



**HAL**  
open science

## Les roches du facies schiste vert dans la zone de Sezia-Lanzo (Alpes italiennes)

Dominique Lattard

► **To cite this version:**

Dominique Lattard. Les roches du facies schiste vert dans la zone de Sezia-Lanzo (Alpes italiennes). Pétrographie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1974. Français. NNT: . tel-00820741

**HAL Id: tel-00820741**

**<https://theses.hal.science/tel-00820741>**

Submitted on 6 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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 032548 6

LATTARD (D.) A

In Baraud

h. Excel

Dominique LATTARD

LES ROCHES  
DU FACIES SCHISTE VERT  
dans la zone de  
SESIA-LANZO  
(Alpes Italiennes)

UNIVERSITE DE GRENOBLE I  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

LABORATOIRE DE PETROGRAPHIE  
UNIVERSITE PARIS VI

Thèse 3<sup>e</sup> cycle

1974

THESE PRESENTEE A  
L'UNIVERSITE DE PARIS VI  
POUR L'OBTENTION DU  
DOCTORAT DE 3e CYCLE

Spécialité: GEOLOGIE

Mention : PETROGRAPHIE

par Melle. Dominique LATTARD

Sujet de la Thèse:

LES ROCHES DU FACIES SCHISTE VERT

DANS LA ZONE DE SESIA-LANZO

(Alpes Italiennes)

Soutenue le: mars 1974, devant la commission

composée de:	M. J. RAVIER	Président
	M. G. GUITARD	Examineur
	M. B. VELDE	Examineur
	M. J.-R. KIENAST	Rapporteur
	M. R. MICHEL	Invité

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
**DOCUMENTATION**  
RUE MAURICE GIGNOUX  
E 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL: (76) 87.46.43

10249239

AVANT-PROPOS

Je tiens à remercier tous ceux grâce à qui j'ai pu réaliser ce travail, en particulier :

M. le Professeur Ravier, qui m'a accueillie dans son laboratoire, et me fait aujourd'hui l'honneur de présider mon jury.

J-R Kienast, qui m'a donné le sujet de cette étude, et m'a apporté une aide inappréciable à tous les stades de sa réalisation.

B. Velde, dont les critiques et les conseils m'ont été très utiles.

P. Saliot, qui m'a confié les échantillons qu'il avait récoltés à Sesia-Lanzo.

D. Velde, qui m'a prêté des programmes de calcul, et m'a aidé à mettre au point certains des miens.

Je remercie également MM. les Professeurs Guitard et Michel, qui ont accepté de juger ce mémoire.

Mes remerciements vont enfin, à tous les membres du Laboratoire de Pétrographie de l'Université Paris VI, qui, à titres divers, ont contribué à l'achèvement de ce travail.

T A B L E  
D E S M A T I E R E S

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 40 58  
Mail : pjalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

Chap. I : DESCRIPTIONS ET CHIMISMES DES ROCHES

I - Les roches où l'on n'observe que des paragenèses

"schiste vert"

A/ Descriptions

- 1/ Les gneiss albitiques 8
- 2/ Les gneiss albitiques à feldspath potassique 11
- 3/ Les prasinites et amphibolites 12

B/ Chimisme. Nature originelle des roches

- 1/ Les prasinites et amphibolites 13
- 2/ Les gneiss albitiques et les gneiss albitiques à feldspath potassique 13

II - Les roches de rétro-morphose des éclogites, mica-schistes éclogitiques et schistes à glaucophane.

15

III - Les roches issues de la rétro-morphose des roches du socle catazonal

- 1/ Les gneiss à biotite et grenat et les pegmatites 19
- 2/ Les amphibolites 22

IV - Les orthogneiss

- 1/ Les orthogneiss clairs, à grands quartz 23
- 2/ Les orthogneiss riches en biotite verte 26

Remarques

28

Conclusion

30

Chap. II : MINERALOGIE

I - <u>Méthodes d'étude</u>	32
II - <u>Phengites</u>	
Teneur en silice	35
Teneur en sodium	37
Teneur en fer et magnésium	38
Hétérogénéité des chimismes au sein d'un échantillon	39
III - <u>Chlorites</u>	40
IV - <u>Biotites</u>	42
V - <u>Amphiboles</u>	45
Composition chimique	46
Conditions de formation	47
VI - <u>Grenats</u>	48
VII - <u>Stilpnomélanes</u>	
Composition chimique	50
Le stilpnomélane brun-rouge est-il primaire ?	51
Conditions de formation	51
VIII - <u>Epidotes</u>	52
IX - <u>Albites</u>	52
<u>Conclusion</u>	52

Chap. III : REPARTITION DU FER ET DU MAGNESIUM ENTRE LES MINERAUX

I - <u>Travaux antérieurs</u>	54
II - <u>Application aux schistes verts de Sesia-Lanzo</u>	56
III - <u>Les résultats</u>	57
IV - <u>Discussion</u>	58
<u>Conclusion</u>	60

Chap. IV : ASSEMBLAGES. RELATIONS DE PHASES

I - <u>Roches basiques</u>	63
II - <u>Gneiss albitiques</u>	64
1/ Assemblages sans amphibole	64

2/ Gneiss à amphibole	65
a/ Assemblages sans grenat ni stilpnomélane	66
b/ Assemblages comprenant le grenat	66
c/ Assemblages incluant le stilpnomélane	67
3/ Gneiss albitiques à feldspath potassique	69
III - <u>Orthogneiss</u>	
1/ Orthogneiss riches en biotite verte	71
2/ Orthogneiss clairs	72
<u>Conclusion</u>	73

RESUME ET CONCLUSIONS.

74

BIBLIOGRAPHIE

I-VIII

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

ANNEXE

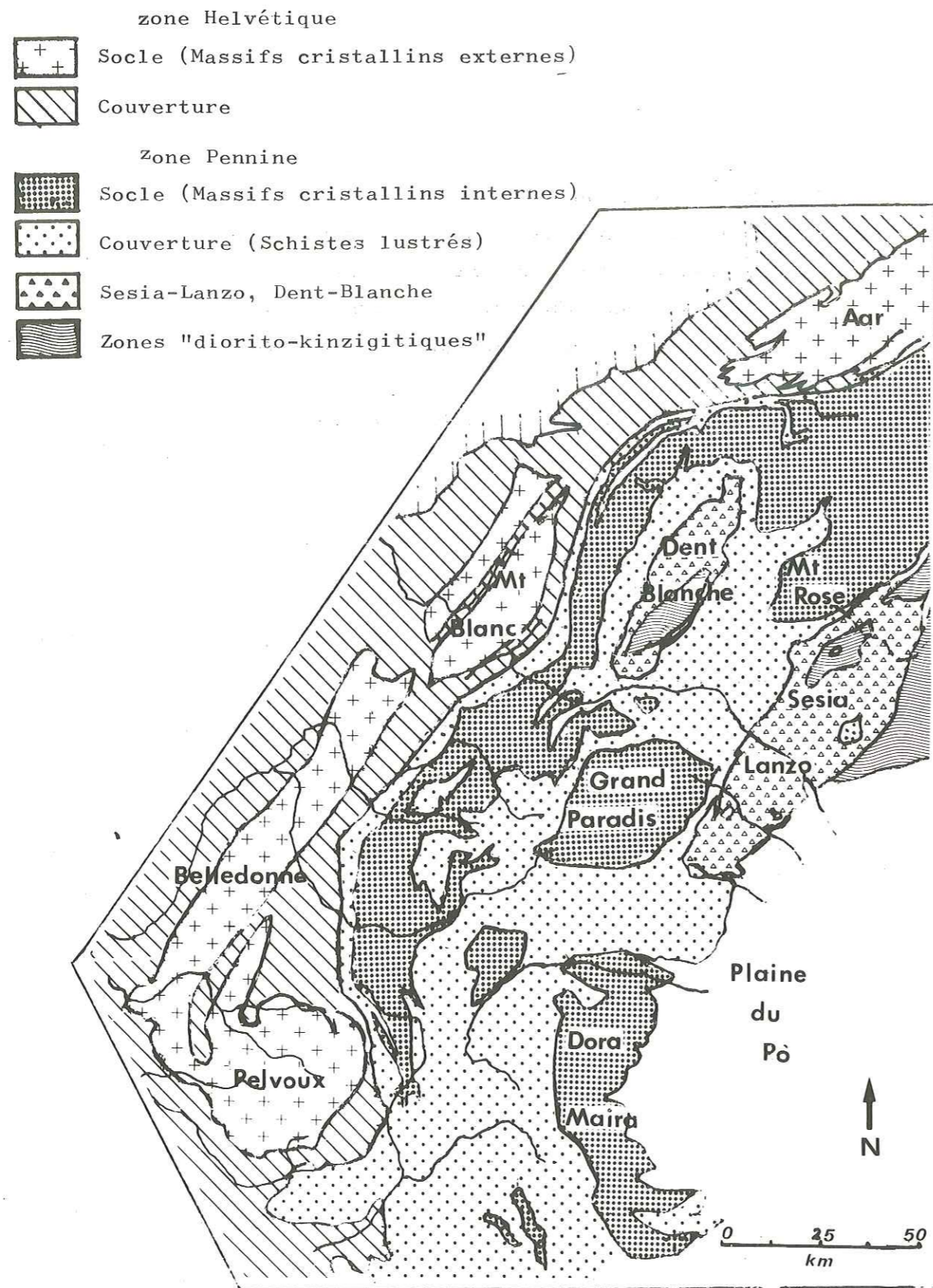


fig. 1 SCHEMA GEOLOGIQUE DES ALPES OCCIDENTALES.

INTRODUCTION

La zone de Sesia-Lanzo est une unité structurale des Alpes Occidentales internes.

Sur les cartes du Piedmont Italien, elle apparait comme une bande d'une vingtaine de km de large, qui s'allonge sur environ 90 km entre la Stura di Lanzo au sud-ouest, et le Val Mastallone au nord-est. Dans sa partie méridionale, elle borde le Massif du Grand Paradis vers l'ouest, et surplombe vers l'est la plaine du Pô; au nord, elle s'intercale entre le Mont Rose et les Alpes Méridionales. Zone montagneuse dont l'altitude moyenne s'abaisse du nord-est au sud-ouest, elle est entaillée par des vallées étroites et profondes, dont le Val d'Aoste (vallée de la Doire Baltée) et le Val Sesia, qui la traversent de part en part, d'ouest en est.

La zone de Sesia-Lanzo appartient au domaine le plus interne des Alpes Occidentales. Séparée à l'ouest de deux massifs cristallins internes: Grand Paradis et Mont Rose, par le complexe des schistes lustrés, elle est bordée à l'est par la zone du Canavèse (AHRENDT 1969, 1972), qui vers le nord se prolonge par un liseré de roches volcaniques tertiaires (BIANCHI et DAL PIAZ 1963, SCHEURING et al. 1973), puis au nord-est par la zone d'Ivrée. (symposium zone Ivrea-Verbanò 1968). (voir fig. 1 et 2)

Je ne ferai pas l'historique des idées sur la géologie des Alpes internes; MICHEL (1953), MICHARD (1966), NICOLAS (1966), pour ne citer qu'eux, ont déjà donné l'inventaire des nombreux travaux publiés sur ce sujet. Je me contenterai de rappeler que du complexe métamorphique de Sesia-Lanzo, on fait classiquement la racine de la nappe de la Dent Blanche. On retrouve aussi dans la partie septentrionale de Sesia-Lanzo, un ensemble analogue à la série de la Valpelline de la Dent Blanche: c'est la "deuxième zone diorito-kinzigitique" des auteurs Italiens, qui serait elle

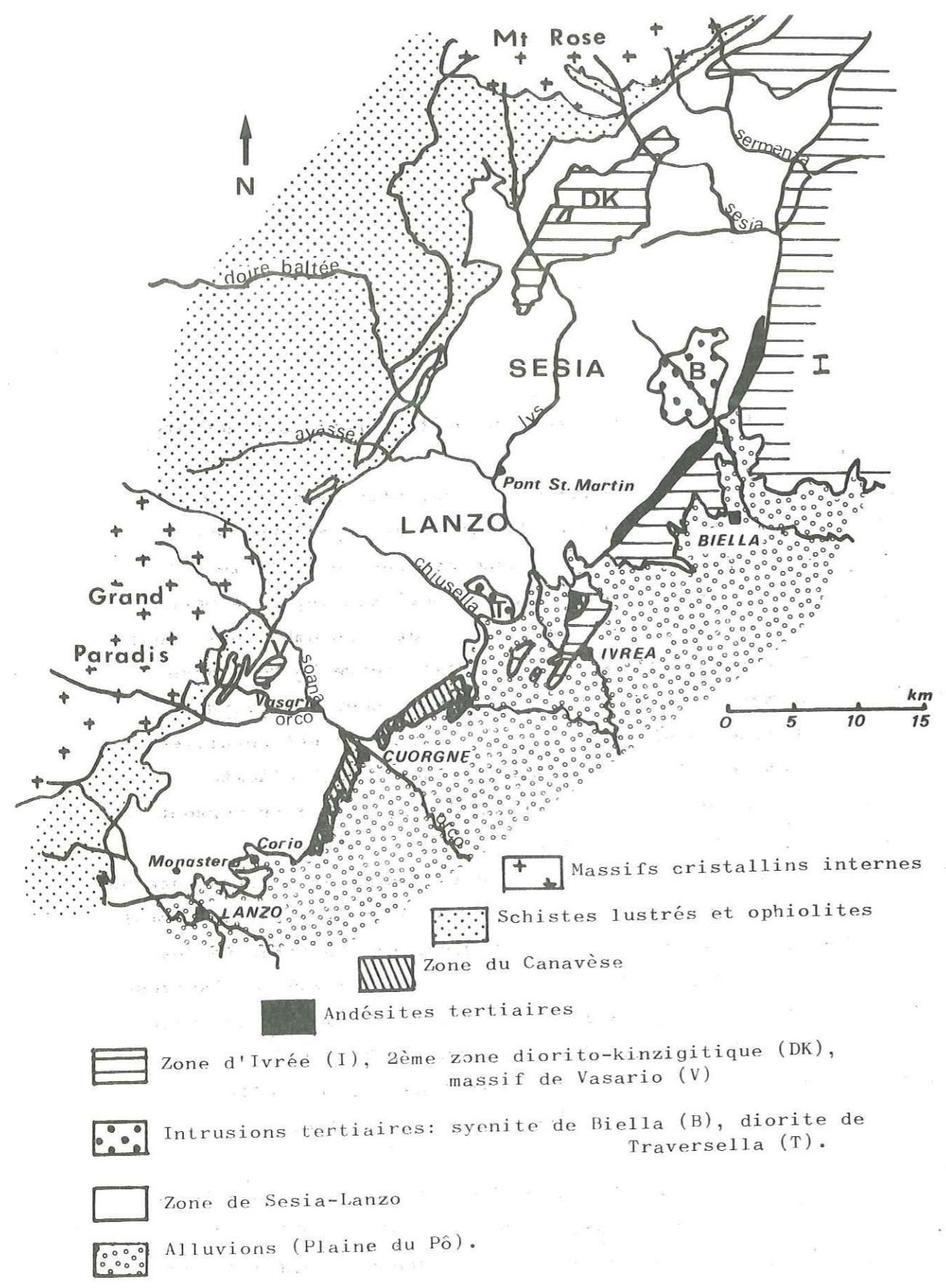


fig. 2 SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA ZONE DE SESIA-LANZO  
 ET DE SON ENVIRONNEMENT  
 d'après Hermann (1937), Dal Piaz Gosso Martinotti (1971)

aussi un lambeau de charriage issu de la zone d'Ivrée. (CARRARO, DAL PIAZ, SACCHI 1970). Signalons enfin, la présence de deux massifs tertiaires intrusifs dans la zone de Sesia-Lanzo: le massif de syénite de Biella, et celui de diorite de Traversella (AMATUCCI 1934, FIORENTINI POTENZA 1959). (voir fig. 2).

Parmi les géologues, ce sont surtout les pétrographes qui ont manifesté de l'intérêt pour Sesia-Lanzo; la singularité et la beauté de certaines roches n'y sont sans doute pas étrangères. Ainsi, MICHEL, qui le premier (en 1953) fit une étude globale de la partie méridionale de la zone, s'était-il attaché à des descriptions détaillées des échantillons qu'il avait récoltés; descriptions qui l'avait amené à regrouper les roches de Sesia-Lanzo en deux ensembles: le groupe de Sparone, dans lequel il rassemblait les gneiss albitiques et quelques faciès accessoires le groupe de Cuorgne, où dominaient les micaschistes à glaucophane.

Les deux groupes affleuraient selon des bandes parallèles à l'axe longitudinal de la zone: bande occidentale du groupe de Sparone, bande orientale du groupe de Cuorgne, bordé lui-même à l'est par une langue de roches du premier groupe (voir la carte de MICHEL).

Dans le groupe de Sparone, on a distingué depuis des roches du faciès "schistes verts" d'une part, et d'autre part, des gneiss à pyroxène et/ou glaucophane qu'on peut plutôt rattacher au groupe de Cuorgne (voir par ex dans DAL PIAZ, HUNZIKER, MARTINOTTI 1972).

C'est ce dernier qui a été le plus étudié. Déjà, avant MICHEL, des géologues comme FRANCHI, NOVARESE, avaient décrit des "micaschistes éclogitiques" et des éclogites (dont MICHEL contestait d'ailleurs l'existence). Depuis, ces roches ont fait l'objet de bien des études: études à caractère local (VITERBO 1961, MAFFEO 1970, MARTINOTTI 1970) ou traitant de la minéralogie (CALLEGARI VITERBO 1966, MONESE OGNIBEN VITERBO 1967, OGNIBEN 1968) ou mettant en évidence une zonéographie (KIENAST VELDE 1970, VELDE KIENAST 1973) ou celle, plus synthétique de VITERBO-BASSANI et BLACKBURN (1968). On peut citer aussi le travail de BIANCHI, DAL PIAZ et VITERBO (1965) sur les amphibolites de Corio et Monastero (versant nord de la Stura di Lanzo). D'autres travaux sont



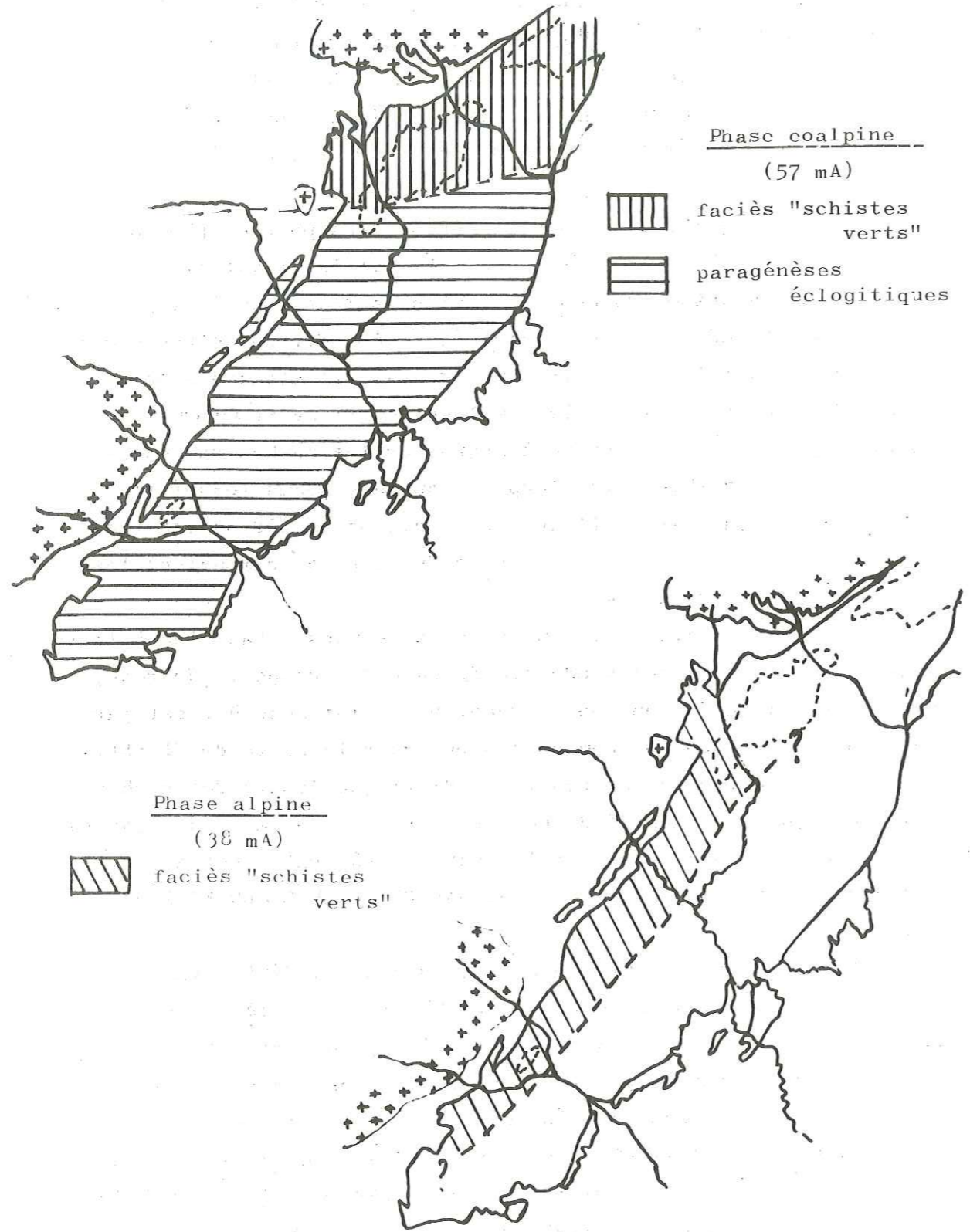


fig. 3 REPARTITION DES ROCHES AFFECTÉES PAR LES PHASES EOALPINE ET ALPINE  
(d'après DAL PIAZ, HUNZIKER et MARTINOTTI-1972)

actuellement en cours.

Diverses publications traitent de la "deuxième zone diorito-kinzigitique", en particulier celles de BELLENTANI et BERTOLANI (1969) BERTOLANI (1971), et celle, plus synthétique de DAL PIAZ, GOSSO et MARTINOTTI (1971).

Dans le cadre d'une étude plus générale des Alpes Occidentales, l'âge des métamorphisme qui ont affecté la zone de Sesia-Lanzo et la "deuxième zone diorito-kinzigitique" a fait l'objet de multiples controverses. On a cherché, en particulier, à dater le dernier de ces métamorphismes en se référant à la petite série volcanique (andésites, trachyandésites, surtout sous forme de tufs; voir AHRENDT 1972) qui sépare Sesia-Lanzo de la zone d'Ivrée aux environs de Biella, et dans laquelle on a trouvé des blocs de micaschistes éclogitiques de Sesia-Lanzo. Permien pour les uns, carbonifère pour les autres, il semble bien que ce volcanisme soit en fait tertiaire: la découverte d'une flore fossile, et les résultats de datations radiométriques permettent à SCHEURING, AHRENDT, HUNZIKER et ZINGG (1973) de l'affirmer.

D'autre part, si l'on s'en tient à cette interprétation et à celle de DAL PIAZ, HUNZIKER et MARTINOTTI (1972):

- le métamorphisme de la "deuxième zone diorito-kinzigitique" serait hercynien, comme celui de la zone d'Ivrée, où l'on trouve des roches très similaires, et dont la "deuxième zone diorito-kinzigitique" serait issue.
- il faudrait rapporter à un épisode éoalpin (57 mA) la formation des micaschistes éclogitiques d'une part, et des schistes verts de la partie septentrionale de Sesia-Lanzo d'autre part (fig. 3)
- enfin, une phase alpine (38 mA) aurait donné naissance aux schistes verts de la partie occidentale de la zone.

Ces travaux récents sont apparemment bien loin de l'objet de ce mémoire: l'étude des roches du faciès "schistes verts" de Sesia-Lanzo; ils ont pourtant éclairé d'une lumière nouvelle certaines de mes observations. Il n'en reste pas moins vrai que mon but et les méthodes que j'ai employées sont ceux des pétrographes.

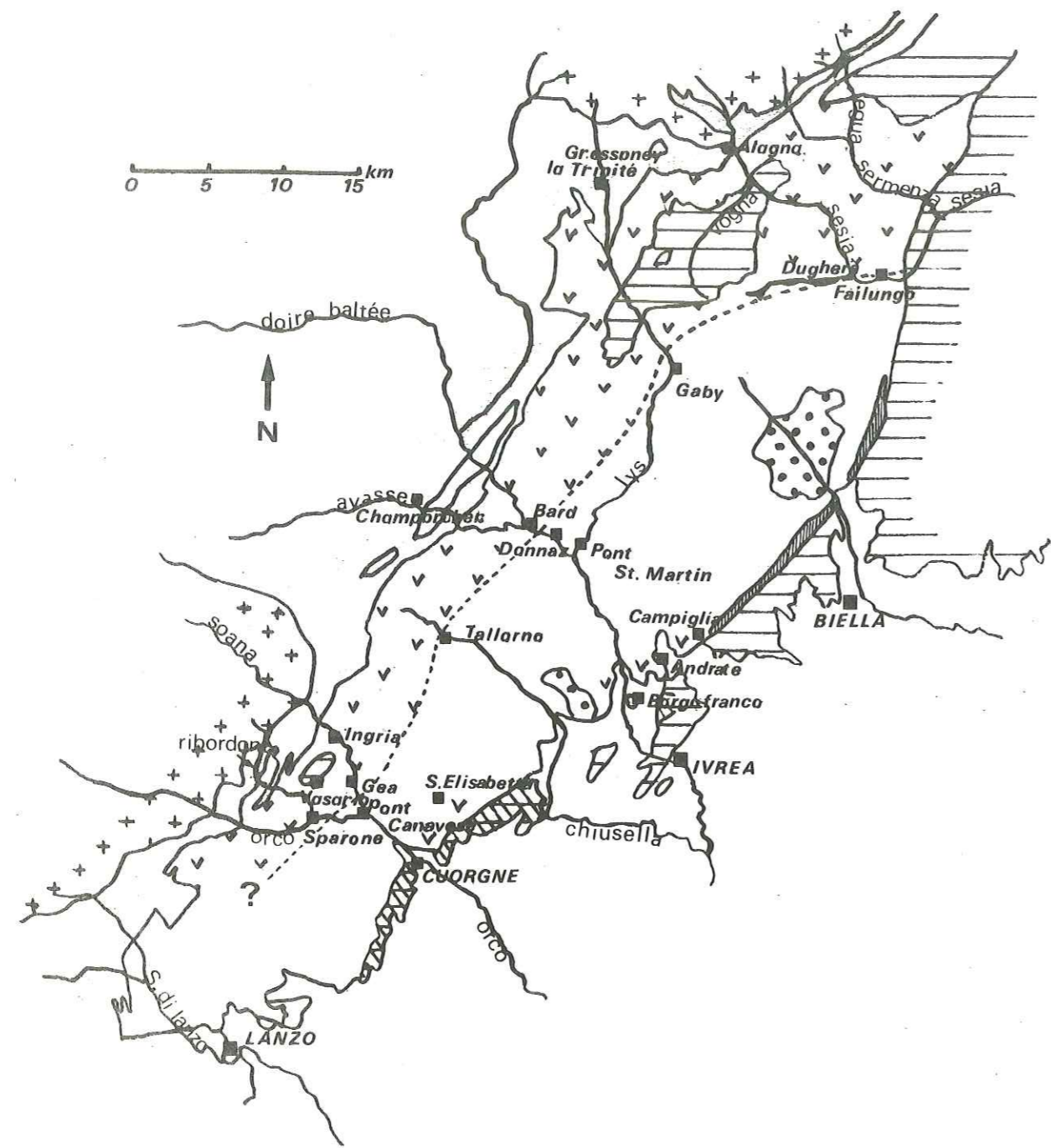
Mon travail sur le terrain s'est limité à un échantillonnage aussi complet que possible des variétés de "schistes verts", quelque soit leur âge supposé. Pour ce faire, j'ai prospecté les gisements décrits par Michel (1953) et Dal Piaz et Al (1971) ; de plus j'ai échantillonné systématiquement dans les grandes vallées, sauf la Stura di Lanzo, où les relations entre zone de Sesia-Lanzo, massif de Lanzo, complexe des schistes lustrés, et massifs d'amphibolites (Corio, Monastero) m'apparaissent trop complexes pour y faire un bon échantillonnage sans étude géologique détaillée (structurale en particulier).

L'examen des échantillons et de leurs relations sur le terrain, m'a permis de distinguer plusieurs groupes auxquelles j'ai attribué des origines différentes.

Puis j'ai dressé la liste de toutes les paragenèses "schistes verts" rencontrées. A partir d'une étude minéralogique des constituants de ces paragenèses, j'ai cherché à établir :

- si les roches avaient atteint un état d'équilibre
- si les conditions physiques de cet équilibre étaient les mêmes dans tous les groupes de roches et dans toute la chaîne
- quelles étaient ces conditions.

CHAPITRE I : DESCRIPTIONS ET CHIMISMES DES ROCHES



- v v roches du faciès "schistes verts"
- | | | | micaschistes éclogitiques, éclogites et schistes à glaucophane
- | | | | roches catazonales

fig. 1.1 REPARTITION DES "SCHISTES VERTS" A SESIA-LANZO

Dans la zone Sesia-Lanzo, on peut distinguer trois grands ensembles :

- les roches du faciès "schiste vert" (pour la définition du faciès schiste vert, voir TURNER, 1967)
- les micaschistes éclogitiques, éclogites et schistes à glaucophane
- les roches du socle catazonal.

Sans avoir fait de levé cartographique, j'ai cependant pu observer que les deux premiers ensembles se répartissaient grossièrement suivant deux bandes longitudinales : - les micaschistes éclogitiques, éclogites et schistes à glaucophane affleurent à l'est d'une ligne qui passerait entre Sparone et Pont Canavèse (Val Orco), puis par Tallorno (Val Chiusella), traverserait le Val d'Aoste entre Bard et Donnaz, le Val Gressoney aux environs de Gaby, et s'infléchirait vers l'Est pour recouper le Val Sesia à Failungo.

- quant aux "schistes verts", on les trouve à l'Ouest de cette ligne, mais aussi à l'extrême bord interne de la zone, où ils forment une petite bande discontinue (affleurements aux environs de S. Elisabetta, Mt. Buono près de Borgofranco, route d'Andrate à Campiglia...) (voir fig.I.I).

A la limite entre les deux ensembles, on observe aussi des schistes à glaucophane et des micaschistes éclogitiques rétro-morphosés, dans le faciès schiste vert.

En fait, le découpage en deux bandes n'est pas aussi net ; sans parler des intercalations des différents types de roches au niveau du contact entre les deux ensembles, on trouve parfois des passées, qui peuvent être importantes, de schistes à glaucophane dans le domaine des schistes verts ; par exemple : dans le Val Soana, aux environs de Buttifinera, Gea, Ingria...

Cette zonation en bandes avait déjà été établie par Michel (1953), mais seulement pour la partie méridionale de la zone, au sud du Val d'Aoste. On peut remarquer que, dans cette partie, ma ligne de passage des roches du faciès schiste vert à l'ensemble des micaschistes à glaucophane micaschistes éclogitiques et éclogites, est presque toujours confondue avec sa limite entre gneiss de Pessinetto et gneiss de Pont Canavèse (sauf en Val Soana, où d'ailleurs les relations entre

les deux ensembles sont plus complexes). C'est que dans le domaine des gneiss de Pont Canavèse, Michel range des roches qui n'ont pas cristallisé dans les conditions du faciès schiste vert ; mais j'ai retrouvé dans le domaine géographique des gneiss de Pessinetto, des roches du faciès schiste vert, rangées par Michel dans le groupe de Pont Canavèse.

Les roches du socle catazonal, plus ou moins rétro-morphosées dans le faciès schiste vert, affleurent surtout au Nord ; c'est le lambeau de la "deuxième zone diorito-kinzigitique" qui s'étire entre Val Gressoney (entre Pont Trenta et Mettlen) et Val Sesia (environs de Riva Valdobbia), lambeau étudié en particulier par DAL PIAZ, GOSSO et MARTINOTTI (1972) ; au Nord du Val Sermenza, un autre ensemble de roches catazonales prolonge celui-ci. Il existe enfin, près de Vasarno (Val Ribordone), un petit massif d'amphibolite, et dans le Val Soana quelques intercalations de roches catazonales plus ou moins rétro-morphosées.

Il existe donc des roches du faciès schiste vert issues de la rétro-morphose d'assemblages cristallisés dans des conditions différentes. De ces assemblages primaires demeurent en général des reliques ou des fantômes de minéraux qui permettent de les reconstituer. On peut ainsi distinguer :

1) - Les roches issues de la rétro-morphose des éclogites, micaschistes éclogitiques et schistes à glaucophane, roches que l'on trouve à la limite avec la bande occidentale des "schistes verts" (voir fig. I.1) et en quelques points de la bordure interne de Sesia-Lanzo (Mt. Buono, S. Elisabetta, entre Andrate et Campiglia).

2) - Celles qui proviennent de la rétro-morphose des roches catazonales ; on les trouve en particulier dans le Val Sesia, le Val Vogna (affluent de la rivière Sesia), le Val Soana et le Val Ribordone où les minéraux de la première paragénèse ont presque ou totalement disparus au profit de ceux du faciès "schistes verts". Dans les roches qui affleurent en Val Gressoney et Val Egua, au contraire, les assemblages catazonaux sont beaucoup mieux conservés.

Si, le plus souvent, il reste des minéraux primaires, il arrive aussi que seule la structure de la roche donne des indications sur son histoire : c'est le cas, de certaines prasinites qui rappellent fort des amphibolites catazonales rétro-morphosées (Val Soana, Val Ribordone, Val Vogna).

Parfois, les reliques ou les fantômes sont ceux de minéraux qui peuvent avoir appartenu aussi bien à un assemblage catazonal qu'à une paragénèse éclogitique ; ainsi en est-il du grenat. On peut trancher si la roche est sur le terrain, associée à des roches peu transformées de l'un ou l'autre type, ou à d'autres "schistes verts" d'origine certaine. Mais souvent l'incertitude demeure.

Mais les "schistes verts" les plus répandus à Sesia-Lanzo sont ceux où l'on ne trouve aucune trace d'une phase métamorphique antérieure.

- C'est le cas de la plupart des gneiss albitiques qui affleurent dans le Val Chiusella

Val Champorcher (vallée de l'Ayasse)

Val d'Aoste

- C'est vrai aussi pour les orthogneiss qui dominent dans le Val Sesia et le Val Sermenza (partie septentrionale de Sesia-Lanzo) et dont on observe aussi quelques passées dans le Val Gressoney et le Val Orco (en amont de Sparone). Ils conservent une structure de roche grenue (plus ou moins schistosée cependant) et parfois quelques minéraux "magmatiques".

Puisque c'est l'étude des "schistes verts" qui m'occupe ici, je décrirai d'abord les roches où l'on n'observe aucun minéral relique d'une paragénèse antérieure ; j'y inclurai les échantillons qui, par leur structure, se rapprochent des roches de rétro-morphose. Puis viendront les roches issues de la rétro-morphose des micaschistes éclogitiques et roches associées, où il est assez facile de reconstituer les assemblages successifs. Je terminerai par les roches catazonales transformées et les orthogneiss, où il est plus difficile de débrouiller ce qui se rattache à chaque étape de la formation.

#### Remarque :

Je crois utile de préciser d'abord ce que j'entends par gneiss, micaschiste, prasinite... puisque les définitions varient sensiblement selon les auteurs.

D'après JUNG (1963), les gneiss sont caractérisés par: "l'empilement de lits noirs, riches en ferro-magnésiens, et de lits blancs riches en quartz et en feldspaths. Les feldspaths sont ici, et par définition, toujours bien visibles à l'oeil nu". Je ferai mienne cette définition, sauf pour ce qui est de la couleur des lits de minéraux ferro-magnésiens, qui peut aller du vert au gris ou au brun.

La nature du ou des feldspaths permet de préciser la terminologie: ainsi, dans les gneiss albitiques, le seul feldspath est l'albite. J'ai utilisé aussi le terme de "gneiss albitique à feldspath potassique"; j'aurai pu les appeler "gneiss à albite et feldspath potassique" mais j'ai voulu souligner la ressemblance entre ces gneiss et les gneiss albitiques proprement-dits.

Si j'ai repris le terme de gneiss albitique, déjà employé par Michel (1953) plutôt que celui de "gneiss minuti" que l'on doit aux auteurs italiens, c'est qu'il donne déjà des indications minéralogiques.

Pour les orthogneiss, j'ai préféré une appellation génétique parce que je voulais les distinguer nettement des gneiss albitiques dont la nature originelle est, nous le verrons, bien difficile à déterminer.

Toujours selon JUNG (1963), je distinguerai les micaschistes des gneiss, par l'absence ou la rareté du feldspath, qui n'est de toute façon plus visible à l'oeil nu; les micas sont aussi plus abondants.

Enfin, je prendrai "prasinite" au sens large; soit une roche du faciès "schistes verts", pauvre en quartz, où albite, épidote chlorite et amphibole dominant; je ne ferai référence ni à la structure, ni à la nature originelle de la roche (voir définition de la prasinite au sens strict dans ELLENBERGER (1958)p.135.)

I - LES ROCHES OU L'ON N'OBSERVE QUE DES PARAGENESES "SCHISTES VERTS"

Il s'agit donc des gneiss albitiques  
gneiss albitiques à feldspath potassique  
prasinites

A) DESCRIPTIONS

1/ Les gneiss albitiques

Les affleurements les plus importants et les plus beaux sont ceux du Val d'Aoste, du Val Champorcher et du Val Chiusella, mais il en existe aussi dans les vallées du Nord (Val Sesia, Sermenza...)

Les gneiss albitiques sont des roches grises, beiges ou verdâtres, schistosées, finement cristallisées, qui présentent une alternance millimétrique à centimétrique de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres à amphibole et phyllites, avec souvent la touche jaune-vert des niveaux épidotiques. Que les lits sombres s'épaississent, ce qui arrive assez rarement, et de petits niveaux de prasinites s'individualisent. Les passées micaschisteuses sont encore plus rares.

L'échantillon SL 1029<sup>x</sup> est typique des gneiss albitiques: des lits phylliteux et épidotiques alternent avec des albites non maclées et des quartz, en cristaux xénomorphes de taille assez constante (200 à 400 μ)

Trois phyllites coexistent: phengite, biotite verte et chlorite. Les phengites sont sub-automorphes et fréquemment entourées par de petites paillettes de biotite vert-bronze; parfois, il semble qu'il y ait passage graduel de la phengite à la biotite verte. Cette dernière, quand elle n'est pas associée à la phengite forme de plus grandes paillettes. Les cristaux de chlorite s'agrègent en plages; ils peuvent aussi se présenter en lames alternant avec celles de biotite verte ou de phengite. Le contact entre biotite verte et chlorite verte ou de phengite. Le contact entre biotite verte et chlorite n'est pas toujours franc, et l'on est parfois tenté de penser que l'une dérive de l'autre; mais ce n'est pas net.

L'épidote incolore, en cristaux sub-automorphes, est zonée: le cœur moins biréfringent que la périphérie (teintes de fin de premier ordre) a souvent une couleur brun foncé (allanite). Le sphène est abondant, l'opaque beaucoup moins.

Les autres peuvent différer de celui-ci par leur texture: les albites sont parfois plus grosses, plus arrondies, poecilites; elles englobent des épidotes et des phyllites souvent alignées selon des directions obliques par rapport à celle de la schistosité (marquée par de grands cristaux de phengite). La roche prend alors un aspect ocellaire, proche de celui des prasinites (SL 726, par Ex.).

Il y a aussi des variations minéralogiques: à l'assemblage déjà décrit peut s'ajouter une amphibole verte ou bleu-vert, ou (mais dans quelques cas seulement) un grenat.

Tel est le cas de SL 173 ou SL 178; y alternent des lits faits essentiellement de cristaux de mica blanc (phengite) entourés de paillettes de biotite verte et "saupoudrés" d'épidotes (clinozoisite); avec des zones quartzo-feldspathiques où s'éparpillent des cristaux de chlorite et d'amphibole bleu-vert. Ces derniers sont plus rares dans les lits micacés et épidotiques. Les grenats de petite taille (100 μ) automorphes, sont dispersés dans la roche; (ils sont peut-être plus nombreux dans les lits micacés et épidotiques? Alors, ils sont parfois cernés d'un fin liseré de biotite verte.) Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et des opaques. Le grenat appartient apparemment à la paragenèse "schistes verts"; il ne se présente pas comme un minéral relique. En particulier, la chlorite n'en dérive pas.

x - Les échantillons sont localisés sur deux schémas que l'on trouvera en fin de volume; les coordonnées des affleurements (sur les cartes topographiques au 1/25 000 de l'Instituto geografico Militare) y sont jointes.

Dans tous les cas les phyllites (phengite, biotite verte et chlorite) me semblent appartenir à la paragenèse "schistes verts". Biotite verte et chlorite apparaissent généralement costables, mais elles pourraient être légèrement postérieures à la phengite. Seule l'étude minéralogique permettra de préciser leurs relations.

Les assemblages observés sont les suivants :

N°	Qz	ab	ph	chl	bv	ep	amph	gt	références-remarques
I	X	X	X	X					
2	X	X	X	X		X			
3	X	X	X	X	X				
4	X	X	X	X	X	X			SL 715, I029... fréquent
5	X	X	X	X	X	X	X		SL 679... fréquent
6	X	X	X	X	X	X	X	X	SL I73, I78... rare
7	X	X	X		X	X			
8	X	X	X		X				
9	X	X	X		X	X	X		
IO	X	X	X	X		X			
II	X	X	X	X			X		
I2	X	X	X	X		X	X		
I3	X	X	X			X		X	SL 264 grenat calcique un seul exemplaire

Abréviations : Qz = quartz  
 ab = albite  
 ph = phengite  
 chl = chlorite  
 bv = biotite verte  
 ep = épidote  
 amph = amphibole  
 gt = grenat

Les minéraux accessoires sont presque toujours le sphène et un opaque (pyrite, pyrrhotite, magnétite), assez souvent l'apatite, et plus rarement la calcite ; celle-ci est pratiquement restreinte au Val Ribordone et au Val Soana, où on la trouve dans les roches spatialement proches des pincées de calcschistes de la zone des schistes lustrés.

Dans les quelques niveaux de prasinites associées aux gneiss albitiques, on retrouve des assemblages qui ne diffèrent que par l'absence ou la rareté du quartz.

2/ Les gneiss albitiques à feldspath potassique.

On les trouve en passées dans les gneiss albitiques ; ces passées sont concordantes avec la schistosité, et ils ne se distinguent des gneiss albitiques que par la présence de cristaux de feldspath

potassique de taille supérieure à celle des autres cristaux ; feldspaths potassiques qui forment des yeux contournés par les phyllites marquant la schistosité. Au centre des passées, ils peuvent atteindre I cm de long ; près des gneiss albitiques, leur taille diminue, et on les distingue mal des autres feldspaths.

En lame mince (SL 710), le fond apparaît fait d'un assemblage granoblastique de cristaux de quartz et d'albite (non maclée) ; dans les petits lits phylliteux, on trouve une phengite légèrement pléochroïque (incoloré à vert pâle), une biotite verte et une chlorite ; la biotite verte auréole souvent la phengite ; il en existe aussi des paillettes isolées. La chlorite s'associe à la biotite verte ou à la phengite (en fines lamelles alternantes) ou se répartit en filonnets. Elle est peut-être tardive (?) Les feldspaths potassiques (mis en évidence par une coloration à l'aide d'une solution de cobaltinitrine de sodium ; voir CHAYES 1952) sont généralement de plus grande taille ; ils ont une bordure indentée, sont souvent cassés, et les cassures sont remplies par la "matrice" environnante ; ils n'incluent pas de minéraux de cette matrice. En plus des macles simples, ils présentent de petites macles polysynthétiques irrégulières, selon deux directions approximativement orthogonales, qui rappellent celles de l'albite "en échiquier" (voir descriptions et photos, par ex dans GUITARD 1965). Ces feldspaths potassiques sont de plus perthitiques : l'albite s'y répartit en fines veines qui n'anos-tomosent en taches atteignant parfois la périphérie du cristal. L'albite peut elle-même être finement maclée.

Dans d'autres échantillons, j'ai observé, en enclaves dans les feldspaths potassiques, des cristaux quasi-automorphes d'albite finement maclée "saupoudrée" de petits cristaux de mica blanc et d'épidote.

Dans certains cas, enfin (SL II97 par ex.), les feldspaths potassiques sont complètement auréolés d'albite.

Les relations des feldspaths potassiques avec la matrice des gneiss (cassures, cicatrisées par la mésostase, perthites et auréoles d'albite) leur assignent une origine anté-métamorphisme ; qu'ils soient d'anciens feldspaths de roches éruptives semble confirmé par l'existence de macles simples et de certaines perthites fines, mais j'expliquerais les macles polysynthétiques et la coalescence des veines et taches perthitiques avec les auréoles albitiques par la recristallisation métamorphique. (Expulsion du Na contenu dans le réseau du feldspath originel).

1.I : Tableau comparatif: analyses de gneiss albitiques à feldspath potassique, de roches détritiques et éruptives.

	SL 710	SL 725 :	G	A	B 13	B 24
SiO <sub>2</sub>	74.20	74.28	: 71.1	79.30	74.77	75.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.58	13.03	: 13.9	9.94	12.55	12.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.80	: tr	1.00	1.96	n.d
FeO	1.32	1.29	: 2.7	0.72	0.42	1.29
MnO	0.08	tr	: 0.05	0.02	tr	0.01
MgO	1.00	0.99	: 1.3	0.56	0.70	0.39
CaO	tr	0.74	: 1.8	0.38	tr	0.49
Na <sub>2</sub> O	4.23	3.59	: 3.7	2.21	4.07	4.07
K <sub>2</sub> O	4.50	3.02	: 2.3	4.32	4.63	4.17
TiO <sub>2</sub>	tr	0.36	: 0.5	0.22	tr	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.19	: 0.10	0.05	tr	n.d
H <sub>2</sub> O+	0.06	1.22	: 1.9	0.55	0.48	0.68
H <sub>2</sub> O-	0.15	0.11	: 0.26	0.41	0.20	
TOTAL	100.06	99.62	: 99.8	99.68	99.78	98.82

SL 710 et 725: gneiss albitiques à feldspath potassique. Sesia-Lanzo

Analyste: A. Bérard-Nétillard (1972).

G : grauwacke. PETTIJOHN (1963) référence: G.

A : arkose. PETTIJOHN (1963) référence: A.

