

Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste - Italie)

par Yves Gouffon



Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste - Italie)

par Yves Gouffon

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 12, 1993



Photo de couverture:

De gauche à droite, se reflétant dans le lac Clapin au sud du Mont Fallère: La Grivola (série océanique de schistes lustrés et de roches vertes), le Grand Nomenon (devant, diorite et schistes gris du massif du val Savarenche), le Grand Paradis (à l'arrière, métagranites du massif du même nom).

«Notre chère Vallée d'Aoste est
belle; elle mérite d'être mieux
connue et plus fréquentée par
les étrangers.»

*Guide de la Vallée d'Aoste
par l'Abbé A. Gorret
Turin — 1877*

A ma mère

A Sylvie, Yann, Marine et Lucile

GEOLOGY OF GRAND St-BERNARD "NAPPE"
BETWEEN DORA BALTEA AND SWISS BORDER
(Aosta Valley - Italy)

by Yves GOUFFON, Lausanne University

Abstract:

This paper is the result of the detailed cartography of an area comprised between Artanavaz and Dora Baltea valley, above Aosta and around Mont Fallère.

Six lithological units are distinguished between the "zone houillère" (external) and the "zone des schistes lustrés" (internal). Three of them (Ruitor, Leverogne and Siviez zones) are **old basements** composed of polymetamorphic gneisses, micaschists and green schists. The others (Gran Testa zone, Métailler and Mont Fallère units) represent **monometamorphic covers** of Upper Paleozoic age, constituted by continental clastic metasediments and mafic, then acid magmatic rocks (now prasinites and quartz porphyries). Two small acid intrusions with probably Permian age appear in the Ruitor zone.

All these lithological units belong to three different tectonic units; from the external to the internal one: Pontis, Siviez-Mischabel and Mont Fort nappes.

This portion of the Alps has been affected first by intense deformations under conditions between green schist and blue schist facies; they are responsible for the main schistosity and isoclinal folds. After that, a general movement toward SE creates open folds and recrystallisations under weak green schist facies conditions. A late displacement of all units toward external part of the alpine arc is represented first by open folds and then by thrust and sinistral faults.

A greater tectonic accident ("col de Bard - St-Nicolas accident" which belongs to the last deformation phase) cut all the units and precedent structures. It is the western segment of the "Aosta valley fault" and is connected to the "Rhône - Simplon line" by relatively recent frontal thrusts. This so defined loop limits the **Alpes Pennines block** which moves belatedly westward.

GEOLOGIE DE LA "NAPPE" DU GRAND ST-BERNARD ENTRE LA DOIRE BALTEE ET LA FRONTIERE SUISSE (Vallée d'Aoste – Italie).

par Yves Gouffon, Université de Lausanne

Résumé:

Ce travail résulte de la cartographie détaillée d'un secteur compris entre les vallées de l'Artanavaz et de la Doire Baltée, en amont d'Aoste et autour du point culminant que représente le Mont Fallère.

Six **unités lithologiques** sont distinguées entre la zone houillère à l'Ouest et la "zone des schistes lustrés" à l'Est, non comprises. Trois d'entre elles (zones du Ruitor, de Siviez et de Leverogne) sont de "vieux" socles polymétamorphiques, composés de gneiss, micaschistes et roches vertes. Les autres (zone de Gran Testa, unités du Métailler et du Mont Fallère) représentent une couverture monocyclique d'âge supposé paléozoïque supérieur, à dominante détritique continentale fortement influencée par un magmatisme basique puis acide. Ce dernier se manifeste également par l'intrusion de deux petits massifs granitiques au sein de la zone du Ruitor.

Toutes ces lithologies appartiennent à trois **unités tectoniques** distinctes, à savoir, depuis la plus externe: les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort.

L'histoire tectono-métamorphique alpine est marquée en premier lieu par des déformations intenses (naissance de la schistosité principale et de deux phases de plissement isoclinal), sous les conditions de la limite des faciès schiste bleu et schiste vert. Des plis ouverts, trahissant un mouvement général vers le SE, tordent ensuite la schistosité principale alors que cristallisent des minéraux caractéristiques d'un faciès schiste vert faible. Un dernier déplacement général des unités vers l'extérieur de l'arc alpin se traduit d'abord par des plis ouverts puis par des chevauchements associés à des décrochements senestres.

