Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 69 (1989)

Heft: 1

Artikel: Les chemins pression-température-temps-déformation-espace (P-T-t-d-e) dans les micaschistes associés aux schistes bleus de l'ile de Groix, Bretagne Méridionale, France

Autor: Djro, Chérubin / Triboulet, Claude / Audren, Claude

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-52777

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

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 69, 73–90, 1989

Les chemins pression-température-temps-déformation-espace (P-T-t-d-e) dans les micaschistes associés aux schistes bleus de l'Ile de Groix, Bretagne Méridionale, France

par *Chérubin Djro*[1], *Claude Triboulet*[2] et *Claude Audren*[3]

Abstract

The study of the successive parageneses associated with the three known deformation episodes (D1, D2, D3) in the micaschists has been performed, at all scales, on six significant areas of Ile de Groix. Each episode of deformation is characterized by structures underlined by characteristic minerals. Only phengitic white micas crystallized geometrically in all structures (foliations, microfolds). They have been used as geothermo-barometers associated with plagioclase and, when possible, with garnets in order to define the P-T evolution of the deformation through time for each D1, D2 and D3 episode. This evolution is significantly decreasing in temperature and characterizes the end of a prograde - retrograde path representative of a tectono-metamorphic cycle of continental collision type. The physical conditions of metamorphism associated to D1→D2→D3 deformations in the metapelites illustrate the last phase of a collision process (uplift and erosion) which occurred under medium- to low-pressure amphibolite facies, completely outside of the blueschist facies.

Keywords: deformation, metamorphic evolution, geothermobarometry, amphibolite facies, Ile de Groix, France.

Résumé

L'étude des paragenèses minérales successives associées aux trois épisodes de déformation connus dans les micaschistes a été réalisée de l'échelle de l'île et à l'échelle microscopique dans six secteurs significatifs. Chaque épisode de déformation est caractérisé par des structures soulignées par des minéraux symptomatiques. Seuls les micas blancs phengitiques ont cristallisé géométriquement dans l'ensemble de ces structures (foliations, microplis). Ils ont été utilisés comme géothermo-baromètres, associés parfois au plagioclase et au grenat afin de déterminer l'évolution P-T de la déformation au cours du temps dans chacun des épisodes Dl, D2, D3. Cette évolution est essentiellement marquée par une décroissance de la température et marque la fin du chemin prograde→rétrograde caractérisant un cycle tectono-métamorphique de type collision continentale. Les conditions physiques du métamorphisme associé aux déformations D1→D2→D3 dans les métapélites de Groix caractérisent la phase tardive d'une collision (remontée par dénudation) qui s'est réalisée entièrement dans le faciès amphibolite de moyenne à basse pression, en dehors du faciès schistes bleus.

Introduction

Située au large de Lorient, l'île de Groix est un complexe polymétamorphique et polystructural qui tire son originalité, par rapport au contexte géologique de la Bretagne méridionale, de la présence de roches métamorphiques de haute pression, de type «schistes bleus» (Fig. 1) (AUDREN, 1987).

Les études minéralogiques et pétrologiques les plus récentes (TRIBOULET, 1974, 1977; CARPENTER, 1976) ont montré qu'elle avait subi deux épisodes de métamorphisme: un premier épisode M1

[1] Faculté des Sciences, Département des sciences de la Terre, 04 BP 322 Abidjan, Côte d'Ivoire.

[2] Laboratoire de Pétrologie Minéralogique, associé au C.N.R.S., URA 736 «Pétrologie éruptive et métamorphique», Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex, France.

[3] Institut de géologie, CAESS, Laboratoire propre du C.N.R.S., Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France.

Les demandes de tirés-à-part devront être adressées à C. Triboulet.

Tab. 1 Synthèse des différents travaux sur les relations métamorphisme/déformation à l'île de Groix. 1: faciès schistes bleus; 2: limites faciès éclogite/granulite/amphibolite; 3: faciès amphibolite; 4: faciès schistes verts; 5: rétromorphose R.

	COGNÉ et al. (1966)	BOUDIER et NICOLAS (1976)	CARPENTER (1978)	QUINQUIS (1980) QUINQUIS et CHOUKROUNE (1981)	DJRO, TRIBOULET et AUDREN (1989)
Litage Tectono-métamorphique F	?	D1 Litage tectonique et linéation du glaucophane	Fe Litage tectono-métamorphique	Déformation D1 progressive • litage tectono-métamorphique • linéation d'étirement • plis non cylindriques • cisaillement tangentiel du Sud vers le Nord	F
Première phase : plis N170-N160	D1 : plis isoclinaux déversés vers l'Ouest — D2 : étirement et aplatissement des plis dans le sens N-S	D2	F1 Plis couchés isoclinaux		D_1
Seconde phase : plis NW-SE	D3	D3 plis presque coaxiaux à D2	F2	D2 plis homoaxiaux de D1	D_2
Troisième phase : plis EW	D4 plis et fractures	D4 plis tardifs	F3 Plis tardifs	D3 plis et fracturation	D_3
			F4 orientation d'albites rétromorphiques		R

1 2 3 4 5

1 2 3 4 5 T ΔT

d'âge paléozoïque moyen (420-400 millions d'années) présente une zonation dans l'espace; il a été suivi d'un épisode M2 rétromorphique par rapport à M1, d'âge Paléozoïque supérieur (320-300 millions d'années).

Selon Triboulet, la zonation établie dans les métabasites et corrélée aux micaschistes pour la phase paroxysmale à glaucophane est la suivante:

– zone I: faciès "éclogite à glaucophane", T = 530°C, P = 8,5 kbar

– zone II: faciès à glaucophane, épidote, grenat, T = 500°C, P = 8 kbar

– zone III: faciès «schistes verts à amphibole bleu-vert», T = 470°C, P = 7,5 kbar.

L'épisode M2 rétromorphose partiellement les assemblages de M1 dans le faciès schistes verts à amphibole bleu-vert, pour T = 470°C, P = 7,5 kbar.

Selon Carpenter, l'épisode M1 est zoné dans l'espace de la façon suivante:

– zone à grenat (partie Est de l'île), 8 à 9 kbar, 400 à 450°C,

– zone sans grenat (partie Ouest de l'île), 6,5 à 8 kbar, 400°C.

L'épisode M2 s'est produit avec diminution de pression et augmentation de température jusqu'à 500°C.

Les déformations et les relations déformation-recristallisation, étudiées par JEANNETTE (1965), COGNÉ et al. (1966), BOUDIER et NICOLAS (1976), QUINQUIS (1980), QUINQUIS et CHOUKROUNE (1981) mènent à des résultats et des interprétations différents (Tab. 1).

Nous nous proposons dans ce travail d'unifier et de compléter ces nombreux travaux. L'étude des roches a été effectuée aussi bien à l'échelle macroscopique (plis, schistosités, foliations, linéations minérales, sur le terrain) qu'à l'échelle microscopique (relations entre les microstructures et les associations minéralogiques).

Ce travail a porté sur l'étude des micaschistes dans six secteurs où les relations entre les phases de déformation et les associations minéralogiques successifs sont particulièrement bien exprimés: Port Mélite, Locmaria, Kérigant, Baie des Curés, Gadoéric, Pen Men. L'histoire de ces relations peut être difficilement comprise dans son ensemble à partir d'un seul de ces secteurs. Les observations de terrain et l'étude microscopique permettent ainsi de rapporter à un événement tectonique donné les phases minéralogiques les plus significatives (mica blanc et/ou chlorite, grenat, biotite, chloritoïde). L'évolution des compositions chimiques de chaque

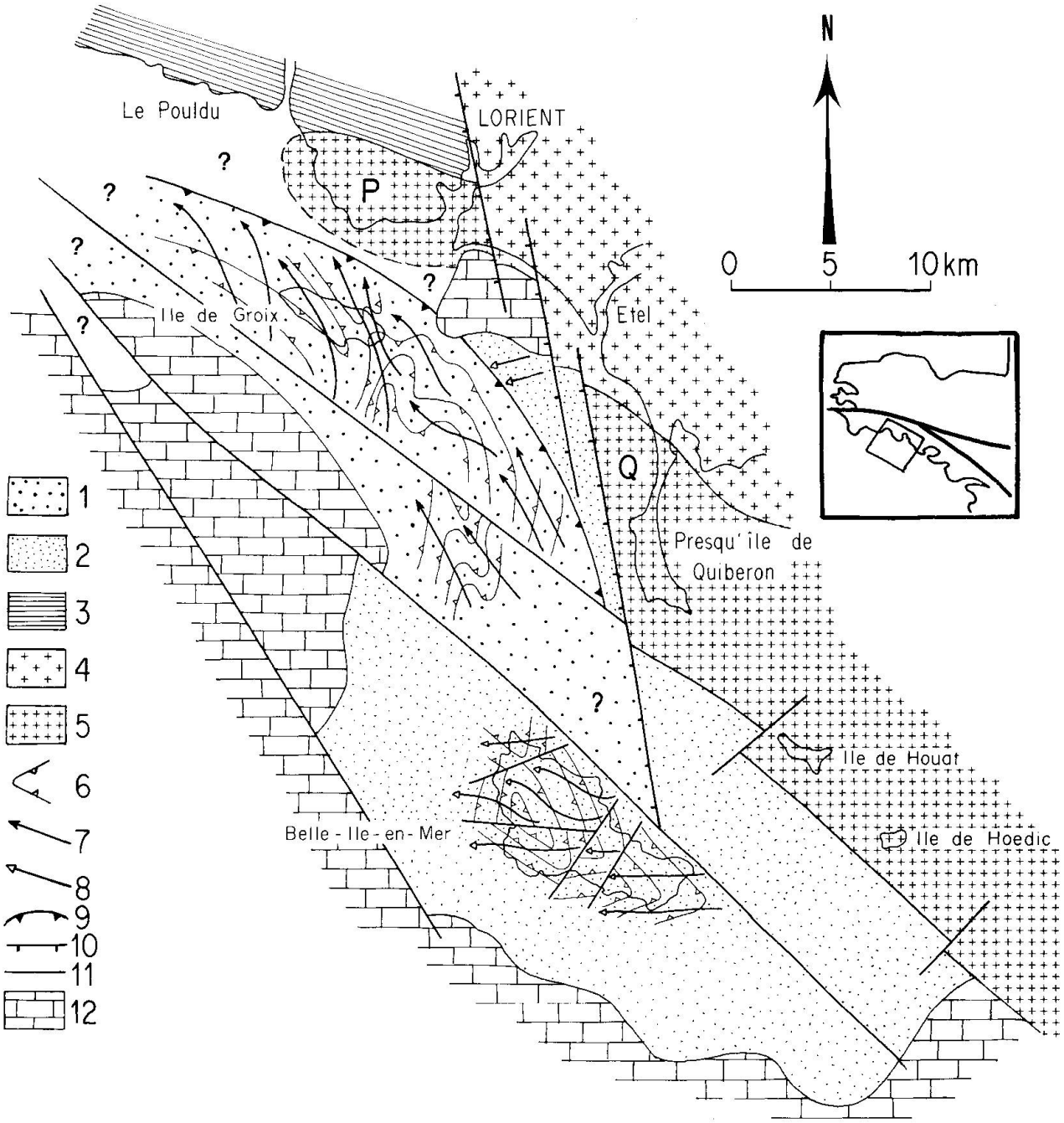


Fig. 1 Carte structurale de la ceinture de schistes bleus de l'île de Groix et de son contexte géologique, d'après AUDREN et TRIBOULET (1984) et AUDREN (1987).