B 13 : granite à riebeckite. BONIN (1973) p. 51 N°13.

B 24 : rhyolite verte (à biotite verte).

BONIN (1973) p. 86 N°24.

Les assemblages sont peu variés :

N°	Qz	ab	ph	ep	bv	chl	FK
II	X	X	X	X			X
I2	X	X	X		X		X
I3	X	X	X	X	X		X
I4	X	X	X	X		X	X
I5	X	X	X	X	X	X	X

SL 710; chlorite tardive?

Accessoires: sphène, apatite, opaques.

J'y ai inclus le feldspath potassique bien qu'il ne fasse pas partie de la paragenèse schiste vert au même titre que les phyllites ou l'épidote. J'en discuterai ultérieurement.

### 3/ Les prasinites et amphibolites

On les trouve surtout dans le Val Soana et dans le Val Ribordone, en passées dans des gneiss divers. On peut en voir trois types, qui diffèrent par la texture et les proportions relatives des minéraux.

Le premier, et le plus fréquemment observé est illustré par l'échantillon SL 199. C'est une roche verte, à grain fin à laquelle des feldspaths elliptiques donnent un aspect ocellaire. Elle est traversée de filonnets de quartz. Elle est constituée essentiellement de chlorite dont les paillettes agrégées forment des lits ; entre ces lits, de grosses albites arrondies, non maclées, incluant des baguettes d'amphibole vert pale alignées suivant des directions variables (souvent sécantes par rapport aux lits de chlorite). "Dans" les lits de chlorite, des grains de sphène, d'épidote, d'opaque.

La texture de SL 217 est un peu différente (beaucoup plus rare). Y alternent des "taches" fuselées formées de petits cristaux de chlorite et d'épidote, séparées par un assemblage fait d'albites poecilites et de baguettes d'amphibole bleu-vert symplectites avec l'albite. On observe aussi des agrégats de grains de sphène, agrégats dont le coeur est occupé parfois par du rutile et des carbonates.

Les composants essentiels de SL 231 sont une amphibole bleu-vert et l'épidote. La première apparaît en grands cristaux xénomorphes ou en petites baguettes juxtaposées sur un "fond" d'albite. Les petits cristaux d'épidote s'agrègent en lits très replissés (on voit des têtes de plis elles-mêmes replissées). Quelques cristaux de sphène et d'opaque sont disséminés dans la roche.

1.II : Tableau comparatif: analyses de gneiss albitiques ...

	SL 1647	SL 708	SL 715	68200
SiO <sub>2</sub>	70.36	67.57	64.97	63.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.82	16.89	16.68	16.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	tr	3.09	2.84	1.98
FeO	3.02	0.80	1.46	2.51
MnO	tr	n.d	n.d	0.07
MgO	1.09	1.17	1.89	1.75
CaO	1.27	2.94	3.58	4.55
Na <sub>2</sub> O	3.56	3.77	2.79	3.66
K <sub>2</sub> O	3.41	2.55	3.52	2.48
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.41	0.68	0.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	n.d	n.d	tr
H <sub>2</sub> O+	1.75	1.40	1.71	1.70
H <sub>2</sub> O-	0.05	0.17	0.20	0.20
TOTAL	99.73	100.76	100.32	99.96

SL 708 et 715 : gneiss albitiques. Sesia-Lanzo.

Analyste: M. Lenoble (1973)

SL 1647, 68200 : gneiss albitiques. Sesia-Lanzo.

Analyste: A. Bérard-Nétillard (1972)

... de roches éruptives et détritiques.

	N 6	J 20	J 4	J 21	:	H
SiO <sub>2</sub>	68.97	67.27	66.91	65.80	:	68.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	14.96	15.17	16.87	:	14.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	1.10	1.96	3.97	:	0.62
FeO	2.05	3.13	3.59	1.08	:	2.47
MnO	0.06	tr	0.05	tr	:	n.d
MgO	1.15	2.22	1.84	1.76	:	1.94
CaO	2.99	3.63	3.11	3.16	:	2.23
Na <sub>2</sub> O	3.69	2.92	2.58	3.45	:	3.88
K <sub>2</sub> O	3.16	3.22	3.39	2.54	:	2.68
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.59	0.74	n.d	:	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	tr	0.28	n.d	:	0.15
H <sub>2</sub> O+	0.70	0.78	0.33	1.06	:	1.60
H <sub>2</sub> O-	n.d	0.10	0.08	n.d	:	0.35
TOTAL	100.00	99.93	100.03	99.68	:	99.55

N 6 : granodiorite à biotite. NOCKOLDS (1954) p. 1014 N°6.

J 20 : granodiorite. Belgrave, Victoria (Australie)

JOPLIN (1963) p. 63 N°20.

J 4 : dacite à hypersthène. Basin-Sassafras, Victoria (Australie)

JOPLIN (1963) p. 127 N°4.

J 21 : dacite. Healesville, Victoria (Australie)

JOPLIN (1963) p. 129 N°21.

H : grauwacke. Franciscan formation, Californie.

PETTIJOHN (1963) référence H.



Si les textures sont un peu différentes, les assemblages sont par contre peu variés :

N°	ab	ep	chl	amph	stilp	Références-remarques
I6	X	X	X	X		SL 199 le plus fréquent
I7	A	X	X	X		SL 217 } rares
I8	A	X		X		SL 231 }

Accessoires : Qz, ph, sph, opaques  
A = accessoire

### B - CHIMISME . NATURE ORIGINELLE DES ROCHES

#### 1/ Les prasinites et amphibolites

Par leur texture, apparaissent dériver de roches plutoniques ou catazonales. Il en existe d'ailleurs de très similaires, où l'on trouve encore des reliques de grenats ou d'amphiboles catazonales.

#### 2/ Les gneiss albitiques et les gneiss albitiques à feldspath potassique.

Pour essayer d'éclaircir le problème de l'origine de ces gneiss, j'ai tenté de comparer leur composition chimique<sup>x</sup> et celles de roches sédimentaires (détritiques surtout) et éruptives. Toutes les analyses sont regroupées dans les tableaux : 1.I, 1.II, 1.III, 1.IV.

Les roches éruptives les plus proches par leur chimisme, des gneiss albitiques à feldspath potassique sont des granites et des rhyolites hyperalcalines ; proches surtout par les teneurs en SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, elles en diffèrent systématiquement pour ce qui est du pourcentage en MgO ; de plus les gneiss sont souvent moins calciques et moins ferrifères.

<sup>x</sup> REMARQUE : J'ai décrit dans les gneiss des alternances millimétriques à centimétriques de niveaux de minéralogies différentes, ce qui n'a rien de bien original pour de tels ensembles métamorphiques. Il est évident que ces alternances ne reflètent pas des différences originelles de composition, mais sont le fait du métamorphisme. Pour avoir des compositions chimiques qui soient aussi proches que possible de celles des roches avant métamorphisme, j'ai donc choisi des échantillons dans des ensembles relativement homogènes, où les niveaux de minéralogie variable sont fins et alternent assez régulièrement.

1.III : Tableau comparatif: analyses de gneiss albitiques de roches éruptives et sédimentaires.

	SL 180	J 18	SL 247	F 11	C
SiO <sub>2</sub>	66.26	66.69	58.80	57.30	60.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.83	17.03	17.92	17.70	16.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.57	3.15	1.89	1.65	4.04
FeO	1.67	0.69	7.13	5.81	2.90
MnO	n.d	tr	n.d	0.05	tr
MgO	2.20	2.50	3.12	4.22	2.32
CaO	1.92	1.82	1.60	1.62	1.41
Na <sub>2</sub> O	1.63	1.21	0.63	6.35	1.01
K <sub>2</sub> O	5.37	6.26	2.97	0.20	3.60
TiO <sub>2</sub>	0.48	tr	1.30	1.45	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d	tr	n.d	0.13	0.15
H <sub>2</sub> O+	2.14	n.d	4.28	3.55	3.82
H <sub>2</sub> O-	0.07	0.43	0.13	0.08	0.89
TOTAL	99.54	99.78	99.77	100.11	100.50

SL 180 et 247: gneiss albitiques. Sesia-Lanzo.

Analyste: M. Lenoble (1973)

J 18 : granite à hornblende et biotite. Bathurst, NSW (Australie)

JOPLIN (1963) p. 52 N°18

F 11 : spilite. Série de la Brévenne. FONTEILLES (1968) p. 13 N°11

C : shale; mélange de 51 shales paléozoïques.

CLARKE (1924) p. 552.

Par leur richesse en magnésium, anormale pour une roche éruptive, ces gneiss s'apparenteraient plutôt à des grauwackes (grès formés de grains de quartz, de feldspaths, et de particules rocheuses pris dans un ciment argileux ou limoneux. D'après PETTIJOHN 1963), ou à des roches intermédiaires entre grauwackes et arkoses (grès contenant au moins 20 % de feldspath, pour l'essentiel du feldspath potassique. PETTIJOHN 1963). Pour les autres constituants, le rapprochement est possible aussi, quoique les teneurs en alcalins soient un peu faibles. Je n'ai pas trouvé, il est vrai, d'analyses de grauwacke ou d'arkose vraiment semblable à celles de SL 710 ou SL 725 ; je ne crois pas que ce soit un obstacle majeur à un rapprochement, car les compositions de roches détritiques sont très variables (elles dépendent de la nature de la roche-mère, des conditions de transport, de la durée de celui-ci, des conditions de dépôt...) et les analyses assez peu nombreuses.

Quant aux gneiss albitiques, certains ont une composition chimique proche de celles de grano-diorites ou de dacites (SL 708, 715, 68200 par ex.), mais d'autres en différent pour des raisons variables :

- trop grande richesse en  $\text{SiO}_2$  relativement aux teneurs en alcalins, MgO, CaO, (SL 264 ou SL 168).

- teneur en CaO trop faible par rapport à celles en MgO et  $\text{SiO}_2$  (SL 1647 par ex.).

On pense plutôt alors à des roches sédimentaires détritiques du type grauwacke.

La faiblesse du rapport CaO/MgO est un caractère fréquent pour les roches de Sesia-Lanzo ; on le retrouve dans certaines prasinites et micaschistes (SL 247) qu'on ne peut guère comparer qu'à des roches spilitiques (mais la teneur en sodium des gneiss n'est pas toujours assez forte) ou à des roches sédimentaires.

En l'absence de minéraux et de textures reliques, il est donc bien difficile de conclure sur la nature originelle de ces roches ; on peut reprendre par exemple l'hypothèse de MICHEL (1953) et voir là un ensemble de roches sédimentaires essentiellement détritiques : grauwackes (les gneiss albitiques) dans lesquelles s'intercaleraient quelques passées arkosiques (les gneiss albitiques à feldspath

potassique) ou argileuses. Ajoutons qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir une metasomatose sodique, comme le faisait MICHEL, puisque les teneurs en sodium n'ont rien d'exceptionnel.

Je ne vois pas non plus que la metasomatose sodique puisse expliquer l'absence de feldspath potassique dans la majorité des gneiss albitiques ; je n'ai jamais observé son remplacement total par l'albite et les analyses chimiques de deux types de roches ne diffèrent pas seulement par les teneurs en alcalins. Il s'agissait vraisemblablement de deux roches originellement dissemblables.

L'hypothèse d'un ensemble exclusivement éruptif me semble difficile à soutenir, puisque il existe des roches dont le chimisme ne peut être celui d'une roche éruptive ; mais il est possible que roches éruptives et sédiments aient coexisté, possible aussi que des tufs s'y soient intercalés, comme le pensait AMSTUTZ

Les arguments me manquent pour prendre parti.

## II - ROCHES DE RETROMORPHOSE DES ECLOGITES, MICASCHISTES ECLOGITIQUES ET SCHISTES A GLAUCOPHANE

On les trouve dans la zone de contact avec la bande de micaschistes éclogitiques, éclogites et schistes à glaucophane (voir fig. 1.1) et ce sont elles qui constituent la bande discontinue de "schistes verts" terminant du côté interne la zone de Sesia-Lanzo.

J'ai observé surtout des gneiss albitiques ; les passées et les nodules prasinitiques sont moins abondants.

En voici quelques exemples :

SL 355 est un gneiss albitique apparemment banal, mais où apparaissent au microscope des cristaux d'une amphibole bleu pâle, cernés par un mélange de minuscules cristaux d'amphibole vert pâle, de biotite verte et de chlorite. Dans certaines sections, le glaucophane est complètement remplacé mais l'assemblage qui s'y substitue garde la forme géométrique de l'ancienne amphibole : losange, parallélogramme ou rectangle.

Les grenats automorphes sont auréolés de biotite verte ; les épidotes (clinozoïsite) sont zonées ; le rutile s'entoure de sphène.

Comme dans tous les gneiss albitiques, les lits phylliteux à mica blanc (phengite) et chlorite alternent avec les lits granoblastiques à quartz et albite.

1.IV : Tableau comparatif: analyses de gneiss albitiques et de roches détritiques et éruptives.

	SL 168	SL 264	N 6	J 57	G
SiO <sub>2</sub>	75.34	73.40	68.97	69.41	71.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.39	13.38	15.49	15.87	13.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	1.45	1.12	0.24	tr
FeO	1.87	0.77	2.05	1.58	2.7
MnO	0.01	0.01	0.06	0.16	0.05
MgO	3.12	1.23	1.15	1.14	1.3
CaO	tr	2.11	2.99	1.75	1.8
Na <sub>2</sub> O	1.10	3.79	3.69	3.42	3.7
K <sub>2</sub> O	3.71	2.59	3.16	2.44	2.3
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.15	0.45	0.20	0.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.04	0.19	0.55	0.10
H <sub>2</sub> O+	1.99	0.90	0.70	0.75	1.9
H <sub>2</sub> O-	0.13	0.15	n.d	0.16	0.26
TOTAL	100.50	99.97	100.00	100.19	99.8

SL 168, 264: gneiss albitiques. Sesia-Lanzo.

Analyste: N. Vassard (1973)

N 6 : granodiorite à biotite. NOCKOLDS (1954) p. 1014 N°6

J 57 : k ratophyre. Boulder, Kalgoorlie, WA (Australie)  
JOPLIN (1963) p. 122 N°57

G : grauwacke. PETTIJOHN (1954) référence: G

On distingue donc deux paragénèses successives, dont les constituants essentiels sont :  
- pour le 1 re : grenat, glaucophane, rutile, épidote  
- pour la 2 me : chlorite, biotite verte, amphibole, épidote sphène.

J'ai retrouvé très souvent les fantomes de glaucophane : losanges ou parallelogrammes limités par des baguettes d'amphibole verte ou bleu-vert, (symplectique avec l'albite) remplis par des paillettes de biotite verte et/ou de chlorite (SL 1311 est un bon exemple).

Les reliques ou les fantomes d'omphacite ne sont pas rares non plus :

SL 524 est un gneiss à grain fin, assez massif, riche en micas vert pale qui peuvent atteindre 2 à 3 mm de long. Au microscope, on y voit de belles reliques d'omphacite frang es de petits cristaux d'amphibole bleu-vert symplectiques avec l'albite. Cette amphibole est aussi associée à la biotite verte (fantômes de glaucophane). Les épidotes sont zonées (coeur d'allanite), les grenats petits plus ou moins fracturés. Il y a deux générations de micas blancs : de grandes paillettes tordues et des petits cristaux. Le stilpnomélane en rosettes est souvent associé à l'amphibole. Le sphène est assez abondant. Albite et quartz, en grands cristaux fissurés et cicatrisés par de plus petits individus, forment l'essentiel de la roche.

  la première paragénèse on peut attribuer : omphacite, glaucophane, épidote, phengite, grenat (?).

  la seconde amphibole bleu-vert, biotite verte, mica blanc (petites paillettes), stilpnomélane, épidote, (quartz et albite étant présents dans les deux épisodes.)

On retrouve les mêmes éléments dans les nodules pyroxéniques et éclogitiques, tel SL 361.

C'est un petit nodule (4 cm de long) amphibolique vert, travers  par des filonnets grenatifères ; il était dans un gneiss albitique de même minéralogie. Son constituant principal est une amphibole bleu-vert, en petits cristaux symplectiques avec l'albite. On distingue aussi des paillettes de mica blanc et de biotite ocre vert qui marquent avec l'amphibole une direction préférentielle. Dispersés dans la roche, des grains d'épidote zon e (allanite) et de sphène. Dans les filonnets, quartz, grenats automorphes zonés (  périphérie riche en inclusions) micas blanc et cristaux de pyrite. Une paragénèse primaire vraisemblablement à : omphacite, grenat mica blanc...  
Sont secondaires : amphibole bleu-vert, biotite verte, épidote, grenat (?)

Les pyroxènes peuvent en effet être complètement remplacés par un feutrage d'amphibole, de biotite verte, d'albite, d'épidote(?); feutrage peu différent par sa minéralogie de celui qui se substitue aux glaucophanes, mais qui n'a jamais les formes géométriques caractéristiques des fantômes d'amphibole.

Le pyroxène, quand il est très sodique ne donne pas les mêmes produits de transformation : on en trouve des reliques au coeur de zones ellipsoïdales ceinturées de petits grains d'épidote, et où coexistent des cristaux de mica blanc, amphibole vert pale et albite. (SL 61).

Quelquefois, la paragenèse primaire comprend du chloritoïde (Val Ribordone, Val Soana, S. Elisabetta...).

Dans le micaschiste SL ct par ex. le chloritoïde est xénomorphe, mais n'est entouré d'aucun produit de transformation. Du glaucophane, par contre, il ne reste que des fantômes constitués d'albite, de chlorite et d'amphibole verte ; la chlorite auréole aussi les reliques de grenat. Il semble qu'il y ait deux générations de micas blancs : de grandes paillettes de phengite et des cristaux plus petits (paragonite ?).

- 1ère paragenèse : grenat, glaucophane chloritoïde, phengite, rutile,
- 2ème paragenèse : chlorite, amphibole, paragonite, sphène.

On reconnaît donc aisément les roches issues de la rétro-morphose des éclogites, micaschistes éclogitiques et schistes à glaucophane, quand on y trouve, en reliques ou en fantômes, l'omphacite, la glaucophane, le grenat, le chloritoïde. La biotite verte et l'amphibole verte ou bleu-verte (absentes de ces roches quand elles ne sont <sup>pas</sup> rétro-morphosées), la chlorite (en auréole autour des grenats, ou dans les fantômes de glaucophane ou d'omphacite) appartiennent évidemment à la paragenèse "schistes verts". Mais il est bien difficile de savoir quand ont cristallisé l'épidote et la phengite ; il est assez rare d'observer deux générations de micas blancs, et l'épidote se présente toujours en grains zonés que ce soit dans les schistes à glaucophane rétro-morphosés ou les schistes verts sans trace de paragenèse antérieure; il n'y a guère que les petits grains dans les fantômes d'omphacite qui apparaissent nettement secondaires. Dans la plupart des cas, je pense que épidotes et phengites existaient dans l'assemblage primaire (car dans les micaschistes éclogitiques et les schistes à glaucophane, elles sont très fréquentes qu'elles sont restées stables ou qu'elles ont recristallisé.

Il est parfois difficile de savoir si le grenat est primaire ou secondaire, surtout quand il forme de petits cristaux quasi-automorphes, sans auréole de chlorite.

On retrouve dans ces roches rétro-morphosées, la plupart des assemblages déjà décrits dans les gneiss albitiques ; s'y ajoutent essentiellement ceux qui comprennent du stilpnomélane.

Assemblages secondaires "schistes verts"

N°	b.	ocre	bv	chl	amph	gt	stilp	ep	ph	pa	
19	E	X		X	X				X		
9			X		X			X	X		
20	E		X		X	X ?		X	X		SL 361 nodule
5			X	X	X			X	X		SL 355-1311 fréquent
6			X	X	X	X ?		X	X		SL 655
4			X	X				X	X		
12				X	X			X	X		fréquent
11				X	X				X		
2				X				X	X		
21	E				X			X	X		
22	E		X		X		X	X	X		SL524 reliques: Px
23	E		X	X	X		X	X	X		SL782
24	E			X	X		X	X			68297
25	E			X	X					X	SL ct
26	E		X		X		X		X		68292 - 96

A tous s'ajoutent du quartz et de l'albite. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et des opaques (sulfures en particulier)

La composition chimique des gneiss de rétro-morphose est proche à la fois de celle des gneiss albitiques "schiste vert" dépourvus de reliques ou de fantômes, et de gneiss à omphacite, grenat et glaucophane de la moitié orientale de Sesia-Lanzo (voir tableau I.V).

1.V : Tableau comparatif: analyses de gneiss albitiques issus de la rétro-morphose de gneiss à glaucophane, d'un gneiss albitique du faciès "schistes verts" et d'un gneiss à omphacite et glaucophane.

	SL 655	SL 872	SL 355	SL 708	SL 5-2
SiO <sub>2</sub>	63.90	66.26	71.51	67.57	61.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.22	16.51	12.95	16.89	16.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.15	0.35	1.04	3.09	3.67
FeO	3.55	3.08	3.93	0.80	2.85
MnO	n.d	tr	n.d	n.d	0.04
MgO	1.58	2.96	1.88	1.17	2.76
CaO	4.61	1.02	1.53	2.94	1.85
Na <sub>2</sub> O	2.78	3.83	2.73	3.77	3.20
K <sub>2</sub> O	2.53	3.02	2.06	2.55	3.18
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.54	0.83	0.41	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d	0.18	n.d	n.d	0.04
H <sub>2</sub> O+	1.33	2.40	1.53	1.40	2.53
H <sub>2</sub> O-	0.10	0.12	0.16	0.17	0.08
TOTAL	99.46	100.27	100.15	100.76	99.59

SL 655 et 355: gneiss albitiques issus de la rétro-morphose de gneiss à glaucophane. Sesia-Lanzo.

Analyste: M. Lenoble (1973)

SL 872: gneiss albitique issu de la rétro-morphose d'un gneiss à glaucophane. Sesia-Lanzo.

Analyste: A. Berard-Nétilard (1972)

SL 708: gneiss albitique du faciès "schistes verts". Sesia-Lanzo.

Analyste: M. Lenoble (1973)

SL 5-2: gneiss à omphacite, glaucophane, grenat. Sesia-Lanzo.

C. LIEBEAUX (1974).

IV - LES ROCHES ISSUES DE LA RETROMORPHOSE DE ROCHES DU SOCLE

CATAZONAL

Il s'agit essentiellement des roches de la "2ème zone diorito-kinzigitique" comprise entre le Mont Nery et les environs de Riva Valdobbia (Val Sesia) ; zone relayée au Nord du Val Sermenza par un autre lambeau qui se prolonge au Nord de Sesia-Lanzo. On peut compter aussi les amphibolites de Vasario (Val Ribordone) et des intercalations dans les schistes verts du Val Ribordone et du Val Soana ; intercalations qui sont sans doute liées au massif de Vasaria.

DAL PIAZ, GOSSO et MARTINOTTI (1971) ont déjà décrit ces roches de haute température (hercyniennes selon DAL PIAZ, HUNZIKER et MARTINOTTI (1972), plus ou moins recristallisées durant une phase alpine, dans les conditions du faciès schiste vert ou du faciès schiste à glaucophane.

Ces roches sont remarquables par leur variété ; on peut en distinguer grossièrement quatre types :

- gneiss à biotite et grenat
- passées pegmatitiques dans les gneiss
- amphibolites
- marbres

Je me contenterai d'en décrire quelques unes des trois premiers types, en insistant sur les recristallisations dans les conditions du faciès schiste vert.

I/ Les gneiss à biotite et grenat et les pegmatites

a) SL 366 (= IO) en est un bon exemple : c'est une roche à texture gneissique où alternent des lits blancs (quartz et mica blanc) et des lits noirs où dominent les paillettes de biotite brun-rouge sur lesquelles ressortent de gros grenats (jusqu'à 1 cm de diamètre) de couleur vert sombre (due à la chlorite de remplacement).

Au microscope, les grenats apparaissent découpés en débris noyés dans un fond de chlorite vert pale. La périphérie des biotites brun rouge est remplacée par des paillettes de chlorite et de mica blanc bordées par un liseré d'opaques (ilménite). dans les coeurs de biotite intacte, des aiguilles de rutile. Entre les biotites et les grenats, des zones faites de petits grains d'épidote et de mica blanc et d'un peu de graphite.

De la paragenèse originelle subsiste donc le grenat et la biotite auxquels s'ajoutaient sans doute un plagioclase (remplacé par de l'épidote) et du feldspath potassique ou un mica blanc (remplacé par des micas blancs).

la paragenèse secondaire comprend chlorite, mica blanc et épidote.

Certains gneiss sont plus transformés :

Ainsi SL I2I3, roche massive, vaguement schistosée, à zones quartzeuses et zones verdâtres, sur lesquelles se détachent les grenats. Ces grands grenats lardés de chlorite sont entourés par une couronne de petits grenats riches en inclusions d'opaques ; petits grenats que l'on retrouve dispersés au milieu de cristaux d'épidote, de mica blanc, d'albite. Par endroits se regroupent chlorite, sphène (souvent à coeur de rutil) et mica blanc ; ailleurs de minuscules paillettes de mica blanc agglutinées ; des zones quartzeuses (grands quartz déformés, séparés par de petits cristaux engrainés).

Il y a donc deux générations de grenats: l'une est sans doute hercynienne, l'autre ? la chlorite semble postérieure aux grenats ; mais il est bien difficile de savoir si le mica blanc et l'épidote sont contemporains de la seconde génération de grenat ou de la chlorite.

La seule chose qui apparaisse nettement c'est l'existence dans la paragenèse primaire de biotite et de grenat, comme dans SL 366.

b) Il n'est pas rare d'observer des bandes pegmatitiques en lits ou en "sacs" dans les gneiss. Le grain en est grossier, et on distingue aisément des cristaux xénomorphes de quartz, feldspath, biotite, amphibole (quelques mm) séparés par des zones plus finement cristallisées qui appartiennent en fait au gneiss encaissant.

Dans l'échantillon 683I5 les zones pegmatitiques sont faites : - de grands quartz déformés, - de plagioclases remplacés par un assemblage d'albite, de micas blancs et d'épidote (en baguettes disposées suivant la trace des anciens plans de macle - de biotites remplacées par chlorite + mica blanc + sphène + opaque (ces derniers alignés sur les clivages) incluant de petits grenats.

Dans les zones gneissiques très replissées on trouve : - deux générations de grenats lardés de chlorite - des fantomes de biotite (chlorite + mica blanc) - des zones faites essentiellement de micas blancs - des zones constituées de grains d'épidote.

Plus encore que dans les gneiss, il est difficile de reconstituer les assemblages qui se sont succédés dans les pegmatites, ou même simplement de reconnaître celui qui résulte de la dernière phase métamorphique. On peut aussi se demander si cet assemblage tardif a bien pris naissance dans les conditions du faciès schiste vert. On peut s'interroger par ex. sur la présence de zoisite, que jé n'ai jamais observée auparavant\* ou de micas blancs qui ne semblent pas être des phengites.

Devant la complexité de ces roches, dont l'étude n'était pas mon objet, j'ai renoncé à y chercher et à y étudier les paragenèses tardives.

c)- Cependant, DIAL PIAZ.GOSSO et MARTINOTTI (1971) ont signalé, dans le Val Vogna en particulier, des roches catazonales très rétro-morphosées dans le faciès schiste vert. De fait, on trouve des gneiss "schiste vert" où subsistent parfois des grenats reliques, des fantômes non identifiables, et dont la texture est un peu particulière : lits et taches faits de petits micas enchevêtrés ou de chlorite, ou texture rappelant celle des amphibolites rétro-morphosées du Val Soana ou du Val Ribordone.

Voici quelques assemblages secondaires observés dans ces gneiss :

N°	Qz	ab	ph	chl	ep	amph	gt
2	X	X	X	X	X		
I2	X	X	X	X	X	X	
27 C	X	X	X	X	X		X

\* REMARQUE : d'après ACKERMAN et KARL (1972) les conditions d'apparition des zoisites incluses dans les fantomes de plagioclases basiques sont compatibles avec celles du faciès schiste vert, à condition que la pression soit relativement basse. Mais dans les plagioclases des orthogneiss - dont je parlerai plus loin - je n'ai trouvé que de la clinzoisite.

3/ Les amphibolites

Les amphibolites en passées ou en lentilles sont fréquentes. Ce sont des roches massives, à grain généralement fin (au maximum 3 mm) sur lesquelles on distingue bien les cristaux noirs d'amphibole.

Certaines sont fort bien conservées : l'amphibole brune est intacte et seuls les plagioclases sont remplacés par un mélange d'épidote et d'albite.

Mais on y reconnaît souvent des assemblages tardifs similaires à ceux observés dans les "schistes verts".

Ainsi dans SL I298 ; les amphiboles ont un cœur brun-rouge et une périphérie bleu-vert pâle. Des grains de clinzoisite se rassemblent en lits qui contiennent aussi des "trainées" de sphène, quelques cristaux de mica blanc, de biotite ocre, albite, quartz, et des plages assez nombreuses de chlorite.

A l'assemblage primaire à amphibole brune et plagioclase, donc succédé celui à : chlorite, amphibole bleu-vert pâle, biotite ocre, albite...

Dans SL I654, la rétro-morphose, est plus avancée : il ne subsiste plus que quelques reliques d'amphibole brune ; l'amphibole verte envahit la roche et forme en particulier des cortèges de fines aiguilles qui "traversent" les albites ocellaires. On trouve aussi chlorite, clinzoisite sphène opaque. C'est une roche tout à fait similaire à certaines prasinites déjà décrites (SL I99 décrite p. I2).

Parfois, à l'amphibole brune s'ajoutent des grenats qui s'entourent d'une auréole de chlorite, contemporaine de l'amphibole bleu-vert de l'épidote... (SL I2I6).  
Assemblage primaire : amphibole brune, grenat, rutilé ;  
Assemblage secondaire : amphibole bleu-vert, chlorite, clinzoisite, sphène.

On trouve également tous les intermédiaires entre amphibolites gneiss et pegmatites : pegmatites à amphibole, à grenat, amphibolite à biotite, gneiss à biotite et amphibole etc... où les assemblages sont tout aussi difficiles à débrouiller.

Je me contenterai donc de citer quelques assemblages "schistes verts" observés dans des amphibolites assez rétro-morphosées :

N°	Qz	ab	chl	amph	ep	mbl	b ocre	
28 C	A	A	X	X	X	A	A	SL I298 amph brune relique.
I8	A	A		X	X			SL 208 amph brune relique
I6	A	A	X	X	X			SL I2I6 reliques : gt amph brune

Accessoires : sph, opaques

Tableau 1.VI : Analyses de roches catazonales. (Sesia-Lanzo)

	T 10	68319	SL 265	SL 1298
SiO <sub>2</sub>	48.38	51.43	55.14	46.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.68	16.18	21.52	16.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.86	2.03	1.65	3.08
FeO	9.22	7.51	7.94	6.69
MnO	n.d	n.d	n.d	n.d
MgO	3.70	8.20	3.31	7.34
CaO	0.58	6.93	0.59	12.24
Na <sub>2</sub> O	0.51	1.41	0.71	2.17
K <sub>2</sub> O	4.14	1.32	3.62	0.40
TiO <sub>2</sub>	1.36	2.04	1.34	1.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d	n.d	n.d	n.d
H <sub>2</sub> O+	4.53	2.80	4.04	2.78
H <sub>2</sub> O-	0.16	0.06	0.10	0.06
TOTAL	100.11	99.91	99.96	99.51

T 10 : gneiss à biotite brune et grenat

68319 : gneiss à biotite brune et amphibole brune

SL 265 : gneiss à biotite brune et grenat, très rétro-morphosé

SL 1298: amphibolite (un peu rétro-morphosée)

Analyste: M. Lenoble (1973)

Par leur chimisme, les gneiss catazonaux sont très différents des gneiss albitiques : ils sont moins siliceux et moins sodiques. Quant aux amphibolites, leur teneur en calcium est remarquable (elle se traduit par la présence d'amphibole calcique, primaire) (voir tableau I.VI).

V - LES ORTHOGNEISS

Il s'agit de roches massives, peu ou pas schistosées, qui par leur aspect macroscopique rappellent les roches éruptives. Elles affleurent surtout en grandes masses dans la partie septentrionale de Sesia-Lanzo (où elles ont déjà été décrites par DAL PIAZ, GOSSO et MARTINOTTI (1971) ; on les trouve aussi en passées dans le Val Orco, en amont de Sparone.

J'en ferai deux groupes :

- des gneiss clairs, à grands quartz,
- des gneiss à feldspath potassique, où la biotite verte est le principal ferro-magnésien.

I/ Les gneiss clairs, à grands quartz.

L'échantillon SL II52 est une roche grenue à grain moyen (5 mm), un peu étirée, où l'on distingue : quartz, feldspaths jaune-verdâtre (transformés), amphiboles noires et agglomérats de petits cristaux. Au microscope, les grands quartz à extinction roulante sont entourés de petits cristaux du même quartz. Les plagioclases sont complètement remplacés par un mélange d'albite et de petites épidotes disposées selon les anciens plans de macle ; il y a aussi quelques feldspaths potassiques auréolés d'albite. Les amphiboles brun-vert passent à la périphérie à une amphibole bleu-vert. On observe l'association : sphène en lisérés entourant mica blanc, biotite ocre et amphibole bleu-vert : il s'agit vraisemblablement de fantômes d'une biotite primaire

Cette paragenèse primaire devait comprendre : quartz, feldspath potassique, plagioclase (acide ?) amphibole brun-vert, biotite.

A la paragenèse secondaire on peut attribuer : quartz, Albite, feldspath potassique, amphibole bleu-vert, biotite, ocre et épidote.

Cette roche présente des similitudes avec certains gneiss et pegmatites catazonaux : présence de grands quartz, et de feldspaths potassiques, les plagioclases étant remplacés par un mélange d'albite, d'épidote et de mica blanc. Mais dans les orthogneiss, l'épidote n'est pas disposée de façon aussi régulière que dans les pegmatites catazonales et elle ne semble pas de même

nature : apparemment zoisite dans les pegmatites et clinozoisite dans les orthogneiss (difficile à assurer étant donné la petite taille des cristaux). Enfin et surtout, on ne trouve pas dans les orthogneiss les "zones" très replissées et faites de petits minéraux aggrégés ; les minéraux primaires sont généralement peu déformés. Il n'y a pas trace de plusieurs phases de déformation.

Mais de l'assemblage originel, il reste parfois peu de chose.

Ainsi dans SL I252, seuls subsistent les quartz, les feldspaths potassiques (enclavant des cristaux d'albite) et quelques biotites brunes incluses dans les quartz. Les autres minéraux ont fait place à des "agglomérats" de petits cristaux :

albite + épidote + mica blanc → ancien plagio ?  
 mica blanc + sphène + gt → ancienne biotite ?

SL I288 est un gneiss ocellé. Les yeux de 1 cm de long sont des feldspaths potassiques lardés de veines d'albite, cassés et cimentés par la mésostase. Ils sont contournés par des lits phylliteux et épidotiques à biotite verte, chlorite, phengite, épidote et sphène. La mésostase est faite de quartz allongés selon la schistosité.

Enfin dans les roches qui affleurent en amont de Sparone dans le Val Orco, le seul minéral primaire est le quartz. Ce sont des roches massives grises ou bleutées où l'on distingue à l'oeil nu des cristaux de quartz cassés, étirés (7 à 8 mm de long) et des taches fusiformes gris pâle et gris vert. Au microscope, (SL IIII) les taches sombres se révèlent être un assemblage de petits cristaux de chlorite, épidote, grenat (automorphe), amphibole vert pâle, sphène, opaque, mica blanc (peu abondant) sur un fond d'albite et de quartz. Dans les taches claires se concentrent micas blancs et granules de sphène.

Leur texture, les reliques ou les fantômes qu'on y trouve, leur chimisme (voir tableau I.VII) indiquent clairement que ces roches sont d'anciennes roches éruptives : granites, granodiorites....



1.VII : Tableau comparatif: analyses d'orthogneiss clairs et de roches éruptives.

	SL 1636	N 5	SL 1647	SL 1111	J 6	SL 1288	J 79
SiO <sub>2</sub>	70.36	70.47	70.36	61.13	60.56	73.07	73.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.93	15.50	14.82	17.79	15.57	13.85	13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	0.63	tr	3.05	1.40	1.38	0.71
FeO	1.24	2.12	3.02	3.64	5.70	0.42	1.00
MnO	n.d	0.03	tr	tr	0.07	n.d	0.17
MgO	1.17	0.65	1.09	2.58	2.58	0.53	0.54
CaO	1.79	1.91	1.27	4.69	5.19	0.66	0.79
Na <sub>2</sub> O	3.56	4.12	3.56	3.39	3.06	3.59	3.54
K <sub>2</sub> O	3.56	3.59	3.41	1.72	2.31	5.06	4.96
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.30	0.31	0.78	1.58	0.20	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d	0.16	0.09	0.17	0.72	n.d	0.10
H <sub>2</sub> O+	1.32	0.52	1.75	1.64	0.78	0.55	0.39
H <sub>2</sub> O-	0.13	n.d	0.05	0.14	0.08	0.19	0.01
TOTAL	99.78	100.00	99.73	100.68	99.60	99.60	99.66

SL 1636 : orthogneiss clair. Sesia-Lanzo. Analyste: M. Lenoble (1973)

SL 1111 : orthogneiss clair très transformé. Sesia-Lanzo.

Analyste: M. Lenoble. (1973)

SL 1288 : gneiss oeilé. Sesia-Lanzo. Analyste: M. Lenoble (1973)

N 5 : granodiorite à muscovite et biotite. NOCKOLDS (1954)

J 6 : tonalite. Mt Lofty, Ra., S.A (Australie)

JOPLIN (1963) p. 81 N°6

J 79 : granite alcalin. Mt Ridley, W.A, (Australie).

JOPLIN (1963) p. 21 N°79.

Les assemblages secondaires semblent bien être typiques des conditions du faciès schiste vert:

N°	Q	ab	b	chl	ph	amph	ep	gt	FK
29 or	X	X			X	X	X		
(9)	X	X	O		X	X	X		
30 or	X	X	O		X	X	X	X	X
31 or	X	X	O		X	X	X	X	
32 or	X	X	O		X		X	X	X
33 or	X	X	V		X	X	X	X	X
6	X	X	V	X	X	X	X	X	
34 or	X	X		X	X	X	X	X	
(5)	X	X	O	X	X	X	X		
10	X	X	V	X	X		X		

O : biotite ocre

V : biotite verte

Accessoires : apatite, sphène, rutile, opaques...

Au sujet des feldspaths potassiques, on peut faire la même remarque que pour les gneiss albitiques à feldspath potassique : il s'agit de reliques qui sont peut-être encore stables dans les conditions du faciès schiste vert.

On retrouve parmi ces orthogneiss, certains assemblages typiques des gneiss albitiques sans trace de rétro-morphose. De plus, j'ai parfois observé leur passage à des gneiss albitiques. J'en citerai un exemple, pris dans le Val Sermenza (près de Oro di Munca, échantillons SL I277, I636, I637, I638) où sont associés : un orthogneiss clair à grands quartz, un gneiss oeilé, et un gneiss albitique. Je n'ai pas vu les contacts (cachés par la végétation), mais le passage de l'un à l'autre type se fait sur quelques mètres. La minéralogie des trois roches présente de grandes analogies : dans l'orthogneiss (SL I636), on observe quartz et feldspaths potassiques primaires et des fantômes de biotite et d'amphibole (?). Ces fantômes demeurent dans le gneiss oeilé, où les "yeux" sont faits de feldspaths potassiques cassés cicatrisés, et remplacés par de l'albite. Dans le gneiss albitique, on retrouve les assemblages caractéristiques des fantômes (albite, biotite verte, phengite, amphibole, épidote...), mais les contours de ceux-ci sont moins affirmés ; il n'y a plus trace de feldspath potassique.

L'orthogneiss ayant de plus une composition chimique semblable à celle de certains gneiss albitiques (SL I647), on peut très bien envisager l'identité originelle de ces trois roches;

Les gneiss albitiques correspondraient simplement à des zones plus déformées, plus schistosées, dans lesquelles les circulations intenses de fluides seraient responsables d'une recristallisation plus avancée.

2/ Les orthogneiss à feldspath potassique, riches en biotite verte

A l'affleurement, ils apparaissent plus sombres que les précédents ; le grain en est généralement grossier ; on observe des "taches" fuselées qui peuvent atteindre 2 cm de long : taches blanches des feldspaths, grises des quartz, taches vertes où brillent de petites phyllites, et taches noires.

En lame mince (SL 381), on peut observer les minéraux constitutifs de ces "taches" : des feldspaths potassiques de grande taille, xénomorphes, qui se détachent sur un fond de petits cristaux de quartz et de feldspath (albite) ; ils ont des bords indentés, et leurs cassures sont cimentées par la matrice environnante. Finement maclés, ils sont auréolés par de l'albite, qui pénètre aussi le long des fractures. Ils ne sont pas perthitiques.

une association de phengites et d'épidotes, sur un "fond" d'albite, qui correspond aux taches vertes.

la biotite verte qui constitue l'essentiel des taches sombres. Celles-ci montrent une zonation : un coeur fait de grains d'opagues entourés de sphène ; parfois du stilpnomélane associé à de l'épidote ; une zone externe où domine la biotite verte, accompagnée d'un peu de chlorite, et de cristaux d'épidote et de grenat (ces derniers à la périphérie surtout).

Dans la matrice claire, quartzo-feldspathique qui forme l'essentiel de la roche, on trouve des baguettes de stilpnomélane (en particulier dans les cassures des feldspaths potassiques) quelques cristaux d'épidote, d'apatite et de calcite.

Des filons à grain fin recoupent ces gneiss grossiers, qui sont traversés aussi par des passées plus claires et plus compactes. La minéralogie en est le plus souvent très proche de celle du gneiss grossier encaissant.

Dans SL 1145, par exemple, les feldspaths potassiques beaucoup plus petits que ceux du gneiss grossier, et les quartz de petite taille sont dispersés dans une matrice de fins cristaux de quartz et d'albite ; dispersés aussi, les petits cristaux de biotite verte, d'épidote (à coeur d'allanite), de grenat et de sphène.

Mais il existe aussi des filons plus clairs, tel SL 383 :

Quartz et feldspaths potassiques xénomorphes, de même taille, sont séparés par des plages où coexistent albites micas blancs, quelques chlorites. Il ne reste plus que des fantômes d'une biotite complètement remplacée par l'assemblage : mica blanc + chlorite + opaque (ilménite ?).

Comme pour les précédents, le caractère "ortho" de ces gneiss apparait nettement ; l'analyse chimique ne fait que le confirmer (tableau I.VIII).

Quant aux paragenèses secondaires elles possèdent des minéraux caractéristiques du faciès schiste vert. Là encore, on trouve dans les gneiss grossiers, des passées de gneiss fins (gneiss albitiques à feldspath potassique, voire gneiss albitique) de même minéralogie, mais où l'on ne distingue plus de fantômes de minéraux primaires.

Assemblages secondaires:

N°	Qz	ab	ph	bv	chl	stilp	amph	ep	gt	FK	
35 o	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	SL 381 chl tardive
36 o	X	X	X	X	X	X		X	X	X	
37 o	X	X	X	X	X	X		X	X	X	SL I63I
38 o	X	X	X	X		X	A	X	X	X	SL I634
39 oo	X	X	X		X	X		X		X	SL I632
40 o	X	X	X	X		X	X	X		X	SL I630
41 o	X	X	X	X	X			X	X	X	
42 o	X	X	X	X	X			X		X	
43 o	X	X	X		X			X	X	X	

Accessoires sphène calcite

Pour le feldspath potassique, même remarque que pour les orthogneiss clairs.

On peut noter la présence de stilpnomélane et la "richesse" des assemblages ; étant donné le grand nombre de minéraux observés, on peut douter de leur costabilité (règle des phases). Pourtant, sauf pour la chlorite qui pourrait parfois être tardive, tous ces minéraux semblent contemporains ; on n'observe pas, en lame mince, de réaction de déstabilisation de l'un au profit de l'autre. Remarquons cependant que le nombre de phases observées décroît toujours avec la taille des grains : les gneiss fins, nettement schistosés ont la minéralogie la plus simple ; l'hétérogénéité des gneiss grossiers peut expliquer peut-être la multiplicité des minéraux secondaires. J'y reviendrai...

I.VIII : Tableau comparatif : analyses d'orthogneiss riches en biotite verte et de roches éruptives.

	SL 1144	N 1	T 8	:	SL 381	J 14
SiO <sub>2</sub>	64.04	61.54	64.76	:	47.40	49.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.80	17.45	17.13	:	16.60	17.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	1.82	1.87	:	11.60	2.2
FeO	1.79	3.10	1.25	:	2.39	5.7
MnO	n.d	0.09	0.19	:	n.d	0.12
MgO	0.48	0.74	0.33	:	2.28	6.3
CaO	1.57	2.39	1.48	:	9.42	9.1
Na <sub>2</sub> O	5.02	5.59	5.80	:	4.92	4.2
K <sub>2</sub> O	6.25	5.97	5.70	:	1.79	1.1
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.59	0.70	:	2.39	2.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d	0.19	0.11	:	n.d	0.40
H <sub>2</sub> O+	0.06	0.59	0.20	:	0.98	1.8
H <sub>2</sub> O-	0.13	n.d	0.21	:	0.19	n.d
TOTAL	100.17	100.06	100.01	:	99.96	100.42

- SL 1144: orthogneiss riche en biotite verte. Sesia-Lanzo  
Analyste: M. Lenoble (1973)
- SL 381 : orthogneiss riche en biotite verte. Sesia-Lanzo  
Analyste: M. Lenoble (1973)
- N 1 : syenite à ferrohastingsite. NOCKOLDS (1954) p. 1016 N°1
- T 8 : nordmarkite. Nordmarka (Norvège). TURNER VERHOOGEN (1960)  
p. 344 N°8
- J 14 : roche dioritique. Focal Complex, Mt Barney, QLD (Australie)  
JOPLIN (1963) p. 88 N°14

REMARQUES

I/ La distinction que j'ai établie entre les roches du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo, est basée sur leur origine, mais celle-ci est parfois difficile à établir.

a) Certaines roches contiennent des reliques de minéraux qu'il est difficile de rattacher à une paragenèse primaire plutôt qu'à une autre ; c'est le cas des grenats reliques qui peuvent appartenir à des assemblages écloogitiques ou catazonaux.

b) Je ferai mention de certains gneiss très clairs que l'on trouve dans le Val Soana, un peu en amont de Pont Canavèse (SL 1427, 1433...)

