



HAL
open science

L'évolution pression-température-déformation dans le massif des Aiguilles Rouges, massif externe alpin.

Jean Bernard Joye

► **To cite this version:**

Jean Bernard Joye. L'évolution pression-température-déformation dans le massif des Aiguilles Rouges, massif externe alpin.. Pétrographie. Université de Fribourg, 1989. Français. NNT: . tel-00822947

HAL Id: tel-00822947

<https://theses.hal.science/tel-00822947>

Submitted on 15 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



INSTITUT DE MINÉRALOGIE ET DE PÉTROGRAPHIE
DE L'UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 83 59 66
FAX. (33) 76 87 82 49

*L'évolution
pression-température-déformation
dans le massif des Aiguilles Rouges,
massif externe alpin*

THESES

Thèse

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de
Docteur ès sciences naturelles

21 JAN. 1999

par

Jean - Bernard JOYE
de Montagny-la-Ville

Thèse n° 962

Copy Quick, Fribourg
1989

Hommage de l'auteur
Jean-Bernard JOYE

INSTITUT DE MINERALOGIE ET DE PETROGRAPHIE
DE L'UNIVERSITE DE FRIBOURG (SUISSE)

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (03) 76 63 58 06
FAX. (33) 76 87 02 47

*L'évolution
pression-température-déformation
dans le massif des Aiguilles Rouges,
massif externe alpin*

THESES

Thèse

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de
Docteur ès sciences naturelles

21 JAN. 1999

par
Jean - Bernard JOYE
de Montagny-la-Ville

Thèse n° 962

Copy Quick, Fribourg
1989

10201200

Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse) sur la proposition de MM les Professeurs J. von Raumer (Fribourg, Suisse) et Cl. Audren (Rennes, France).

Fribourg, le 28 septembre 1989

Le Doyen

Prof. L. Schellenberg

i
Table des matières

Table des matières	i
Remerciements	v
Résumé	vii
Introduction	1
1. But de l'étude	1
2. Méthodes	1
3. Situation géographique et géologique	2
4. Historique	3
5. Le massif des Aiguilles Rouges: état des connaissances	4
5.1. Contexte sédimentaire	4
5.2. Contexte structural	5
5.3. Contexte métamorphique	5
6. Perspectives nouvelles	6
7. Plan de l'étude	7
8. Abréviations	8
9. Coordonnées des noms de lieux cités	8
Chapitre 1 Pétrographie	9
1. Paragneiss	11
1.1. Les gneiss à biotites et plagioclases	11
1.2. Le gneiss à feldspaths et quartz	13
1.3. Les lentilles de roches calco-silicatées	13
1.4. Les migmatites	13
2. Orthogneiss	16
2.1. Les orthogneiss à biotites	16
2.2. Les orthogneiss leucocrates ocellés	21
2.3. Les orthogneiss ocellés	22
2.4. Les amphibolites	23
3. Les pseudotachylites	23
4. Les granitoïdes non déformés	24
4.1. Le granite de Vallorcine	24

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
F. 38041
TÉL. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

12 JAN 1989

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON D.S. GÉOSCIENCES
DOCUMENTATION
E.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

4.2. Le granite leucocrate à andalousite	24
4.3. La rhyolite	25
4.4. Le gabbro- diorite	25
chapitre 2 Déformation	27
1. Les déformations successives	28
1.1. Le litage initial So dans les paragneiss	28
1.2. La déformation D ₁	28
1.3. La déformation D ₂	29
1.4. La déformation D ₃	29
1.5. Les déformations ultérieures	30
1.6. Conclusion	30
2. La déformation majeure D ₂	31
2.1. Analyse géométrique	31
2.2. Linéation d'étirement	33
2.3. Schistosité et linéation dans la région des lacs de Chéserys	36
2.4. Les plis P ₂	38
2.4.1. Etude de 3 exemples de plis P ₂	40
2.4.1.1. Plis à axe fortement oblique à la linéation d'étirement	40
2.4.1.2. Pli à axe subhorizontal	41
2.4.1.3. A Van d'en Bas, plis subhorizontaux	42
2.4.2. Pli en fourreau	43
2.4.3. Plissement progressif	43
2.5. Cinématique de la déformation majeure	46
2.5.1. Sens du cisaillement	55
2.5.2. Sens de cisaillement inverse	55
2.5.3. Discussion	57
2.6. Déformation finie	58
2.6.1. Détermination de l'ellipsoïde de déformation moyen finie par la méthode de Fry (1979)	58
2.6.2. Analyse sur les xénolithes et sur les agrégats de quartz	59

3. La déformation D ₃ , étude de détail	60
3.1. Etude de détail	60
3.2. Le mécanisme	61
4. Chronologie des événements	62
4.1. Chronologie relative des déformations	62
4.2. Age radiométrique	62
Chapitre 3 Relations entre le métamorphisme et la déformation	65
1. Métamorphisme dans les gneiss acides	66
1.1. Rapport minéraux-microstructures	66
1.1.1. Le disthène	69
1.1.2. La sillimanite	69
1.1.3. L'andalousite	72
1.1.4. La staurotide	72
1.1.5. Le grenat	73
1.1.6. La cordiérite	73
1.1.7. La biotite	76
1.1.8. Les micas clairs	76
1.1.9. La chlorite	76
1.2. Relations inter- et intraminérales	77
1.3. Cristallochimie	77
1.3.1. Le grenat	77
1.3.2. La biotite	82
1.3.3. Les relations biotite-muscovite	84
1.3.4. Les plagioclases	86
1.4. Evolution du métamorphisme	86
1.5. Les réactions métamorphiques	87
1.6. Conclusion	91
2. Métamorphisme dans les amphibolites	92
2.1. Minéraux et microstructures	92
2.1.1. Le diopside	92
2.1.2. Les amphiboles	94
2.1.3. Le sphène et les opaques	95
2.1.4. Le grenat	95
2.2. La composition chimique des minéraux	95

2.2.1. Le diopside	95
2.2.2. Les amphiboles	96
2.2.3. Le feldspath	101
2.2.4. Le sphène et les opaques	101
2.2.5. Le grenat	101
2.3. L'évolution du métamorphisme	102
2.3.1. Evolution des amphiboles	102
2.3.2. Evolution des paragenèses	103
3. Détermination de la température et de la pression	107
3.1. Géothermobarométrie dans les paragneiss	107
3.1.1. Résultat thermobarométrique	108
3.1.2. Le chemin P-T-t-d suivi par les paragneiss	111
3.2. Géothermo-barométrie dans les amphibolites	112
3.2.1. La relation entre T_i et la température	112
3.2.2. La relation entre T_i et Al_{IV} avec P-T	113
3.2.3. Géothermobaromètre de Triboulet et Audren (1988)	114
3.3. Conclusion	116
Chapitre 4 Conclusions	118
Evolution du massif des Aiguilles Rouges jusqu'au Carbonifère inférieur et corrélation avec d'autres massifs	
1. Evolution du massif des Aiguilles Rouges	119
1.1. Modèle d'évolution	119
1.2. Remarques sur quelques structures	119
1.3. Discussion	122
2. Corrélation avec d'autres massifs d'âge varisque	124
Bibliographie	126

Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à sa réalisation.

Le Prof. J. von Raumer, directeur de cette thèse, à qui j'exprime ma reconnaissance pour m'avoir proposé ce travail et l'avoir dirigé avec amabilité en me prodiguant ses encouragements à des moments cruciaux des recherches. Par ses relations personnelles, il m'a permis de rencontrer des chercheurs de grande qualité. Le soutien financier de ce travail a été assuré par le Fond National (FN no 2.127-086) dont il est le requérant principal.

Le Prof E. Nickel puis le Prof M. Maggetti, directeurs de l'Institut, qui m'ont permis de travailler dans leur département de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Fribourg. Le Prof M. Maggetti, par ses remarques, a contribué à améliorer la version finale de ce travail.

Le Dr Cl. Audren, chercheur au CNRS à Rennes, qui a accepté de me prendre en stage au début de mes études. Il m'a fait profiter de toutes ses compétences et de tout son savoir aussi bien au laboratoire que sur le terrain. Par la suite, il est toujours resté attentif à mon travail.

Le Dr Cl. Triboulet, chercheur au CNRS à Paris, avec qui j'ai eu des discussions fructueuses sur le métamorphisme. Ses critiques constructives ont été précieuses dans la phase terminale de ce travail.

Le Dr R. Oberhänsli, de Berne, qui m'a initié à la microsonde avec beaucoup de patience.

Le Dr M. Thöni, de Vienne, qui m'a daté une mylonite.

Le Prof G. Galetti et Mme Marbacher qui m'ont aidé pour les problèmes relatifs aux rayons X.

Le Dr W. Nungasser qui tout au long de cette étude a entretenu un contact humain. Il m'a expliqué les techniques du développement photographique.

M. J. Charrière qui a développé les photos de ce mémoire. M. J.P. Bourqui qui a été le tailleur minutieux des lames minces. Mme Piller qui a toujours été serviable.

Mes collègues d'étude de géologie et de minéralogie avec qui j'ai toujours eu d'excellents contacts.

André et Lucette Chérix qui m'ont hébergé durant un été dans leur chalet. Ils ont été des hôtes très chaleureux.

Walty Wenger, alpiniste chevronné, qui m'a assuré dans les zones les plus dangereuses.

Mes parents qui m'ont permis d'entreprendre des études. Ils ont toujours été attentifs à mes études et m'ont été d'un grand soutien.

Ma femme Bettina et mon fils Luc à qui je dédie ce travail. Ils m'ont apporté l'énergie nécessaire pour mener à bien cette étude..

A tous un grand merci !

Résumé

L'analyse structurale de la géométrie et de la cinématique ainsi que le métamorphisme d'un secteur du massif des Aiguilles Rouges permettent de reconstruire l'évolution tectonométamorphique du massif au cours de l'orogénèse varisque.

Cette évolution correspond à des événements orogéniques d'âge Dévonien et d'âge Carbonifère qui sont nettement distingués.

Les événements d'âge Dévonien sont caractérisés par deux phases de déformation D₁ et D₂. La schistosité S₁ est relictuelle, préservée dans des microlithons dans la schistosité S₂. La déformation D₂ se marque par une forte schistosité S₂ supportant une linéation d'étirement L₂. De nombreux plis non-cylindriques P₂ se développent. L'étude des microstructures indiquent une déformation non-coaxiale. Ces structures ont été acquises lors d'un mouvement tangentiel de sens S - N.

Ces deux phases de déformation D₁ et D₂ sont associées aux épisodes de métamorphisme M₁ et M₂ qui sont continus dans le temps. M₁, conservé dans des microlithons, marque le métamorphisme prograde. M₂, l'épisode principal du métamorphisme, définit le métamorphisme rétrograde. L'établissement du chemin pression - température - temps - déformation (P-T-t-d) dans les paragneiss et les amphibolites révèle un contexte géodynamique de collision continentale: épaissement crustal - remontée - érosion.

Les événements d'âge Carbonifère (déformation D₃) résultent principalement du fonctionnement d'une zone de cisaillement transcurrente dextre. L'ensemble des roches est déformé en mégaplis en échelon dextre très serrés dans le secteur étudié. La linéation d'étirement L₂ est déformée dans ce mouvement en forme de sigmoïde. Le granite de Vallorcine s'est mis en place dans cette zone de cisaillement à la fin de la déformation D₃.

L'évolution mise en évidence dans ce travail s'intègre parfaitement dans le modèle actuel de la chaîne varisque.

Introduction

1. But de l'étude

Dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, de nombreuses zones de cisaillement d'âge différent ont été observées. L'examen d'une large zone de mylonites dans les Aiguilles Rouges qui n'a pour l'heure pas été décrite, seul BELLIERE en 1958 formula l'hypothèse d'une blastomylonitisation dans la région des Lacs de Chéserys sur le côté français, est l'objet de cette étude.

Les buts de ce travail sont :

- a) détermination de la nature des roches mylonitisées
- b) analyse de la déformation:
 - les phases successives
 - géométrie, cinématique et régime de la déformation
- c) datation de la mylonitisation
- d) analyse du métamorphisme, étude des relations minéraux - déformation
- e) établissement d'un chemin pression-température-temps-déformation (P-T-t-d)
- f) intégration de cette zone dans le contexte du massif et dans un cadre plus large dans la chaîne varisque Ouest européenne.

2. Méthodes

Les méthodes utilisées sont les méthodes de la géologie structurale. Dans la partie suisse, une carte au 1:10000 de la zone de cisaillement a été levée. Les échantillons prélevés ont tous été orientés. Les lames minces ont été taillées dans les plans XZ et YZ pour quelques-unes. L'orientation des lames minces a été relevée précautionneusement pour éviter des confusions dans le sens de cisaillement. Les axes C du quartz ont été mesurés à la platine universelle dans quelques échantillons. Dans tout ce travail, la projection stéréographique a été exécutée sur le canevas de SCHMIDT à partir de l'hémisphère inférieur.

Pour lever le doute sur certaines déterminations de minéraux, le goniomètre à rayon X et le diffractomètre ont été utilisés.

Le chimisme de minéraux de certaines associations minéralogiques a été mesuré à la microsonde de l'Institut de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Berne.

La datation d'une mylonite sur les isotopes Rb/Sr a été effectuée à l'Université de Vienne (Autriche) par M. THÖNI.

3. Situation géographique et géologique.

Le Massif des Aiguilles Rouges est le premier socle cristallin sur la route menant du lac Léman au coeur du Valais. Il forme un massif allongé de direction NE-SW entre la vallée du Rhône et de l'Arve. La ligne Martigny- Chamonix limite son bord SE, alors que sa limite NW passe par les lacs de Salanfe, d'Emosson et du Vieux Emosson en direction de St Gervais. La présente étude a été réalisée entre Van d'en bas, Emosson et les lacs de Chéserys.

Du point de vue géologique, le massif des Aiguilles Rouges appartient aux Massifs cristallins externes (MCE). Sur ce socle se sont déposés des sédiments du Mésozoïque et du Tertiaire du domaine helvétique. Sa partie NW s'enfonce sous ces sédiments. Sur le côté SE, il est limité par une zone des racines de la nappe de Morcles formant le synclinal pincé de Mésozoïque de Chamonix-Martigny.

Les massifs cristallins externes sont les témoins du vieux socle continental varisque. Dans les Aiguilles Rouges, au Carbonifère inférieur, le granite de Vallorcine s'est mis en place dans les séries gneissiques et micaschistes déformés. L'étude réalisée s'étend sur le bord NW de ce granite, formant une bande de 1 km de large. (Fig 1)

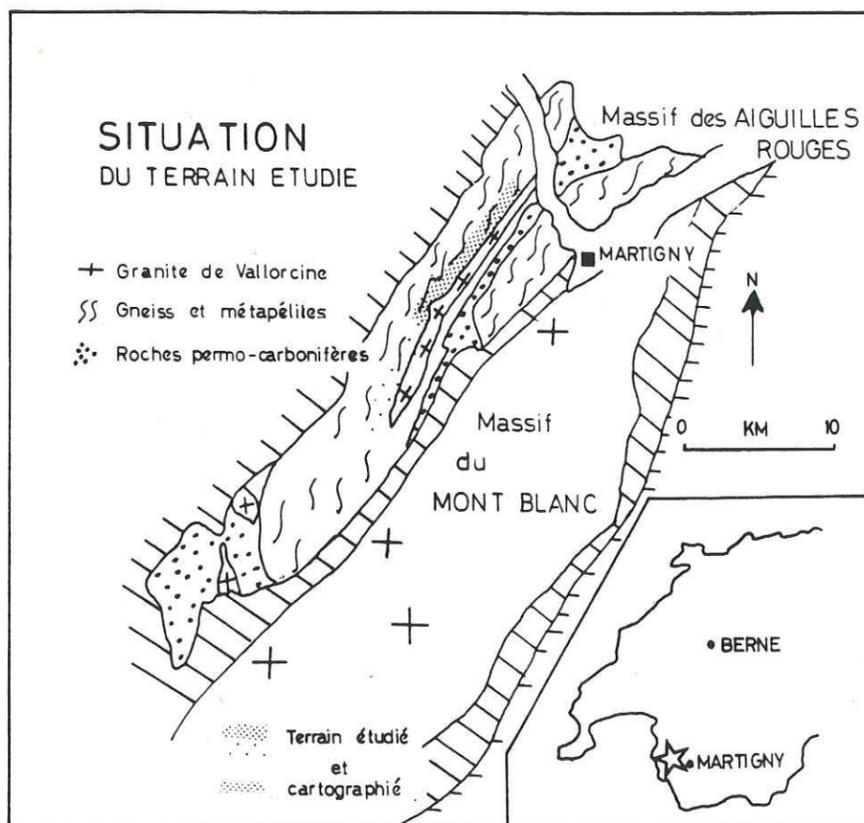


Fig. 1: Situation géographique du massif des Aiguilles Rouges. La zone de cisaillement étudiée se place sur la bordure NW du granite de Vallorcine.

4. Historique

Plusieurs générations de géologues se sont succédées dans l'étude de ce massif. Le premier homme de science, naturaliste, à décrire les roches du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges est DE SAUSSURE (1796). Dans les années qui suivirent, NECKER (1828) puis FAVRE (1867) poursuivirent cette description des séries lithologiques et établirent les premières cartes géologiques locales. A la fin du XIX^e et au début du XX^e siècle, le service de la carte géologique de France établit la première carte géologique du massif dans la partie française. MICHEL LEVY (1890) en fait la synthèse.

En ce début de siècle, les premières études spécifiques sont réalisées. JOUKOWSKI (1902) étudie les écolites des Aiguilles Rouges. Du côté suisse, REINHARD, dès 1920 entreprend des recherches dans ce massif et établit en collaboration avec COLLET et OULIANOFF, la carte géologique de Finhaut qui est encore utilisée (COLLET et al, 1952). Il y mena une étude lithologique minutieuse, décrite dans le livret guide de la carte Finhaut.

La première étude pétrographique est le fruit du travail de BELLIERE (1958). Il reconnut dans les gneiss d'anciens sédiments qui ont été métamorphisés dans la limite de la catazone supérieure et de la mésozone inférieure. Il constata que la mobilité chimique des éléments pendant le métamorphisme dépend de la granulométrie de la roche.

Ces dernières années, des études pétrographiques furent menées par VON RAUMER (1984, 1985) et LIÉGEOIS et DUCHESNE (1981). VON RAUMER étudia les paragenèses des métapélites et la zonation des grenats qui lui permirent d'établir une évolution métamorphique dans le temps. LIÉGEOIS et DUCHESNE utilisèrent le géothermobaromètre grenat - clinopyroxène pour les écolites du lac Cornu.

L'étude structurale du massif a été longtemps négligée. Les précurseurs remarquèrent déjà que la schistosité est toujours très redressée. Il l'expliquèrent par un dôme de granite non affleurant sous la vallée de Chamonix. REINHARD décrit la tectonique du massif comme monotone, la schistosité ayant une direction constante et toujours proche de la verticale. BELLIERE (1958) différencie dans son étude, les gneiss du lac Cornu et les gneiss de Chéserys par leur déformation. Dans ces derniers, il reconnaît que la "déformation intime" de la roche a un caractère mylonitique. Dans les années suivantes, il nomme ces gneiss blastomylonites (BELLIERE, 1971). Dans son étude du massif, VON RAUMER est le seul auteur à distinguer 4 phases de déformation et à tenter d'expliquer l'évolution tectono-métamorphique du massif.

5. Le massif des Aiguilles Rouges: état des connaissances.

Le massif des Aiguilles Rouges, témoin de l'évolution pré-alpine, fait partie des massifs cristallins externes (MCE). Il occupe une position à peu près allochtone dans la chaîne alpine. De son étude et par comparaison avec les autres MCE, nous pouvons déduire les stades suivants d'évolution, principalement d'après les recherches de VON RAUMER (1983, 1984, 1987) :

5.1. Contexte sédimentaire

Stade de rifting

Une série détritique restreinte se dépose dans un contexte de rifting au Cambro-Ordovicien. Ce sont surtout des pélites et des grauwackes avec quelques alternances d'horizons de grès quartzitiques et quelques rares niveaux de calcaires.

Cette série est intrudée par des roches volcaniques basiques tholéitiques continentales de type Karoo (VON RAUMER et al, 1989). Dans le massif des Aiguilles Rouges, aucune trace d'ophiolite n'a encore été trouvée. Nous supposons que ces séries sédimentaires se sont déposées sur la plate-forme continentale.

D'autres intrusions de type acide interviennent dans l'évolution magmato-sédimentaire. Des granites ou des volcanites acides se retrouvent maintenant en gneiss ocellé (FAVRE, 1987, 1989).

Ces séries sont déformées et métamorphosées entre le Siluro-Dévonien et le Carbonifère inférieur.

Dépôts du Viséen: série allochtone?

Un nouveau stade de sédimentation débute au Carbonifère inférieur. Des schistes, pélites, et microquartzites à éléments spilitiques n'ont été que faiblement métamorphosés. Leur datation a été établie par leur contenu palynologique qui donne un âge Viséen supérieur (BELLIERE et STREEL, 1980).

Cette série sédimentaire soulève le problème de sa relation avec les roches métamorphiques adjacentes de faciès amphibolitique. Une étude minutieuse de la sédimentologie et de la déformation de cette série répondra aux points suivants:

- Cette série est-elle autochtone ou allochtone?
- Sa position actuelle est-elle due à un effondrement de style horst-graben ou de style "pull apart" dans un système de cisaillement N-S (direction alpine)?

Phase d'extension

Une troisième phase de sédimentation débute au Westphalien D-Stéphanien A et se développe dans un système en horst-graben. Des conglomérats, des grès et des argilites se déposent dans ces pièges sédimentaires, interstratifiés avec des horizons de charbon (PILLOUD, 1989).

5.2. Contexte structural

Stade de compression

Dans la zone des Aiguilles Rouges, il n'a pas eu de formation de croûte océanique pendant la phase de distension. Dans la chaîne varisque des subductions ont eu lieu avant la collision continent-continent. Les éclogites du lac Cornu témoignent de l'existence de tels lambeaux de paléocroûtes océaniques (PAQUETTE, 1987).

Lors de la collision continentale, les premières phases de déformation correspondent à des plis isoclinaux intrafoliaux qui sont très difficiles à rattacher à un événement défini car le plus souvent, nous ne retrouvons que les charnières de ces plis.

De grands plis se sont formés dans une phase ultérieure dont le plan axial correspond à la schistosité régionale du massif. Enfin, une dernière phase forme des plis à axe subhorizontal. L'étude de la zone de cisaillement nous permettra de mieux cerner les rapports entre ces derniers plissements et le cisaillement.

5.3. Contexte métamorphique

Métamorphisme varisque

C'est sur l'évolution métamorphique que nous avons le plus de détails. Les roches de ce massif ont subi un métamorphisme de faciès amphibolitique. Les paragenèses à disthène-stauroлите-grenat 1 et à sillimanite-biotite-grenat 2 ont été décrites par VON RAUMER (1983, 1985) dans les métapélites d'Emosson.

Le meilleur enregistrement de l'évolution du métamorphisme est donné par la composition chimique du grenat. Le grenat 1 a une forte teneur en Mn et est associé à un plagioclase en An 26. Au fil de l'évolution, le grenat est partiellement remplacé par le plagioclase qui s'enrichit en Ca. Une deuxième génération de grenat, enrichi en Mg, coexiste avec la sillimanite. Cette paragenèse correspond au pic thermique.

THOMPSON et al (1977) ont établi une corrélation entre la température et le chimisme du grenat :

$$T_{Mn} < T_{Fe} < T_{Mg}$$

Les associations minéralogiques trouvées permettent de fixer la température T, tandis que des calculs thermodynamiques sur le couple plagioclase-grenat donnent les valeurs de la pression P (VON RAUMER, 1983) pour:

- le métamorphisme à disthène: $T = 550^{\circ}\text{C}$ $p = 8 - 10$ kbar
- le métamorphisme à sillimanite: $T = 650^{\circ}\text{C}$ $p = 4 - 5$ kbar

Dans les éclogites du Lac Cornu, LIÉGEOIS et al (1981) ont calculé les valeurs suivantes pour le couple grenat- clinopyroxène:

$$T = 780^{\circ}\text{C} \quad p = 11 \text{ kbar}$$

et $T = 650 - 770^{\circ}\text{C}$ $p = 4 - 7$ kbar

Ces dernières valeurs sont à prendre avec précaution car les auteurs n'expliquent pas la différence de pression entre les deux mesures, ni l'écart de température de 120°C dans la deuxième roche analysée.

Après le pic thermique, des séries lithologiques ont subi une anatexie et la mobilisation de granitoïde à cordiérite (VON RAUMER, 1976)

Métamorphisme alpin

Ce métamorphisme n'a pas dépassé le stade de l'anchizone pendant l'orogénèse alpine. Dans les amphibolites, de la pumpellyite, de la prehnite et de la laumontite se sont formées (VON RAUMER, 1974), alors que dans les rhyolites non déformées estimées du Permien, la stilpnomélane a cristallisé (VON RAUMER, 1984). Les fentes de tension sont remplies par de la chlorite.

6. Perspectives nouvelles

Lors d'excursions que j'ai menées en dehors de la zone de cisaillement, dans les régions du Lac de Salanfe, du Vieux Emosson et du lac Cornu, de nouvelles observations des microstructures me permettent de soulever quelques questions sur l'architecture du massif.

J'ai observé qu'une déformation non coaxiale a marqué l'ensemble de ces roches. Quel est le mécanisme de cette déformation et de quand date-t-elle?

Au Vieux Emosson, nous pouvons voir comment ces structures ont été reprises par une déformation postérieure. Y-a-t-il une corrélation entre cette nouvelle déformation et le cisaillement majeur affectant la partie plus au SE du massif?

Dans cette étude je traiterai essentiellement de la zone de cisaillement. Dans la conclusion générale, je ferai une hypothèse sur l'évolution structurale du massif en répondant aux questions ci-dessus.

7. Plan de l'étude

Ce mémoire sera divisé en 4 chapitres:

Le chapitre 1 traitera des différentes roches qui se trouvent dans la zone de cisaillement. Leur description est entreprise à l'échelle macro- et microscopique.

Le chapitre 2 traitera de la déformation. Les différentes phases de déformation sont décrites. L'analyse de la déformation principale cisailante est étudiée dans son aspect géométrique. La cinématique est déterminée à l'aide des microstructures et le régime de déformation est établi. En conclusion, la chronologie des événements est estimée.

Le chapitre 3 traitera des conditions métamorphiques. Les relations minéraux - déformation et la chronologie des apparitions - disparitions de minéraux sont établis. La cristalochimie des minéraux est analysée à la microsonde. L'application des géothermomètres et géobaromètres dans les roches acides et basiques nous permet de déterminer un chemin pression-température-temps- déformation. En conclusion, une interprétation possible des chemins P-T-t-d établis est donnée.

Dans le chapitre 4 la zone étudiée sera intégrée dans le contexte du massif. Dans un cadre encore plus large, l'évolution de la chaîne varisque au Carbonifère inférieure est envisagée.

8. Abréviations

Ab	= albite	Gross	= grossulaire
Act	= actinote	Hbl	= hornblende
Alm	= almandin	Ky	= disthène
Amp	= amphibole	Mb	= mica blanc
An	= anorthite	Parg	= pargasite
And	= andalousite	Pl	= plagioclase
Bio	= biotite	Py	= pyrope
Cd	= cordiérite	Qz	= quartz
Chl	= chlorite	Sill	= sillimanite
Cpx	= clinopyroxène	Spess	= spessartine
Diop	= diopside	Sph	= sphène
Ed	= édénite	St	= staurotide
FK	= feldspath potassique	Tr	= trémolite
Gr	= grenat	Tsch	= tschermakite

9. Coordonnées des noms de lieux cités

Combarossa	563000/105000
Creusaz	565500/107500
Emaney, vallon d'	563600/106700
Emosson	560800/101900
Fenestral	562300/104400
Golettaz, col de la	564200/108450
Le Luisin, sommet	563780/107800
Sur les Conches	561300/102300
Van d'en Bas	567300/110000

Chapitre 1

Pétrographie

Sur le contact NW du granite de Vallorcine, REINHARD dans le livret guide de la carte Finhaut (COLLET et al, 1952) a défini deux types de roche: les cornéennes et les gneiss d'injection. Dans le travail de cartographie que j'ai mené sur le territoire suisse (carte en annexe 1), les diverses lithologies ont été redéfinies et classées en deux familles:

1) Les **paragneiss** dans lesquels se distinguent les gneiss à biotites et plagioclases qui contiennent des intercalations de gneiss à feldspath et quartz dénommés par REINHARD leptynites. Des roches calco-silicatées forment des lentilles allongées dans la schistosité, surtout dans la région d'Emosson et des lacs de Chéserys. Un horizon métasédimentaire de composition de liquidus idéale a été migmatisée.

2) Les **orthogneiss**: Les gneiss à biotites (appelé également gneiss du Luisin, VON RAUMER, 1976), produit de la déformation d'un granodiorite, forment les crêtes dominant le versant SE du massif, du Luisin aux Aiguilles Rouges.

D'Emosson à Fenestral s'étend un horizon peu épais de gneiss leucocrates ocellés. A l'ouest du barrage d'Emosson et dans la combe de Fenestral, des gneiss ocellés à gros cristaux de feldspath, éventuellement une apophyse de la masse des gneiss ocellés des Ottans, ont été observés. Enfin des amphibolites qui sont d'anciens dykes intrusifs sont répandues en boudin dans les gneiss à biotites et plagioclases.

Ces différentes lithologies ont été prises dans la déformation cisailante et mylonitisées à différents degrés. Dans ce travail, je ne m'attarderai pas sur la définition et la nomenclature des mylonites; le lecteur peut se référer pour cela aux nombreuses publications (HIGGINS, 1971; BELL et ETHRIDGE, 1973; SIBSON, 1977; WHITE, 1982; WISE et al, 1984; HEITZMANN, 1985).

Le granite de Vallorcine et des filons de granites, aplites et pegmatites recoupent ces différents gneiss. Des filons de gabbro-diorite ont été retrouvés dans la région d'Emaney-le Luisin. Une rhyolite traverse le massif dans une direction N-NE à S-SW.

1. Paragneiss

1.1. Les gneiss à biotites et plagioclases

Ces gneiss peuvent être divisés en 2 types suivant la granulométrie, et donc surtout le degré de mylonitisation si nous considérons que la taille des grains était la même au départ..

- Gneiss à biotites et plagioclases fins
- Gneiss à biotites et plagioclases moyens

Ces deux gneiss se distinguent à l'affleurement comme suit:

- le gneiss fin est fortement laminé et le plan de schistosité porte une linéation d'étirement fortement marquée. La roche a une couleur brunâtre à violacée caractéristique. Lorsqu'elle est altérée, elle prend une couleur verdâtre. La lamination est marquée par de fins rubans de quartz et de plagioclases.

De petits porphyroclastes de feldspaths potassiques la perlent. Leur présence et leur proportion varient très rapidement. La roche a une texture très finement grenue (diam < 0,3 mm) ce qui explique pourquoi les anciens auteurs l'ont dénommée cornéenne (Fig 2).

- le gneiss moyen semble moins laminé que son frère plus fin. La couleur est d'un gris-brun à grise suivant la granulométrie et le degré d'altération de la roche. Des rubans de quartz et de feldspath sont toujours présents.

Dans ces gneiss, la schistosité peut s'anastomoser et conserver d'anciennes structures dans des microlithons.

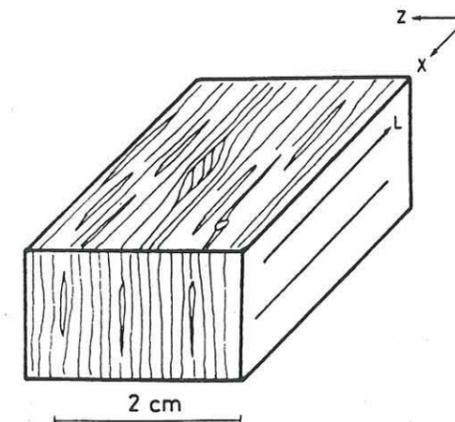


Fig 2: Gneiss à biotites et plagioclases fins.

Etude microscopique:

La composition minéralogique de ces deux gneiss est la même. Seul le diamètre moyen des grains varie; inférieur à 0,3 mm pour les fins, il atteint 0,3 à 0,6 mm pour le gneiss moyen.

L'association minéralogique est:

Quartz + Plagioclase + Feldspath potassique + Biotites + Micas blancs + Sillimanite/Disthène/Andalousite + Grenat

La biotite est fréquemment transformée en chlorite.

Les quartz forment des rubans polycristallins (ribbon quartz) qui peuvent montrer soit une couche de grains rectangulaires soit des grains de forme irrégulière à rectangulaire (type 3 et 4 de BOUILLIER et BOUCHEZ, 1978). Le type 3 se trouve dans les affleurements très proche du granite.

Le plagioclase est en petits grains dans la matrice et entouré par de la biotite, ou bien il forme des rubans qui sont constitués de petits grains de forme polygonale. Leur taille est alors uniforme entre 0,1 à 0,15 mm. Les grains d'une même lentille ont la même orientation optique. Cette disposition pourrait correspondre à la granulation de grands grains de plagioclases et à leur glissement le long de plans de fracture dans le plan de schistosité.

Le feldspath potassique forme des porphyroclastes avec dans leurs zones abritées des microclines ou des quartz et muscovites.

Les biotites sont parallèles à la schistosité et forment de petits amas. D'autres peuvent être obliques, marquant une nouvelle schistosité. Certaines biotites définissent de petits microlithons.

On distingue plusieurs générations de muscovites: l'une relictuelle et déformée en poisson et l'autre néoformée.

Le grenat est globulaire et toujours fragmenté suivant les plans R et R' de Riedel.

La sillimanite est de la fibrolite généralement transformée en micas blancs. La fibrolite peut pseudomorphoser partiellement ou complètement du disthène, et l'andalousite remplacer la fibrolite.

La cordiérite est très rarement présente.

1.2. Le gneiss à feldspaths et quartz

Il forme un niveau de quelques cm à quelques dm d'épaisseur dans les gneiss à biotites et plagioclase. Ces gneiss abondent dans la région de Van d'en Bas et à sur les Conches. Ce sont de bons marqueurs du plissement.

Leur texture est granoblastique. Les quartz forment de petits rubans dans une matrice de plagioclase et de muscovites. Le feldspath potassique est généralement un microcline. Quelques rares biotites parfois chloritisées sont observables. Du grenat peut être présent dans cette matrice.

Son origine n'est pas évidente: il pourrait s'agir de filons d'aplite injectés dans ces gneiss pendant une phase magmatique anté-déformation. Cette hypothèse a été soulevée pour un problème identique dans la région de Kabylie par BOSSIERE (1980). REINHARD (COLLET et al, 1952) exclut une telle possibilité.

1.3. Les lentilles de roches calco-silicatées

Des boudins de quelques dizaines de cm de long sont étirés dans la schistosité. Ces lentilles sont constituées de roches à granulométrie très fine (< 0,05mm) qui peuvent être zonées, avec un coeur jaune-rosâtre et une périphérie de teinte plus sombre.

Au microscope, la texture de ces lentilles est hétérogranulaire. Le diopside, le grenat (grossulaire) et quelques plagioclases baignent dans une matrice très fine.

1.4. Les migmatites

Dans la région étudiée, les migmatites forment des niveaux qui sont parallèles à la schistosité régionale. Dans la description, la classification de JOHANNES (1983) sera suivie. Le passage des gneiss au migmatites peut être relativement rapide; sur quelques mètres, le gneiss prend un aspect migmatoïde avant de se transformer en migmatite. Il n'est pas toujours aisé de reconnaître ces passages, car la roche est souvent recouverte d'algues et de lichens. Le meilleur affleurement pour étudier ces migmatites se trouve sur le chemin menant au vallon d'Emaney et sur le côté Ouest du barrage d'Emonson.

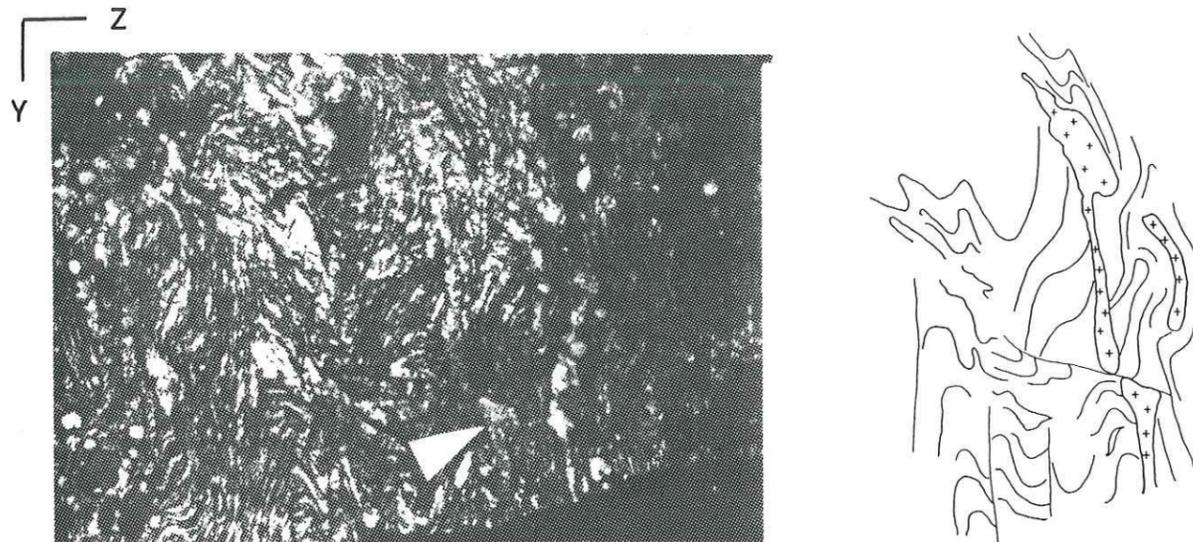
D'après la classification de JOHANNES (1983), ces migmatites sont composées:

- 1) d'un **néosome** comprenant un leucosome qui correspond à la partie claire et un mélanosome qui correspond à la fraction sombre

2) d'un **mésosome** qui correspond à la partie non mobilisée.

Ces migmatites sont des métatexites stromatitiques.

A Van d'en Bas, des diatexites hétérogènes ont été observées. Le produit de la fusion se trouve dans des plans de cisaillement (Fig. 3). Ces migmatites correspondent donc aux stades avancés de mobilisation.



10 cm

Fig 3: Photographie dans le plan YZ d'une migmatite, plissée entre les plans de cisaillements verticaux. Un de ces plans contient du mobilisat qui recoupe le litage des métatexites.

Le **mésosome**: le matériel initial non mobilisé est principalement constitué de quartz, feldspaths potassiques, plagioclases, biotites et muscovites. Des bulbes de myrmékites pénètrent le feldspath potassique qui est généralement du microcline et des perthites. La biotite peut être entièrement chloritisée. La texture est granolépidoblastique. Cette partie a une foliation nette.

Le **leucosome**: La texture est grenue, les grains atteignant 3 à 5 mm. Ces mobilisats se composent de quartz, feldspath potassique et de quelques cristaux de biotites et de muscovites.