1: schistes bleus de l'île de Groix; 2: séries volcano-sédimentaires de Belle-Ile-en-Mer; 3: séries métamorphiques de haute température du Pouldu; 4: granite de Carnac (330 MA); 5: granite de Ploemeur (300 MA) et granite de Quiberon (Q); 6: trace de la schistosité régionale; 7: linéation d'allongement L1 dans les schistes bleus (cisaillement tangentiel du Sud vers le Nord); 8: linéation d'allongement L2 dans les séries de Belle-Ile-en-Mer (cisaillement vers l'Ouest); 9: trace du contact chevauchant des schistes bleus sur les séries volcano-sédimentaires; 10: failles normales ayant rejoué au Tertiaire; 11: discontinuités mises en évidence par la géophysique; 12: calcaires éocènes.

phase minérale a été suivie au sein d'un même événement (variations progressives liées à la progressivité de la déformation) et d'un événement à l'autre (variations de composition d'un minéral lié à des déformations séparées dans le temps) à l'aide de la microsonde électronique CAMECA.

Chronologie des déformations

L'analyse géométrique des déformations met en évidence trois épisodes successifs caractérisés chacun par des structures propres (foliations/schistosités, linéations, plis; Fig. 2).

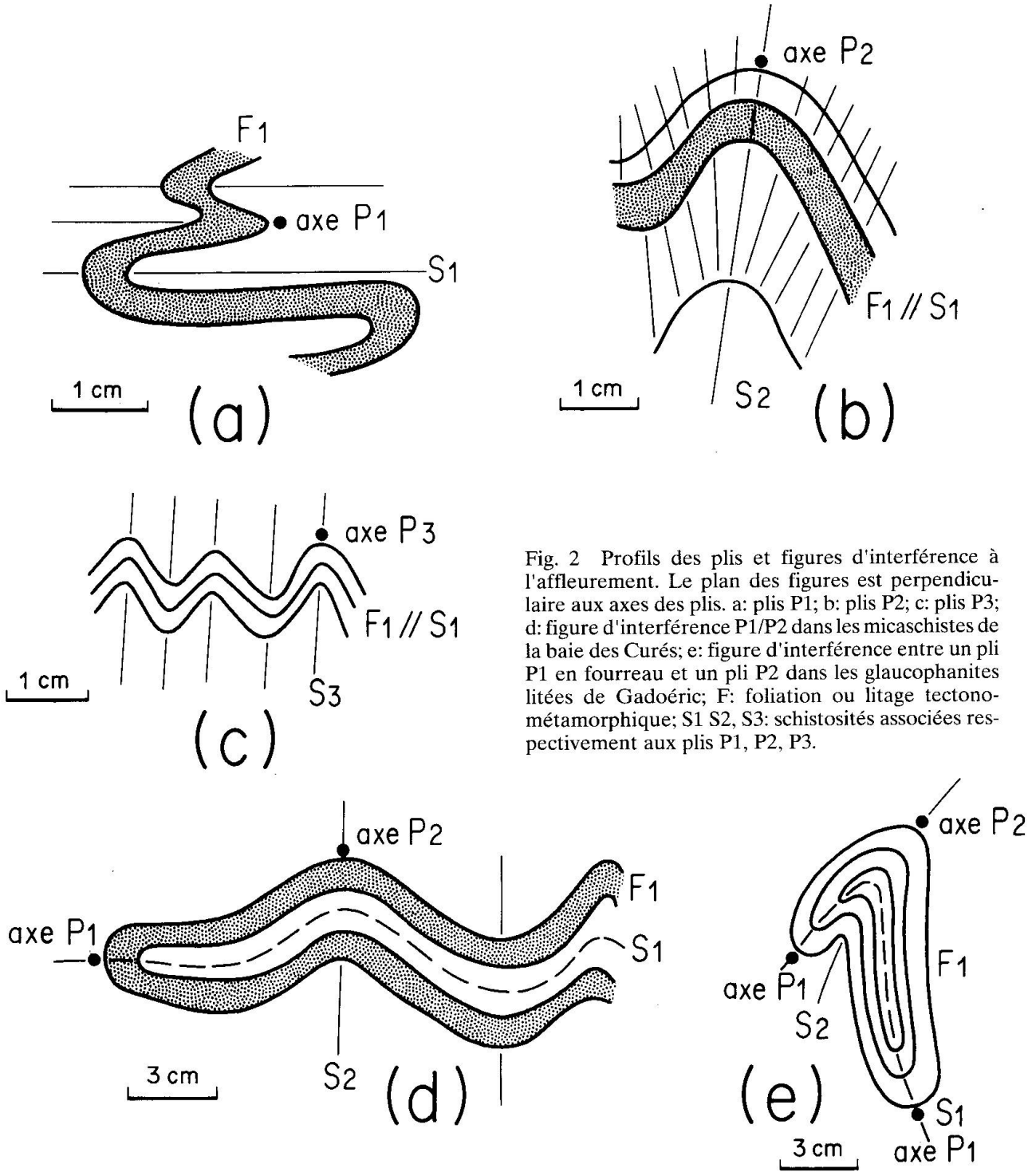


Fig. 2 Profils des plis et figures d'interférence à l'affleurement. Le plan des figures est perpendiculaire aux axes des plis. a: plis P1; b: plis P2; c: plis P3; d: figure d'interférence P1/P2 dans les micaschistes de la baie des Curés; e: figure d'interférence entre un pli P1 en fourreau et un pli P2 dans les glaucophanites litées de Gadoéric; F: foliation ou litage tectono-métamorphique; S1 S2, S3: schistosités associées respectivement aux plis P1, P2, P3.

– Une première génération associe une foliation F, une linéation d'allongement L1 et des plis isoclinaux couchés P1 à axes N-S de dimensions décimétriques (Fig. 2a). D'après Quinquis (1980), cette première génération de structures est liée à une déformation progressive (plis non-cylindriques) qui est à l'origine du litage tectono-métamorphique, de la linéation d'étirement et des plis isoclinaux.

– Une deuxième génération montre des plis droits centimétriques P2 déformant la foliation F, associés (?) aux mégastructures synformes et antiformes à l'échelle de l'île, d'axes NW-SE quasi parallèles à la linéation L1. Ces plis sont accompagnés

d'une schistosité de crénulation S2 subverticale ou déversée vers le SW (Fig. 2b).

– Une troisième génération de plis et de crénulation millimétriques orientés E-W (Fig. 2c) est inégalement répartie au NE et au SE de l'île.

Les figures 2d et 2e montrent les interférences produites par l'interaction de ces plis.

L'évolution structurale s'est accompagnée de la cristallisation et de la destruction de minéraux de façon continue dans un épisode donné. Il est ainsi possible d'établir une corrélation entre l'évolution paragénétique et la chronologie des différentes phases de déformation.

Analyse géométrique de la déformation

MICROSTRUCTURES LIÉES A LA DÉFORMATION D1 (FIG. 3a).

Le litage compositionnel de la foliation F est constitué de niveaux quartzeux et de niveaux essentiellement micacés où peuvent apparaître chlorite et /ou chloritoïde, grenat, biotite, dont les associations caractérisent les zones d'isométamorphisme (TRIBOULET, 1974). Au sein des niveaux phylliteux il existe une orientation préférentielle des micas, donnant à la foliation F l'aspect du «slaty cleavage». Cette foliation est replissée par la déformation D1, ce qui provoque dans les lits micacés des ruptures dans les zones de passage entre charnière et flanc et la création de microlithons. Il y a alors formation d'une schistosité syn-P1 (S1) qui correspond à une schistosité de type «strain slip». Le long des surfaces de ruptures, le phénomène de dissolution et de recristallisation de micas peut être important, donnant naissance à une nouvelle surface d'anisotropie, également accentuée par des traînées de minéraux opaques qui recoupent la foliation F. Dans d'autres cas, il y a tout simplement aplatissement des flancs et alignement de ceux-ci.

Des microlithons sont également formés par différenciation entre zone de charnières et zone de flancs (zones dans lesquelles les minéraux sont diversement orientés) sans dissolution/recristallisation.

Les *micas blancs* ont réagi diversement à la déformation D1. Il existe d'abondantes extinctions onduleuses et des boudinages visibles dans la foliation F, des réorientations dans la schistosité S1 liée aux plis P1, des pliages dans les charnières de ces plis et des phénomènes de dissolution/recristallisation le long des flancs des plis P1 donnant naissance à des micas orientés dans la schistosité S1.

Des micas plus ou moins transverses par rapport à la foliation F caractérisent des phénomènes de recristallisation (ETHERIDGE et al., 1973; WILLIAMS et al. 1977).

Les *grenats* sont plus ou moins tardifs dans la phase D1 et fossilisent les stades successifs de cette déformation. Dans des plans perpendiculaires à la foliation F et parallèles à la linéation D1 (plans XZ) on peut observer des grenats à inclusions sigmoïdes de quartz. On peut également observer des grenats boudinés dans la foliation F.

D'après ces observations, certains grenats sont précoces par rapport à la déformation D1 (ils sont fissurés), alors que d'autres, qui contiennent des inclusions sigmoïdes ou circulaires, se sont formés au cours de cette déformation.

Les *chlorites* sont plissées ou crénulées dans les charnières des plis P1 et allongées dans la schistosité S1. D'autres recoupent à l'emporte-pièce F et

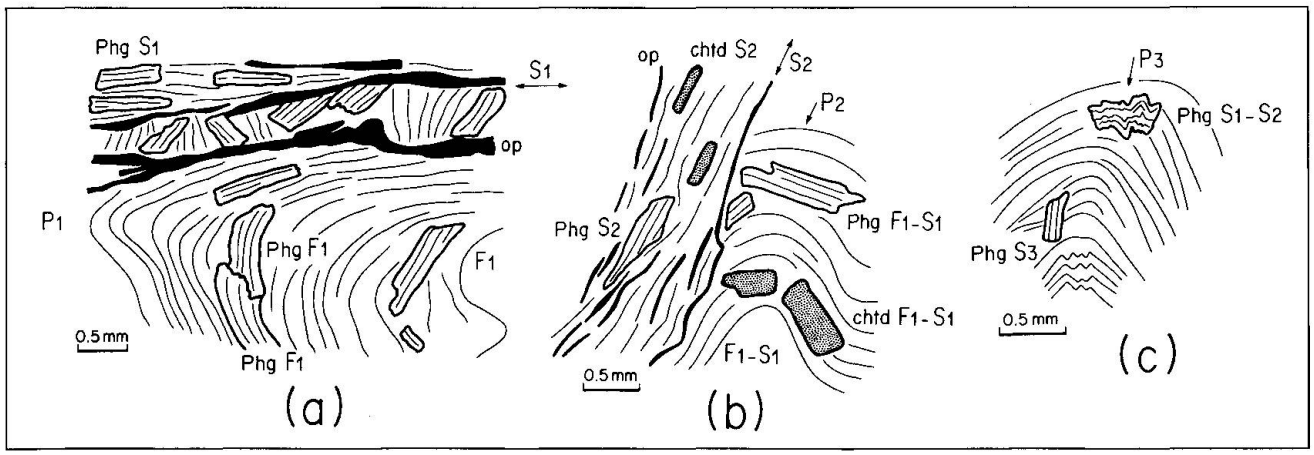


Fig. 3 Microstructures et minéraux caractéristiques des déformations D1, D2, D3, modifié d'après DJRO (1983). Le plan des figures est perpendiculaire aux axes des microplis P1, P2, P3. a: microstructures de la déformation D1 et minéraux associés (vallon de Kérigant); b: microstructures de la déformation D2 et minéraux associés (baie des Curés); c: microstructures de la déformation D3 et minéraux associés (Port-Mélite). Op: minéraux opaques; Phg: phengite; Chtd: chloritoïde.