Ils ne contiennent pas de reliques ou de fantômes des minéraux "habituels" (amphibole, pyroxène, grenat), mais on y trouve des plages faites de très petits cristaux de mica blanc, sur un fond d'albite et de quartz ; albite et quartz qui sont leurs constituants essentiels. Quelques cristaux de stilpnomélane, d'épidote et d'amphibole bleu-vert complètent la paragenèse.

Sur le terrain, ces roches sont associées à d'autres gneiss à grenat relique, et à des niveaux basiques pratiquement pas re-tromorphosés (pyroxénite...). Il s'agit donc probablement de roches acides cristallisées dans les mêmes conditions que les micaschistes écloogitiques.

	Qz	ab	ph	stilp	ep	amph	
	X	X	X	X	X		I427 - 28
	X			X		X	I433 (accessoire : calcite)
	X	X	X	X	X	X	I645a (2 générations de phengite)

c) Dans le Val Soana, on trouve des amphibolites, à reliques de clinopyroxènes, dont on ne peut déterminer s'il s'agit d'anciens gabbros, d'anciennes pyroxénites catazonales ou écloogitiques.

d) Je signalerai enfin les rares gneiss à biotite ocre qui affleurent à l'extrême bord occidental de Sesia-Lanzo, au contact avec les schistes lustrés.

SL 729 en est un exemple typique : le quartz y est peu abondant, les albites relativement grandes, poécilitiques.. A la phengite, à l'épidote (fort abondante), à la chlorite vert pâle, à l'amphibole bleu-vert symplectique avec l'albite s'ajoutent une biotite ocre (pleochroïsme : incolore à ocre verdâtre) et du grenat. La biotite se transforme en chlorite et les grenats sont souvent entourés d'une petite auréole de biotite et de chlorite. Les minéraux accessoires sont le sphène et la pyrrhotite (déterminée aux RX). Les assemblages de ce type sont peu nombreux :  
Q ab mb bb amph gt ep chl (tardive)  
Q ab mb bb amph ep chl (tardive)

Il est évident qu'il s'agit là de gneiss polyphasés ; mais leur situation géographique ne permet de les rattacher à aucun des gneiss de rétomorphose que j'ai déjà décrits. On peut remarquer aussi la présence de biotite ocre, exceptionnelle dans les autres schistes verts de Sesia-Lanzo, et un chimisme un peu différent, plus calcique.

Je pense donc que ces gneiss pourraient appartenir plutôt à la zone des schistes lustrés, qui jouxte Sesia-Lanzo du côté externe.

Dans tous les cas, pour lever l'indétermination, il faudrait un travail complémentaire tant sur le terrain qu'au laboratoire :  
- sur le terrain, observations, levés cartographiques et échantillonnage très serré des "zones litigieuses"  
- au laboratoire, observations et analyses chimiques des roches et de leurs minéraux constitutifs ; en particulier, la composition chimique et le zonage des grenats pourraient donner des indications sur leur origine.

2/ J'ai signalé des passées de gneiss albitiques, (pourvus ou non de feldspath potassique) associées aux orthogneiss. De même minéralogie que les orthogneiss, ils diffèrent parfois sur ce point des gneiss albitiques de la partie méridionale de Sesia-Lanzo : présence du stilpnomélane, en particulier. Mais j'en ai rangé aussi certains parmi les gneiss albitiques.

J'ai fait ce rapprochement sur des critères purement pétrographiques et minéralogiques, sans faire intervenir ceux d'ordre chronologique : d'après DAL PIAZ, HUNZIKER et MARTINOTTI (1972) en effet, les "schistes verts" du Nord seraient eoalpins, alors que ceux qui affleurent au sud du Val Gressoney seraient plus tardifs. (Voir introduction).

## CONCLUSION

Les roches du faciès "schiste vert" sont donc assez largement répandues à Sesia-Lanzo.

Si des distinctions s'imposent quant à leur nature originelle ou aux conditions métamorphiques auxquelles elles ont été soumises auparavant (polyphasage ou polymétamorphisme), peu de différences apparaissent dans la minéralogie des assemblages "schiste vert". Les paragéèses sont, pour la plupart, communes à tous les types de roches. Seul le stilpnomélane n'apparaît que dans certaines roches de rétomorphose et des orthogneiss riches en biotite verte.

La plupart des assemblages sont simples, exceptés dans certains orthogneiss où il y a jusqu'à 10 phases essentielles qui semblent coexister. Si les premiers ont certainement cristallisé à l'équilibre, il est difficile de l'affirmer pour les seconds ; dans ce cas, l'étude minéralogique apportera peut-être une réponse.

CHAPITRE II :  
MINERALOGIE

- Une étude minéralogique m'a parue nécessaire pour :
- pouvoir discuter des assemblages observés,
  - préciser les conditions de formation de ces assemblages.

En effet, si les paragénèses que j'ai décrites sont caractéristiques du faciès schiste vert (TURNER 1968), le terme même de "faciès schiste vert" recouvre des assemblages minéralogiques qui peuvent avoir cristallisé dans des conditions assez variables. En particulier, que l'on retrouve les mêmes assemblages dans toutes les roches du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo, ne signifie pas nécessairement qu'elles se soient toutes formées dans le même "climat" métamorphique.

Or, on a souvent considéré, que les conditions physiques d'apparition d'un minéral influaient sur son chimisme ; c'est ainsi, par exemple, que la teneur en sodium des plagioclases est utilisée par certains auteurs (TURNER VERHOOGEN 1960) pour établir les frontières entre différents faciès.

Certes, l'évolution du chimisme d'un minéral en fonction de l'intensité du métamorphisme ne se fait pas toujours de façon aussi nette et régulière, ne serait-ce que parce que le chimisme de la roche-hôte intervient.

Mais en comparant les compositions des minéraux de Sesia-Lanzo avec celles de minéraux d'autres "schistes verts" (BROWN 1967, 1969, 1971 ; CHATTERJEE 1971 ; CRAWFORD 1966 ; MAC NAMARA 1965 ; MATHER 1970, ZEN 1960...) et en utilisant les données expérimentales sur les stabilités de ces minéraux, peut-être pourrai-je cerner les conditions de formation des roches que j'ai décrites.

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 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

I - METHODES D'ETUDES

Les minéraux ont été déterminés au microscope et aux rayons X. (diffractomètre ; radiations CuK $\alpha$ )

Des séparations ont été faites par les méthodes courantes : séparateur magnétique, liqueurs denses, attaque à l'acide, buvard, tri sous la loupe binoculaire ; la pureté des phases (99 %) était vérifiée sous la loupe ou le microscope et par un diffractogramme RX. Les minéraux ainsi séparés ont été analysés par voie humide (N. VASSARD, A. BERARD-NETILLARD)

Mais pour la plupart des analyses de minéraux, j'ai utilisé la microsonde électronique<sup>\*</sup>.

Microsonde:

Les analyses sont effectuées sur des lames polies et recouvertes d'une fine pellicule de carbone (déposée sous vide). Les éléments sont analysés deux par deux ; les spectromètres sont munis de cristaux KAP (pour Na, AL, Mg, Si) et PET (K, Ca, Ti, Mn, Fe). L'appareil est pourvu d'un dispositif anticontamination par refroidissement, à l'aide d'azote liquide, du porte-échantillon.

L'utilité de ce dispositif est grande pour l'analyse des éléments légers, Na K. Ceux-ci ont en effet tendance à se volatiliser sous le faisceau d'électrons, et la volatilisation est moins rapide quand l'échantillon est refroidi (Fig. 2,1). Par contre, elle s'accélère avec l'augmentation du potentiel d'accélération et de l'intensité du courant image (fig. 2, 2). Elle varie aussi beaucoup d'un minéral à l'autre : intense pour les verres acides ou la paragonite par exemple, elle n'est guère décelable pour l'orthose, la biotite (Fig. 2.2 et 2.3). Le temps de comptage ne dépassant jamais 100 S, le phénomène intervient peu pour les minéraux à analyser, mais il a par contre son importance pour les témoins, fréquemment utilisés. Pour en minimiser les effets, on a fixé pour l'analyse des alcalins, le courant image à 20 nA (pour les autres éléments, il est de 30 nA) et le temps de comptage à 50 s, pour un potentiel d'accélération de 15 KV.

\* (Microsonde CAMECA, MS 46, commune aux laboratoires de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université PARIS VI)

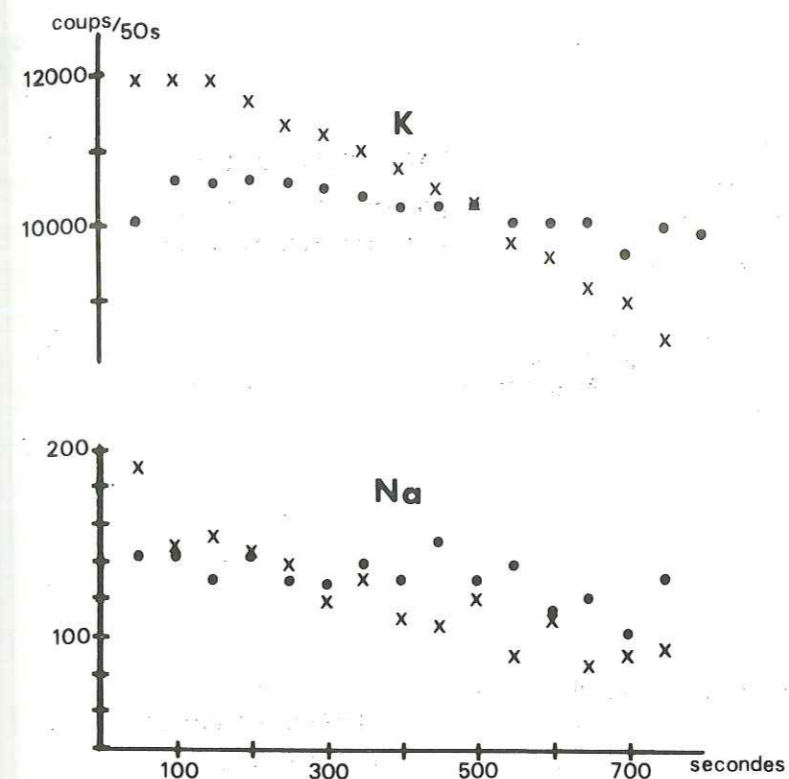


fig. 2.1

Intérêt du dispositif anticontamination dans le dosage des éléments légers.

Standard: phengite (N 252)  
15 kV 20 nA

x sans anticontamination  
• avec anticontamination

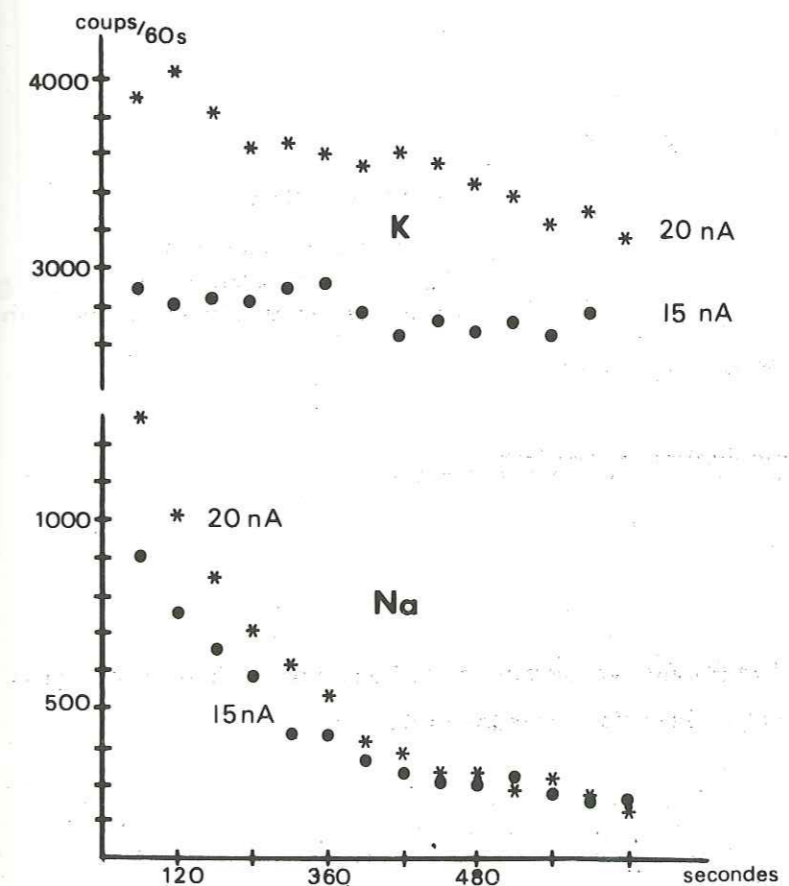
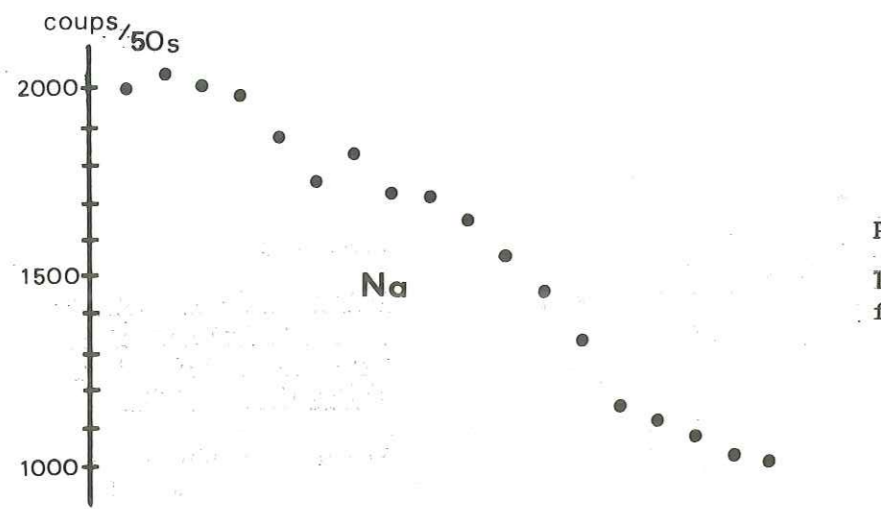


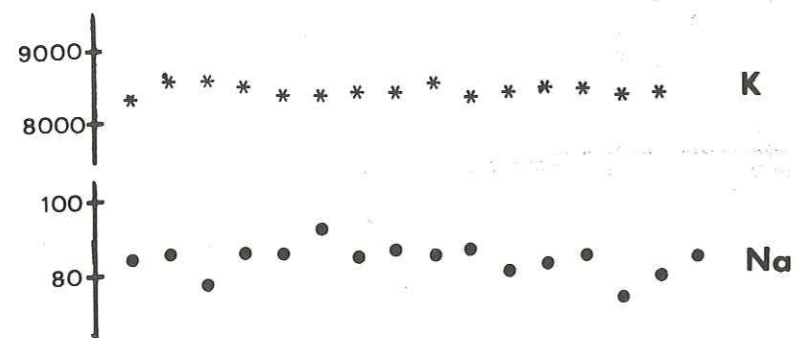
fig. 2.2

Influence de l'intensité du courant image sur le dosage des éléments légers.

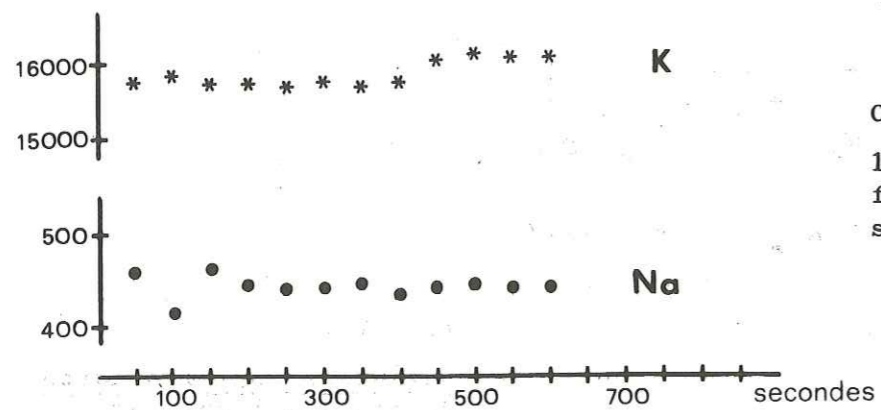
Standard: obsidienne (66)  
10 kV  
Ø du faisceau: 10 µ  
avec anticontamination



PARAGONITE  
10 kV 15 nA  
faisceau: 10  $\mu$



BIOTITE (Biot 1)  
15 kV 20 nA  
faisceau: 10  $\mu$   
sans anticontamination



ORTHOSE  
15 kV 20 nA  
faisceau: 10  $\mu$   
sans anticontamination

fig. 2.3 : Influence du temps de comptage sur le dosage des éléments légers, dans différents standards.

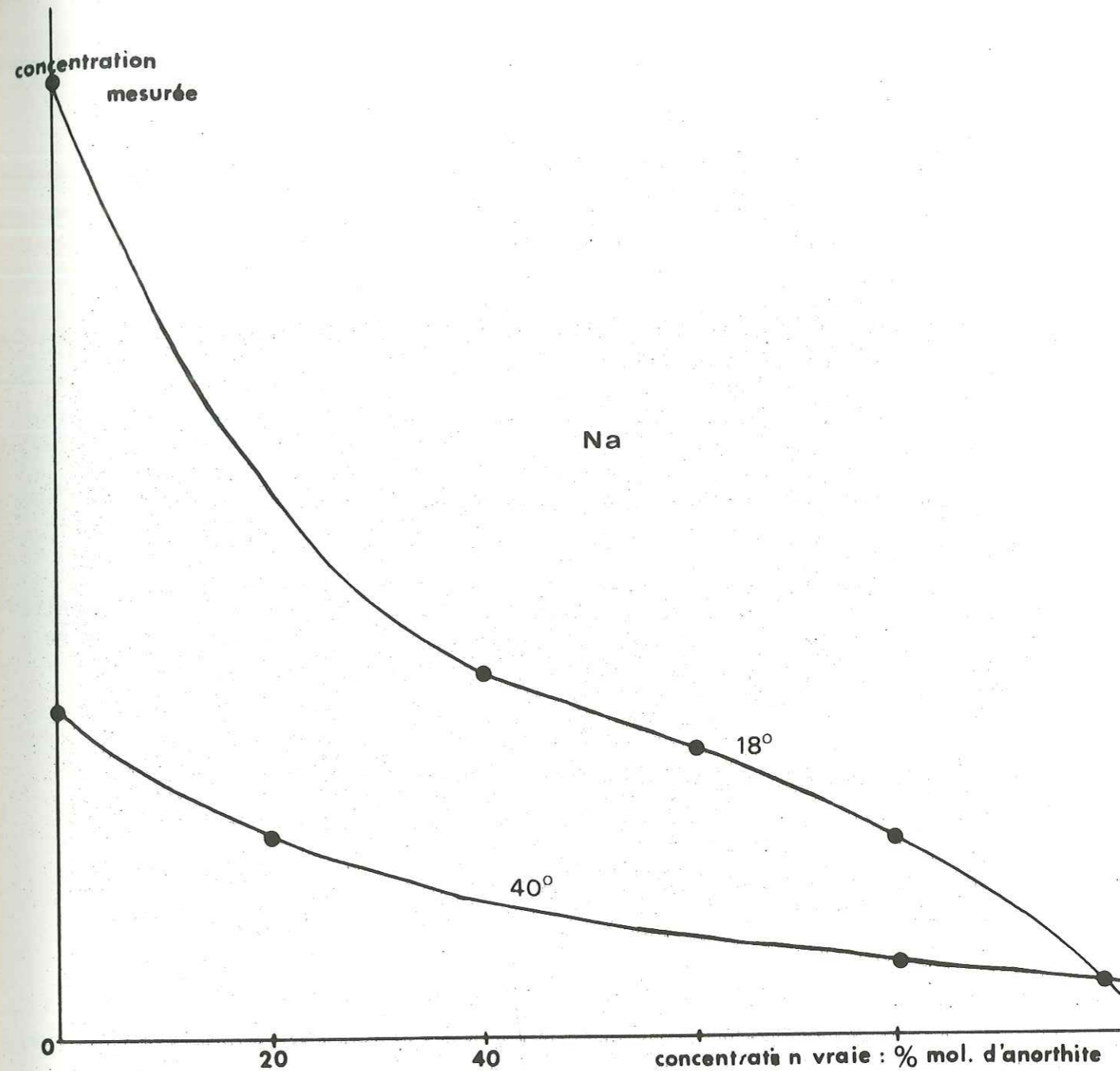


fig. 2.4 : Influence de l'angle de sortie des radiations sur les concentrations mesurées.

Le sodium a été dosé sur des plagioclases de compositions différentes (Ab, An 20, An 40, An 60, An 80).

Pour un angle de sortie de 18° (celui de la sonde CAMECA que nous utilisons), les concentrations mesurées (comptages) ne sont pas proportionnelles aux concentrations vraies.

Pour un angle de sortie de 40°, elles le sont quasiment.

Mais on ne peut empêcher qu'à la longue les témoins ne s'usent, les micas particulier.

A partir des comptages obtenus, le calcul des concentrations a été effectué sur l'ordinateur IBM 370 du CIRGE, à l'aide du programme EMPADR VII (RUCKLIDGE et GASPARRINI 1969). La concentration est donnée par l'expression :

$$W = W_M \times \frac{R_0}{R_1} \times \frac{S_1}{S_0} \times \frac{f_0(x_0)}{f(x_1)} \times \frac{I + \sigma_0}{I + \sigma_1}$$

$W_M$  concentration mesurée

$\frac{R_0}{R_1}$  est lié à la proportion d'électrons rétrodiffusés } efficacité d'entrée

$\frac{S_1}{S_0}$  est lié à la proportion d'électrons absorbés }

$\frac{f(x_0)}{f(x_1)}$  facteur d'absorption de Philibert } efficacité de sortie

$\frac{I + \sigma_0}{I + \sigma_1}$  facteur de fluorescence caractéristique } génération des RX

De ces trois facteurs, le premier et le dernier sont bien connus, mais ce n'est pas le cas du facteur d'absorption : il est fonction de l'angle de sortie des radiations électromagnétiques, et cette fonction n'est linéaire qu'entre 40° et 89°. Pour un angle de sortie inférieur, les corrections sont beaucoup plus difficiles à faire ; or, pour la sonde que nous utilisons, il est de 18°.

Dans ce cas, la concentration vraie d'un élément n'est plus proportionnelle à la concentration mesurée (Fig. 2.4). Les corrections restant, elles, linéaires, on est obligé d'utiliser un étalon dont la teneur en l'élément analysé est proche de celle du minéral dont on veut déterminer la composition ; ce qui oblige à multiplier les minéraux témoins.

Or un bon témoin est un minéral non zoné et dont la composition chimique est bien connue ; si elle a été déterminée de façon "classique", (analyse par voie humide ou fluorescence X) il faut être sûr de la

pureté de la poudre et en particulier de l'absence d'inclusions. Des erreurs légères sur les compositions des standards peuvent être amplifiées et donner de mauvais résultats.

La petitesse de l'angle de sortie des radiations électromagnétiques impose aussi un polissage de qualité : si la surface de la lame analysée est irrégulière, le parcours des radiations dans l'échantillon sera de longueur très variable, d'où des variations dans l'absorption des radiations.

Or le polissage des gneiss albitiques est délicat parce qu'y coexistent quartz et feldspaths, longs à polir, et des phyllites qui se clivent, se creusent, et, faute d'être en contact avec le tour et l'abrasif gardent une surface irrégulière. C'est vrai surtout pour les petites paillettes de biotite, spécialement quand elles sont isolées au milieu de minéraux durs.

On essaie de pallier à cet inconvénient en choisissant des sections aussi lisses que possible (en lumière réfléchie) qui ne sont pas bordées de minéraux restés en relief, et surtout en multipliant le nombre d'analyses.

J'ai donc en général analysé au moins 10 sections par minéral et par lame. Pour les minéraux zonés (grenat, épidote), j'ai choisi après balayage, au moins deux points à analyser par section. Pour les minéraux réputés non zonés, je me suis contentée d'un comptage par section (il peut y avoir des variations dans la teneur en tel ou tel élément d'un point à l'autre d'une plage, mais ces variations ne sont pas régulières).

Il apparait entre les analyses ponctuelles d'un minéral des différences non négligeables ; la variation maximale en poids d'oxyde est couramment de 5 % à 10 %. Ces variations sont sans doute pour partie le fait d'erreurs analytiques : polissage défectueux, mauvaise mise au point, mauvais repérage du point analysé. Mais il est certain aussi que la composition chimique des cristaux d'un minéral donné au sein d'une roche n'est jamais parfaitement équivalente. Plusieurs faits l'attestent :

- les totaux en poids d'oxydes des analyses ponctuelles varient moins que les pourcentages de chaque oxyde.
- les variations maximales dépendent beaucoup de l'élément ; ainsi dans les phengites et les biotites, le taux de  $K_2O$  est infiniment plus constant (variation maximale 2 à 4 %) que celui de  $TiO_2$  (variation maximale : jusqu'à 100 % !).



Tableau 2.I : Analyses partielles de phengites (microsonde)

	SL 173	SL 180	SL 381	SL 655	SL 679	SL 708	SL 715
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.71 <sup>x</sup>	29.23 <sup>x</sup>	28.39 <sup>x</sup>	28.90 <sup>x</sup>	30.93 <sup>x</sup>	30.19 <sup>x</sup>	29.34 <sup>x</sup>
FeO(tot)	3.15	3.17	7.12	2.46	3.46	4.82	4.14
MgO	3.61	5.05	1.29	2.98	3.93	2.92	3.60
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.16	0.26	0.63	0.30	0.50	0.33
K <sub>2</sub> O	10.00	10.54	10.09	10.13	9.70	9.47	10.34
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.18	0.13	0.16	0.10	0.14	0.05

	SL 720	SL 872	SL 1029	SL 1144	SL 1311	SL 1647
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.01 <sup>x</sup>	30.20 <sup>x</sup>	29.16 <sup>x</sup>	28.36 <sup>x</sup>	26.47 <sup>x</sup>	29.98 <sup>x</sup>
FeO (tot)	3.78	2.87	3.79	8.39	2.81	4.06
MgO	3.98	4.88	3.66	1.91	3.10	3.39
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.29	0.24	0.06	0.44	0.21
K <sub>2</sub> O	10.33	9.73	9.84	-	10.44	9.65
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.12	0.09	0.21	0.11	0.13

<sup>x</sup> La teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> n'est donnée qu'à titre comparatif; elle est certainement surestimée. (erreur dans le dosage du standard)

J'ai cependant utilisé pour chaque échantillon, la moyenne des analyses ponctuelles sur chaque minéral (non zoné), en éliminant toutefois celles dont le total ou la teneur en un élément différait trop de la moyenne (j'ai considéré alors qu'il y avait erreur). Le nombre de sections analysées m'a paru suffisant pour que ce résultat ait un sens; à partir de 5 à 6 analyses ponctuelles, la moyenne ne change que très peu avec le nombre d'analyses envisagées.

## II PHENGITES

Presque toutes les roches que j'ai observées, contiennent des micas blancs. Ils ne sont absents que des prasinites.

Sur l'échantillon, ils se présentent en paillettes blanches ou vert d'eau qui peuvent atteindre 2 à 3 mm de long. En lame mince, les cristaux incolores ou vert très pale (et dans ce cas légèrement pléochroïques) sont les constituants essentiels des lits phylliteux et épidotiques.

Les diagrammes de RX ont révélés qu'il s'agissait toujours de micas de la série muscovite-phengite. A l'analyse, il est apparu que ces micas étaient des phengites. (polymorphes : 2 M<sub>1</sub> ou mélange I M + 3 T).

Des phengites extraites de gneiss albitiques à feldspath potassique ont été analysées, par voie humide (tableau 2.II) J'ai fait aussi à la microsonde, des analyses partielles de phengites de gneiss albitiques (dont certains proviennent de la rétro-morphose de gneiss à glaucophane) et d'orthogneiss (tableau 2.I). Pour ces dernières, les résultats que je donnerai sont des moyennes de 10 à 15 analyses ponctuelles faites, à raison d'une analyse par paillette de phengite, dans un même échantillon.

### Teneur en silice

Les phengites qui appartiennent aux gneiss albitiques à feldspath potassique, (tableau 2.II) coexistent avec des feldspaths potassiques, de la biotite verte et parfois de la chlorite. Ces roches devraient donc avoir cristallisé dans des conditions physiques proches de celles matérialisées par la courbe d'équilibre de la réaction :  
 phengite = muscovite + biotite + feldspath potassique + quartz + H<sub>2</sub>O  
 conditions déterminées expérimentalement pour diverses compositions de phengites (VELDE 1965).

Tableau 2.II : Analyses de phengites extraites de gneiss albitiques à feldspath potassique (sauf 68200; gneiss albitique)

	SL 229	SL 369	SL 695	SL 710	SL 725
SiO <sub>2</sub>	51.76	49.65	49.31	52.23	48.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.90	26.67	23.99	21.99	27.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.92	1.51	5.64	2.57	1.23
FeO	3.03	3.42	1.28	4.32	2.76
MnO	0.07	0.20	0.03	0.08	0.04
MgO	3.55	2.90	3.37	3.32	3.85
CaO	tr	tr	tr	tr	0.22
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.10	0.17	0.15	0.09
K <sub>2</sub> O	10.44	11.14	10.50	11.14	11.74
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.16	0.21	0.23	tr
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr	tr	tr	0.11	tr
H <sub>2</sub> O+	4.38	4.44	3.96	4.48	4.44
H <sub>2</sub> O-	0.03	0.01	2.41	0.13	0.02
TOTAL	100.52	100.20	100.87	100.75	100.94

Si	3.421	3.352	3.375	3.536	3.265
Al <sup>IV</sup>	0.579	0.648	0.625	0.464	0.735
Al <sup>VI</sup>	1.419	1.473	1.311	1.291	1.472
Fe <sup>3+</sup>	0.098	0.077	0.291	0.131	0.062
Fe <sup>2+</sup>	0.172	0.193	0.074	0.244	0.155
Mn	0.004	0.012	0.002	0.004	0.002
Mg	0.360	0.292	0.343	0.336	0.385
Ti	0.008	0.008	0.010	0.011	-
Na	0.012	0.012	0.021	0.020	0.012
K	0.908	0.957	0.917	0.960	1.004
Ca	-	-	-	-	0.016
oct.	2.061	2.055	2.031	2.017	2.076
int.	0.920	0.969	0.938	0.980	1.048

Toutes les analyses ont été faites par voie humide.  
Analystes: N. Vassard (SL 695, 68200)  
A. Bérard-Nétillard

Le calcul des formules structurales est fait sur la base de 22 charges électrostatiques, soit O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>.

	SL 1030	SL 1197	SL 1259	SL 1295	68200
SiO <sub>2</sub>	49.68	49.06	48.59	49.00	48.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.44	26.92	26.61	25.95	28.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	3.39	2.13	3.56	2.98
FeO	2.85	2.68	3.90	2.96	1.26
MnO	0.14	0.21	0.14	0.21	tr
MgO	3.26	2.40	1.95	2.62	3.16
CaO	tr	0.17	0.76	tr	tr
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.05	0.13	0.08	0.53
K <sub>2</sub> O	10.62	10.71	10.75	11.77	10.36
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.21	0.38	0.12	0.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr	tr	0.14	tr	0.07
H <sub>2</sub> O+	4.56	4.56	4.16	4.44	4.46
H <sub>2</sub> O-	0.09	0.01	0.41	0.07	0.18
TOTAL	99.71	100.37	100.05	100.78	100.45

Si	3.372	3.313	3.314	3.322	3.242
Al <sup>IV</sup>	0.628	0.687	0.686	0.678	0.758
Al <sup>VI</sup>	1.407	1.455	1.454	1.396	1.493
Fe <sup>3+</sup>	0.135	0.172	0.109	0.182	0.150
Fe <sup>2+</sup>	0.161	0.152	0.221	0.167	0.070
Mn	0.008	0.012	0.008	0.012	-
Mg	0.330	0.241	0.199	0.265	0.315
Ti	0.017	0.010	0.019	0.006	0.024
Na	0.012	0.008	0.006	0.012	0.068
K	0.918	0.921	0.934	1.018	0.885
Ca	-	0.012	-	-	-
oct.	2.058	2.042	2.010	2.028	2.052
int.	0.930	0.953	1.060	1.030	0.953

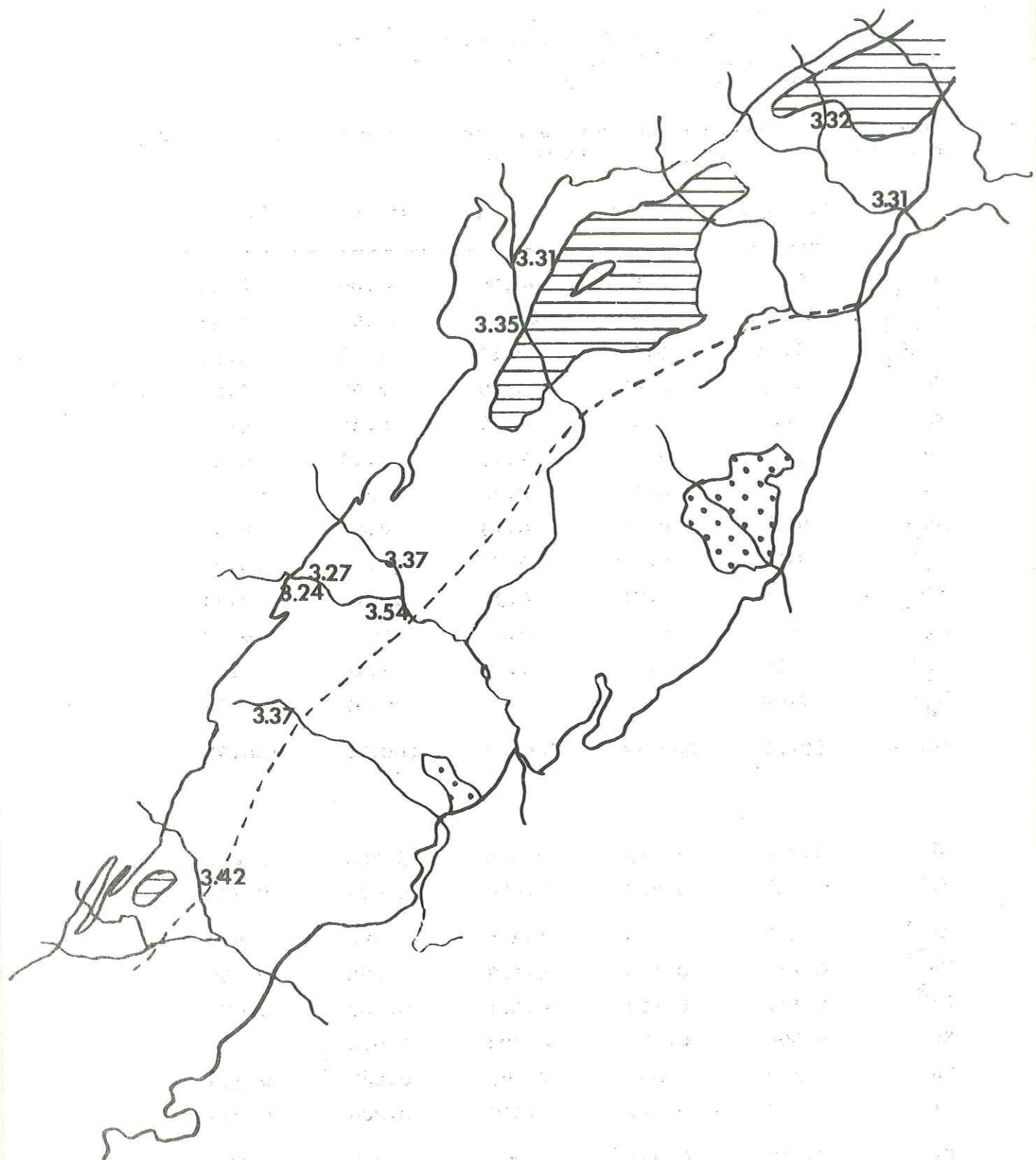


fig. 2.5 TENEUR EN Si DES PHENGITES DE GNEISS ALBITIQUES  
A FELDSPATH POTASSIQUE

(formules structurales calculées sur la base de 44 charges électrostatiques)

Leur teneur en silicium, pourrait donc nous donner une idée des conditions physiques de formation des schistes verts de Sesia-Lanzo .

Dans les phengites analysées, le nombre de cations Si oscille entre 3.26 et 3.54 (formule structurale calculée sur la base de 44 charges. (FOSTER 1960), soit une valeur moyenne de 3.36 ( $\sigma=0,025$ ) ce qui correspondrait à des températures de formation de :

200 à 300° C à 2 kb

500°C à 550°C à 8 kb

où à des températures un peu plus faibles pour des pressions d'eau inférieures à la pression totale (VELDE 1967).

Il n'y a pas de variation régulière du taux de silice dans les phengites du Nord au Sud de la zone de Sesia-Lanzo (Fig. 2.5) ; il n'apparaît donc pas de gradient de pression ou de température, tel celui mis en évidence, dans les micaschistes éclogitiques de la moitié orientale de la zone, par VELDE et KIENAST (1973). Peut-être y avait-il quelque variation dans les conditions physiques, d'Ouest en Est. Mais, il faudrait plus que les trois analyses de phengites du Val Champorcher, pour l'affirmer.

Les teneurs en Si des phengites de gneiss albitiques sont équivalentes à celles des gneiss albitiques à feldspath potassique (voir 68200 et SL 725, très proches sur le terrain) La composition chimique de la roche-hôte ne semble pas avoir d'incidence sur cette teneur (VELDE 1967).

Par leur teneur en silice, les phengites de Sesia-Lanzo -du faciès schiste vert comme celles des micaschistes éclogitiques (VELDE , KIENAST 1973)- sont similaires à celles des :

- schistes verts d'Otago, Nouvelle Zélande (BROWN 1967)
- schistes à glaucophane de la ceinture de Sambagawa, Japon (IWASAKI 1963, ERNST 1964)

Mais elles sont plus siliceuses que :

- celles du faciès schiste vert du Dalradien Ecossais (MAC NAMARA 1965, MATHER 1970)
- ou des schistes verts et des schistes à glaucophane de Groix, France (VELDE 1967 ; MAKANJUOLA, HOWIE 1972, TRIBOULET 1973).

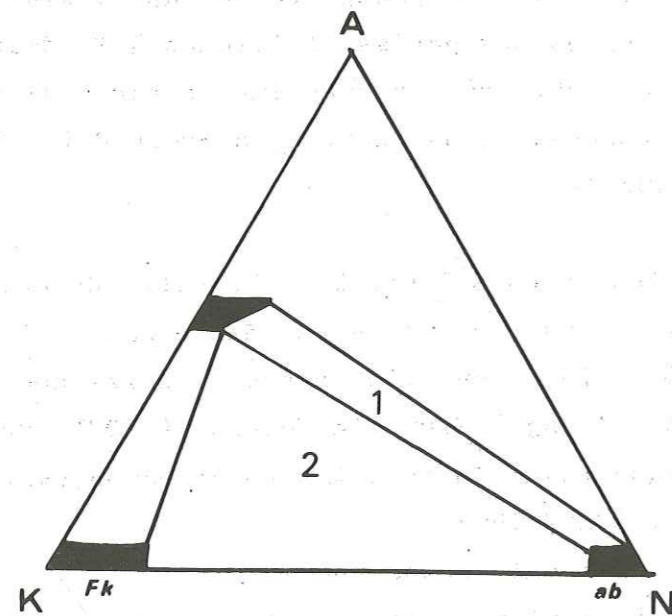
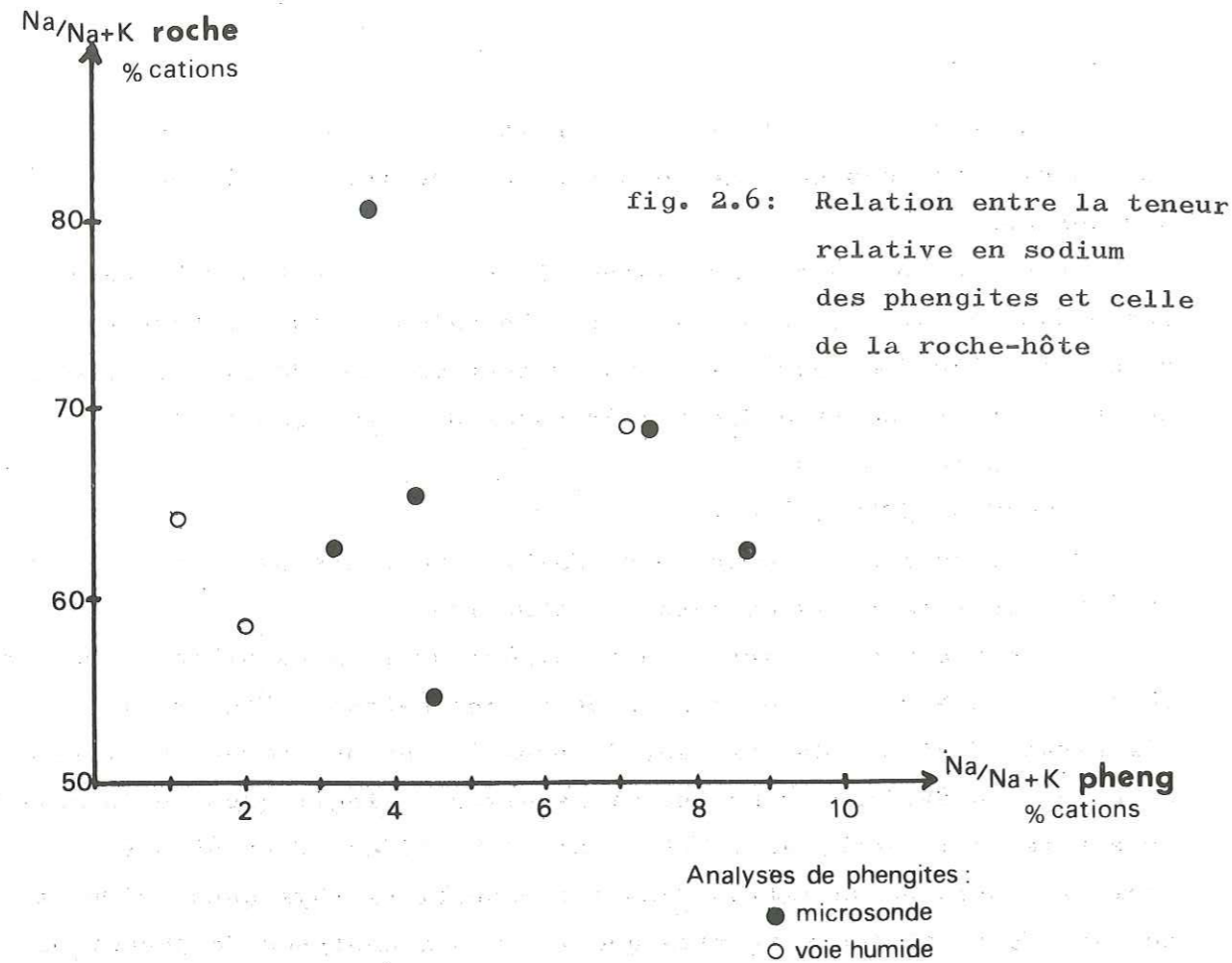


fig. 2.7 : Variation de la teneur en sodium des phengites en fonction de l'assemblage minéralogique. (d'après GUIDOTTI 1973)

Teneur en sodium

Elle est remarquablement basse dans les phengites de gneiss albitiques à feldspath potassique : de 0.05 à 0.17 Na<sub>2</sub>O (% pds d'Oxyde) Il en est de même des phengites des orthogneiss (SL 38I et SL II44), mais celles des gneiss albitiques sont plus sodiques : 0.16 à 0.63 Na<sub>2</sub>O. Ajoutons que, entre des échantillons recueillis sur des affleurements très voisins (par ex. SL 708 et SL 710), les teneurs en sodium des phengites peuvent différer beaucoup.

Ce n'est pas que ces teneurs soient directement liées à celles de la roche-hôte (Fig. 2.6) ; mais la nature originelle de la roche (donc son chimisme) est déterminante : en présence de feldspath potassique, la phengite est moins sodique. C'est un phénomène que l'on observe aussi dans les phengites des zones à staurotide ou sillimanite (EVANS, GUIDOTTI 1966, GUIDOTTI 1973). Sur un diagramme A K Na, il est matérialisé par la forme en biseau du champ des muscovites. (Fig. 2.7)

Cependant même les phengites des gneiss albitiques sont remarquables par leur pauvreté en sodium. Il n'y a guère que celles des amphibolites rétro-morphosées dans le faciès à glaucophane-lawsonite de Panoche Pass (DON HERMES 1973) qui soient encore moins sodiques. A ce point de vue, celles du faciès schiste vert d'Otago, Nouvelle Zelande (BROWN 1967), sont similaires aux phengites du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo.