Le **mélanosome**: est constitué de grandes lamelles de biotites et de muscovites qui peuvent atteindre 2-3 mm. De petits grains de quartz coexistent. Ce concentrat mafique n'est pas partout présent.

Composition minéralogique quantitative

L'analyse modale a été effectuée sur deux lames minces dans le mésosome, le néosome et le mélanosome. Les résultats sont en pour cent.

	mélanosome	néosome	mélanosome
quartz	33	28	21
feldspath potassique	47	64	2
plagioclase	5	1	-
biotite	9	5	63
muscovite	6	2	14

La représentation graphique triangulaire quartz-feldspath-minéraux mafiques pour le mésosome, le néosome et le mélanosome est donnée dans la Fig 4. Le mésosome se situe entre le leucosome et le mélanosome. Le néosome provient donc probablement de la fusion du mésosome.

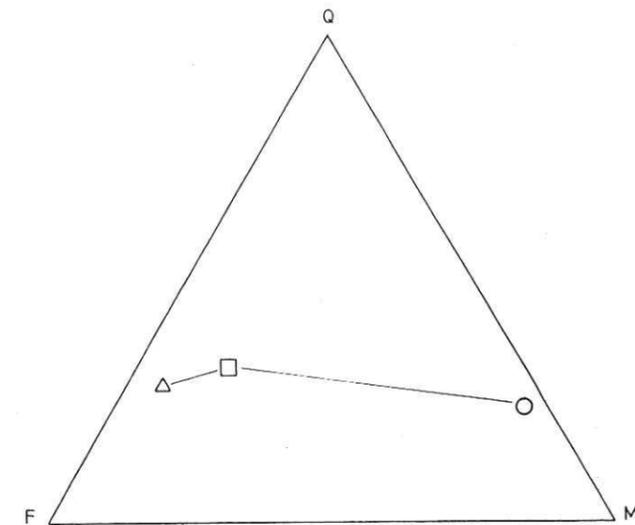


Fig 4: Représentation triangulaire quartz - feldspath - mafique pour le mésosome Δ, pour le néosome et le mélanosome O. Le néosome se trouve approximativement sur une droite entre le mélanosome et le mésosome.

2. Orthogneiss

2.1. Les orthogneiss à biotites

Dans la partie NW de la bande mylonitique affleurent des gneiss à biotites noires, dont la description est faite pour la première fois dans ce travail. Ces gneiss ont une forte schistosité et une linéation d'étirement bien marquée. Par endroit, sur le versant NE de Fenestral et sur le versant NE de la Combarossa, la foliation s'anatosmose, et la roche originelle peu ou pas déformée apparaît. Elle est homogène et composée de grandes biotites noires, de plagioclases porphyroïdes et de quartz. La grandeur moyenne de ces lentilles est de quelques m de large et quelques dizaines de m de long.

Le gneiss montre divers stades de déformation. La nomenclature utilisée a été définie par BERTHÉ et al, (1979) dans des granites de la Bretagne méridionale qui ont été déformés par cisaillement. Deux familles de plans apparaissent: des plans de cisaillement C et des plans de schistosité S qui forment des sigmoïdes entre les plans C. Tous les stades de la déformation sont visibles dans cette roche, du stade peu déformé où les plans S forment un angle de 45° avec les plans C jusqu'aux plans C-S confondus, stade ultime de la déformation. Dans les plans C, les grains sont fortement cataclasés (Fig 5).

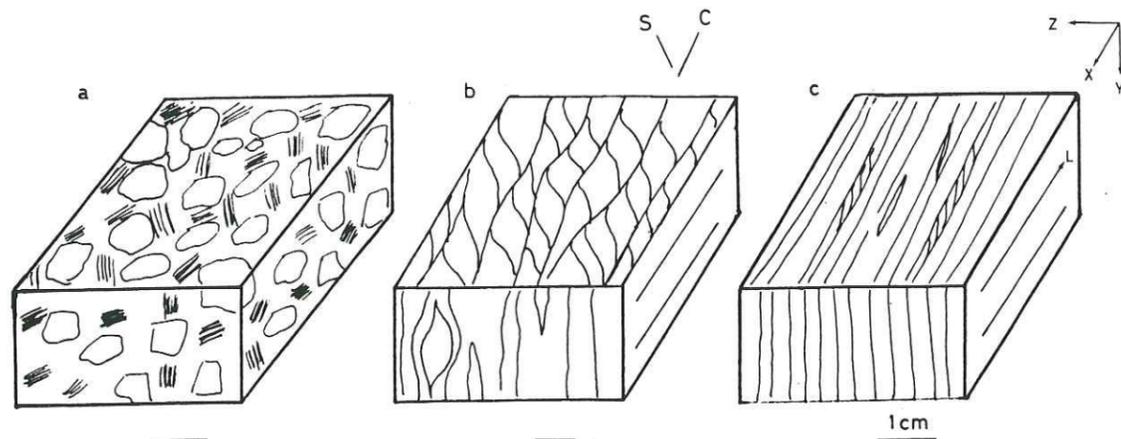


Fig 5: Degré de mylonitisation observé des orthogneiss à biotites.

a) non ou peu déformé (isotrope) b) mylonite c) ultramylonite

Dans la région d'Emaney, ce gneiss contient de nombreux xénolithes allongés dans la schistosité.

Etude microscopique

La roche non déformée a une texture hétérogranulaire et isotrope à tendance porphyroïde. Le diamètre moyen des grains est de 1 mm, les plagioclases pouvant atteindre 3 à 5 mm. Les cristaux de plagioclases sont subautomorphes - arrondis et peuvent être zonés. Souvent, ils sont intercroissants. Les grains de plagioclases sont maclés suivant les lois de l'albite et du péricline. Le feldspath potassique est xénomorphe, souvent englobé dans le plagioclase. La biotite forme de grands cristaux de couleur brun rouge contenant souvent des inclusions de zircons. De la prehnite peut cristalliser dans les clivages de la biotite, témoin du métamorphisme alpin (Fig 6). Le quartz, xénomorphe et à extinction légèrement ondulante, remplit les espaces laissés libres. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les opaques.

L'étude microscopique des gneiss montre que le quartz se déforme d'une manière plastique et forme des rubans. Le plagioclase se granule et forme des yeux dans le plan S. La biotite se déforme en poisson dans les plans S, et dans les plans C elle est recristallisée en petits grains. Pendant la déformation elle peut se transformer en sillimanite (Pl 1). Des micas blancs apparaissent au contact de la biotite.

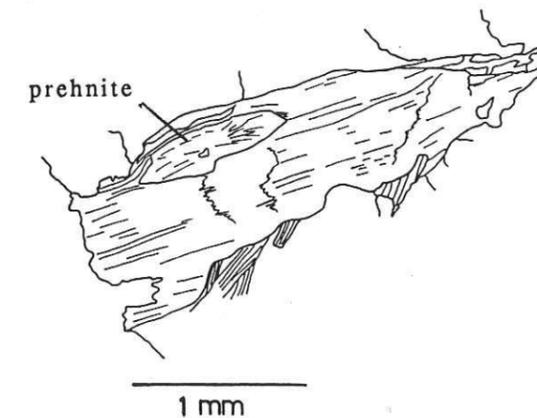
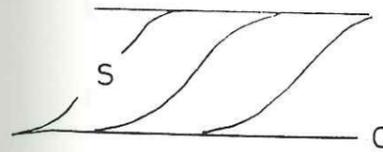


Fig 6: Biotite contenant dans les plans de clivages de la prehnite caractéristique du métamorphisme alpin

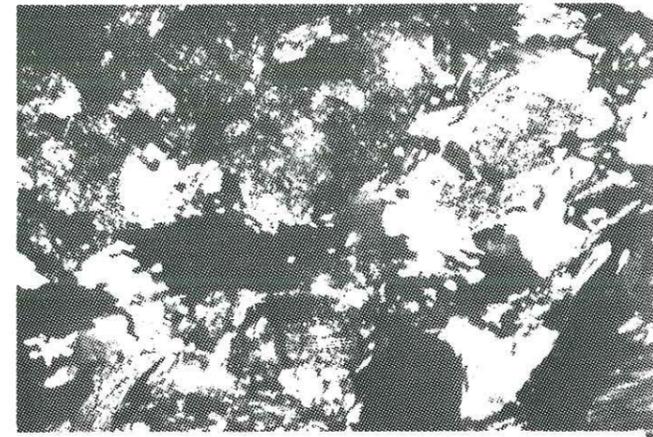
Planche 1

Orthogneiss à biotites

- 1.a faciès isotrope non ou peu déformé
- 1.b mylonitisé. Plan C-S. Dans les plans S, la biotite est déformée en forme de poisson. Dans les plans C, elle est cataclasée et recristallise en petits grains.
- 1.c détail de la transformation de la biotite en fibrolite dans les plans S

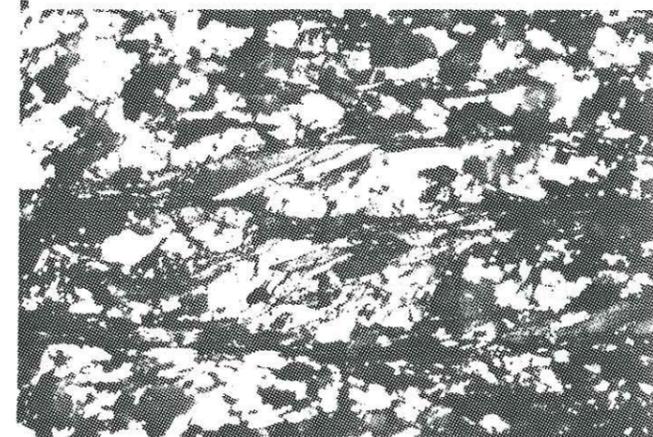


1.a



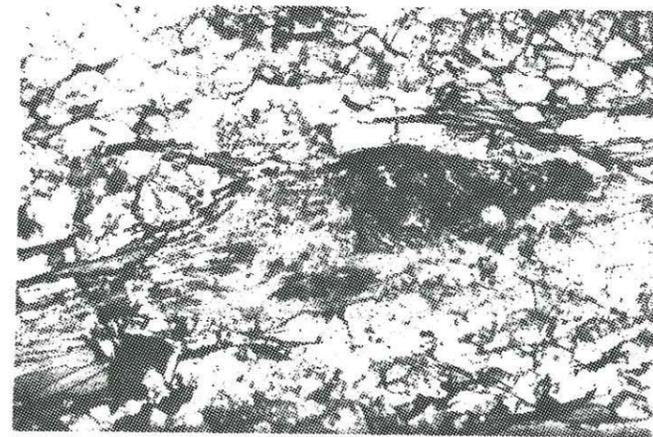
2 mm

1.b



1.5 mm

1.c



1.5 mm

La composition modale de cette roche est la suivante:

Quartz:	19	25
Plagioclase:	42	42
Albite:	8	1
Feldspath alcalin:	15	6
biotite:	14	24
muscovite:	<1	<1
accessoires:	1	1

Dans le diagramme de STRECKEISEN, ces valeurs se placent dans le champ des granodiorites (Fig 7).

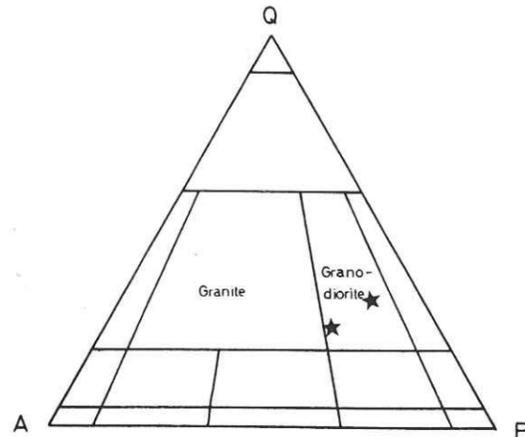


Fig 7: Représentation dans le diagramme triangulaire Q-A-P de la composition modale des gneiss à biotites. Les points tombent dans le champ des granodiorites

Les analyses de deux échantillons de cette roche, aimablement fournies par J. VON RAUMER, sont données dans le tableau I.

Tableau I Analyses chimiques du gneiss à biotites

ech	1696	1699
SiO ₂	64.90	69.58
TiO ₂	0.78	0.56
Al ₂ O ₃	16.42	14.66
Fe ₂ O ₃	0.8	0.5
FeO	3.97	3.01
MnO	0.07	0.07
MgO	1.95	1.27
CaO	2.47	1.71
Na ₂ O	2.77	2.61
K ₂ O	3.03	4.44
P ₂ O ₅	0.29	0.21
GV	1.69	0.76
total	99.12	99.38

Dans le diagramme R1-R2 de DE LA ROCHE, les analyses se situent dans le champ des granodiorites. (Fig 8)

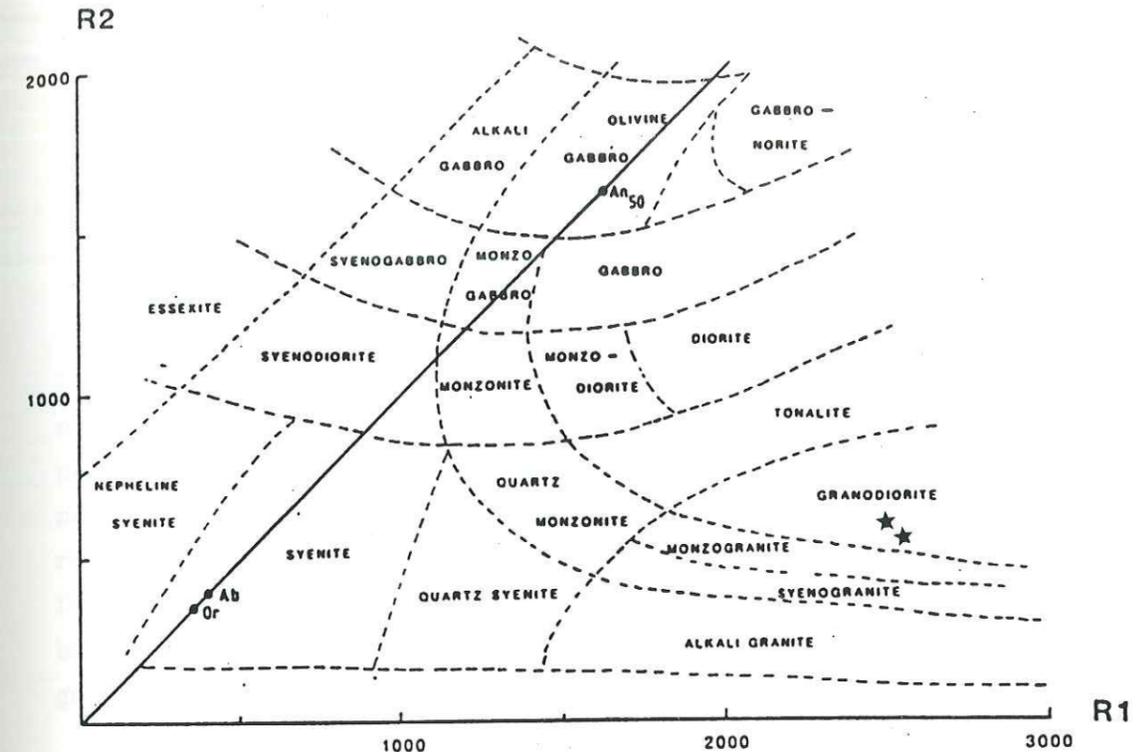


Fig 8: Projection des analyses chimiques du gneiss à biotites dans le diagramme de de la Roche. Les points tombent dans le champ des granodiorites.

$$R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti), \quad R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

2.2. Les orthogneiss leucocrates ocellés

Ces gneiss leucocrates ocellés affleurent bien à "sur les Conches" et se retrouvent sporadiquement (liés aux conditions d'affleurement) jusqu'au col de la Golettaz. La puissance de cet horizon ne dépasse pas 10 m. Les porphyroclastes de feldspath potassique (10 à 15%) ont un diamètre moyen de 2 à 3 mm et sont noyés dans une fine matrice fortement rubanée (Fig 9)

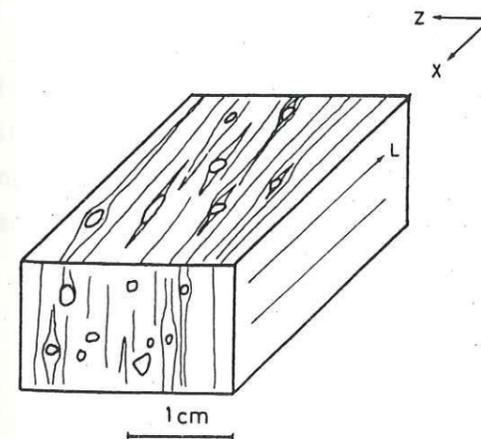


Fig 9: Orthogneiss leucocrates ocellés

Etude microscopique:

Le quartz forme des rubans. Le plagioclase est polygonal, de petite taille (env 0,15 mm). La biotite est plus petite et très souvent chloritisée. Les porphyroclastes sont des feldspaths alcalins avec ou sans lamelles de perthites et des microclines qui peuvent être fracturés et les cassures cicatrisées par des grains d' albite. La périphérie des ces grains est corrodée par du plagioclase. Les zones abritées asymétriques sont composées de microclines et plus rarement de muscovites et de quartz. Les micas blancs sont en association avec la biotite et peuvent remplacer d'anciens minéraux. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la tourmaline et le zircon. De la biotite peut cristalliser dans les ombres de pression de l'apatite.

2.3. Les orthogneiss ocellés

Proche du point d'ancrage du barrage d'Emosson côté W, un gneiss ocelléaffleure sur quelques 10 m environ. Les yeux de feldspath potassique ont un diamètre moyen de 1,5 cm. Dans le plan XZ, ils ont une structure asymétrique tandis que dans le plan YZ, ils ne montrent presque pas de déformation, la schistosité qui les contourne présentant une symétrie orthorhombique. La matrice est fine et rubanée (Fig 10).

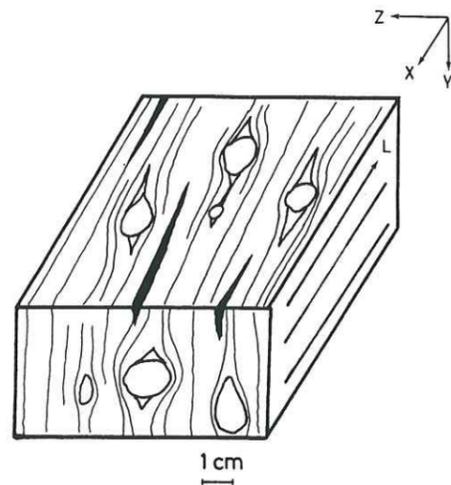


Fig 10: Orthogneiss ocellés

Au microscope, le quartz est en rubans. Le plagioclase est en petits grains dans la matrice. La biotite se trouve soit dans le plan de cisaillement C fragmenté en éléments de petite taille ou en éléments de plus grande taille dans les plans S. Fréquemment des micas blancs cristallisent dans les clivages de la biotite. Le mica blanc peut également remplacer de la fibrolite. Les phénocristaux de feldspaths sont des microclines et des

feldspaths alcalins perthitiques à extinction onduleuse. Cassés suivant des plans antithétiques, ils recristallisent en petits grains polygonaux de microcline. Des bulbes de myrmékites pénètrent par endroit ces cristaux. Dans les ombres de pression, du quartz cristallise. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

Ce gneiss ocellé a été l'objet d'une étude géochimique réalisée par D. FAVRE (1989).

2.4. Les amphibolites

Les amphibolites affleurent dans toute la zone, en boudins dans les paragneiss. La longueur des lentilles est de quelques cm à plusieurs m. Ils sont facilement reconnaissables par la couleur noire de la roche. Une forte schistosité les marque, et les amphiboles sont allongées parallèlement à la linéation régionale. Le grenat est rarement présent dans ces roches. Par place un rubanement dû au plagioclase s'observe. Dans la roche microgrenue, des litages tectoniques contiennent de plus grandes amphiboles. Dans le secteur d'Emaney- le Luisin, ces boudins sont traversés par des veines de gabbro-diorites très peu métamorphisés. Nous y reviendrons dans un prochain paragraphe.

Les amphiboles montrent un pléochroïsme de brun-vert à vert. Leur grandeur moyenne est de 0,2 mm. Leur axe c est orienté parallèlement à la linéation, mais quelques unes d'entre elles la recoupent obliquement. Le plagioclase (An = 30-40) est en petits grains polygonaux (0,15-0,2 mm) ou bien forme des lentilles. Du grenat peut être présent, toujours associé à de la biotite. Le quartz est présent en proportion variable. L'épidote forme de petits grains à pléochroïsme jaunâtre. Les chlorites sont ubiquistes. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, les opaques. Une étude détaillée est faite dans le chapitre 3.

3. Les pseudotachylites

Sur le côté E du barrage d'Emosson et également aux lacs de Chéserys, de fins filonnets sombres, centimétriques, évoquant des pseudotachylites, pénètrent les ultramylonites de gneiss à biotites et plagioclases. Ces filonnets sont composés d'une matrice noire et de grains hétérogranulaires anguleux. Au microscope, la matrice est sombre et vitreuse. Les grains ont la composition et la texture de la roche encaissante.

sombre et vitreuse. Les grains ont la composition et la texture de la roche encaissante. Une comparaison des analyses chimiques de la veine et de l'encaissant n'ayant pas pu être exécutée, le terme de pseudotachylite doit donc être utilisé avec précaution.

4. Les granitoïdes non déformés

4.1. Le granite de Vallorcine

L'étude de ce granite n'entre pas dans l'objet du présent travail. C'est seulement la relation entre les roches encaissantes et le granite qui nous intéressera pour dater le cisaillement.

Ce massif granitique est allongé dans la direction NE-SW, subparallèle à la schistosité des gneiss encaissants, avec toutefois de nombreuses indentations. Le contact avec les gneiss est net et peut très facilement s'observer dans le vallon d'Emaney ou à "sur les Conches" (Pl 2).

C'est une roche homogène leucocrate à texture porphyroïdique (BELLIERE, 1958). Elle est composée de quartz, de feldspaths potassiques de forme rectangulaire, de plagioclases (oligoclases) finement saussuritisés et de biotites partiellement chloritisées.

De nombreux filons de granite, d'aplite et de pegmatite à tourmaline pénètrent les gneiss à proximité du granite. A la Creusaz, un filon de granite montre des bordures très finement cristallisés qui ont l'aspect d'une roche cryptocristalline. Les filons d'aplite et de pegmatite ont des contacts nets avec l'encaissant et se sont mis en place par sa fracturation.

Sur le bord NW, le granite et ses filons n'ont pas subi la déformation principale de la roche encaissante. La roche n'a dans son ensemble pas été déformée, mais par place des bandes de cisaillement et des protomylonites se sont formées, témoins d'une déformation ultérieure.

4.2. Le granite leucocrate à andalousite

A Van d'en Bas, un granite leucocrate, massif, à petites tâches vertes oblongues marquant une foliation, affleure sur plusieurs mètres au contact du granite de Vallorcine.

Au microscope, sa composition est typique d'un granite leucocrate. L'échantillon de Van d'en Bas contient un minéral relique: l'andalousite qui est entouré d'une couronne de micas blancs.

A cet endroit, le granite est une protomylonite. Le quartz est déformé plastiquement, mais n'a pas subi la recristallisation secondaire des autres mylonites. Le plagioclase et le feldspath potassique ont une déformation cassante. Cette mylonitisation observée localement, s'est produite à des températures plus basses que dans la zone de cisaillement et est plus jeune.

4.3. La rhyolite

Cette roche traverse le massif dans une direction N-NE à S-SW et recoupe toutes les structures. C'est pour cette raison que VON RAUMER (1984) date cette intrusion du Permien. Elle forme des filons d'environ 20 m de large et plusieurs dizaines de m de long qui se relayent en échelon.

A Emaney, on peut observer le passage entre le granite porphyrique et la rhyolite.

La rhyolite n'est pas déformée et n'a été que faiblement métamorphisée pendant les événements alpins.

Au microscope, les phénocristaux de quartz, de plagioclases, de feldspaths potassiques et de muscovites sont entourés d'une matrice extrêmement fine (0.02mm) constituée de quartz principalement.

Le quartz montre de golfes de corrosion. Le plagioclase est souvent maclé d'après la loi de l'albite. Son contour est légèrement arrondi et peut être corrodé par la matrice. Le feldspath potassique est souvent perthitique et maclé selon la loi de Carlsbad. La muscovite forme des phénocristaux ou de petits grains dans la matrice.

4.4. Le gabbro-diorite

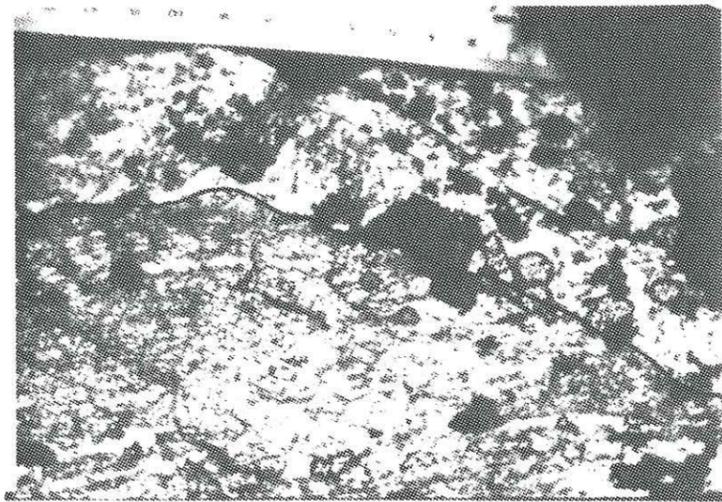
Il forme de petites veines qui recoupent la structure des amphibolites dans la région d'Emaney et du Luisin. Elles ont en moyenne 10 cm de large et leur couleur est blanchâtre avec de grands cristaux d'amphiboles automorphes vertes.

Au microscope, la texture est granoblastique isogranulaire. Les hornblendes montrent un pléochroïsme de vert à vert-jaune. Leur bordure peut parfois se transformer en aiguilles d'actinolites. Le plagioclase est chagriné. De la biotite, s'altérant en chlorite, est présente dans les hornblendes. Les minéraux accessoires sont le sphène et quelques minéraux opaques.

VON RAUMER (HUGI et al, 1975) qui a également observé de telles veines dans les affleurements de la route de Salvan, les interprète comme des mobilisats dioritiques.

Planche 2

2. Contact franc entre le granite de Vallorcine (en haut) et les paragneiss.
La schistosité principale des paragneiss est recoupée par le granite isotrope.



Chapitre 2

Déformation

Dans ce chapitre, la première partie traitera des déformations successives enregistrées dans ces roches. La phase majeure de déformation sera caractérisée par sa géométrie, sa cinématique et son régime de déformation dans la deuxième partie de ce chapitre.

1. Les déformations successives

1.1. Le litage initial S_0 dans les paragneiss

Dans les métapélites de la région d'Emosson, VON RAUMER (1983) a pu observer une alternance des lithologies, qui sans équivoque représentent un litage originel S_0 .

Dans la zone étudiée, la succession des paragneiss fins et moyens ne peut pas être considérée comme d'origine sédimentaire car ces roches se différencient par l'intensité de la déformation.

Le litage des gneiss à feldspaths et quartz dans les paragneiss ne peut être considéré comme originel que si l'on admet son origine sédimentaire. Mais il est peu probable que ce litage initial soit toujours parallèle aux différentes schistosités. Il est plus vraisemblable que ces roches d'origine magmatique, injectés dans les paragneiss ont été parallélisés lors des déformations et paraissent maintenant concordants.

Le litage est transformé par le métamorphisme et plus ou moins fortement modifié par la déformation. Dans cette zone, il est difficile de mettre en relation une stratification originelle et un litage.

Quoiqu'il en soit, on considérera que le litage S_0 n'est pas décelable dans les gneiss. Le point de départ des événements structuraux sera la schistosité conservée dans des microlithons.

1.2. La déformation D_1

Sur son terrain d'étude, VON RAUMER (1984) a pu différencier deux phases de déformation relique. Dans mon secteur, il ne m'a pas été possible de séparer ces deux premières phases, c'est pourquoi je les ai classées ensemble dans une phase de déformation D_1 .

Dans les paragneiss, la schistosité S_1 a été conservée par les déformations postérieures dans des microlithons de quelques cm de grandeur. La schistosité S_1

forme des figures sigmoïdales et a un angle aiguë avec la schistosité régionale S_2 (Fig 11).

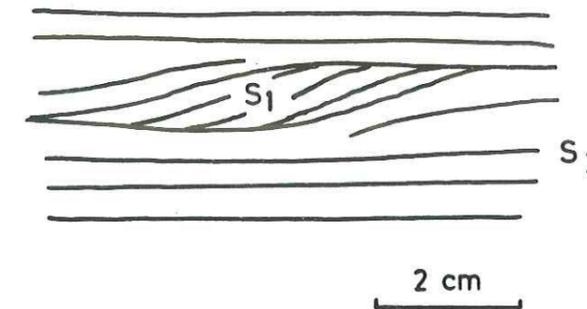


Fig 11: Microlithon avec une schistosité S_1 préservée par la déformation dans la schistosité S_2

Des charnières de plis P_1 isoclinaux et intrafoliaux peuvent être rattachées à cette déformation.

1.3. La déformation D_2

La déformation D_2 est la déformation majeure qui a affecté la bande de terrain étudiée. Au cours de cette déformation, l'ensemble des roches ont acquis leur structure planaire (S_2) et linéaire (L_2). Cette fabrique suivant la proportion de S et de L est définie comme tectonites L, L-S, S-L ou S d'après la nomenclature de Flinn (1965). La fabrique commune dans ces mylonites est la tectonite S-L.

Des plis non cylindriques, d'échelle métrique se forment. Leur plan axial est parallèle à la schistosité mylonitique S_2 , et leur axe a un plongement variable dans la direction de la linéation d'étirement.

1.4. La déformation D_3

La déformation D_3 se manifeste par des plis de faible amplitude. Ces plis sont observables à Van D'en Bas, le long de la route. Sur la carte géologique (annexe 1) ces plis forme des mégasstructures très serrées.

Une schistosité S₃ très discrète de plan axial recoupe par place la schistosité régionale S₂ en formant une linéation d'intersection Lx₃ difficilement observable.

1.5. Les déformations ultérieures

- Une famille de **kinks** conjugués perturbe la schistosité S₂ dans les directions N80 et N165. Ces kinks se suivent sur plusieurs mètres.
- Sur le versant SW du Bel Oiseau au-dessus du lac d'Emosson, des **fentes de tension** de quartz de plusieurs mètres de haut et d'une dizaine de mètres de long s'échelonnent. Ces fentes indiquent un mouvement de compression du S vers le N et auraient donc pu jouer à l'alpin. De petites fentes de tension sont remplies de chlorite et de quartz, témoins du passage des nappes helvétiques.
- Dans toute la zone étudiée, des **brèches et microbrèches** ont été repérées de direction N - N20. Les éléments constituant ces brèches sont fournis par les roches encaissantes.
- Les **failles** tardi-varisque ont une direction N70 à N80. Plus nombreuses, les failles alpines ont une direction N10 et N100. La chlorite a cristallisé sur les plans de faille.

1.6. Conclusion

La déformation majeure D₂ oblitère presque toutes les anciennes structures. Les reliques de D₁ sont difficiles à rattacher à un événement défini. Les déformations ultérieures ne se retrouvent que sporadiquement sur le terrain et elles ne sont pas sujetes à une étude de détail.

Par la suite, nous étudierons en détail les déformations D₂ et D₃.

2. La déformation majeure D₂

2.1. Analyse géométrique

La schistosité régionale S₂ oblitère presque toutes les structures anciennes. La direction moyenne de cette schistosité est constante N30-40 et son pendage est vertical à subvertical (Fig 12). Cette schistosité est représentée dans la carte annexe 2. Sa direction peut être perturbée que par place par des failles tardives. Au contact avec le granite, la trace de la schistosité S₂ est nettement tranchée.

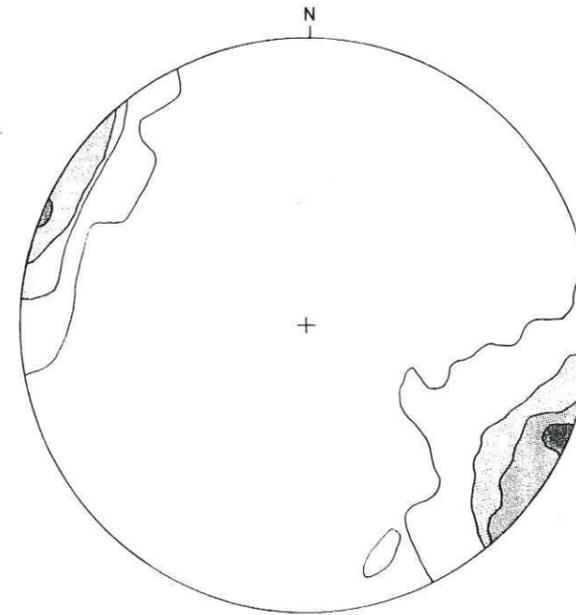


Fig 12: Diagramme de densité des pôles de la schistosité régionale S₂

407 mesures. contours à 1, 5, 10, 20%

Dans les **métatexites**, le rubanement défini par la ségrégation du mésosome néosome est parallèle à la schistosité S₂. Le néosome présente des structures d'étirement "pinch and swell". Dans le mésosome sont conservés des microlithons avec une schistosité S₁.

Dans les paragneiss, la géométrie de la schistosité à l'échelle métrique jusqu'à millimétrique est souvent plus compliquée. La schistosité qui se forme lors des premiers incréments de la déformation D₂, est le plus souvent plissée dans la suite de la déformation. Témoin de ces premiers stades de déformation, des charnières de plis se trouvent préservées entre la schistosité S₂ tardive. Les flancs de ces plis ont été repris le long de surfaces de réactivation. (Fig 13)

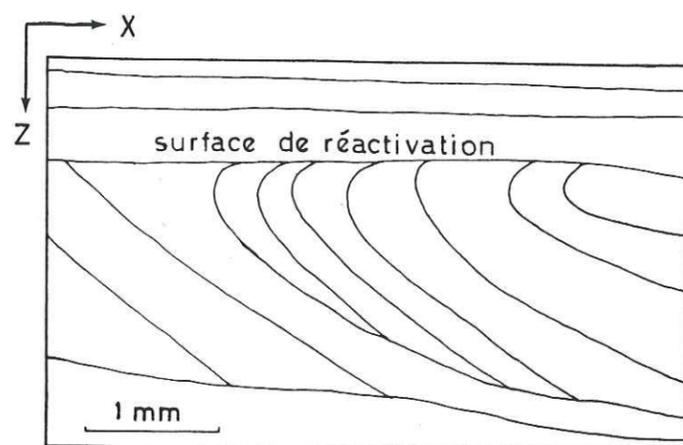
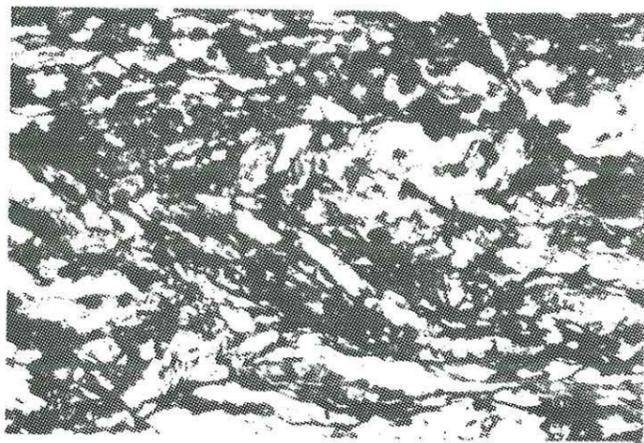


Fig 13 : Surface de réactivation. Le flanc du pli est tronqué par la nouvelle schistosité régionale

Le développement complexe de la géométrie dans les roches mylonitiques est le résultat d'une déformation intense et hétérogène. Dans les premiers stades de la déformation, plusieurs générations de schistosité sont ainsi formées (BELL et HAMMOND, 1984). Ces différentes schistosités peuvent être préservées de la déformation progressive ou bien être reprises à divers stades de la mylonitisation. La schistosité mylonitique s'anastomose à divers échelles et conserve des microlithons qui ont subi une déformation plus ou moins importante (BELL, 1978; MITRA, 1978; CHOUKROUNE et GAPAIS, 1983; MAWER, 1983; SIMPSON, 1981). La schistosité S_1 préservée dans des microlithons pourrait être une schistosité mylonitique S_2 précoce.

Dans les gneiss à biotites, la schistosité S_2 s'anastomose autour de lentilles de roche granodioritique non déformée. Le passage du granodiorite non déformé au gneiss montre tous les stades de la mylonitisation. Dans quelques secteurs, les ultramylonites sont en contact direct avec la lentille non déformée.

Une schistosité secondaire appelée ecc (extension crenulation cleavage, PLATT et VISSERS, 1980), shear band (WHITE et al, 1980) ou C' (BERTHÉ, 1980) est associée à la schistosité principale dans les mylonites et les ultramylonites. Leur extension est centimétrique. Cette schistosité définit des microzones de cisaillement qui font un angle de 30° sur la surface principale. Leur rôle équivaut aux cisaillements synthétiques (plan R de RIEDEL) et sont des amortissements du cisaillement. (Pl 3, 3.a)

Dans les roches de départ isotrope, deux familles de schistosité se développent en même temps. La première famille C est parallèle à la direction de cisaillement et porte la linéation d'étirement. Ces plans constituent les surfaces de mouvement. La seconde famille S est oblique à la première et constitue le plan d'orientation des minéraux. Au stade initial du cisaillement, ces plans forment un angle de 45° . Lors de l'accentuation de la déformation, l'angle entre C et S diminue. Au stade ultramylonitique, les deux plans sont confondus. D'après BERTHÉ et al (1979), le parallélisme se fait au cours d'une évolution de la déformation progressive. Dans les gneiss à biotite, tous les stades de cette déformation ont été observés. (Pl 3, 3.b)

2.2. Linéation d'étirement

Cette linéation L_2 est fortement marquée et est subhorizontale (Fig 14). La carte (annexe 3) montre la direction et le plongement de cette linéation. Elle est définie par l'étirement de minéraux tels que le quartz, le feldspath ou l'orientation préférentielle d'amphiboles. A Ecreuse, des baguettes de quartz étirés (rods) marquent cet étirement. Des tectonites L, roches fortement étirées sans plans de schistosité, n'ont été trouvées que rarement, en outre dans la région de la Creusaz.

La direction de cette linéation L_2 a été déformée pendant D_3 en forme de sigmoïde. Nous reviendrons là-dessus lors de l'étude de détail de D_3 .