S1. Leur histoire est donc temporellement liée à la déformation progressive D1 dans son ensemble.

Les *albites* montrent de belles figures de fossilisation de la foliation F et de la schistosité S1. Dans la zone III, elles ont cristallisé au cours de la phase de métamorphisme M1 et sont déformées par D1.

Les extinctions onduleuses dues à D1 et les images de recristallisation qu'il présente prouvent que le *quartz* fait partie de la paragenèse qui a précédé la déformation D1 (quartz sédimentaire) et a continué de se former pendant D1.

MICROSTRUCTURES LIÉES A LA DÉFORMATION D2 (FIG. 3b).

Parce qu'ils replissent la foliation F formée pendant les phases précoces de la déformation D1, les plis P2 de la deuxième phase de déformation créent une schistosité de type «strain slip». Hormis les boudinages des phengites et les inclusions dans les grenats, on retrouve les mêmes relations entre phases minérales et microstructures que dans D1: extinctions onduleuses des phengites et recristallisation dans la schistosité S2, albites fossilisant S2, quartz déformés et recristallisés.

Dans les charnières des plis P2 ils sont courbés ou fracturés; certains sont allongés dans la schistosité S2 liée aux plis P2; d'autres tendent être réorientés dans cette schistosité.

MICROSTRUCTURES LIÉES A LA DÉFORMATION D3 (FIG. 3c).

La déformation D3 déforme la foliation F en la crénulant, mais son effet n'aboutit pas à une différenciation en zone de charnières et en zone de flancs pour former des microlithons. Par endroits, on observe cependant des traînées de minéraux opaques qui indiquent un début de dégénérescence des zones de passage charnière/flanc.

Plusieurs architectures microstructurales révèlent que les phengites précoces par rapport à D3 sont déformées par elle et qu'elles se sont également formées au cours de cette phase: crénulation des phengites de la foliation F, recristallisation de phengites en éventail dans les fentes syn-D3, nombreuses recristallisations par désorientation progressive de sous-grains dans les charnières de microplis P3.

Tous les *chloritoïdes* liés à D1 et D2 sont soit fracturés, soit légèrement recourbés par la crénulation Cr3. Il n'y a pas de chloritoïdes syn-D3.

Certaines *chlorites* sont crénulées par Cr3. D'autres, qui appartiennent à la rétromorphose s.s., la recoupent à l'emporte-pièce.

Le tableau 2 présente la synthèse des données relatives aux relations entre les cristallisations minérales et les différentes générations de structures. Il modifie sensiblement les conclusions de QUINQUIS (1980). En effet, des minéraux tels que l'albite et la chlorite, qui caractérisent la zone III dans l'épisode de métamorphisme M1 ont cristallisé dans les trois zones au cours de l'épisode M2. Pensant que ces minéraux n'ont pu être formés que pendant la rétromorphose, Quinquis a placé chronologiquement cette rétromorphose avant les phases D2 et D3 de déformation, qui affectent certaines chlorites et certaines albites. De plus, contrairement aux conclusions de Quinquis, *les micas phengitiques sont liés à l'histoire des trois générations de structures.* Pour étudier l'évolution d'une phase minérale durant différents épisodes tectoniques, il faut pouvoir relier géométriquement la recristallisation de ce minéral à chaque épisode tectonique. Il est également nécessaire que la composition chimique du minéral soit sensible aux changements des variables intensives au cours du métamorphisme. Une étude minéralogique détaillée doit permettre de contrôler l'évolution chimique éventuelle des minéraux par rapport aux déformations successives.

Etude minéralogique

LE MICA PHENGITIQUE.

Les micas blancs phengitiques que nous avons analysés sont au nombre de 90 et répartis entre les six localités suivantes: Port Mélite (D1+D3), Locmaria (F+D1), vallon de Kérigant (D1+D2), baie des Curés (D1+D2), Pen Men (D1+D2+D3), Gadoéric (D1+D2). Ils ont été regroupés sur la figure 4 selon leur position microstructurale[1].

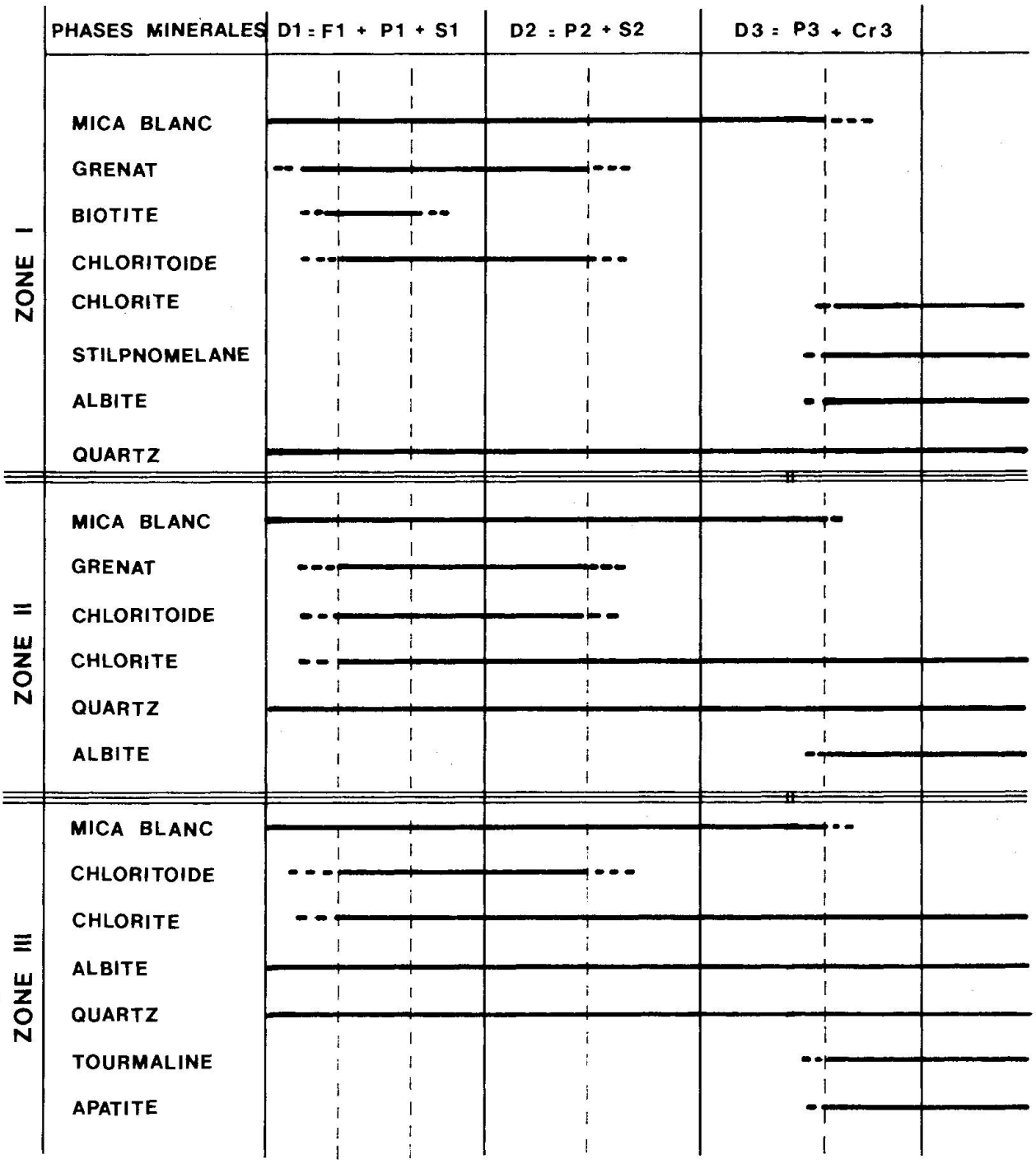
Ces phengites contiennent souvent du Na_2O dû à la substitution paragonitique qui entraîne un excès de AlIV. Toutes zones confondues, le rapport XNa = Na/(Na+K) de ces phengites varie de 0,38 à 0,08 (D1), 0,36 à 0,07 (D2) et 0,17 à 0,03 (D3).

A des fins de comparaisons en ce qui concerne la substitution phengitique, nous avons éliminé l'effet de la substitution paragonitique en extrayant des phengites la quantité de paragonite (DJRO, 1983).

Les histogrammes de la figure 4 rassemblent tous les points analysés et rendent compte de l'évolution de la teneur en Si^{4+} des micas phengitiques liés aux différentes générations de structures. Les

[1]Les analyses des minéraux peuvent être obtenues sur demande faite à C. Triboulet.

Tab. 2 Relations cristallisation/déformation dans les micaschistes de l'île de Groix.



phengites de la foliation F ont des teneurs très étalées (6,20 < Si^{4+} < 6,70), avec un maximum à 6,50. Les phengites liées aux plis P1 (dans la schistosité S1) et aux plis P2 (dans la schistosité S2) ont des teneurs comprises entre 6,60 et 6,70 avec un maximum pour celles liées aux plis P1 à 6,50 et un maximum pour celles liées aux plis P2 à 6,60. Enfin, les phengites liées aux microplis P3 et à la crénulation Cr3 sont les plus substituées, avec des valeurs de Si^{4+} comprises entre 6,60 et 6,80.