Une ligne tectonique majeure appartenant à cette dernière phase, l'*accident col de Bard - Saint-Nicolas*, met fin à la continuité cartographique des unités vers le Sud. Elle est le segment ouest de la *faille du val d'Aoste* et se relie à la *ligne Rhône-Simplon* par l'intermédiaire de "chevauchements frontaux". Cette boucle ainsi définie limite un **bloc tectonique** constitué par les Alpes Pennines et déplacé tardivement vers l'Ouest.

Table des Matières

Table des Matières	1
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	5
A. Préambule	5
B. La région.....	6
Le cadre géographique et local	6
Le cadre géologique	7
C. Historique	7
D. Les problèmes de nomenclature.....	8
E. Présentation des unités	9
Zone houillère.....	9
Zone du Ruitor.....	9
Zone de Leverogne.....	10
Zone de Gran Testa.....	10
Zone de Siviez	11
Unité du Métailler.....	11
Unité du Mont Fallère.....	11
Zone des schistes lustrés.....	12
F. Description de coupes de terrain	13
Coupe de Vedun (fig. 4 et 5).....	13
Coupe vallon de Vertosan – Mont Rosso (fig. 6).....	16
CHAPITRE 2: PETROGRAPHIE	18
A. Description lithologique.....	18
Introduction	18
Zone du Ruitor.....	18
Micaschistes.....	18
Micaschiste à grenat	19
Micaschiste à pseudomorphoses de staurotide	19
Micaschiste à chloritoïde et grenat	21
Micaschiste quartzeux	21
Micaschiste quartzeux à grenat	21
Gneiss.....	23
Gneiss gris fins	23
Gneiss sériciteux.....	24
Gneiss gris à porphyroblastes d'albite	24
Gneiss graphiteux à porphyroblastes d'albite	24
Gneiss à gros porphyroblastes d'albite.....	25
Gneiss à glaucophane	26
Gneiss rubanés.....	26
Complexe magmatique du Mont Flassin.....	27
Gneiss grossiers hololeucocrates	27
Gneiss grossiers leucocrates.....	28
Gneiss grossiers mésocrates.....	28
Gneiss à microcline.....	29
Gneiss leucocrates micacés.....	29
Séricito-schistes quartzeux.....	30
Prasinite.....	30
Amphibolite à glaucophane et grenat	31
Massif de Vedun.....	31
Gneiss leucocrate de Vedun	32
Gneiss ocellés	32

	Micaschiste fin.....	34
	"Feldspathite".....	35
	Gneiss leucocrate fin.....	35
Roches claires		35
	Gneiss clairs.....	35
	Quartzites.....	36
Roches vertes.....		36
	Prasinites.....	36
	Amphibolite.....	37
	Mylonites de Vens	37
Zone de Leverogne		39
	Gneiss et micaschistes.....	39
	Gneiss de Leverogne	39
	Micaschistes à chloritoïde	41
	Micaschiste graphiteux	42
Roches claires		43
	Quartzite à pseudomorphose de glaucophane.....	43
	Albite.....	43
Roches vertes.....		44
	Prasinites.....	44
Zone de Gran Testa.....		45
	Coupe synthétique (fig. 19)	45
	Description des roches	46
	Gneiss chlorito-albitiques carbonatés.....	46
	Méta-arkoses.....	48
	Conglomérats.....	51
	Méta-tuf volcanique.....	51
	Schiste sériciteux gris sombre	52
	Schistes sériciteux et quartzeux (niveau 1).....	52
	Schistes noirs (niveau 8).....	52
Zone de Siviez.....		53
	Gneiss grenatifère.....	53
	Schiste à porphyroblastes d'albite.....	53
Unité du Métailler.....		54
	Gneiss et micaschistes.....	54
	Gneiss albitiques chloriteux.....	54
	Micaschiste à chloritoïde	55
	Micaschiste quartzeux à chloritoïde	57
	Gneiss atypiques	58
Roches claires		58
	Gneiss blanc	59
	- Quartzite massif rubané.....	59
	- Méta-tuf volcanique	59
Roches mafiques.....		60
	Ovardites	60
	Prasinite	60
	Prasinite à glaucophane.....	61
	Prasinite à glaucophane et grenat.....	61
	Schiste à glaucophane	61
	Glaucophanite à chloritoïde	61
Unité du Mont Fallère		62
	Gneiss et micaschistes.....	62
	Schistes gris-bleu	62
	Gneiss albitique verdâtre	63
	Gneiss à stilpnomélane	63
Roches claires		64
	Gneiss albitique	64
	Quartzite.....	64
	Quartzite graphiteux.....	64