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 46 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

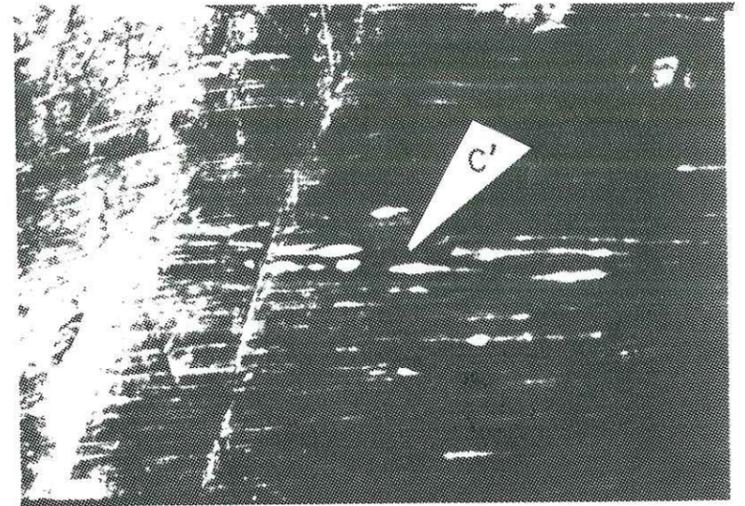
18 AOÛT 2003

Planche 3

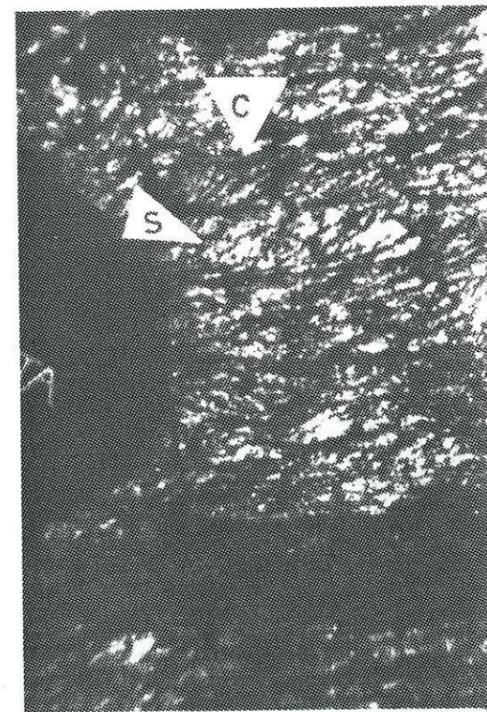
3.a Shear band dans les mylonites.

3.b Plan C-S et bande d'ultramylonites dans les gneiss à biotites.

3.a



3.b



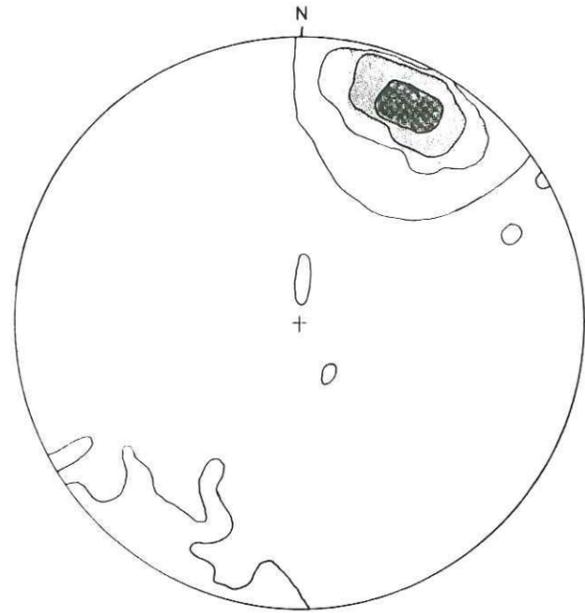


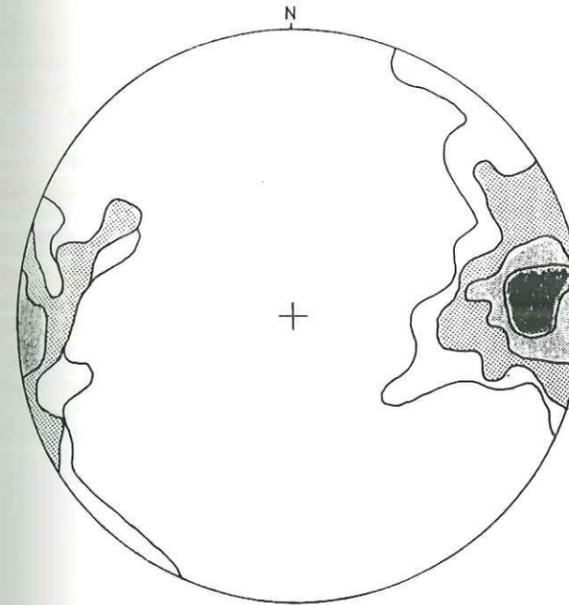
Fig 14: Diagramme de densité
de la linéation d'étirement

258 mesures. Contours à 1, 5, 10, 20 %

2.3. Schistosité et linéation dans la région des lacs de Chéserys

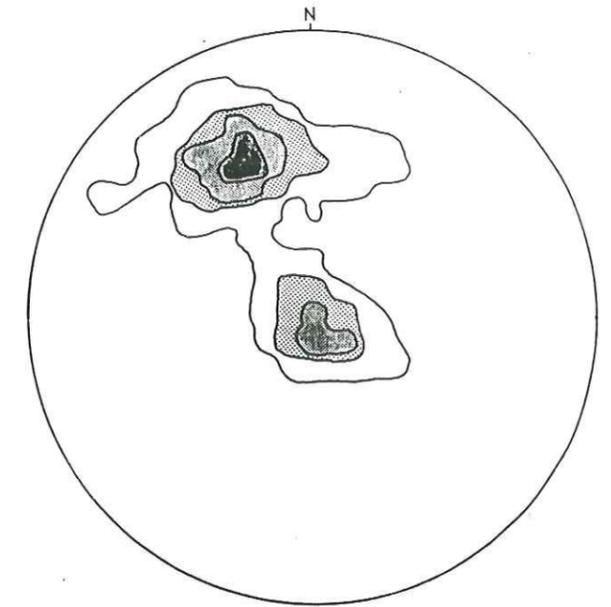
Au SW du val Bérard, la schistosité régionale du massif passe à une direction N-S. Cette modification de la direction régionale doit s'expliquer par une rotation tardive (pli?, faille?) du massif dans la région de la vallée de Bérard - col de Salenton. Cette étude sort du cadre de ce travail.

L'examen des diagrammes de densité (Fig 15 et 16) montre que nous avons dans ce secteur une plus grande dispersion des directions de la schistosité et du plongement de la linéation.



108 mesures, contours à 1, 3, 5, 10, 14%

Fig 15: Diagramme de densité
de la schistosité régionale S_2



46 mesures, contours à 2, 10, 15, 20, 30 %

Fig 16: Diagramme de densité
de la linéation d'étirement

Il n'est pas rare d'observer ces changements d'orientation des plans de schistosité et de la linéation sur quelques mètres (Fig 17). Le changement du plongement de la linéation peut varier de 50° .



Fig 17: Intersection de schistosité mylonitique à pendage différent (coord. 593150/119950)

Interprétation

La déformation cisailante a un caractère anastomosant dans ses premiers stades (BELL et HAMMOND, 1984). Des lentilles moins mylonitisées se forment, portant une linéation d'étirement dont la direction et le plongement peuvent varier suivant l'endroit où elle est mesurée sur la lentille. Dans la suite de la déformation progressive, il est possible qu'une partie seulement soit reprise par la mylonitisation (Fig 18). A l'intersection de ces deux plans, la direction et le pendage sont légèrement différents et le plongement de la linéation d'étirement peut varier de 50° .

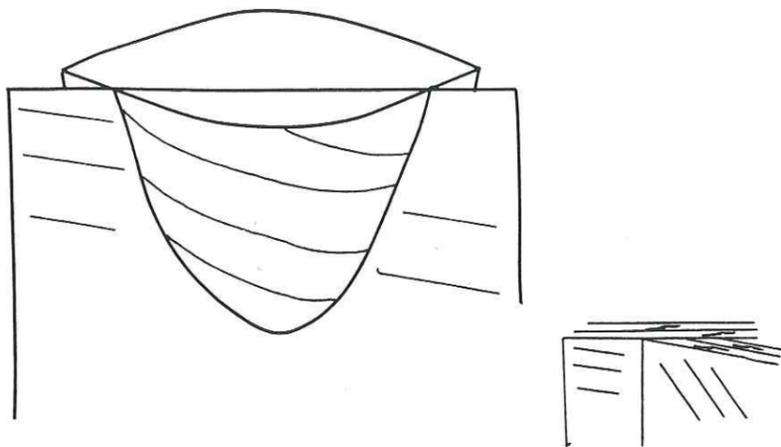


Fig 18: Lentille moins déformée reprise par la déformation cisailante progressive

2.4. Les plis P_2

La schistosité régionale S_2 est déformée par des plis P_2 , centimétriques à métriques. Ces plis sont bien exprimés dans les paragneiss et sont aisément reconnaissables lorsque des gneiss à quartz et feldspaths sont présents. La morphologie de ces plis P_2 est généralement fermée.

Les plans axiaux des plis P_2 sont, en position actuel, subverticaux et parallèles à la schistosité régionale S_2 . Les axes de plis ont un plongement variable mais de direction constante identique à la direction de la linéation d'étirement (Fig 19).

Dans deux exemples de plis centimétriques dans les paragneiss et les migmatites, les plis P_2 sont de classe 1C et 3 proche de 2 d'après la nomenclature de RAMSAY (1967, 1985) (Fig 20).

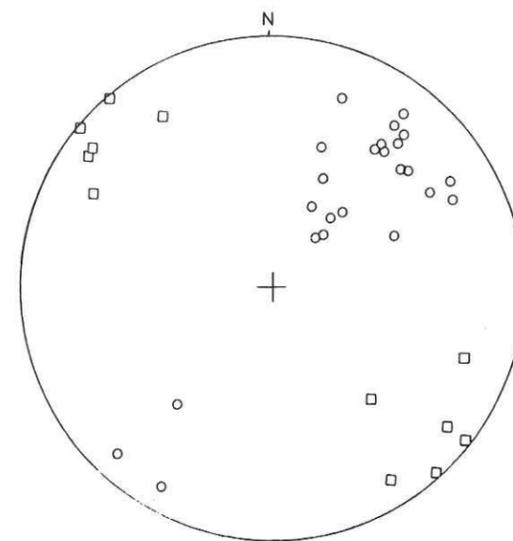


Fig 19: Diagramme de SCHMIDT des pôles des plans axiaux (□) et de l'axe des plis (○) P_2 . La direction des axes de plis P_2 est parallèle à la linéation L_2 .

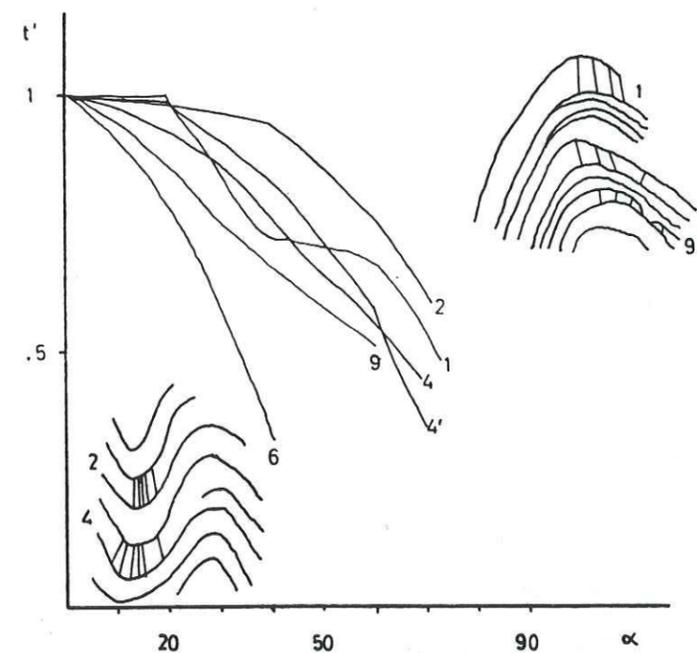


Fig 20: Profil d'isogones et courbes t'/α dans les plis P_2 dans les paragneiss (2, 4 et 4') et dans les migmatites (1, 6, 9)

2.4.1. Etude de 3 exemples de plis P₂

2.4.1.1. Plis à axe fortement oblique à la linéation d'étirement

Sur le versant SW du Luisin, un pli non cylindrique asymétrique est observable dans une petite falaise. (Fig 21a). Le plan axial de ce pli est parallèle à la schistosité mylonitique générale. La schistosité mylonitique porte ici une forte linéation d'étirement. L'axe plonge de 55° vers le NE.

La linéation mesurée d'un flanc à l'autre du pli se rapporte sur le stéréogramme de SCHMIDT sur un grand cercle. (Fig 21b). Dans ce diagramme, nous constatons donc que:

- le pôle du plan contenant la linéation est perpendiculaire au pôle du plan axial
- l'axe du pli a la même orientation que la linéation d'étirement générale
- le plan axial est parallèle à la schistosité S₂ générale.

Ces trois critères entraînent que ce pli s'est formé pendant la déformation cisailante (RAMSAY, 1985).

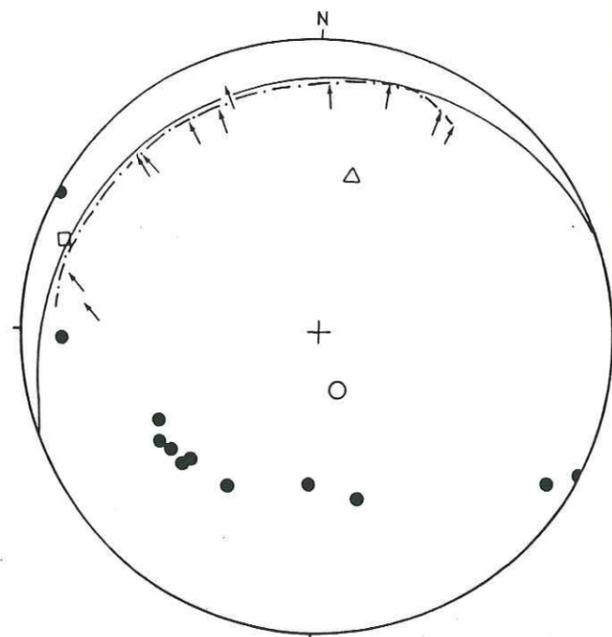


Fig 21: a : pli P₂ non cylindrique (coord. 564650/106740)

b: diagramme de SCHMIDT des éléments structuraux du pli

(Δ) axe du pli, (⊙) plan axial, (→) linéation, (○) pôle du grand cercle de la linéation, (·) pôle de la schistosité

2.4.1.2. Pli à axe subhorizontal

A quelques mètres de ce pli redressé, un pli à axe subhorizontal et à plan axial parallèle à la schistosité S₂ se trouve dans les gneiss à amphiboles. Dans l'étude des microstructures, l'orientation de l'axe C des amphiboles donne :

- une direction principale dans le direction de la linéation
- des directions obliques (Fig 22).

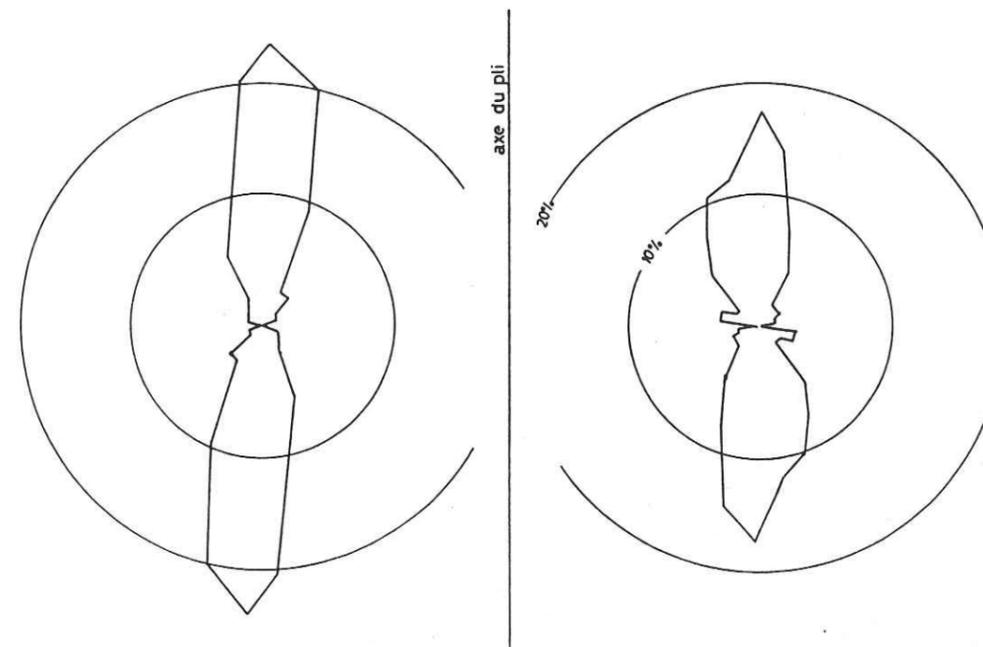


Fig 22: Rose des vents de l'orientation des axes c des amphiboles de part et d'autre de l'axe d'un pli P₂ subhorizontal

La direction la plus importante est parallèle à l'axe du pli. Un faible pourcentage d'amphiboles se trouve dans un champ faisant un angle de 90° avec la direction principale.

Cette répartition peut s'expliquer ainsi:

- 1) La schistosité S₂ est plissée par des plis perpendiculaires à la linéation dans les premiers stades de la déformation.
- 2) Au cours de la déformation, l'axe des plis tend à se réorienter dans la linéation d'étirement. Les amphiboles définissant la linéation enregistrent la rotation de cet axe. A chaque incrément de la déformation (rotation de l'axe) une nouvelle génération d'amphiboles cristallisent. L'angle entre la première et la

dernière génération d'amphiboles est d'environ 90° (GOSH et SENGUPTA, 1987). Les amphiboles sont les témoins de la déformation progressive qui opère pendant le cisaillement.

2.4.1.3. A Van d'en Bas, plis subhorizontaux

A la croisée du chemin menant à Scex du Léman et de la route secondaire, à Van d'en Bas, un affleurement contient de plis à axes subhorizontaux (Fig 23a).

Le pli 1 est ouvert, non cylindrique. Le plongement de son axe de pli varie de 26° à 39° . Son plan axial est parallèle à la schistosité mylonitique

Le pli 2 est plus compliqué (Fig 23b). Il présente une structure d'interférence type 2 - 3 de RAMSAY (1967, 1985). Le plan axial de ce pli d'interférence est parallèle à la schistosité S_2 .

a)

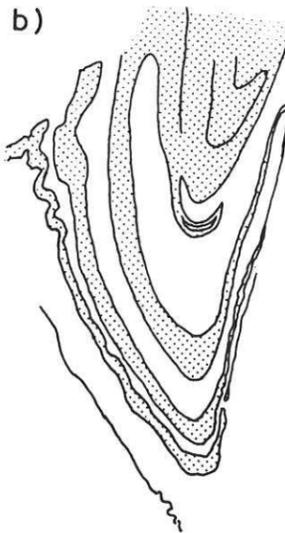


Fig 23: a) Plis subhorizontaux à Van d'en Bas b) détail du pli 2
(coord. 567230/109990)

Ces structures d'interférences se forment dans un système de plis conjugués au cours du cisaillement (BERTHÉ, 1980). Un pli oblique à la schistosité est replissé par un pli dont l'axe s'oriente dans la direction de la linéation d'étirement (Fig 25b).

Dans cette structure plissée, une fine veine légèrement discordant aux horizons de gneiss à plagioclases et quartz est plissée. Un de ces plis présente un double déversement opposé, caractéristique des plis en fourreau.

2.4.2. Pli en fourreau

Une veine de quartz replissée a été coupée perpendiculairement à la linéation. Sur ces sections coupées, la veine de quartz plissée montre des structures à double déversement opposé ainsi que des structures fermées (Fig 24) Ces structures s'étendent parallèlement à la linéation d'étirement et sont définies comme pli en fourreau.

A Chéserys, VON RAUMER a observé un pli en fourreau, marqué par la rotation de la linéation dans le plan de la schistosité régionale S_2 .

2.4.3. Plissement progressif

Des descriptions antérieures nous remarquons que:

- des plis obliques à la linéation d'étirement ont une asymétrie dextre
- une réorientation progressive des axes de plis vers la linéation d'étirement
- existence de pli en fourreau allongé dans la linéation

Dans un cisaillement simple, les plis s'initient à fort angle de la linéation d'étirement (COBBOLD et QUINQUIS, 1980). L'initiation des plis au cours des premiers stades se fait par des effets mécaniques, hétérogénéité et anisotropies locales. Durant les stades suivants, les plis se réorientent dans la linéation d'étirement comme l'a montré BERTHÉ (1980) (Fig 25). Cette réorientation des axes de plis se fait au cours de la même phase de déformation (CARRERAS et al, 1977; QUINQUIS et al, 1978) et ces variations se font dans le même plan au cours d'un cisaillement simple.

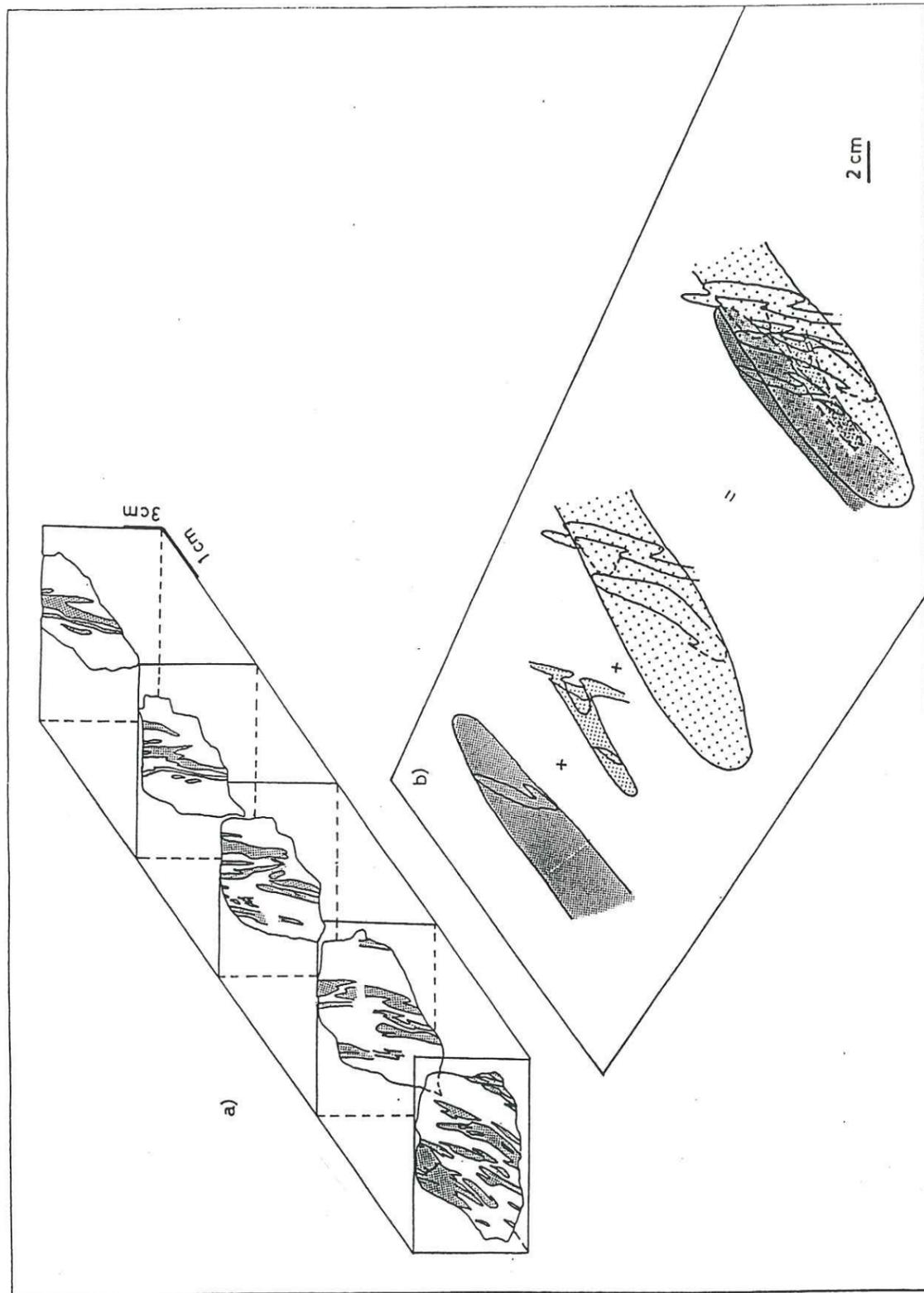


Fig 24 Pli en fourreau a) coupe sérée perpendiculaire à la linéation b) reconstruction des fourreaux

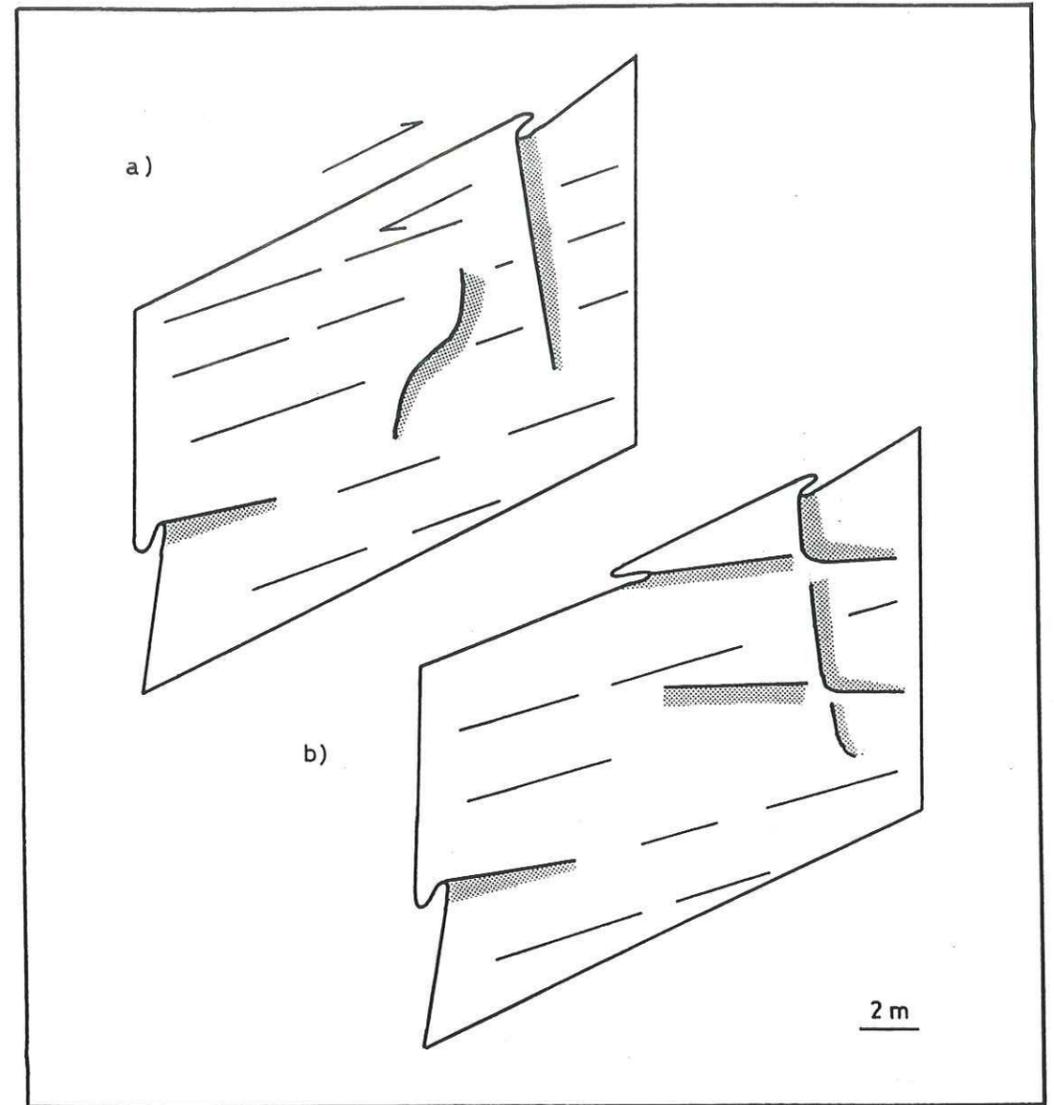


Fig 25: Modèle de plissement dans le régime cisailant

2.5. Cinématique de la déformation majeure

Ces mylonites ne contiennent aucun marqueur lithologique distinct qui indiquerait le sens de déplacement de ce cisaillement. Le sens doit ainsi être déduit des microstructures. Les différents critères microstructuraux ont été récemment réexaminés par SIMPSON et SCHMID (1983) et par SIMPSON (1986).

Les critères identifiables dans notre zone de cisaillement sont les porphyroclastes asymétriques, les shear bands, les microplis asymétriques, les microlithons, les quenouilles de micas (micas fish), les porphyroclastes cassés, les plans C-S et la microfabrique des quartz (Fig 26)

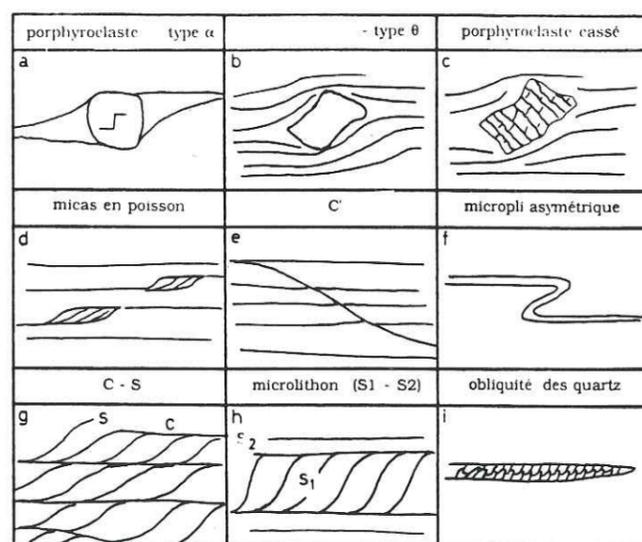


Fig 26: Schéma des microstructures observées dans les mylonites

- Porphyroclastes asymétriques

Ces porphyroclastes peuvent être divisés en 2 types:

- type σ (SIMPSON, 1986; PASSCHIER et SIMPSON, 1986)
- type θ (HOOPER et HATCHER jr, 1988)

Le type σ est le plus commun pour les porphyroclastes de feldspaths potassiques. Des queues de recristallisation asymétriques en forme de marche d'escalier (step up)

indiquent le sens de cisaillement. Le matériel recristallisé dans les queues est formé de grains du cristal ou du produit de la transformation de ce minéral, pour le feldspath potassique, le quartz et la muscovite.

Le type θ ne présente pas de queues de recristallisation, mais le porphyroclaste produit une perturbation de la schistosité mylonitique. L'asymétrie de la perturbation indique le sens de cisaillement.

- Zone de cisaillement

Les shear bands (C', ecc) sont présents dans les mylonites et les ultramylonites. Ils sont inclinés de 30 à 35° sur la schistosité mylonitique. L'extension de ses microzones est très limitée. Aux extrémités, ils s'incurvent et se parallélisent à la schistosité principale. Le sens de déplacement sur ces microzones est le même que celui de la zone de cisaillement.

- Microplis asymétriques

Des microplis asymétriques peuvent se former dans les rubans de quartz. La forme de ces microplis représente un Z, les flancs longs étant parallèles à la schistosité mylonitique.

Ces microplis se forment au niveau d'une hétérogénéité ou au niveau d'une adhérence entre deux couches. Une variation infinitésimale du taux de la déformation cisailante (shear strain) peut occasionner un mouvement de rotation de la foliation (PLATT, 1983).

- Porphyroclastes cassés

Des minéraux rigides comme le grenat ou le feldspath potassique peuvent se casser suivant certains plans, dépendant de leur orientation primitive.

Les grenats sont cassés suivant le plan R de RIEDEL. Ces plans forment un angle de 30 à 40° avec la schistosité. Ils correspondent aux plans synthétiques.

Quelques feldspaths potassiques se cassent également suivant ce plan. La fracture est cicatrisée par la recristallisation de petites microclines ou par du quartz. Ils peuvent également être cassés suivant des plans antithétiques.

- Mica en "poisson"

D'anciens micas, le plus souvent des phénocristaux de muscovites, sont déformés, boudinés. Les clastes prennent alors une forme asymétrique. Leur plan de clivage (001) est orienté contre le sens de cisaillement ou subparallèle à la schistosité principale. LISTER et SNOKE (1984) ont décrit en détail les processus de déformation des micas. Les micas étirés disymétriquement le long des surfaces de cisaillement acquièrent une forme en poisson caractéristique qui indique le sens de cisaillement.

- C-S

Cette nomenclature est utilisée pour les roches de départ isotrope (BERTHÉ et al, 1979). Lors de la déformation cisailante les plans C-S se développent simultanément. Le sens de déplacement est indiqué par l'orientation du plan S sur le plan C, l'apex de l'intersection de ces deux plans pointe dans la direction du déplacement.

- Microlithon

La schistosité antérieure au cisaillement est conservée dans des microlithons et prend la forme de sigmoïde. La terminologie C - S n'est ici pas employée, bien que dans la littérature elle soit constamment utilisée pour des schistosités non contemporaines (LISTER et SNOKE, 1984). La géométrie de la schistosité antérieure indique le sens de déplacement.

- Microfabrique du quartz

Obliquité de l'élongation de la fabrique des quartz

Dans les rubans de quartz qui n'ont pas subi une recristallisation secondaire, les grains et les sous grains de quartz recristallisés dynamiquement montrent une élongation oblique de leur fabrique sur la schistosité mylonitique S₂. Cette observation est un critère de sens de cisaillement (SIMPSON et SCHMID, 1983).

Orientation préférentielle de l'axe c du quartz

L'orientation préférentielle de l'axe c du quartz a été mesurée à la platine universelle sur 8 échantillons. Dans ces échantillons, le quartz forme des rubans allongés dans la schistosité mylonitique S₂. Dans un échantillon (208), l'orientation préférentielle de l'axe c définit une couronne simple (Fig 27, p. 54) dont le maximum est proche de Z. Dans les autres échantillons, il est difficile de reconnaître un type d'orientation.

Le maximum proche de Z indique un glissement basal (0001) dans la direction cristallographique <a> du quartz. Un maximum en Y entraîne des glissements prismatiques.

L'orientation asymétrique de la couronne simple indique le sens de cisaillement (SIMPSON et SCHMID, 1983). Dans le cas étudié, le sens de cisaillement est conforme aux autres critères microstructuraux examinés ci-dessus seulement dans l'échantillon 208. Dans les autres échantillons, il est difficile de reconnaître le sens de cisaillement. Pendant les déformations D₃ et ultérieures l'orientation préférentielle de l'axe C du quartz a pu être modifiée. Le dernier incrément de déformation est donnée par l'étude des axes C du quartz.

- Déformation d'un boudin de roche de silicate calcaire

Sur le chemin menant au hameau d'Emaney, à la croisée du chemin partant pour la Creusaz, une structure spectaculaire a été observée. Un boudin de roche de silicate calcaire forme une boule qui contient une structure hélicitique comme le montrent les grenats syncinématiques (Fig 28). De part et d'autre du boudin une queue de recristallisation asymétrique indique le sens de cisaillement.

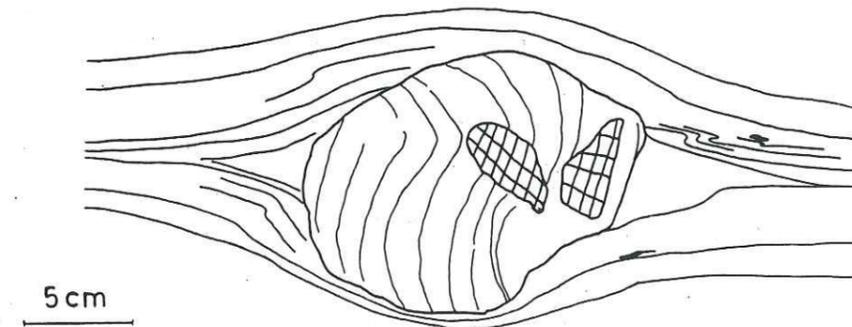


Fig 28: Boudin de silicate calcaire déformé montrant une structure hélicitique et une zone abritée (coord. 563950/106620)

Planche 4

Tous les critères de cisaillement indiquent un sens dextre.

4.a zone abritée d'un feldspath potassique (type α).