Il ressort de ces résultats que la substitution phengitique augmente à chaque nouvelle phase de déformation. Il faut cependant noter que dans la foliation F on rencontre aussi bien des micas faiblement phengitiques que des micas à forte substitution phengitique: ils sont certainement le résultat

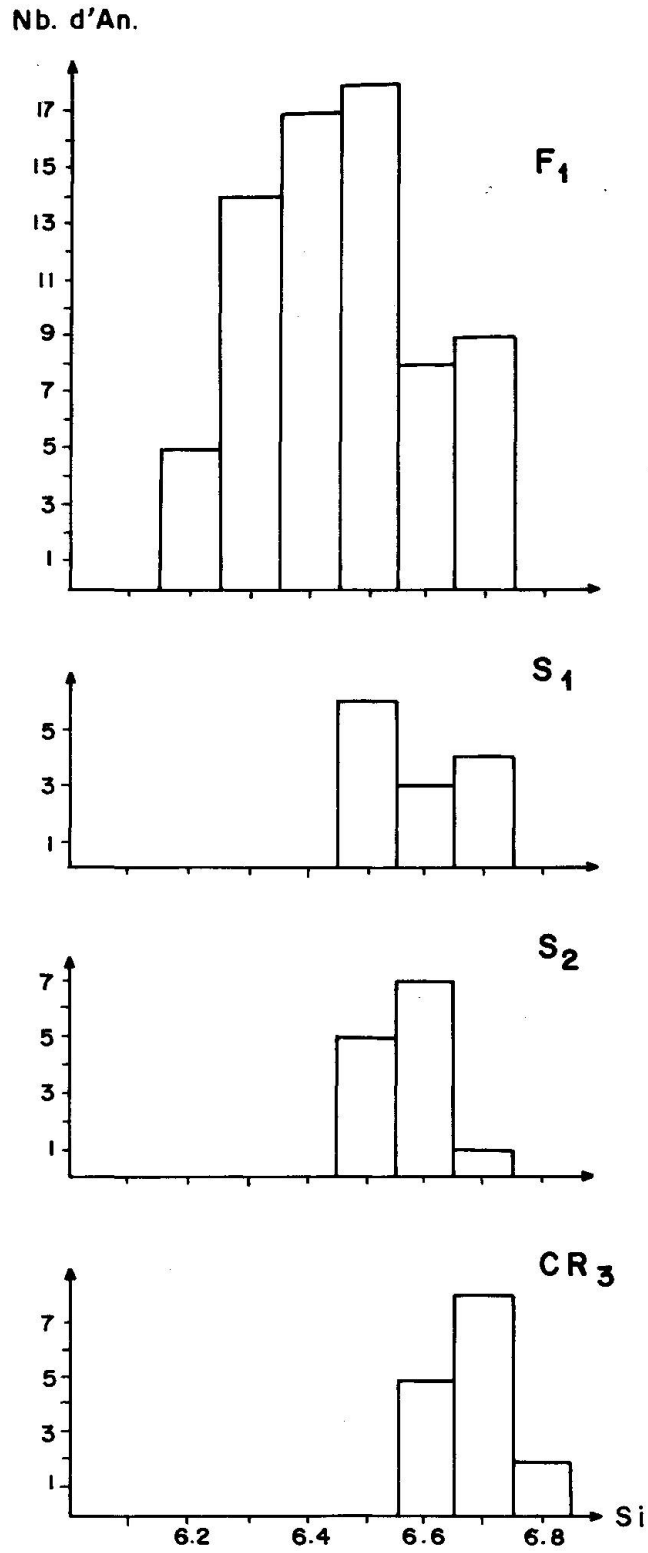


Fig. 4 Evolution de la teneur en Si^{4+} des phengites liées aux différentes générations de structures.

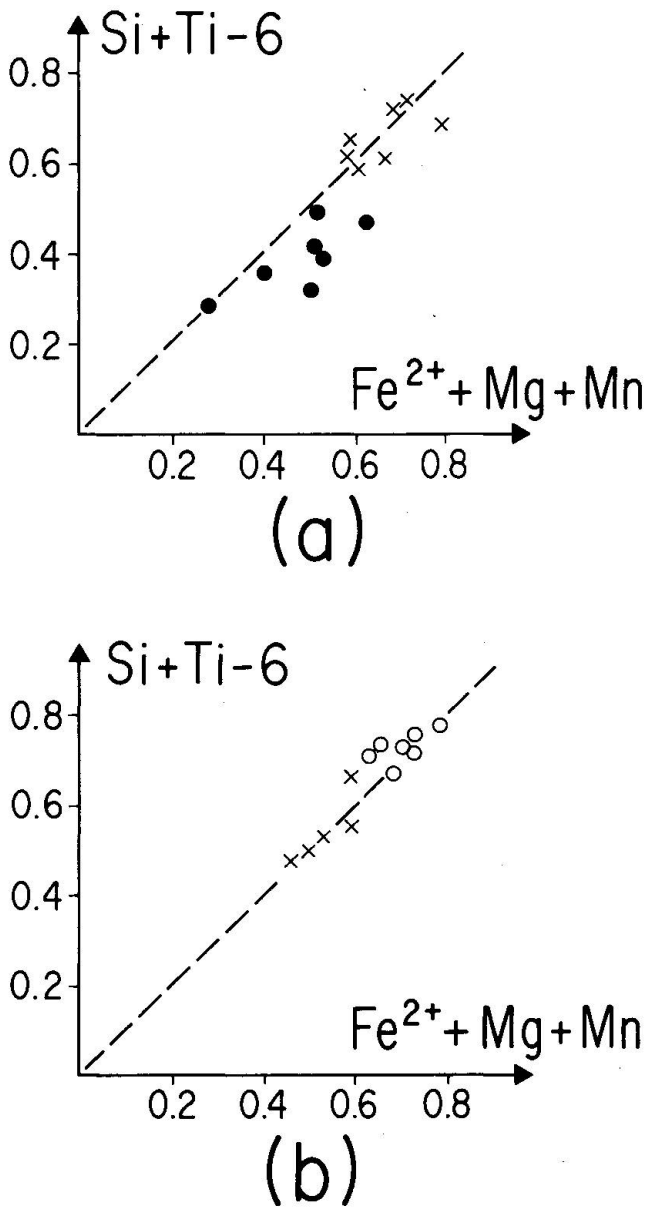


Fig. 5 Corrélation (Si + Ti - 6)/(Fe^{2+} + Mg + Mn) dans les phengites après calcul de Fe^{3+}. a: baie des Curés; b: Pen Men •: syn-D1; x: syn-D2; o: syn-D3.

d'une recristallisation dynamique liée à la déformation D1 qui a créé F, qu'elle a ensuite replissée.

L'application directe des résultats obtenus à la microsonde (Fe^{2+} = Fe^{2+} total) mène à une surestimation du terme (Fe^{2+} + Mg + Mn) et à un décalage systématique des points à droite de la ligne d'équation (Si + Ti) = (Mg + Fe^{2+} + Mn + 6). Parmi les différentes méthodes d'estimation de la quantité de Fe^{3+} contenue dans ces micas (LADURON, comm. personnelle; LAIRD et al., 1981; TRIBOULET, 1983) nous avons retenu celle de Laird et al. qui tient compte du titane.

On constate dans certains cas (baie des Curés, Fig. 5a) la persistance du décalage des points, même si tout le fer est converti à l'état trivalent, ce qui implique que Mg est surestimé par rapport au fer total et à Si (voir plus loin les conséquences) et évoque d'autres types de substitutions. Pour d'au-

tres analyses, Fe^{3+} est manifestement surestimé (Pen Men, Fig. 5b).

LE GRENAT

Les analyses ont été effectuées sur des grenats zonés ayant cristallisé depuis le début de la déformation D1 jusqu'à la déformation D2 (Fig. 6). Mn et Ca décroissent, tandis que Fe augmente progressivement du centre vers la périphérie, phénomène lié au métamorphisme progressif.

LA CHLORITE

Des analyses ont été effectuées sur des chlorites atteintes par les différentes phases de déformation et sur celles non déformées dans la schistosité synchrone de chaque phase de plissement. Toutes les chlorites liées à D1 et D2 sont des ripidolites. Celles de la foliation F atteintes par l'une ou l'autre de ces phases sont légèrement plus ferrifères que celles formées dans la schistosité S1 ou S2. Les chlorites de l'épisode M2 rétromorphique, post-D3, sont des brunsvigites-diabantites.

LE CHLORITOÏDE

Les analyses chimiques de différents chloritoïdes montrent une variation en Mg suivant leur localisation, donc suivant le type d'association auquel ils appartiennent. Les chloritoïdes les moins magnésiens sont syn-F et associés à la chlorite dans la zone III. Les plus riches en Mg sont ceux de la zone I, où ils sont associés à grenat et biotite. Les chloritoïdes de la schistosité S2 dans la zone II ont des compositions intermédiaires (DJRO, 1983).

Estimation des variables intensives à l'aide des micas phengitiques

Nous avons utilisé trois méthodes pour estimer les températures de cristallisation des phengites liées aux déformations D1, D2 et D3:

1. Les teneurs en Mg (ou en Fe^{3+} pour des ferriphengites) dont l'évolution, *dans un épisode donné*, est sensible à la température (CIPRIANI et al., 1971). La méthode ne donne pas a priori de valeurs précises, mais le sens de la lignée évolutive est significatif. Les valeurs de T obtenues sont minimum si tout le fer est converti à l'état trivalent pour assurer l'équilibre des charges, surtout si dans ce cas $(Mg + Fe^{2+} + Mn) < (Si + Ti - 6)$. Dès lors, si Fe^{3+} devient important par rapport à Mg, on utilise la courbe de référence «Fe^{3+}» de Cipriani et al. (voir annexe).

2. Les teneurs en Na^{+} sont en corrélation positive avec la température. D'après CIPRIANI et al. (1971), il est établi, par similitude avec les résultats d'EUGSTER et al. (1972) sur l'évolution de la solu-

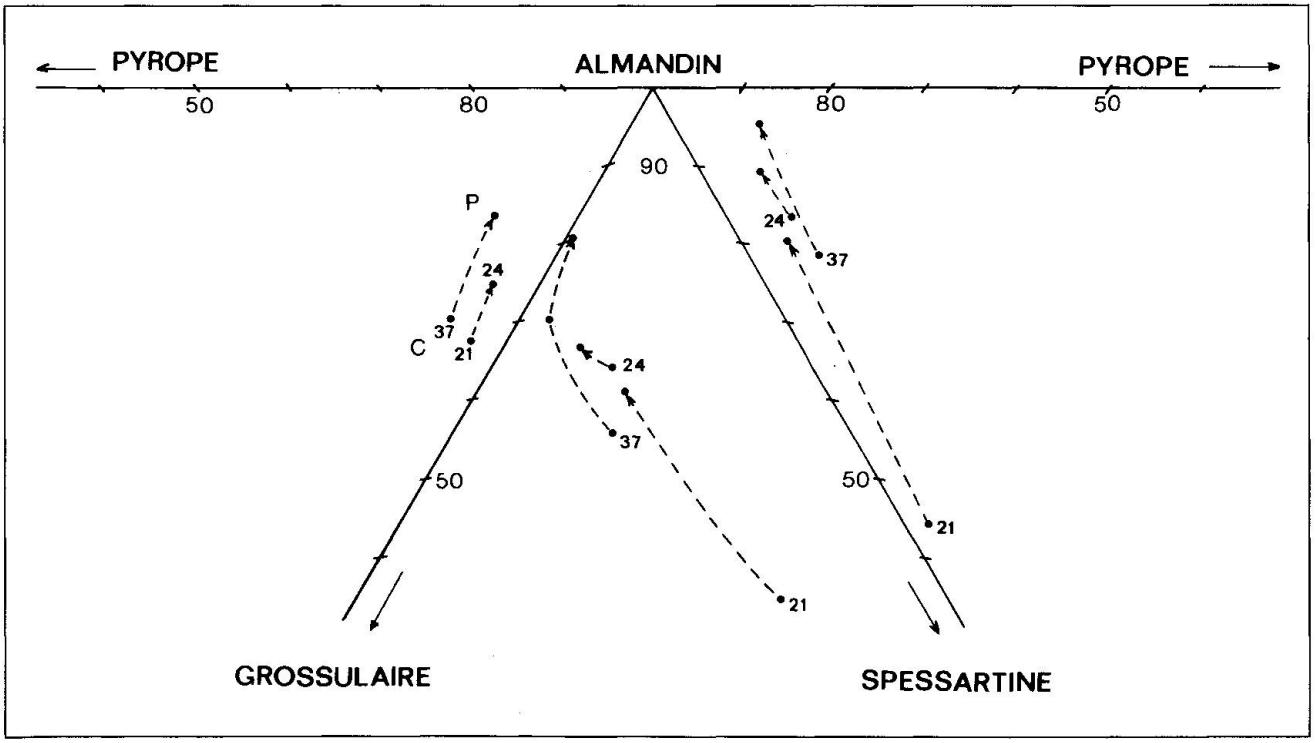


Fig. 6 Zonations dans les grenats. c: cœur; p: périphérie. 21: Gadoéric; 24: vallon de Storang, 37: Locmaria.