J'ai essayé de voir si ce caractère pouvait me donner des renseignements sur les conditions de formations des phengites. J'ai donc relevé dans la littérature des analyses de muscovites et de phengites appartenant à des paragenèses cristallisées dans des conditions relativement bien connues. La figure 2.8 donne les teneurs en Na, en fonction de celles en Si ; les ensembles se distinguent assez bien, et leur répartition dans la figure n'est pas sans rappeler celle dans un diagramme Pression-Température (Fig. 2.9). On voit nettement une augmentation de la teneur en Na avec la température, suivie peut-être d'une diminution aux abords de l'isograde orthose + (voir les données de EVANS GUIDOTTI 1966, GUIDOTTI 1970) ; toutes choses qu'avaient déjà signalé CIPRIANI SASSI SCOLARI (1971) et qui sont dans la ligné des travaux de EUGSTER ET YODER (1955); mais la teneur en sodium des phengites et muscovites est peut-être aussi fonction de la pression : quelques observations le suggèrent :

- + glaucophane-lawsonite. Californie. DON HERMES (1973)
- △ schistes verts. Otago, Nelle Zélande. BROWN (1967)
- sch. à glaucophane. Kotu-Bizan. ERNST (1964), IWASAKI (1963)
- ▲ micaschistes éclogitiques. Sesia-Lanzo. VELDE KIENAST (1973)
- ◇ éclogites. Nantes. VELDE (1970)
- ◆ gneiss encaissants des éclogites. Nantes. VELDE (1970)
- sch. à glaucophane. Groix. TRIBOULET (1974)
- f. amphibolite. Idaho. HIETANEN (1969)
- staur-musc-biot-sill-gt-plagio } Maine. GUIDOTTI (1970)
- musc-biot-sill-gt-plagio }

Sesia-Lanzo (schistes verts)

- ★ gneiss albitiques à feldspath potassique
- ☆ gneiss albitiques

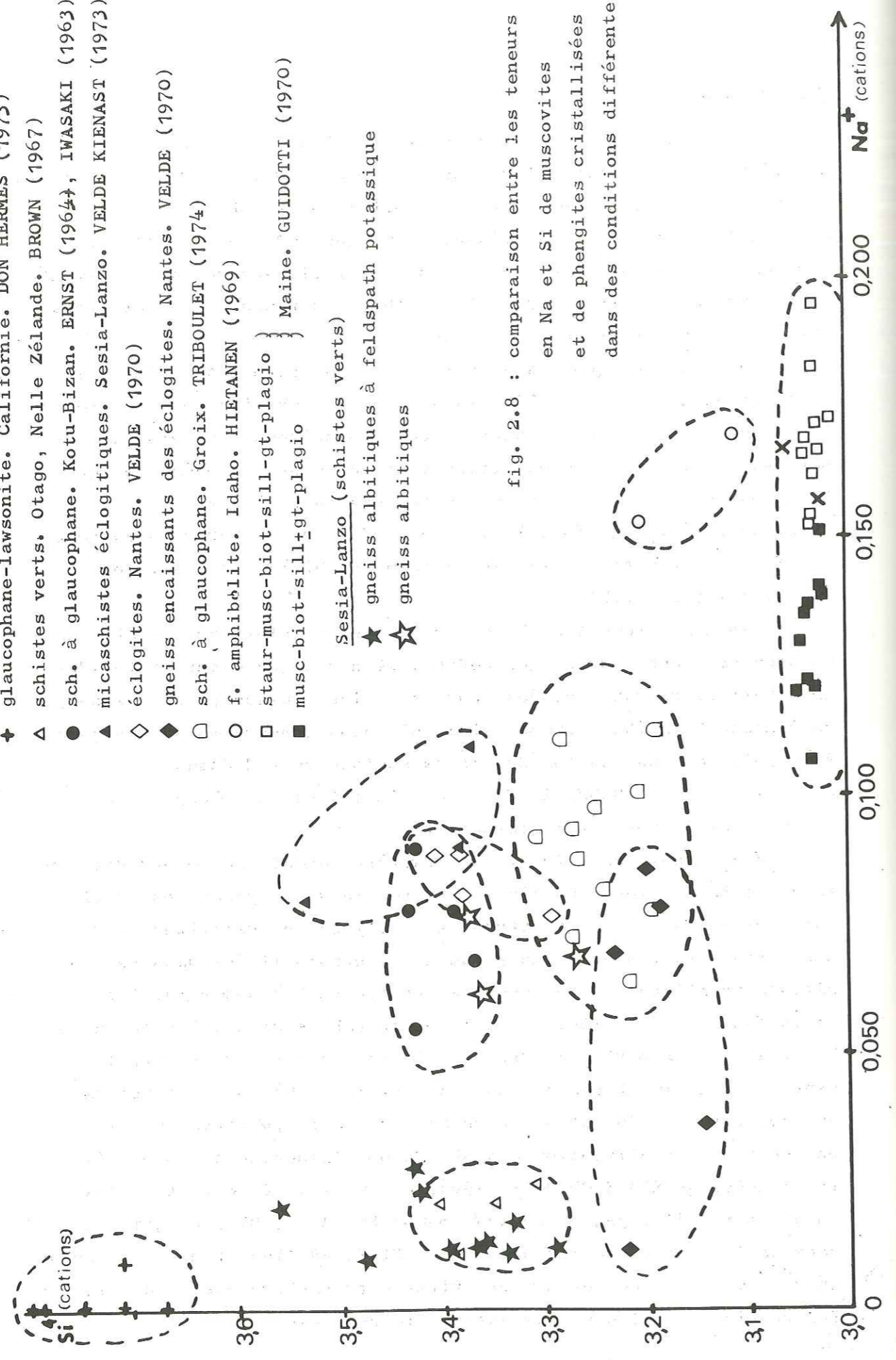


fig. 2.8 : comparaison entre les teneurs en Na et Si de muscovites et de phengites cristallisées dans des conditions différentes.

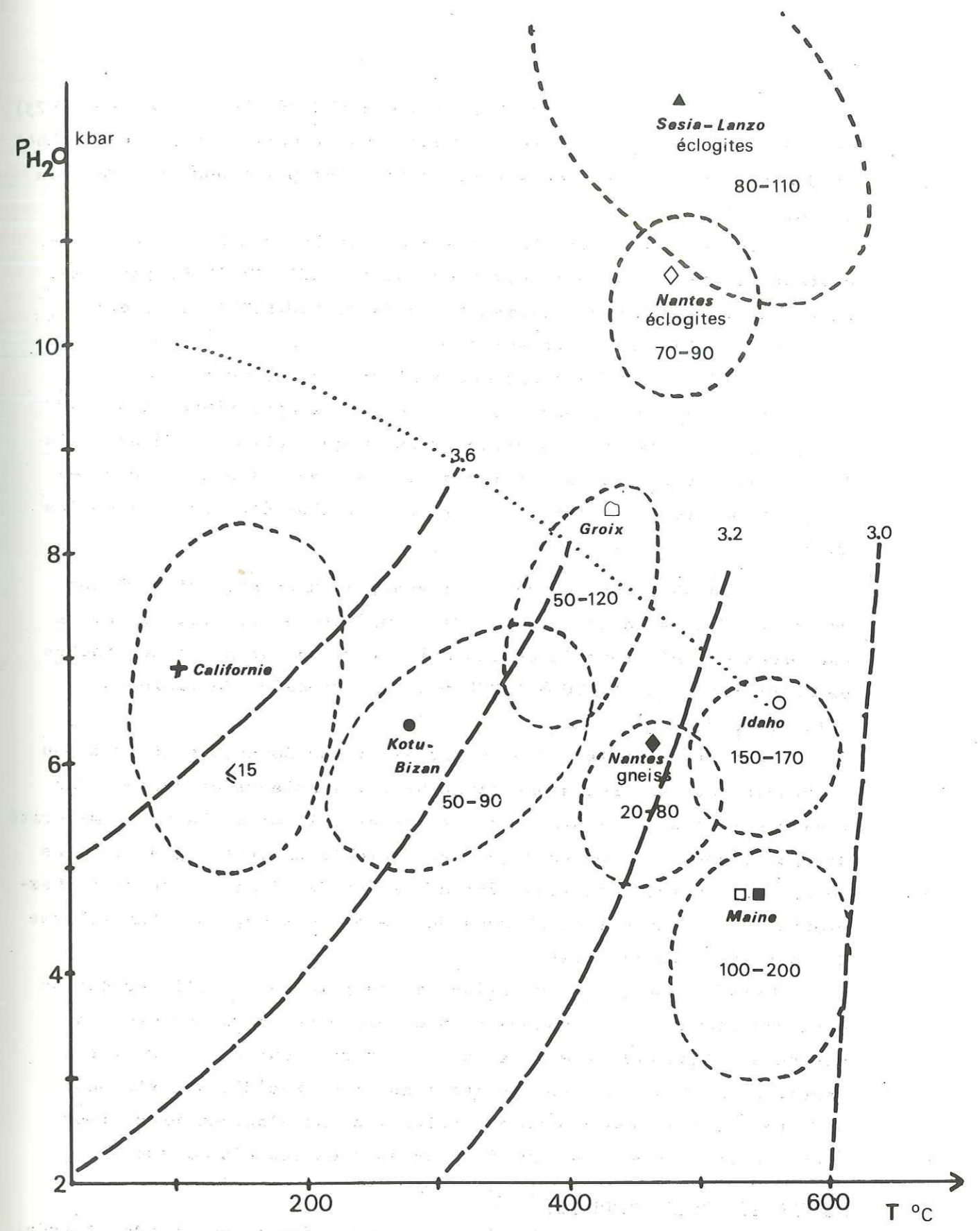


fig. 2.9 : Conditions de cristallisation des muscovites et phengites de la fig. 2.8

- Les phengites des roches de Groix (VELDE 1967, TRIBOULET 1973) sont plus sodiques que celles de Kôtu-bizan (IWASAKI 1963, ERNST 1964) et d'après les auteurs, ce serait surtout les pressions de formation qui différencieraient.

- On peut faire la même remarque pour les zones à staurotide-disthène et sillimanite-muscovite d'Idaho (HIETANEN 1969), par comparaison avec celles à sillimanite du Maine (GUIDOTTI 1970) qui seraient de plus faible pression.

- GUIDOTTI (1973) donne des analyses de muscovites de l'Ile Saint-Paul et de Gassetts (Vermont), qui appartiennent à des paragénèses formées à plus haute pression que celles du Maine, mais à des températures voisines; les deux types de muscovites se distinguent par leurs teneurs en Si et en Na, plus élevées dans celles de plus haute pression.

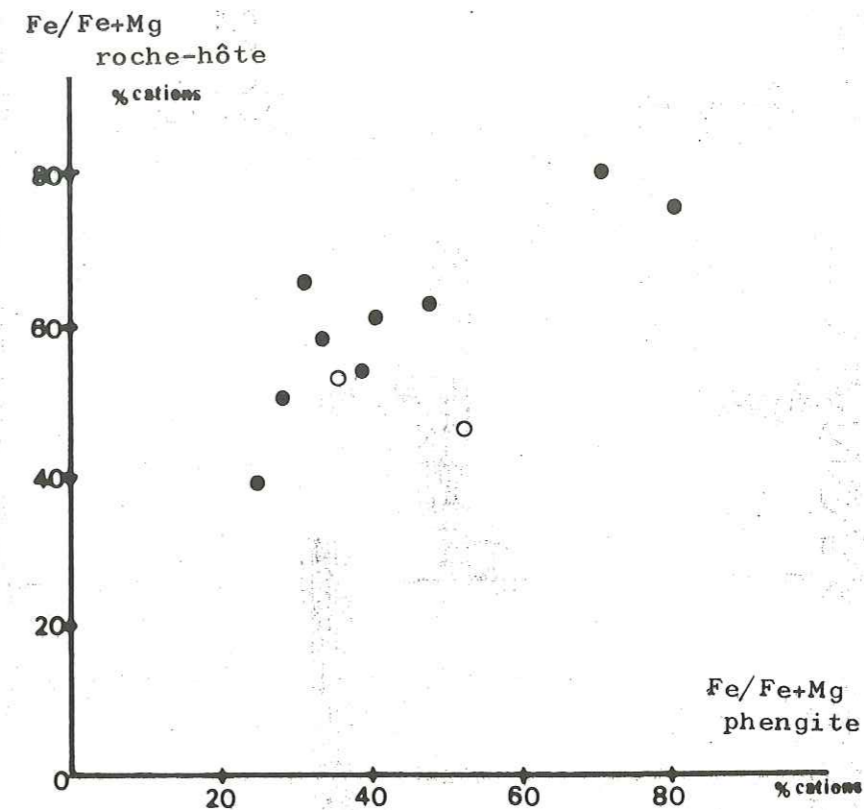
Si ces observations se confirment, on pourrait "placer" les roches du faciès schiste vert à des températures similaires mais à une pression inférieure à celles qui ont vu la formation des roches de Kotu-Bizan ; soit 400 à 450°C pour une pression de fluide inférieure à 5.5 Kb.

Mais ce n'est là qu'une hypothèse ; les données sont trop peu nombreuses et les précisions manquent : les auteurs ne donnent pas toujours la liste des minéraux stables avec le mica blanc. La majorité des paragénèses n'apportent que des indications très vagues sur les conditions du métamorphisme. Enfin, il est des domaines presque explorés : ceux des métamorphismes de basse pression, du métamorphisme de contact en particulier.

Mais surtout, la discussion est compliquée par l'intervention d'autres facteurs : la composition chimique de la roche-hôte, la nature de l'assemblage minéralogique, en particulier (voir plus haut). Il ne faut pas oublier aussi que les procédés analytiques différent d'une laboratoire à l'autre : c'est d'autant plus important que les variations sur Si et Na sont de peu d'amplitude.

#### Teneur en fer et magnésium

Elles sont assez variables : la somme FeO + MgO (poids d'oxyde) est relativement faible dans les phengites de gneiss albitiques de rétro-morphose, intermédiaire dans les autres gneiss albitiques, et atteint les valeurs les plus élevées dans les gneiss albitiques à feldspath potassique et les orthogneiss. Le contrôle semble être exercé par les minéraux coexistants



Analyses des phengites: par voie humide O  
à la microsonde ●

fig. 2.10 Rapports Fe/Fe+Mg dans les phengites et les roches hôtes.

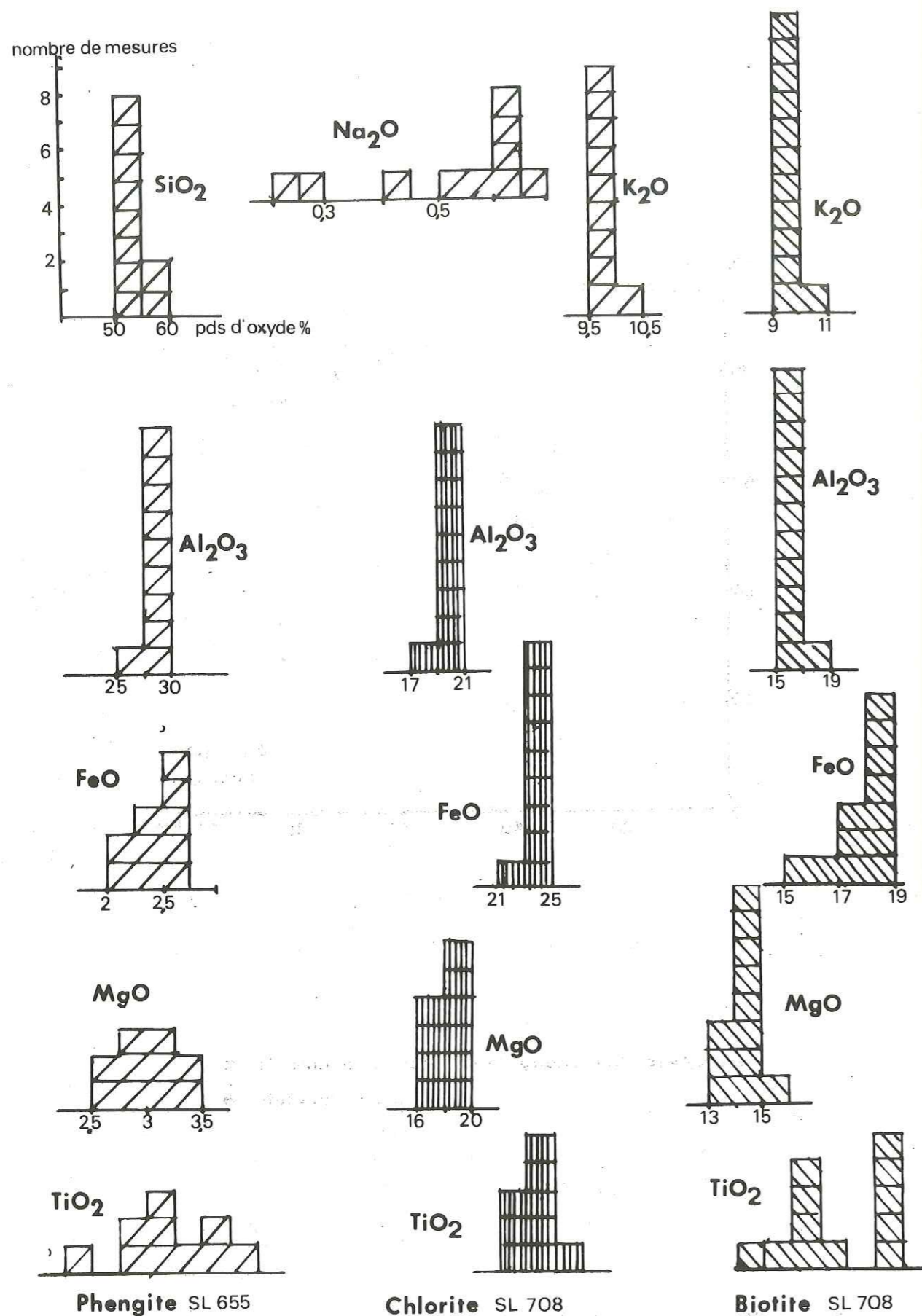


fig. 2.11 : Variations des chimismes d'un cristal à l'autre au sein d'un même échantillon cas des phengites, des chlorites, des biotites.

avec la phengite : dans les gneiss albitiques à feldspath potassique, pauvres cependant en Fe et Mg, chlorites et biotites très peu développées ne suffisent pas à absorber le fer et le magnésium qui ne peuvent entrer que dans la phengite (une partie du fer ferrique peut être "partagé" avec l'épidote). Au contraire, les gneiss albitiques de rétomorphose sont riches en minéraux ferro-magnésiens : amphiboles, pyroxène relique, chlorite, biotite, grenat...

La teneur relative en fer est variable, elle aussi ; elle est liée à celle de la roche-hôte (Fig. 2.10). Mais la corrélation n'est pas très bonne ; Nous verrons qu'elle est plus nette pour les chlorites et les biotites. On peut invoquer plusieurs raisons :  
 - on ne peut distinguer à la sonde Fe<sup>2+</sup> et Fe<sup>3+</sup> ; or le fer ferrique ne se substitue pas au magnésium.  
 - les phengites ne sont pas homogènes.

Hétérogénéité des chimismes au sein d'un échantillon

Les analyses à la sonde ont montré en effet que des différences sensibles de composition chimique existaient d'une paillette à l'autre (et même au sein des paillettes) dans un échantillon rocheux. Elles se situent au delà de l'incertitude expérimentale et n'apparaissent que sur certains éléments.

Les histogrammes de la Fig. 2.II le montrent bien (largeur des classes environ 10 % de la valeur moyenne enregistrée) : alors que les teneurs en K<sub>2</sub>O sont très constantes, que SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient peu, le spectre des valeurs de FeO, MgO, et surtout Na<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> est beaucoup plus large. Je n'ai jamais mis en évidence plusieurs générations de phengite, ce qu'on aurait pu attendre, en particulier dans les gneiss albitiques de rétomorphose.

Ajoutons qu'on ne retrouve pas cette hétérogénéité dans les biotites ou les chlorites. (Fig. 2.II)

Tableau 2.III: Analyses de chlorites.

SL 655, 1298, 366, 729 : microsonde électronique  
SL 729<sup>x</sup> : voie humide (N.Vassard)

	SL 655	SL 1298	SL 366	SL 729 <sup>x</sup>	SL 729
SiO <sub>2</sub>	25.31	27.67	24.07	25.34	n.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.30	22.27	20.92	20.35	21.55
FeO(tot)	27.66	21.20	24.24	25.25	25.20
MnO	0.25	0.31	0.09	0.43	n.d
MgO	14.15	15.49	17.71	17.28	17.53
CaO	n.d	n.d	n.d	tr	n.d
Na <sub>2</sub> O	n.d	n.d	0.08	tr	n.d
K <sub>2</sub> O	n.d	n.d	0.08	0.36	n.d
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	0.12	tr	0.09
TOTAL (anhydre)	87.73	91.57	87.31	89.01	
Si	2.704	2.714	2.543	2.645	
Al <sup>IV</sup>	1.296	1.286	1.451	1.355	
Al <sup>VI</sup>	1.259	1.289	1.161	1.149	
Fe	2.472	1.731	2.147	2.204	
Mg	2.253	2.943	2.796	2.688	
Mn	0.022	0.030	0.008	0.038	
Ti	0.005	0.003	0.010	-	
Ca	-	-	-	-	
Na	-	-	0.016	-	
K	-	-	0.011	0.048	
oct.	6.011	5.996	6.122	6.079	

Formules structurales calculées sur la base de 28 charges électrostatiques.

### III - CHLORITES

C'est, après la phengite, le phyllosilicate que l'on rencontre le plus souvent dans les roches du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo : on le trouve dans à peu près 80 % des gneiss albitiques (y compris ceux de rétro-morphose) et dans 50 % des orthogneiss.

Dans les gneiss albitiques sans trace de rétro-morphose, elle se présente en petites paillettes, dans les lits phylliteux ; paillettes parfois agrégées en plages, ou qui entourent les phengites. Dans les roches de rétro-morphose du socle catazonal, elle entoure les grenats et les biotites primaires, ou se coince entre les amphiboles. Dans les prasinites, la chlorite, en grandes plages formées de petits cristaux juxtaposés, est le minéral le plus abondant.

En lame mince, ces chlorites apparaissent vertes : d'un vert très pâle (SL 199, SL 1298) à un vert "herbe" beaucoup plus vif (SL 1154).

La couleur, la teinte de biréfringence et le signe d'axe ne donnent qu'une idée grossière de leur teneur en fer (TRÜGER 1967, P.600).

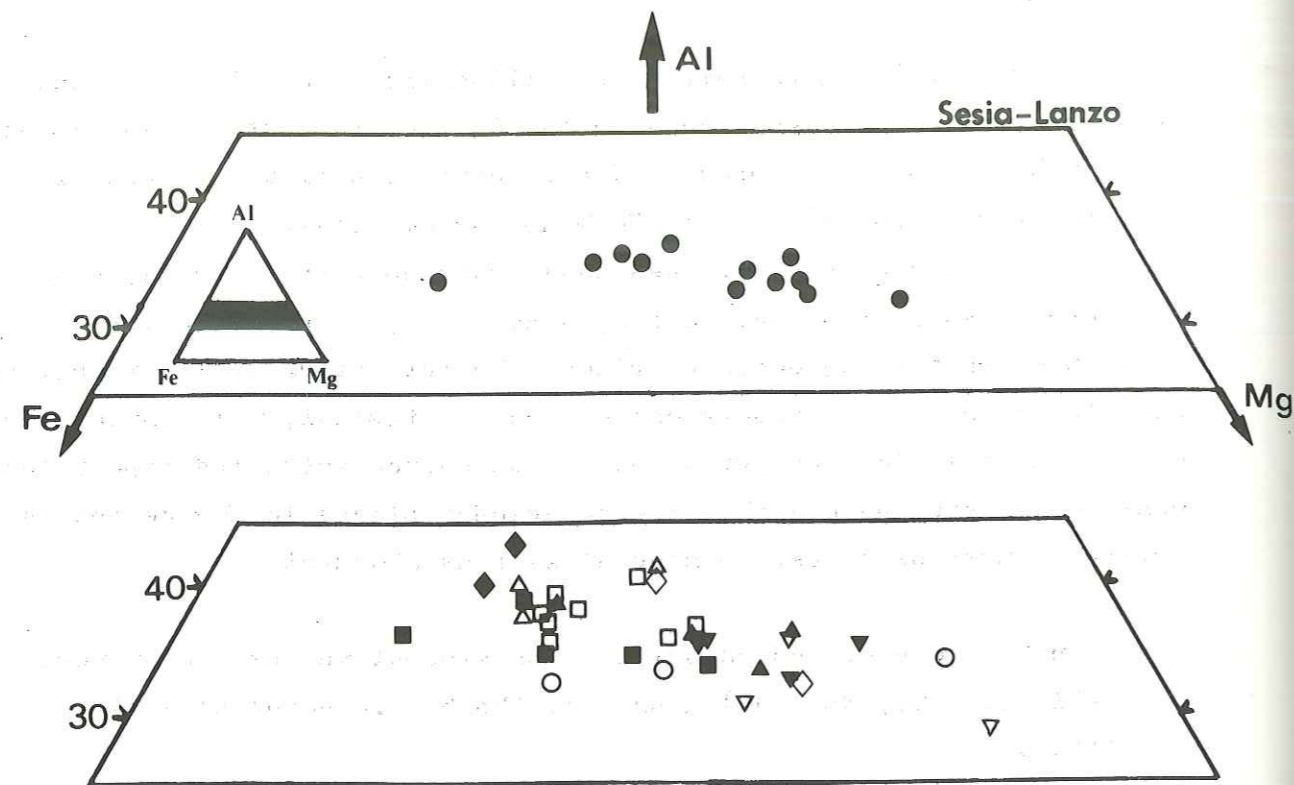
Quelques chlorites ont donc été analysées à la microsonde ; les résultats sont rassemblés dans le tableau (2.III). J'y ai joint une analyse par voie humide (SL 729) et la moyenne des analyses partielles faites à la microsonde sur le même échantillon ; on voit que l'accord est excellent pour le fer et le magnésium, mais que l'aluminium est légèrement surdosé dans l'analyse à la microsonde (+ 5 % environ). Peut-être cette dernière est-elle plus proche de la vérité, mais peut-être s'agit-il d'une erreur sur le dosage du standard (biotite).

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 28 charges électrostatiques, en supposant qu'il ait exactement 14 OH par maille (FOSTER 1962). La somme des cations hexacoordinés est, sauf pour SL 1298, un peu élevée; cela vient probablement de ce que l'on n'a pas tenu compte de l'état d'oxydation du fer ; on a groupé tout le fer sous forme FeO.

La teneur en eau peut intervenir aussi : qu'elle soit inférieure à la valeur théorique, et le nombre de cations dépasse aussi le nombre idéal. Mais ce n'est pas une raison à invoquer ici puisque les totaux "anhydres" sont un peu faibles.

On peut remarquer que, sauf dans un cas (SL 1298), le nombre de cations Al en site octaédrique est inférieur à celui des cations





- faciès schiste vert. Sesia-Lanzo.
- " " Otago, Nelle Zélande. BROWN (1967)
- " " Ecosse. MATHER (1970)
- △ " " Ecosse. MAC NAMARA (1965)
- ◆ " " Vermont. ZEN (1960)
- ▼ schistes verts et schistes à glaucophane. Groix. TRIBOULET (1974)
- " " Groix. MAKANJUOLA al. (1972)
- ▽ " " Kotu-Bizan, Japon. IWASAKI (1963)
- ◇ " " Dora-Maira. CHATTERJEE (1971)
- ▲ schistes à glaucophane. Kotu-Bizan. ERNST (1964)

fig 2.12: répartition dans un triangle Al Fe Mg, des chlorites de roches du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo et d'autres roches métamorphiques.

en site tétraédrique ; or supposer que tout le fer est à l'état ferreux dans le calcul de la formule structurale, ne provoque pas ce déséquilibre. Mais FOSTER (1962) l'a déjà signalé comme phénomène courant. On peut l'expliquer par la présence d'ions trivalents autre que  $Al^{3+}$  en site octaédrique (donc essentiellement  $Fe^{3+}$ ). Cela se vérifie pour la chlorite SL 729 (analyse par voie humide), dans laquelle d'ailleurs l'abondance du fer ferrique peut s'expliquer par une oxydation tardive du fer ferreux.

On trouvera aussi une dizaine d'analyses partielles (microsonde) dans le tableau 2.IV.

Toutes ces chlorites seraient d'après FOSTER (1962) des ripidolites. Dans toutes, la teneur en Al est assez constante : les valeurs extrêmes du rapport  $Al / (Al + Fe + Mg)$  sont : 31.9 et 36.7 % alors que la teneur relative en fer varie beaucoup plus :

$$Fe / (Fe + Mg) \quad 26.6 \text{ à } 72.7 \%$$

$$Fe / (Fe + Mg + Al) \quad 18.1 \text{ à } 48.0 \%$$

Ce sont des caractéristiques que l'on retrouve dans la plupart des chlorites du faciès schiste vert :

Otago, Nouvelle Zélande (BROWN 1967)

Vermont U.S.A. (ZEN 1960)

Dalradien d'Ecosse (MATHER 1969, MAC NAMARA 1965)

ou du faciès schiste à glaucophane :

Kôtu-Bizan, Japon (IWASAKI 1963, ERNST 1964)

Groix, France (MAKANJUOLA HOWIE 1972, TRIBOULET 1973).

On peut cependant remarquer que les chlorites d'Ecosse et du Vermont sont relativement plus alumineuses que les autres (Fig. 2.I2), et celles de Sesia-Lanzo en particulier. Cela ne peut tenir au chimisme des roches-hôtes, puisque (au moins dans les cas où on peut le vérifier), il n'y a pas de corrélation entre la teneur relative en aluminium de la roche et celle de la chlorite. (Fig. 2.I3). En outre, les schistes Dalradiens sont dans l'ensemble moins alumineux que les roches de Sesia-Lanzo. Il ne semble pas non plus que la teneur en Al des chlorites soit fonction des paragenèses : si dans les roches de ZEN et MAC NAMARA, chlorite et biotite ne coexistent pas, les paragenèses observées par MATHER sont très proches de celles de Sesia-Lanzo. Les conditions de formation des chlorites interviennent peut-être, quoique VELDE (1967) ait montré que la teneur en Al des Chlorites ne variait pratiquement pas quand celle des muscovites augmentait.

Tableau 2.IV : Analyses partielles de chlorites (microsonde)

	SL 173	SL 199	SL 381	SL 679	SL 708
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.46	20.33	18.12	19.76	19.60
FeO (tot)	29.21	16.25	36.01	29.52	23.77
MgO	14.07	25.22	7.57	12.88	18.12
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.03	0.09	0.07	0.04

	SL 715	SL 720	SL 872	SL 1154	SL 1647
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.74	21.34	20.07	20.91	19.89
FeO (tot)	24.04	21.49	20.23	22.51	26.70
MgO	19.13	21.27	21.37	19.67	13.91
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0.03	0.07	0.06

Chlorites appartenant à :

- des gneiss albitiques : SL 173, 679, 708, 715, 720, 872, 1647
- prasinites : SL 199
- orthogneiss riches en biotite verte : SL 381

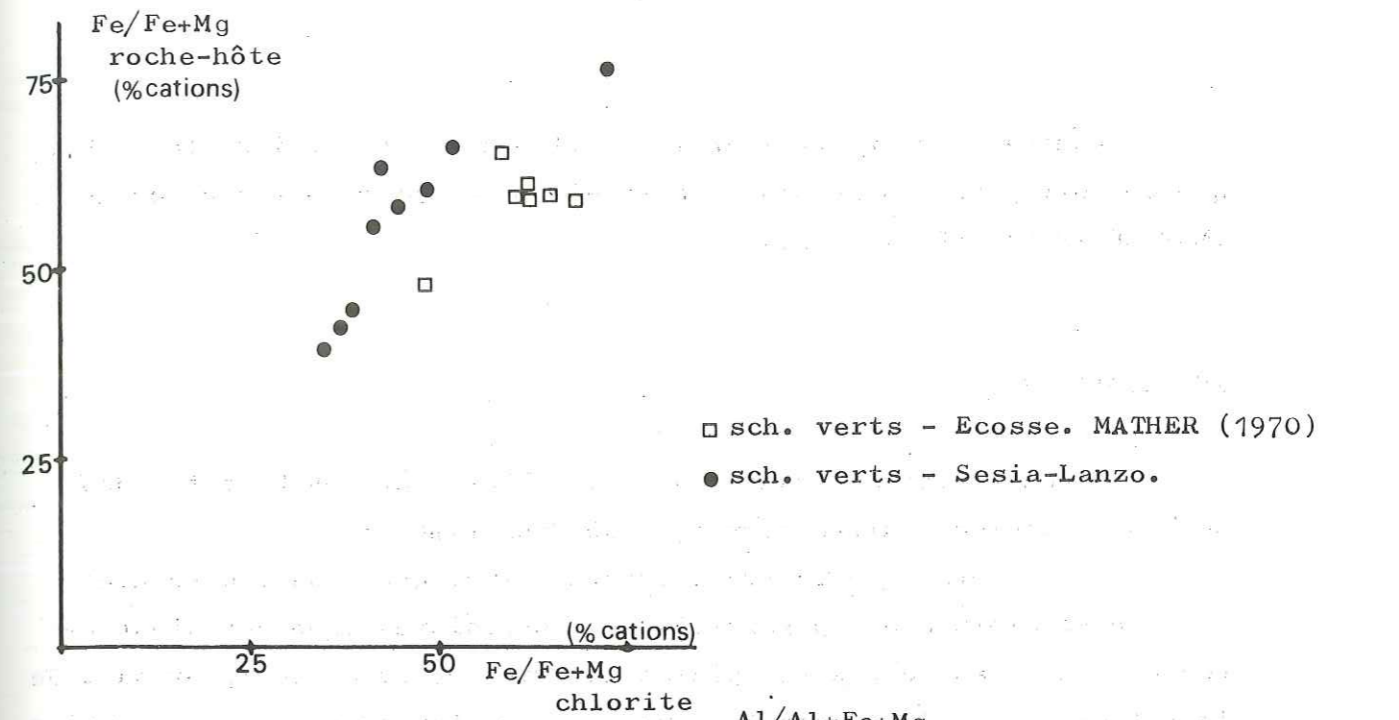
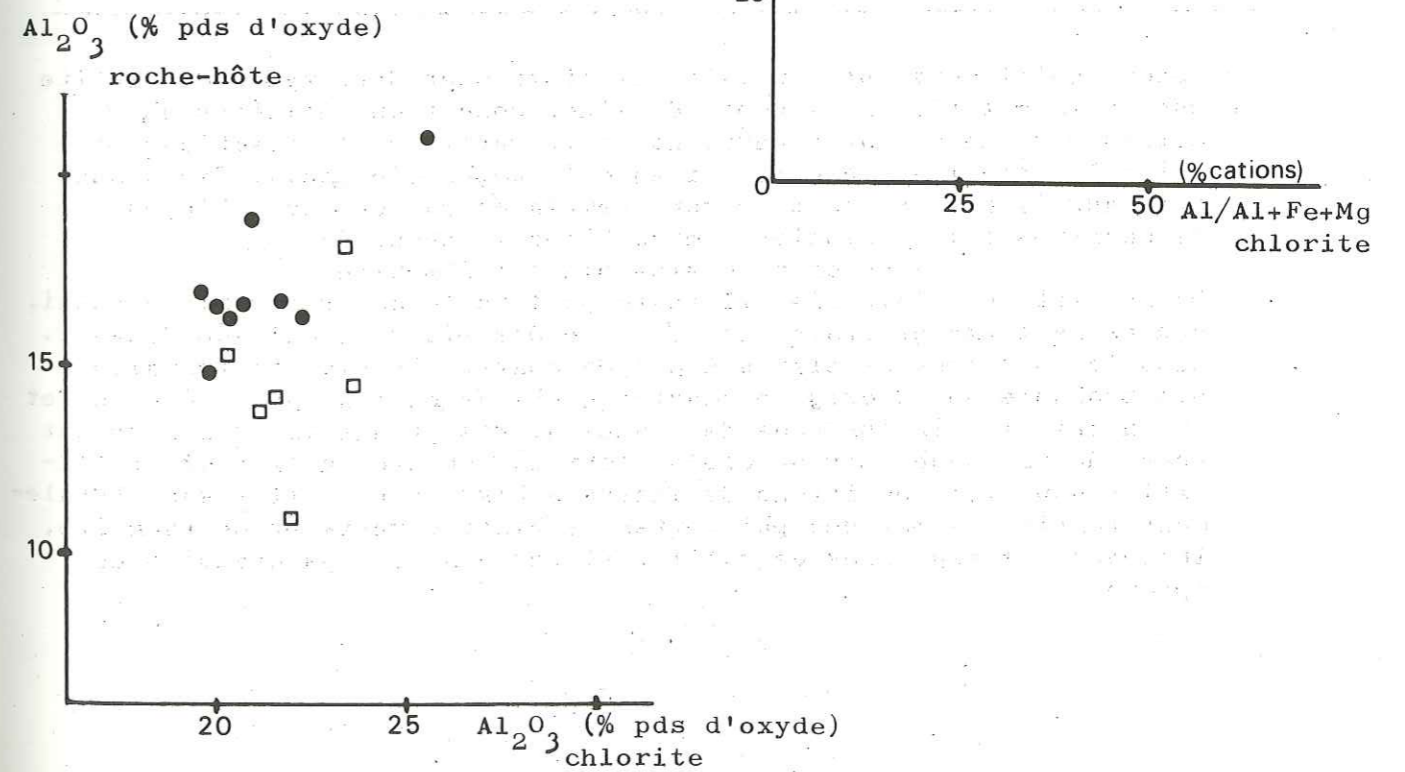


fig. 2.13

Relations entre les caractères chimiques des chlorites et ceux de la roche-hôte.



Quant au rapport Fe / Fe + Mg, il est lié à celui de la roche, que ce soit pour les roches de Sesia-Lanzo ou pour celles d'Ecosse (MATHER 1970). (Fig. 2.13).

#### IV BIOTITES

Presque aussi abondantes que les chlorites, les biotites des roches du faciès schiste vert sont de deux types :

- une biotite verte (vert bronze olive) que l'on trouve dans les gneiss albitiques, prasinites et micaschistes (que ce soient des roches sans trace d'une paragenèse antérieure, ou celles provenant de la rétro-morphose de roches à glaucophane et (ou pyroxène), des gneiss albitiques à feldspath potassique, et des orthogneiss.

- une biotite ocre jaune, limitée aux roches de la bordure externe de Sesia-Lanzo (roches que j'ai cru pouvoir rattacher à la zone des schistes lustrés) à quelques roches de rétro-morphose de celles du socle catazonal, et quelques orthogneiss clairs à grands quartz.

Par la couleur, ces biotites se distinguent nettement des biotites brun rouge (terre de Sienne) que l'on trouve dans les gneiss catazonaux peu rétro-morphosés, et en reliques dans quelques orthogneiss.\*

\* Notons qu'il convient, en fait, de distinguer deux types de biotite brune, cristallisées sans doute dans des conditions différentes :

- celles des gneiss catazonaux, qui fait partie de l'assemblage primaire à : biotite - grenat - plagioclase ± amphibole etc... Ces grands cristaux (1 à 2 mm) sont souvent remplacés par des assemblages secondaires à : - chlorite + mica blanc + sphène
- chlorite + mica blanc + ilménite

De la biotite originelle, il reste parfois le cœur ; parfois aussi, seules la forme générale et la trace des plans de clivage deurant. - dans les orthogneiss clairs à grands quartz, la biotite primaire est probablement d'origine "magmatique". Je ne l'ai observé en effet qu'en cristaux inclus dans de grands quartz primaires, qui leur ont servi de blindage. Lorsqu'elles n'ont pu échapper à la recristallisation sous les conditions du faciès schiste vert, elles sont totalement remplacées par des paillettes de biotite verte et de phengite, incluant des aiguilles de rutile, et cernées par des granules de sphène.

Biotites vertes et ocres se présentent en paillettes de 20 à 100 μ, qui dans les gneiss albitiques entourent les cristaux de phengite ; elles sont souvent mêlées à celles de chlorite, mais si les biotites ocres se transforment en chlorite, les biotites vertes leur semblent généralement contemporaines. Dans les orthogneiss riches en biotite verte, ces dernières forment l'essentiel des "taches vertes".

Les biotites vertes sont fréquentes dans les Alpes Occidentales. BOCQUET (1971) en a dénombré plusieurs gisements :

Mont Blanc (VON RAUMER 1969)

Ruitor (FABRE 1961)

Vanoise (ELLENBERGER 1958)

Ambin (GOGUEL ELLENBERGER 1952)

Dora Maira (VIALON 1966)

Grand Paradis (BERTRAND 1968)

A Sesia-Lanzo, MICHEL (1953) faisait seulement allusion à une "phyllite à pléochroïsme dans les tons vert-brunâtres et à biréfringence relativement élevée, intermédiaire entre la biotite et la chlorite". Mais elle a été signalée depuis (dans DAL PIAZ, HUNZIKER et MARTINOTTI 1972, par exemple).

BAHEZRE, MICHEL, VIALON (1965) ont montré que certaines des phyllites verdâtres ou brunâtres, à biréfringence élevée que l'on trouve dans les Alpes Occidentales sont bien des biotites. Mais CHATTERJEE (1966) a également décrit des chlorites oxydées qui ressemblent beaucoup à des biotites.

Certes les critères de détermination optiques des chlorites oxydées ne s'appliquent guère aux biotites vertes de Sesia-Lanzo :

- elles sont vert olive et non brun acajou,

- au moins dans le cas des biotites vertes, on n'observe pas de gradation de la biotite à la chlorite; les paillettes des deux phyllites sont parfois mêlées, mais les limites sont en général, franches.

- l'oxydation des chlorites, quand elle se produit, le long de petites cassures, donne des produits bruns (voir paragraphe sur les chlorites) ;

De plus :

- les sulfures (pyrite, pyrrotite) sont abondants dans les roches de Sesia-Lanzo, ce qui est symptomatique d'un milieu assez réducteur.

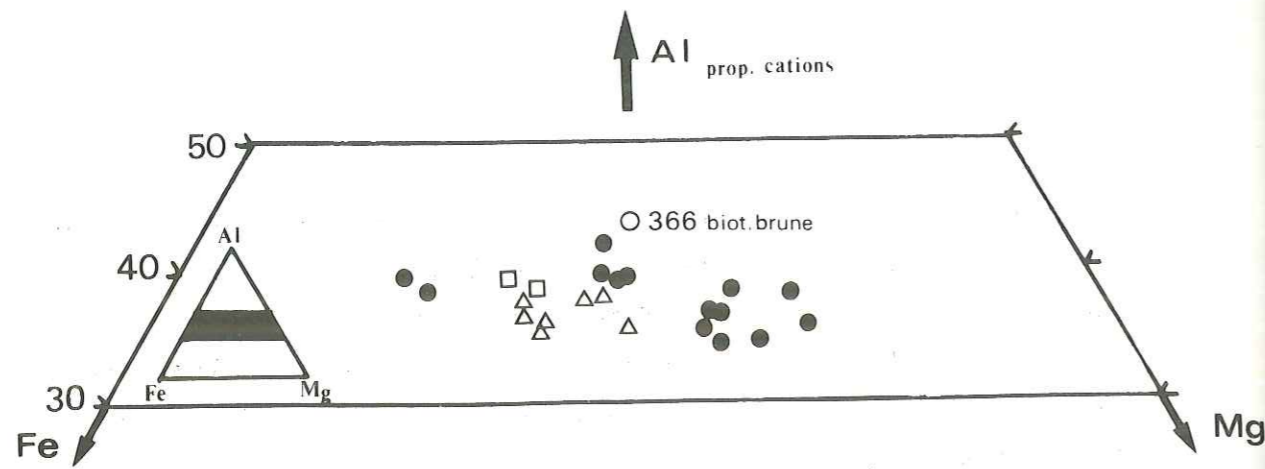


fig 2.14 : place des biotites du faciès schiste vert dans un triangle Al Fe Mg.

- faciès schiste vert. Sesia-Lanzo
- △ faciès schiste vert. Otago, Nellé Zelande. BROWN (1967)
- faciès schiste vert. Ecosse. MATHER (1970)

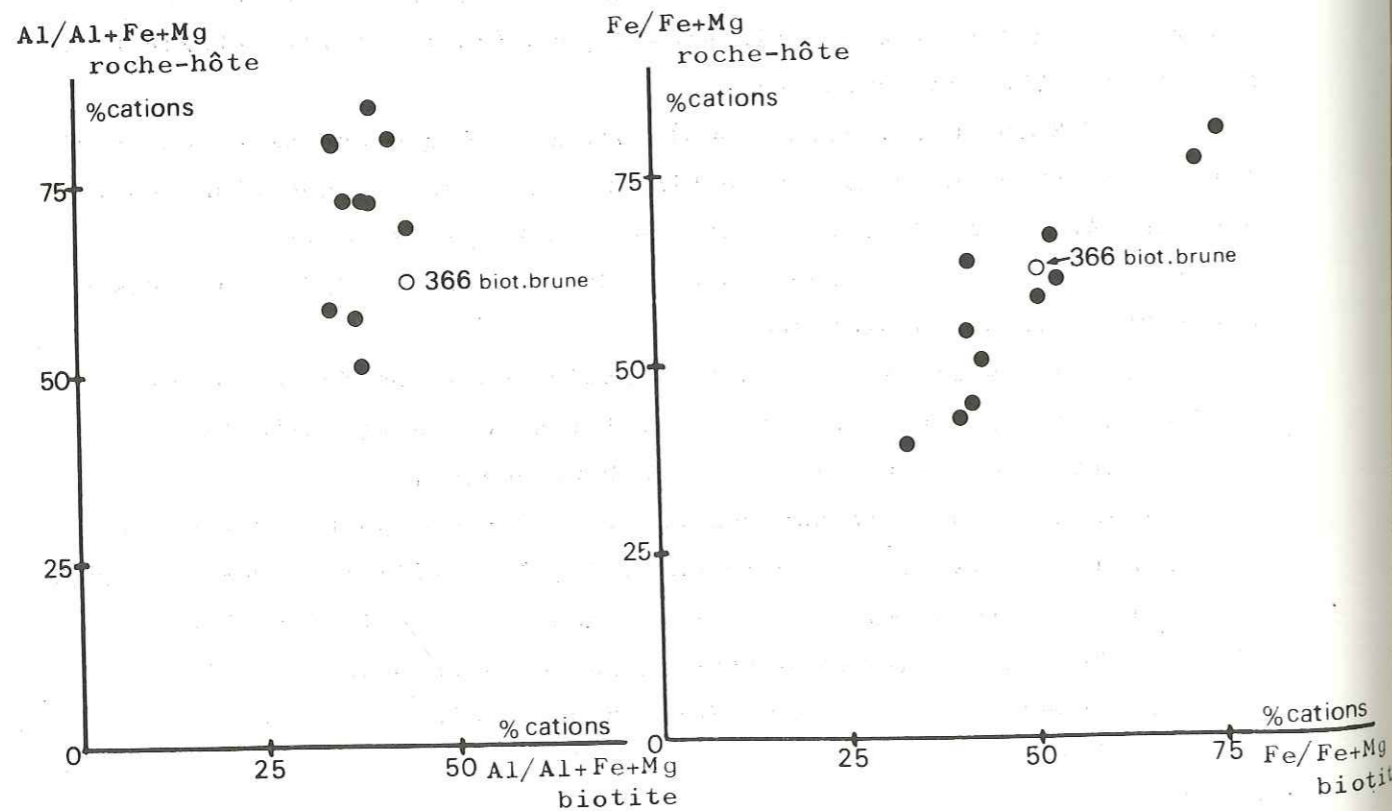


fig 2.15: distribution de Fe, Mg et Al entre les biotites et les roches-hôtes dans la zone du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo.

- généralement les échantillons sont suffisamment frais pour qu'on ne puisse invoquer une oxydation météorique.

Les diagrammes de RX faits sur des fractions enrichies en cette phyllite vert olive, ne montrent aucune raie que l'on puisse attribuer à la chlorite. Les analyses chimiques n'ont fait que confirmer qu'il s'agissait bien de biotite.

Sont réunies dans le tableau 2.V les analyses complètes, par voie humide et à la microsonde. On trouvera dans le tableau 2.VI les analyses partielles ( $Al_2O_3$ , FeO, MgO,  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ) effectuées à la microsonde. Les formules ont été calculées sur la base de 22 charges négatives (FOSTER 1960) en supposant tout le fer à l'état ferreux.