4.b. structure de type ϕ autour d'un feldspath potassique

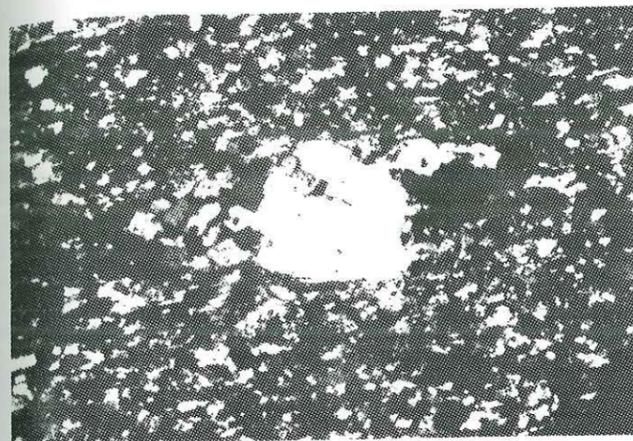
4.c. feldspath potassique cassé selon un plan synthétique

4.d. muscovite déformée en poisson (Mica fish)

4.e shear band

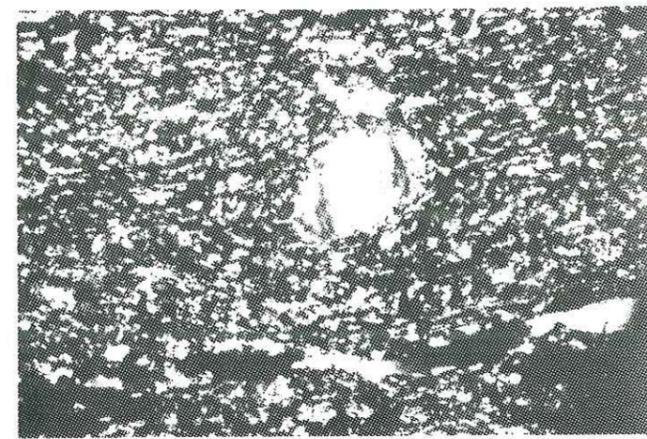
4.f micropli en forme de Z marqué par les rubans de quartz

4.a



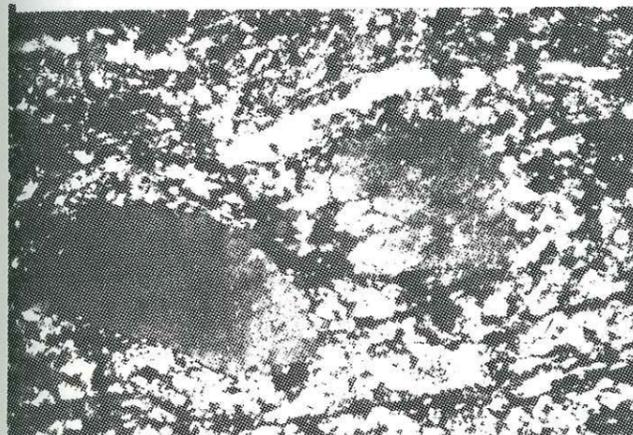
15 mm

4.b



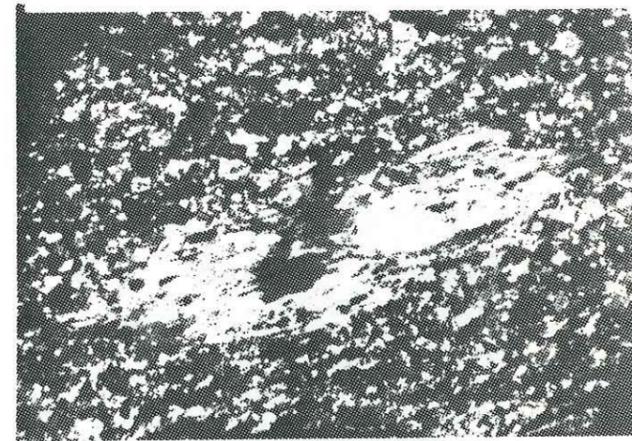
1.5 mm

4.c



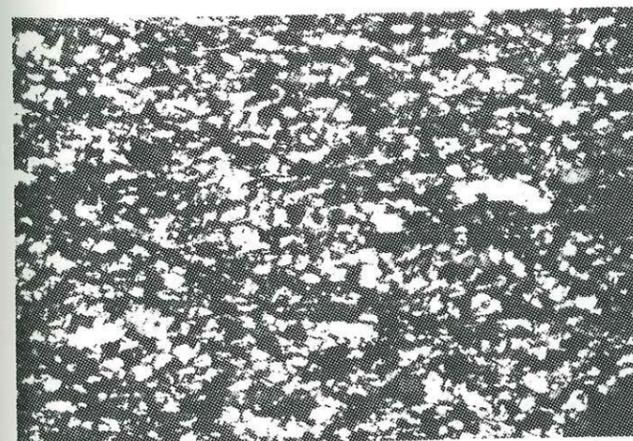
15 mm

4.d



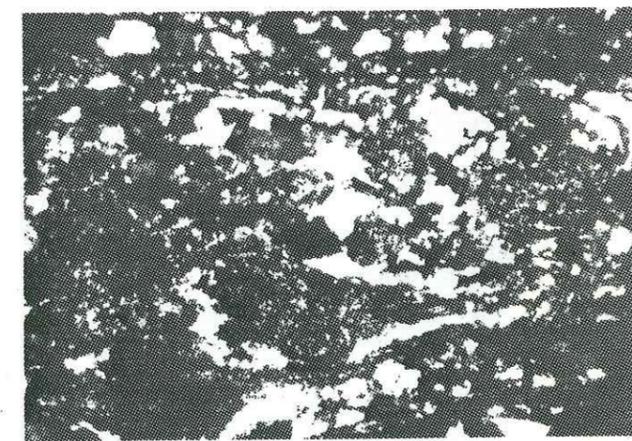
1.5 mm

4.e



15 mm

4.f



15 mm

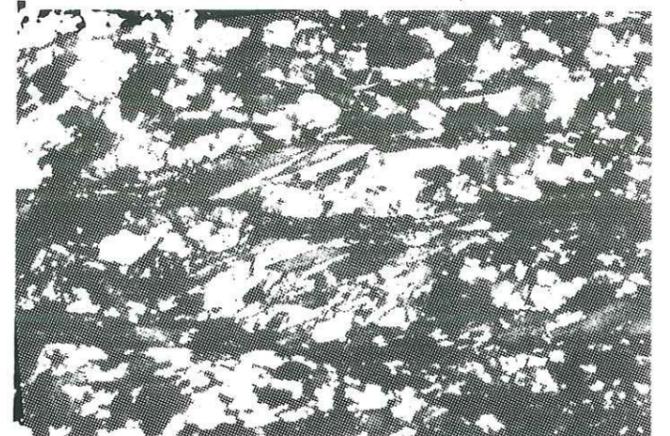
Planche 5

5.a C-S

5.b S₁ forme des figures sigmoïdales entre des plans de S₂

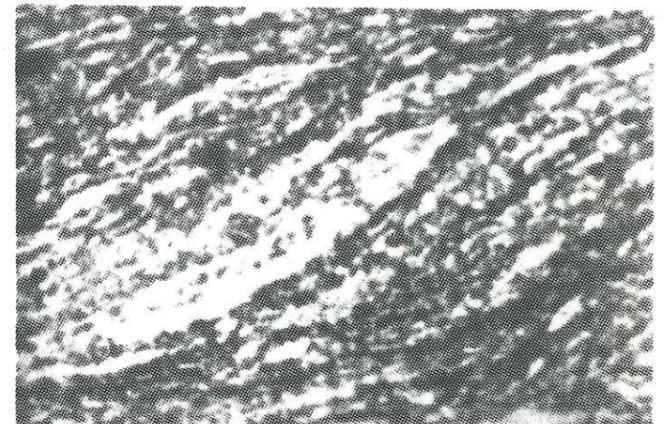
5.c obliquité de l'allongement des grains de quartz dans un ruban

5.a



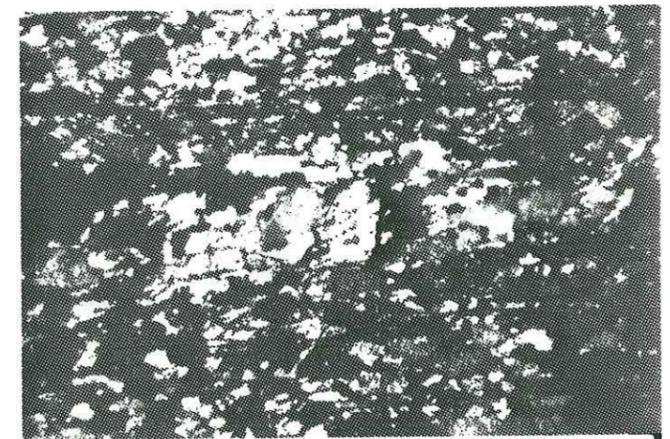
1.5 mm

5.b



1.5 mm

5.c



1.5 mm

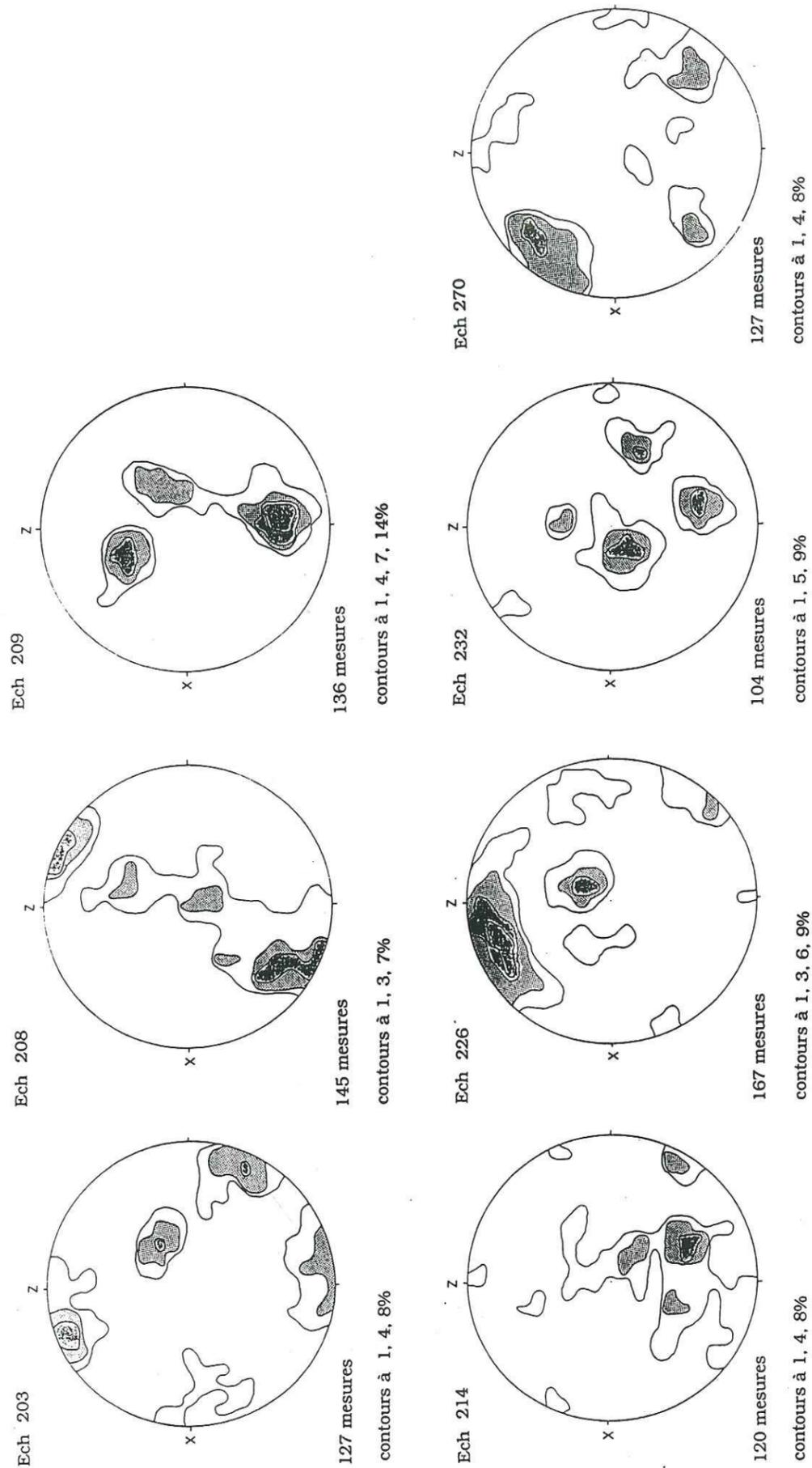


Fig 27: Orientation préférentielle de l'axe C du quartz

2.5.1. Sens du cisaillement

Les critères microstructuraux étudiés dans les échantillons provenant de toute la zone mylonitique indiquent toujours un sens de cisaillement dextre. Il est admis que la direction de transport dans un cisaillement est marquée par la linéation d'étirement. Cette linéation, comme il a déjà été mentionné, plonge de 20° vers le NNE. Cette zone mylonitique représente dans sa position actuelle un cisaillement transcurrent dextre avec une composante verticale faible. Comme nous le verrons plus loin, la déformation D_3 verticalise par des plis en échelon de faible amplitude, la schistosité S_2 . Après restitution de la position originelle lors de la déformation D_2 , le cisaillement est alors tangentiel de direction S-SW à N-NE.

2.5.2. Sens de cisaillement inverse

Le sens du cisaillement généralement dextre n'est pas vérifié dans deux secteurs restreints.

A la croisée des chemins menant à Emaney et à la Creusaz, un cisaillement sénestre a été observé. Ce cisaillement inverse définit un couloir de 2 à 3 m de large. De part et d'autre, les critères de cisaillement sont dextres. Dans ce couloir, des plis centimétriques, disymétriques en forme de S forment des microlithons obliques à la schistosité S_2 (Fig 29).

Sur le chemin menant de la Creusaz au Scex des Granges au lieu-dit le Velard, une déformation identique a été observée dans des gneiss migmatoïdes. Les charnières sont épaissies, marquant la migration du néosome lors de la déformation (Fig 30).

Ces petites zones de cisaillement inverse peuvent se former par place et à différents moments dans le mouvement générale de la déformation D_2 par une relaxation locale des tensions. Il se peut également que ces petits cisaillements soient associés localement à des chevauchements pendant la déformation D_3 . Les conditions d'affleurement ne permettent pas de résoudre le problème.

Une analyse de la propagation de ces plis a été effectuée par AUDREN (1987) à partir d'un affleurement à Belle Ile en Mer. Il conclut que la déformation (identique à

celle décrite ci-dessus) est le résultat d'un processus de formation des plis par nucléation-amplification-propagation dans un régime cisailant.

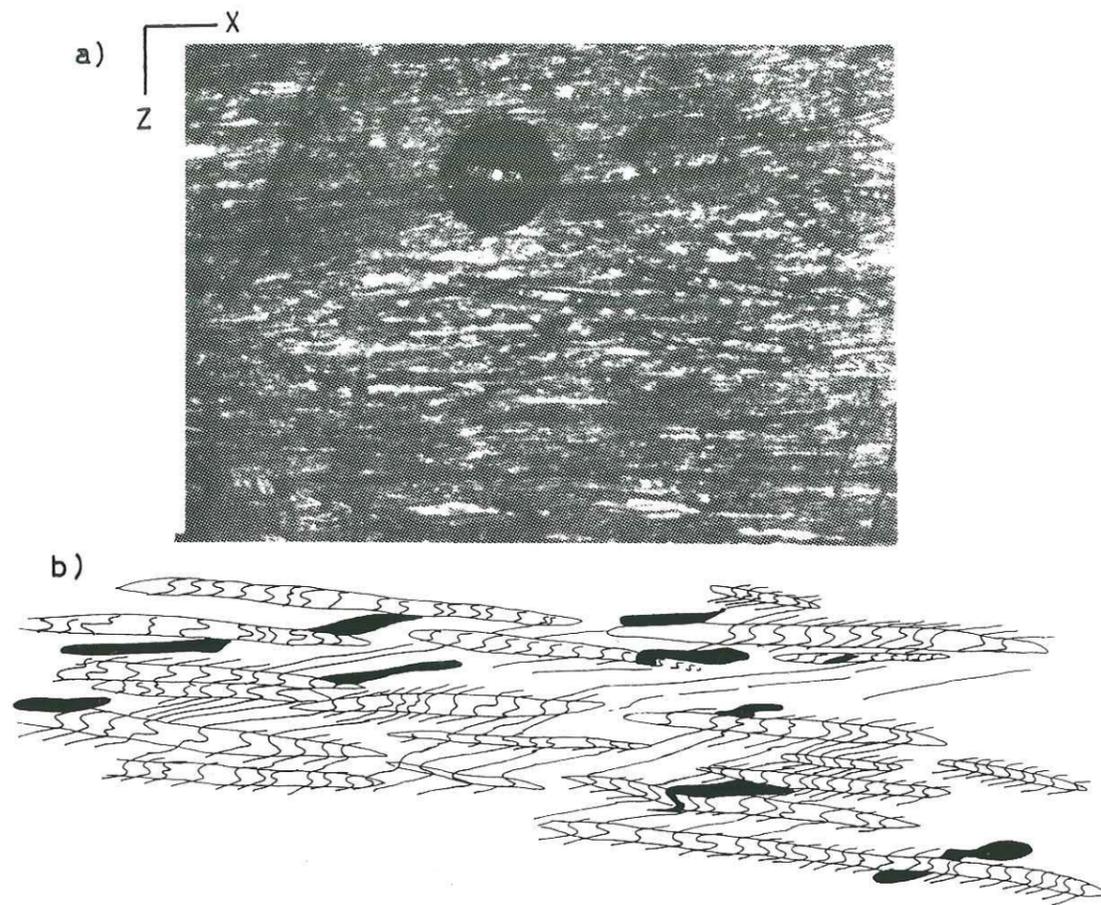


Fig 29: a) micropli en S forme des microlithons indiquant un sens contraire localisé dans de petites zones

b) détail

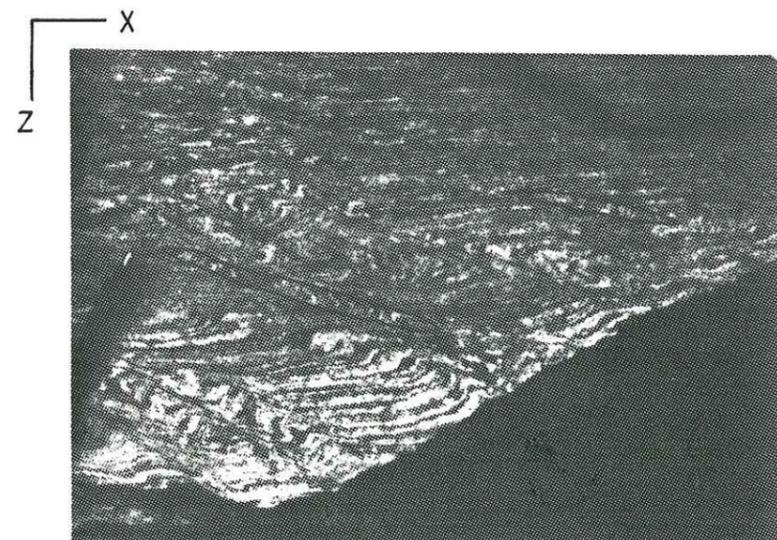


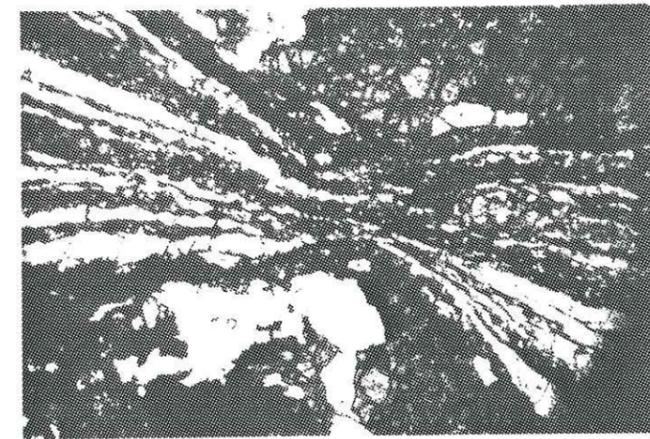
Fig 30: idem dans les migmatites à la Creusaz.

2.5.3. Discussion

Nature de la déformation

Les critères qui ont été décrits ci-dessus permettent de déduire la nature de la déformation. Tous ces critères montrent le même sens de cisaillement du S-SW vers le N-NE. Les zones de cisaillements (C) se développent dans une direction constante. Les queues de recristallisation et la perturbation de la schistosité régionale autour des porphyroclastes, des micas et des microlithons ont toujours une symétrie monocline; les plans C - S, les plis asymétriques et la fabrique des sous-grains de quartz dans les rubans montrent toujours la même inclinaison. Ce type de déformation se produit sous un régime non coaxial.

A l'échelle locale toutefois, certaines textures peuvent définir une symétrie apparemment coaxiale. Le porphyroclaste a une symétrie orthorhombique, la schistosité entre deux phénocristaux peut s'atténuer symétriquement (Fig 31). Ces variations de la déformation s'intègrent parfaitement dans une déformation hétérogène non coaxiale.



1,5 mm

Fig 31: Déformation coaxiale dans un régime de déformation généralement non-coaxiale

2.6. Déformation finie

L'analyse de la déformation finie passe par l'analyse des marqueurs ayant enregistré la déformation D₂. Les échantillons analysés n'ont pas ou relativement peu subi de modification par D₃. Les objets analysés sont les yeux de feldspaths potassiques dans les gneiss ocellés leucocrates d'après la méthode de FRY (1979) et les xénolithes dans les gneiss à biotites. Pour ces derniers, seule la déformation dans le plan XZ a pu être analysée.

2.6.1. Détermination de l'ellipsoïde de déformation moyenne finie par la méthode de FRY (1979)

L'ellipsoïde de déformation finie moyenne a été calculée dans les gneiss leucocrates ocellés contenant de nombreux porphyroclastes de feldspaths. La méthode utilisée est la technique de centre à centre définie par FRY (1979) et décrit dans RAMSAY et HUBER (1983).

A l'échelle de l'échantillon, la déformation est considérée comme homogène. L'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie est parallèle à la linéation. Dans le diagramme de FLINN (Fig 32), les échantillons de la zone de cisaillement tombent dans le champ de constriction.

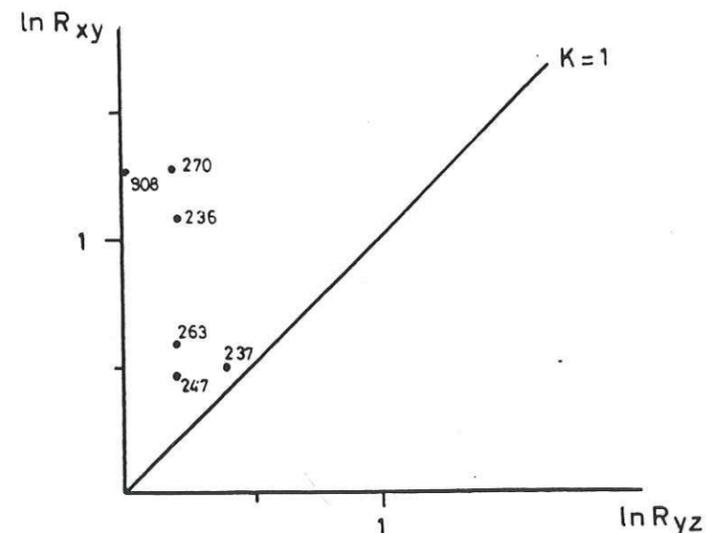


Fig 32: Diagramme de $\ln R_{xy}/\ln R_{yz}$. Les échantillons analysés tombent tous dans le champ de la constriction.

2.6.2. Analyse sur les xénolithes et sur les agrégats de quartz.

Les gneiss à biotites contiennent par endroit de nombreux xénolithes. Dans le vallon d'Emaney, dans le torrent la Triège, un affleurement de ce gneiss est exposé dans le plan XZ. Sur cet affleurement, la déformation peut être considérée comme homogène. La longueur de l'axe long sur la longueur de l'axe court par rapport l'orientation du grand axe (ϕ) est donnée dans la Fig 33 a. L'enveloppe qui contient ces points a une forme allongée. La valeur géométrique du rapport axe long/axe court est de $G=19.87$. Cette valeur est une approximation de l'ellipsité R_s dans le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie.

Dans le but de contrôler la valeur de G dans les xénolithes, des mesures sur des agrégats de quartz de la roche encaissante ont été effectuées. La méthode est la même que pour les xénolithes. Une forme originelle équidimensionnelle est présumée pour les agrégats de grains qui sont déformés homogènement dans la matrice (RAMSAY et ALLISON, 1979). Le résultat est représenté dans la Fig 33b. La forme de l'enveloppe est fermée et étirée. La valeur de $G=9.20$, bien inférieure à celle obtenue dans les xénolithes. Cette différence peut s'expliquer par la recristallisation de feldspaths autour des agrégats de quartz qui pourraient agir de manière plus ductile comme l'a proposée SIMPSON (1981).

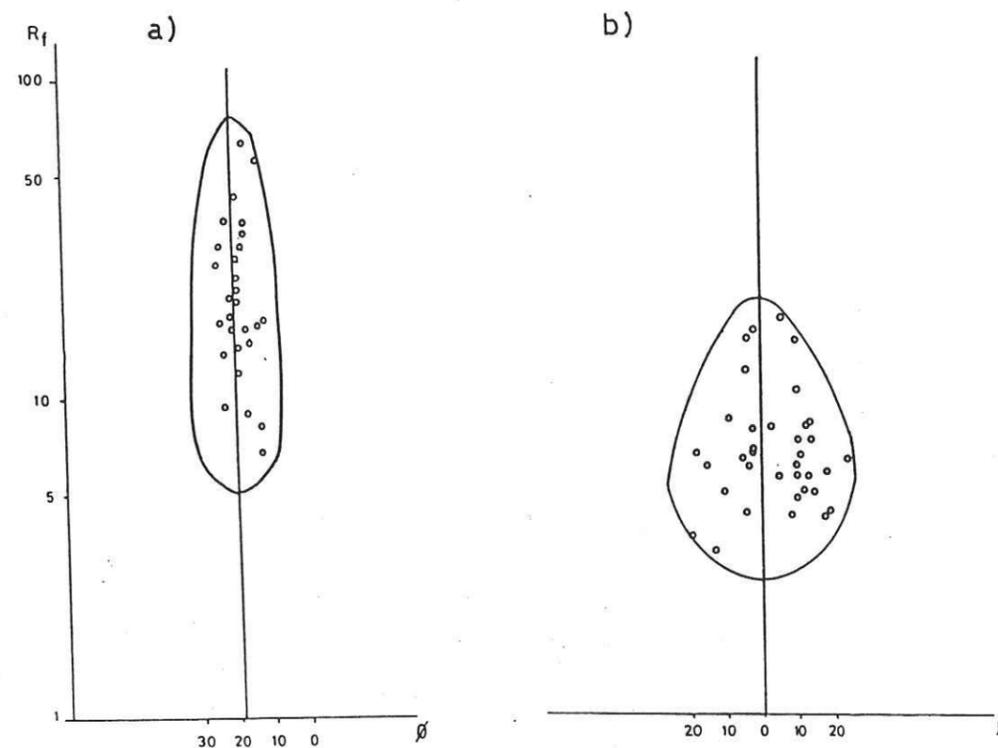


Fig 33: Diagramme R_f/ϕ pour a) les xénolithes b) les agrégats de quartz

3. La déformation D₃, étude de détail

3.1. Etude de détail

La déformation D₃ forme des mégastructures qui ont déformé la schistosité S₂. La schistosité S₂ est en générale verticale à subverticale dans sa position actuelle (cf Fig 12). L'étude par secteur de la schistosité S₂ (annexe 1) révèle une dispersion de S₂ sur un grand cercle (cercle Π). Le canevas 5 (Van d'en Bas) illustre très bien cette répartition. Le pôle du grand cercle Π a une direction N30-40 parallèle à la linéation L₂ et est subhorizontale. Ce pôle (axe Π) est l'axe de pli P₃.

En examinant la carte géologique, nous constatons que ces plis P₃ sont en échelon très serrés dans la zone étudié. La trace axial de ces plis P₃ a une direction N20-30.

Une étude de détail d'un pli satellite des mégastructure P₃ a été effectuée. Ce pli, déformant la schistosité S₂, est ouvert, son plan axial plongeant vers l'Ouest de 40°. Les éléments structuraux de ce pli sont placés dans le canevas de SCHMIDT (Fig 34). La linéation L₂ se place sur un petit cercle.

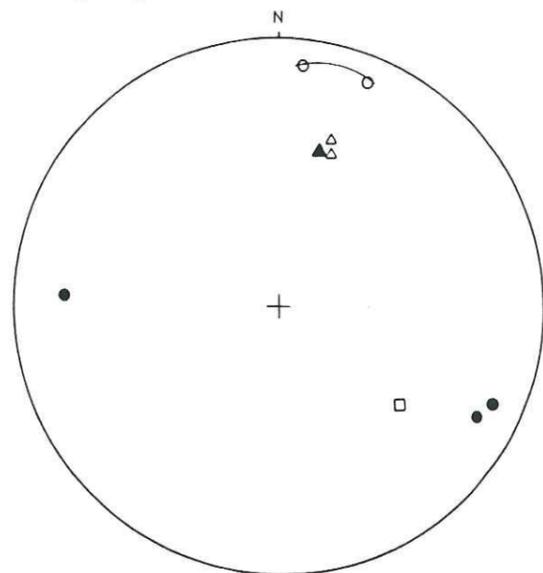


Fig 34 : Projection sur le stéréogramme de SCHMIDT de la linéation o, des pôles de la schistosité o, du plan axial, et de l'axe de pli mesuré Δ et calculé Δ . La linéation forme un arc de cercle centré sur l'axe du pli.

Connaissant les éléments structuraux de la déformation D₃, nous pouvons restituer la position de la schistosité S₂ et de la linéation L₂ avant D₃.

Après avoir éliminé la déformation D₃, il s'ensuit que la **schistosité S₂ était subhorizontale supportant une linéation L₂ de direction S-SW - N-NE.**

Des superpositions de plis P₂ et P₃ produisent des interférences de type 3 selon la nomenclature de RAMSAY (1967) (Fig 35).

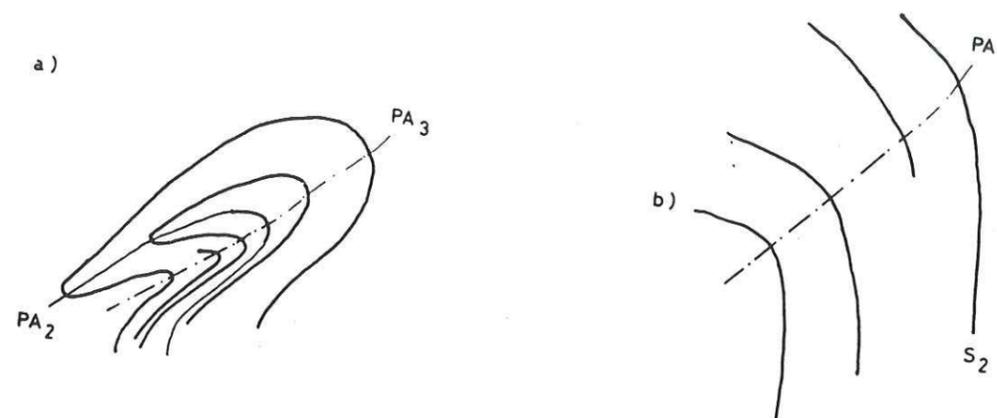


Fig 35: Plis P₃. a) Pli P₂ repris par P₃ formant un pli d'interférence de type 3 de RAMSAY (1967) b) Schistosité S₂ plissée par D₃ en pli ouvert.

L'étude de la répartition de la linéation L₂ (annexe 3) montre également une déformation D₃. La direction de L₂ prend une forme sigmoïdale d'orientation N40, N-S, N40-50 à travers la zone étudiée.

Dans les canevas de SCHMIDT par secteur (annexe 1), la linéation L₂ se disperse sur un petit cercle, résultat d'une déformation D₃ plicative.

3.2. Le mécanisme

Avant la déformation D₃, la schistosité S₂ était subhorizontale supportant une linéation d'étirement de direction S-SW - N-NE. Cette schistosité S₂ a été verticalisée par des plis en échelon P₃. La direction de la linéation L₂ a été déformée en forme de sigmoïde. Le mécanisme de la déformation D₃ est un cisaillement transcurrent dextre de direction N30-40.

4. Chronologie des événements

4.1. Chronologie relative des déformations

La déformation D₁ à laquelle sont associées les plis P₁ ne peut être rattachée à de grandes structures dans la zone étudiée. Il est possible que ces deux premières phases correspondent à des plis couchés comme l'indiqueraient certaines structures à Sallanfe et au Vieux Emosson.

Le boudinage des niveaux compétents: amphibolites, métaquartzites et les roches calco-silicatées, date probablement de cette phase.

Le cisaillement (déformation D₂) oblitère une grande partie de ces structures. L'intrusion du granodiorite est antérieure à cette déformation D₂ et postérieure à D₁, car des microlithons de cette roche ne montrent pas de déformation.

La migmatisation se passe à la fin de la déformation cisailante. Le mésosome contient des microlithons, le néosome est étiré suivant des plans synthétiques.

La déformation D₃ forme des plis en échelon très serrés. La direction de la linéation L₂ est déformée en forme de sigmoïde. Cette déformation correspond à un mouvement transcurrent dextre.

Le granite de Vallorcine est post D₂, car il recoupe la schistosité régionale S₂ (carte de la schistosité) et probablement s'est mis en place à la fin de D₃. Une étude en cours (P. Brändlein) sur ce granite apportera plus de renseignements.

4.2. Age radiométrique

Une datation a été effectuée sur un paragneiss fortement laminée provenant en amont du village de Barberine. Ce travail a été réalisé par M. THÖNI à Vienne (Autriche) selon la méthode qu'il a mis au point en analysant chaque lamination (THÖNI, 1986).

Les 9 laminations analysées s'arrangent le long de 2 isochrones qui ont une pente différente significative (Fig 36). L'âge 300 ± 20 Ma est bien défini par les 5 premières laminations et est interprété comme l'âge de la mylonitisation. Le deuxième isochrone correspondant à un âge de 374 Ma est moins bien défini. Ce

désordre relatif pourrait être dû à la présence de plusieurs générations de biotites et à des feldspaths transformés.

Discussion

Un âge de 374 Ma pourrait correspondre à la schistosité S₂, formée par un cisaillement tangentiel. Des événements identiques ont été décrit en Bretagne méridionale (Audren, 1987) et dans le Massif Central français (Ledru et al, 1989) à la même époque.

Un âge de 300 ± 20 Ma pour la mylonitisation repose le problème de l'âge de l'intrusion du granite de Vallorcine. Actuellement estimé à 320 Ma, il devrait être rajeuni, car, comme nous l'avons vu, le granite est syn- à post déformation D₃.

L'échantillon analysé provient d'un affleurement de paragneiss proche du granite de Vallorcine. Est-ce que cet âge n'a pas été rajeuni par le granite? Des études radiochronologiques poussées sur les mylonites et surtout sur les différentes intrusions telles que le granite de Vallorcine, le granodiorite et les autres intrusions nous permettront de mieux définir les âges des différents événements.

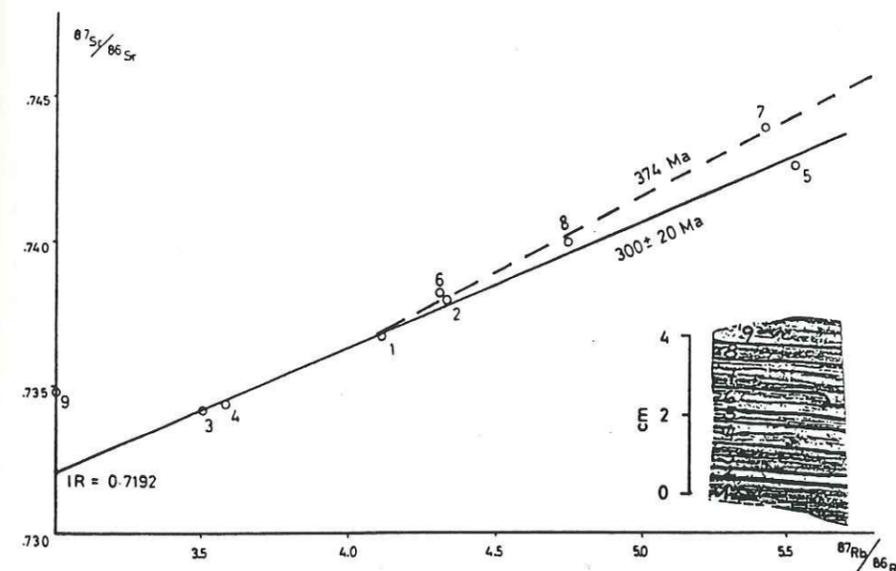


Fig 36: Age radiométrique pour un paragneiss en amont de Barberine. En médaillon, l'empreinte de la roche analysée avec la numérotation des laminations

Chapitre 3

Relations entre le métamorphisme
et la déformation

Suite à l'étude structurale qui nous a fourni des résultats sur la déformation progressive et finie ainsi que sur la cinématique, ce chapitre traitera des conditions métamorphiques. La reconnaissance des différentes phases de déformation nous permet maintenant d'étudier le rapport minéraux/microstructures et d'établir une chronologie des apparitions et des disparitions de phases minérales au cours de la déformation. L'évolution du chimisme des minéraux nous conduira, pour des couples de minéraux à l'équilibre, à l'analyse thermo-barométrique et à l'établissement de chemins pression-température-temps- déformation (P-T-t-d).

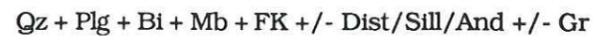
Ce chapitre sera divisé en 3 parties traitant, respectivement:

- 1) des gneiss acides
- 2) des metabasites
- 3) de la géothermo-barométrie

1. Métamorphisme dans les gneiss acides

L'analyse de nombreuses lames minces a montré que les meilleurs témoins de l'évolution du métamorphisme étaient les gneiss fins à moyens, riches en biotites et contenant du grenat.

L'association minérale se caractérise par:



Cette association représente un ensemble lithologique de rapport Mg/Fe moyen correspondant aux métapélites au sens large ainsi qu'aux roches granitoïdes. Cela explique pourquoi la cordiérite est relativement rare dans cette association car elle exige un rapport Mg/Fe un peu plus élevé que dans les métapélites sensu stricto. Un horizon très peu épais à cordiérite a été reconnu dans le torrent de Barberine. Nous pouvons donc introduire la cordiérite dans l'association mentionnée.

1.1. Rapport minéraux-microstructures

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, une forte schistosité S_2 , soulignée par les biotites et le quartz en rubans, donne un aspect laminé à ces roches. Dans la schistosité S_2 , des microlithons ont été conservés, témoins d'un événement plus ancien..

Dans une section taillée suivant le plan XZ, l'observation de détail a permis d'établir les relations entre les minéraux de métamorphisme et la déformation, représentées dans le tableau II et schématisés dans la fig 37.

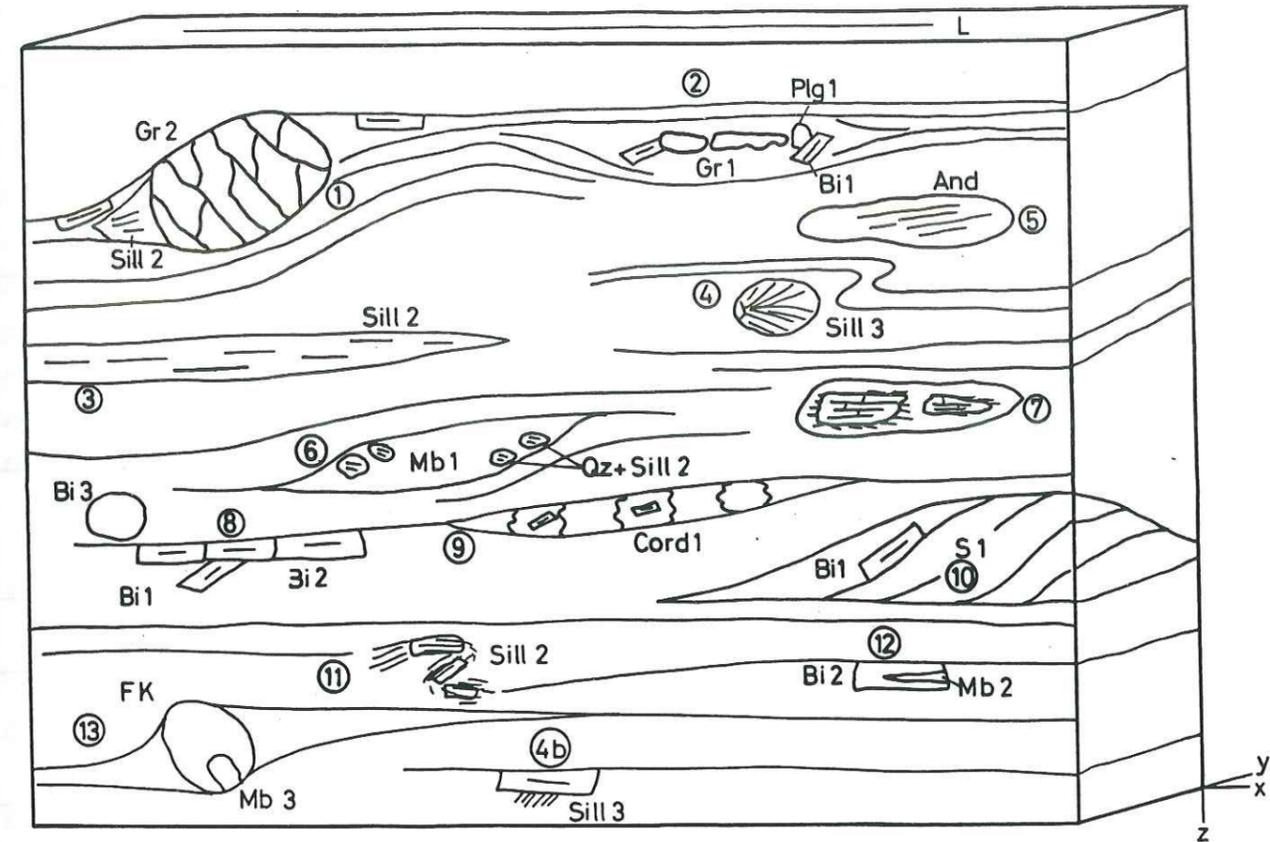


Fig 37: Synthèse géométrique des rapports minéraux-microstructures dans les paragneiss .