Roches mafiques.....	64
Prasinite.....	65
Prasinite à glaucophane et grenat.....	65
Ovardites.....	65
Glaucophanite à grenat.....	66
Extension vers le sud.....	66
Résumé.....	68
Critères macroscopiques.....	68
Critères microscopiques.....	69
B. Etude de quelques minéraux.....	70
L'amphibole sodique.....	70
Les grenats.....	71
Grenats anté-alpins.....	71
Grenats alpins.....	71
Le chloritoïde.....	72
La chlorite.....	72
Le mica blanc.....	75
Les micas bruns.....	76
C. Métamorphisme.....	77
introduction.....	77
le métamorphisme anté-alpin.....	77
Le métamorphisme alpin.....	78
Dans toutes les unités.....	78
Dans la zone de Gran Testa.....	79
Dans la zone de Leverogne.....	80
Dans la zone du Ruitor.....	81
Le géobaromètre du mica blanc.....	81
Age et conditions du métamorphisme alpin.....	82
Résumé.....	84
CHAPITRE 3: TECTONIQUE.....	86
A. Eléments structuraux.....	86
Introduction.....	86
Acquisition des données.....	86
Chronologie des structures observées.....	89
Phase D1.....	89
La schistosité principale.....	89
Les plis P1.....	90
Phase D2.....	90
Phase D3.....	94
Phase D4.....	101
L'accident col de Bard - Saint-Nicolas.....	102
Description.....	102
Un accident majeur.....	103
Mouvement et chevauchements associés.....	104
Les fractures tardives.....	107
Résumé des différentes phases tectoniques.....	108
B. Synthèse: le bloc des Alpes Pennines.....	109
Introduction.....	109
La faille du val d'Aoste.....	109
La ligne Rhône-Simplon.....	110
La ligne du Rhône.....	110
L'accident du Simplon.....	110
La ligne des Centovalli.....	111
Les chevauchements frontaux occidentaux.....	112
La ligne insubrienne.....	113
Age de la déformation.....	113

Conclusions	114
C. Massifs intrusifs	115
Massif de Vedun	115
Complexe magmatique du Mont Flassin	117
CHAPITRE 4: CORRELATIONS (FIG. 64).....	119
Prolongement vers le nord.....	119
La nappe de Siviez-Mischabel.....	119
Prolongement vers le sud	119
La zone du Rutor et la nappe du Sapey.....	120
Le massif des vals de Rhêmes et Savarenche.....	121
La Vanoise septentrionale.....	121
La Vanoise orientale	122
La Vanoise méridionale	122
Le massif d'Ambin	123
La quatrième écaïlle et les écaïlles intermédiaires.....	123
Les Alpes Cottiennes méridionales	124
Les Massifs Cristallins Internes.....	124
Résumé.....	125
CHAPITRE 5: AGE ET ORIGINE DES ROCHES	127
Histoire anté-alpine de la zone pennique	127
Zones polycycliques du Rutor et de Siviez.....	127
Zone de Gran Testa.....	128
Unités du Métailler et du Mont Fallère	128
L'unité du Métailler en Suisse.....	129
La Vanoise septentrionale.....	130
Age.....	130
Origine.....	131
Age des autres unités monométamorphiques de la zone briançonnaise interne	132
Age des unités du Métailler et du Mont Fallère.....	132
Conclusions	134
CHAPITRE 6: EPILOGUE.....	135
Données nouvelles.....	135
Dédutions et hypothèses	136
L'accident col de Bard - Saint-Nicolas	136
Les nappes.....	136
Le métamorphisme.....	137
Le cadre géodynamique	137
Perspectives	138
bibliographie.....	140
annexe I.....	146
Annexe II	147

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

A. Préambule

De nombreux travaux ont récemment contribué à la subdivision de la "nappe du Grand St-Bernard" en Suisse. BURRI (1983a et b) et ESCHER (1988) en ont tiré une excellente synthèse. C'est dans le but de connaître le prolongement vers le sud des trois nappes nouvellement définies des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort que le prof. M. Burri m'a proposé d'étudier la région du Mont Fallère, en suite du travail de diplôme effectué en compagnie de M. Allimann entre le col du Grand St-Bernard et Etroubles.