tion solide muscovite-paragonite et par compilation des températures de cristallisation de micas blancs de la solution solide phengite-paragonite de divers contextes géologiques, que l'on connaît directement T si on connaît Na^+. Comme au cours de D1 et de D2 la paragonite n'est pas toujours associée à la phengite, on obtient alors des valeurs de T minimum. L'estimation est plus précise pour les phengites de D3, souvent associées à de la paragonite.

3. LAMBERT (1959) propose aussi une méthode d'estimation de T si l'on connaît Na^+.

L'erreur sur T obtenue par les trois méthodes est au maximum de ± 30°C. La fourchette de pressions correspondant aux intersections des isothermes extrêmes précédents (Δ T) avec la courbe de stabilité de la phengite considérée (VELDE, 1967) donne P ± Δ P, l'erreur sur P étant au maximum de ± 1kbar (Fig. 7a).

L'absence de feldspath potassique ou de biotite correspond à un milieu défavorable à la substitution phengitique maximale, ce qui a pour conséquence de minimiser les valeurs de P. D'après VELDE (1967), les courbes de stabilité des phengites sont subparallèles et verticales pour P ≥ 3-4kbar. Dès lors, Δ P» Δ T puisque les intersections isotherme-courbe Si^{4+} sont situées dans la partie subverticale de ces courbes.

Les sous-estimations de T et P sont plus probables dans les zones II et III – dans lesquelles les micaschistes sont sans biotite – et durant D1-D2 (M1). Les valeurs obtenues montrent qu'*une phengite ayant cristallisé dans une phase de déformation donnée et déformée par une phase postérieure est mimétique du point de vue de sa composition des phengites de cette phase* (cf. les passages flanc/charnière). A Port Mélite, où la phase D2 n'est pas exprimée, les phengites de la foliation initiale F déformées par D3 sont rééquilibrées dans le même champ de composition que les phengites syn-D3.

De même, au vallon de Kérigant, les phengites de F déformées par D1 donnent un trajet P-T qui se superpose à celui des phengites en arcs polygonaux syn-D1.

Cela entraîne que l'histogramme de la figure 4, construit d'après la seule position microstructurale des phengites, montre un étalement des valeurs de Si^{4+} de moins en moins important de F à D3, avec certains recouvrements.

La précision des méthodes utilisées ne permet pas de discrimination tranchée entre les différentes zones, de D1 à D3. Néanmoins, une zonation du métamorphisme dans l'espace est perceptible entre les zones II et III durant D1, entre les zones I et II durant D3 (Fig. 7b), avec inversion spatiale du métamorphisme entre D1 et D3.

D'après la courbe expérimentale de stabilité de la glaucophane, établie d'ailleurs avec une amphibole provenant de Groix (MARESCH, 1977), tous les chemins évoluent en dehors de ce champ de stabilité, de plus en plus près de la limite Gl+/Gl- de D1 à D3 (Fig. 7b).

Récemment, MASSONE et SCHREYER (1987) ont proposé, d'après une étude expérimentale effectuée jusqu'à 20 kbar, une autre grille relative à la stabilité des micas phengitiques en association avec feldspath potassique, quartz et phlogopite. D'après leurs résultats, la substitution phengitique serait favorisée par une augmentation de la pression et seulement dans une moindre mesure par une diminution de la température. Les limites minéralogiques imposées par ces auteurs empêchent l'application du diagramme aux micaschistes de Groix, exempts de feldspath potassique.

Données du géothermomètre phengite-plagioclase

Les températures ont été calculées d'après la relation de GREEN et USDANSKI (1986) pour chaque phengite analysée, en considérant qu'elle était à l'équilibre avec l'albite, qui est le plagioclase stable dans ce type de métamorphisme.

Pour chaque couple nous avons fixé arbitrairement deux valeurs de P, puis nous avons obtenu la pression et la température de l'équilibre par intersection de la droite LnKD avec la courbe Si^{4+} de la phengite intervenant dans cet équilibre.

Les résultats sont très voisins de ceux obtenus à partir des méthodes précédentes (Fig. 7c):

– la pente des courbes est la même, ainsi que la position relative des courbes dans un épisode donné de déformation,

– l'écart Δ T maximum entre les deux méthodes est d'environ 50°C, l'équilibre phengite-plagioclase donnant assez systématiquement des valeurs plus basses. Cela est lié au fait que le feldspath potassique est systématiquement absent des paragenèses et que l'équilibre:

FK + paragonite $\leftrightarrows$ albite + muscovite

est déplacé vers la droite.

Données géothermo-barométriques à partir des couples phengite-grenat à l'équilibre

Dans les calculs, nous avons utilisé la calibration de GREEN et HELLMAN (1982) qui est fiable car elle tient compte de l'influence des quantités de

MgO, FeO et CaO contenues dans la roche. D'après cette calibration, dans le cas de roches pélitiques, KD diminue à pression constante quand T croît (KROGH, 1977; voir annexe).

Les valeurs de T sont maximum si tout le fer est à l'état 2^+ dans la phengite, et minimum s'il est à l'état trivalent. Cette calibration a d'autre part l'avantage de rendre mineur l'effet de la pression.

On a analysé des couples phengite-grenat syn-D1 dans la zone I (Locmaria) et syn-D2 dans la zone II (Gadoéric) (Fig. 8). On constate, dans une déformation donnée, une augmentation progressive de KD associée à une augmentation progressive de la teneur en Si^{4+} des phengites. Pour les portions de trajets enregistrées par les roches analysées, LnKD varie durant D1 de 3,45 à 4,17 (zone I), et durant D2 de 3,77 à 4,23 (zone II).

Il y a donc diminution de T de D1 à D2. Ces données corroborent les résultats précédents obtenus à partir des teneurs en paragonite des phengites. La nature des couples phengite-grenat analysés ne permet pas de mettre en évidence des différences notables de P et T entre les zones I, II et III dans une déformation donnée, mais précise le sens des trajets: *D1 et D2 sont rétrogrades en pression et en température.* D'après les figures 7 et 8, les données de TRIBOULET (1974) ne donnent que les conditions initiales de l'épisode D1 (pic du métamorphisme schistes bleus). Celles établies par CARPENTER (1976), fondées uniquement sur la présence de lawsonite, sont incompatibles avec celles-ci et, d'après les teneurs en Si^{4+} des phengites, les températures qu'il propose sont sous-estimées et/ou les pressions surestimées.

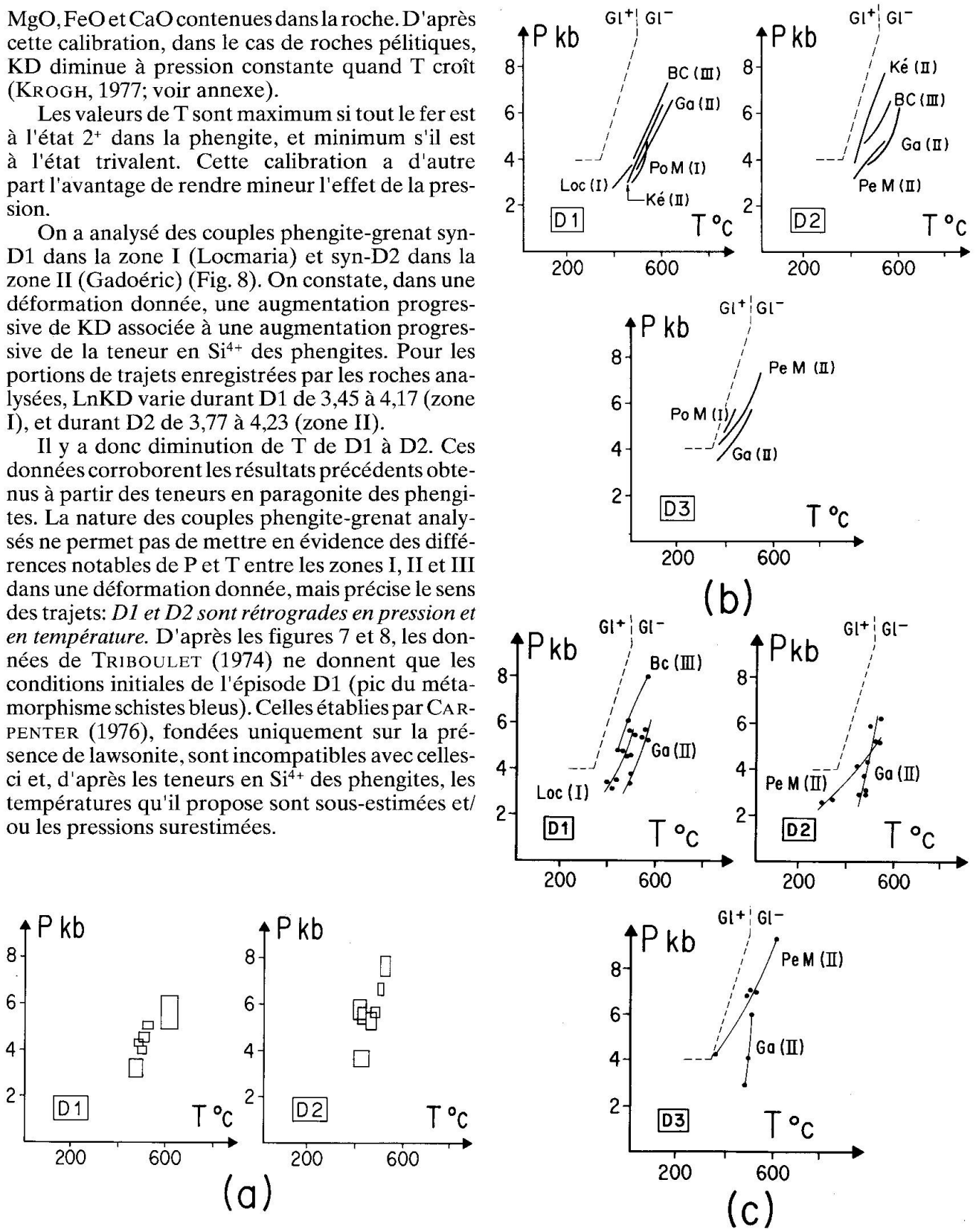


Fig. 7 a: surfaces d'erreur obtenues par géothermobarométrie à partir des phengites d'après l'exemple des micaschistes du vallon de Kérigant, pour les déformations D1 et D2. b: chemins P-T calculés à partir des phengites seules au cours de D1, D2 et D3 pour les zones I, II, III, et pour différentes localités. Le sens des chemins est inconnu. Gl+/Gl-: limites de stabilité d'une glaucophane de Groix (MARESCH, 1977). BC: Baie des Curés; Ga: Gadoéric; PoM: Port-Mélite; Ké: Kérigant; Loc: Locmaria; PeM: Pen Men. c: id. à la figure b, d'après le géothermomètre phengite-plagioclase.