- 1) grenats 2 forment de grands cristaux toujours cassés ne montrant jamais de structures hélicitiques.
- 2) grenat 1, préservé dans un microlithon avec la biotite 1, le plagioclase 1.
- 3) fibrolite parallèle à S_2 (sill 2).
- 4) la sillimanite 3 forme des cristaux en gerbe, remplaçant un minéral. La sillimanite 3 associée à la biotite est oblique à S_2 .
- 5) andalousite, pseudomorphisme de la sillimanite, forme des blastes.
- 6) mica blanc anté- S_2 déformé en forme de poisson dans D_2 . Sur les côtés soumis à de plus fortes pressions pendant le cisaillement, du quartz contenant de la fibrolite syn- S_2 se forme.
- 7) disthène cassé, boudiné, généralement remplacé par la fibrolithe (Sill 1-2) et entouré d'une couronne de micas blancs.
- 8) biotite 2 syn- S_2 et biotite 3 syn- S_3 .
- 9) cordiérite 1 dans S_2 contenant des biotites 1 et 2.
- 10) biotite 1 anté- S_2 dans un microlithon.
- 11) fibrolite (sill1-2) plissé en forme de Z, remplaçant le disthène.
- 12) mica blanc en association avec biotite 2.
- 13) mica blanc (syn à post S_2) remplaçant du feldspath potassique.

Paragenèses	Précoce -----> Tardive						Thermique	
	pré	S ₁ syn	post	pré	S ₂ syn	post	pré	syn
Microstructures								
Minéralogie								
Disthène		—	↓					
Sillimanite 1			—	↓				
2					—	↓		
3						—	↓	
Andalousite 1								—
2								—
Staurotide		—						
Grenat 1		—	↓					
2			—					
Cordiérite 1					—			
2								—
Biotite 1	—	—						
2					—			
3								—
Micas blancs 1	—	—						
2					—			
3								—
Plagioclase 1	—	—						
2					—			
3								—

Tableau II. Relations minéraux-microstructures

1.1.1. Le disthène

Il a été signalé pour la première fois par BELLIERE (1958), puis par VON RAUMER (1983) comme minéral relique peu fréquent, mais je l'ai trouvé sporadiquement sur mon terrain dans tous les secteurs étudiés. Le disthène est toujours entouré d'une couronne de micas clairs qui, déterminés à la microsonde, sont de la muscovite + paragonite (VON RAUMER, 1983). Une pseudomorphose totale par la sillimanite peut se produire. Dans la microstructure, il se trouve toujours dans le plan de schistosité régionale S₂. D'après sa position originelle lors de la déformation cisailante, il peut être boudiné ou ployé ou à la fois ployé et boudiné (Pl. 6a et 6.b).

1.1.2. La sillimanite

La sillimanite apparaît uniquement sous forme de fibrolite. Trois générations de sillimanite ont été observées:

Sillimanite 1: la fibrolitisation du disthène peut certainement débuter avant la déformation cisailante D₂. Dans les disthènes boudinés et pseudomorphosés en fibrolite, certains de ces cristaux sont également cassés.

Sillimanite 2: elle se présente en petits amas ou en longs rubans fins entièrement séricitisés dans la schistosité S₂.

Pseudomorphosant entièrement le disthène, elle forme des plis d'entraînement en forme de Z (Pl. 6.b).

Cette sillimanite a été trouvée dans un échantillon en forme de boule. Est-ce un remplacement d'un grenat dont la sillimanite cristallise dans les zones de chimisme adéquat (Yardley, 1977)? Dans ce cas, la sillimanite pourrait être tardive. Ou est-ce que la sillimanite a cristallisé dans un mouvement rotatif dû au cisaillement comme le laisse supposer le quartz en ruban plissé en forme de Z (Pl 6.c)?

Dans les zones de contraintes maximales, à la périphérie des muscovites anté-S₁, cristallisent des grains de quartz qui contiennent des aiguilles de fibrolites.

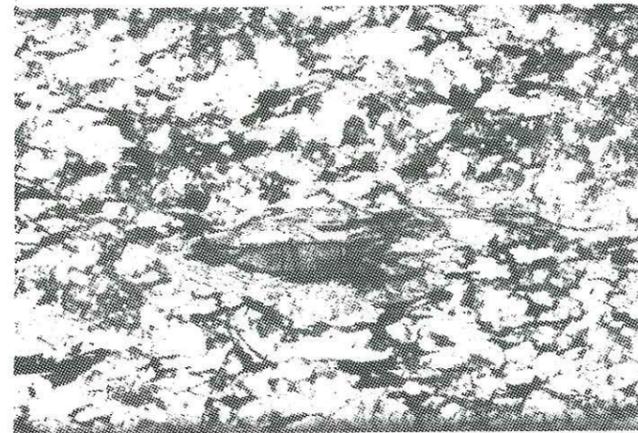
Planche 6

6.a Disthène boudiné et entouré de micas blancs. Une pseudomorphose de ces bords par la fibrolite (Sill 1-2) se produit.

6.b Disthène ployé et boudiné entièrement pseudomorphisé par de la fibrolite (Sill 2)

6.c Sill en forme de boule. Voir le texte pour les explications

6.a

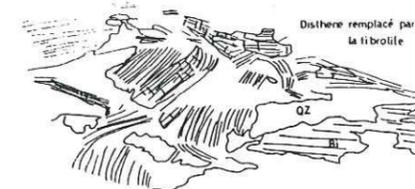


1.5 mm

6.b



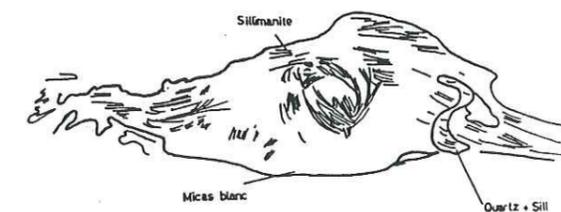
1 mm



6.c



1 mm



Dans les gneiss à biotites, la sillimanite peut remplacer la biotite présente dans les plans S, les plans d'aplatissement.

Sillimanite 3: elle forme de petits cristaux perpendiculaires à S₂ ou des gerbes qui remplacent un ancien minéral.

1.1.3. L'andalousite

L'andalousite est rare. Je l'ai trouvée sous deux aspects:

andalousite 1: elle forme de grands blastes contenant des reliques de fibrolite.

andalousite 2: en paragenèse avec la cordiérite, elle forme des agrégats à texture granoblastique.

1.1.4. La staurotite

Des reliques de taille inférieure à 0,05 mm ont été observées. La détermination n'est pas certaine en raison de leur petite taille.

Il est très difficile d'observer à quelle phase elle appartient. Von Raumer (1984) a décrit une inclusion de staurotite dans un grenat. La staurotite blindée dans le grenat peut appartenir à la phase produisant la schistosité S₁, car l'association Bi-SA-St se forme avant l'association Gr-Bi.

Si la staurotite était dans la schistosité S₂, l'association Gr-Bi cristalliserait avant l'association Bi-SA-St. Dans ce cas, c'est le grenat qui serait blindé dans la staurotite.

1.1.5. Le grenat

Deux types de grenats sont présents.

Le **grenat 1** a une forme allongée et ne présente aucune inclusion. Il est contenu dans des microlithons avec biotite, muscovite, plagioclase et quartz (Pl. 7.a).

Le **grenat 2** (Pl. 7.b) est en général de grande taille et ne contient aucune structure hélicitique. Il est toujours cassé selon les plans R et R' de RIEDEL. Le remplissage minéralogique de ses fentes est constitué de biotites, micas blancs et le plus souvent de chlorites, produit de la transformation de la biotite. Deux types de grenat peuvent être distingués:

- dans les roches quartzo-feldspathiques, les grenats sont de taille moyenne et ne sont jamais associés à de la biotite.
- dans les autres gneiss, ils sont de grande taille et de la biotite brune est toujours en contact avec la périphérie du grenat. De la biotite verte se trouve dans les zones abritées formées lors de la déformation cisailante.

Les grenats peuvent être déstabilisés et remplacés par la chlorite, le mica clair et la calcite, lors de la rétro-morphose dans le faciès schistes verts à la fin de l'évolution métamorphique.

1.1.6. La cordiérite

La cordiérite n'a été identifiée de façon certaine que dans un échantillon prélevé en amont de Barberine. Ces cordiérites sont toujours entièrement pinitisées. La détermination est facilitée par l'inclusion de zircon et son auréole jaunâtre.

Plusieurs types de cordiérites ont été observés:

Deux générations de cordiérite forment des rubans dans S₂. La **cordiérite 1** contient des biotites parallèles à S₂ des biotites syn 1, obliques sur S₂. Les grains de cordiérite ont une forme amiboïde.

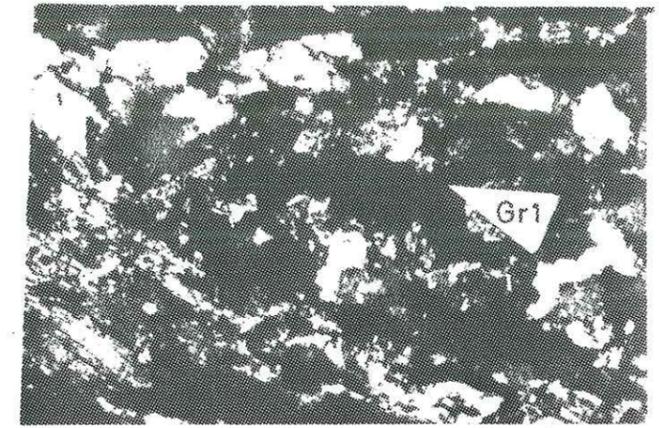
La **cordiérite 2** forme des blastes subidiomorphes qui recoupent les microstructures.

Planche 7

7.a Grenat 1 allongé, dans un microlithon avec la biotite 1 et le plagioclase 1

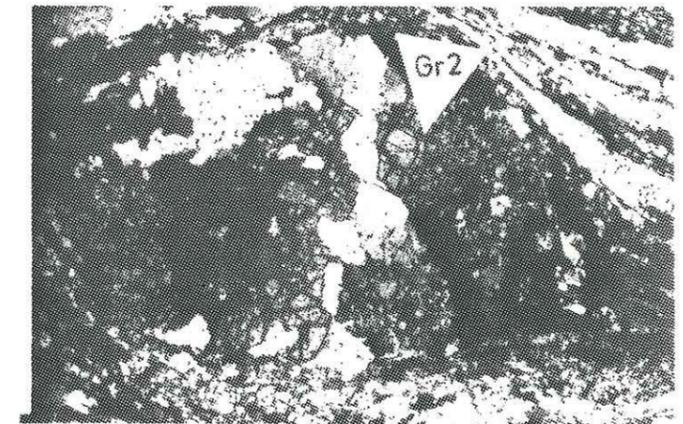
7.b Grenat 2 fragmenté. De la biotite et du plagioclase ont cristallisé dans les fractures

7.a



1 mm

7.b



1 mm

1.1.7. La biotite

La biotite brune, ubiquiste, est en proportion variable dans les différentes lithologies. Sa taille dépend de sa grandeur initiale et de l'intensité de la mylonitisation. Plusieurs générations de biotites sont reconnaissables dont la couleur varie du brun foncé au brun acajou. La transformation en chlorites est généralement assez importante.

Les biotites présentent souvent dans leurs plans de clivage des petites muscovites.

La **biotite 1** est oblique à la schistosité S_2 . Contenue dans les microlithons, elle marque la schistosité S_1 .

La **biotite 2**, brune, est parallèle à la schistosité régionale S_2 . Dans les zones abritées des grenats 2 ou des apatites, la biotite devient brun vert à vert.

La **biotite 3**, brune, forme des blastes sur la schistosité régionale. C'est une biotite thermique.

1.1.8. Les micas clairs

Ubiquiste, plusieurs générations sont présentes. Les **micas clairs 1**, anté- D_2 sont déformés en forme de poisson ou cassés suivant leur position originelle par rapport à la déformation cisailante. Les **micas clairs 2**, se forme pendant la déformation cisailante D_2 . Ces micas clairs, suivant le temps de leur formation, ont été déformés à différents stades. Les **micas clairs 3** recoupe la schistosité régionale S_2 .

Des micas clairs se forment par déstabilisation de certains minéraux comme le disthène, la fibrolite, la biotite, le feldspath potassique.

Cette transformation peut se produire à tous les stades de déformation.

1.1.9. La chlorite

La chlorite est essentiellement un produit secondaire de la décomposition des biotites.

Pendant les transformations alpines, des fentes de tension à chlorites + quartz se forment en échelon, témoins du passage des nappes helvétiques sur le massif.

1.2. Relations inter- et intraminérales.

L'analyse des relations inter- et intraminérales montre que:

- le disthène est pseudomorphosé par la sillimanite
- la sillimanite est soit isolée soit incluse dans la biotite, dans l'andalousite et dans le quartz.
La sillimanite peut être transformée en micas blancs.
- le grenat se présente sous deux aspects:
 - un grenat petit et allongé
 - un grenat de plus grande taille sans inclusion hélicitique
- la biotite est brune, brun vert ou verte.
Les biotites brun vert et vertes se localisent dans les zones abritées du grenat et de l'apatite.
- la staurotide est toujours relique

1.3. Cristallochimie

L'analyse des minéraux a été effectuée sur la microsonde de l'institut de minéralogie-pétrographie de l'Université de Berne.

Le nombre de mesures est de 104 pour les grenats, 109 pour les biotites, et 55 pour les plagioclases.

1.3.1. Le grenat

Le tableau III donne la composition des grenats.

Dans les deux types de grenat, les teneurs en grossulaire sont très faible et celles en almandin sont toujours élevées.

Tableau III: Composition chimique des grenats dans les paragneiss

Ech	Grenat 1				Grenat 2	
	C 5	3	1	6 P	C 11	P 13
SiO ₂	32.05	34.63	35.56	37.98	36.06	35.62
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.83	18.79	19.46	20.77	21.52	20.94
Fe ₂ O ₃	7.43	4.08	2.58	1.02	1.39	2.38
FeO	29.97	28.53	30.44	30.95	30.83	31.58
MnO	8.35	9.11	5.22	5.68	4.26	5.26
MgO	1.00	1.69	3.18	3.47	3.880	3.02
CaO	1.23	1.46	1.19	1.49	1.40	1.49
total	99.49	98.50	97.85	101.36	99.78	100.29
Si	2.677	2.891	2.941	3.008	2.886	2.865
Al	1.854	1.849	1.897	1.939	2.030	1.985
Ti	--	--	--	--	--	--
Fe ³⁺	0.467	0.256	0.160	0.060	0.083	0.144
	4.988	4.996	4.998	5.007	4.999	4.994
Fe ²⁺	2.094	1.992	2.105	2.050	2.064	2.124
Mn	0.591	0.644	0.366	0.381	0.288	0.358
Mg	0.124	0.210	0.392	0.409	0.463	0.362
Ca	0.109	0.130	0.105	0.126	0.120	0.128
	2.794	2.976	2.968	2.966	2.935	2.972
X _{Mg}	0.056	0.095	0.157	0.166	0.183	0.145
Mol% Alm	71.7	66.9	70.9	69.1	70.3	71.5
Mol% Py	4.2	7.1	13.2	13.8	15.8	12.2
Mol% Sp	20.3	21.6	12.3	12.8	9.8	12.0
Mol% Gr	--	--	--	1.2	--	--
Mol% And	3.8	4.4	3.5	3.1	4.1	4.3

analyse des fragments du grenat 2.

Ech	C -----> P		C -----> P		C -----> P	
	3	3N	4	4D	5	5K
SiO ₂	37.54	37.43	38.03	36.54	37.03	36.29
TiO ₂	0.00	0.12	0.00	0.06	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	20.44	20.60	20.98	19.88	20.39	20.60
Fe ₂ O ₃	0.97	0.44	0.12	1.12	0.88	0.45
FeO	31.69	29.69	31.04	29.73	31.18	30.75
MnO	5.58	8.21	5.89	9.33	6.62	9.19
MgO	2.90	2.15	2.87	1.52	2.81	1.23
CaO	1.22	1.52	1.11	1.21	1.10	1.07
total	100.34	100.16	100.04	99.39	100.01	99.62
Si	3.024	3.031	3.065	3.004	2.998	2.977
Al	1.941	1.966	1.993	1.926	1.946	1.992
Ti	--	0.007	--	0.004	--	0.002
Fe ³⁺	0.058	0.026	0.007	0.069	0.053	0.027
	5.023	5.03	5.065	5.003	4.997	4.998
Fe ²⁺	2.135	2.010	2.091	2.043	2.111	2.110
Mn	0.381	0.563	0.402	0.649	0.454	0.638
Mg	0.348	0.259	0.344	0.185	0.339	0.149
Ca	0.105	0.131	0.124	0.106	0.095	0.093
	2.969	2.963	2.961	2.983	2.999	2.990
X _{Mg}	0.140	0.114	0.141	0.083	0.138	0.066
Mol% Alm	71.90	67.8	71.30	68.40	70.40	70.50
Mol% Py	11.70	8.70	11.80	6.20	11.30	5.00
Mol% Sp	12.80	19.00	13.70	21.70	15.10	21.30
Mol% Gr	0.60	2.70	2.90	--	0.50	1.60
Mol% And	3.00	1.40	0.40	3.50	2.70	1.40

Des cartes et un profil de la zonation chimique du grenat 1 sont représentées dans les Fig 38 et 39a. Comme la densité de mesures n'est pas grande (huit mesures), les cartes de la zonation (Fig. 38) ne sont données qu'à titre informatif.

Les teneurs en spessartine diminuent du coeur à la périphérie, tandis que les teneurs en pyrope et le rapport XMg augmentent vers la périphérie. Les courbes isochimiques montrent une déviation proche du contact avec la biotite indiquant un échange chimique par diffusion à la fin de la cristallisation du grenat.

La composition chimique du coeur du grenat 2 correspond à celle de la périphérie du grenat 1 (Fig 40 et 41a,b). Les teneurs en spessartine varient faiblement alors que les teneurs en pyrope et le XMg sont constantes (Fig 39b).

Le grenat 2 forme généralement de grands cristaux toujours cassés en petits fragments lors de la déformation D₂. La composition chimique de tous les fragments évolue du coeur vers la périphérie (Fig 39c et 42). La périphérie s'enrichit fortement en spessartine, les teneurs en pyrope diminuent. Les teneurs en almandin et en grossulaire ne changent pas. Ces modifications du chimisme indiquent des échanges par diffusion avec la biotite adjacente remplissant les espaces entre les fragments.

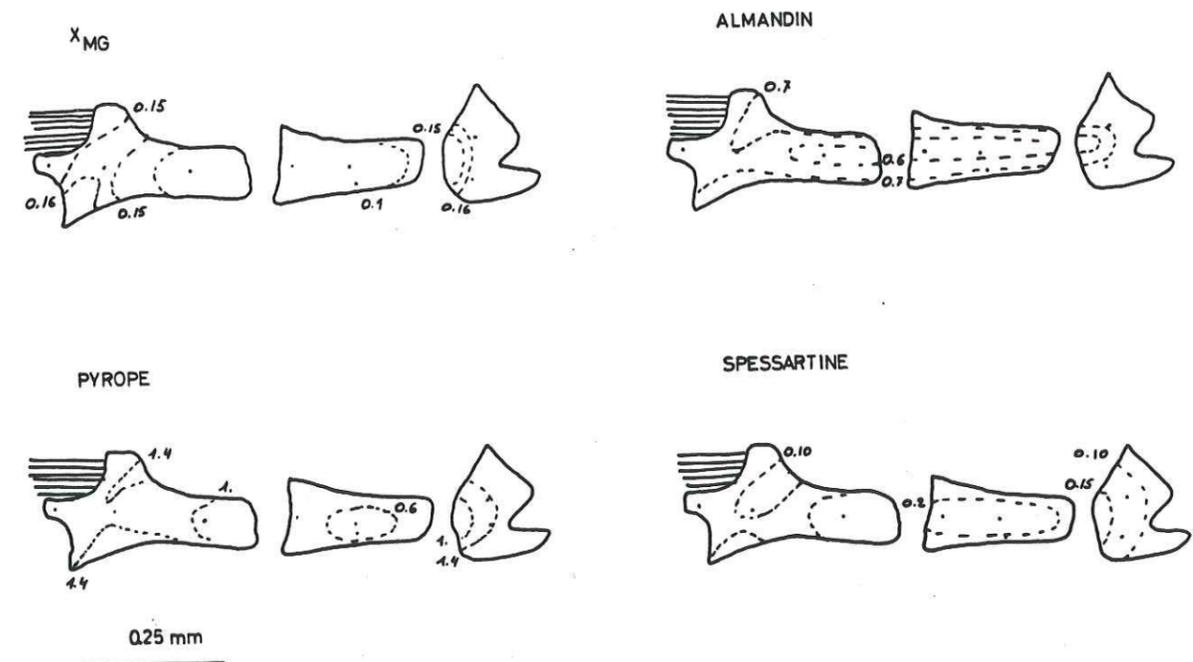


Fig 38: Cartographie du grenat 1 pour le XMg, l'almandin, le pyrope et la spessartine.

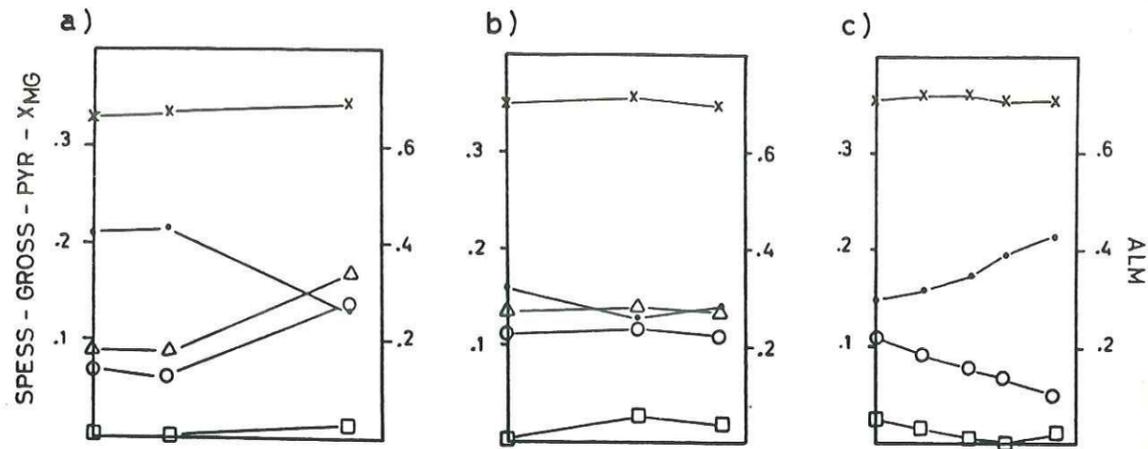


Fig 39: Profils de la zonation des grenats Le coeur est à gauche et la périphérie à droite.
 a) pour le grenat 1 b) pour le grenat 2 c) pour un fragment du grenat 2.
 x = almandin, . = spessartine, Δ = X_{Mg}, o = pyrope et □ = grossulaire

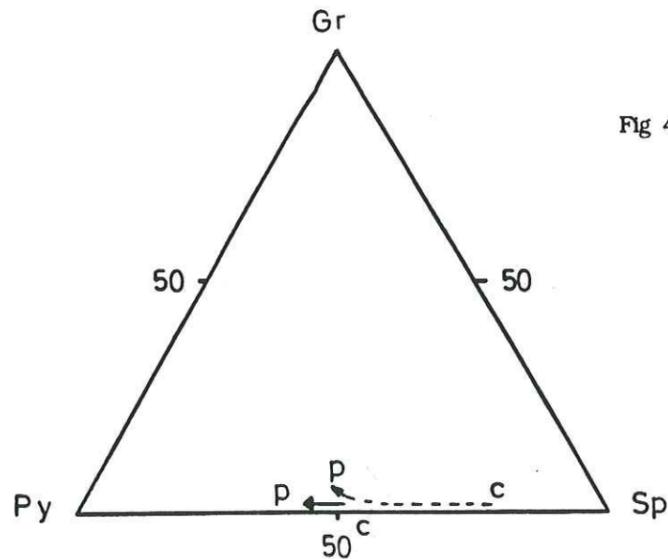


Fig 40: Représentation triangulaire grossulaire-pyrope-spessartine pour le grenat 1 du coeur (C) à la périphérie (P) en pointillé et pour le grenat 2 en trait plein.

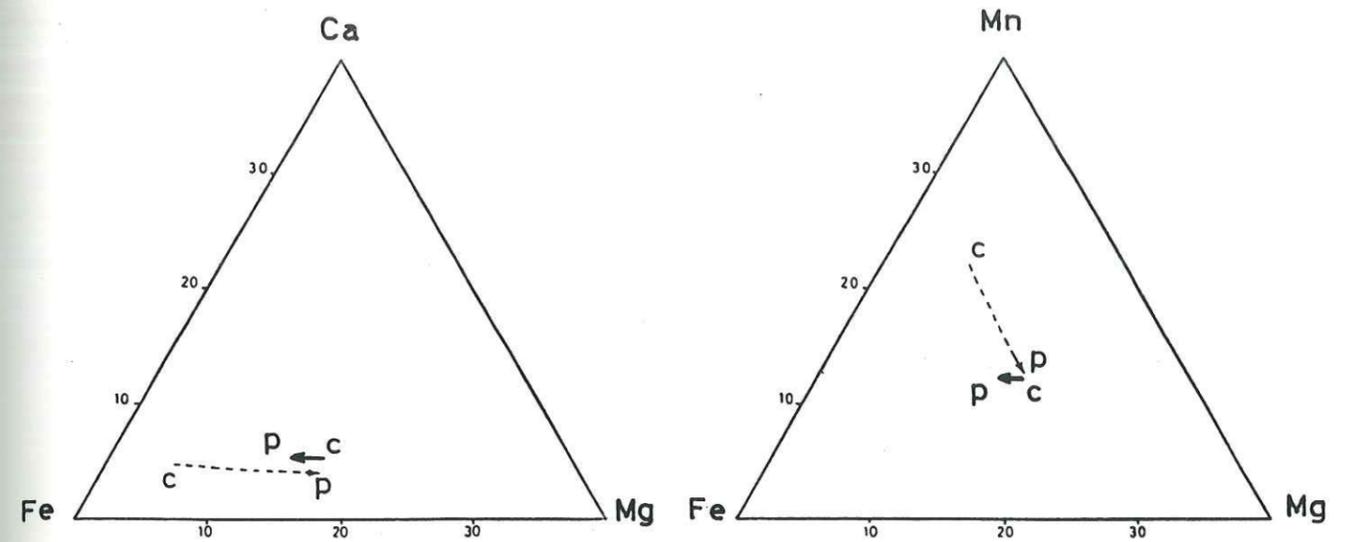


Fig 41: diagramme triangulaire a) Ca- Fe - Mg , b) Mn- Fe - Mg pour le grenat 1 en pointillé, et le grenat 2 en trait plein

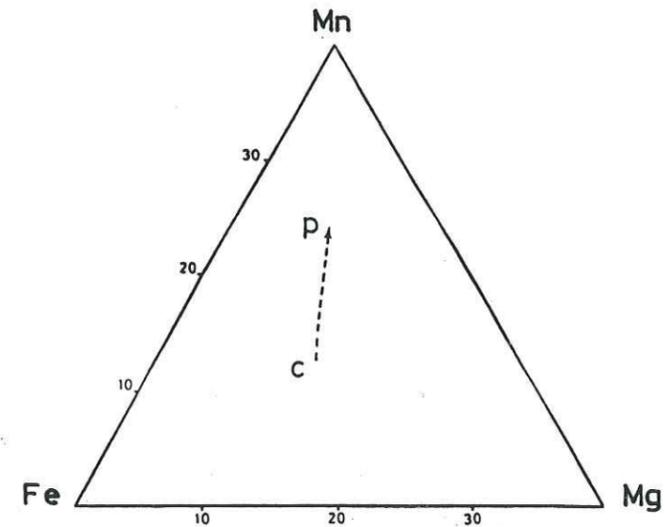


Fig 42: Diagramme triangulaire Mn - Fe - Mg pour les fragments du grenat 2

1.3.2. La biotite

La composition des biotites mesurées dans un gneiss fin à grenat et dans un gneiss à cordiérite est donnée dans le tableau IV.

Le chimisme de ces biotites est de composition intermédiaire entre le pôle annite et eastonite. Le rapport Fe_t/Fe_t+Mg varie de 5.2 à 6.8. Aucune distinction ne se remarque dans le diagramme entre les différentes générations de biotites (Fig 43).

Les différentes biotites mises en évidence par leur position microstructurale se caractérisent par leur X_{Mg} . Dans les biotites 1, le X_{Mg} croît du coeur à la périphérie. Dans les biotites 2, il est stable. Ce rapport augmente dans les biotites 3.

Les biotites 1 s'enrichissent en Ti alors que dans les biotites 2, cette teneur est stable puis décroît considérablement. Les biotites 3 se caractérisent par une forte teneur en Ti.

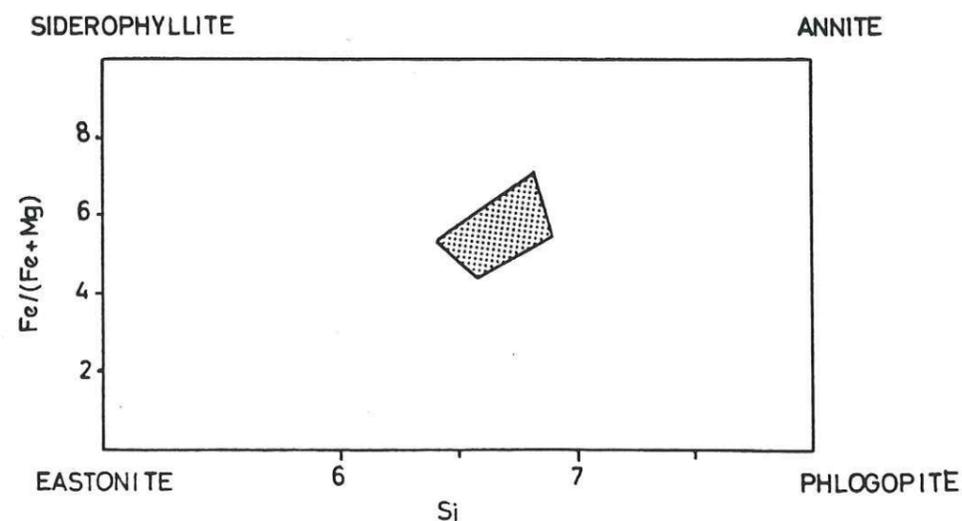


Fig 43 : Analyse chimique des différentes générations de biotite dans les paragneiss .

Tableau IV: Analyses chimiques des différentes générations de biotites dans les paragneiss

Ech	----- bio 1 -----			----- bio 2 -----				
	1A	1B	3A	10	20	3F	4C	5B
SiO ₂	35.16	35.44	33.10	35.25	35.09	35.22	33.53	36.68
TiO ₂	2.83	3.39	1.47	3.06	3.67	1.38	0.31	2.63
Al ₂ O ₃	18.13	16.68	19.00	18.61	18.14	17.88	18.55	17.72
FeO	21.77	20.92	21.41	20.18	21.35	22.25	23.83	20.59
MnO	0.23	0.11	0.19	0.24	0.21	0.30	0.39	0.35
MgO	8.25	9.00	9.10	8.87	7.99	9.34	9.20	9.04
Na ₂ O	0.27	0.16	0.42	0.50	0.29	0.06	0.04	0.08
K ₂ O	9.41	8.62	8.25	8.57	9.29	8.70	8.24	9.33
total	96.05	94.32	92.94	95.28	96.03	95.13	94.20	96.42
Si	2.751	2.795	2.624	2.748	2.754	2.735	2.626	2.836
Al ^{IV}	1.248	1.204	1.376	1.251	1.246	1.264	1.374	1.164
	3.999	3.999	4.000	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000
Al ^{VI}	0.424	0.346	0.400	0.459	0.433	0.373	0.338	0.451
Ti	0.166	0.200	0.087	0.179	0.216	0.080	0.018	0.153
Fe ²⁺	1.424	1.380	1.419	1.315	1.401	1.445	1.373	1.331
Mn	0.015	0.007	0.012	0.015	0.013	0.019	0.026	0.023
Mg	0.961	1.058	1.076	1.030	0.934	1.081	1.074	1.041
Na	0.041	0.024	0.064	0.074	0.044	0.009	0.005	0.006
K	0.940	0.867	0.834	0.852	0.930	0.862	0.823	0.920
	3.97	3.882	3.892	3.924	3.971	4.04	3.657	3.925
X _{Mg}	0.403	0.434	0.431	0.439	0.400	0.428	0.439	0.439

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES SCIENCES
 DOCUMENTATION
 E.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1 A AOÛT 2003

1.3.3. Les relations biotite-muscovite

Dans les lamelles de clivages, les biotites 2 parallèles à S_2 hébergent souvent de petites muscovites. Les analyses chimiques de cette association sont représentées dans le tableau V. Généralement de très petits grains d'opaque (ilménite?) égrainent la limite entre ces deux minéraux. Aucune composition chimique valable de ces minéraux n'a pu être obtenue à la microsonde.

La présence de Fe, Mg, Ti en proportion non négligeable dans ces muscovites implique la présence de molécules de céladonite.

Le calcul des pôles purs de ces micas blancs donne:

- muscovite: 79 à 83 %
- paragonite: 4 à 4.5%
- céladonite Mg: 4.8%
- céladonite Fe: 7 à 12 %

La relation biotite-muscovite (TRACY, 1978) est représentée dans le diagramme Fig 44. Les principaux éléments qui se répartissent entre la biotite et la muscovite sont donc Fe, Mg, Al, Ti. Le titane est de façon préférentielle dans la biotite.

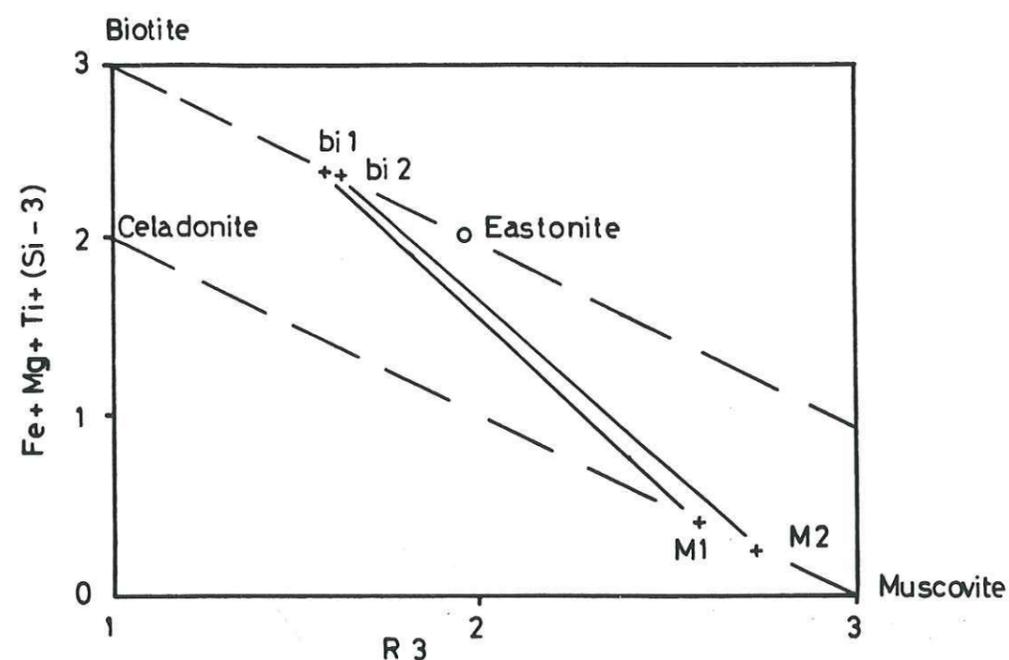


Fig 44: Relations entre biotite et muscovite coexistantes d'après le diagramme de TRACY (1978).

Tableau V: Analyses chimiques des couples biotite - muscovite dans les paragneiss

Ech	bio2	musc2	bio1	muscl
SiO ₂	34.48	47.01	33.80	46.21
TiO ₂	2.72	1.53	2.88	2.49
Al ₂ O ₃	17.85	35.00	17.96	34.54
FeO	25.72	1.22	26.07	2.10
MnO	0.46	0.00	0.26	0.00
MgO	7.10	0.50	7.68	0.54
Na ₂ O	0.06	0.36	0.06	0.34
K ₂ O	7.85	10.28	8.17	10.28
total	96.24	95.9	96.88	96.5
Si	2.680	3.134	2.611	3.077
Al ^{IV}	1.320	2.750	1.389	2.710
	4.000	5.884	4.000	5.87
Al ^{VI}	0.316		0.247	
Ti	0.158	0.076	0.167	0.124
Fe ²⁺	1.672	0.068	1.684	0.116
Mn	0.030	0.000	0.017	0.000
Mg	0.823	0.049	0.884	0.053
Na	0.009	0.046	0.009	0.044
K	0.778	0.874	0.804	0.087
	3.786	1.554	3.812	0.424
XMg	0.330	0.422	0.344	0.314

Tableau VI: Composition chimique des plagioclases dans les paragneiss

Ech.	----- plagio 1 -----			-----plagio 2 -----			---plagio 3 --		
	1	2a	2b	21a	21b	23b	10	2.1a	2.1b
SiO ₂	57.71	58.67	59.26	59.23	59.19	61.44	59.46	62.96	63.21
Al ₂ O ₃	26.21	26.10	25.39	25.28	25.28	24.20	24.55	23.72	23.59
CaO	8.32	8.70	7.52	7.18	7.80	5.55	7.81	4.90	5.23
Na ₂ O	6.79	7.04	6.91	6.61	6.74	8.36	7.46	9.20	9.12
K ₂ O	0.21	0.15	0.16	0.76	0.21	0.67	0.10	0.27	0.21
Total	99.24	100.66	99.24	99.06	99.22	100.22	99.38	101.05	101.66
Si	2.600	2.605	2.670	2.675	2.673	2.719	2.685	2.752	2.750
Al	1.392	1.365	1.348	1.345	1.346	1.262	1.347	1.222	1.209
Ca	0.401	0.414	0.363	0.347	0.377	0.263	0.389	0.229	0.258
Na	0.593	0.606	0.363	0.579	0.590	0.717	0.673	0.779	0.769
K	0.012	0.008	0.009	0.044	0.012	0.044	0.006	0.015	0.011
%An	40	40	37	35	38	26	36	22	24

1.3.4. Les plagioclases

La composition des plagioclases dans ces gneiss est de l'oligoclase - andésine (An 24 - 40) et varie légèrement suivant les différentes générations de la déformation. Les plagioclases syn-D₁₋₂ s'enrichissent faiblement en An du coeur vers la périphérie. Les plagioclases syn-D₂ sont très peu zonés. Les plagioclases tardi-D₂ qui forment de grands cristaux avec un coeur chagriné et une périphérie limpide, ont des teneurs en An légèrement plus faibles (An 22-25) (tableau VI).