Ce travail suit une approche très naturaliste. La principale acquisition de données fut la cartographie détaillée sur la base (très précise !) de la carte topographique au 1/10'000 de la vallée d'Aoste, accompagnée d'un abondant échantillonnage. J'ai également utilisé les échantillons récoltés par A. Crisinel, qui avait amorcé un travail sur les micas blancs de cette région. C'est donc quelque quatre cents lames minces qui m'ont permis de définir et de différencier toutes les lithologies présentes.

De ce fait, ce mémoire comporte une importante partie descriptive, peut-être rébarbative mais aussi précise que possible, qui représente la base indispensable à tout travail géologique ou pétrographique dans cette région. Cette première partie (chapitres 1 à 3A) peut être considérée comme la notice explicative de la carte géologique au 1/25'000 ci-jointe (planche hors texte 1). Elle est suivie d'une deuxième partie plus interprétative qui tente de replacer ce massif du Mont Fallère dans le contexte alpin.

M. Burri fut l'instigateur de cette étude et c'est lui qui, discrètement mais efficacement, me conseilla tout au long de sa réalisation. Je ne serais pas arrivé au bout de mon labeur sans l'aide et les encouragements de ma famille et de tous les membres des instituts de géologie et de minéralogie de l'université de Lausanne. Je ne suis pas prêt d'oublier les intéressantes discussions et visites de terrains en compagnie de T. Baudin, R. Caby, J. Desmons, J. Fabre, F. Guillot et D. Mercier. A tous, je dis sincèrement MERCI !

Ce travail a bénéficié du soutien pratique et financier de l'université de Lausanne, de la Région Autonome de la Vallée d'Aoste ainsi que de la Société d'exploitation du tunnel routier du Grand St-Bernard et de la Fondation Dr Joachim de Giacomi de l'Académie suisse des sciences naturelles.

B. La région

Le cadre géographique et local

La vallée d'Aoste est une région administrativement autonome de la métropole italienne, et ses habitants ont un esprit typiquement alpin. Le patois valdôtain, très proche de celui des vallées voisines du Valais et de la Savoie, est encore couramment parlé en dehors du chef-lieu, tout comme le français qui fut la langue "nationale" jusqu'au début de ce siècle.

Les limites du secteur concerné par la présente étude sont dictées à l'est et à l'ouest par la géologie (voir § suivant), au sud par la Doire Baltée (ou Dora Baltea), et au nord par le torrent de l'Artanavaz qui prend sa source près du col du Grand St-Bernard. La carte géologique (planche hors texte 1) englobe également les levés non publiés de ALLIMANN & GOUFFON (1984) compris entre l'Artanavaz et la frontière italo-suisse.

Le Mont Fallère est le point culminant de ce terrain; c'est aussi le seul sommet qui dépasse 3000 m (3089 m d'après les récentes cartes au 1/10'000). Une messe y est célébrée le 22 août de chaque année, en l'honneur de la Madone de ce sommet et en souvenir de deux jeunes montagnards de la vallée qui n'en sont jamais revenus.

Il faudra considérer tout au long de ce travail la différence qu'il existe entre les termes de **pennique** et de **pennine**; le premier qualifie une zone ou un domaine, dans un concept relevant principalement de la tectonique et de la paléogéographie alpines, alors que le second s'applique aux Alpes pour en définir un secteur géographique compris entre le Valais central et la vallée d'Aoste.

Les toponymes utilisés sont généralement ceux de la carte topographique au 1/25'000 éditée par l'institut géographique militaire italien. Lorsque cela s'avérait nécessaire, certains noms ont en outre été extraits des cartes au 1/10'000¹ (par exemple des noms d'alpages). Ils sont reportés sur la carte géologique ci-jointe (planche hors texte 1).

Les dépôts quaternaires du secteur étudié sont principalement constitués d'éboulis et de sédiments glaciaires. Ces derniers se sont accumulés sous forme de moraines de fond, de vallums et d'épaulements ou de crêtes latérales; ils forment également de petits glaciers rocheux fossiles. Sur le versant nord de la Doire Baltée, la limite entre moraine régionale et moraine locale se situe approximativement à l'altitude de 1700 m.

Le vallon de Vertosan, suspendu quelque 800 m au-dessus du fond de la vallée d'Aoste, est le siège de glissements et de tassements relativement importants. Le versant ouest est plus spécialement sujet aux glissements de terrain, dont les plus étendus sont reportés sur la planche hors texte 1, alors qu'un tassement de plus d'1 km² complique la tectonique sur le versant est.