Comme pour les chlorites, la teneur relative en fer varie beaucoup d'une analyse à l'autre :

Fe/Fe + Mg 32.7 % à 75.3 %

Fe/Fe + Mg + Al 26.0 % à 45.5 %

Elle est fonction de la composition chimique de la roche (Fig 2.14).

La teneur en aluminium est moins constante que dans les chlorites :

Al / Al + Fe + Mg 34.6 à 42.2 %

Elle ne dépend pas de la composition chimique de la roche-hôte (Fig. 2.15). Des auteurs ont pourtant montré que dans les roches alumineuses, la biotite était plus proche du pôle eastonite-sidérophyllite, alors que dans les roches riches en calcium, c'était plutôt une annite ou un phlogopite (SOBOLEV 1972). Mais apparemment des corrélations plus fines sont impossibles.

La teneur en Al est parfois sensiblement différente pour des roches spatialement très proches, alors qu'on ne peut évoquer une variation des conditions physiques de cristallisation.

De nombreuses tentatives ont pourtant été faites pour corréler la teneur en aluminium (total, Al IV ou Al VI) des biotites avec les conditions de métamorphisme ; mais les opinions sont très divergentes (voir dans SOBOLEV 1972).

Pour certains, (KORIKOVSKIY 1972), la teneur en Al des biotites de schistes verts serait faible, et d'autant plus que la température de formation serait basse. De fait, les biotites vertes et ocre de Sesia-Lanzo ne sont pas très alumineuses (comme celles des schistes verts d'Otago ou d'Ecosse), moins par exemple que les biotites ocre-rouge de la "2ème zone diorito-kinzigitique" (SL 366) ; mais on peut trouver les mêmes teneurs en Al dans des biotites de faciès granulite (KRETZ 1959).

Tableau 2.V : Analyses de biotites  
SL 695 ; voie humide  
autres : microsonde

	SL 695	SL 655	SL II44	SL 729	SL I298	SL 366
SiO <sub>2</sub>	37.36	36.91	35.07	35.17	36.05	34.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.04	18.04	16.11	18.93	18.06	20.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.18					
FeO	12.59	20.75 <sup>x</sup>	28.35 <sup>x</sup>	19.85 <sup>x</sup>	16.50 <sup>x</sup>	18.34 <sup>x</sup>
MnO	0.07	0.20	0.45	0.29	0.24	0.07
MgO	13.95	10.76	5.20	10.96	13.79	9.97
CaO	tr	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Na <sub>2</sub> O	0.23	n.d	n.d	0.12	0.11	0.16
K <sub>2</sub> O	9.49	9.09	9.48	11.05	8.49	10.33
TiO <sub>2</sub>	1.26	n.d	1.63	0.99	0.86	2.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Total :	97.20	95.75	96.29	97.36	94.10	96.40
Si	2.796	2.798	2.775	2.656	2.727	2.627
Al <sup>IV</sup>	1.061	1.202	1.225	1.344	1.273	1.373
Al <sup>VI</sup>		0.410	0.278	0.341	0.338	0.402
Fe : Fe <sup>2+</sup>	0.573					
Fe : Fe <sup>3+</sup>	0.787	1.316	1.876	1.254	1.044	1.155
Mg	1.556	1.216	0.614	1.234	1.555	1.119
Mn	0.004	0.014	0.031	0.019	0.015	0.004
Ti	0.071	-	0.097	0.056	0.049	0.149
Na	0.031	-	-	0.018	0.016	0.023
Ca	-	-	-	-	-	-
K	0.904	0.879	0.956	1.065	0.819	0.992
Hex.	2.920	2.956	2.799	2.904	3.001	2.829
Int.	0.935	0.879	0.956	1.083	0.836	1.015

SL 695, 655, : Biotites vertes de gneiss albitiques  
SL II44 : biotite verte d'orthogneiss  
SL 729 : biotite ocre (zone des schistes lustrés ? et p. 28)  
SL 366 : biotite brune d'un gneiss catazonal.

x : Fe total, sous forme FeO.

Tableau 2.VI : analyses partielles de biotites (microsonde)

	SL I73	SL I80	SL 381	SL 679	SL 708	SL 715
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.75	17.65	16.16	17.87	16.19	18.80
FeO (tot)	21.62	18.91	26.67	21.10	17.81	18.84
MgO	11.68	13.89	5.72	10.12	14.22	15.21
K <sub>2</sub> O	9.05	9.83	9.59	8.98	9.68	n.d
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.91	1.07	1.06	1.28	0.99
	SL 720	SL 872	SL II44	SL II54	SL I647	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.03	19.05	18.02	17.38	19.38	
FeO (tot)	17.00	14.13	28.19	18.42	20.01	
MgO	15.93	16.30	5.61	14.58	9.75	
K <sub>2</sub> O	10.94	10.07	n.d	9.83	9.86	
TiO <sub>2</sub>	1.07	0.84	1.68	1.51	1.05	

Toutes sont des biotites vertes, appartenant à des :

- gneiss albitiques : SL I73, I80, 679, 708, 715, 720, I647
- gneiss albitiques provenant de la rétro-morphose de gneiss à glaucophane : SL 872
- orthogneiss riches en biotite verte : SL 381, II44
- prasinite (zone des schistes lustrés, ophiolites ?) : SL II54

L'utilisation de la teneur en Al des biotites comme géotherme me semble donc délicate : la composition chimique de la roche, la nature des minéraux associés jouent sans doute un rôle important.

Pour en revenir au problème de la couleur des biotites, HAYAMA (1959) DEER et al. (1967), ont montré qu'elle était fonction de la teneur en  $TiO_2$  et du rapport  $Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3$  ; avec un fort pourcentage de titane, la biotite serait brun rouge, alors que la couleur verte serait liée à une valeur élevée du rapport  $Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3$ .

Pour CHINNER (1960), la coloration dépendrait essentiellement du pourcentage de  $TiO_2$ , le rapport  $Fe_2O_3 / FeO$  n'intervenant qu'accessoirement. Enfin des études expérimentales sur un système dépourvu de titane, (SABATIER 1974, VELDE 1972) ont fait apparaître que la coloration variait avec l'état d'oxydation du fer et la teneur en silice (les biotites tétrasiliciques sont vertes, alors que les trisiliciques sont brunes).

Pour les biotites de Sesia-Lanzo, le facteur déterminant semble être la teneur en  $TiO_2$  : peu élevée dans les biotites vertes, elle l'est deux fois plus dans la biotite brun rouge du gneiss catazonal (SL 366). Les biotites vertes et ocre apparaissent, un peu plus siliceuses ; mais elles comprennent toujours moins de 3 ions en site tétraédrique. Enfin, l'analyse par voie humide d'une biotite verte (SL 695) montre un pourcentage assez fort de fer ferrique.

## V AMPHIBOLES

On les trouve dans tous les types de roches, mais elles ne sont pas aussi fréquentes et abondantes que les phyllosilicates.

- dans les orthogneiss clairs, à grands quartz, des amphiboles bleu-vert entourent parfois les amphiboles vertes primaires.

- dans les orthogneiss riches en biotite verte, on trouve quelquefois de petites aiguilles d'amphibole vert très pâle, à la périphérie des "taches vertes".

- dans les roches de rétro-morphose du socle catazonal, une amphibole vert pâle auréole les amphiboles brunes (SL 1298), ou forme de très fines aiguilles dans les albites ocellaires (prasinites SL 199...)

- dans les roches provenant de la rétro-morphose des gneiss à glaucophane, on observe des prismes d'amphibole bleu-vert, dans les lits

phylliteux, ou qui délimitent les fantômes de glaucophane, dont le coeur est occupé par de la chlorite ou de la biotite verte.

- dans certains gneiss albitiques (sans trace de paragenèse antérieure) on trouve aussi de prismes d'une amphibole, qui peut être verte ou bleu-vert.

Les amphiboles du faciès schiste vert se présentent le plus souvent en petits cristaux (au maximum 300 de long), symplectiques avec l'albite. La couleur peut varier légèrement d'un cristal à l'autre, mais on n'observe pas de zonation au sein d'un même cristal ; leur petite taille rend, il est vrai, difficile de telles observations.

### Composition chimique

Ont été analysées (à la microsonde), des amphiboles de gneiss albitiques (dont certains sont issus de la rétro-morphose de gneiss à glaucophane) et celle d'une amphibolite catazonale partiellement transformée dans le faciès schiste vert. (voir tableaux 2.VII et 2.VIII)

Les compositions chimiques des amphiboles varient beaucoup au sein d'une même roche : cela se manifeste sur tous les éléments, surtout sur Al et Na, moins sur Fe, Mg, Si, Ca.

Voici, par exemple, les teneurs extrêmes enregistrées sur les amphiboles de l'échantillon SL 1311 (amphibole bleu-vert) :

#### Analyses "extrêmes"

$Na_2O$	2.22	0.94
MgO	10.22	13.54
$Al_2O_3$	7.83	2.53
$SiO_2$	47.86	52.74
CaO	9.76	11.35
$TiO_2$	0.07	0.05
MnO	0.27	0.05
FeO	21.42	17.42
$K_2O$	0.66	0.11
TOTAL	100.32	98.94

Pourtant, entre les cristaux analysés, on ne peut guère noter qu'une légère différence de couleur. Il semble aussi qu'il existe des variations de composition au sein des cristaux ; s'agit-il de zona-

Tableau 2.VII : analyses d'amphiboles  
(microsonde électronique).

	SL 655	SL 1311	SL 1298v	SL 1298b
SiO <sub>2</sub>	49.33	50.83	53.17	43.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.45	3.99	3.66	11.19
TiO <sub>2</sub>	n.d	0.07	0.09	1.94
FeO(tot)	18.63	18.16	12.98	14.75
MnO	0.68	0.28	0.42	0.34
MgO	10.34	13.04	15.97	12.14
CaO	10.52	11.19	12.05	11.61
Na <sub>2</sub> O	1.80	1.31	0.57	1.95
K <sub>2</sub> O	n.d	0.17	0.13	0.67
Total	101.75	99.04	98.94	97.61
Si	7.016	7.444	7.573	6.416
Al <sup>IV</sup>	0.984	0.556	0.427	1.584
Al <sup>VI</sup>	0.768	0.133	0.186	0.383
Ti	-	0.007	0.008	0.218
Fe	2.216	2.224	1.545	1.840
Mg	2.192	2.846	3.389	2.698
Mn	0.082	0.035	0.051	0.043
Ca	1.602	1.756	1.840	1.855
Na	0.496	0.372	0.154	0.564
K	-	0.032	0.026	0.127
site Z	8.000	8.000	8.000	8.000
site Y	5.000	5.000	5.000	5.000
site X	2.000	2.000	2.000	2.037
site A	0.356	0.404	0.135	0.691

SL 655 : amphibole bleu-vert  
SL 1311 : amphibole bleu-vert

SL 1298v : amphibole verte  
SL 1298b : amphibole brune relique

} Gneiss albitiques issus de la  
rétromorphose de gneiss  
à glaucophane.

} amphibolite catazonale  
rétromorphosée

Tableau 2.VIII : analyses partielles d'amphiboles  
(microsonde électronique).

Moyennes	SL 173	SL 199	SL 679	SL 872	SL 1647
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.42	2.17	5.52	2.60	5.77
FeO(tot)	19.99	10.04	23.81	15.03	23.57
MgO	13.80	24.39	11.76	19.05	13.15
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.03	0.07	0.03	0.07

Domaine de variation

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4.50-6.20 1.56-2.49 4.06-7.93 1.97-4.53 3.58-8.93

SL 173, 679, 1647 : gneiss albitiques (amphiboles bleu-vert)  
SL 199, prasinite (amphibole verte)  
SL 872 : gneiss albitique provenant de la rétro-morphose d'un gneiss  
à glaucophane (amphibole bleu-vert)

Moyennes	SL 729	SL 1154
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.42	8.15
FeO(tot)	17.69	15.77
MgO	15.80	15.79
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.07

Domaine de variation

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7.91-11.65 5.75-11.26

SL 729 : Gneiss albitique } zone des "schistes lustrés-ophiolites"  
SL 1154 : Prasinite } (amphiboles bleu-vert)

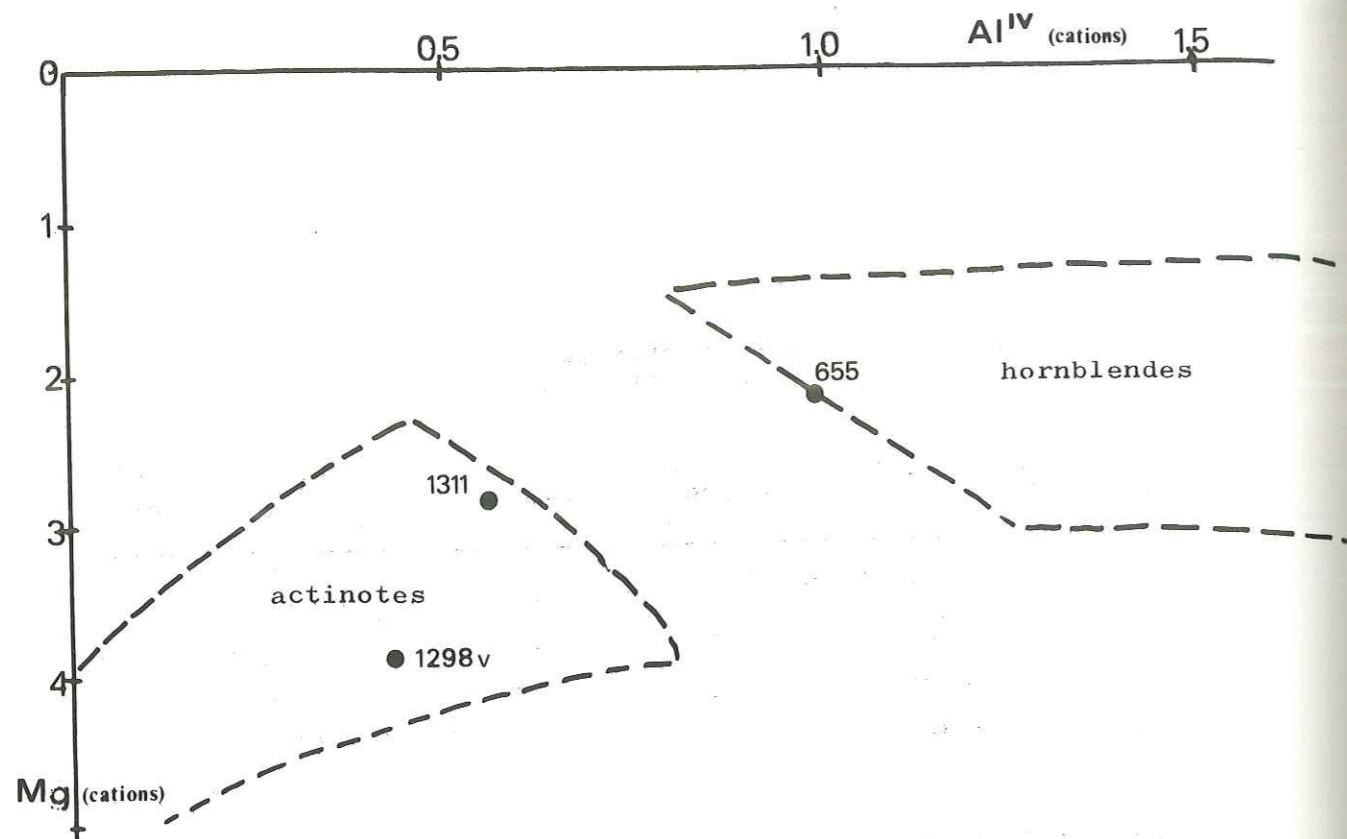


fig 2.16: Place des amphiboles du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo dans le diagramme de SHIDO et MIYASHIRO (1959)

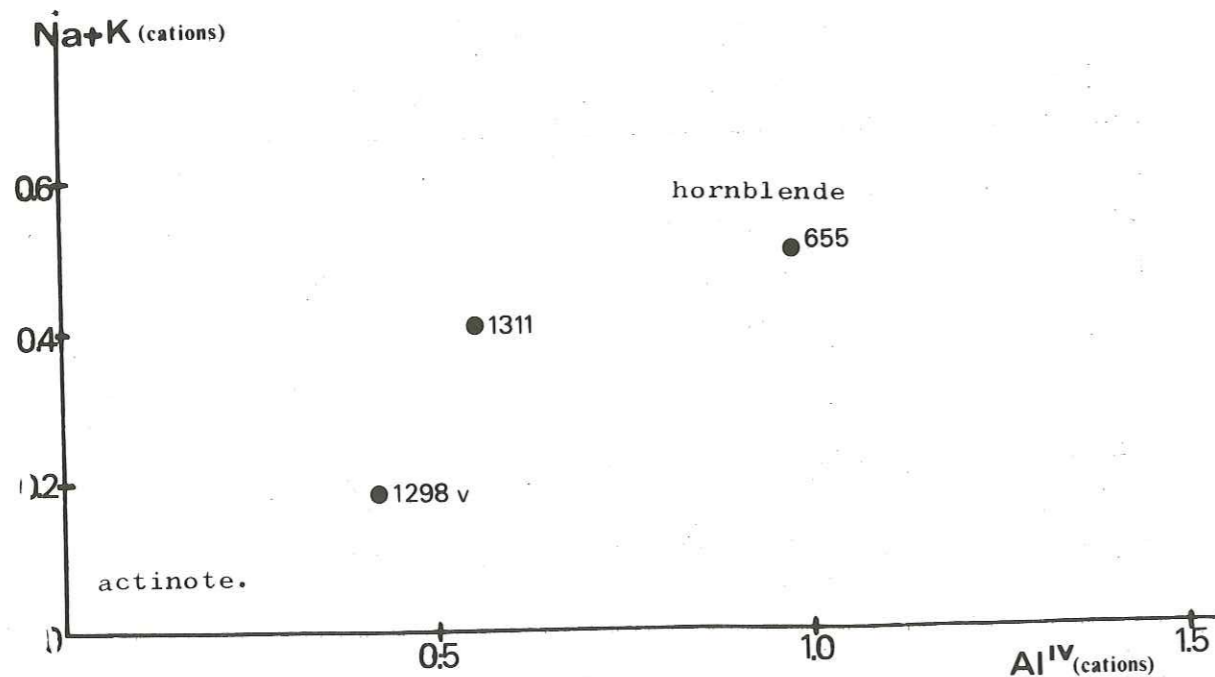


fig 2.17: Place des amphiboles du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo dans le diagramme de BANNO (1966)

tions ? Il m'est difficile de répondre, car les cristaux sont généralement trop petits pour qu'on puisse y faire plusieurs analyses, ou des "scannings"; de plus les effets de bord peuvent être importants.

Dans les amphiboles vertes, le chimisme n'est guère plus homogène; pour les amphiboles de SL 199:

Analyses "extrêmes"		
MgO	24.55	22.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.56	2.49
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03
FeO	9.89	11.51

Les amphiboles vertes entrent dans le champ des actinotes; les amphiboles bleu-vert sont généralement plus alumineuses et plus ferreuses, donc plus proches des hornblendes. (fig. 2.16, 2.17). Ni les unes, ni les autres ne sont très riches en sodium.

Comme dans les autres minéraux, la répartition du fer et du magnésium est liée à celle de la roche-hôte; il n'en est pas de même pour l'aluminium (fig. 2.19). Mais, il semble cependant que la teneur en Al des amphiboles soit fonction de celle de la roche-hôte: pour la plupart des échantillons examinés, il existe en effet, une corrélation négative entre les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO dans les amphiboles (fig. 2.19, 2.20), alors que la teneur en magnésium des amphiboles dépend de celle de la roche. Deux des amphiboles analysées font exception à la règle: celles des échantillons SL 729 et SL 1154. Pour expliquer ces différences, on peut invoquer deux raisons: -dans ces deux roches les assemblages minéralogiques sont différents: ce sont des roches assez basiques, où les phengites sont rares ou absentes, mais qui contiennent cependant de la biotite.

-les conditions de formation étaient différentes: ces roches appartiennent peut-être à la zone des "schistes lustrés et ophiolites" (voir p. 28)

#### Conditions de formation des amphiboles

Si l'on se réfère aux données de ZAKRUTKIN (1968), les amphiboles vertes et bleu-vert auraient cristallisées dans les conditions du faciès amphibolite à épidote, parfois à la limite avec celles du



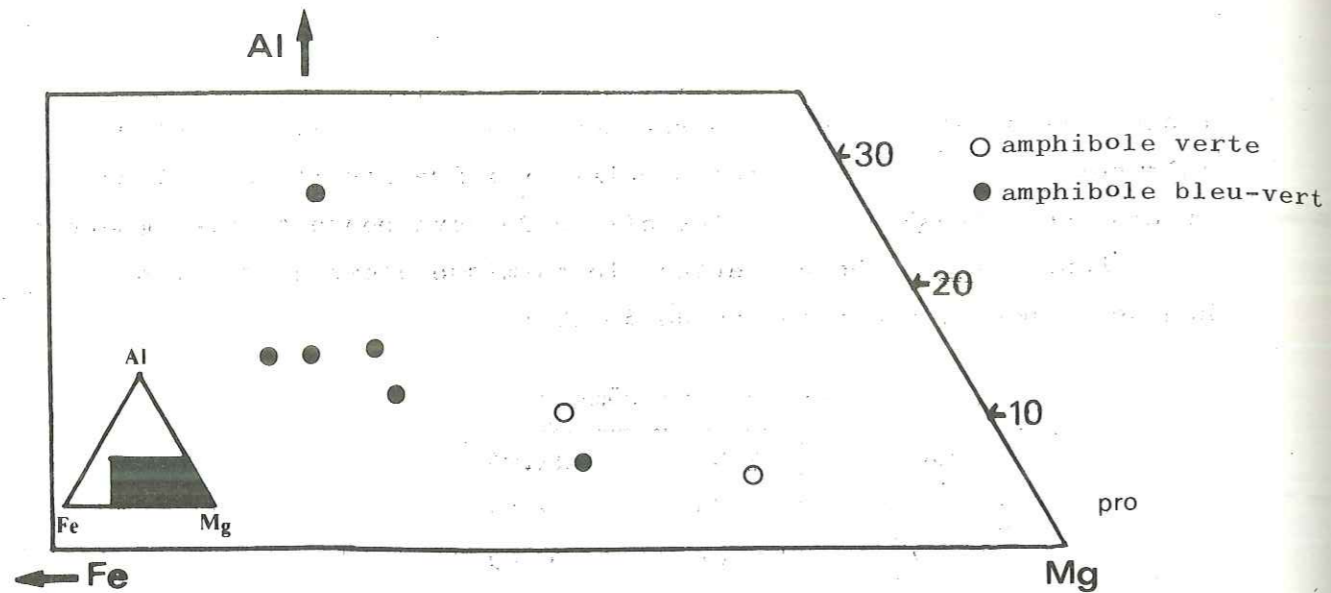


fig 2.18: positions des amphiboles du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo dans un diagramme Al Fe Mg

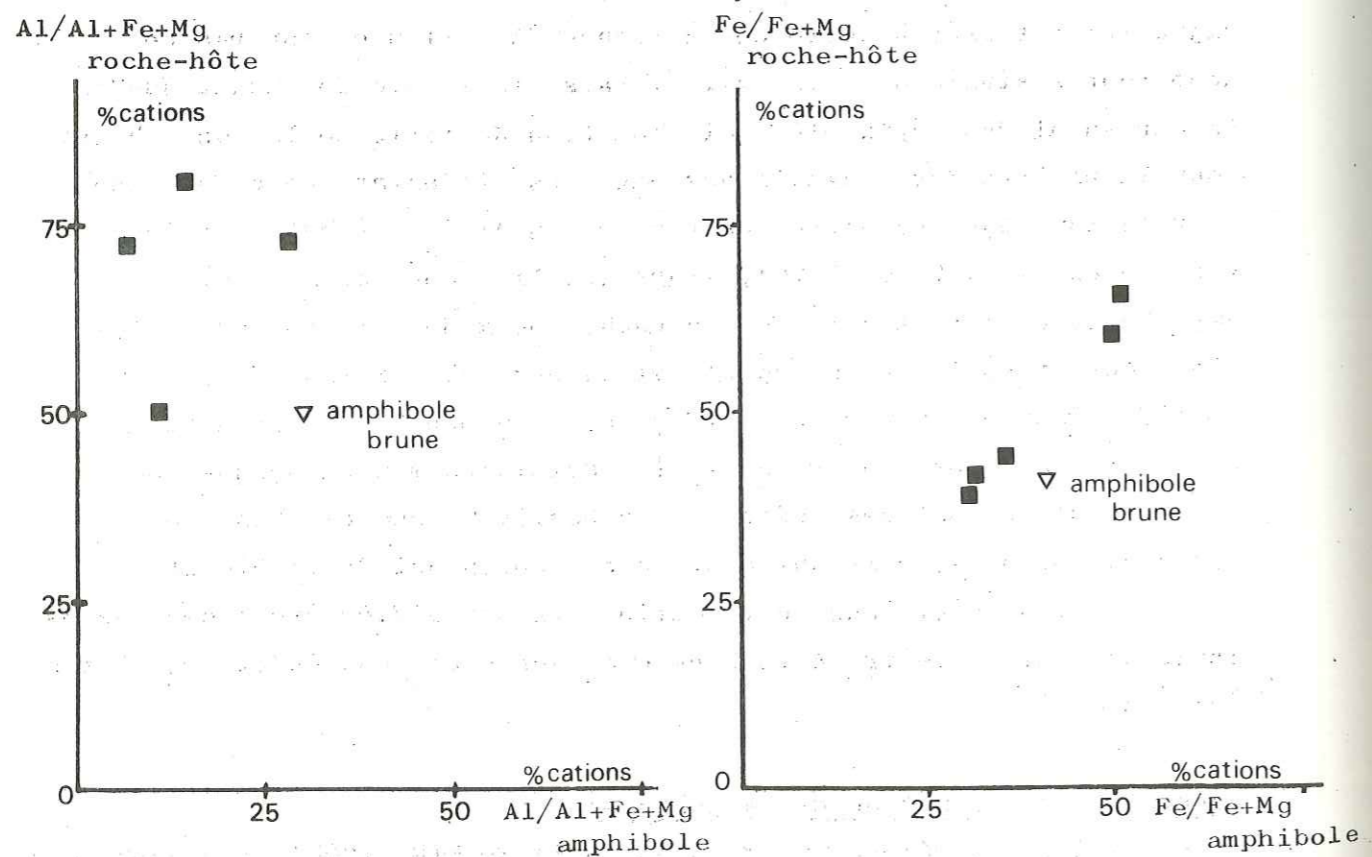


fig 2.19: distribution de Fe, Mg et Al entre amphibole et roche-hôte.

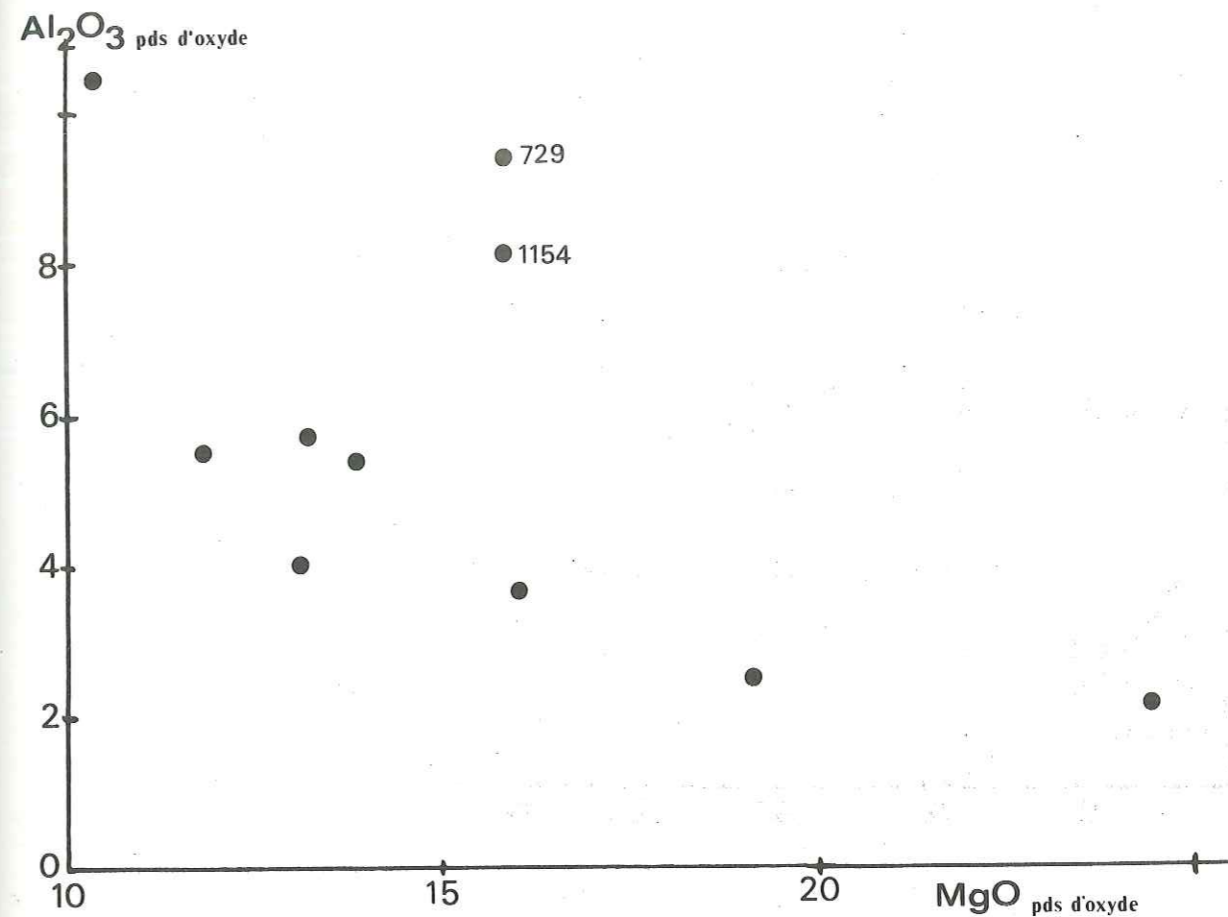


fig 2.20: relation entre les teneurs en  $Al_2O_3$  et  $MgO$  dans les amphiboles du faciès schiste vert.

La corrélation n'existe pas pour les amphiboles des échantillons SL 729 et SL 1154.

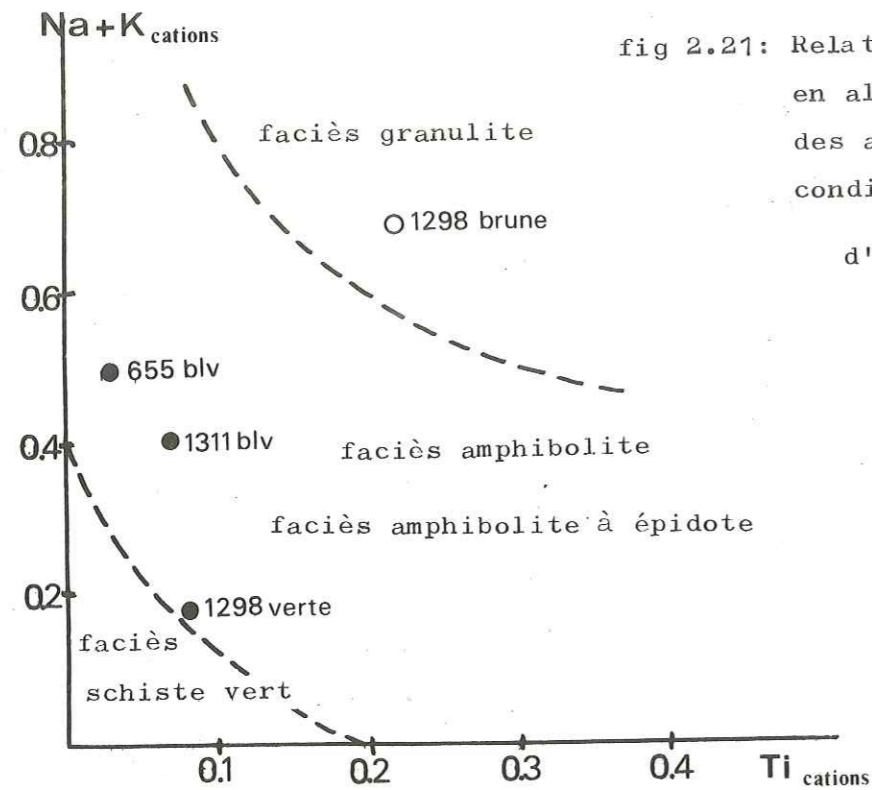


fig 2.21: Relation entre les teneurs en alcalins et en titane des amphiboles et les conditions de formation.  
d'après ZAKRUTKIN

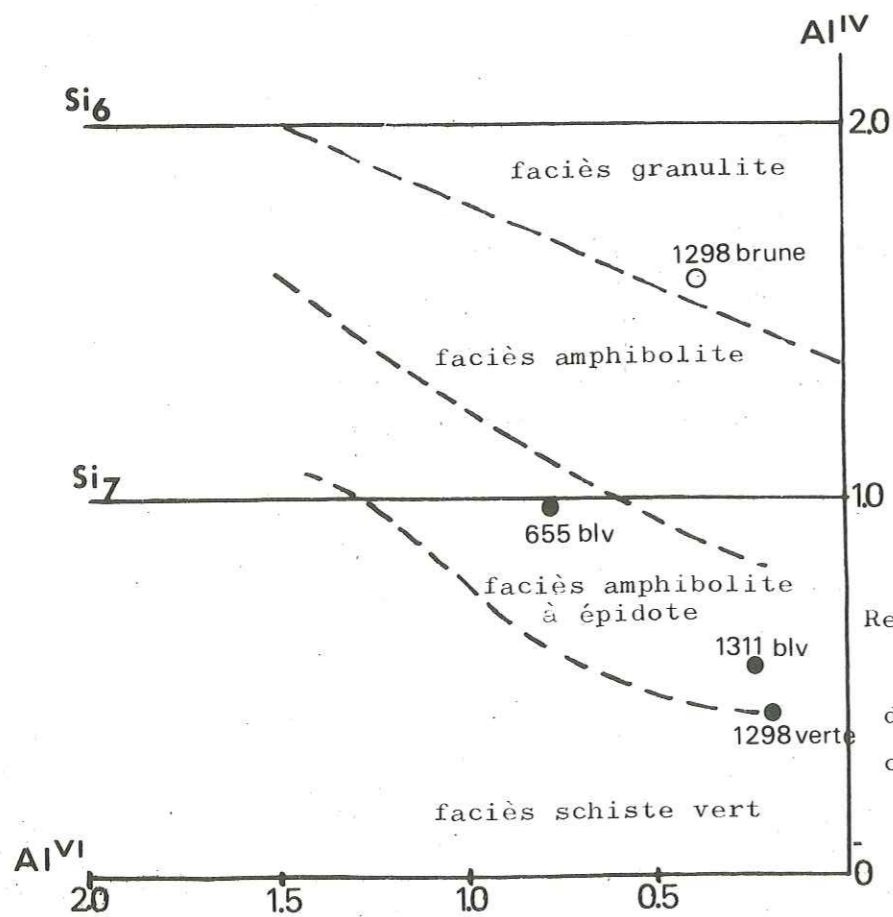


fig 2.22 : Relation entre les teneurs en  $Al^{IV}$  et  $Al^{VI}$  des amphiboles et leurs conditions de formation.  
d'après ZAKRUTKIN

faciès schiste vert (fig. 2.21 et 2.22) ; les amphiboles vertes sembleraient avoir cristallisées dans des conditions différentes de celles des amphiboles bleu-vert. Mais il faudrait plus d'analyses pour être sûr que la dispersion des points dans les diagrammes ne reflètent pas aussi des différences dans le chimisme des roches.

VI - GRENATS

Les grenats sont relativement rares dans les roches du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo. Présents dans nombre d'orthogneiss (orthogneiss clairs et orthogneiss riches en biotite verte), je ne les ai, par contre, trouvés que dans 3 ou 4 gneiss albitiques (SL I73, I76, I78, ... -Cf. p. 10-). Mais, il faut peut-être rattacher à la paragenèse "schiste vert" certains des grenats des gneiss à glaucophane rétro-morphosés. (Cf. p.18).

Parmi les grenats analysés, -trois appartiennent à des assemblages "schiste vert" (orthogneiss riches en biotite verte SL 38I et SL II44, gneiss albitique SL I73).

- deux font partie des minéraux constitutifs de gneiss à glaucophane rétro-morphosés (SL 655 et I3II).

A titre comparatif, j'ai analysé un grenat de gneiss catazonal et un grenat relique d'une paragenèse à glaucophane. On trouvera aussi dans le tableau 2.X, des analyses représentatives des grenats de schistes à glaucophane et de micaschistes éclogitiques (LIEBEAUX, 1974).

Les caractéristiques chimiques permettent de distinguer nettement les trois groupes (Cf. Fig. 2.23 - 2.24) :

- les grenats, de schistes à glaucophane et micaschistes éclogitiques, moins manganésifères et plus magnésiens.

- les grenats "schiste vert" (SL 38I, II44, I73) riches en  $MnO$ ,  $CaO$  et pauvres en  $MgO$ .

Les grenats de SL 655, et SL I3II appartiennent tous deux à ce groupe, alors que, d'après les observations microscopiques, j'avais rattaché le grenat SL 655 à la paragenèse "schiste vert" : il se présente en effet, en petits cristaux automorphes, qui ne sont pas auréolés de chlorite ou de biotite verte, comme c'est le cas de la plupart des grenats reliques.

Tableau 2.IX: analyses de grenats (microsonde)

	SL 381		SL II44		SL I73		SL 366
	coeur	periph	coeur	périph	coeur	périph	Moyenne
SiO <sub>2</sub>	37.02	36.69	35.96	35.52	38.56	37.61	35.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.24	23.11	24.18	23.45	21.86	20.89	23.97
FeO	18.10	12.83	22.79	24.21	17.04	20.55	32.47
MnO	4.00	2.10	7.22	5.67	3.29	1.07	1.33
MgO	0.11	0.10	0.34	0.33	0.19	0.33	4.04
CaO	19.50	26.89	8.54	7.80	18.80	17.00	1.39
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.10	n.d	n.d	n.d	n.d	0.05
Total	102.06	101.83	99.03	96.98	99.73	97.46	98.32
Si	5.738	5.650	5.630	5.665	6.040	6.060	5.672
Al <sup>IV</sup>	0.262	0.340	0.360	0.335	-	-	0.328
Al <sup>VI</sup>	3.983	3.844	4.103	4.073	4.036	3.967	4.240
Fe	2.347	1.652	2.984	3.229	2.232	2.769	4.394
Mn	0.525	0.274	0.957	0.766	0.436	0.146	0.183
Mg	0.024	0.023	0.080	0.079	0.044	0.079	0.974
Ca	3.238	4.436	1.433	1.333	3.155	2.935	0.240
Ti	0.012	0.012	-	-	-	-	0.006
Somme oct.	10.129	10.241	9.557	9.480	9.903	9.896	10.037

SL 381, II44 : orthogneiss riches en biotite verte  
 SL I73 : gneiss albitique  
 SL 366 : gneiss catazonal.

Formules structurales calculées sur la base de 24 oxygènes.

Tableau 2.IX: (suite)

	SL I3II		SL 655	SL 355		SL 4I	SL I54I
	coeur	périph	moyenne	coeur	périph	moyenne	moyenne
SiO <sub>2</sub>	35.61	35.73	36.50	36.75	37.37	38.59	39.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.06	22.38	22.99	24.07	23.82	19.42	21.70
FeO	26.15	26.36	25.41	27.69	29.81	26.71	25.53
MnO	1.55	1.24	0.34	1.38	0.58	0.41	0.03
MgO	1.48	1.56	1.21	1.72	1.45	0.93	4.14
CaO	10.04	10.00	11.70	7.72	7.19	12.36	8.76
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.26	0.32	n.d	n.d	0.37	n.d
total	99.20	97.53	98.47	99.36	99.63	98.79	99.44
Si	5.751	5.811	5.840	5.832	5.915	6.196	6.128
Al <sup>IV</sup>	0.249	0.189	0.160	0.168	0.085	-	-
Al <sup>VI</sup>	4.140	4.102	4.174	4.333	4.359	3.674	3.985
Fe	3.532	3.586	3.398	3.674	3.867	3.584	3.330
Mn	0.212	0.171	0.048	0.185	0.077	0.052	0.004
Mg	0.357	0.379	0.288	0.407	0.342	0.220	0.962
Ca	1.738	1.743	2.004	1.319	1.219	2.122	1.464
Ti	0.038	0.031	0.038	-	-	0.042	-
Somme oct.	10.017	10.012	9.950	9.918	9.864	9.694	9.745

SL 355, 655, I3II : gneiss albitiques à glaucophane rétro-morphosés.  
 SL 4I, I54I : gneiss à glaucophane, grenat (non rétro-morphosé)  
 (LIEBEAUX, 1974).

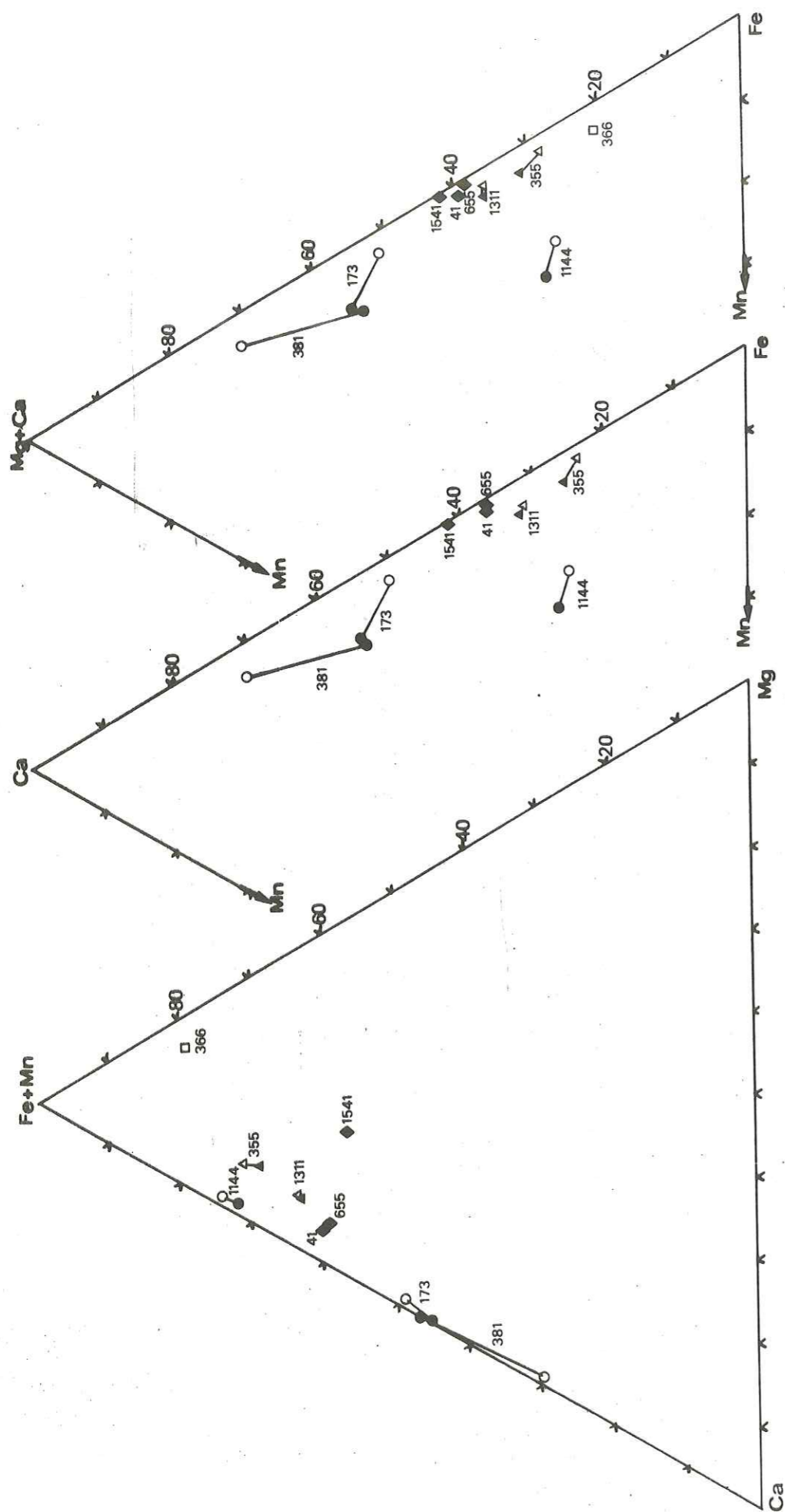


fig. 2.23 : représentation des grenats analysés dans les triangles Fe+Mn-Ca-Mg, Ca-Mn-Fe, Mg+Ca-Mn-Fe (prop. cations)

grenats "schiste vert" : coeur ●  
 périphérie ○  
 grenats des micaschistes éclogitiques : coeur ▲  
 périphérie △  
 grenats catazonaux : moyenne ◻

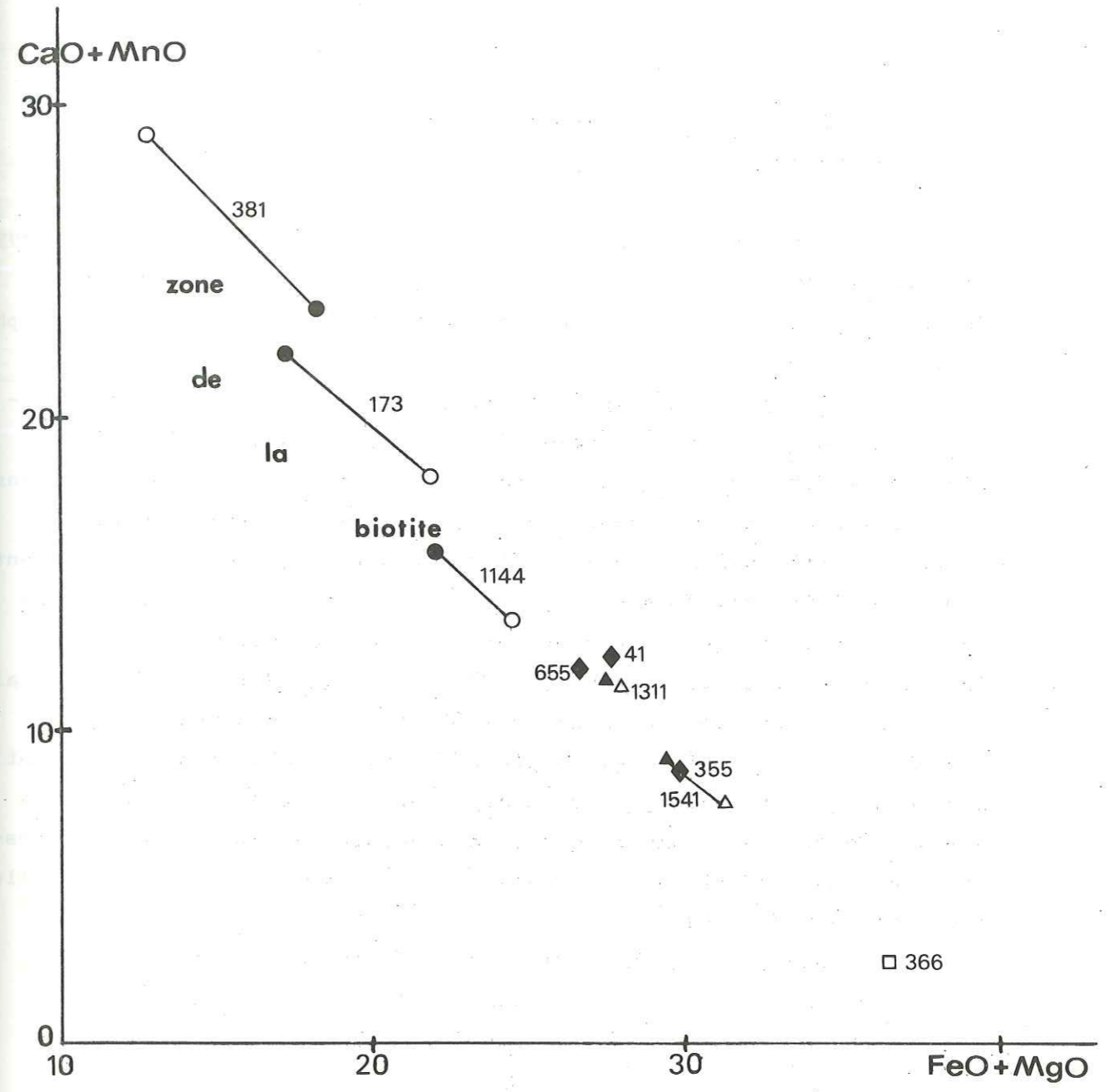


fig 2.24: représentation des grenats analysés dans un diagramme CaO+MnO / FeO+MgO (poids d'oxydes)

D'après STURT (1962), le pourcentage de FeO+MgO dans les grenats augmente avec le "degré de métamorphisme", alors que CaO+MnO diminue. Les grenats du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo ont les mêmes caractères que ceux de la "zone de la biotite".

grenats "schiste vert" : coeur ●  
 périphérie ○  
 grenats des micaschistes éclogitiques : coeur ▲  
 périphérie △  
 moyenne ◻  
 grenats des gneiss catazonaux : moyenne ◻

- Enfin les grenats catazonaux, à la fois plus magnésiens et moins calciques.