1.4. Evolution du métamorphisme

La comparaison de l'évolution chimique, minéralogique et structurale nous permet de distinguer dans le métamorphisme varisque dans le massif des Aiguilles Rouges 3 phases différentes (après l'évolution du stade éclogitique présumé (VON RAUMER, com pers)).

- Le métamorphisme M1, épisode précoce, est caractérisé par des minéraux en relique tels que le disthène, la staurolite et le grenat 1. Ce métamorphisme est synchrone d'une déformation ayant produit S₁, correspondant au "métamorphisme de haute pression" de VON RAUMER (1983).

- Le métamorphisme M2 est l'épisode majeure caractérisée par des paragenèses à sillimanite. La déformation cisailante produisant la schistosité régionale S₂ est synchrone de ce métamorphisme. C'est le "métamorphisme de haute température" de VON RAUMER (1983).

Ces deux événements métamorphiques se retrouvent dans toute la zone étudiée.

- Le 3e événement métamorphique varisque M3 est un épisode thermique provoqué par l'intrusion du granite de Vallorcine. Ce réchauffement n'affecte qu'une étroite bande de gneiss le long du contact. Les grains de quartz en rubans sont recristallisés. Une évolution de la recristallisation a été observée dans les rubans de quartz vers le contact du granite.

Sur la carte (en annexe) les limites atteintes par ce métamorphisme sont dessinées.

De la cordiérite thermique s'est également formée dans un gneiss au contact du granite. Elle se forme dans la partie où le granite a sa plus large extension.

1.5. Les réactions métamorphiques

Cette suite d'événements métamorphiques se caractérise par une migration des projections du couple biotite-grenat dans le diagramme AFM (Fig 45). Pendant le métamorphisme M1, le chimisme du grenat et de la biotite migre vers des X_{Mg} plus grands. Pendant M2, ce rapport est d'abord stable, puis ce déplace vers des valeurs de X_{Mg} plus petites. Pendant M3, le X_{Mg} des biotites se déplace vers la droite.

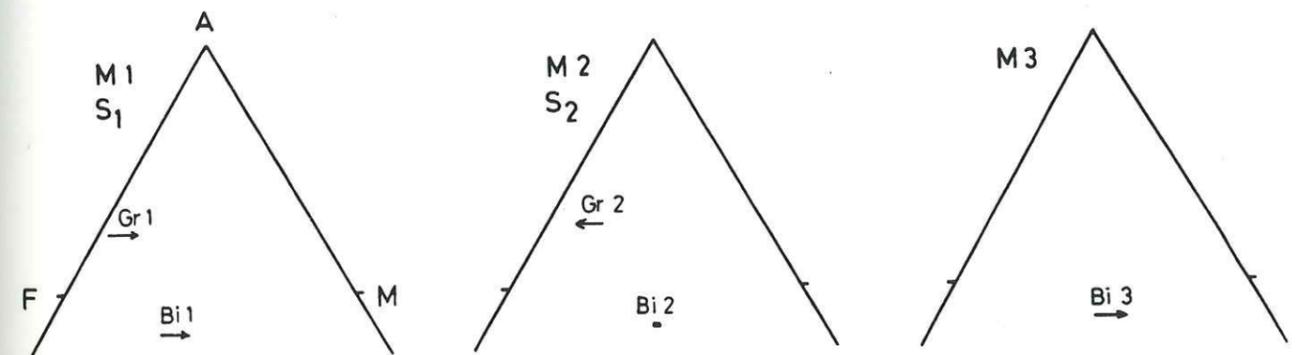


Fig 45: Déplacement du chimisme pour le grenat et la biotite lors des différentes phases de métamorphisme.

Les domaines paragénétiques di- et trivariants sont:

Dans M1

disthène - biotite
 disthène - biotite - staurotide
 staurotide - biotite - grenat
 staurotide - biotite
 grenat - biotite

Dans M2

sillimanite - biotite
 grenat - biotite
 grenat - biotite - sillimanite

Dans M2 tardif

cordiérite - biotite
 cordiérite - biotite - andalousite
 biotite-andalousite

Cette évolution est représentée dans les diagrammes AFM (Fig 46)

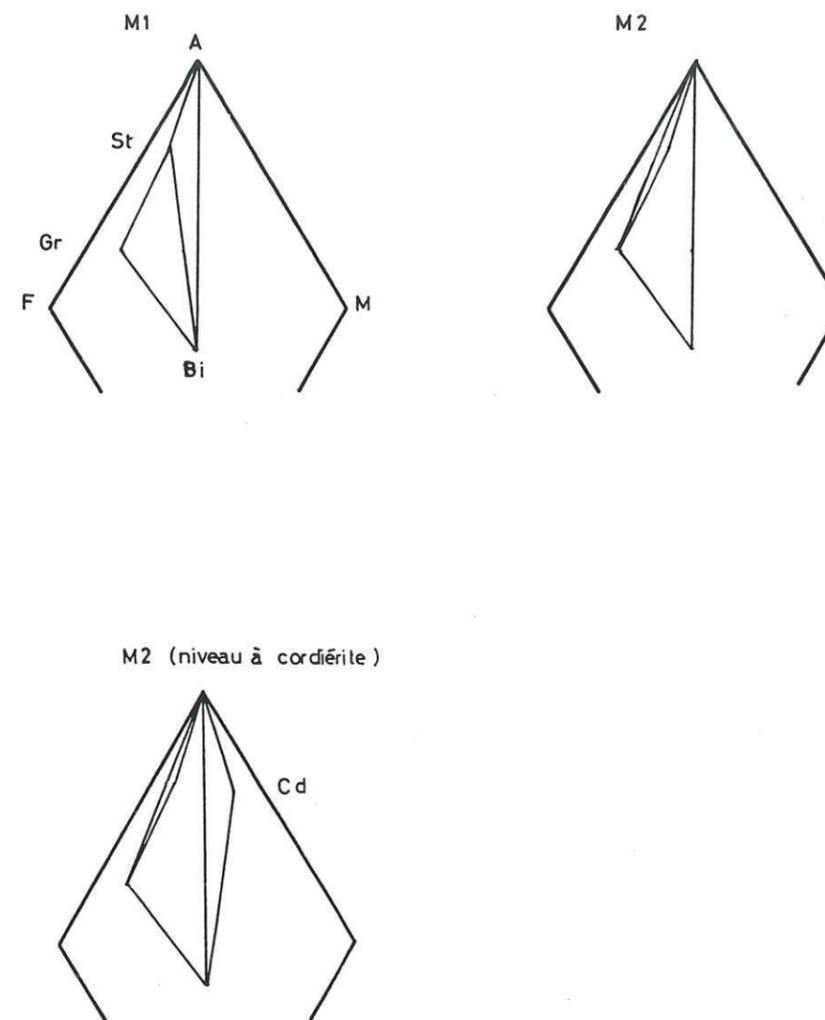


Fig 46: Diagrammes AFM représentant les phases de métamorphisme différent.
 Projection à partir du pôle muscovite.

La relation entre les minéraux alumino-silicates, biotite, staurotide, grenat et feldspath potassique ou cordiérite peut être représentée dans un diagramme de SCHREINEMAKERS (ZEN, 1966), (Fig 47).

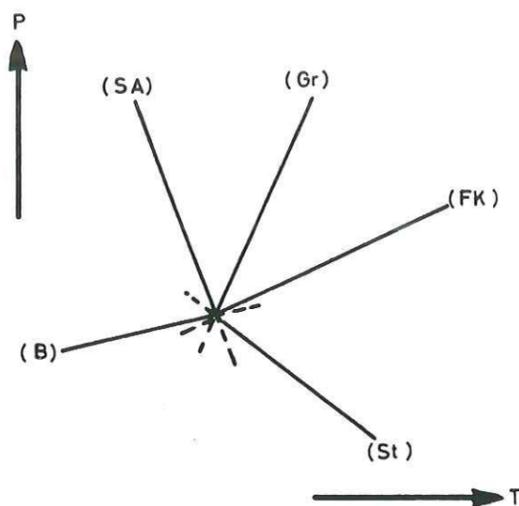
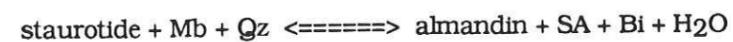


Fig 47: Relation entre les différentes phases minérales dans le diagramme de Schreinemakers.

La position dans l'espace P-T dans ce travail est donnée par les calculs de THOMPSON (1976).

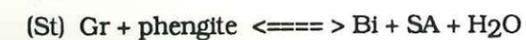
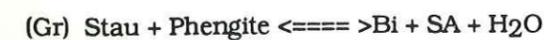
Seule la pente de la courbe univariante (FK) le long de laquelle la réaction



s'établit, est connue par les études de THOMPSON et NORTON (1968) et FROESE et GASPARINI (1975).

Les couples staurotide - orthoclase et grenat - biotite - silicate d'alumine produit par la réaction staurotide + mica blanc n'ont jamais été observés.; les paragenèses apparaissent dans le même champ divariant compris entre (Fk) et (Gr).

Les réactions divariantes le long de la courbe (FK) sont d'après THOMPSON (1976):



1.6. Conclusion

Nous avons mis en évidence dans les paragneiss trois événements métamorphiques. Les événements M1 et M2 sont continus dans le temps et peuvent être associés à un cisaillement tangentiel S₁ et S₂. Le métamorphisme M3 est thermique, produit par l'intrusion du granite de Vallorcine.

Dans l'étude des relations minéraux-déformation nous avons établi une évolution du métamorphisme. Dans la prochaine partie nous étudierons cette évolution dans les amphibolites.

2. Métamorphisme dans les amphibolites

Un complément de renseignement nous vient de l'évolution des amphibolites qui se trouvent, sous forme de boudins de quelques cm à quelques m de long, inclus dans les paragneiss. D'après VON RAUMER et al (1989), ces metabasites correspondent à des magmas tholéitiques intrusifs dans une croûte continentale amincie.

Les meilleurs enregistrements de l'évolution tectonométamorphique proviennent d'échantillons d'un boudin de la région du Lusin dans lesquels les premières générations d'amphiboles ont été préservées en relique. L'association suivante a été observée:

diopside, amphibole, plagioclase, sphène, ilménite, chlorite, épidote, quartz.

Sporadiquement, on trouve des grenats et de la biotite comme minéraux accessoires.

2.1. Minéraux et microstructures

La roche se débite suivant la schistosité régionale S_2 qui porte une linéation d'étirement L_2 , marquée par la direction de l'axe C des amphiboles. Une linéation L_{X3} d'intersection, s'observe par place difficilement. L'étude a été entreprise sur des lames minces coupées suivant le plan XZ.

Nous observons dans ce plan plusieurs générations d'amphiboles et des minéraux en relique. Le bloc diagramme (Fig 48) schématise la position microstructurale des différents minéraux.

2.1.1. Le diopside

Le diopside est en relique et présente un aspect chagriné et des contours irréguliers. Ses clivages sont souvent oxydés. Il se trouve soit dans des plages de plagioclases, soit en relique dans la schistosité S_2 , les amphiboles et la chlorite cristallisent dans les zones abritées (Fig 49).

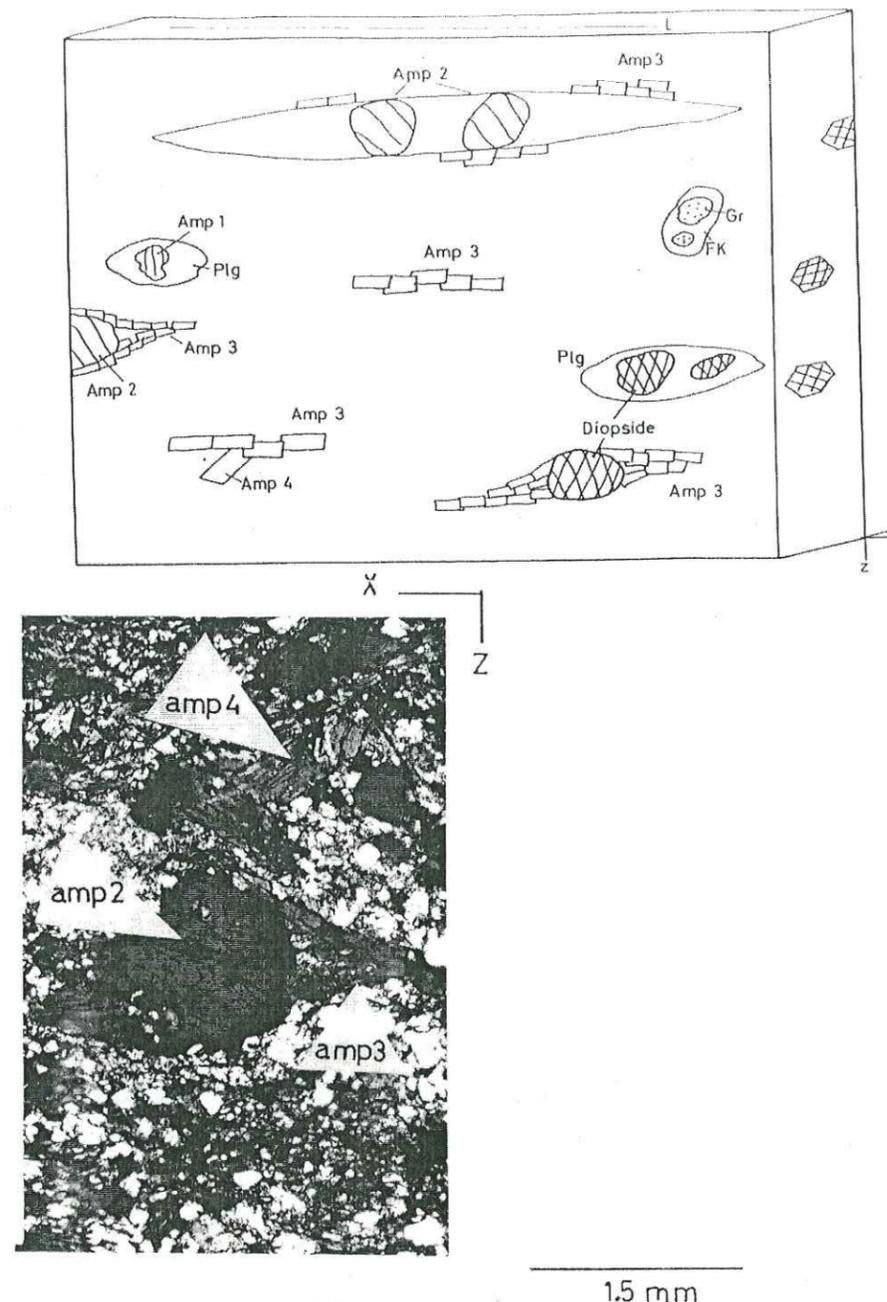


Fig 48: Microstructures dans les amphiboles

a) schématisées dans un bloc diagramme (Voir le texte)

b) photomicrographie correspondant à la section XZ d'une amphibolite. Plusieurs générations d'amphiboles peuvent être observées.

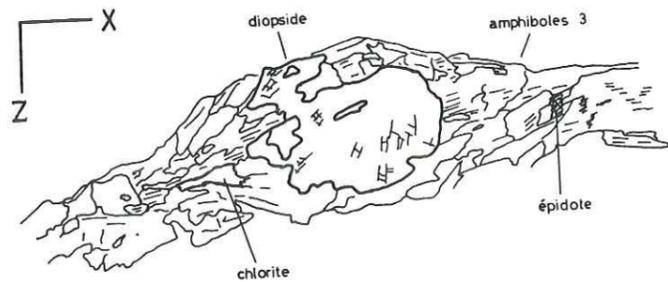


Fig 49: Diopside relictuel avec dans les zones abritées l'association amphibole 3, chlorite, épidote.

2.1.2. Les amphiboles

D'après leur position microstructurale, quatre générations d'amphiboles ont été reconnues (Fig 48).

amphibole 1: toujours en relique, peu abondante, elle est petite aux contours irréguliers et montre un pléochroïsme d' incolore à vert. Du plagioclase l'englobe totalement.

amphibole 2: ce sont des poeciloclastes trapus ayant un diamètre moyen de 1 mm et un contour irrégulier. La couleur de ces amphiboles est vert brun et dans les zones de tension vert clair. Elles sont contenues dans des litages tectoniques de quelques cm de long qui les ont préservés de la déformation D₂ ou bien comme phénoclastes déformés montrant des zones abritées dans la schistosité S₂.

amphibole 3: elle marque la schistosité régionale S₂. Ces amphiboles sont petites et de forme aciculaire. Leur couleur est vert brun avec parfois sur leur pourtour extérieur une étroite zone de couleur vert olive (zonation).

amphibole 4: cette amphibole est oblique à l'amphibole 3. Sa couleur est de jaune vert à vert olive (zonation). Elles correspondent au dernier incrément de la déformation D₂

2.1.3. Le sphène et les opaques

Le sphène est égrainé dans la schistosité S₂. Des opaques (l'ilménite) peuvent être blindés dans le sphène.

2.1.4. Le grenat

Le grenat, peu abondant, se trouve en relique, cassé et blindé dans du feldspath.

La structure plano-linéaire a été acquise pendant la déformation D₂. Nous pouvons corréler les diverses générations d'amphiboles avec la déformation. L'amphibole 1, en relique ou pouvant former le coeur des autres générations d'amphiboles, est liée à S₁. L'amphibole 2, formant de grands phénocristaux, cristallise entre S₁-S₂. L'amphibole 3 est parallèle à S₂, donc syn-S₂. L'amphibole 4, oblique sur l'amphibole 3, marque le dernier incrément de la déformation D₂ et est donc tardi-S₂.

2.2. La composition chimique des minéraux

Le diopside, l'amphibole, le sphène l'opaque et le plagioclase ont été analysés à la microsonde de l'institut de minéralogie de l'Université de Berne.

2.2.1. Le diopside

La composition chimique des clinopyroxènes (tableau VII) se place dans la projection triangulaire Ca-Mg-Fe* dans le champ des diopsides riches en fer (MORIMOTO, 1988) (Fig 50).

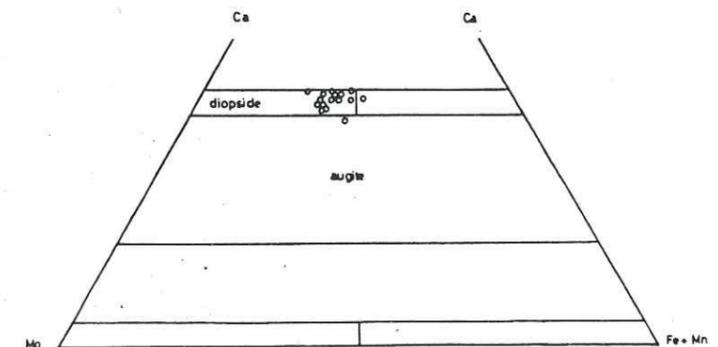


Fig 50: Diagramme Ca-Mg-Fe+Mn montrant la répartition des clinopyroxènes dans le champ du diopside riche en fer

Tableau VII: Analyse chimique des pyroxènes dans les amphibolites

Ech	15	18	21
SiO ₂	51.27	52.11	51.25
TiO ₂	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-
FeO	13.23	15.11	14.97
MnO	0.47	0.56	0.50
MgO	11.26	9.49	10.40
CaO	222.67	22.96	23.21
Na ₂ O	0.26	0.14	0.11
K ₂ O	0.02	-	-
total	99.18	100.37	100.44
Si	1.9697	2.0002	1.9613
Ti	-	-	-
Cr	-	-	-
Al	-	-	-
Fe ³⁺	0.0811	0.0100	0.0853
Fe ²⁺	0.3349	0.4738	0.3843
Mn	0.0154	0.0183	0.0161
Mg	0.6450	0.5385	0.5931
Ca	0.9332	0.9441	0.9519
Na	0.0196	0.0105	0.0079
K	0.0010	-	-

2.2.2. Les amphiboles

Les amphiboles analysées (tableau VIII) se placent d'après la classification de LEAKE (1968) dans le domaine des actinotes, des hornblendes ferro-actinotiques, des ferro-hornblendes, des ferro-édénites, des hornblendes ferro-édénitiques, des ferro-pargasites et des hornblendes ferro-pargasitiques.

Leur présentation (Fig 51) montrent la variation de Al^{IV}, Al^{VI}, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, Na, Ca pour les différentes générations d'amphiboles.

D'une manière générale, les amphiboles 2 restent dans ces différents diagrammes bien groupée tandis que la composition des amphiboles 3 et 4 s'étendent dans les diagrammes.

Les teneurs en Al^{IV} augmentent de l'amphibole 1 à 2 puis diminuent légèrement dans l'amphibole 3.

Le rapport Mg/Mg+Fe²⁺ varie de 0.35 à 0.55.

Le rapport Na/Na+Ca augmente de l'amphibole 1 à 2 puis diminue dans 3.

La teneur en Ti varie de 0 à 0.22.

Tableau VIII: Analyse des amphiboles dans les amphibolites

Ech	--- amphiboles 1 ---		----- amphiboles 2 -----				
	7-1.2b	7-1.50	5-3.4a	5-3.4b	5-3.4c	5-3.8a	7-A7
SiO ₂	47.88	44.58	41.24	41.20	40.33	41.38	41.89
TiO ₂	0.00	0.00	1.41	1.61	1.47	1.07	1.67
Al ₂ O ₃	5.15	9.13	12.47	11.41	11.34	12.59	11.23
FeO	17.35	21.68	18.06	20.70	22.74	20.27	21.68
MnO	0.20	0.43	0.31	0.36	0.35	0.27	0.28
MgO	10.60	7.73	7.83	6.78	6.15	8.26	7.51
CaO	15.07	12.04	11.68	11.81	11.70	11.93	11.19
Na ₂ O	0.64	1.04	1.48	1.31	1.29	1.35	1.14
K ₂ O	0.49	1.05	1.78	1.54	1.54	1.57	1.44
total	97.38	97.68	97.26	96.72	96.91	98.7	98.03
Si	7.372	6.806	6.325	6.411	6.308	6.242	6.369
Al ^{IV}	0.627	1.193	1.675	1.588	1.692	1.757	1.630
Al ^{VI}	0.306	0.450	0.578	0.505	0.399	0.482	0.382
Ti	-	-	0.162	0.188	0.172	0.121	0.190
Fe ³⁺	-	0.290	0.144	0.069	0.319	0.479	0.608
Fe ²⁺	2.234	2.445	2.284	2.617	2.619	2.024	2.080
Mg	2.432	1.758	1.790	1.573	1.433	1.858	1.702
Ca	2.485	1.969	1.918	1.969	1.960	1.927	1.822
Na _{M4}	-	0.030	0.081	0.031	0.039	0.072	0.178
Na	0.192	0.278	0.359	0.364	0.351	0.325	0.157
K	0.097	0.204	0.349	0.305	0.307	0.301	0.279
	0.711	0.518	0.292	0.331	0.342	0.374	0.564

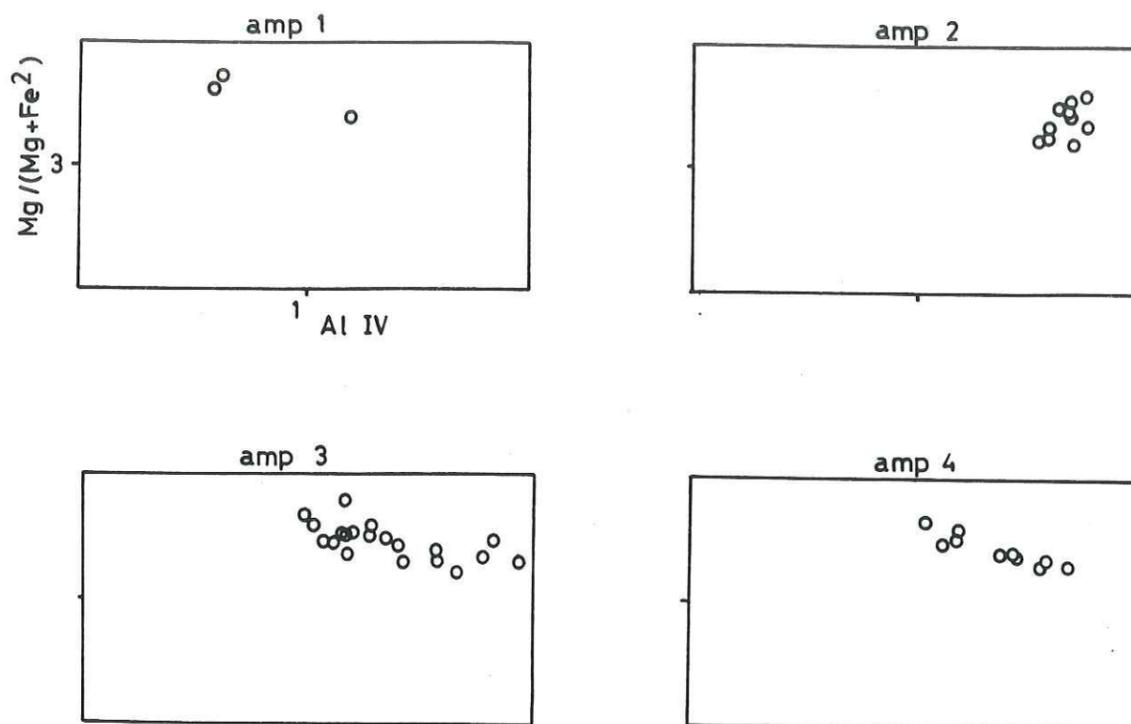
Ech	----- amphiboles 3 -----				----- amphiboles 3 -----				
	7-A8c	5-3.5a	5-3.5b	5-3.5c	5-3.6c	5-2.2b	5.2.2d	5-2.4a	5-2.4b
SiO ₂	42.37	45.04	45.31	43.53	40.94	44.46	43.87	46.25	41.45
TiO ₂	1.19	0.00	0.00	0.84	1.38	0.00	0.00	0.00	0.79
Al ₂ O ₃	11.11	7.64	8.26	8.85	12.19	7.27	8.43	5.85	10.75
FeO	22.86	21.18	22.23	22.56	21.21	22.57	22.99	22.87	22.14
MnO	0.38	0.33	0.40	0.38	0.30	0.42	0.37	0.43	0.44
MgO	6.49	8.34	7.88	7.80	6.52	8.46	7.94	8.99	6.96
CaO	11.64	12.28	11.63	11.44	11.75	12.10	11.63	11.68	11.82
Na ₂ O	1.36	0.88	0.96	1.02	1.33	1.01	1.10	0.58	1.27
K ₂ O	1.49	0.92	1.00	1.00	1.67	0.87	0.99	0.63	1.48
total	98.89	96.61	97.67	97.42	97.29	97.16	97.32	97.28	97.10
Si	6.462	6.944	6.894	6.661	6.338	6.841	6.729	7.035	6.436
Al ^{IV}	1.538	1.055	1.106	1.339	1.662	1.158	1.270	0.965	1.563
Al ^{VI}	0.459	0.333	0.375	0.258	0.562	0.160	0.254	0.083	0.405
Ti	0.136	-	-	0.097	0.160	-	-	-	0.092
Fe ³⁺	0.311	0.222	0.454	0.636	0.146	0.538	0.665	0.781	0.364
Fe ²⁺	2.569	2.483	2.323	2.179	2.582	2.306	2.208	2.041	2.470
Mg	1.474	1.917	1.787	1.780	1.503	1.940	1.876	2.039	1.610
Ca	1.901	2.027	1.895	1.875	1.948	1.994	1.911	1.903	1.966
Na _{M4}	0.099	-	0.104	0.124	0.052	0.006	0.088	0.097	0.033
Na	0.304	0.262	0.178	0.179	0.348	0.295	0.238	0.075	0.349
K	0.290	0.181	0.195	0.194	0.330	0.170	0.193	0.122	0.294
	0.406	0.557	0.627	0.627	0.322	0.535	0.569	0.803	0.357

Ech	amphiboles 3				amphiboles 4			
	5-2.6a	5-2.6c	7-2.12a	7-2.12b	7-2.20	7-2.22	7-2.23	5-3.7
SiO ₂	40.63	43.95	44.81	44.92	42.89	45.61	44.42	44.91
TiO ₂	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	12.09	8.90	7.45	7.22	9.92	7.16	9.47	7.53
FeO	23.32	22.05	22.89	22.70	22.50	21.01	21.07	24.30
MnO	0.45	0.36	0.40	0.29	0.40	0.47	0.28	0.32
MgO	7.01	8.26	8.24	8.95	7.45	8.79	7.50	8.11
CaO	11.04	11.47	11.93	10.83	11.87	11.71	11.83	11.32
Na ₂ O	1.33	1.07	0.80	0.92	0.97	1.06	1.06	0.88
K ₂ O	1.68	0.90	0.76	0.66	1.14	0.74	1.07	0.70
total	98.80	96.96	97.28	96.49	97.14	96.55	96.73	98.07
Si	6.177	6.719	6.858	6.846	6.602	6.991	6.833	6.805
Al ^{IV}	1.822	1.281	1.142	1.154	1.397	1.009	1.167	1.195
Al ^{VI}	0.344	0.322	0.202	0.144	0.402	0.284	0.551	0.150
Ti	-	0.001	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.880	0.702	0.637	1.059	0.566	0.418	0.193	0.966
Fe ²⁺	1.987	2.039	2.222	1.715	2.267	2.228	2.499	2.004
Mg	1.588	1.882	1.880	2.032	1.710	2.007	1.720	1.831
Ca	1.797	1.879	1.956	1.769	1.957	1.922	1.949	1.837
Na _{M4}	0.202	0.121	0.044	0.231	0.042	0.077	0.051	0.162
Na	0.189	0.195	0.193	0.041	0.247	0.238	0.264	0.097
K	0.325	0.175	0.147	0.128	0.223	0.145	0.209	0.136
	0.486	0.630	0.660	0.831	0.530	0.617	0.527	0.767

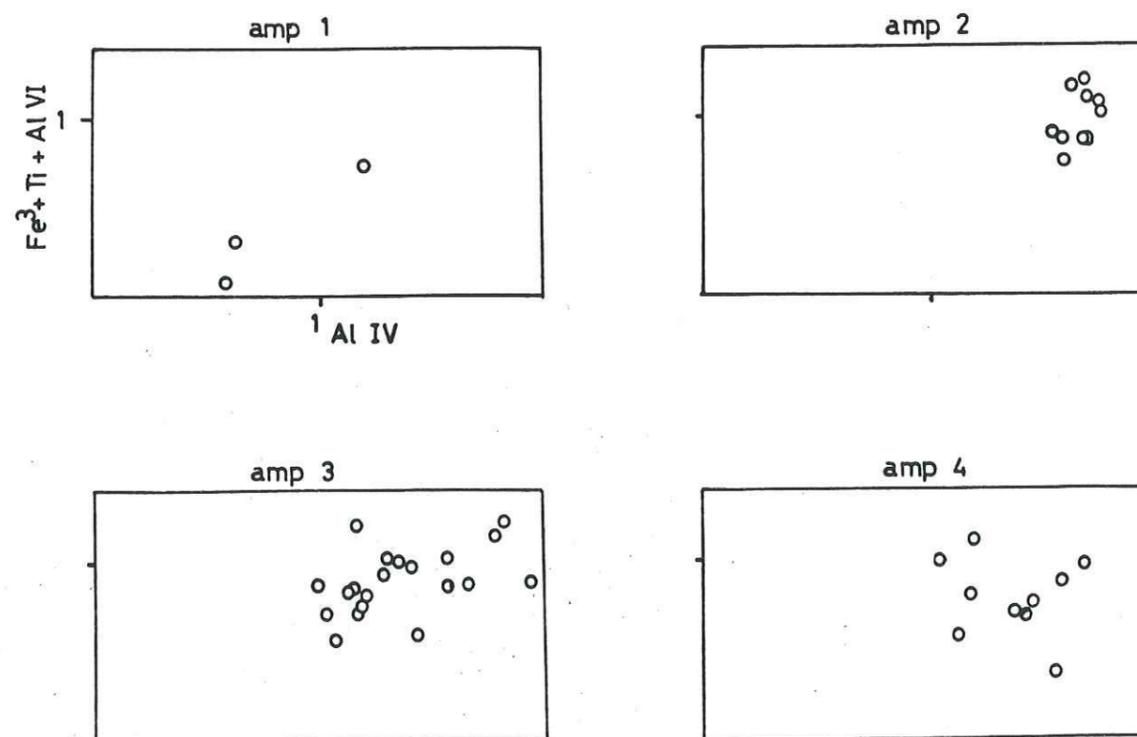
Ech	amphiboles 4					
	5-3.3a	5-3.3c	5.3.2a	5-3.2c	5-3.2d	5-3.2e
SiO ₂	42.83	44.93	42.78	46.19	41.61	45.00
TiO ₂	1.01	0.00	1.39	0.00	1.69	0.00
Al ₂ O ₃	10.22	8.11	9.01	7.64	10.29	7.48
FeO	20.97	22.59	22.12	21.96	22.17	22.09
MnO	0.26	0.41	0.38	0.34	0.35	0.41
MgO	7.71	8.29	7.41	8.73	7.22	8.46
CaO	11.83	11.92	11.37	11.57	11.61	12.38
Na ₂ O	1.19	1.09	1.06	0.74	1.33	1.02
K ₂ O	1.47	0.93	1.30	0.53	1.41	0.94
total	97.49	98.27	96.82	97.7	97.68	97.78
Si	6.568	6.814	6.616	6.949	6.411	6.878
Al ^{IV}	1.431	1.186	1.384	1.050	1.589	1.122
Al ^{VI}	0.415	0.263	0.259	0.304	0.280	0.226
Ti	0.009	-	0.008	0.007	0.195	-
Fe ³⁺	0.247	0.542	0.447	0.690	0.402	0.346
Fe ²⁺	2.415	2.261	2.363	1.996	2.409	2.438
Mg	1.762	1.874	1.709	1.957	1.658	1.927
Ca	1.943	1.936	1.883	1.864	1.961	2.028
Na _{M4}	0.057	0.063	0.116	0.135	0.084	-
Na	0.296	0.257	0.203	0.081	0.314	0.301
K	0.288	0.179	0.256	0.102	0.276	0.184
	0.416	0.564	0.541	0.817	0.410	0.515

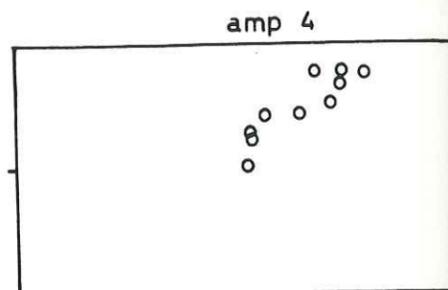
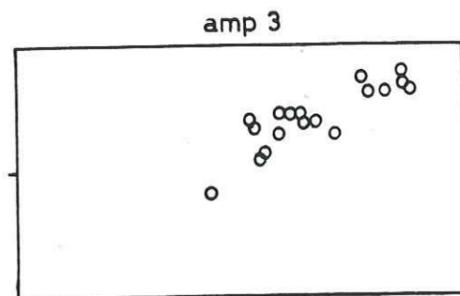
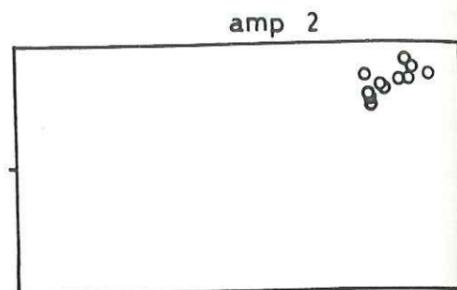
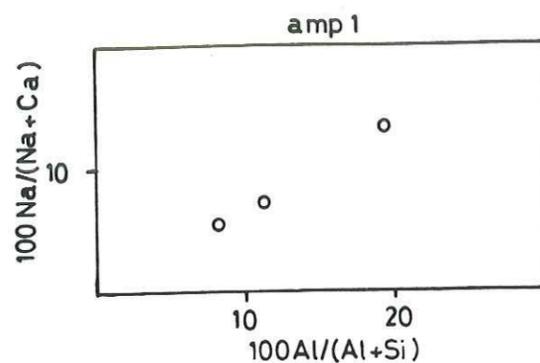
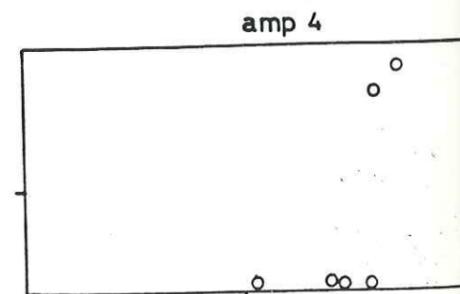
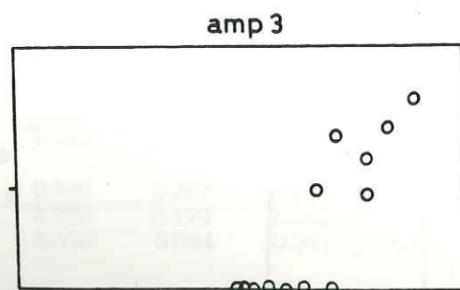
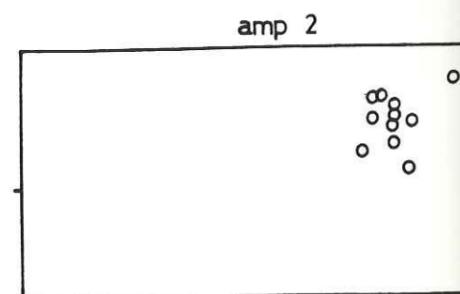
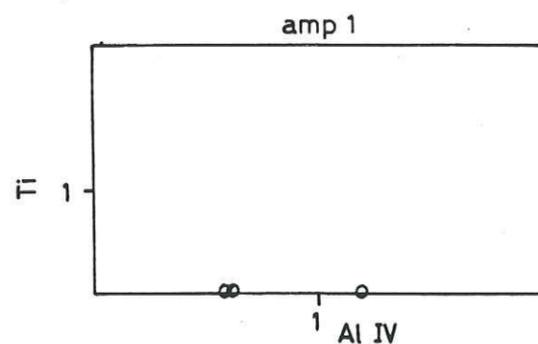
Fig 51: Répartition des différentes amphiboles dans les diagrammes

a) Mg/(Mg+Fe²⁺) - Al^{IV}



b) Fe³⁺ + Ti + Al^{VI} - Al^{IV}



c) $100\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) - 100\text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$ d) $\text{Ti} - \text{Al}^{\text{IV}}$ 

2.2.3. Le feldspath

Les plagioclases analysés ont une teneur en An variant de 30 à 40. En association avec un grenat, un plagioclase à une teneur en An 10. Cette albite serait donc un témoin de la haute pression? Blindant cette association grenat + albite, le feldspath est une orthoclase avec les teneurs en Or 35-50 et en Ab 56-37.