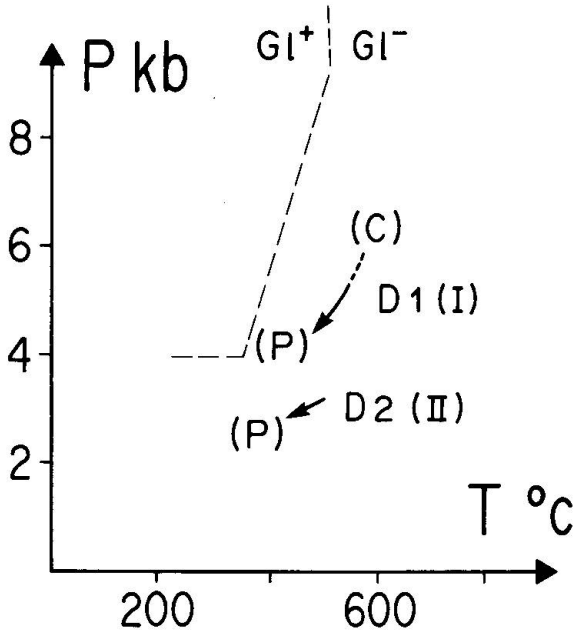


Fig. 8 Chemins P-T orientés d'après la géothermobarométrie grenat-phengite. Dans une déformation donnée: (c) cœur des grenats à l'équilibre avec les phengites précoces, (p): périphérie des grenats à l'équilibre avec les phengites tardives.

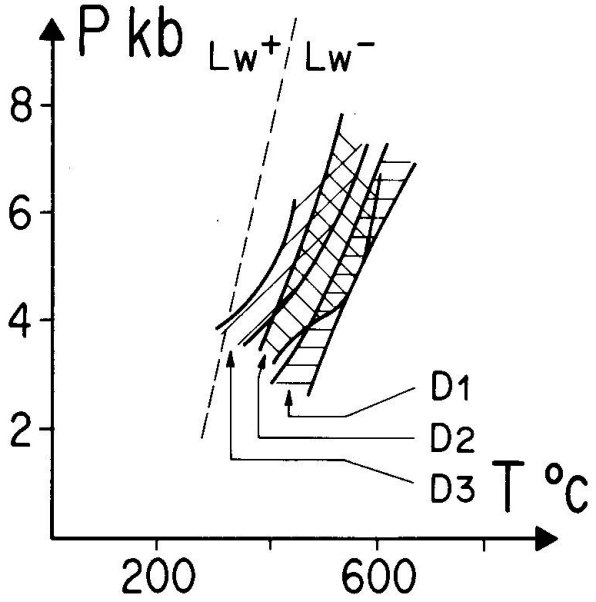


Fig. 9 Synthèse des chemins P-T-t pour chaque phase de déformation. Lw+/Lw−: limite de stabilité de la lawsonite (NITSCH, 1972). Une explication du recouvrement des champs est donnée dans le texte.

Conclusion: La zonation spatiale et temporelle du métamorphisme à l'Ile de Groix. Les chemins pression-température-temps-déformation-espace (Chemins P-T-t-d-e)

CHEMINS PRESSION-TEMPÉRATURE-TEMPS-DÉFORMATION (P-T-t-d)

Dans une roche donnée, chaque pli contient des phengites qui permettent de calculer T et P, que l'on peut mettre en corrélation avec les données des couples phengite-grenat: à chaque pli correspond un seul point P-T sur le diagramme. Pour les plis *d'une phase donnée* les points P-T sont très étalés en température, toutes zones confondues (I, II, III). Cet étalement est dû au fait que l'on a prélevé des plis à divers stades d'évolution, conséquence du fait qu'ils se sont formés *progressivement* au cours du temps (et l'on n'a aucun moyen de distinguer un pli «jeune» d'un pli plus «ancien»).

Bien que des erreurs soient commises, erreurs liées essentiellement aux paramètres thermodynamiques utilisés dans les calculs géothermo-barométriques et aux analyses ponctuelles des minéraux à la microsonde électronique (en particulier, suivant les données de Velde, une faible variation de composition entraîne une forte variation de T, d'où un étalement de T et P illustré par la figure 7a), la forme des chemins est conservée (SPEAR et RUMBLE, 1986) et on peut reconstituer l'évolution D1 → D2 → D3 dans le temps. Cette évolution correspond globalement à une diminution de température de 650 à 300°C, associée peut-être à une diminution de pression. Cette diminution de T correspond dans un pli donné à un chemin *continu* rétrograde au cours du temps, suivi d'une rétromorphose (R) séparée et plus tardive. Le très léger recouvrement entre les champs évolutifs de D1-D2, et surtout de D2-D3 (Fig. 9) peut être expliqué: 1) par le fait que des phengites appartenant à une phase sont mimétiques de celles de plan axial d'une phase postérieure, 2) par la zonation du métamorphisme dans l'espace, 3) par le fait que chaque période de déformation se caractérise par des structures *qui n'apparaissent pas obligatoirement de manière instantanée dans le temps et dans l'espace* (AUDREN, 1987, p. 259, Fig. 124). Par exemple, un pli P1 peut se former à la fin de la période D1 dans une zone donnée alors que la période D2 a déjà commencé à fonctionner dans une autre zone en donnant des plis P2 (relations différentielles espace-temps; Fig. 10).

CHEMINS PRESSION-TEMPÉRATURE-TEMPS-DÉFORMATION-ESPACE (P-T-t-d-e)

Au cours du métamorphisme rétrograde la zonation spatiale (W) III → II → I (E) (TRIBOULET 1974; AUDREN et TRIBOULET, 1984) correspon-

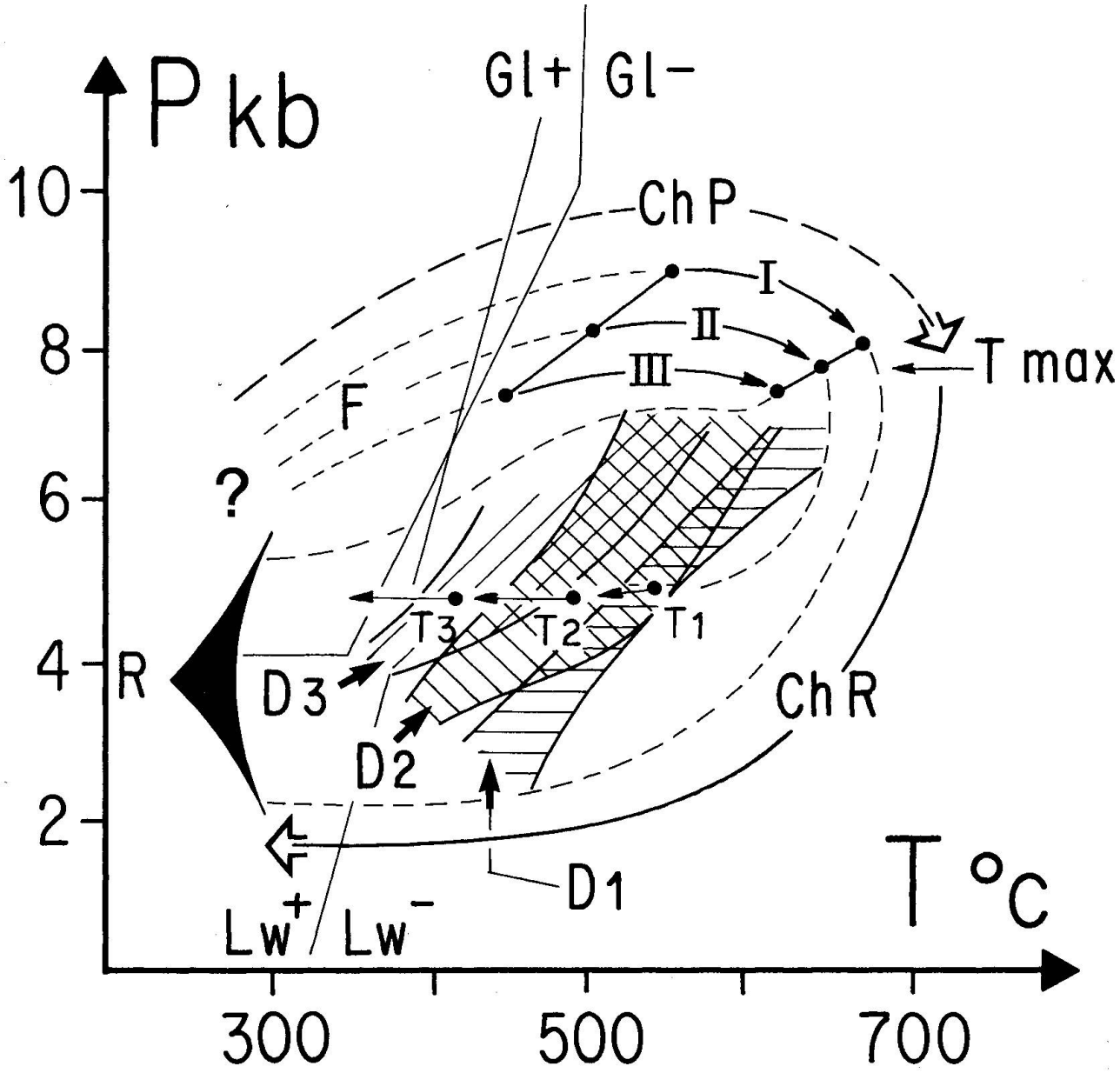


Fig. 10 Interprétation des données acquises dans ce travail: chemins pression-température-temps-déformation-espace (chemins P-T-t-d-e).
I, II, III: zonation spatiale (TRIBOULET, 1974). T max: température maximale atteinte par le métamorphisme («pic» du métamorphisme). R: rétromorphose; T1, T2, T3: températures moyennes décroissantes atteintes au cours du chemin rétrograde et correspondant aux champs P-T de D1, D2, D3 pour un micaschiste de la zone II. ChP: chemin prograde hypothétique (tireté épais) correspondant à F; ChR: chemin rétrograde calculé (trait continu épais) correspondant à l'évolution D1 → D2 → D3. En tiretés fins: enveloppe du chemin prograde/rétrograde incluant la zonation spatiale (I, II, III) et les champs calculés pour D1, D2 et D3.

dant à une température croissante de l'Ouest vers l'Est et caractéristique de la culmination thermique du métamorphisme n'est pas conservée (Fig. 11). Au cours de D1 la zonation est conforme à l'état initial, c'est-à-dire que la déformation cisaillante tangentielle principale est synchrone du pic du métamorphisme ou lui est postérieure. La zonation devient (W) II ← III → I (E) au cours de D2, puis (W) I ← II ← III (E) au cours de D3, l'état final étant l'inverse de l'état initial.

