d'un seuil de comportement.

En suivant l'image proposée, on est conduit à envisager l'histoire tectono-métamorphique du bâti, c'est-à-dire la suite des réajustements structuraux et minéralogiques, comme l'intégration sur de longues durées (quelques dizaines de millions d'années) et dans de grandes dimensions (ensemble de la zone piémontaise) de processus ponctuellement instantanés, non simultanés, mais progressant de proche en proche. Le métamorphisme de haute pression - basse température, ou du moins sa persistance dans les Alpes cottiennes, pourrait ainsi traduire la lente remontée des isothermes dans un secteur de la chaîne où, à l'inverse des Alpes italo-suisses, les terrains sédimentaires qui subissent leur premier métamorphisme prédominent nettement sur les socles réactivés. La migration discontinue, lente et forcée, «en clapets», des fluides contrôlerait mécaniquement et surtout chimiquement la cristallisation des minéraux de métamorphisme. En forçant le paradoxe, ce métamorphisme de haute pression résulterait d'un effet thermique dans des terrains de couverture gorgés d'eau! En somme un mécanisme de même origine, mais aux résultats inverses, de «l'effet de socle» mis en évidence par FONTEILLES & GUITARD (1968).

5. Conclusion

Les relations entre métamorphisme et tectonique peuvent être considérées comme le résultat de l'interaction de nombreux processus se déroulant à des vitesses variées. Une meilleure compréhension de ces relations dépend d'une bonne connaissance de ces lois de vitesse, par exemple:

— vitesses de mise en solution,
— vitesses de diffusion,
— vitesses de circulation des fluides,

— vitesses de croissance des minéraux,
— vitesses de migration des défauts,
— vitesses de déformation.

Les différents processus de déformation et de cristallisation peuvent tantôt se contrarier les uns les autres, tantôt se compléter. A chaque instant, leur importance dépend d'une part de l'état acquis antérieurement:

— nature, dimensions, orientation de forme, orientation de réseau, densité de défauts ... des minéraux,
— discontinuités, hétérogénéités, anisotropies aux diverses échelles,
— porosité, perméabilité, composition des fluides,

d'autre part des conditions ambiantes au moment considéré:

— pression totale et gradient de pression, température et gradient de température, potentiel chimique de chaque constituant dans chaque phase et gradients de potentiel chimique, pression fluide et gradient,
— contrainte, déformation instantanée, ...

BIBLIOGRAPHIE

AUTRAN, A., FONTEILLES, M., & GUITARD, G. (1970): *Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales.* - Bull. Soc. géol. France (7), *12*/4, 673-731.

AYRTON, S.N., & RAMSAY, J.G. (1974): *Tectonic and metamorphic events in the Alps.* - Bull. suisse Minéral. Pétrogr. *54*, 609-639.

CARON, J.-M. (1977): *Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale.* - Sci. géol. (Strasbourg) [Mém.] *48*.

DURNEY, D.W., & RAMSAY, J.G. (1973): *Incremental strains measured by syntectonic crystal growths.* In: *Gravity and Tectonics* (p. 67-96). - Wiley, London.

FONTEILLES, M., & GUITARD, G. (1968): *L'effet de socle dans le métamorphisme.* - Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. *91*, 185-206.

SALIOT, P. (1978): *Le métamorphisme dans les Alpes françaises.* - Thèse Paris.

TRICART, P., CARON, J.-M., GAY, M., & VIALON, P. (1977): *Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales).* - Bull. Soc. géol. France (7), *19*/4, 873-881.