2.2.4. Le sphène et les opaques

La composition du sphène varie très peu (tableau IX). Il ne contient pas de FeO et l'alumine varie de 0.7 à 3.0%.

Les opaques, principalement de l'ilménite, sont soit libres soit en inclusion dans le sphène.

Tableau IX: minéraux accessoires

	ilménite	sphène	
SiO ₂		30.64	31.06
CaO		28.42	28.41
TiO ₂	53.34	36.99	36.76
Al ₂ O ₃		1.82	3.05
FeO	43.54		
MnO	2.69	0.10	0.11
K ₂ O	0.04	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.11		
total	99.72	97.99	99.41

2.2.5. Le grenat

Un profil à travers le grenat montre que sa composition varie peu (tableau X). Ce grenat correspond à un almandin riche en grossulaire de formule globale $\text{Alm}_{54}\text{Gross}_{32}\text{Py}_8\text{Spess}_1$.

Tableau X: Analyses chimiques des grenats dans les amphibolites

Ech	1a	1d
	c ----> p	
SiO ₂	37.57	38.60
TiO ₂	-	-
Al ₂ O ₃	20.87	21.12
FeO	27.66	26.14
MnO	0.42	0.42
MgO	2.06	2.07
CaO	11.33	11.99
Na ₂ O	0.04	-
K ₂ O	-	0.02
total	99.95	100.35
Si	2.980	3.039
Ti	-	-
Al	1.951	1.959
Fe ³⁺	0.068	0.040
	4.999	5.038
Fe ²⁺	1.759	1.676
Mn	0.028	0.027
Mg	0.243	0.242
Ca	0.963	1.011
	2.994	2.958
Mol% Alm	58.8	56.7
Mol% Pyr	8.1	8.2
Mol% Gross	32.2	34.2
Mol% Spess	0.9	0.9

2.3. L'évolution du métamorphisme

2.3.1. Evolution des amphiboles

Les différentes générations d'amphiboles peuvent être répertoriées comme suit:

amphiboles 1:	actinotes
amphiboles 2:	pargasites ferrifères et hornblendes ferro-pargasites
amphiboles 3 et 4:	édénites et hornblendes ferro-édénitiques

L'évolution des amphiboles. peut être caractérisée par la distribution d'Al_{IV} qui montre une augmentation de la teneur d'Al_{IV} dans l'amphibole 2, puis une diminution dans l'amphibole 3 et une faible augmentation dans l'amphibole 4.

La distribution de Ti montre de fortes valeurs dans les amphiboles 2 et 4.

Les valeurs du Fe total sont \pm constantes.

La distribution du taux d'occupation du site A montre une augmentation de l'amphibole 1 à 2, puis diminue graduellement.

Les amphiboles ont en général des teneurs en Al_{IV} importantes quand X_{Mg} est peu élevé, les teneurs en Al_{IV} dépendant fortement du X_{Mg} de l'amphibole et variant en sens inverse.

Les teneurs en Al_{VI} sont très peu dépendantes du X_{Mg} de l'amphibole tandis que (Na + K)_A augmente légèrement si X_{Mg} diminue (TRIBOULET, com pers).

Les amphiboles ont une composition chimique comprise entre les pôles Edénite-Hastingsite-MgHornblende-Trémolite-Pargasite Les substitutions tschermakitiques sont très faibles dans ces amphibolites (Fig 52), la tendance vers le pôle Al-tschermakitique se dessinant en raison du faible X_{Mg} des amphiboles.

Dans ces mêmes diagrammes, les variations de la température indiquées par le contenu en Al_{IV} (RAASE, 1974) et en (Na+K)_A et les variations de la pression indiquées par le contenu en Al_{VI} (BINNS, 1965) peuvent être appréhendées pour les générations successives d'amphiboles.

Les amphiboles 1 de type actinote enregistrent une augmentation de la température et de la pression.

Il est difficile de savoir s'il y a une évolution continue entre l'amphibole 1 et l'amphibole 2. Cette dernière amphibole marque la haute température et les fortes pressions. Puis la température diminue lors de la formation de l'amphibole 3 et 4.

2.3.2. Evolution des paragenèses

Le métamorphisme M1, de haute pression dans les paragneiss, peut être caractérisé par la paragenèse:

grenat - plagioclase - amphibole 1

Le grenat peu fréquent est en relique, associé à de l'albite. Il cristallise dans les zones où la biotite est présente. Une relation entre le chimisme local de la roche et la présence du grenat est certaine. VON RAUMER et al (1989) ont montré que ce chimisme particulier pourrait se produire par contamination des amphibolites par la roche encaissante.

Cette association est blindée par du feldspath potassique dont la formation est possible par une réaction de la biotite à haute température (DEER et al, 1967) Cette réaction nous mène au début de M2.

Durant M2, les paragenèses suivantes sont successivement à l'équilibre:

amphibole 3 - épidote - chlorite

amphibole 4 - épidote - chlorite

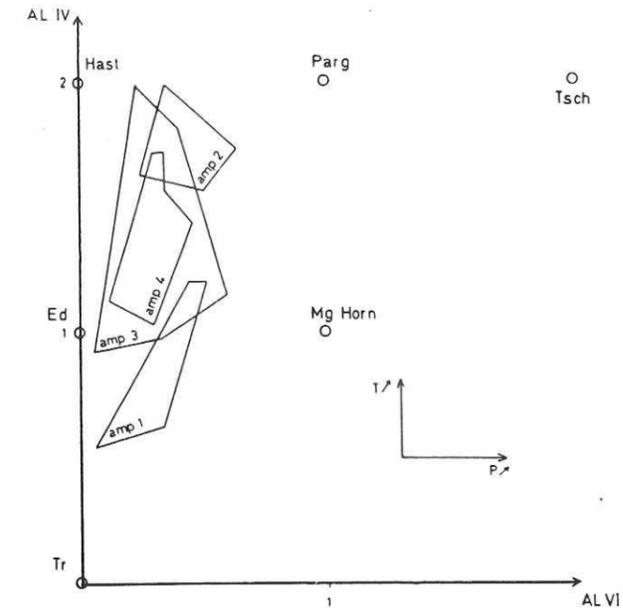


Fig 52a: Répartition des différentes générations d'amphiboles par rapport à Al^{IV}/AL^{VI} . Le contenu en Al^{IV} augmente de l'amphibole 1 à 2, puis diminue dans l'amphibole 3 et augmente à nouveau dans l'amphibole 4. Cette variation de Al^{IV} peut être corrélée avec l'évolution de la température.

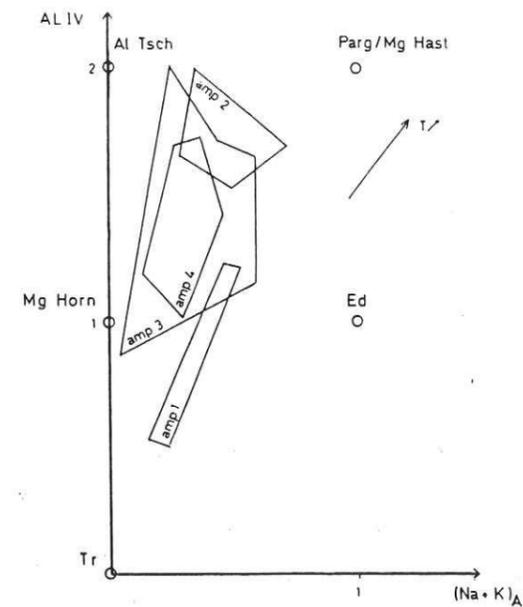


Fig 52b: Idem pour la répartition des différentes générations d'amphiboles par rapport à $Al^{IV}/(Na+K)_A$.

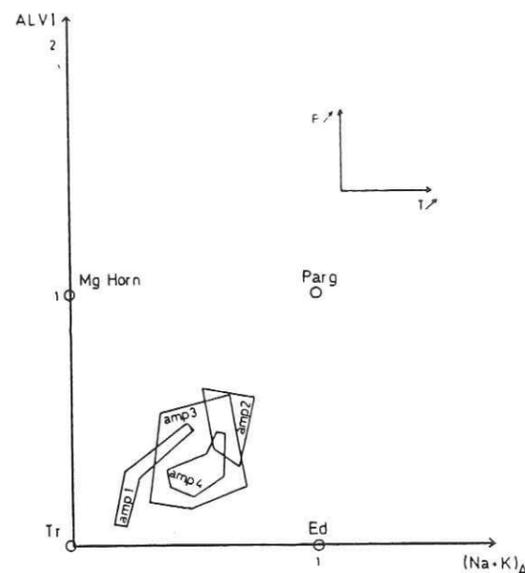


Fig 52c: Répartition des différentes générations d'amphiboles par rapport à $Al^{VI}/(Na+K)_A$.
La variation de Al^{VI} peut être corrélée avec l'évolution de la pression.

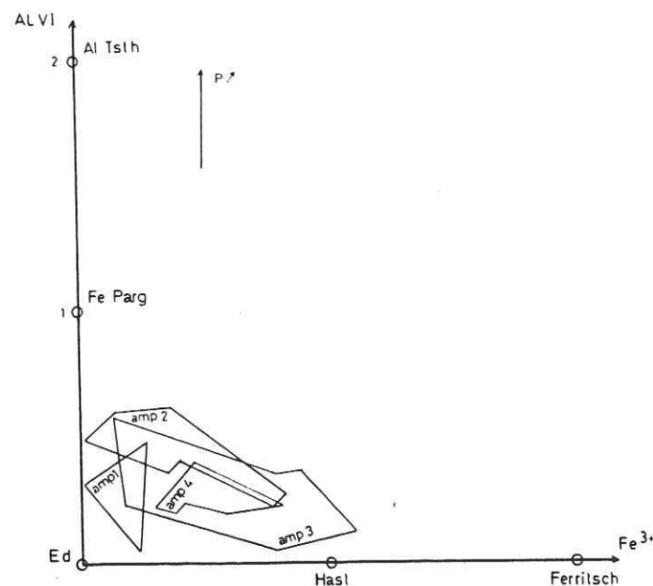


Fig 52d: idem pour la répartition des différentes générations d'amphiboles par rapport à Al^{VI}/Fe^{3+} .

3. Détermination de la température et de la pression

L'utilisation des géothermo-baromètres soulève le problème des équilibres minéralogiques et des parties de minéraux réellement en équilibre entre eux. Dans ce travail, je me suis basé sur la méthodologie préconisée par TRIBOULET et al (en prep). Ces auteurs considèrent que dans un petit volume de roche donné (la lame mince par exemple), les échanges entre minéraux à l'équilibre ne sont pas directement liés à leur proximité et mais dépendent directement de la géométrie de la déformation.

3.1. Géothermo-barométrie dans les paragneiss

Calcul de P-T

Les calculs ont été effectués à partir du tableau II et des tableaux d'analyse III, IV et VI.

Pour cette étude, j'ai bénéficié des programmes de calcul du laboratoire de Pétrologie métamorphique de l'Université Pierre et Marie Curie à Paris, établis par D. PASQUIER.

Ces calculs sont basés sur des analyses de l'échantillon 160 qui possède les meilleurs assemblages.

Thermométrie

Pour le calcul de T, le géothermomètre grenat-biotite a été utilisé. La température de cristallisation des différents assemblages a été calculée suivant les calibrations de FERRY et SPEAR, (1978); GOLDMAN-ALBEE, (1977); THOMPSON, (1976); PERCHUK-ARANOVITCH, (1984); INDARES-MARTIGNOLE, (1985); HOINKES, (1986); HOLDAWAY-LEE, (1977); HODGES- SPEAR, (1982). Les valeurs de GOLDMAN et ALBEE et de HOINKES n'ont pas été retenues: elles sont de 50 à 100°C en dessous et au dessus des autres valeurs. Les valeurs de INDARES et MARTIGNOLE sont valables pour le faciès granulitique et les valeurs de PERCHUK et ARANOVITCH curieusement pour des températures moyennes.

La calibration de FERRY et SPEAR ne dépend pas de la pression. Pour les autres calibrations, on calcule la position de l'isotherme pour 2 pressions fixées arbitrairement. On remarque que les températures calculées dépendent peu de la pression; les isothermes sont des droites subparallèles à l'ordonnée.

Barométrie

La pression a été calculée à l'aide de la calibration de GHENT (1976) utilisant le géobaromètre grenat-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz.

3.1.1. Résultat thermo-barométrique.

Les tableaux XI et XII donnent les valeurs de T et de P calculées pour les différentes associations successives à l'équilibre. Le chemin suivi par ces roches est représenté dans le diagramme P-T (Fig 53 et 54).

Tableau XI: Valeurs des températures T calculées sur le couple grenat-biotite

	Pression	F-S	TH	H-S	I-M	P-A	H-L
Grenat 5 Bio 1A	4000		436	398	401	429	439
	6000	382	438	404	407	439	445
Grenat 3 Bio 1B	4000		527	510	514	495	521
	6000	490	540	517	521	497	527
Grenat 11 Bio 10A	4000		645	663	606	584	624
	6000	642	660	671	614	596	634
Grenat 3N Bio 3F	4000		581	578	625	527	568
	6000	557	595	586	632	539	575
Grenat 4D Bio 4C	4000		490	461	541	463	488
	6000	445	502	468	547	474	494
Grenat 5K Bio 5B	4000		442	403	413	432	445
	6000	389	454	409	419	442	451

Tableau XII: Valeurs de la pression P en Kb selon la calibration de GHENT (1976)

température	400°	450°	500°	550°	600°	650°
Grenat 5 - Plagioclase 2a	2.1					
Grenat 3 - Plagioclase 2a			3.3	4.1		
Grenat 1 - Plagioclase 2b				4.2	4.9	
Grenat 11 - Plagioclase 21a						6.2
Grenat 3n - Plagioclase 21b				4.3		
Grenat 4d - Plagioclase 10		3.3				
Grenat 5k - Plagioclase 23b	3.1					

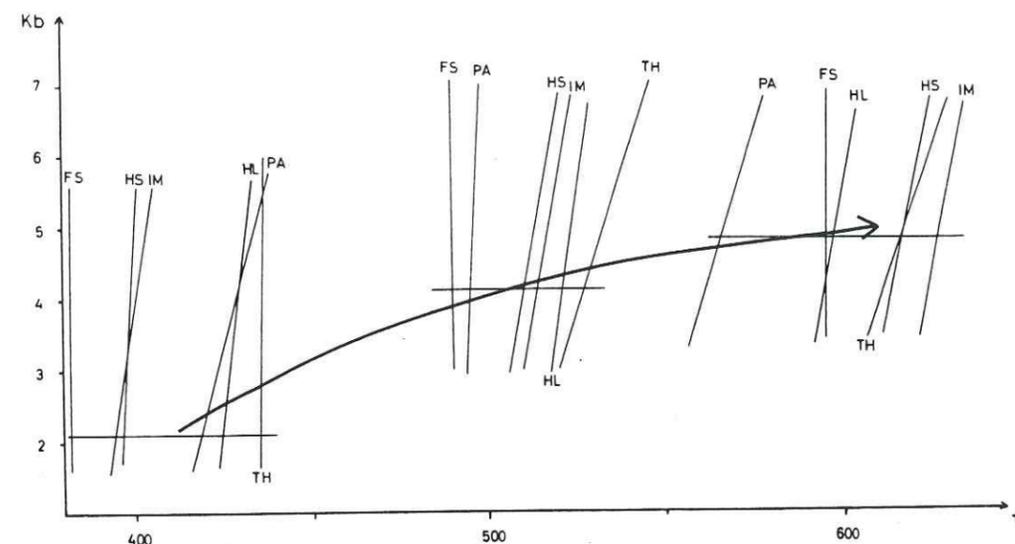


Fig 53: Chemin P-T-t durant M1, métamorphisme prograde

FS = FERRY - SPEAR; HS = HODGES - SPEAR; IM = INDARES - MARTIGNOLE;

HL = HOLDAWAY - LEE; PA = PERCHUK - ARANOVITCH; TH = THOMPSON

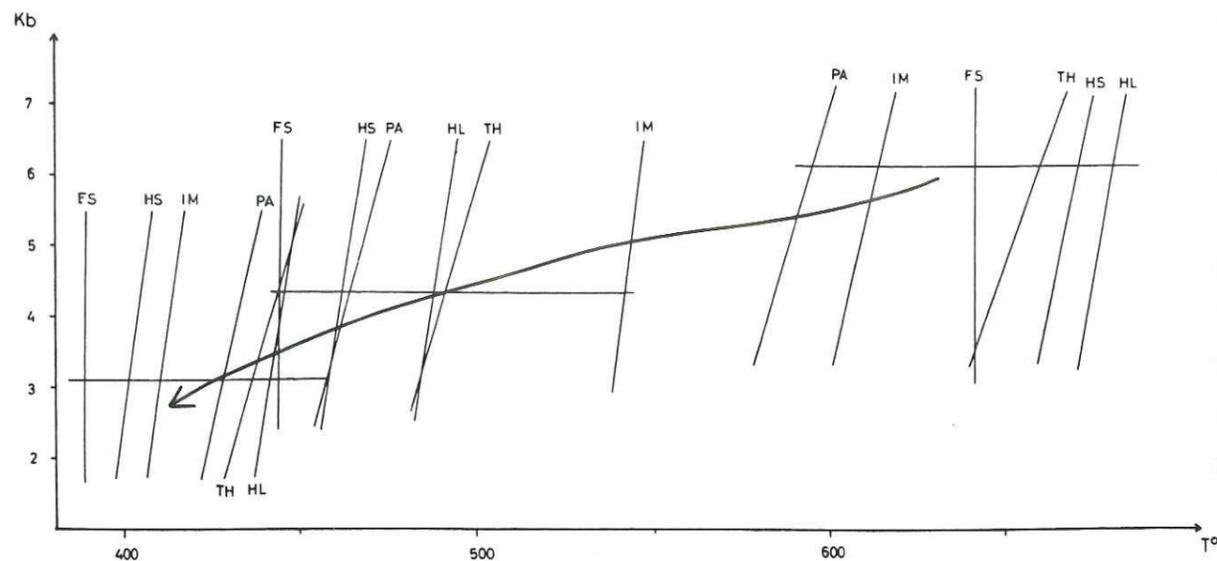


Fig 54: Chemin P-T-t durant M2, métamorphisme rétrograde

L'association grenat 1 - biotite - plagioclase dans le microlithon fournit des données thermométriques et barométriques. Le silicate d'alumine n'est pas présent dans ce microlithon, mais est répandu en relique dans la roche.

Le tracé dessiné (Fig 53) correspond au métamorphisme prograde (M1). La température T passe de 420 à 600°C environ du coeur à la périphérie du grenat 1 et de la biotite.

Les résultats barométriques sur le couple grenat - plagioclase passant de 2,2 à 4,8 kb paraissent trop bas d'après la chronologie relative établie. Les nombreux disthènes en relique impliquent que le chemin prograde soit dans le champ de stabilité du disthène. Ces faibles valeurs peuvent s'expliquer par une altération du plagioclase, séricitisation, lors de laquelle le Ca a pu migrer.

Les valeurs du pic thermique correspondent aux valeurs calculées par VON RAUMER à Emission. L'épisode M2 marque le chemin rétrograde (Fig 54).

Une lithologie qui a une composition en Or-Ab-An adéquate passe au stade de l'anatexie.

La cordiérite et l'andalousite apparaissent donc lors de la décompression de la roche liée à une diminution de la température.

3.1.2. Le chemin P-T-t-d suivi par les paragneiss

Les résultats géothermo-barométriques sont illustrés dans la fig 55. Le chemin enregistré montre une évolution continue au cours de M1-M2.

L'analyse du chemin P-T montre que l'épisode M1 est prograde en température et en pression. La pression maximale calculée est de 6.2 Kb pour une température de 600°C. Les valeurs de la pression calculées dans M1 paraissent trop basse, comparées à un résultat de Von Raumer (1983), dans un couple grenat-plagioclase en paragenèse de contact (pression maximal de 8 à 10 kb). La température lors de M1 passe de 410°C à 650°C. La température maximale est de 650°C.

L'épisode M2 est rétrograde et défini par une baisse de la pression de 6 à 3.2 kb associé à une baisse de la température de 650° à 420°C.

Les structures S₁ préservées dans les microlithons ont une histoire P-T correspondant au chemin prograde. Les grenats 2 sont S₁-S₂. La déformation D₂ qui produit la schistosité régionale S₂ agit durant la totalité du chemin rétrograde.

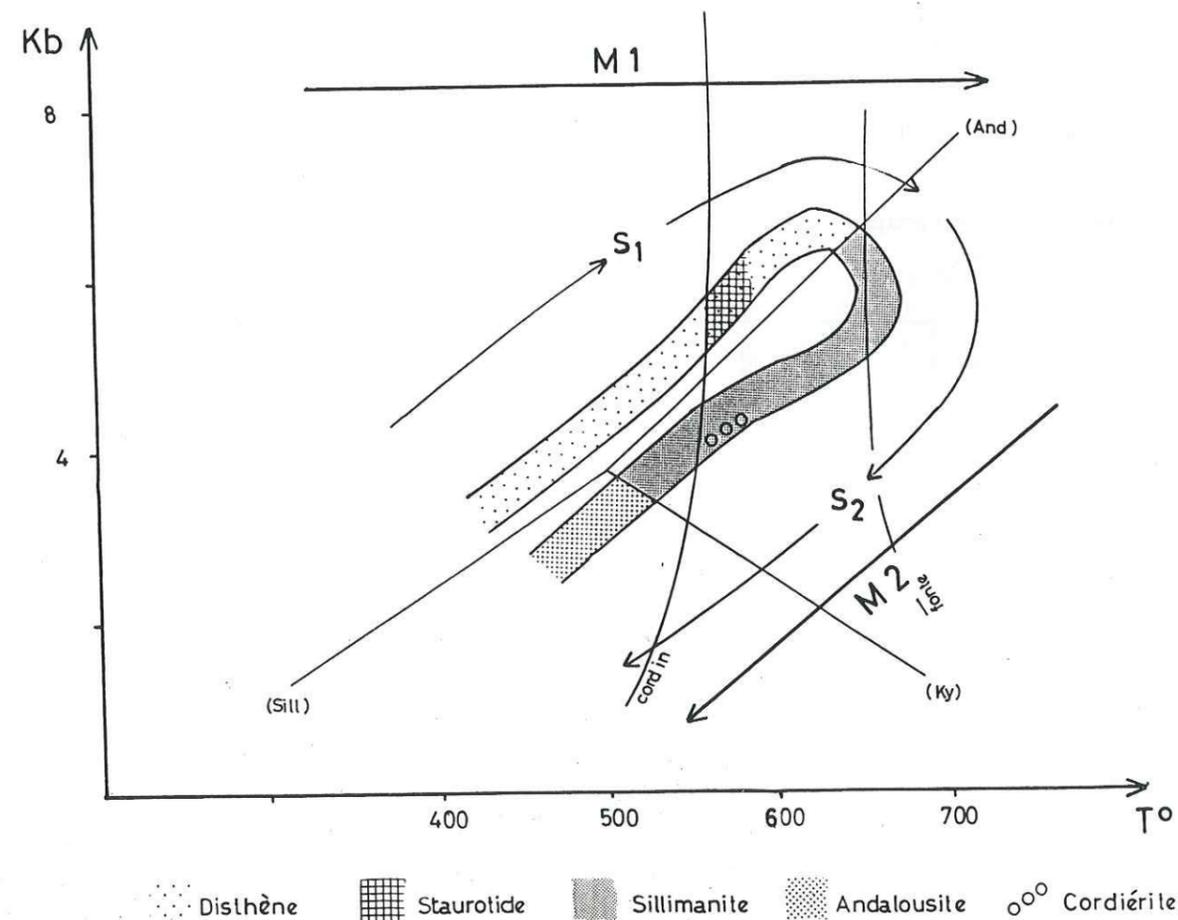


Fig 55: Evolution P-T-t-d des paragneiss.

3.2. Géothermobarométrie dans les amphibolites

Dans ce travail, je me suis basé sur les travaux de COLOMBI (1988) et de TRIBOULET et al (1985, 1988) pour tenter de définir l'évolution de la pression et de la température. Les travaux de COLOMBI se basent sur des données qui excluent toute influence de la normalisation de l'amphibole. La relation entre Ti et la température et le rapport Ti/Al^{IV} pour déterminer la pression seront traités. Dans une deuxième étape, nous appliquerons la calibration géothermobarométrique de TRIBOULET et AUDREN, 1988.

3.2.1. La relation entre Ti et la température

La relation entre la teneur en Ti et la température a été remarquée par RAASE en 1974. COLOMBI (1988) à partir de cette relation entre Ti de l'amphibole et la température et a établi une formule par approximation linéaire.

$$Ti < 0.08 \quad T^{\circ}C = 2816 \cdot Ti + 445$$

$$Ti > 0.08 \quad T^{\circ}C = 980 \cdot Ti + 600$$

Une erreur de $\pm 50^{\circ}C$ doit être admise.

La représentation graphique de cette formule pour les amphiboles analysées est donnée dans la Fig 56.

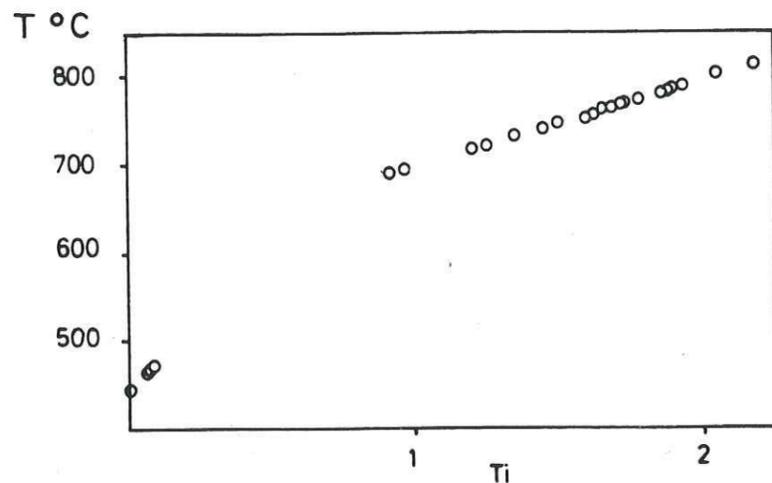


Fig 56: Diagramme Ti - température. Les valeurs sont obtenues par les formules relatées dans le texte.

Les températures obtenues sont toutes supérieures à $700^{\circ}C$ alors que dans les paragneiss la température maximale obtenue est de $650^{\circ}C$ environ. Des températures aussi élevées ne peuvent être admises dans le contexte métamorphique régional. Une anatexis aurait transformée tous les métasédiments.

Les teneurs en TiO₂ mesurées sont généralement très faibles. L'incertitude des analyses à la microsonde du TiO₂, dépendant du type d'appareil, peut s'élever à 3.5% (TRIBOULET et al, 1988). La surévaluation systématique de la température est certainement dépendant de cette grande incertitude, qui touche de très faibles teneurs.

3.2.2. La relation entre Ti et Al^{IV} avec P-T

COLOMBI (1988) a défini une relation entre le rapport Ti/Al^{IV}, la pression et la température.

En insérant nos données dans ce diagramme (Fig. 57), nous constatons que le régime de pression se situe à des pressions moyennes de 5 à 8 kbar.

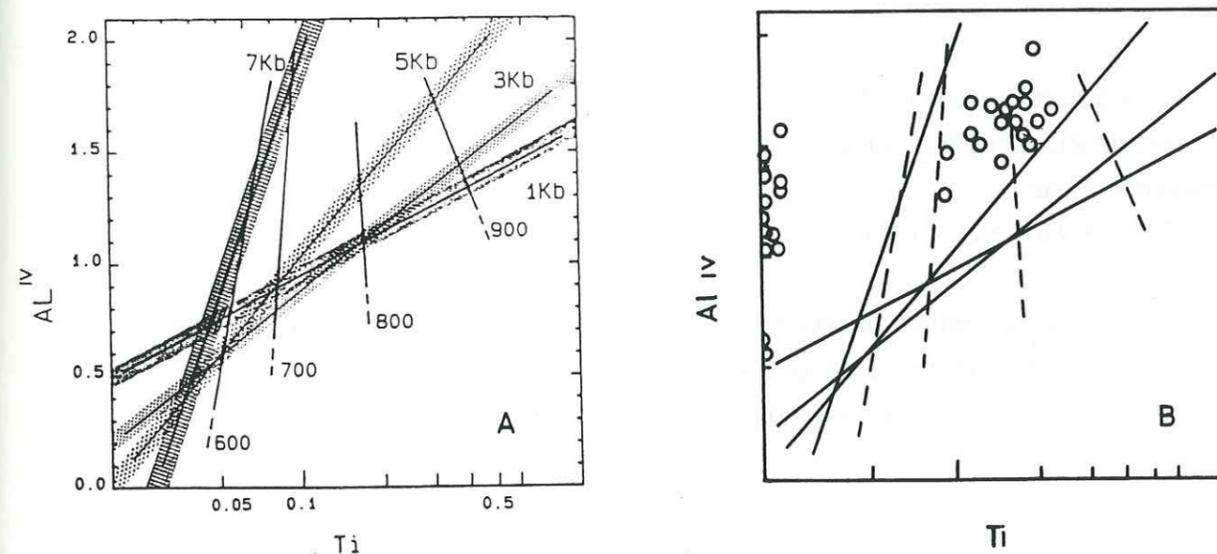


Fig 57: a) Relation entre les teneurs en Ti et Al^{IV} et la pression - température établie par Colombi (1988)

b) Place des amphiboles analysées dans ce diagramme. La majorité des points se situe entre 5 et 7 Kbar pour une température de 700 à $800^{\circ}C$

Ce résultat donne le pic de la pression. Aucune valeur de la pression lors du métamorphisme rétrograde n'est obtenue.

3.3.3. Géothermobaromètre de TRIBOULET et AUDREN (1988)

Le géothermobaromètre de TRIBOULET et al (1988) a été mis au point pour les amphiboles qui sont en équilibre avec la chlorite, l'épidote, le quartz et le fluide. De ces calculs thermodynamiques des équilibres, un système d'isopleths a été construit, qui a été corrélé avec la pression et la température. Dans leur publication de 1988, les auteurs relèvent quelques restrictions dans l'emploi de leur calibration. Les amphiboles doivent être définies avec des teneurs en $Al_{IV} < 1$ et $X_{Mg} > 0.8$.

Comme nous l'avons vu, les amphiboles du Luisin sont riches en fer et leur $X_{Mg} < 0.8$. Cette méthode ne peut donc pas être appliquée sans correction.

TRIBOULET a recalculé la position des isopleths pour les amphiboles riches en fer (TRIBOULET, com pers). Cette nouvelle calibration est valable pour les amphiboles caractérisées par $(Fe^{3+}/Fe^{2+}) < 0.5$, $Al_{VI} < 1$ et $(Na + K)_A < 0.5$.

Dans cette calibration, l'amphibole est associée à la chlorite dont l'activité $a = (Mg/Mg+Fe^{2+}) = 0.0088$ et à l'épidote qui a une composition moyenne en Al^{3+} de 2.3. Les valeurs des $\ln K_D$ calculées sont intégrées dans les diagrammes des isopleths.

La suite des valeurs intégrées définissant le chemin P-T suivi par les metabasites est représenté dans la fig 58.

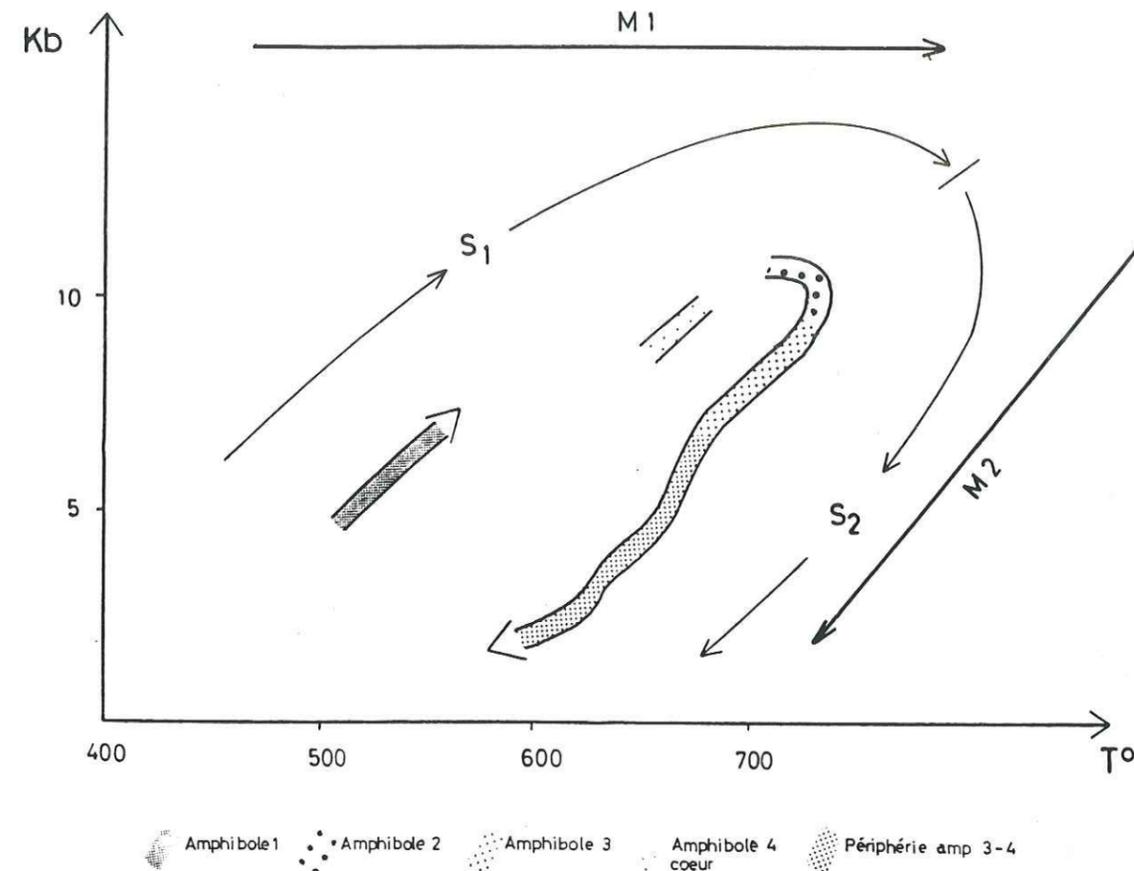


Fig 58: Chemin P-T-t-d établi à partir des amphibolites du Luisin.

La corrélation des déformations successives aux variations de la pression et de la température au cours du temps ont permis de tracer un chemin P-T-t-d dans les amphibolites (Fig 58)

Ce chemin est caractérisé par un métamorphisme prograde (+ $\Delta P + \Delta T$) pendant la déformation D_1 (S_1). La pression passe de 5 kb à 10-11 Kb. Le pic thermique est à 720°C et 10Kb. Les amphiboles 2 cristallisant au pic thermique enregistrent d'une manière continue la déformation D_1 - D_2 (S_1 - S_2) et le métamorphisme M1-M2.

L'épisode M2 est rétrograde (- $\Delta P - \Delta T$) et est lié à la déformation D_2 . La pression passe de 10 Kb à 3 Kb et la température de 720° à 600°C.

Certaines amphiboles 4 ont enregistré de manière continue une grande partie du chemin. Leur coeur est formé par des amphiboles 1 ou 2 qui ont enregistré une partie du chemin prograde. La périphérie de ces amphiboles a cristallisé pendant le chemin rétrograde et est témoin du dernier incrément de la déformation D_2 .

3.3. Conclusion

C'est pour la première fois dans l'histoire du socle varisque alpin que des chemins P-T-t-d ont été définis.

En comparant les deux chemins obtenus (Fig 59) nous constatons que le chemin calculé dans les amphibolites est décalé vers une plus température ($\Delta T = 100^\circ\text{C}$) et vers une pression plus élevée ($\Delta P = 5\text{Kb}$). Ces deux chemins montrent malgré cela une même évolution prograde liée à la déformation D_1 puis rétrograde liée à D_2 .

Deux possibilités s'offrent pour expliquer ces chemins.

1) Les deux échantillons analysés qui sont séparés par plusieurs kilomètres, font partie de deux unités différentes, l'unité qui contient le boudin d'amphibolites analysé est descendue plus profondément que l'unité contenant le paragneiss analysé. Ces deux unités ont subi le même type de déformation. Les limites entre ces deux unités est à rechercher sur le terrain.

2) Les deux échantillons font partie de la même unité. Les chemins différents enregistrés sont le fait qu'ils se situent à deux places différentes dans l'espace et ont donc enregistré un gradient métamorphique différent. Dans une unité, chaque point dans l'espace a son propre gradient métamorphique dans le temps (AUDREN et al, 1988). Les deux chemins représentent dans ce cas des courbes pression-température-temps-déformation-espace (P-T-t-d-e).

Ces chemins permettent d'identifier le processus général d'épaississement crustal - érosion (THOMPSON et ENGLAND, 1984). Dans la conclusion générale, nous construirons un modèle d'évolution géodynamique pour le massif des Aiguilles Rouges.