On peut construire graphiquement l'évolution de la zonation spatiale dans le temps au cours de

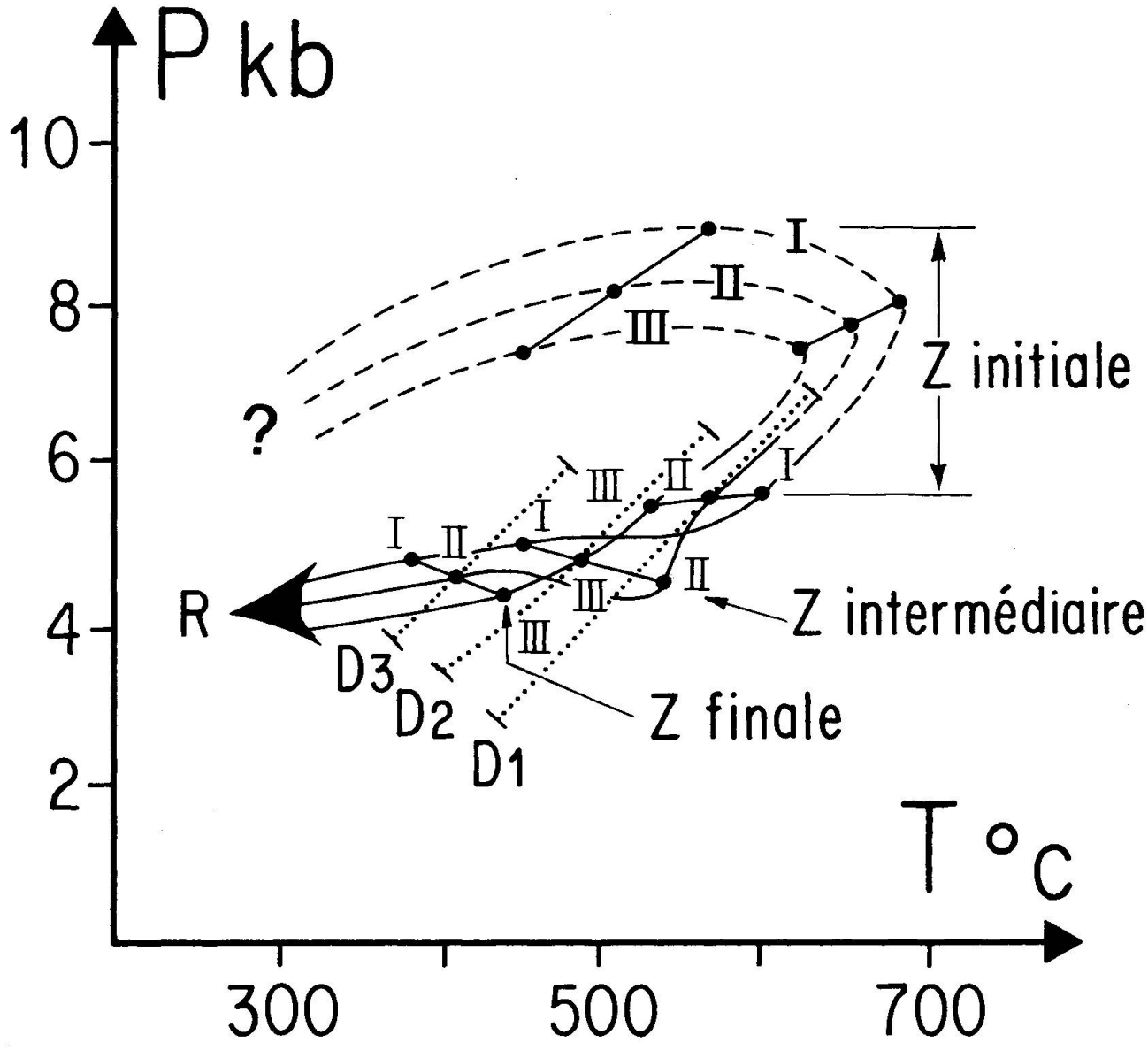


Fig. 11 Exemple d'évolution de la zonation spatiale (e) dans le temps (t) au cours de l'évolution D1 → D2 → D3 et chemins P-T-t-d-e pour chaque phase de déformation. Noter l'inversion spatiale du maximum thermique à partir de D2 (explications dans le texte). z: zonation spatiale du métamorphisme.

D1 → D2 → D3 à partir de la figure 10, en considérant les arguments suivants:

– Pour chaque phase de déformation les champs P et T ont été représentés *toutes zones confondues*. Une droite joignant les limites de champ pour une phase donnée représentera donc la variation de température correspondant à la zonation spatiale à un instant donné.

– La température décroissant au cours de D1 → D2 → D3, on peut représenter les zonations spatiales successives correspondantes par un décalage en température et en pression. Ce décalage, arbitrairement fixé (chaque zonation est susceptible de variations P et T en pointillés sur la figure 11) a l'avantage de visualiser correctement l'évolution dans le temps postulée par AUDREN et TRIBOULET (1984, Fig. 4).

– En rejoignant alors les points correspondant aux zones I, II, III au cours de D1 → D2 → D3, on construit des chemins P-T-déformation au cours du temps pour chaque point de l'espace.

On constate ainsi que chaque zone de métamorphisme a une évolution temporelle particulière (chemins différents) qui s'inscrit cependant dans l'évolution générale rétrograde. L'état thermique final atteint par les schistes bleus de l'île de Groix résulte donc de variations complexes dont la signification précise reste à comprendre.

HYPOTHÈSES SUR LES PROCESSUS GÉODYNAMIQUES RESPONSABLES DU MÉTAMORPHISME ET DE LA DÉFORMATOIN À L'ÎLE DE GROIX

Les figures 10 et 11 montrent que les déformations mises en évidence par l'analyse structurale géométrique et cinématique *sont relativement tardives* par rapport à l'histoire complète prograde → rétrograde; ces déformations s'effectuent dans le faciès amphibolite pour D1, puis dans le faciès schistes verts pour D2 et D3, c'est à dire *en dehors du faciès schistes bleus*. La rétromorphose (R) intervient ensuite comme un événement «thermique» séparé. La foliation, ou le litage tectono-métamorphique F, représente alors vraisemblablement le chemin prograde (en tiretés sur la figure 11) non enregistré par les minéraux utilisés ici comme géothermo-baromètres. Ce chemin prograde, encore inconnu, aurait été parcouru dans le faciès schistes bleus pour sa plus grande partie, puis dans le faciès amphibolite (ou aux limites des faciès éclogite/granulite/amphibolite) pour sa partie terminale.

Certaines phengites de F, qui ont une composition différente des phengites associées D1, D2 et D3 (Fig. 4), sont peut-être contemporaines de ce chemin prograde.

Ces conclusions rejoignent les idées de BOUDIER et NICOLAS (1976) sur l'importance de la foliation F lors de la mise en place des schistes bleus. Par ailleurs, elles renouvellent sensiblement les hypothèses émises antérieurement (Tab. 1) sur les relations métamorphisme/déformation. La notion de métamorphisme continu et progressif permet en effet de reconstituer un cycle: faciès schistes bleus (F) → faciès amphibolite et limites des faciès éclogite/granulite/amphibolite (D1) → faciès schistes verts (D2 → D3) → rétromorphose R (Fig. 11 et Tab. 1). Ce cycle, enregistré par certains minéraux, se traduit par un chemin P-T dont la géométrie et le sens d'évolution constituent l'enregistrement d'un processus géodynamique (SPEAR et al., 1964) qu'il est possible d'identifier.

Le chemin rétrograde mis en évidence dans ce travail évolue dans le sens des aiguilles d'une montre avec diminution de T, indiquant la fin d'un processus de remontée par dénudation après épaississement crustal selon le modèle de THOMPSON et ENGLAND (1984). Cependant, le chemin prograde et le début du chemin rétrograde demeurant encore inconnus, l'argumentation d'un modèle tectono-métamorphique particulier, intégrable au modèle de collision crustale de la Bretagne méridionale (AUDREN, 1987), reste limitée.

Un tel modèle doit intégrer les données sur l'âge des événements structuraux (PEUCAT, 1986, Fig. 5) et sur la géométrie et la cinématique des déformations successives (Fig. 1), avec l'histoire de la collision à l'origine de la ceinture de haute température (TRIBOULET et AUDREN, 1985, 1987; AUDREN et TRIBOULET, in press).

L'étude de la zonation des amphiboles bleues/bleu-vert dans les métabasites associées aux métapélites, qui constituent de bons marqueurs de la linéation régionale d'allongement (Audren et Triboulet, travaux en cours), pourra peut-être donner les informations manquantes sur la nature et la géométrie de ce chemin prograde.

Remerciements

Les auteurs remercient le Pr. G. Guitard (Paris VI) pour la critique attentive et constructive de ce travail, ainsi que pour les discussions sur l'interprétation des chemins P-T-t-d-e proposés. Ils remercient aussi J. Desmons et A. Zingg pour toutes les suggestions intéressantes qu'ils ont apportées pour l'amélioration du manuscrit.

Références

AUDREN, C. (1987): Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, n° 31, 365 p.

AUDREN, C. et TRIBOULET, C.(1984): Métamorphisme et déformation dans la ceinture de haute pression de l'île de Groix, Bretagne méridionale. En «Excursions dans le massif Armoricain», juin 1986. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, C, 16, 1, 61-70.

AUDREN, C. et TRIBOULET, C. (1988): Pressure-temperature-time-deformation paths (PTtd paths) in metamorphic rocks and tectonic processes as exemplified by the Variscan orogeny in South Brittany (France). Geol. Soc. London, special publication "Evolution of Metamorphic Belts" (to be published).

BOUDIER, F. et NICOLAS, A. (1976): Interprétation nouvelle des relations entre tectonique et métamorphisme dans l'île de Groix (Bretagne). Bull. Soc. Géol. France, 7, XVIII, 135-144.

BROWN, E.H. (1977): Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low grade metamorphic rocks. Contr. Min. Petr., 64, 123-136.