Ces résultats sont en accord avec les travaux de MIYASHIRO (1953) et STURT (1962) : riches en MnO et CaO, les grenats "schiste vert" de Sesia-Lanzo, ne diffèrent pas de ceux d'autres roches de métamorphisme relativement "faible". (Fig. 2.24)

On est cependant frappé par la diversité des compositions chimiques des grenats des gneiss albitiques et des orthogneiss. Elle n'est sans doute pas le fait de variations importantes des conditions de pression et de température (qui seraient difficiles à imaginer entre les orthogneiss SL 38I et SL II44, similaires et qui affleurent à peu de distance). Mais elle peut refléter des différences dans la composition chimique des roches-hôtes et des variations locales de la pression partielle d'oxygène (MUELLER SCHNEIDER 1971). Il me serait difficile de préciser ces relations étant donné le petit nombre d'analyses dont je dispose. De plus, MUELLER et SCHNEIDER (1971) ont montré qu'il n'y avait pas de relation simple entre le chimisme des grenats de roches métamorphiques, la composition chimique des roches-hôtes et les conditions de pressions et de température dans lesquelles elles se sont formées.

Néanmoins, les grenats des roches du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo sont chimiquement proches de ceux des roches du même faciès à Otago, Nouvelle Zélande (BROWN 1967, 1969).

Comme ces derniers, ils sont zonés. Dans le cas des grenats de SL I73, et II44, on observe, du coeur vers la périphérie :

- Une diminution de la teneur en CaO
- une augmentation de la teneur en FeO
- une diminution de la teneur en MnO

Mais, pour le grenat SL 38I, le zonage est pratiquement inverse; du coeur vers la périphérie, on remarque :

- une augmentation de la teneur en CaO
- une diminution de la teneur en FeO
- avec toujours une diminution de la teneur en MnO

Dans les deux cas, la teneur en MgO ne varie pratiquement pas.

Ces deux types de zonages ont été observés par BROWN (1967) dans les schistes verts d'Otago, Nouvelle Zélande. On les retrouve aussi dans des grenats de schistes à glaucophane (KIENAST, communication personnelle, LIEBEAUX 1974), à ceci près que les teneurs en MgO, plus élevées, présentent également des variations du coeur vers la périphérie.

On a expliqué les zonages dans les grenats de diverses façons :

- variation des conditions de pression et de température au cours de la cristallisation (de BETHUNE et al, 1965)
- variation de la pression partielle d'oxygène (MUELLER SCHNEIDER 1971).
- fractionation de certains éléments entre le grenat et la matrice environnante (HOLLISTER, 1966) et plus généralement, tous les modèles faisant intervenir une diffusion rapide des éléments dans la matrice mais négligeable dans le grenat. (ANDERSON et BUCKLEY 1973).

Les grenats les plus zonés étant apparemment ceux des roches ne montrant pas trace de polyphasage (SL I73, SL 38I, SL II44), les deux dernières hypothèses me semblent applicables au cas des grenats "schistes vert" de Sesia-Lanzo.

## VII - STILPNOMELANE

C'est un minéral peu fréquent dans les roches de Sesia-Lanzo; je ne l'ai guère trouvé que dans une vingtaine d'entre elles (sur environ 400 échantillons examinés). Ces roches sont de trois types :

- des orthogneiss riches en biotite verte (par ex. SL 38I, décrit p. 26). C'est là qu'on le trouve le plus souvent.
- des roches provenant de la rétro-morphose de schistes à glaucophane et de micaschistes éclogitiques. (Cf. p. 16-18).
- enfin des gneiss albitiques très clairs et des quartzites, qui sont peut-être aussi des roches de rétro-morphose (Cf. p. 21).

### Composition chimique

Deux stilpnomélanes ont été analysés à la microsonde (tableau 2.IX)

- l'un brun-vert, provient d'une orthogneiss riche en biotite verte (SL 38I).
- l'autre, brun-rouge, d'un gneiss très clair (SL I427).

Tableau 2X : Analyses de stilpnomélanes (microsonde).

	SL 381	SL 1427	A	B	G <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	42.74	43.62	46.0-48.0	42.4-48.0	42.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.18	7.00	6.6-7.3	5.3-7.6	4.61
FeO tot	30.84	28.55	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4.1-3.0 FeO 20.6-22.9	19.4-33.2 0.86-14.0	6.00 30.57
MnO	1.24	0.82	tr-2.7	0.05-2.9	1.50
MgO	4.31	5.26	4.9-7.8	2.1-6.2	1.72
CaO	0.13	0.26	0.8-2.9	0.2-4.2	0.40
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.43	0.0-1.6	0.0-0.75	-
K <sub>2</sub> O	1.47	1.64	0.8-1.5	0.09-2.1	0.21
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	tr-0.23	0.0-0.19	-
TOTAL	87.24	87.61			87.59

Formules structurales calculées sur la base de 8 Si.

	SL 381	SL 1427	A	G <sub>2</sub>
Si	8.000	8.000	8.00	8.00
Al	1.447	1.513	1.27-1.50	1.020
Ti	0.005	0.004	0.00-0.029	-
Fe	4.827	4.379	2.50-6.01	5.648
Mg	1.201	1.438	0.74-1.23	0.482
Mn	0.197	0.128	0.007-0.376	0.239
Na	0.088	0.152	0.00-0.01	-
Ca	0.027	0.050	0.10-0.54	0.080
K	0.289	0.387	0.176-0.472	0.050
Somme oct.	8.162	8.051	6.93-8.33	7.519

SL 381 : stilpnomélane brun vert - orthogneiss à biotite verte  
 SL 1427 : stilpnomélane brun rouge - gneiss clair.  
 A : valeurs extrêmes pour des ferro-stilpnomélanes (DEER al 1967)  
 B : valeurs extrêmes pour des ferri-stilpnomélanes (DEER al 1967)  
 G<sub>2</sub> : stilpnomélanes vert-Huttal (Harz), KORITNIG SCHNEIDER (1972)

Ces stilpnomélanes se caractérisent par leurs teneurs faibles en SiO<sub>2</sub> et CaO, relativement à la plupart des analyses de la littérature. Elles sont par contre très proches de celles données par KORITNIG et SCHNEIDER (1972). Il est vraisemblable que CaO est surdosé dans beaucoup d'analyses faites par les méthodes classiques (voie humide...), les inclusions carbonatées dans les stilpnomélanes étant fréquentes (CHAUVEL 1973). Mais il est possible que la silice soit légèrement sous-dosée dans les stilpnomélanes que j'ai analysés ; cela proviendrait d'une légère erreur sur la composition du standard utilisé (biotite). Des vérifications sont en cours.

Aucune relation évidente n'apparaît entre la couleur des stilpnomélanes et leur composition chimique. Il est vrai, que, d'après HUTTON (1938) les stilpnomélanes verts ne différeraient des stilpnomélanes brun-rouge que par les valeurs du rapport Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup>. les autres critères chimiques de différenciation entre les deux espèces (teneur en SiO<sub>2</sub>, MgO) n'apparaissent pas sûrs.

Le stilpnomélane brun-rouge est-il primaire ?

D'après BROWN (1971) seul le ferro-stilpnomélane pourrait se former dans les conditions du faciès schiste vert ; le ferristilpnomélane se développerait au dépens du premier par oxydation tardive.

Je n'ai jamais observé à Sesia-Lanzo de zonage du stilpnomélane : coeur vert et périphérie brune. Mais quelques observations viennent cependant à l'appui de la thèse de BROWN :

- parmi les orthogneiss, ceux qui comprennent du stilpnomélane brun rouge sont parmi les plus fracturés, les plus recristallisés.

- les gneiss de rétro-morphose à stilpnomélane sont souvent très altérés.

Conditions de formation du stilpnomélane.

Les données expérimentales sur les conditions de stabilité du stilpnomélane sont fort rares. Je ne peux guère me référer qu'à celles de NITSCH (1970), pour qui il serait stable (en association avec le feldspath potassique ou la muscovite) en dessous de 400°C pour une pression de 4 à 7 Kb. Le domaine de stabilité de l'association stilpnomélane-biotite verte-amphibole verte ou bleu-verte n'a pas été déterminé.

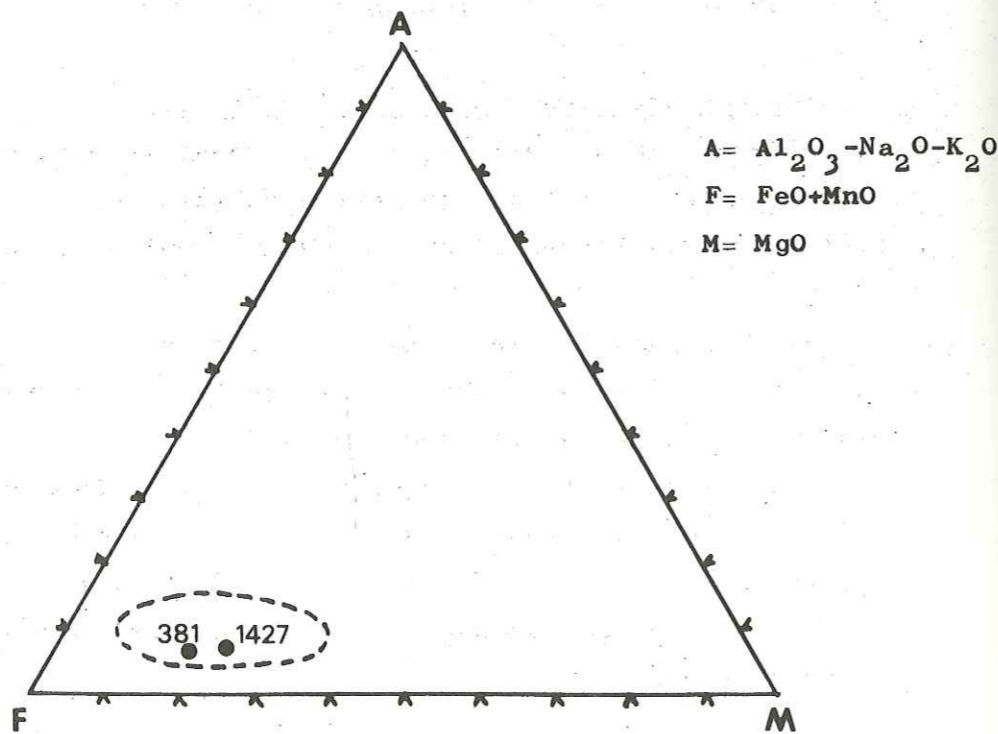
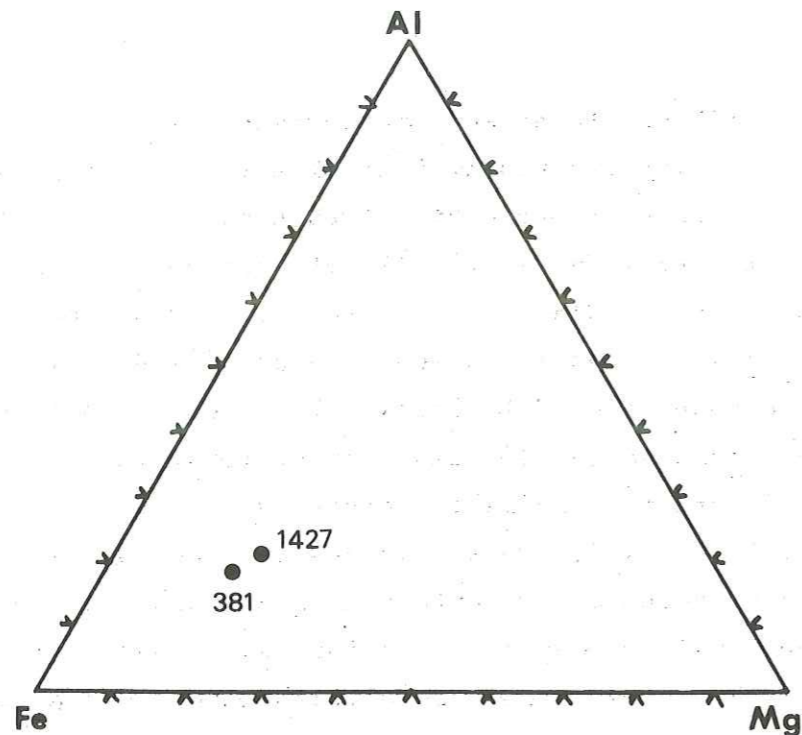


fig. 2.25 : place des stilpnomélanes analysés dans les diagrammes  
 Al-Fe-Mg (prop. cations)  
 A-F-M (prop. mol.)

On a considéré que tout le fer était à l'état ferreux

○ Champ des stilpnomélanes cités dans ZEN (1960)

VIII - EPIDOTE

Elle est présente dans pratiquement toutes les roches du faciès schiste vert à Sesia-Lanzo.

Au microscope, elle apparait sous forme de petits granules de couleur et de biréfringence variables, suivant les échantillons :

- incolores, à biréfringence très basse (bleu "anormal")
- incolores mais avec une biréfringence plus élevée.
- vivement pléochroïques (incolore à jaune citron) à

forte biréfringence.

Les cristaux sont souvent zonés, la périphérie étant plus biréfringente et parfois plus colorée que le centre. Celui-ci est parfois brun (allanite).

Il semble que ce zonage s'accompagne d'une légère augmentation de la teneur en fer du coeur vers la périphérie. Quelques analyses à la sonde ont montré que le pourcentage de FeO se situait aux alentours de 8 à 10 %, ce qui correspond à une épidote intermédiaire entre la clinzoisite et la pistacite.

Il serait intéressant de chercher les relations entre la composition globale de la roche, la nature des minéraux opaques (comme indicateurs de la pression d'oxygène) et la composition de l'épidote.

J'ai déjà pu remarquer que les épidotes jaune citron coexistent généralement avec des biotites et des chlorites très vivement colorées.

IX - ALBITE

L'albite est extrêmement fréquente dans les roches du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo ; elle n'est absente que des micaschistes, et les micaschistes sont assez rares.

Elle se présente en cristaux xénomorphes, à relief négatif, et qui ne sont que très rarement maclés. Ces cristaux peuvent être de petite taille (200 à 400  $\mu$ ) et presque se confondre avec les quartz qui les entourent; mais ils sont parfois beaucoup plus gros, avec une forme arrondie, et englobent d'autres minéraux; aiguilles d'amphiboles (SL 199), ou épidotes et phyllites (SL 726).

Les symplectites albite-amphibole verte ou bleu-verte sont fréquentes en particulier dans les roches de rétro-morphose de schiste à glaucophane.

Des analyses partielles à la microsonde ont permis une détermination rapide de la basicité de ces albites ; il suffit en effet de mesurer les teneurs en calcium et aluminium, qui augmentent à peu près linéairement avec le pourcentage d'anorthite.

Cette mesure faite dans 4 roches diverses, gneiss albitique, gneiss de rétro-morphose de schiste à glaucophane, amphibolite catazonale rétro-morphosée, et orthogneiss a fait apparaître des teneurs en molécule d'anorthite toujours inférieures à 5%.

CONCLUSION

L'étude minéralogique confirme que les minéraux constitutifs des roches étudiées ont cristallisé dans les conditions du faciès schiste vert. Les caractéristiques chimiques de certains d'entre eux (phengites, en particulier), permettent de fixer des limites plus précises aux conditions de formation des roches du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo.

Il n'est pas apparu de différences systématiques dans le chimisme des minéraux en fonction du type de roche auxquels ils appartiennent; que ce soit les types que j'ai distingués (roches avec ou sans trace de paragenèse antérieure, orthogneiss, etc ...) ou ceux auxquels DAL PIAZ et al. (1972) avaient attribué des âges différents.

Par contre, le contrôle exercé par le chimisme de la roche-hôte sur celui des minéraux s'est affirmé, au moins pour ce qui est de la répartition du fer et du magnésium. La teneur en Al des minéraux ne semble pas, elle, directement liée à celle de la roche.

CHAPITRE III :

REPARTITION DU FER ET DU MAGNESIUM

ENTRE LES MINERAUX

On a vu que le rapport Fe/Fe + Mg dans les phyllosilicates et les amphiboles était fonction du même rapport dans la roche (prise dans son ensemble) ; c'est donc que le fer et le magnésium se répartissent de façon régulière entre ces minéraux. Mais il serait intéressant de savoir si cette distribution se fait exactement, de la même façon dans les différents types de "schistes verts"; sinon, ce serait d'après la théorie de la distribution des éléments entre minéraux à l'équilibre, l'indice de différences dans les conditions de pression et de température.

I - TRAVAUX ANTERIEURS

Je n'exposerais pas la théorie de la répartition des éléments entre minéraux ; d'autres l'ont fait beaucoup mieux que je ne saurais le faire ; on pourra se reporter aux nombreux travaux déjà publiés sur ce sujet (RAMBERG DE VORE 1951, KRETZ 1959, 1961, ERNST 1964, SAXENA 1966, 1968 etc...). Je ne ferai que quelques rappels.

Dans un système à plusieurs phases tout élément à l'équilibre a le même potentiel chimique dans toutes les phases ; ce qui se traduit par la relation :

$$K_x = \frac{x_1^{n_1} \cdot x_2^{n_2} \cdot \dots}{x_1^{n_1} \cdot x_2^{n_2} \cdot \dots} = e^{-\frac{\Delta G}{RT}}$$

K : constante d'équilibre rapportée aux fractions molaires (dépend de la pression et de la température).

x<sub>1</sub>, x<sub>2</sub>, x'<sub>1</sub>, x'<sub>2</sub> : fractions molaires des divers constituants dans les phases.

La réaction d'échange étant :



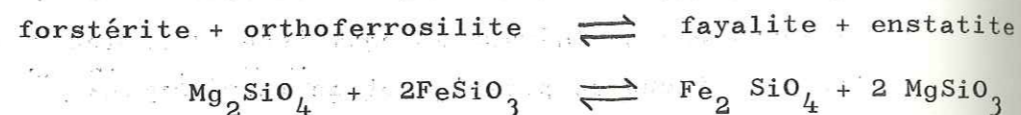


RAMBERG, DE VORE (1951) appliquant ce raisonnement aux couples olivine-orthopyroxène, (considérés comme des solutions idéales) arrivent à la relation :

$$\frac{x_{\text{opx}}}{1 - x_{\text{opx}}} \cdot \frac{1 - x_{\text{ol}}}{x_{\text{ol}}} = e^{-\frac{\Delta G}{2RT}}$$

avec  $x = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$  dans l'olivine ou l'orthopyroxène.

pour la réaction d'échange :



Dans un diagramme de ROOZEBOOM (en abscisse, les fractions molaires de l'élément considéré dans une des phases ; en ordonnée les fractions molaires dans l'autre phase) dans des conditions de pression et de température données, les points représentant les paires minéralogiques à l'équilibre se répartissent sur une courbe ou une droite, dont la pente est le coefficient de distribution Kd. Position de la courbe et Kd ne sont théoriquement fonction que des conditions physiques de formation de l'assemblage.

Si les points sont plus dispersés dans le diagramme, ce peut être que l'équilibre n'a pas été atteint, ou que les conditions de formation n'étaient pas les mêmes dans les divers échantillons examinés ; mais d'autres raisons peuvent être invoquées :

- les minéraux sont trop loins des solutions idéales
- la présence d'autres éléments dans les minéraux affecte le coefficient de distribution ; KRETZ (1969) a par exemple montré que la distribution du magnésium et du fer entre grenat et biotite était aussi fonction de la teneur en manganèse du grenat.

## II- APPLICATION AUX SCHISTES VERTS DE SESIA-LANZO

Je m'étais fixé deux objectifs :

- vérifier que les roches étudiées avaient atteint un état d'équilibre dans les conditions du faciès schiste vert.
- savoir si les conditions de cet équilibre étaient les mêmes dans toute la zone et dans tous les types de "schistes verts".

Qu'il y ait eu équilibre chimique, cela peut sembler évident : les assemblages que j'ai observés sont courants, la règle des phases n'est pas violée, et les relations texturales n'indiquent pas de déséquilibre dans les paragenèses "schiste vert" ; mais il est cependant quelques points à préciser : entre autres, les relations entre phengites, biotites vertes et chlorites : parfois, la biotite verte et / ou la chlorite semblent postérieures à la phengite ; il faudrait s'assurer enfin que la chlorite ne dérive pas de la biotite.

J'ai choisi d'examiner des répartitions d'éléments entre phengites, biotites vertes, chlorites et amphiboles.

Dans ces minéraux, les études ont généralement porté sur la distribution des ions qui entrent en site octaédrique : Fe, Mg, Al, Ti, Mn. Je me suis contentée d'examiner le rapport Fe/Fe + Mg. Plusieurs raisons m'ont en effet poussée à "éliminer" les autres éléments :

- la teneur en aluminium varie beaucoup d'un cristal à l'autre dans les amphiboles. De surcroît, pour tous les minéraux, la détermination de Al<sup>VI</sup> est peu sûre, puisqu'elle dépend de la teneur en Si et en Fe<sup>3+</sup> (cette dernière ne pouvant être déterminée à la microsonde).
- le titane est réparti de façon irrégulière, en particulier dans les biotites,
- le manganèse est toujours présent en très faibles quantités, et difficile à doser.

Pour le rapport Fe/Fe + Mg, il reste une difficulté : on ne peut distinguer à la sonde, fer ferreux et fer ferrique. Ce n'est pas, je pense, une objection majeure, puisque (les phengites mises à part) la plus grande partie du fer est sous forme Fe<sup>2+</sup> et que seule une faible part des cations Fe<sup>3+</sup> peut entrer en site

tétraédrique: le fer peut donc pour l'essentiel, se substituer au magnésium.

J'ai cherché des échantillons de même type et où les assemblages sont aussi complets que possible, soient :

- essentiellement des gneiss albitiques à phengite, chlorite, biotite verte, épidote + amphibole. (Cf. p. 10) SL I73, SL I80, 679, 708, 715, 720, I029, I647.

- quelques gneiss issus de la rétomorphose de gneiss à glaucophane (l'assemblage "schiste vert" est celui décrit ci-dessus): SL 655, 872, I3II, (Cf. p. I8)

- deux orthogneiss riches en biotite verte: SL 38I et SL II44. (Cf. p. 26 et 27).

- une prasinite et une amphibolite catazonale rétomorphosée; SL I99, I298. (Cf. p. I2 et 22).

donc un échantillonnage des principaux types de "schistes verts" que j'ai rencontrés. Les gneiss albitiques proviennent de différents points de la chaîne. (Voir carte à la fin du volume).

Les analyses partielles, faites à la microsonde, ont été données au chapitre précédent.

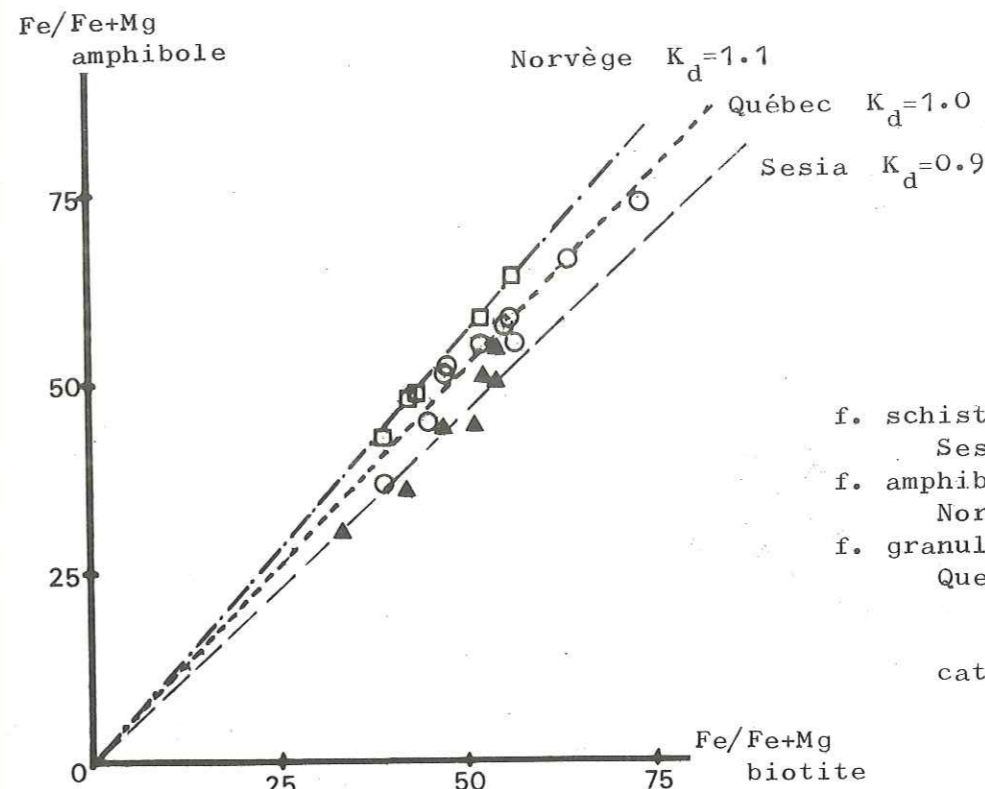
Les calculs des rapports Fe/Fe + Mg, des pentes des droites de distribution, et des coefficients de corrélation ont été exécutés sur l'ordinateur des universités PARIS VI et VII.

### III - LES RESULTATS

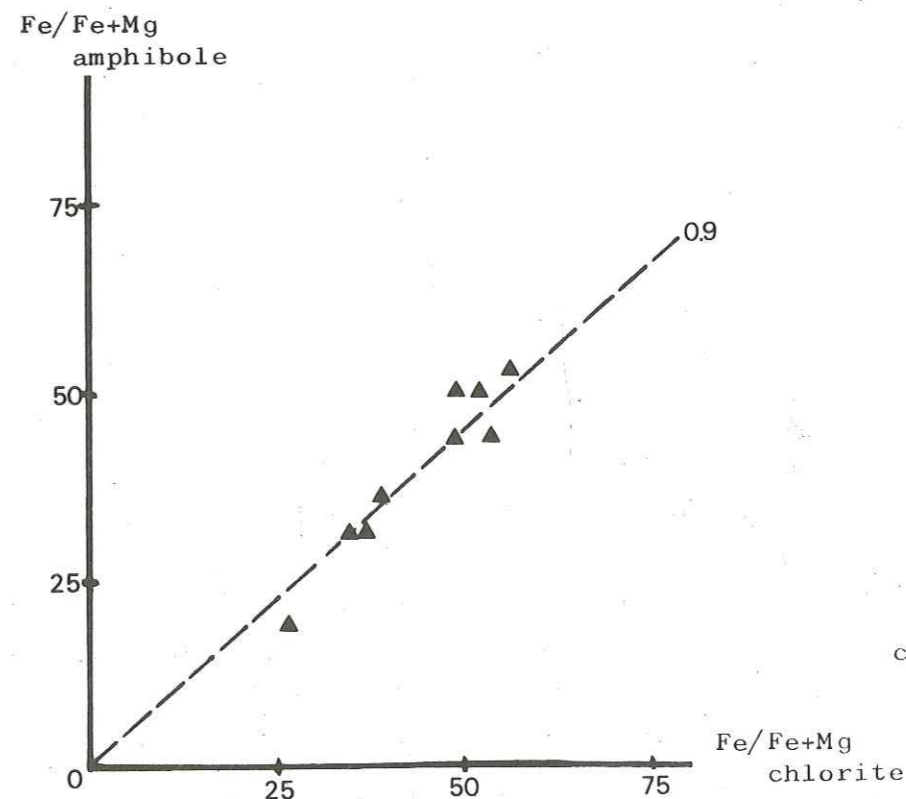
Six diagrammes de distribution les résumant (fig. 3.1 à 3.3).

On voit qu'entre amphibole, biotite et chlorite, la répartition du fer et du magnésium se fait de façon régulière, et identique, quelque soit le type de roche et sa position géographique dans la zone de Sesia-Lanzo. Les points représentatifs des paires minéralogiques s'alignent sur des droites dont les pentes varient peu :

	$K_d$	coefficient de corrélation
amphibole - biotite	0.9	0.96
amphibole - chlorite	0.9	0.96
biotite - chlorite	I.0	0.98



f. schiste vert.  
Sesia-Lanzo  
f. amphibolite à épidote.  
Norvège (SAXENA 1968)  
f. granulite.  
Québec (KRETZ 1959)  
cations %



cations %

fig. 3.1 : distribution du fer et du magnésium entre amphibole-biotite et amphibole-chlorite

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 40 58  
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

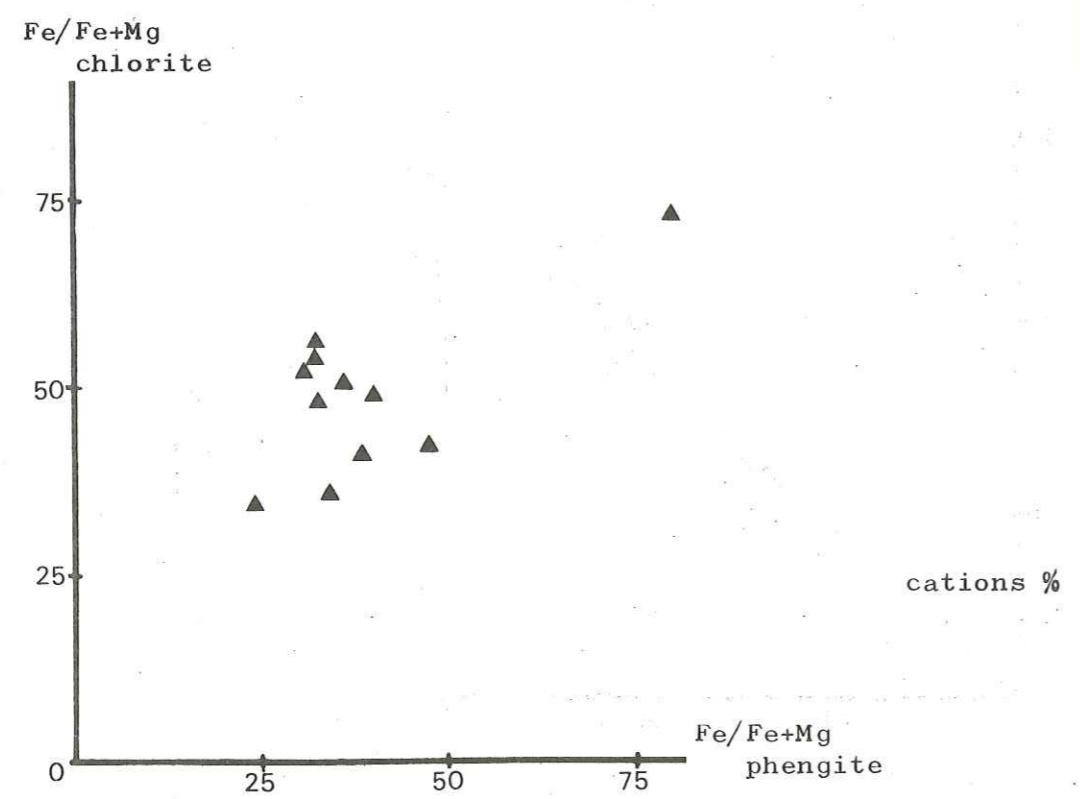
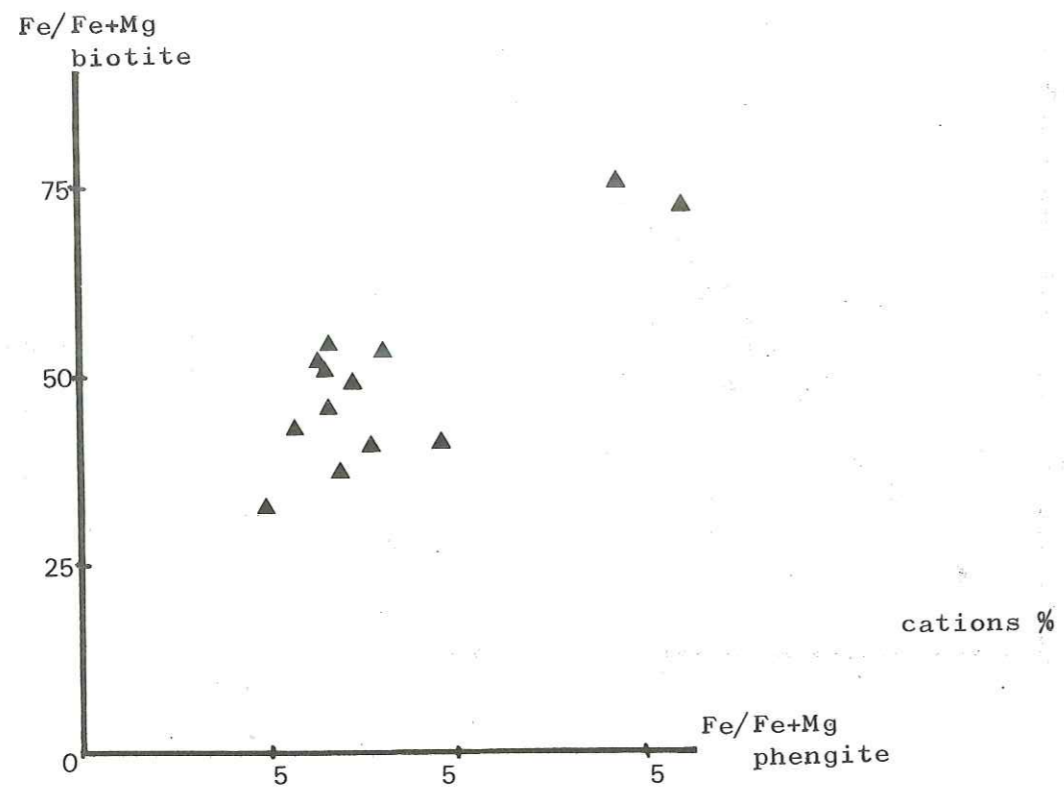


fig. 3.2 : distribution du fer et du magnésium entre phengite-biotite  
phengite-chlorite

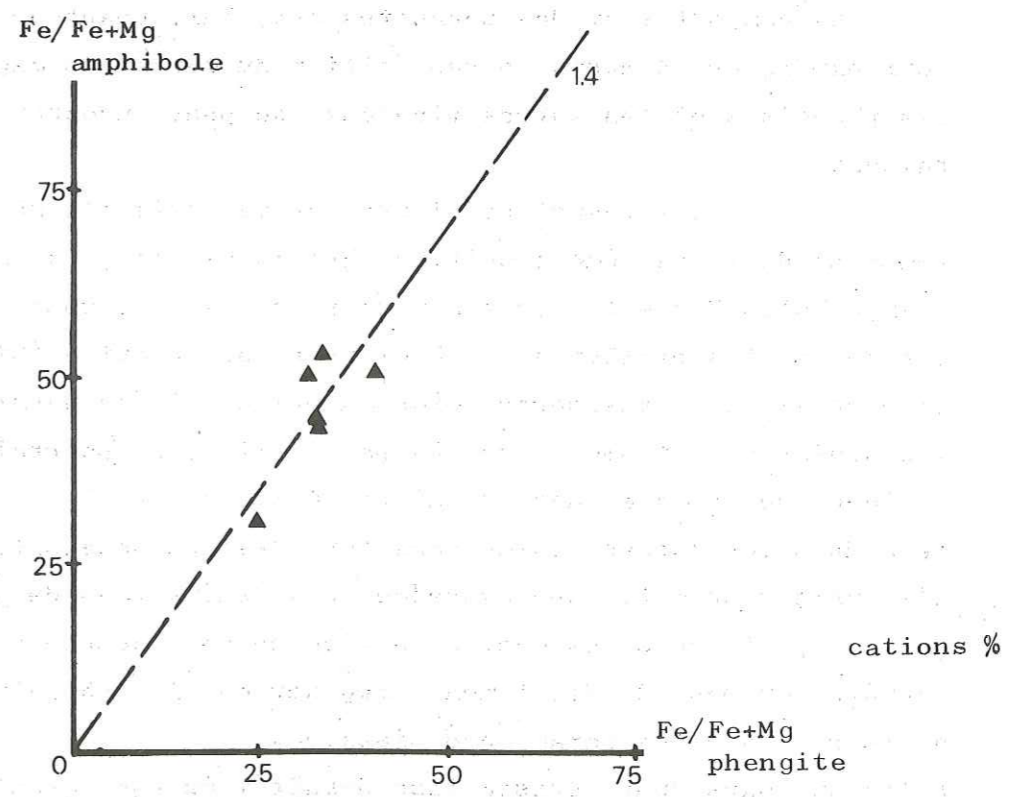
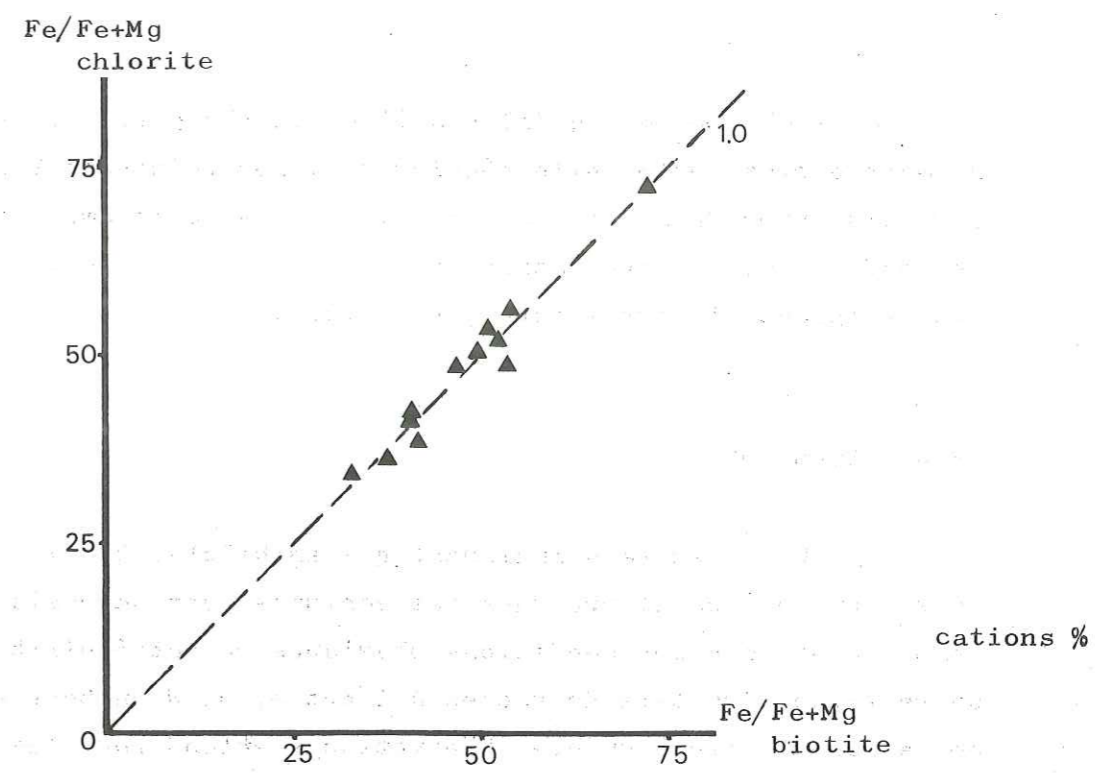


fig. 3.3 : distribution du fer et du magnésium entre chlorite-biotite  
amphibole-phengite

Mais chaque fois qu'il s'agit de la phengite, la répartition ne montre plus cette belle régularité : les points sont beaucoup plus dispersés dans les diagrammes. Pour la paire amphibole-phengite, le coefficient de corrélation tombe à 0.72 ( $K_d = 1.4$ ). Pour les autres paires, il est encore plus faible.

#### IV - DISCUSSION

I/- Ces résultats indiquent que amphibole, biotite et chlorite coexistent à l'équilibre dans les schistes vert de Sesia-Lanzo. Il semble aussi que les conditions physiques de cet équilibre n'aient guère varié d'un type de roches à l'autre, ni d'un bout à l'autre de la zone (cette dernière observation s'entend pour les gneiss albitiques ; les données ne sont pas assez nombreuses pour les autres lithologies).

Le comportement des phengites est, lui, beaucoup moins net. Pour expliquer la mauvaise répartition du fer et du magnésium entre les phengites et les autres minéraux, on peut invoquer plusieurs raisons :

- les phengites n'auraient pas cristallisé en même temps et dans les mêmes conditions que la biotite, la chlorite et l'amphibole. Comme les cristaux de phengite sont souvent entourés par de petites paillettes de biotite et de chlorite (Cf. P. 9 et 10), on pourrait les considérer comme antérieurs à ces dernières. Dans les gneiss de rétro-morphose, en particulier, on pourrait y voir des reliques de la paragenèse "schistes à glaucophane". Mais dans ces roches, comme dans tous les gneiss albitiques, je n'ai jamais pu mettre en évidence deux générations de phengites. D'autre part, dans les gneiss où l'on ne voit aucune relique, aucun fantôme, on peut difficilement imaginer que les phengites sont les seuls restes d'une paragenèse disparue. Elles ont sans doute cristallisé durant l'épisode "schiste vert", mais un peu avant les biotites et les chlorites.

- les variations des teneurs en Fe et Mg sont sensibles d'un cristal de phengite à l'autre, et même au sein d'un cristal.

Mais, la même hétérogénéité dans les amphiboles ne provoque pas d'irrégularité dans la distribution du fer et du magnésium entre amphiboles et phyllites.

-La proportion de fer ferrique me semble être un facteur important. En effet dans les phengites, elle peut être infiniment plus grande que dans les autres minéraux (voir les analyses du tableau 2.II). Or  $Fe^{3+}$  se substitue à  $Al^{3+}$  et non à  $Mg^{2+}$ . Pour un fort pourcentage de  $Fe^{3+}$ , le rapport  $Fe(tot) / Fe(tot) + Mg$  n'a plus grand sens.

Les phengites ont donc certainement cristallisé au cours de l'épisode "schiste vert", et en équilibre avec les autres minéraux. Mais cette étude ne me permet pas de l'affirmer.

Tous ces résultats apparaissent bien dans un diagramme Al Fe Mg : les amphiboles sont systématiquement plus magnésiennes que les chlorites et les biotites ( $K_d$  inférieur à l'unité pour les paires amphibole-biotite et amphibole-chlorite). Les lignes de jonction entre points représentatifs des biotites et des chlorites ont des pentes un peu plus variables, mais pointent toujours vers le haut du triangle (pôle Al). Quant à celles qui relient les phengites aux autres minéraux, elles se coupent fréquemment (répartition moins régulière des éléments). Fig. 3.4.

2/ - J'ai tenté enfin, une comparaison de mes résultats avec ceux déjà publiés.

Ceux de BROWN (1967, 1969) pour les répartitions de Fe et Mg entre biotite et chlorite dans les roches du faciès schiste vert d'Otago, Nouvelle Zélande, sont similaires. (On ne peut faire une comparaison précise puisque il a utilisé des rapports différents, et que les analyses ne sont pas toutes publiées).

Il m'a paru intéressant aussi de voir l'évolution des coefficients de distribution en fonction des conditions physiques de formation des roches. La paire amphibole-biotite se prête bien à ces comparaisons puisqu'elle peut cristalliser dans des conditions très variables ; de plus, les données sont assez nombreuses dans la littérature. Dans un premier temps, j'ai reporté sur le diagramme 3.I les points représentatifs des paires analysées par : KRETZ (1969) dans les gneiss du faciès granulite (Québec) SAXENA (1968) dans des roches du faciès amphibolite à épidote (Norvège).