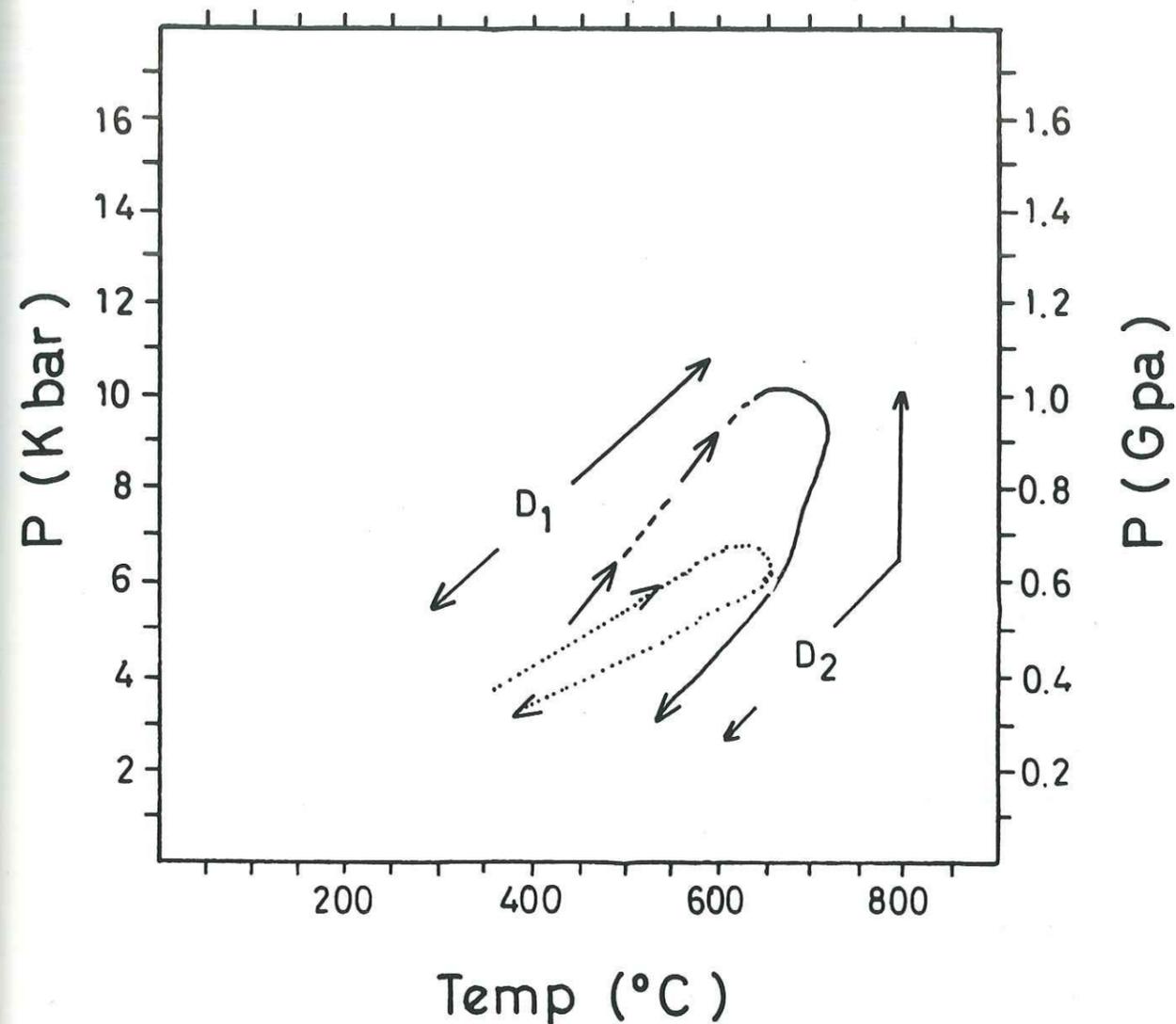


Fig 59: Chemins P-T-t-d pour les amphibolites (trait plein) et les paragneiss (en pointillé) dans le massif des Aiguilles Rouges.

Conclusions

Evolution du massif des Aiguilles Rouges jusqu'au Carbonifère inférieur et corrélation avec d'autres massifs

1. Evolution du massif des Aiguilles Rouges

1.1. Modèle d'évolution

La corrélation entre les déformations et les événements métamorphiques nous permettent de proposer un modèle d'évolution (Fig 60)

1) **Stade médio-varisque** produisant l'essentiel des événements métamorphiques et structuraux du chemin P-T-t-d.

- Chemin prograde: enfouissement d'une partie de la croûte continentale et il est possible, de quelques lambeaux de la croûte océanique, associé à la déformation D₁ produisant S₁.

- Chemin rétrograde: remontée de la croûte associée à la déformation D₂ produisant la schistosité régionale S₂. Cette déformation est un cisaillement tangentiel de direction N-S à N-NE - S-SW et de sens S-N. Cette déformation est datée à 370 Ma.

2) **Stade néo-varisque.**

- Formation de la zone transcurrente dextre produisant des mégastructures en échelon D₃ et déformant la linéation en structures sigmoïdes tardives (annexe 3).

- Mise en place plus ou moins tardive du granite de Vallorcine à 300 Ma, dans la zone de cisaillement.

1.2. Remarques sur quelques structures

Il n'existe pas ou peu de descriptions des structures et des microstructures des roches en dehors de la présente étude. Des quelques excursions que j'ai menées dans les régions de Salanfe, du Vieux Emosson et du Lac Noir, j'ai constaté que:

a) La schistosité principale est partout redressée (Fig. 61) et contient une linéation subhorizontale. Contrairement à VON RAUMER (1980) qui l'interprète comme la schistosité de plan axial S₃ des grands plis ouverts, je pense que cette schistosité est la schistosité principale S₂ du massif, car dans toutes les régions des critères d'une déformation non-coaxiale ont été observés dans cette schistosité.

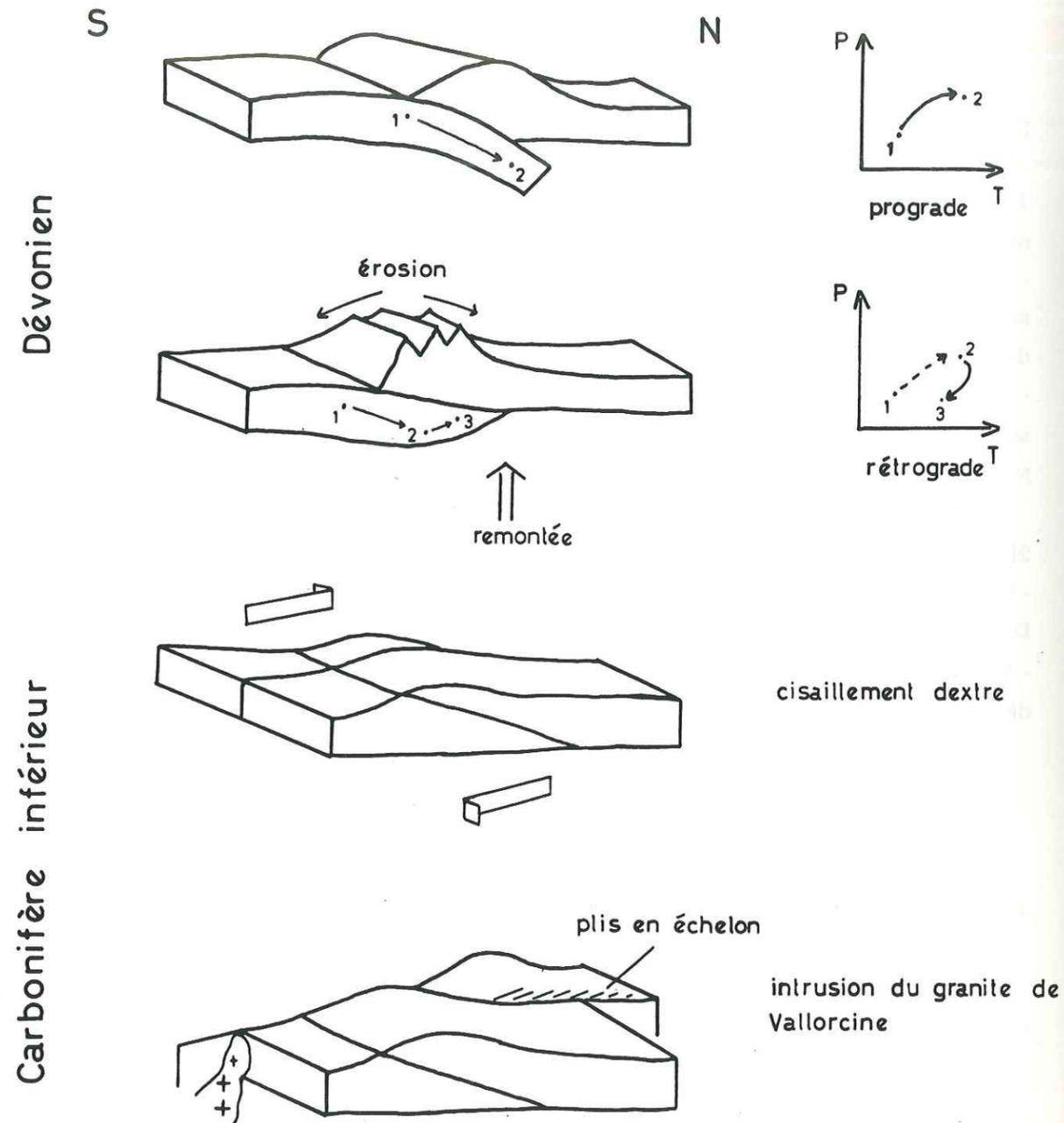
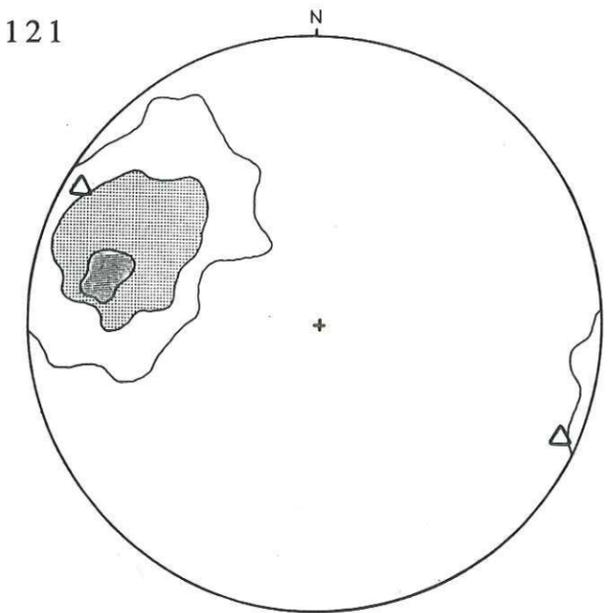


Fig 60: Reconstruction de l'histoire thermo-structurale du massif des Aiguilles Rouges



183 mesures, contours à 1, 5, 10%

Fig 61: Pôles des densités des schistosités mesurées par VON RAUMER à Emosson en dehors du secteur étudié dans ce travail. Le pôle de la schistosité régionale S2 du secteur étudié est marqué avec Δ

De nombreux microlithons sont conservés dans les métapélites et les paragneiss. Au lac Noir, un microlithon contient plusieurs inclinaisons successives de la schistosité. L'angle dièdre entre ces plans et le plan de schistosité régionale diminue au cours de la déformation progressive (Fig 62).

Les orthogneiss de Salanfè contiennent des plans C - S. Les porphyroclastes ont toujours des queues de recristallisation asymétriques. Toutes les microstructures indiquent dans la position actuelle, un cisaillement dextre.

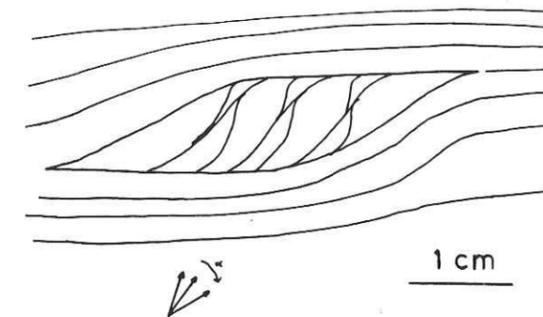


Fig 62: microlithon contenant différentes schistosités. Au fur de la déformation, la schistosité dans le microlithon tend à se paralléliser à la schistosité régionale.

A Salanfe, à côté d'une veine cisillée, un pli en fourreau a été observé (Fig 63).

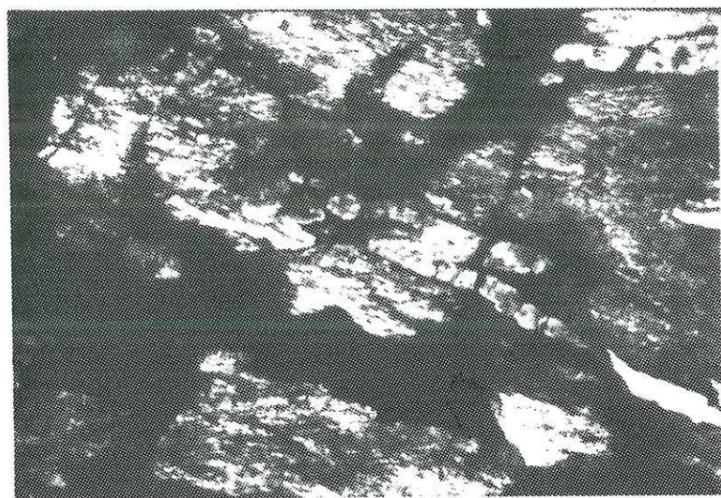


Fig 63 : section perpendiculaire d'un pli en fourreau perpendiculaire à la linéation

Nous pouvons déduire de ces observations que ces roches ont subi une déformation progressive non coaxiale, identique à celle de la zone étudiée dans ce travail. Rappelons que cette déformation est le produit d'un cisaillement tangentiel de sens S-N. Postérieurement cette schistosité a été redressée par des plis en échelon. L'examen d'un pli métrique au Vieux Emosson montre que ces deux flancs contiennent des microstructures indiquant le même sens de cisaillement. Ceci est une preuve qu'une déformation cisillante a joué avant le plissement.

1.3. Discussion

La déformation non coaxiale présente dans toutes les roches du massif conduit à la formulation d'un cisaillement tangentiel résultant de charriage de nappes de direction approximative S-N. La forme des chemins P-T-t-d calculés dans la zone de cisaillement est conforme au chemin théorique (ENGLAND et THOMPSON, 1984, DAVY et GILLET, 1986, THOMPSON et RIDLEY, 1987) et établi à partir d'échantillons (AUDREN, 1987, TRIBOULET et AUDREN, 1985, 1988, AUDREN et al, 1989) pour le modèle d'épaississement crustal, chevauchement, remontée et érosion. Une étude minutieuse des couplages microstructures / géothermobarométries dans les différents secteurs du massif devra mettre en évidence plusieurs nappes.

Le cisaillement transcurrent dextre devient actif dans un bâti déjà structuré à la fin du chemin rétrograde. Des observations sismiques dans l'Himalaya (MOLNAR et DENG, 1984) suggèrent que le processus de raccourcissement dans une collision continentale ne se produit que rarement par simple épaisseur crustal. Des mouvements latéraux suivent ou accompagnent la mise en place des nappes. En profondeur, des dômes thermiques se forment, induisant des mouvements latéraux.

Ces dômes sont vraisemblablement la source du granite de Vallorcine qui a profité de la faiblesse de la croûte dans ces zones de cisaillement transcurrent pour se mettre en place.

Pendant le fonctionnement des cisaillements transcurrents, la zone à l'intérieur est plissée en échelon. Au SE de la zone de cisaillement étudiée, le long de la route conduisant à Salvan, les roches n'ont pas subi cette déformation D₃. La schistosité principale est subhorizontale.

Ces hypothèses soutenues par quelques observations expliquent les structures et les microstructures mises en évidence dans tout le massif. Elles doivent servir de bases du travail en détail dans les différents secteurs clés du massif:

- secteur massif des Arpilles - région de Salvan
- secteur du Vieux Emosson - Emaney - Salanfe
- secteur Lac Noir.

2. Corrélation avec d'autres massifs d'âge varisque

L'orogène varisque est estimée d'une durée de plus 100 Ma. Dans le Massif Central, le Sud Bretagne, la Forêt Noire, Belledonne, une évolution similaire a été décrite (LEDRU et al, 1988; AUDREN, 1987; KROHE et al, 1988; MENOT et al, 1988).

En Bretagne Méridionale et dans le Massif Central, des chemins P-T-t-d ont été tracés (AUDREN, 1987; TRIBOULET et al, 1985, 1988, 1989), représentant une évolution similaire aux résultats de ce travail. Le chemin général correspond dans le domaine varisque à une collision avec enfouissement dû à l'épaississement crustal suivie d'une remontée avec érosion.

L'étirement de la chaîne varisque est contrôlé par la linéation d'allongement que l'on peut assimiler à la direction de transport. La direction générale de la chaîne est de N120 (BRUN et BURG, 1982). Dans les Aiguilles Rouges, nous avons une linéation N-S. Ce petit angle avec la linéation générale peut être dû à la rotation du massif pendant les événements alpins. Mais le sens de transport est identique, E - W dans le Massif Central et la Bretagne méridionale, S-N dans les Aiguilles Rouges. Il n'y a donc pas de contradiction dans la construction de ces trois massifs.

Suivant les stades de collision et d'épaississement crustal avec la formation de nappes, de grands couloirs cisailant fonctionnent. Ces zones de cisaillements sont en général datées par des granites syn-cinématiques (Sud Bretagne: BERTHÉ, 1980; Massif central: granite des Monts du Lyonnais: GAY et al, 1981, granite d'Egetons: MEZURE, 1981) à post-cinématiques (Aiguilles Rouges: Vallorcine (JOYE, 1987); Massif Central: LEDRU et al, 1988).

Ces décrochements d'échelle crustale peuvent évoluer en décrochevauchement (Brévenne: FEYBESSE et al, 1988; LARDEAUX, 1988).

Il est intéressant de remarquer que ces grands couloirs mylonitiques sont liés à l'intrusion de granites. Suite à l'épaississement crustal, des dômes anatectiques, source des granites, se forment provoquant un changement de la rhéologie de la croûte. En Forêt Noire, KROHE et al, (1988) propose l'idée d'une fusion de la croûte intermédiaire pour expliquer le changement de la cinématique. Dans un stade ultérieur, des dômes anatectiques se mettent en place (Montagne Noire, HAMET, 1975; dans le Velay, CAEN et al, 1982). Des études géochimiques sur ces différents granites devraient permettre de savoir si les granites liés au cisaillement se sont évadés de dômes anatectiques.

Ces effets thermiques ne sont certainement pas suffisantes pour expliquer la très grande répartition des décrochements ductiles dans la chaîne varisque entre 340 et 300 Ma. Un mouvement dextre entre l'Afrique et l'Europe durant le Carbonifère et le Permien inférieur, proposé par ARTHAUD et MATTE, (1977) et MATTE, (1986) permet d'ajouter une contrainte mécanique.

Le moteur de ces cisaillements transcurrents est la somme de ces deux facteurs.

Bibliographie

- Arthaud F. & Matte P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1305 - 1320
- Audren Cl. (1987) Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. *Mem. Soc. Géol. Mineral, Bretagne* no 31, 365 p.
- Audren Cl & Jegouzo P. (1988) Métamorphisme et déformation: l'exemple de la Bretagne méridionale. C.R.D.P., Rennes, 1 - 63
- Audren Cl, Triboulet Cl., Feybesse J. L. & Teggyey M. (1989) La géométrie des chemins P-T-t-d: une clef pour identifier les empilements de nappes (zone axiale de la chaîne hercynienne). en prep.
- Bell T. H. (1978) Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics* 44, 285 - 320
- Bell T. H. & Etheridge M. A. (1973) Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* 6, 337 - 348
- Bell T. H. & Hammond R. L. (1984) On the internal geometry of mylonite zones. *J. of Geology* 92, 667 - 686
- Bellière J. (1958) Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). Thèse de l'Université de Liège, 198 p.
- Bellière J. (1971) Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. *Annales Soc. Géol. Belgique* 94, III, 249 - 263
- Bellière J. & Streel M. (1980) Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sci. (Paris)* t. 290, 1341-1343
- Berthé D. (1980) Le cisaillement Sud-Armoricain dans le région de St Jean Brevelay (Morbihan): Analyse de la déformation cisailante. Thèse de l'Université de Rennes, 150p.

- Berthé D., Choukroune P. & Jegouzo P. (1979) Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1/1, 31 - 42
- Binns R. A. (1965) Hornblendes from some basic hornfelses in the New England region, New South Wales. *Min Mag.*, 34, 52 - 65
- Bossière G. (1980) Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation: Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie). Thèse d'Etat, Université de Nantes, 276 p.
- Boullier A.-M. & Bouchez J.-L. (1978) Le quartz en ruban dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France* t XX, 3, 253 - 262
- Braendlein P. (1989). Neueste geochemische und petrographische Ergebnisse vom Vallorcine-Granit. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, en prep.
- Brun J.P. & Burg J.P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 61, 319 - 332
- Caen-Vachette M., Couturie J. P. & Didier J. (1982) Age radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 294, 135 - 138
- Carreras J., Estrada A. & White S. (1977) The effect on folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics* 39, 3 - 24
- Choukroune P. & Gapais D. (1983) Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.* 5, 411 - 418
- Cobbold P. R. & Quinquis H. (1980) Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* 2, 1/2, 119 - 126
- Collet L. W., Oulianoff N. & Reinhard M. (1952) Carte géologique 525 Finhaut avec la notice explicative. Commission géologique suisse
- Colombi A. (1988) Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). Thèse de l'Université de Lausanne, 216 p.

- Davy Ph. & Gillet Ph. (1986) The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics* 5, 6, 913 - 929
- Deer W. A. , Howie R. A. & Zussman J. (1967) *Rock-forming minerals*. Vol 2, Chain silicates, Longmans eds.
- England & Thompson A. B. (1984) Pressure-Temperature time paths of regional metamorphism. I: heat transfer during the evolution of regions of thickened crust. *J. Petrology* 25, 4, 894 - 928
- Favre A. (1867) *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont Blanc*. Masson, Paris
- Favre D. (1987) Gneiss ocellés d'Emosson: une définition. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 379
- Favre D. (1989) Gneiss ocellés d'Emosson. Thèse Université Fribourg, en prep.
- Ferry J. M. & Spear F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrol.* 66, 113 - 117
- Feybesse J. L. , Lardeaux J. M. , Jahan V. , Tegye M. , Dufour E. , Lemère B. & Delfour J. (1988) La série de la Brévenne (Massif Central français) une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 307, II, 991 - 996
- Flinn D. (1965) On symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geological Magazine*, 102, 36-45
- Froese E. & Gasparini E. (1975) Metamorphic zones in the snow Lake area, Manitoba. *Can. Min.* 13, 162 - 167
- Fry N. (1979) Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60, 89 - 105
- Gay M. , Peterlongo J. M. & Caen-Vachette M. (1981) Age radiométrique des granites en massifs allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les Monts de Lyonnais. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 293, 993 - 996
- Ghent E. D. (1976) Plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Am. Min.* 61, 710 - 714

- Goldman D. S. & Albee A. L. (1977) Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $18O/16O$ partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Science.* 277, 750 - 767
- Gosh S. K. & Sengupta S. (1987) Progressive development of structures in a ductile shear zone. *J. Struct. Geol.* 9/3, 277 - 288
- Hamet J. (1975) Etude systématique par la méthode $87Rb/87Sr$ des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse d'Etat. Université de Paris, 1-248
- Heitzmann P. (1985) Kakirite, Katakasite, Mylonite - zur Nomenclature der Metamorphite mit Verformungsgefügen. *Eclogae geol. Helv.* vol 78,2, 273 -286
- Higgins M. W. (1971) Cataclastic rocks. Prof. Pap. U. S. Geol. Survey 687, 1- 97
- Hodges K. V. & Spear F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilanka, New Hampshire. *Am. Min.* 67, 1118 - 1134
- Hoinkes G. (1986) Effect of grossular- content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contr. Mineral. Petrol.* 92, 393 - 399
- Holdaway M. J. & Lee S. M. (1977) Fe - Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contr. Mineral. Petrol.* 63, 175 - 198
- Hooper R. J. & Hatcher R. D. jr (1988) Mylonites from the Towaliga fault zone, central Georgia: product of heterogeneous non-coaxial deformation. *Tectonophysics* 152, 1 - 17
- Hugi T. & Raumer J. von (1975) Unterwallis - Rhoneknie. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55,1, 150-152
- Indares A. & Martignole J. (1985) Biotite- garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Min.* 70, 272 - 278
- Johannes W. (1983) On the origin of layered migmatites. In: Atherton, M. P. & Gribble, C. D. (eds) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Geol Services, 234 - 248
- Joukowsky E. (1902) Sur les écloğites des Aiguilles Rouges. Thèse de l'Université de Genève, 45 p.

- Joye J. B. (1987) Zone de mylonites préhercyniennes dans le massif cristallin des Aiguilles Rouges. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 374
- Krohe A. & Eisbacher G. H. (1988) Oblique crustal detachment in the variscan Schwarzwald, southernwestern Germany. *Geol. Rundschau* 77/1, 25-43
- Lardeaux J. M. (1988) Les formations métamorphiques des Monts du Lyonnais. *Bull. Soc. Géol. France*, sous presse
- Leake B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.* 42, 533 - 563
- Ledru P., Lardeaux J. M., Santallier D., Autran A., Quenardel J. M., Floc'h J. P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J. & Ploquin A. (1989) Où sont les nappes dans le Massif Central Français. *Bull. Soc. Geol. France*, t. V/3, 605-618
- Liégeois J.-P. & Duchesne J.-C. (1981) The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatism alteration. *Lithos* 14, 35 -48
- Lister G. S. & Snoke A. W. (1984) S - C mylonites. *J. Struct. Geol.* 6/6, 617 - 638
- Matte P. (1986) Tectonics and plates tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329 - 374
- Mawer C. K. (1983) State of strain in a quartzite mylonite, Central Australia. *J. Struct. Geol.* 5, 401 - 410
- Mehnert K. R. (1962) Zur Systematik der Migmatite. *Kristallinikum* 1, 95 -110
- Menot R. P. (1987) Magmatisme et structuration orogénique paléozoïque de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes). *Le domaine Sud-Occidental. Géol. Alpine* 63, 55 - 93
- Mezure J. F. (1981) Orientation préférentielle des mégacristaux de feldspath potassique dans les granites: application à l'étude structurale des granites d'Egletons et de Meymac (Corrèze, Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. France* XXIII, 6, 641 - 649
- Michel-Levy M. (1890) Etudes sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. Serv. Carte Géol. France* 9, 1 - 26

- Mitra G. (1978) Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement. *Am. J. Sci.* 278, 1057 - 1084
- Molnar P. & Deng Q. (1984) Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.* 89, 6203 - 6228
- Morimoto N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/1, 95 - 111
- Necker L. A. (1828) Mémoire sur la vallée de Valorcine. *Mem. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, vol IV, 1- 37
- Paquette J. L. (1987) Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme écolitique, chaîne hercynienne et chaîne alpine. *Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes*, 14, 1- 190
- Passchier C. W. & Simpson C. (1986) Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* 8/8, 831 - 843
- Perchuk L.L. & Aranovitch L. Y. (1984) Improvement of biotite - garnet geothermometer : correction for fluorine content in biotite. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 227, 471 - 475
- Pilloud C. (1989) Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Doréaz (Massif des Aiguilles Rouges). Thèse de l'Université Lausanne, 95 p.
- Platt J. P. (1983) Progressive refolding in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 5/6, 619 - 622
- (1984) Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 6/4, 439 - 442
- Platt J. P. & Vissers R. L. M. (1980) Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2/4, 397 - 410
- Quinquis H., Audren Cl., Brun J. P. & Cobbold P. R. (1978) Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature* 273. 5657, 43 - 45
- Raase P. (1974) Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism, *Contr. Mineral and Petrol*, 45, 231 - 236

- Ramsay J. G. (1967) Folding and Fracturing of rocks. McGraw - Hill Book Company, 1 - 568
- Ramsay J. G. & Allison I. (1979) Structural Analysis of shear zones in an alpinized Hercynian Granite. (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 251 - 279
- Ramsay J. G. & Huber M. I. (1983) The techniques of Modern structural geology Vol 1: Strain analysis. Academic Press, 1 - 308
- Ramsay J. G. & Huber M. I. (1987) The techniques of Modern structural geology Vol 2: Folds and Fractures. Academic Press, 309 - 700
- Raumer J. von (1974) Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc und Aiguilles Rouges - Massivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2-3, 471 - 488
- (1976) Le massif du Mont Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. 65(2), 123 - 155
 - (1983) Die Metapelite von Emosson (Aiguilles Rouges Massiv) als Beispiel spätkaledonisch - frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 421 - 455
 - (1984) The hercynian basement in the Helvetic realm. Western and central Alps. Mem. Soc. Geol. It. 29, 57-69
 - (1984) The external Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps. Geol. Rundschau 73, 1- 31
 - (1987) Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges: Témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales. Geol. alpine 63, 7 - 23
 - (1988) Caledonian - Variscan structures in the Alps - an introduction. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68, 291 - 299
- Raumer J. von , Galetti G. , Pfeifer HR. & Oberhänsli R. (1989) Amphibolites from Lac d'Emosson/Aiguilles Rouges, Switzerland: Tholeiite basalts at a paleozoic continental rift zone. Chem. Geol., in press

- Raumer J. von & Schwander H. W. (1985) Garnet evolution in pre-variscan pelitic rocks from the lake Emosson area, Aiguilles Rouges Massif, Western Alps. J. metamorphic Geol. 3, 467 -479
- Saussure H. B. de (1796) Voyage à travers les Alpes, Neuchâtel 1779-1796
- Sibson R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. Lond. 133, 191 - 213
- Simpson C. (1981) Ductile Shear Zones: a mechanism of rocks deformation in the orthogneisses of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. Thèse ETH Zurich, 266p.
- Simpson C. (1986) Determination of movement sense in mylonites. J. Geol. Education 34, 246 - 261
- Simpson C. & Schmid S. M. (1983) An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 94, 1281 - 1288
- Thoeni M. (1986) The Rb-Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? Evidence from the Austroalpine basement nappe, the Eastern Alps. Mem. Sci. Geol. Padova, vol XXXVIII, 283 - 352
- Thompson A. B. , Tracy R. J. , Lyttle P. T. , Thompson J. B. (1977) Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schists, Vermont. Am. J. Sci. 277, 1152 - 1167
- Thompson A. B. & Ridley J. R. (1987) Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belt. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 321, 27 - 45
- Thompson J.B. (1976) Mineral reactions in pelitic rocks. Am. J. Sci. 276, 401 - 454
- Thompson J.B. & Norton S. A. (1968) Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In "Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime" J. Wiley and Sons Ed., New York, 319 - 327
- Tracy R. J. (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, West central Massachusetts. Am. J. Science 278, 150 - 178

- Triboulet Cl. & Audren Cl. (1985) Evolution des amphiboles et de leurs associations au cours d'un métamorphisme progressif polyphase dans les metabasites de la Vilaine (Bretagne méridionale). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 65, 279 - 298
- Triboulet Cl. & Audren Cl. (1985) Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite/sillimanite/andalousite and P-T time deformation path in the micas-schists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France. *J. metamorphic Geol.* 3, 91 - 105
- Triboulet Cl. & Audren Cl (1988) Controls on P-T-t -deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the river Vilaine, South Brittany, France). *J. metamorphic Geol.* 6, 117 - 133
- Triboulet Cl. , Audren Cl. , Tegye M. & Feybesse J. L. (1989) Methodologie de l'analyse des réactions continues et géothermobarométrie à partir des relations méramorphisme-déformation. en prep.
- White S. H. , Burrows S. E. , Carreras J. , Shaw N. D. & Humphreys F. J. (1980) On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 2, 1/2, 175- 187
- Wise D.U, Dunn D.E., Engelder J.T., Geiser P.A., Hatcher R.D., Kish S.A., Odom A.L. & Schamel S. (1984). Fault related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, 12, 391 - 394
- Yardley B. W. D. (1977) The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contr. Miner. Petrol.*, 65, 53 - 58
- Zen E. (1966) Construction of pressure- temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers - a geometric approach. *Geol. Survey Bull.* 1225, 1 - 56

Curriculum vitae

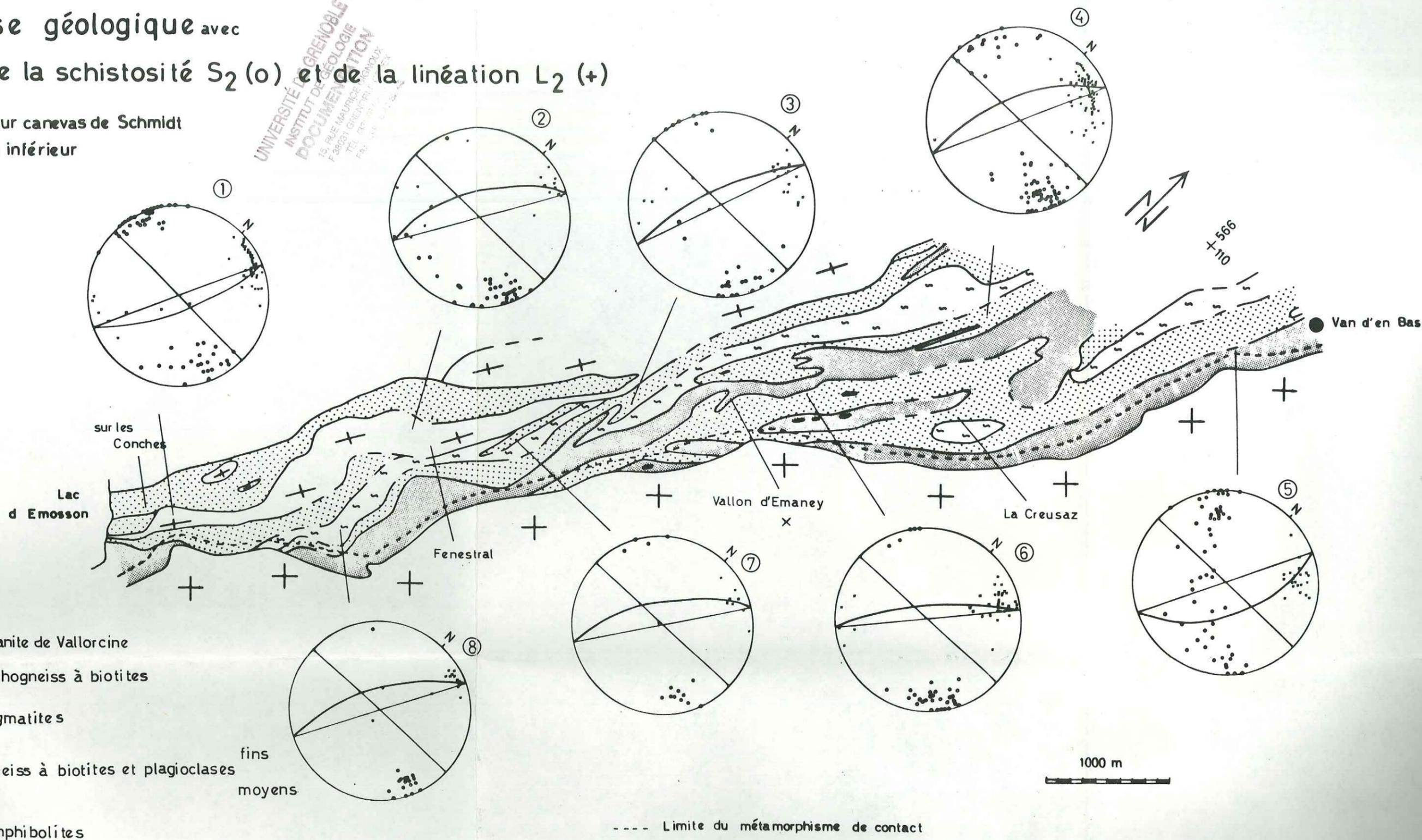
Né à Fribourg le 29 avril 1958, je suis originaire de Montagny-la-Ville. Après l'école primaire à Villars-sur-Glâne, j'ai suivi les classes du Collège St-Michel à Fribourg où j'ai obtenu, en 1978, le certificat de maturité type C.

Etudiant à l'Université de Fribourg dès 1978, j'ai obtenu mon diplôme en géologie en 1983. Le titre du mémoire est: Etude géologique en rive gauche du Bas Val d'Ille. Fraîchement diplômé, j'ai travaillé dans le bureau de géologues-conseils Colombi-Schmutz-Dorthe à Fribourg. Dès septembre 1986, comme doctorant au Fond National, j'ai élaboré une thèse sur les mylonites, sous la direction du Prof. J. von Raumer, requérant du projet FN n° 2.217-086.

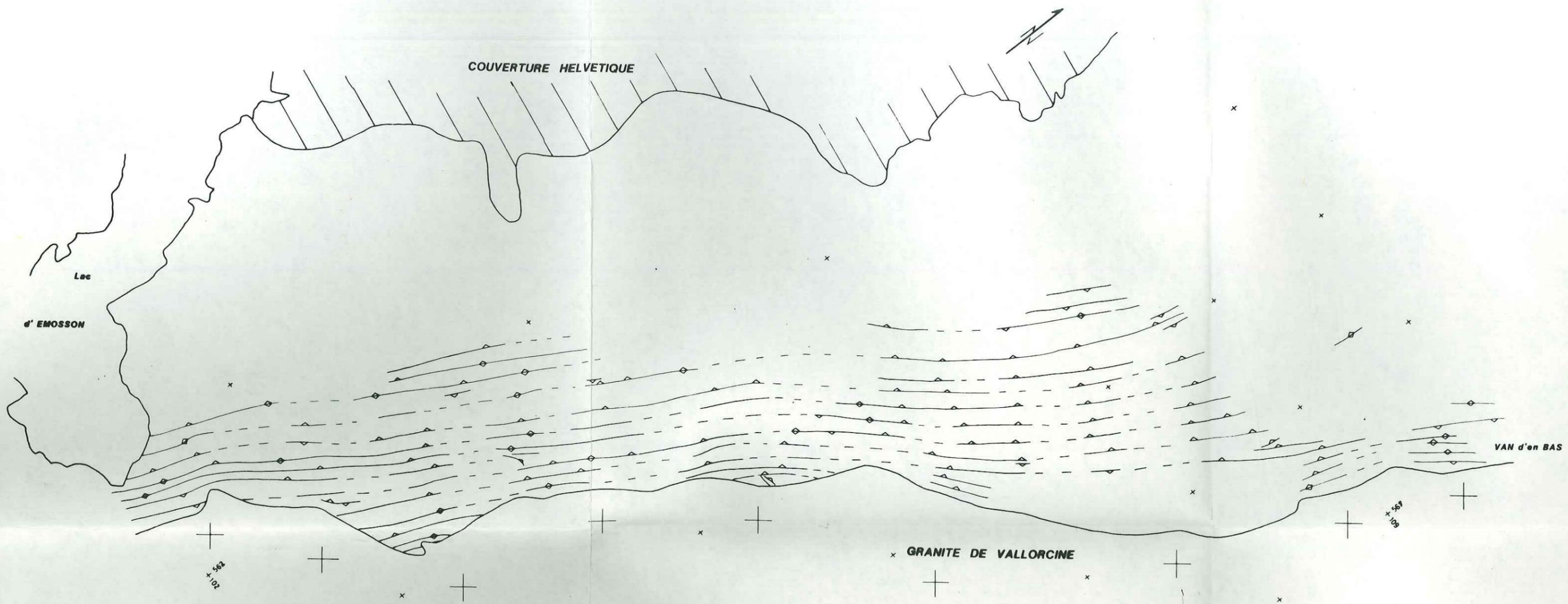
Esquisse géologique avec Pôles de la schistosité S_2 (o) et de la linéation L_2 (+)

Projection sur canevas de Schmidt
Hémisphère inférieur

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GONDOUX
TEL. 477 30 31
FAX 477 30 32



TRACE DE LA SCHISTOSITE S₂



Pendage
◆ 90°
▲ 80-90°

1000 m

CARTE DE LA LINEATION L₂