CARPENTER, M.S.N. (1976): Petrogenetic study of the

glaucophane schists and associated rocks from the île de Groix, Brittany, France. Ph. Thesis, Oxford.
CIPRIANI, C., SASSI, F.P. et SCOLARI, A. (1971): Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 51, 259-302.
DJRO, Ch.(1983): Analyse structuro-minéralogique des schistes bleus de l'île de Groix (Morbihan, France). Apport de l'étude du métamorphisme au problème «continuité-discontinuité» des phases de déformation dans les domaines orogéniques complexes. Thèse de troisième cycle, Université Paris VI, 96 p. (non publiée).
ELLENBERGER, F. (1960): Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin de Haute-Maurienne (Savoie). Bull. Soc. Géol. France, 11, 190-194.
ETHERIDGE, M.A., HOBBS, B.E. et PATERSON, M.S. (1973): Experimental deformation of single crystals of biotite. Contr. Min. Petr., 38, 21-36.
EUGSTER, H.P., ALBEE, A.L., BENCE, A.E., THOMPSON J.B.Jr. et WALDBAUM, D.R. (1972): The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solution. J. Petr., 13, 147-179.
GREEN, T.H. et HELLMAN, P.L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. Lithos, 15, 253-266.
GREEN, N.L. et USDANSKY, S.I. (1986): Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. Am. Min., 71, 1109-1117.
JEANNETTE, M. (1965): Etude tectonique de l'île de Groix (Morbihan). Thèse de troisième cycle, Université de Strasbourg.
KROGH, E.J. et RAHEIM, A. (1978): Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite with particular reference to eclogite. Contr. Min. Petr., 66, 75-80.
LAIRD, J. et ALBEE, A.L. (1981): High-pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont. Am. J. Sci., 281, 97-126.
LAMBERT, R.St.J. (1959): The mineralogy and metamorphism of the Moine schist of the Morar and Knoydart district of Invernesshire. Trans. Roy. Soc. Edin., 63, 553-588.
MARESCH, W. (1977): Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. Tectonophysics, 43, 109-125.
MASSONNE, H.J. et SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contr. Min. Petr., 96, 212-224.
NITSCH, K.H. (1972): Das P-T-XC02 Stabilitätsfeld von Lawsonit. Contr. Min. Petr., 34, 116-234.
PEUCAT, J.J. (1986): Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. Geol. Soc. Amer., Memoir 164, 229-238.
QUINQUIS, H. (1980): Schistes bleus et déformation progressive: l'exemple de l'île de Groix. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Université de Rennes.
QUINQUIS, H. et CHOUKROUNE, P. (1981): Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne: implications cinématiques. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXIII, 4, 409-418.
SPEAR, F.S. SELVERSTONE, J., HICKMOTT, D., CROWLEY, P. and HODGES, K.V. (1984): P-T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. Geology, 12, 87-90.
SPEAR, F.S. and RUMBLE, D. (1986): Pressure, temperature and structural evolution of the Orfordville Belt, West-Central New Hampshire. J. Petr., 27, 5, 1071-1093.
THOMPSON, A.B. and ENGLAND, P.C. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II: their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. J. Petr., 25, 4, 929-955.
TRIBOULET, C. (1974): Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et pétrogénetique. Contr. Min. Petr., 45, 65-90.
TRIBOULET, C. (1977): Stabilité et relations de phase dans le système expérimental Na_2O-Al_2O_3-MgO-SiO_2-H_2O. Application à la pétrologie des glaucophanites et des roches qui leur sont associées. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris VI.
TRIBOULET, C. (1983): Uni- and divariant equilibria between staurolite, chloritoid, garnet, chlorite, biotite in medium pressure meta-acidites from Lorient-Concarneau area (South Brittany, France). Contr. Min. Petr., 82, 195-204.
TRIBOULET, C. and AUDREN, C. (1985): Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite/sillimanite/andalusite and P-T-time-deformation path in micaschists from the estuary of the river Vilaine. J. Metam. Geol., 3, 91-105.
TRIBOULET, C. and AUDREN, C. (1988): Controls on pressure-temperature-time-deformation path from amphibole zonations during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the river Vilaine, South Brittany, France). J. Metam. Geol., 6, 117-133.
VELDE, B. (1967): Si4+ contents of natural phengites. Contr. Min. Petr., 14, 250-258.
WILLIAMS, P.F., MEANS, W.D. et HOBBS, B.E. (1977): Development of axial-plane slaty cleavage and schistosity in experimental and natural materials. Tectonophysics, 42, 139-158.

Manuscrit reçu le 1er juillet 1988, manuscrit révisé accepté le 12 décembre 1988.

ANNEXE

Exemple de calcul de points P-T pour un pli donné à l'aide de la composition des phengites et du couple phengite-grenat.

L'exemple choisi est un micropli P1 prélevé dans les micaschistes de Locmaria (Sud-Est de l'île, zone I du métamorphisme M1, Fig. 12a). Il s'agit d'un flanc de pli non cylindrique dont le plan axial (PA) est parallèle à la schistosité régionale (S1) subhorizontale et dont l'axe, orienté N140° environ, est parallèle à la direction d'extension X.

Les analyses à la microsonde ont été effectuées dans le plan YZ, perpendiculaire à l'axe de pli P1 et à la direction X.

La figure 12 montre *les sites microstructuraux* dans lesquels cristallisent les générations successives de phengites (Phg). Le litage tectono-métamorphique initial ou foliation (F) est souligné par des phengites d'une composition donnée (PhgF). Lors de la déformation D1, les phengites PhgF situées dans les flancs des microplis P1 conservent leur composition originelle, alors que ces

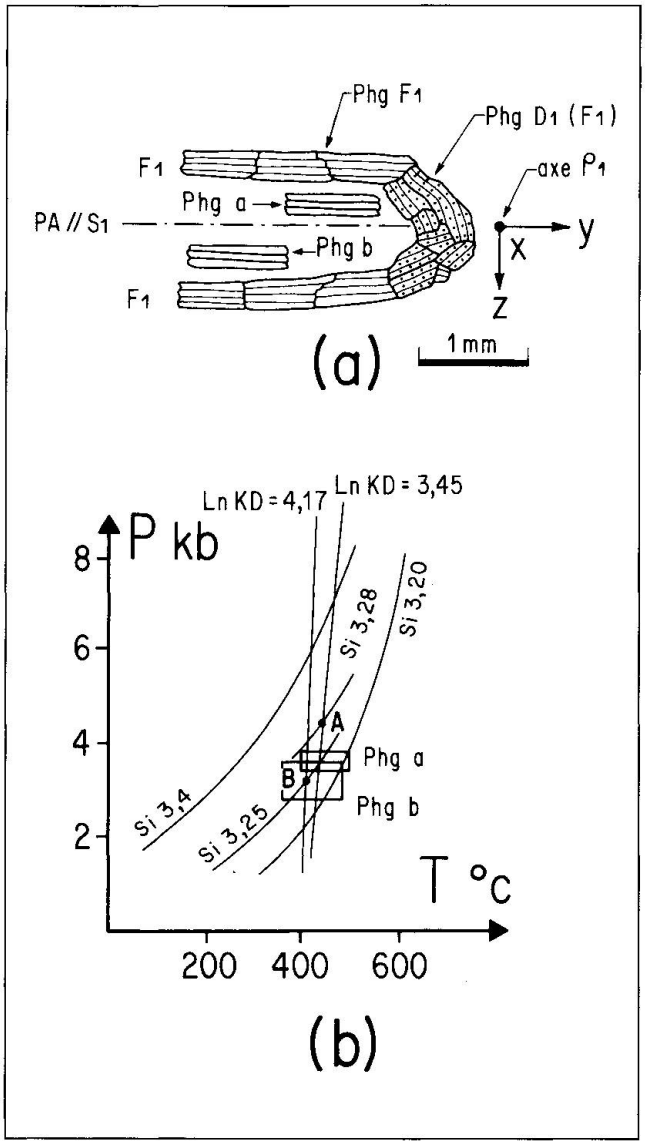


Fig. 12 Sites microstructuraux des phengites et détermination des conditions P-T de leur cristallisation. a: micropli P1 et phengites associées (Phga et Phgb); b: diagramme P-T correspondant aux valeurs du tableau 3 pour Phga et Phgb.
Courbes d'après les valeurs de Si^{4+} dans les phengites, d'après VELDE (1967).

Tab. 3 Exemple de calcul géothermo-barométrique à partir de couples phengite-grenat (Locmaria) (cf. figure 12).

	phengite a plan axial de D1	grenat (cœur) D1	phengite b plan axial de D1	grenat interm. D1
SiO_2	49,10	37,58	48,58	37,13
TiO_2	0,19		0,14	0,18
Al_2O_3	29,36	21,21	29,96	21,02
FeOtot	4,46	23,75	4,58	30,08
MnO		7,28		1,47
MgO	2,30	1,51	2,21	1,47
CaO		8,57		8,28
Na_2O	0,54		0,30	
K_2O	9,99		10,20	
	95,94	99,90	95,97	99,63
Si	3,284	3,003	3,253	2,986
Al	0,716		0,747	0,014
Al	1,599	1,999	1,617	1,979
Ti	0,009		0,007	0,011
Fe^{3+}	0,186		0,218	
Fe^{2+}	0,064	1,588	0,039	2,024
Mn		0,493		0,101
Mg	0,229	0,180	0,221	0,177
Ca		0,735		0,714
Na	0,071		0,039	
K	0,852		0,871	

		A	B
T (CIPRIANI et al.) (Mg)		430°C	450°C
P (VELDE)		3,5 kb	3,5 kb
T (CIPRIANI et al.) (Na)		470°C	440°C
P (VELDE)		3,8 kb	3,4 kb
T (LAMBERT)		430°C	370°C
P (VELDE)		3,5 kb	2,6 kb
T ± ΔT		440 ± 30	420 ± 50
P ± ΔP		3,6 ± 0,2	3,2 ± 0,6
P = 4 kbars	LnKD	3,45	4,17
	T	455°C	400°C
P = 8 kbars	LnKD	3,45	4,17
	T	473°C	417°C

mêmes phengites déformées dans les charnières (PhgD1(F)) acquièrent une composition mimétique de la composition des phengites syn-D1. Dans le plan axial de P1 cristallise une nouvelle génération de phengites (Phga et Phgb) qui matérialisent la schistosité S1, et dont la composition est symptomatique de la déformation D1.

En dehors des charnières de plis, la schistosité régionale contient donc des phengites précoces (PhgF) et des phengites syn-D1, indiscernables optiquement. Le tableau 3 donne la composition chimique des phengites a et b et des grenats associés au cours de la déformation D1, ainsi que les valeurs P et T calculées, les valeurs moyennes T±ΔT et P±ΔP, et les valeurs de T obtenues par thermométrie à partir des couples phengite-grenat.

Sur le diagramme de la figure 12b, les points P et T correspondant aux phengites seules sont représentés par des surfaces d'erreur rectangulaires;

les points P et T correspondant aux couples phengite-grenat sont situés à l'intersection des courbes LnKD et Si^{4+} (points A et B).

Il existe une bonne corrélation entre les valeurs A et a et les valeurs B et b obtenues par les deux méthodes.

Géothermomètre phengite-grenat (GREEN et HELLMAN, 1982):

$$KD = (Fe^{2+}/Mg)grenat/(Fe^{2+}/Mg)phengite$$

$$T[°K] = \frac{5680 + 0{,}036\ P\ (bars)}{LnKD + 4{,}48}$$