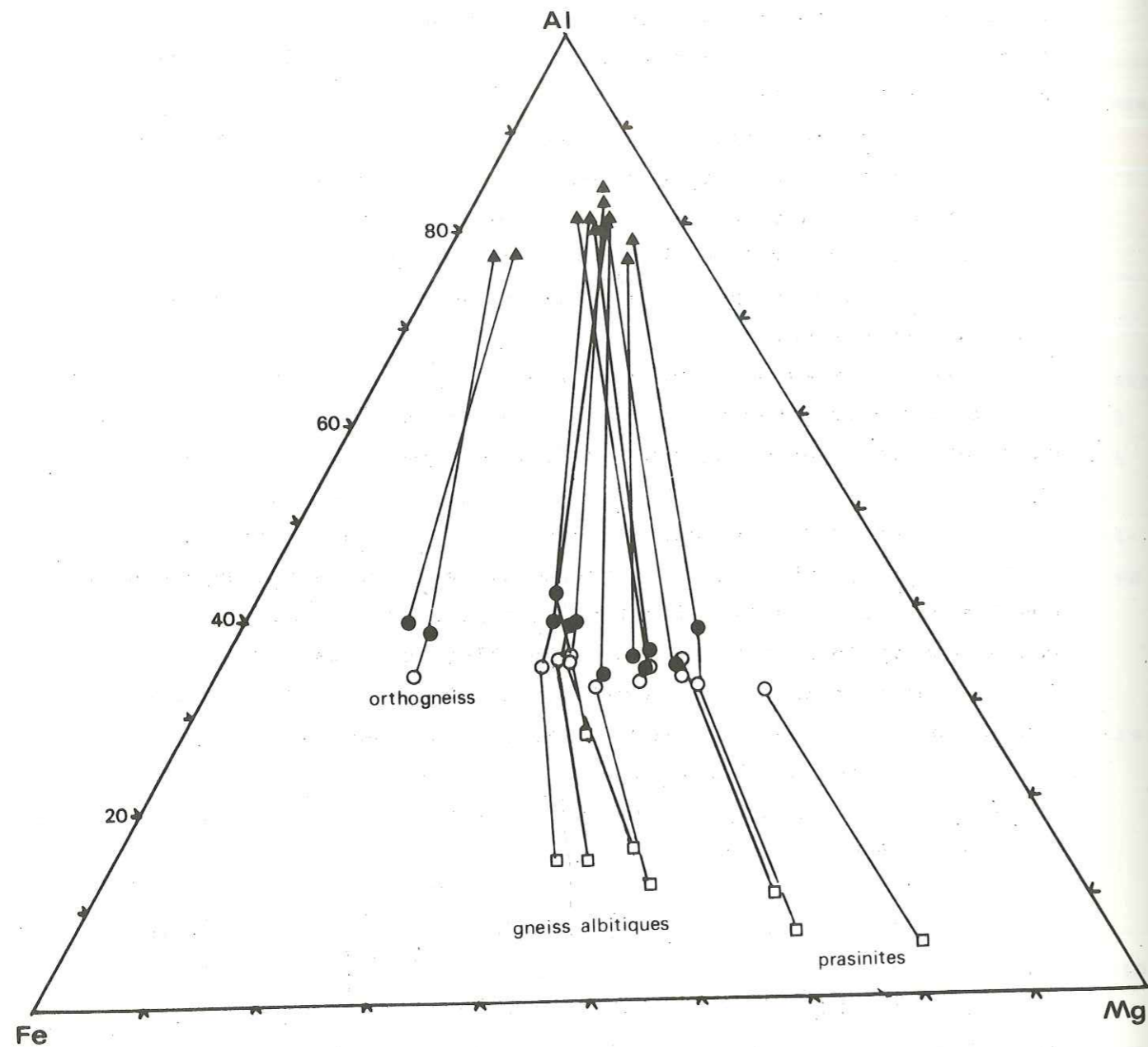


fig 3.4 : représentation des assemblages analysés dans un triangle Al-Fe-Mg  
(prop. cations)

- amphiboles
- chlorites
- biotites
- ▲ phengites

Dans les deux cas, les points s'alignent sur des droites, dont les pentes (donc les  $K_d$ ) diffèrent de celles déterminées pour les assemblages de Sesia-Lanzo. Le  $K_d$  déterminé pour les roches du faciès granulite a une valeur intermédiaire entre celle qui se rapporte aux "schistes verts" de Sesia-Lanzo, et celle déterminée pour les roches du faciès amphibolite à épidote.

Il n'y a donc pas de relation simple entre la température de formation des roches, et le coefficient de distribution. Pour expliquer ces variations en "dents de scie", on peut invoquer le rôle de la pression (VELDE, SABATIER 1973), ou l'influence de la nature de l'assemblage minéralogique. Encore faudrait-il être sûr de pouvoir tirer des conclusions à partir d'analyses faites par des procédés différents, à des époques différentes, dans les laboratoires différents ! Il faut se montrer d'autant plus prudent que les variations sur les  $K_d$  sont faibles.

CONCLUSION

Elle tient en deux points :

- amphibole, chlorite et biotite représentent un état d'équilibre ; il est certain en particulier, que la chlorite ne dérive pas de la biotite.

- il semble que les conditions de pression et de température aient été similaires dans tous les "schistes vert" de Sesia-Lanzo, quelque soient leur origine et leur âge supposé. L'étude de la répartition du fer et du magnésium entre les phyllosilicates et les amphiboles n'a fait apparaître aucun gradient dans la moitié occidentale de Sesia-Lanzo.

CHAPITRE IV :  
ASSEMBLAGES. RELATIONS DE PHASES

L'analyse des données minéralogiques a déjà apporté des indications sur les conditions de genèse des roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (cf. chapitre II) :

- les similitudes, sur le plan du chimisme, entre les minéraux constitutifs de ces roches, et ceux des roches du faciès schiste vert à Otago, Nelle Zélande (BROWN 1967, 1969, 1971) font supposer des conditions de formation similaires.

- il existe des données expérimentales sur la stabilité de certains des minéraux que j'ai décrits: phengites (VELDE 1965) stilpnomélane (NITSCH 1970), biotite verte (SABATIER 1974)...

Mais deux problèmes restent posés :

- pour toutes les roches étudiées, un équilibre a-t-il été atteint dans les conditions du faciès schiste vert ?

- les conditions de cet équilibre étaient-elles toujours les mêmes ? Les différences observées dans les assemblages minéralogiques reflètent-elles seulement des différences originelles dans le chimisme des roches ?

Pour qu'il y ait eu équilibre, diverses conditions sont nécessaires (mais non suffisantes) :

- équilibre textuel des minéraux; ce qui a été observé en lame mince. Seuls les rapports entre phyllites ne sont pas toujours clairs. (cf. p. 10, p. 11).

- distribution régulière des éléments entre les minéraux coexistants; ce qui a été montré pour les amphiboles et les minéraux phylliteux des gneiss albitiques, prasinites et orthogneiss riches en biotite verte (cf. chapitre III).

- respect de la règle des phases.

- absence d'assemblage symptomatique d'un déséquilibre : par exemple, paragonite-feldspath potassique. (EUGSTER et YODER 1955).

Pour éclaircir ces deux derniers points, il me paraît nécessaire de revoir les assemblages observés, et d'en discuter.

A partir des descriptions de roches (chapitre I), j'ai pu distinguer une quarantaine d'assemblages "schiste vert", soient ceux des :

- roches basiques : prasinites et amphibolites catazonales rétro-morphosées.
- gneiss albitiques, dont certains de rétro-morphose
- gneiss albitiques à feldspath potassique
- orthogneiss riches en biotite verte.

Pour discuter de ces assemblages, j'aurai souvent recours aux représentations graphiques ; elles sont commodes, mais elles ne sont réalisables que moyennant certaines simplifications, car il est impossible de figurer des systèmes qui ont 12 composants majeurs ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , Feo, MgO, MnO, CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ) pour une quinzaine de phases.

On peut dans tous les cas "éliminer" certains constituants :

- $SiO_2$ , puisque le quartz est présent dans toutes les roches : même dans les roches basiques, on en trouve quelques grains. Ce n'est donc pas la teneur en silice de la roche qui conditionne l'apparition des autres minéraux.
- $TiO_2$ , qui n'intervient que pour la formation du sphène, (le rutile est pratiquement inconnu dans les roches du faciès schiste vert de Sesia-Lanzo).
- $Na_2O$ , n'entre guère que dans la composition de l'albite puisque les phengites sont très peu sodiques (p. 37) et la paragonite extrêmement rare : malgré des recherches aux RX et à la microsonde, je ne l'ai trouvée que dans 2 ou 3 échantillons : des gneiss à glaucophane et chloritoïde rétro-morphosés (SL ct, p. 18). L'absence de paragonite s'explique par la relative pauvreté en Al des roches de la partie occidentale de Sesia-Lanzo (GUIDOTTI 1968).

-  $CO_2$  : la calcite est fort peu représentée, l'assemblage rutile + calcite + quartz encore moins, alors que le sphène est ubiquiste. Ce serait, d'après SCHUILLING et VINK (1967) l'indice d'une pression partielle de  $CO_2$  faible.

Malgré ces limitations, il reste encore un grand nombre de constituants, alors qu'on ne peut guère figurer un système qui en comprend plus de quatre. Pour chaque type d'assemblage, je serai donc amenée à discuter d'autres simplifications.

I - ROCHES BASIQUES

Il s'agit des prasinites et des amphibolites, dont la plupart sont issues de la rétro-morphose des amphibolites catazonales et quelques unes d'anciens nodules pyroxéniques ou éclogitiques.

I/ - Dans les premières au moins, les assemblages sont simples et peu variés : (phases essentielles)

	ab	chl	ep	amph	B:ocre
I6-I7	X	X	X	X	
I8	A	X		X	
26 C	A	X	X	X	A

A : minéral accessoire.

Tout indique que l'équilibre a été atteint :

- observation en lame mince (Cf. p. 12, p. 22)
- distribution régulière du fer et du magnésium entre amphibole et chlorite (Cf. chapitre III ; SL I99 et I298)
- petit nombre de phases.

On peut rendre compte de cet assemblage dans un diagramme ACF. (Fig. 4.1). Un diagramme AL Fe Mg fait apparaître le caractère magnésien des assemblages qui reflète celui de la roche dans son ensemble. (Fig. 4.2).

Notons que des paragenèses de ce type ont été fréquemment décrites dans le faciès schiste vert (BROWN 1967, CHATTERJEE 1971, MATHER 1970 etc...).

2/ - Dans les nodules pyroxéniques ou éclogitiques, se sont développés sensiblement les mêmes assemblages secondaires que dans les micaschistes éclogitiques rétro-morphosés (p. 16). Rien d'étonnant à cela, puisque les éclogites et les pyroxénites de Sesia-Lanzo sont très rarement bi - ou mono-minéraliques ; les minéraux qui forment l'essentiel des micaschistes éclogitiques (quartz, albite, micas blancs, épidote, glaucophane...) y complètent l'assemblage typique.

Je discuterai donc de ces assemblages en même temps que de ceux des gneiss albitiques de rétro-morphose. (Voir plus loin : gneiss albitiques à amphibole).

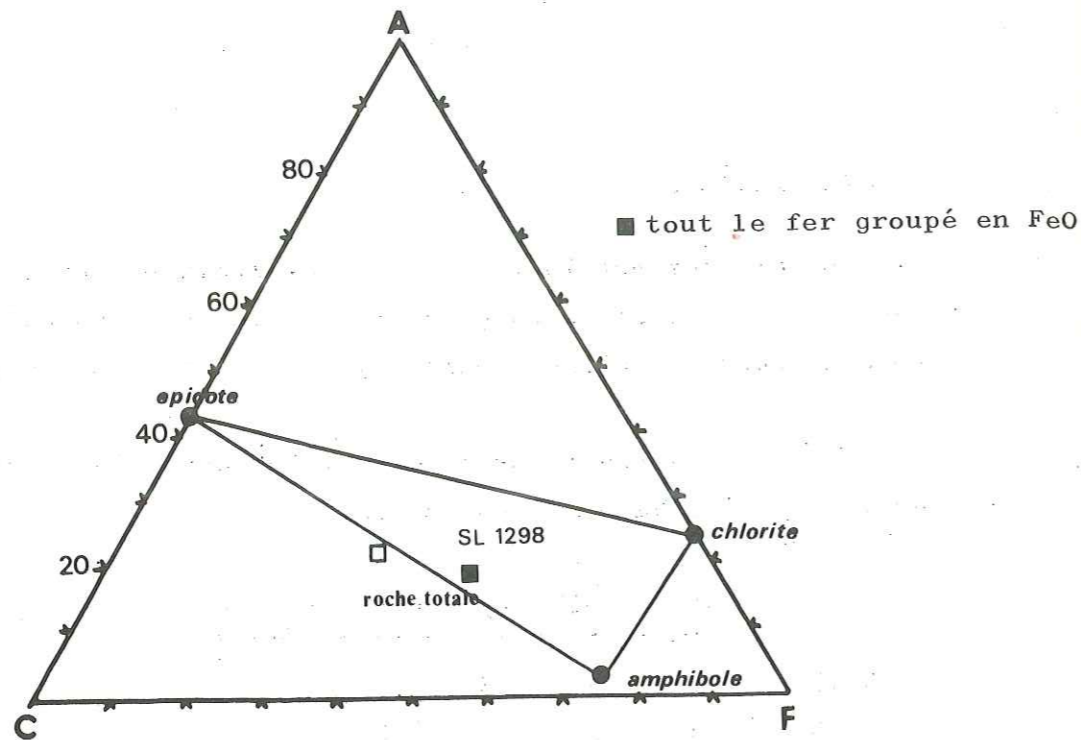


fig. 4.1 : représentation des assemblages basiques dans un triangle ACF

Les points représentent les minéraux de SL 1298 (sauf l'épidote qui correspond à la composition théorique) Les calculs pour la chlorite et l'amphibole ont été faits en supposant tout le fer sous la forme Fe 2+.

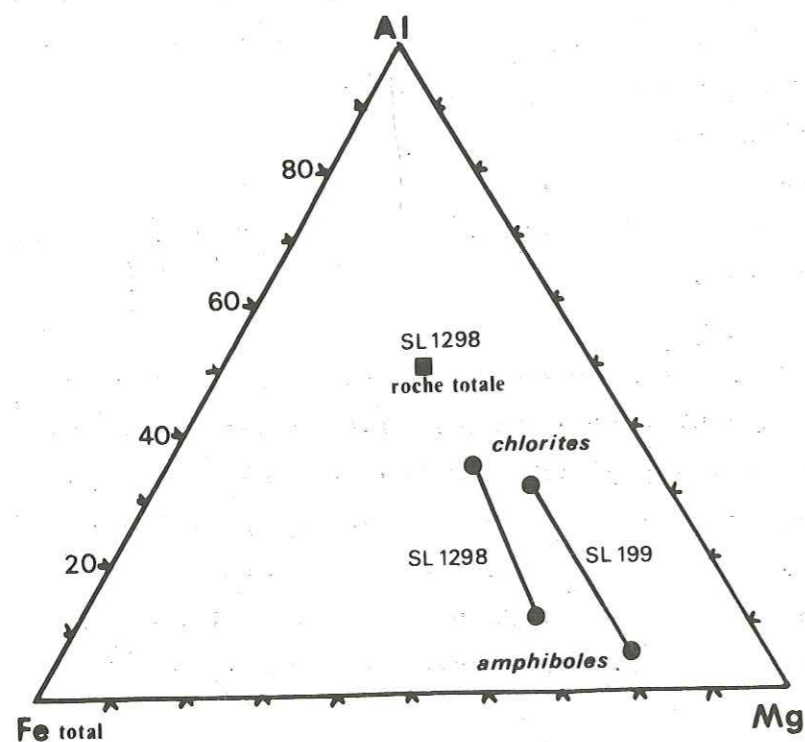


fig. 4.2 : représentation des assemblages basiques dans un triangle Al Fe Mg (prop. cations)

II - GNEISS ALBITIQUES

Lithologie dominante à Sesia-Lanzo, on y trouve à la fois :  
 - des gneiss provenant de la rétro-morphose de "gneiss éclogitiques et de gneiss à glaucophane (descriptions p. 15 à 18)  
 - ceux issus de la rétro-morphose de gneiss catazonaux (p. 19 à 23).

- ceux où l'on ne trouve aucune trace d'une paragenèse antérieure à la paragenèse "schiste vert". (p. 8 à 12).

Quelques aient été les conditions dans lesquelles était plongée la roche avant l'épisode "schiste vert", les assemblages cristallisés alors sont sensiblement les mêmes (voir chapitre I). On peut en distinguer trois types :

- les gneiss albitiques dépourvus d'amphibole
- les gneiss albitiques à amphibole dans lesquels on a noté parfois la présence de grenat (p. 9, p. 10) ou de stilpnomélane (p. 16, p. 18).
- les gneiss albitiques à feldspath potassique.

I/ - Les assemblages sans amphibole

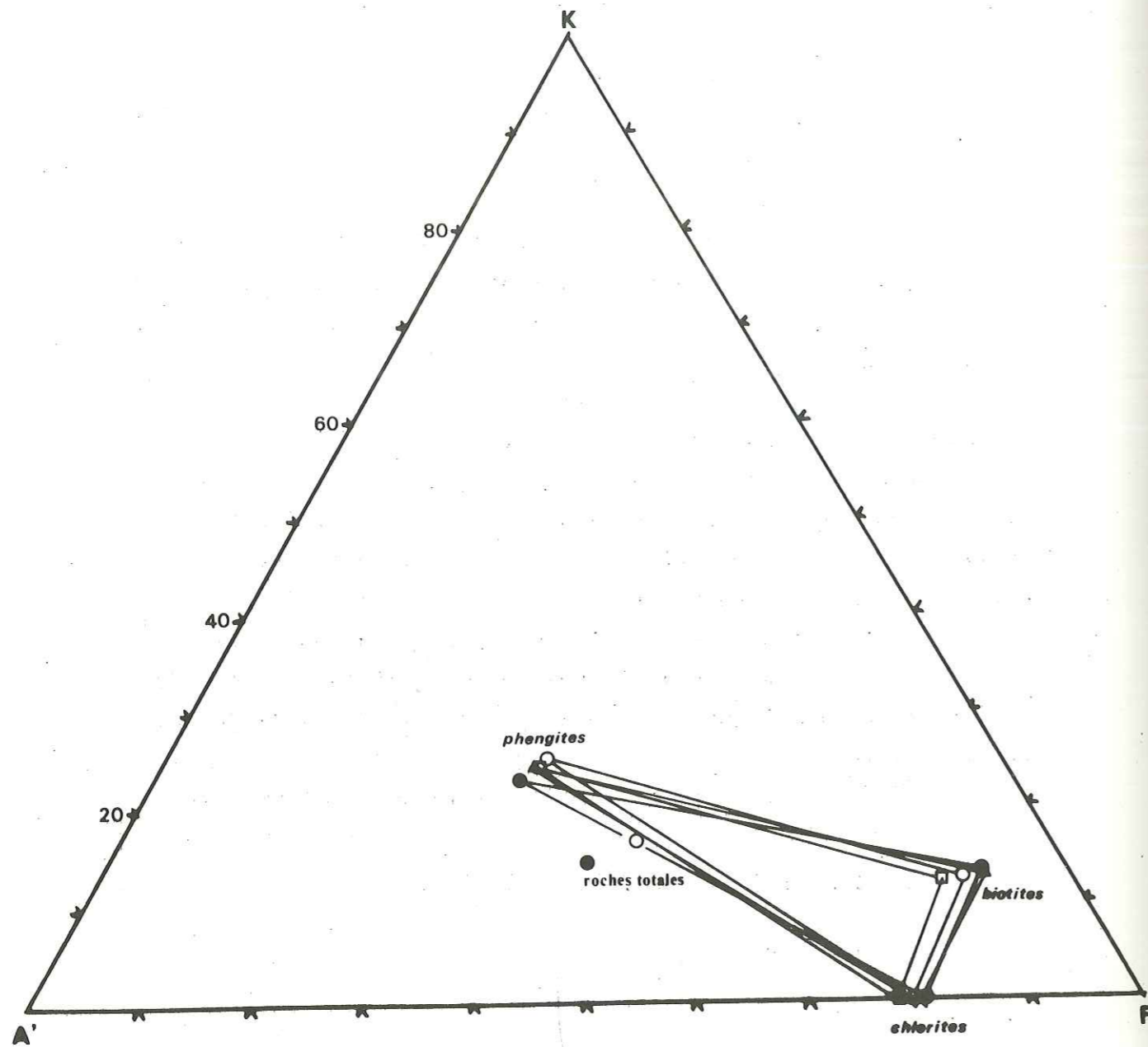
N°	Qz	ab	ph	chl	bv	ep
1	X	X	X	X		
2	X	X	X	X		X
3	X	X	X	X	X	
4	X	X	X	X	X	X
7	X	X	X		X	X
8	X	X	X		X	
10	X	X	X	X		X

Pour examiner les relations entre minéraux de l'assemblage on peut utiliser un diagramme AKF, (Fig. 4.3) puisque :

- le seul minéral calcique est l'épidote
- Fe et Mg se répartissent de façon identique entre chlorite et biotite. (chapitre III)

La représentation graphique montre qu'il peut s'agir d'un assemblage d'équilibre, ce qui n'étonne pas, étant donné le petit nombre de phases relativement au nombre des constituants.



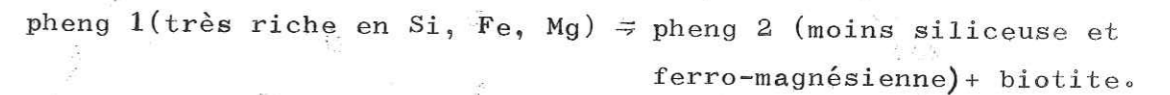


- SL 708
- SL 715
- ▲ SL 720
- SL 1029

fig. 4.3 : représentation des assemblages des gneiss albitiques sans amphibole dans un triangle A'K F

Pourtant au microscope, les relations spatiales entre biotite verte, chlorite et phengite n'apparaissent pas toujours claires : sont-elles contemporaines ou l'une dérive-t-elle de l'autre (p. 9) ? D'après la répartition du Fe et du Mg, il semble que chlorite et biotite aient cristallisé en mêmes temps ; bien que la distribution soit moins régulière dans la phengite, il semble qu'elle appartienne à la même paragenèse (voir discussion au chapitre précédent).

Mais il est possible que biotite et chlorite aient cristallisé légèrement après la phengite, possible aussi que cette dernière ait "exsolvé" un peu de biotite à sa périphérie suivant une réaction du type\*

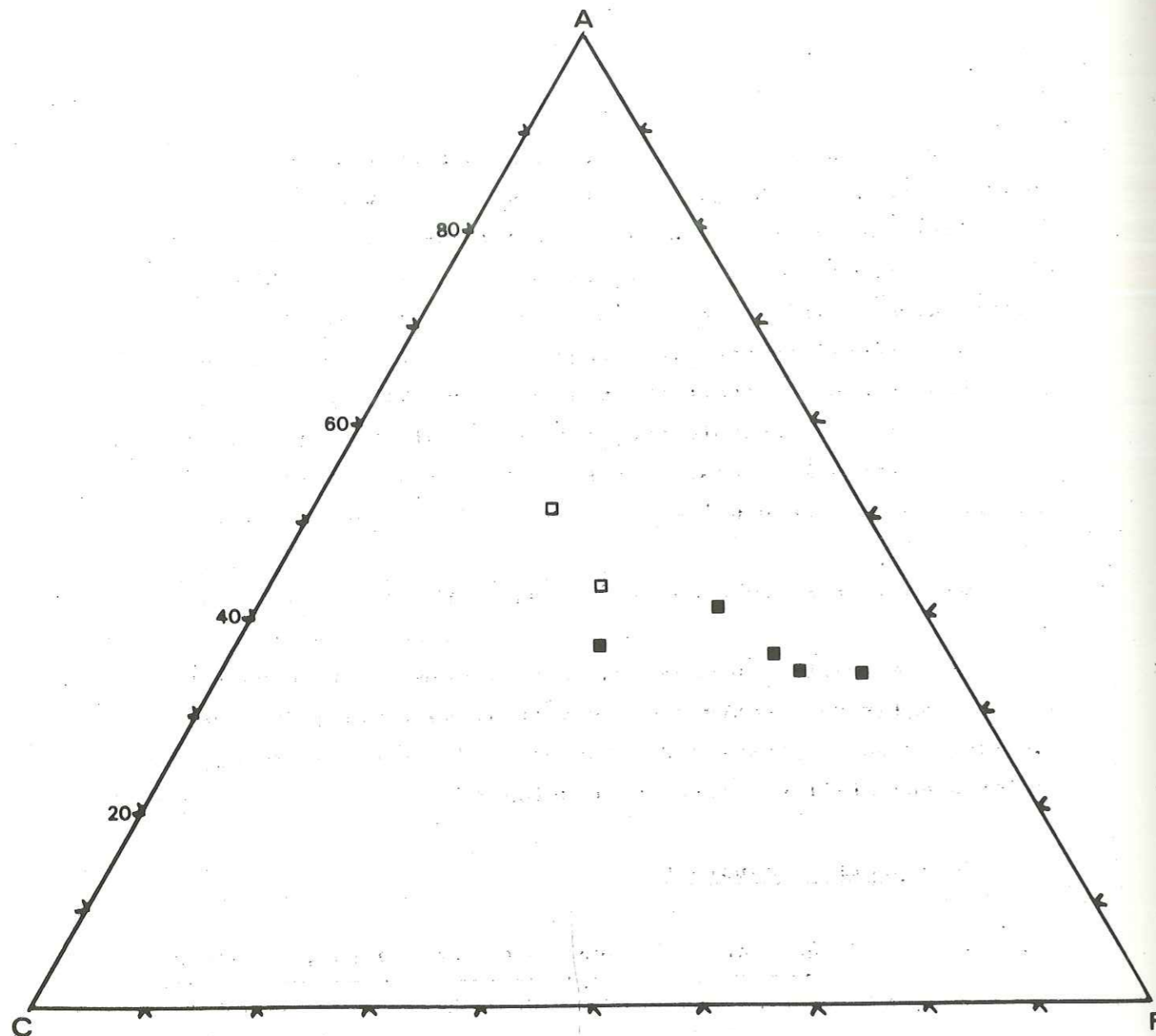


Il s'agirait de phénomènes de réajustement aux conditions qui suivent celles du paroxysme de métamorphisme (baisse de pression, en particulier de la pression de fluides) ? Peut-être le zonage des épidotes en est-il une autre expression ?

2/ - Gneiss à amphibole

	Qz	ab	ph	chl	bv	ep	amph	gt	stilp
5.	X	X	X	X	X	X	X		
6	X	X	X	X	X	X	X	X	
9	X	X	X		X	X	X		
11	X	X	X	X			X		
12	X	X	X	X		X	X		
19E	X	X	X	X	0		X		
20E	X	X	X		X		X	X ?	
21E	X	X	X			X	X		
22E	X	X	X		X	X	X		X
23E	X	X	X	X	X	X	X		X
24E	X	X		X		X	X		X
26E	X	X	X		X		X		X
SL 1433	X						X		X
SL 1645	X	X	X			X	X		X

\* mais une réaction de ce type ne peut à elle seule expliquer des quantités importantes de biotite et de chlorite que l'on trouve dans certains gneiss.



■ gneiss albitique à amphibole  
 □ gneiss albitique sans amphibole

fig 4.4 : différences dans le chimisme des gneiss albitiques avec ou sans amphibole

Les gneiss sans amphibole sont relativement plus alumineux.

a) Assemblages sans grenat ou stlponomélane

Fe et Mg ne se répartissant pas de la même façon dans les amphiboles et les phyllites, on est obligé de tenir compte d'au moins 5 constituants ( $Al_2O_3$ , FeO, MgO, CaO,  $K_2O$ ) ce qui rend difficiles les représentations graphiques.

Mais elles ne sont pas indispensables pour prouver qu'il a eu équilibre, puisque :

- le règle des phases n'est jamais violée (au maximum 7 phases)
- au microscope, l'amphibole n'apparaît pas réactionnelle, et les relations entre les autres minéraux sont les mêmes que dans les gneiss albitiques dépourvus d'amphibole.
- Le fer et le magnésium se distribuent de façon régulière entre amphibole et phyllosilicates, et entre ces derniers la répartition est la même que dans les gneiss albitiques sans amphibole.

Il semble donc que ces gneiss aient cristallisé dans les mêmes conditions que les gneiss albitiques de minéralogie plus simple.

Sur le terrain, d'ailleurs, on les trouve en alternance. La présence ou l'absence d'amphibole, semble dépendre uniquement de la composition chimique de la roche-hôte (voir par Ex. Fig. 4.4).

b) Assemblages comprenant le grenat

Il s'agit essentiellement de l'assemblage 6, que j'ai observé dans quelques échantillons (dont SL I73), provenant tous du Val Soana, non loin de la limite occidentale de la zone de Sesia-Lanzo.

D'après les observations microscopiques (Cf. p. 9) il semble que le grenat soit en équilibre avec les autres minéraux de la paragenèse schiste vert (la roche ne présente pas de trace de paragenèse antérieure). La règle des phases ne s'y oppose pas. De plus le chimisme est bien celui d'un grenat "schiste vert" (SL I73, tableau 2.X).

Mais la présence de grenat, ou plutôt sa rareté dans les roches que j'ai décrites, étonne : est-il l'indice d'un chimisme particulier, ou de conditions physiques différentes de celles qui ont vu la formation des autres gneiss albitiques ?

Dans les roches étudiées, le grenat est la seule phase qui puisse accepter une quantité relativement importante de manganèse : dans SL 173, les coeurs de grenats en contiennent plus de 3 %; dans les amphiboles bleu-vert analysées, la teneur maxima enregistrée est 0.68 % (SL 655, tableau 2.VIII) ; dans les biotites et les chlorites, les teneurs sont plus faibles encore. La présence de grenat pourrait refléter une relative richesse en manganèse de la roche ; encore le mot "richesse" est-il peu approprié car le pourcentage de grenat dans la roche est bien faible !

Mais il me semble encore moins probable que les conditions de formation aient été particulières. Comment pourrait-on expliquer que :

- ces roches voisinent avec d'autres où les assemblages à amphibole sont dépourvus de grenat.
- la distribution du fer et du magnésium entre amphibole et phyllites suit la même loi que dans les autres gneiss "schiste vert".

Tout au plus pourrait-on envisager des variations locales de  $PO_2$  ou  $PH_2O$ .

Quant à l'assemblage 20 E, je ne l'ai trouvé que dans des roches de rétro-morphose, d'éclogites ou de micaschistes éclogitiques. (p. 16 et 18). Dans ce cas, il est fort probable que ces petits grenats automorphes et non transformés, appartiennent en fait à la paragenèse primaire. Parfois, on observe en effet, dans un même échantillon, des grenats primaires corrodés et auréolés de chlorite, et, dans les zones quartziques et phengitiques, des grenats intacts. L'analyse des derniers (SL 655, Cf. tableau 2.X) a montré qu'ils étaient identiques à ceux des gneiss "éclogitiques". Le blindage leur a sans doute permis de résister aux conditions du faciès schiste vert.

#### c) Assemblages incluant le stilpnomélane

Limité aux roches de rétro-morphose des micaschistes éclogitiques (et roches associées), le stilpnomélane y forme des aiguilles qui peuvent atteindre 2 à 3 mm de long et se répartissent fréquemment en gerbes ; elles montrent un pléocroïsme très net : jaune d'or à brun-rouge.

Il est généralement associé à l'amphibole et la phengite, fréquemment à la biotite verte, plus rarement à la chlorite.

Parfois, on le trouve dans les fantômes d'amphibole, dont il occupe le coeur, alors que des baguettes d'amphibole bleu-vert en marquent la périphérie. (SL 139 ; observé dans le massif du Mont Blanc par Von RAUMER.) Parfois, les baguettes de stilpnomélane se mêlent aux paillettes de phengite et de biotite verte qui forment des lits remplissés. Les contacts entre le stilpnomélane et les minéraux phylliteux sont francs et le premier me semble contemporain des derniers. (68292, 68296 Cf. p. 18)

Dans la prasinite 68197, les lits de chlorite et d'amphibole bleu-vert alternent avec d'autres faits de grains d'épidote ; l'ensemble est "ponctué" d'albites oclaires ; le stilpnomélane est dispersé dans les plages de chlorite ; souvent, il s'aligne parallèlement aux cristaux d'épidote et d'amphibole, parfois, il leur est sécant. Il est particulièrement abondant et bien développé en bordure de certaines albites. Dans ce cas, il est peut-être légèrement postérieur à la chlorite, tout en appartenant à la paragenèse schiste vert.

Les observations microscopiques conduisent donc à inclure le stilpnomélane dans l'assemblage "schiste vert". La règle des phases ne s'y oppose pas. Mais, comme pour les grenats, se pose la question de sa répartition dans les roches de Sesia-Lanzo. On peut faire deux hypothèses :

- il est restreint à des roches de composition très particulière.
- sa présence est symptomatique des conditions de formation différentes de celles qui ont prévalu pour la majorité des gneiss albitiques.

D'après BROWN (1967), le stilpnomélane n'apparaîtrait que dans des roches où le rapport  $Fe/Mg + Al$  est suffisamment élevé. Je n'ai malheureusement pas d'analyse de gneiss albitiques à stilpnomélane, mais il est possible que ce contrôle s'applique à Sesia-Lanzo : on y trouve le stilpnomélane :

- soit dans des quartzites très pauvres en mica blanc et en feldspath, donc peu alumineuses. (SL 1427, 1433).
- soit dans des roches relativement basiques (prasinite 68297, ou gneiss riches en reliques de pyroxène ou de glaucophane tel SL 524).

On peut admettre que si le stilpnomélane est absent des autres prasinites, c'est qu'elles sont trop magnésiennes. (Voir § I).

Mais un contrôle purement chimique peut-il expliquer que le stilpnomélane soit restreint aux roches de rétro-morphose des mica-schistes éclogitiques ? Il semble qu'il faille envisager des différences dans le "climat métamorphique".

Pourtant les distributions d'éléments entre amphibole et phyllosilicates (chapitre III) n'indiquent pas de différence dans les conditions de cristallisation de ces roches, par rapport aux autres "schistes verts". Il faudrait donc :

- soit que les conditions de cristallisations des roches de rétro-morphose soient variables ;

- ou que la cristallisation du stilpnomélane soit à rattacher à des phénomènes tardifs.

Je ne pense pas que l'on puisse retenir la première hypothèse, puisque les roches à stilpnomélane sont assez dispersées dans Sesia-Lanzo. (Fig. 4.5). La seconde hypothèse me semble plus vraisemblable : je n'ai trouvé ces roches que dans des zones de contacts anormaux majeurs (contact entre schistes verts et mica-schistes éclogitiques, bordure interne de Sesia-Lanzo) où les circulations de fluides devaient être particulièrement importantes, et les observations microscopiques permettent de penser que le stilpnomélane a cristallisé postérieurement aux autres minéraux.

La question reste posée ; peut-être une étude minéralogique détaillée des roches à stilpnomélanes et des autres gneiss qui les accompagnent, pourrait-elle apporter une réponse.

3/ - gneiss albitiques à feldspath potassique

N°	Qz	ab	ph	ep	bv	chl
II	X	X	X	X		
I2	X	X	X		X	
I3	X	X	X	X	X	
I4	X	X	X	X		X
I5	X	X	X	X	X	X

+ FK relique

On y trouve les mêmes phases que dans les gneiss albitiques dépourvus d'amphibole, avec en plus, le feldspath potassique.

Il ne semble pas que l'on puisse considérer celui-ci comme appartenant à la paragenèse "schiste vert". Il apparaît en effet comme une relique anté-métamorphique (voir description p. II).

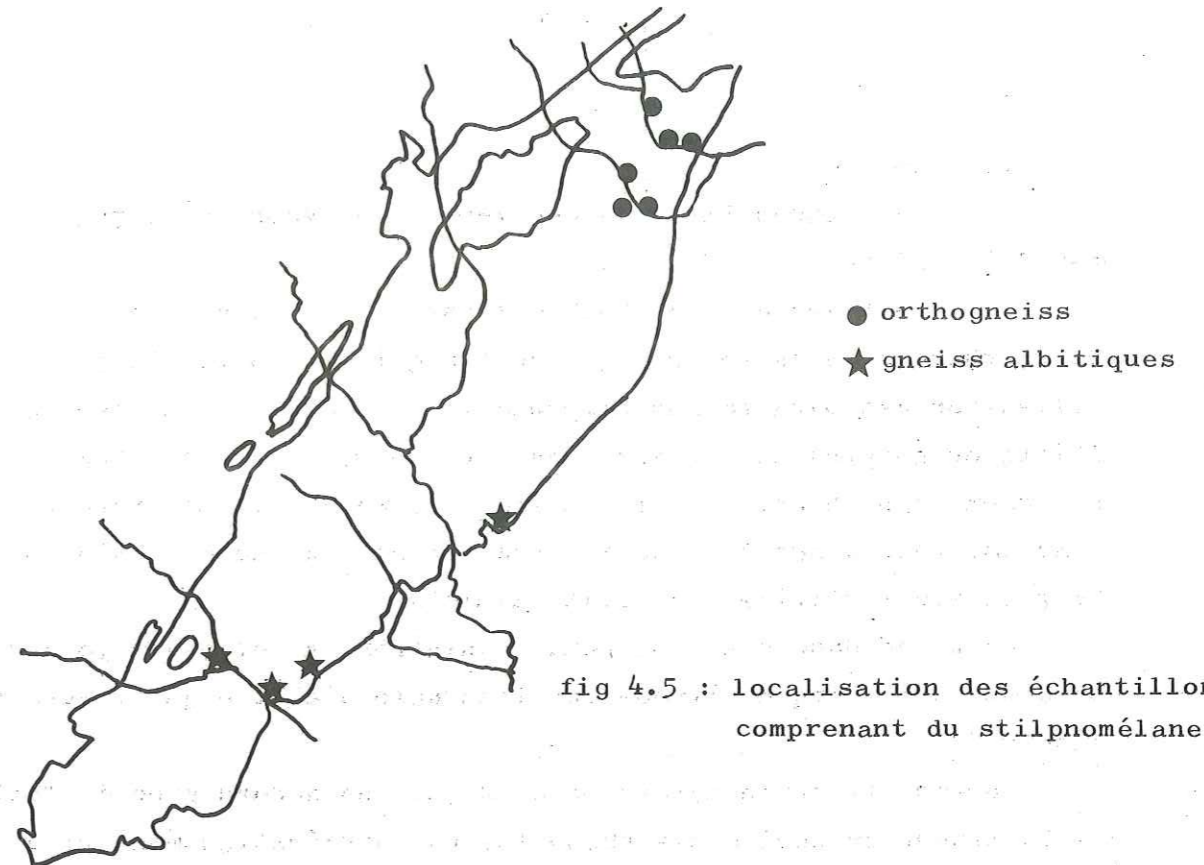


fig 4.5 : localisation des échantillons comprenant du stilpnomélane

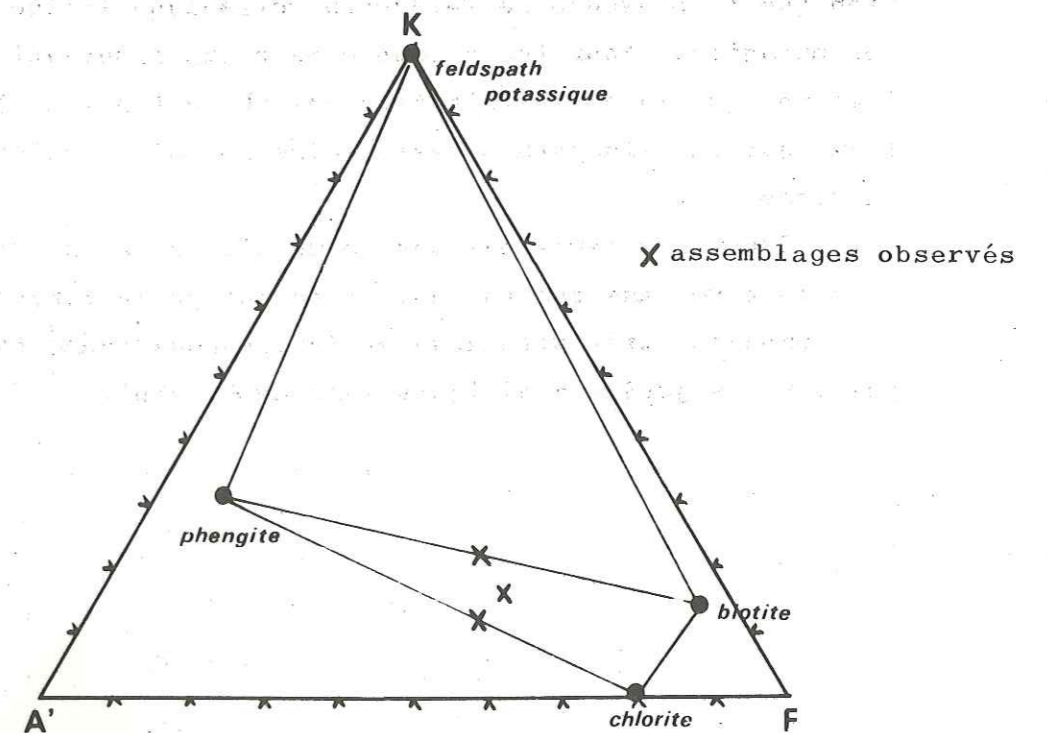


fig 4.6 : représentation schématique des assemblages dans les gneiss albitiques.

De plus :

- l'assemblage FK-ph-chl-biot ne représente pas un état d'équilibre (voir Fig. 4.6)

- l'assemblage FK-ph-chl est symptomatique de conditions métamorphiques moins sévères que celles qui ont permis la cristallisation des paragéneses comprenant chl-biot-ph, dans les gneiss albitiques encaissants. D'après MATHER (1970) : "the breakdown of the assemblage chlorite + microcline is a more valuable indicator of metamorphic grade than an arbitrary stage in the expansion of the phengite + biotite + chlorite field".

Je pense donc que l'on peut considérer le feldspath potassique comme une relique blindée par l'auréole d'albite qu'il aurait "exsolvé".

Cependant, cette hypothèse n'est pas en accord avec le fait que la teneur en sodium des phengites est systématiquement plus faible dans celles des gneiss albitiques à feldspath potassique que dans celles des autres gneiss albitiques. (Cf. p. 37).

La teneur en sodium des phengites n'étant pas directement fonction de celle de la roche dans son ensemble (fig. 2.6), il semble bien que la présence de feldspath potassique influe sur le chimisme des phengites. Pour tenir compte de cette observation, on pourrait imaginer que la cristallisation des phengites a eu lieu assez tôt, avant que le feldspath potassique ne se soit "isolé" du reste de la roche.

Quant aux rares paillettes de biotite et de chlorite que l'on observe dans ces roches, elles ont pu se former aux dépens d'un phengite très siliceuse et ferro-magnésienne (voir le paragraphe sur les gneiss albitiques sans amphibole).

III - ORTHOGNEISS

I/ - Orthogneiss riches en biotite verte

N°	Qz	ab	ph	bv	chl	stilp	amph	ep	gt	FK	
35 o	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	SL 38I
											chl tardive
36 o	X	X	X	X	X	X		X	X	X	
37 o	X	X	X	X	X	X		X		X	SL I63I
38 o	X	X	X	X		X	A	X	X	X	SL I634
39 o	X	X	X		X	X		X		X	SL I632
40 o	X	X	X	X		X	X	X		X	SL I630
41 o	X	X	X	X	X			X	X	X	
42 o	X	X	X	X	X			X		X	
43 o	X	X	X		X			X	X	X	

Les assemblages minéralogiques y sont plus complexes, mais les minéraux constitutifs sont ceux des gneiss albitiques. On retrouve donc les mêmes problèmes que ceux abordés au paragraphe précédent :

- relations entre feldspath potassique et minéraux de la paragéneses schiste vert

- présence accidentelle de stilpnomélane

- présence de grenat

De plus, pour la majorité d'entre eux, le nombre de phases est grand relativement au nombre de constituants : par ex. dans le gneiss SL 38I, 10 phases essentielles pour 9 constituants majeurs ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , FeO, MnO, MgO, CaO,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ).

La présence de stilpnomélane est sans doute fonction de la composition chimique de la roche : le rapport Fe/ Mg + Al est infiniment plus élevé dans le gneiss SL 38I qui comprend du stilpnomélane, que dans SL II44, qui en est dépourvu. Ce n'est peut-être pas le seul facteur qui intervienne, mais c'est le seul qui soit quantifiable.

Quant au grenat, il est cantonné aux gneiss grossiers ; les gneiss plus fins, plus schistosés, en sont dépourvus ; les seconds paraissant dériver des premiers, (cf. p. 25, p. 27), on ne peut invoquer un contrôle chimique à l'apparition du grenat. Mais, on peut l'expliquer :

- soit par des différences dans les pressions de fluides ou les pression partielles d'oxygènes entre les deux types de roches,

- soit en supposant que les zones où s'est développé le grenat, dans les gneiss grossiers, sont les plus manganésifères, les plus calciques. Dans les gneiss fins, homogénéisés lors de la recristallisation métamorphique, le grenat n'apparaîtrait pas parce qu'ont disparu les concentrations locales calco-manganésifères sur lesquelles il pouvait se développer.

Il me semble aussi que l'hétérogénéité des gneiss grossiers permet d'expliquer la multiplicité des minéraux "schiste vert" qui y coexistent ; on a vu, en effet, (p. 18) qu'il existait dans ces gneiss des zones bien individualisées, de minéralogies différentes :

(1) les feldspaths potassiques (+ quartz) entourés par une matrice quartzo-feldspathique, parsemée parfois, de quelques aiguilles de stilpnomélane.

(2) les "zones claires" à albite-phengite-épidote.

(3) les "tâches vertes" dans lesquelles on peut encore distinguer :-une zone centrale épidote + stilpnomélane + sphène + opaques.

-une zone plus externe où coexistent : biotite verte + grenat + épidote

-la périphérie riche en grenat et en épidotes.

Cette structure est héritée de la roche éruptive originelle ; il semble que la recristallisation métamorphique se soit faite "sur place" ; chaque petite zone (correspondant à un minéral primaire ou à un agrégat de ceux-ci) se serait comporté comme un système indépendant dans lequel quelques phases "schiste vert" auraient cristallisé à l'équilibre.

Certaines de ces roches, au contraire, auraient été homogénéisées lors de la phase métamorphique (circulation plus intenses de fluides ?), donnant les gneiss fins où les assemblages minéralogiques sont les mêmes que dans les gneiss albitiques.

## 2/ Orthogneiss clairs, (Cf. p. 23)

On y retrouve les mêmes assemblages que dans les gneiss albitiques à amphibole et grenat, et des textures proches de celles des orthogneiss riches en biotite verte. On peut donc se reporter aux discussions sur ces deux types de roches.

Leur seule originalité est la présence de biotite ocre. Si elle est moins riche en fer ferrique que les biotites vertes (ce que je n'ai pu vérifier) c'est peut-être que la pression d'oxygène était, dans ces roches moins élevée.

N°	Qz	ab	b	chl	ph	amph	ep	gt	FK
29 o	X	X			X	X	X		
(9)	X	X	O		X	X	X		
30 o	X	X	O		X	X	X	X	X
31 o	X	X	O		X	X	X	X	
32 o	X	X	O		X		X	X	X
33 o	X	X	V		X	X	X	X	X 1636
6	X	X	V	X	X	X	X	X	
34 o	X	X		X	X	X	X	X	1111
(5)	X	X	O	X	X	X	X		
10	X	X	V	X	X		X		1288

O : biotite ocre  
V : biotite verte

## CONCLUSION

Tous les assemblages étudiés représentent un état d'équilibre dans les conditions du faciès schiste vert. Il semble que les conditions physiques de cet équilibre étaient similaires dans toute la zone. La présence, dans certains échantillons, de grenat ou de stilpnomélane, n'est pas l'indice de conditions de pression ou de température différentes. La cristallisation du stilpnomélane s'est probablement faite à la fin de l'épisode schiste vert. (en liaison avec des variations locales de la pression de fluides ou de la pression partielle d'oxygène ?)

Les phénomènes tardifs de réajustement aux conditions qui suivent le paroxysme de la phase métamorphique expliqueraient aussi l'hétérogénéité chimique des phengites, et l'existence de petites paillettes de biotite à la périphérie et dans les clivages de celles-ci.

## RESUME ET CONCLUSIONS

Dans la zone de Sesia-Lanzo, les roches du faciès schiste vert affleurent essentiellement dans la partie occidentale et septentrionale. Ces roches sont de plusieurs types :

- dans les unes, la seule paragenèse observable est celle caractéristique du faciès schiste vert. C'est le cas de la plupart des gneiss albitiques, dont la nature originelle reste difficile à préciser.
- d'autres conservent une texture de roche grenue et quelques minéraux reliques de cet épisode magmatique. (orthogneiss)
- d'autres ont gardé l'empreinte de phases métamorphiques antérieures, qu'elles soient issues de la rétro-morphose de roches catazonales ou de micaschistes éclogitiques, éclogites ou schistes à glaucophane.

Si ces roches sont d'origines différentes, on n'y trouve pas moins des assemblages minéralogiques pratiquement identiques. Les minéraux constitutifs en sont : le quartz, la phengite, la biotite verte ou ocre, la chlorite, l'épidote, une amphibole verte ou bleu-vert, l'albite, et parfois le grenat ou le stilpnomélane ; auxquels s'adjoignent des accessoires comme le sphène ou des opaques (sulfures, magnétite...). Minéraux caractéristiques du faciès schiste vert, leurs compositions chimiques sont de plus très comparables à celles d'autres minéraux du faciès schiste vert, dans d'autres régions du globe.

L'étude minéralogique, en particulier celle de la répartition des éléments entre les minéraux, a montré que tous ces assemblages avaient cristallisé à l'équilibre et dans des conditions qui variaient peu d'un bout à l'autre de la zone. En cela, les schistes verts se distinguent du groupe des micaschistes éclogitiques, dans lesquels on a pu mettre en évidence un gradient de pression et de température (KIENAST et VELDE 1970, VELDE et KIENAST 1973).

Il n'est pas possible de fixer des limites précises au domaine pression-température qui a vu la cristallisation des schistes

verts de Sesia-Lanzo, car les données expérimentales concernant les assemblages décrits sont encore trop peu nombreuses; seule la teneur en Si des phengites peut être utilisée comme indicateur des conditions de formation. (VELDE 1965). Mais on peut tenir compte aussi de l'absence de zéolites calciques, de lawsonite (CRAWFORD FYFE 1965) de glaucophane (ERNST 1963, MARESCH 1973, TRIBOULET en préparation), de la présence d'épidote. On est donc conduit à proposer des températures de 400°C à 480°C, pour des pressions de 4 à 5 kb ( $P_{tot} = P_{H_2O}$ ).

Mais si toutes les roches se sont formées dans des conditions analogues, ce n'est pas qu'elles aient toutes cristallisées au cours de la même phase métamorphique.

Pour DAL PIAZ et al. (1972), il y aurait eu deux phases "schiste vert": l'une éoalpine, lors de laquelle auraient cristallisé les roches de la partie septentrionale de Sesia-Lanzo (les orthogneiss essentiellement), tandis que plus au sud, apparaissaient les micaschistes éclogitiques.

L'autre, alpine, qui aurait affecté la moitié occidentale de la zone (voir introduction p. 3).

Qu'une partie des assemblages "schiste vert" soient postérieurs aux paragéneses observées dans les micaschistes éclogitiques, ne fait pas de doute, puisque certains gneiss albitiques et prasinites possèdent encore des reliques de glaucophane, de pyroxène sodique ou de grenat. Mais, dans la majorité des gneiss albitiques qui affleurent au sud du Val d'Aoste, il n'y a aucune trace d'une paragénesis antérieure; dans d'autres, on observe seulement des reliques d'assemblages catazonaux. Pour expliquer ces différences, on peut avancer plusieurs hypothèses quant à l'histoire post-hercynienne de ces roches: - mis à part les orthogneiss du nord de la zone toutes les roches auraient, lors de la phase éoalpine, cristallisé sous forte pression (assemblages éclogitiques). Dans certaines, ces assemblages auraient été complètement oblitérés par la recristallisation alpine, dans les conditions du faciès schiste vert. C'est l'hypothèse adoptée par DAL PIAZ et al. (1972).

- lors de la phase éoalpine, les assemblages que l'on trouve au sud-ouest du Val d'Aoste auraient cristallisé dans les conditions du faciès schiste vert. Les recristallisations au

cours de la phase alpine, se seraient faites sous ce régime de pression et de température. Le polyphasage existerait, mais il ne serait pas visible.

- la plupart des gneiss albitiques ne sont pas polyphasés; ils n'ont gardé trace que de la phase éoalpine, comme la majorité des micaschistes éclogitiques. La rétro-morphose alpine serait limitée à la zone de contact entre les deux ensembles (schistes verts et micaschistes éclogitiques), et à la bordure interne de la zone.

La première hypothèse me semble la moins vraisemblable: si tous les "schistes verts" proviennent de la rétro-morphose de micaschistes éclogitiques, pourquoi ne trouverait-on des reliques de l'assemblage éclogitique que dans la zone de contact entre ensemble des schistes verts et ensemble des micaschistes éclogitiques? Les conditions de formation des schistes verts sont similaires, les gneiss albitiques qui ont conservé des reliques sont aussi schistosés, et apparemment aussi homogènes que les autres: il y a donc peu de raisons de penser que les uns aient entièrement recristallisé, et les autres non. De plus, j'ai observé des reliques d'assemblages catazonaux qui n'ont jamais été soumis aux conditions du faciès éclogite.

Il semble qu'il faille écarter la troisième hypothèse: si les schistes verts avaient cristallisé en même temps que les micaschistes éclogitiques, on devrait retrouver dans la partie occidentale de Sesia-Lanzo les mêmes gradients de pression et de température que dans la partie orientale. (KIENAST et VELDE 1970, VELDE et KIENAST 1973).

Il est donc probable que, lors de la phase éoalpine, se soient formés à la fois, les schistes verts et les micaschistes éclogitiques; au cours de la phase alpine, les premiers et certains des seconds auraient recristallisé dans les conditions du faciès schiste vert. Le premier épisode pourrait être lié à une subduction; le second serait à rattacher à la mise en place des nappes. (voir ERNST 1971, DAL PIAZ et al. 1972, ERNST 1973, KIENAST 1973)



R E F E R E N C E S

- ACKERMAND D., KARL F. (1972) : Experimental studies on the formation of inclusions in plagioclases from the metatonalites, Hohe Tauern, Austria. (lower temperature stability limit of the paragenesis anorthite plus potash feldspar) *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 35, 11-21.
- AHRENDT H. (1969) : Tertiärer Vulkanismus in der Canavese-Zone? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg 1969, H 9, 513-516.
- AHRENDT H. (1972) : Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorgne. *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 11, 89 s.
- AMATUCCI O. (1934) : Sienite di Biella e diorite di Traversella. *Boll. R. Uff. Geol. d'it.*, vol LIX, XIII, n°11, Roma.
- BAHEZRE D., MICHEL R., VIALON P. (1965): Etudes de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes Piémontaises, à la microsonde électronique de Castaing. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 88, 267-272.
- BELLENTANI, BERTOLANI M. (1969) : Le rocce gabbriche dell' Alta Valsesia. *Rend. soc. ital. Min. Petro.*, vol 25, 179-194.
- BERTOLANI M. (1971) : La petrografia della cosiddetta seconda zona kinzigitica nelle alte valli del Mastallone e del Val Sermenza. *Rend. Soc. ital. Min. Petro.*, 27, 367-391.
- BERTRAND J-M. (1968) : Etude structurale du versant occidental du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géologie Alpine*, 44, 55-87.
- BETHUNE P. de, GOOSENS P., BERGER P. (1965) : Emploi de grenats zonaires comme indicateur de degré de métamorphisme. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 260, 6946-6949.
- BETHUNE P. de, LADURON D., MARTIN H., THEUNISSEN K. (1968) : Grenats zonés dans la zone du Mt Rose. *BSMP*, 48 (2), 437-454.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.V. (1963) : Gli inclusi di "micascisti eclogitici" nella formazione porfiritica permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. *Caratteristiche ed età dei fenomeni metamorfici. Giornale di Geologia*, 31, 39-76.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.V., VITERBO C. (1965) : Le masse di anfiboliti gabbriche a gastaldite di Corio e Monastero e di altre località della zona Sesia-Lanzo (Alpi occidentali). *Mem. Ac. Sc. Torino, Cl. Sc. Fis.*, sez 4, 1.
- BOCQUET J. (1971) : Carte de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helv.*, vol 64, 71-103.

- BROWN E.H. (1967) : The greenschist facies in part of Eastern Otago, New Zealand.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 14, 259-292.
- BROWN E.H. (1969) : Some zoned garnets from the greenschist facies.  
Am. Mineralogist, 54, 1662-1677.
- BROWN E.H. (1971) : Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 31, 275-299.
- BUTLER B.C.M. (1967) : Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area Argyllshire, Scotland.  
J. Petrol. 8, 233-267.
- CALLEGARI E., VITERBO C. (1966) : I granati delle eclogiti compresse nella formazione dei "micascisti eclogitici" della zona Sesia-Lanzo.  
Rend. Soc. Min. Ital., XXII, 3-26.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V., SACCHI R. (1970) : Serie di Valpelline e seconda zona Diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proviniante della zona Ivrea-Verbanò.  
Mem. Soc. Geol. It., 9, 197-224.
- CHATTERJEE N.D. (1966) : On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine zone of the western Italian Alps.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 12, 325-339.
- CHATTERJEE N.D. (1971) : Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira Massif, western Italian Alps.  
N. Jb. Miner. Abh., 114, 181-210.
- CHAUVEL J.J. (1973) : Les stilpnomélanes: propriétés physiques et composition chimique.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 38, 37-44.
- CHAYES F. (1952) : Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinite in thin section.  
Am. Mineralogist, 37, 337-340.
- CHINNER G.A. (1960) : Pelitic gneiss with various ferrous-ferric ratios from Glenn Clova, Scotland.  
J. Petrol., 1, 178-217.
- CIPRIANI C., SASSI F.P., SCOLARI A. (1971) : Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields.  
BSMP, 51(1), 260-302.
- CIPRIANI C., SASSI F.P., VITERBO-BASSANI C. (1968) : La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico.  
Rend. Soc. Ital. miner. Petr. 24, 153-187.
- CLARKE (1924) : Data of geochemistry.  
US Geol. Survey Bull., 770, p140.
- CRAWFORD M.L. (1966) : Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont USA and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 13, 269-294.

- DAL PIAZ G.V. (1971) : Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa.  
Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., 27; 437-477.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G., MARTINOTTI G. (1971) : La II zona diorito-kinzigitica tra la Val Sesia e la valle d'Ayas (1Lpi Occidentali)  
Mem. Soc. Geol. Ital., 10, 257-276.
- DAL PIAZ G.V., GOVI (1968) : Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti.  
Boll. Soc. Geol. Ital., 87 (1), 91-108.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J., MARTINOTTI G. (1972) : La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne.  
Mem. Soc. Geol. Ital., 11; 433-460.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMANN J. (1962) : Rock-forming minerals.  
Longmans, Londres. 5 vol.
- DON HERMES O. (1973) : Paragenetic relationships in an amphibolitic tectonic block in the Franciscan Terrain, Panoche Pass California.  
J. Petrol., 14, 1-32.
- ELLENBERGER F. (1958) : Etude géologique du Pays de Vanoise.  
Mem. Carte geol. Fr.
- ERNST W.G. (1963) : Significance of phengitic micas from low-grade schists.  
Am. Mineralogist, 48, 1357-1374.
- ERNST W.G. (1964) : Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan.  
Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1631-1668.
- ERNST W.G. (1971) : Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California, and the Alps.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 34, 43-59.
- ERNST W.G. (1973) : Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps.  
Geol. Soc. of Am. Bull., 84, 2053-2078.
- EUGSTER H.P., YODER H.S. (1955) : Paragonite; The join muscovite-paragonite.  
Carnegie Inst. Yb. 54, 124-126.
- EVANS B., GUIDOTTI C.V. (1966) : The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, USA.  
Beitr. Mineral. Petrol., 12, 25-62.
- FABRE J. (1961) : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise. (Alpes de Savoie).  
Mem. Bur. Rech. Geol. min., n°2.
- FIorentini-POTENZA M. (1959) : Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone "sienitico" di Biella.  
Rend. Soc. Min. Ital., 15.
- FIorentini-POTENZA M., MORELLI G. (1968) : Le paragenesi delle metamorfite a fengite 3T e muscovite 2M<sub>1</sub> in Val Chiusella.  
Atti. Soc. Ital. Sci. Nat., 107, 5-36.<sup>1</sup>

- FONTEILLES M. (1968) : Contribution à l'analyse du processus de spilitisation: étude comparée des séries volcaniques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central Français).  
Bull. B.R.G.M., (2), II, 3.
- FOSTER M.D. (1960) : Interpretation of the composition of trioctahedral micas.  
US Geol. survey, Prof. paper 354b.
- FOSTER M.D. (1962) : Interpretation of the composition and a classification of the chlorites.  
US Geol. Survey Prof. paper 414 A.
- GOGUEL J., ELLENBERGER F. (1952) : La série mésozoïque de la couverture du Massif d'Ambin.  
C. r. Soc. géol. Fr. p. 262-264.
- GUIDOTTI C.V. (1970) : The mineralogy and petrology of the transition from the lower to the upper sillimanite zone in the Oquossoc Area, Maine.  
J. Petrol., 11, 277-336.
- GUIDOTTI C.V. (1973) : Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W Maine.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 42, 33-42.
- GUITARD G. (1965) : Le métamorphisme progressif mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou. Pétrologie et structure.  
Thèse. Paris.
- HOLLISTER (1966) : Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model.  
Science, 154, p. 1647-1651.
- HUTTON C.O (1938) : The stilpnomelane group of minerals.  
Min. Mag., 25, 172-206.
- IWASAKI M. (1963) : Metamorphic rocks of the Kotû-Bizan area, Eastern Shikoku.  
J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, section II, vol. XV, 1.
- JUNG J. (1963) : Précis de Pétrographie.  
Masson, Paris.
- KIENAST J-R, VELDE B. (1970) : Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes: mise en évidence d'un gradient de température et de pression.  
C.R.Acad. Sc. Paris, t 271, 637-640.
- KRETZ R. (1959) : Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of south-western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.  
J. Geol., 67, 371.
- KRETZ R. (1961) : Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition.  
J. Geol., 69, 361-387.
- KORIKOVSKIY S.P. (1973) : The biotite isograd and mineral association of the biotite zone of metamorphism in CaO-poor rocks.  
I.G.R. v 15, n°8, 936-946.

- KORITNIG S., SCHNEIDER A. (1972) : Stilpnomelan aus der Oberharzer Diabaszug.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 37, 175-180.
- MAC NAMARA M.J (1965) : The lower greenschist facies in the Scottish Highlands.  
Geol. För. Förh., 87, 347-389.
- MAC NAMARA M.J. (1966) : Chlorite-biotite equilibrium reactions in a carbonate-free system.  
J. Petrol., 7, 404-413.
- MAFFEO B. (1970) : Studio petrografico dell'ammasso granitico del M. Mucrone e di suoi rapporti con i "micascisti eclogitici".  
Tesi di laurea. Torino. (inedita).
- MAKANJUOLA A.A., HOWIE R.A. (1972) : The mineralogy of the glaucophane schists and associated rocks from Ile de Groix, Brittany, France.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 35, 83-118.
- MARTINOTTI G. (1970) : Studio petrografico delle eclogiti della zona del Lago Mucrone e dei loro rapporti con i "micascisti eclogitici" incassanti.  
Tesi di laurea. Torino. (inedita).
- MATHER J.D. (1970) : The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland.  
J. Petrol., 11, 254-276.
- MICHARD A. (1966) : Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cotiennes Méridionales.  
Thèse. Paris.
- MICHEL R. (1953) : Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo.  
Sciences de la terre. 1, n°3-4. Nancy.
- MIYASHIRO A. (1953) : Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.  
Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 179-208.
- MONESE A., OGNIBEN G., VITERBO C. (1967) : Il pirosseno omfacitico delle pirosseniti compresse nei "micascisti eclogitici" di Tavagnasco (Valle d'Aosta).  
Mem. Acc. Padav. 80, 5-9.
- MOXHAM R.L. (1965) : Distribution of minor elements in coexisting hornblendes and biotites.  
Canad. Mineralogist, 8, 204-239.
- MUELLER G., SCHNEIDER A. (1971) : Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 31, 178-200.
- NICOLAS A. (1966) : Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis. (Alpes Piemontaises).  
Thèse. Nantes.
- NITSCH K.H. (1970) : Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan.  
Fortschr. Mineral. 47, Bb 1, 48-49.
- NOCKOLDS (1954) : Average chemical composition of some igneous rocks.  
Bull. Geol. Soc. Am., 65, 1007-1032.
- OGNIBEN G. (1968) : Il pirosseno omfacitico di Cesnola Tavagnasco.  
Per. Min., 37, 1-12.

- PETTIJOHN (1963) : Chemical composition of sandstones, excluding carbonate and volcanic sands. Data of Geochemistry. 6th edition. Geol. Survey prof. paper 4405.
- RAMBERG H., DE VORE G.W. (1951) : The distribution of  $Fe^{2+}$  and  $Mg^{2+}$  in coexisting olivines and pyroxènes. J. Geol., 59, 193-210.
- RAUMER J. von (1969) : Stilpnomelan als alpin-metamorphes Produkt im Mont-Blanc Granit. Contrib. Mineral. and Petrol., 21, 257-271.
- ROST F., STETTNER G. (1969) : Über Stilpnomelan in der Grünschieferzone der Münchberger Gneissmasse. Contrib. Mineral. and Petrol., 16, 29-44.
- SABATIER H. (1974) : Thèse de 3ème cycle. Paris. (sous presse).
- SAXENA S.K. (1966)a: Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides, lying to the west and northwest of Trondheim, Norway. N. Jb. Miner. Mh. 3, 67-80.
- SAXENA S.K. (1966)b: Distribution of elements between coexisting muscovite and biotite and crystal chemical role of titanium in the micas. N. Jb. Miner. Abh. 105, 1-17.
- SAXENA S.K. (1968) : Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. Am. Mineralogist, 53, 994-1014.
- SCHWANDER V.H., HUNZIKER J., STERN W. (1968) : Zur mineralchemie von Hellglimmer in der Tessiner Alpen. SMPM, 48 (2), 357-390.
- SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J., ZINGG A. (1973) : Paleobotanical and geochronological evidence for the Alpine age of the metamorphism in the Sesia-zone. Geol. Rundschau (sous presse).
- SHIDO M., MIYASHIRO A. (1959) : Hornblendes of basic metamorphic rocks. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 12, 85-102.
- STURT B.A. (1962) : The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. J. Petrol., 3, 181-191.
- Symposium zone Ivrea-Verbano: SMPM, 48 (1), 1-355.
- TRIBOULET C. (1971) : Mise en évidence de stilpnomélane, biotite verte et phengite chromifère à l'île de Groix, Morbihan, France. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 272, 1477-1480.
- TRIBOULET C. (1974) : Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix: étude minéralogique et pétrogénétique. Contrib. Mineral and Petrol. (sous presse).
- TRÖGER (1967) : Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- TURNER F.J. (1968) : Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill.

- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960) : Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill .
- VELDE B. (1965) : Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Am. Mineralogist, 50, 436-449.
- VELDE B. (1965) : Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. Am. J. Sci., 263, 886-913.
- VELDE B. (1967) :  $Si^{4+}$  content of natural phengites. Contrib. Mineral and Petrol., 14, 250-258.
- VELDE B. (1970) : Les éclogites de la région Nantaise. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., 89, 385-393.
- VELDE B. (1972) : Celadonite mica: solid solution and stability. Contrib. Mineral. and Petrol., 37, 235-247.
- VELDE B., KIENAST J-R (1973) : Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes Piemontaises). Etude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique. C. R. Acad. Sci. Paris, t.276, 1801-1804.
- VELDE B., SABATIER H. (1972) : Eclogites from northern Vendée, France. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., 95, 397-400.
- VIALON P. (1966) : Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cotiennes internes, Italie) et de ses abords. Thèse. Grenoble.
- VITERBO C. (1961) : Caratteri chimico-petrografici di alcune intercalazioni femiche negli scisti del cristallino antico della zona Sesia-Lanzo. (Alpi Piemontesi). Rend. Soc. Min. Ital., 17, 591-598.
- VITERBO-BASSANI C., BLACKBURN C. (1968) : The eclogitic rocks of the "eclogitic micaschist formation", Sesia-Lanzo zone. Mem. Istituti di Geol. e Mineral. Univ. Padova. XXVIII.
- YODER H.S., EUGSTER H.P. (1955) : Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmochim. Acta, 8, 225-280.
- ZAKRUTKIN (1968) : The evolution of amphiboles during metamorphism. Zap. Uses. Mineral. Obsch. 96, 1, 13-23. (in russian).
- ZEN E.A. (1960) : Metamorphism of lower paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west central Vermont. Am. Mineralogist, 45, 129-175.
- ZEN E.A., ALBEE E. (1964) : Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. Am. Mineralogist, 49, 904-936.

ADDENDUM

- ANDERSON D.E., BUCKLEY G.R. (1973) : Zoning in garnets. Diffusion models.  
Contrib. Mineral. and Petrol., 40, 87-104.
- BANNO S. (1964) : Petrologic studies on Sanbagawa cristalline schists in the Bessi-Iino district, Central Shikoku, Japan.  
J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, vol XV, part 3.
- GUIDOTTI C.V. (1968) : On the relative scarcity of paragonite.  
Am. Mineralogist. 53, 963-974.
- JOPLIN G.A. (1963) : Chemical analyses of Australian rocks.  
Part 1 : Igneous and metamorphic.  
Commonwealth of Australia. Departement of National development. Bureau of mineral resources, geology and geophysics.
- KIENAST J-R. (1973) : Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés-ophiolites" du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques.  
C. R. A. Sci., Paris, t. 276, 2621-2624.
- LIEBEAUX C. (1974) : Thèse de 3ème cycle. Paris. (en préparation)
- SCHUILLING, VINK (1967) : Stability relations of some Ti-minerals (sphène, perovskite, rutile, anatase)  
Geochim. Cosmochim. Acta., 31, 2399-2411.
- SOBOLEV V.S. (1970) : The facies of metamorphism.  
Australian National University. Canberra. (translated by D.A. BROWN)
- VELDE B. (1967) : Quelques observations sur la teneur en aluminium des biotites, phengites et chlorites dans les schistes cristallins.  
Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., 40, 356-363.

Traitement des données obtenues à la microsonde par le programme

EMPADR VII, Electron microprobe analytical reduction.  
J. RUCKLIDGE et E. L. GASPARRINI (1969), University of Toronto, Department of Geology.

PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

Photo 1 : Paillettes de biotite verte auréolant les cristaux de phengite. (cf. p. 9 et p. 64)  
Gneiss albitique, sans trace de paragenèse antérieure (SL 1029)  
Lumière polarisée, non analysée.

Photo 2 : Relations entre la chlorite (gris moyen) et la biotite verte (gris foncé). (cf. p. 9 et p. 64)  
Gneiss albitique (SL 1029)  
Lumière polarisée, non analysée.

Photo 3 : Grenats de la paragenèse "schiste vert"; ce sont les deux petits cristaux arrondis, en haut, à droite de la photo. Ils sont entourés par des cristaux de phengite. (cf. p. 9 et p. 66)  
Gneiss albitique à amphibole, sans trace de paragenèse antérieure. (SL 173)  
Lumière polarisée, non analysée.

Photo 4 : Relations entre le stilpnomélane et la phengite. (cf. p. 68)  
Gneiss albitique issu de la rétro-morphose d'un gneiss à glaucophane. (68296)  
Lumière polarisée, non analysée.



1



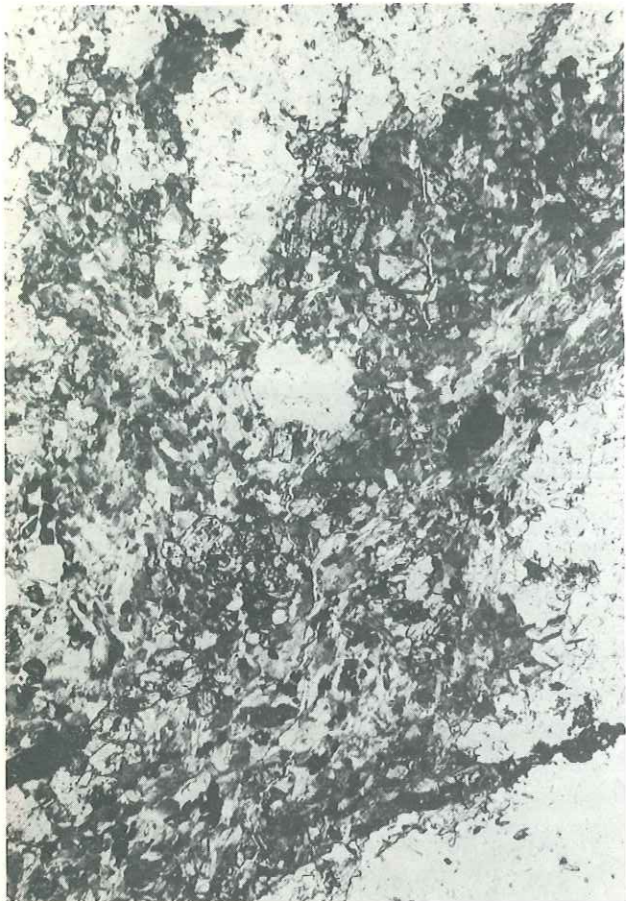
2



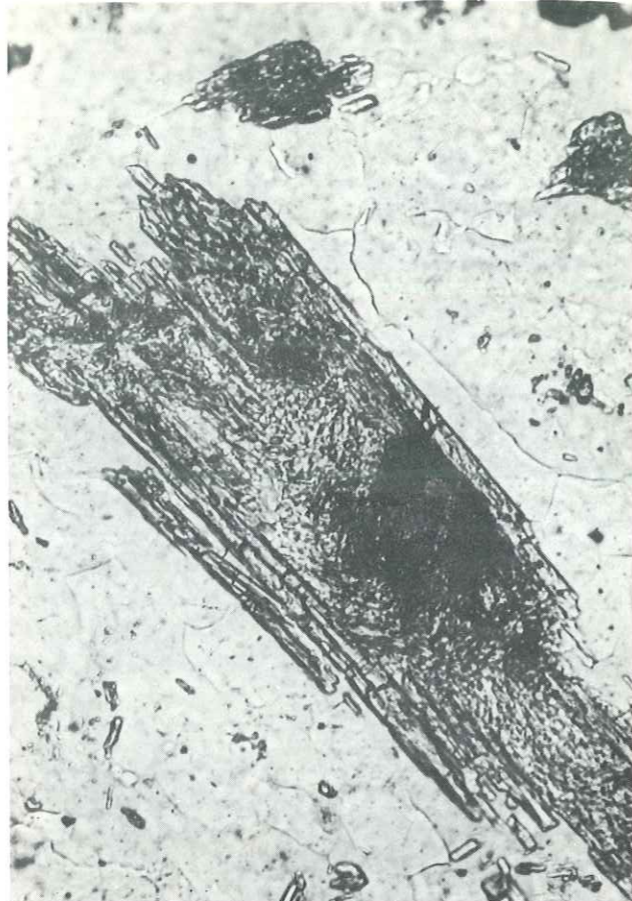
3



4



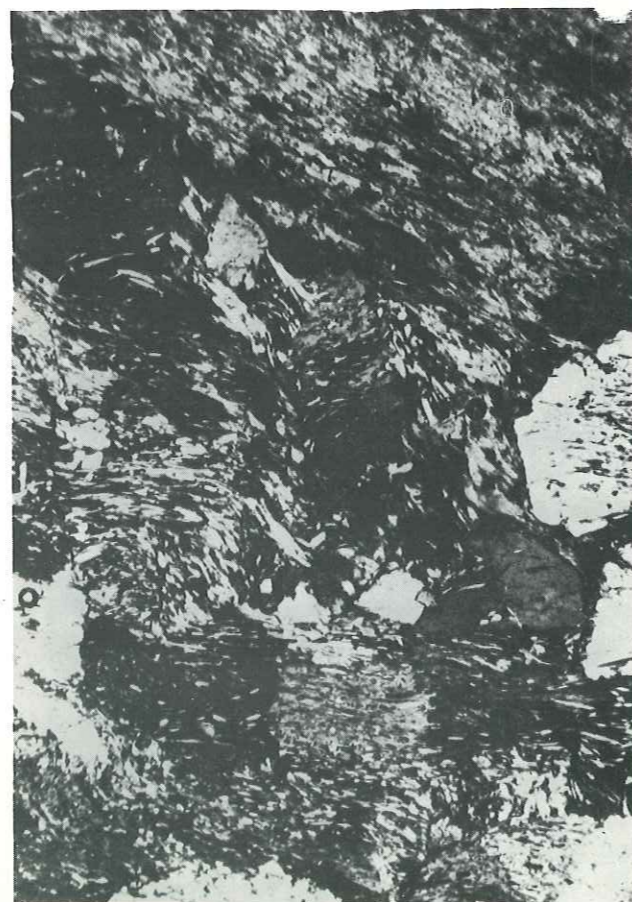
5



6



7



8

Photo 5 : "Tache verte" dans un orthogneiss. Constituée essentiellement par de la biotite verte, on y distingue aussi des cristaux de grenat et d'épidote. (cf. p. 26)  
Orthogneiss riche en biotite verte (SL 1263)  
Lumière polarisée, non analysée.

Photo 6 : Fantôme de glaucophane. A la périphérie, des baguettes d'amphibole bleu-vert ; au coeur, des paillettes de chlorite et de biotite verte. (cf. p. 15 et 16)  
Gneiss albitique issu de la rétroformation d'un gneiss à glaucophane (SL 1311)  
Lumière polarisée, non analysée.

Photo 7 : Amphibolite catazonale partiellement rétroformosée (SL 1298). Les amphiboles sont zonées : coeur brun (relique de l'amphibole catazonale) et périphérie vert pâle (amphibole "schiste vert" proche d'une actinote). Les fins lits sombres sont constitués de grains de sphène. On observe aussi des épidotes, en petits cristaux. (cf. p. 22)  
Lumière polarisée, non analysée.

Photo 8 : Prasinite (SL 199).  
Les albites ocellaires sont traversées par des cortèges de petits cristaux d'amphibole. En haut de la photo, une portion d'un lit chloriteux. (cf p. 12)  
Lumière polarisée, analysée.

Faint, illegible text at the top of the left page.

Second block of faint, illegible text on the left page.

Third block of faint, illegible text on the left page.

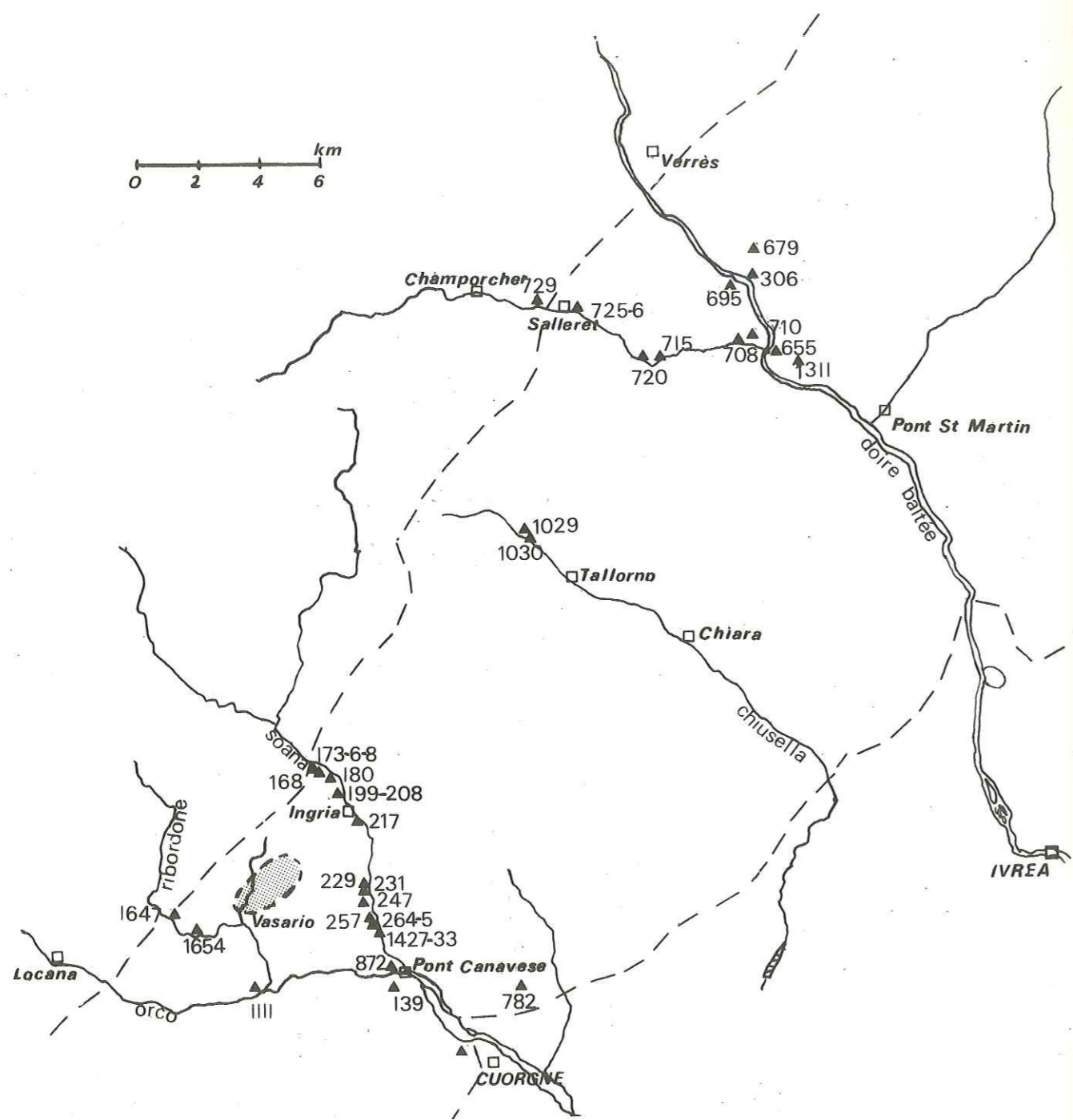
Fourth block of faint, illegible text on the left page.

ANNEXE

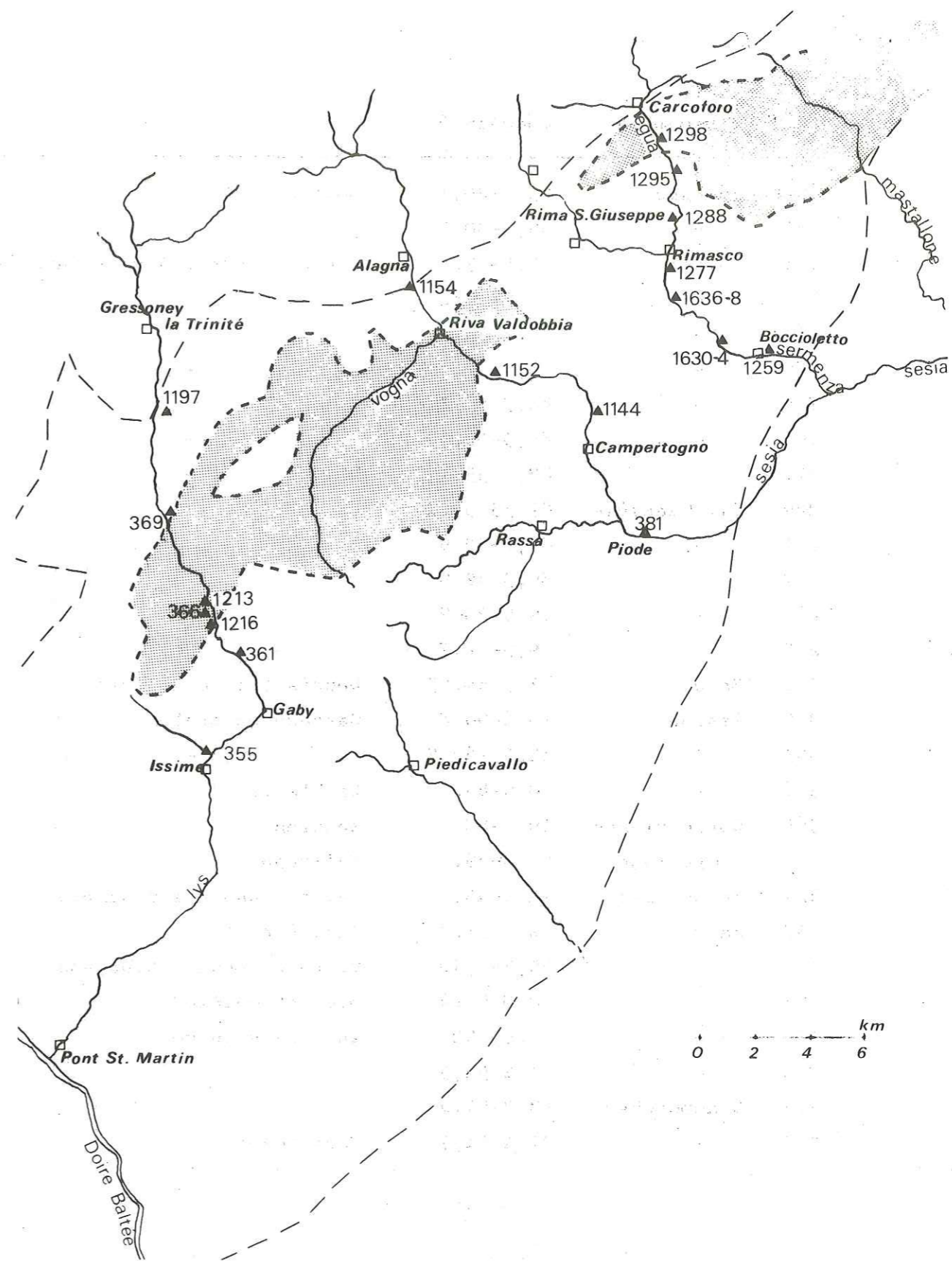


Faint text at the bottom of the right page, possibly a caption or description.





LOCALISATION DES ECHANTILLONS CITES DANS CE MEMOIRE  
Partie méridionale de Sesia-Lanzo



Partie septentrionale de Sesia-Lanzo

N° :	Carte topo.	Coordonnées	
6I	Cuorgne	93, I-28, I	Sous Alpette
I39	-	89, 3-30, I	-
I68	Locana	87, 8-37, 2	route d'Ingria à Pont Canavèse
I73-6	-	87, 9-37, 2	-
I78	-	88, 2-36, 9	-
I80	-	88, 2-36, 9	-
I99	-	88, 5-36, 5	-
208	-	88, 5-36, 5	-
2I7	-	88, 7-35, 75	-
229	Pt. Canavèse	89, 35-34, I	-
23I	-	89, 2-33, 9	-
257	-	89, 3-32, 9	-
264	-	89, 5-32, 7	-
265	-	89, 5-32, 7	-
306	Bard	I, 5-54, 05	Sengia (route d'Aoste)
355	Issime	IO, 8-60, 8	Cascade du stolen
36I	-	II, 95-64, 5	-
366	-	IO, 9-65, 7	La blatta
369	Corno Bianco	I9, I-68	Mettien
38I	Campertogno	27, 2-69, I	Failungo
524	Borgofranco	I4, 2-43, 3	route d'Andrate à Campiglia
655	Bard	2, 2-5I, 8	dans Bard
679	-	55, 3-I, 70	route d'Arnaz à Bonavesse
695	-	0, 8-54, 4	près d'Echallod
708	-	0, 95-52	au dessus de Hône
7I0	-	I, 2-52, 3	-
7I5	Champorcher	98, 3-5I, 2	-
720	-	97, 4-5I, 7	Pont Bozet

N° : SL	Nom de la roche	descrip- tion p.	Assem- blage N°	minéraux analysés	tableau analyse roche totale
6I	gn. ab. (éclog.)	I6	2		
I39	gn. ab. (éclog.)		2IE		
I68	gn. ab.		4		1.IV
I73-6	gn. ab. à amph et gt	9	6	ph-chl-bv-amph-gt	
I78	gn. ab. à amph et gt	9	6		
I80	gn. ab. à amph		9	ph-bv	1.IV
I99	pras. (cata ?)	I2	I6	chl-amph	
208	amphib. (cata)		I8		
2I7	pras.	I2	I7		
229	gn. ab. FK.		I5	ph	
23I	amphib. (cata ?)	I2	I8		
257	pras. (cata ?)		I6		
264	gn. ab.		I3		
265	gn. (cata)				1.VI
306	pras. (éclog.)		9		
355	gn. ab. (éclog.)	I5	5	gt	1.V
36I	pras. (éclog.)	I6	20E		
366( IO)	gn. à gt-biot (cata)	I9		gt	1.VI
369	gn. ab. FK		I2	ph	
38I	orth-gn. bv	26	350	ph-bv-gt	1.VIII
524	gn. ab. (éclog.)	I6	22E		
655	gn. ab. (éclog.)		6	ph-bv-chl-amph-gt	1.V
679	gn. ab. à amph		5	ph-bv-chl-amph	
695	gn. ab. FK		I3	ph	
708	gn. ab.		4	ph-bv-chl	1.II
7I0	gn. ab. FK.	II	I5	ph	1.I
7I5	gn. ab.		4	ph-bv-chl	1.II
720	gn. ab.		4	ph-bv-chl	

Abréviations :

- gn. ab. = gneiss albitique
- pras. = prasinite
- amphib. = amphibolite
- orthgn. = orthogneiss
- gn. ab. FK. = gneiss albitique à feldspath. potassique
- (cata) = issu de la rétro-morphose d'une roche catazonale
- (eclog.) = issu de la rétro-morphose d'un micaschiste éclogitique, d'une éclogite ou d'un schiste à glaucophane.

N°	Carte Topo.	Coordonnées	
725	Champorcher	95,8-52,9	La Place
726	-	95,8-52,9	-
729	-	94,5-53,1	Après Salleret
782	Pont Canavèse	95,8-32,7	S. Elisabetta
872	-	90,2-30,9	Pont Canavèse
I029	Val.Chiusella	94,2-45,6	Pasquere
I030	-	94,5-45,6	-
IIII	Sparone	85,8-29,8	Appare
II44	Campertogno	25-73,8	Goreto
II45	-	25-73,8	-
II52	-	21,5-74,8	Boccorio
II54	-	21,5-74,8	avant Alagna
II97	Gressoney	8,8-72	Chemonal
I2I3	Issime	10,9-65,7	La Blatta
I2I6	-	II-65	Pont Trenta
I252	-	II,5-61,4	entre Issime et Gaby
I259	Scopa	31,4-75,8	Boccioletto
I288	Rima	27,9-83,8	vers Carcoforo
I298	-	27,1-83,2	-
I3II	Bard	3-51,7	près d'Albard
I427	Pont Canavèse	89,8-32,8	Fucine
I433	-	89,8-32,8	-
I630-4	Fobello	76,1-29,3	Fervento
I636-8	Rima	27,5-77,7	-
I645a	Pont Canavèse	89,5-32,8	entre Crosa et Ribordone
I647	Cocana	82,5-32,5	-
I654	-	84-31,7	environs de Ribordone

N°: SL	Nom de la roche	Descrip- tion p.	Assem- blage N°	Minéraux analysés	Tableau analyses roche totale
725	gn. ab. FK		I3	ph	I.I
726	gn. ab.		4		
729	gn. ab. amph.	28			
782	gn. ab. (éclog.)		23E		
872	gn. ab. (éclog.)		5		I.V
I029	gn. ab.	9	4	ph-bv-chl-	
I030	gn. ab. FK		I3	ph	
IIII	orth-gn. clair	24	34or		I.VII
II44	orthgn. bv.		4Io		I.VIII
II45	orthgn. bv.		4Io		
II52	orthgn. clair	23	9		
II54	pras			bv-chl-amph	
II97	gn. ab. FK.		I3	ph	
I2I3	micasch. cata.	20			
I2I6	amphib. gt. cata.	22	I6		
I252	orth. clair	24	32or		
I259	gn. ab. FK.		II	ph	
I288	orthgn. clair	24	10		I.VII
I298	amph. (cata)	22	28c	amph-chl	I.VI
I3II	gn. ab. (éclog.)		5	ph-bv-chl-amph	
I427	gn. ab. à stilp.	28		stilp.	
I433	quartzite à stilp.	28			
I630	orthgn. bv. fin		40o		
I631	orthgn. bv. fin		37o		
I632	orthogn. bv. fin		39o		
I634	orthgn. bv.		38o		
I636	orthgn. clair	25	33or		
I637	orthogn. clair	25	33or		
I638	gn. ab.	25			
I645a	gn. ab. à stilp.				
I647	gn. ab. à amph		5		I.II
I654	pras. (cata.)		I6		
ct	quartzite à ctd (éclog.I7		25E		