1: disponibles uniquement à l'office cartographique de l'assessorat des travaux publics – Aoste.

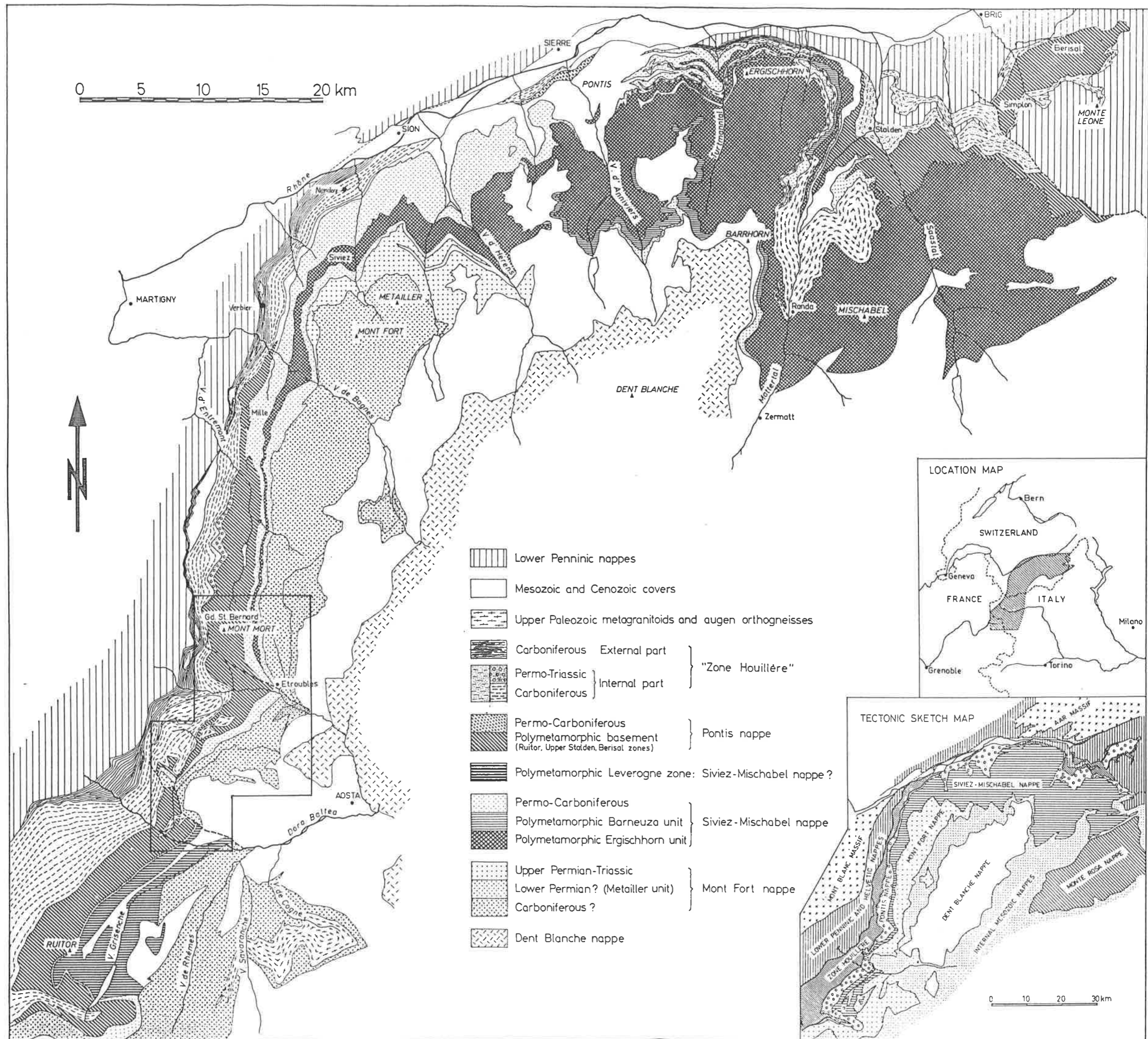


Fig. 1: Carte synthétique des unités penniniques moyennes (= "nappe du Grand St-Bernard") entre Ruitor et Simplon. Le contour du secteur couvert par la fig. 2 et la planche hors texte 1 est indiqué. D'après THÉLIN et al. en prép.

Le cadre géologique

La zone houillère et celle des "schistes lustrés" sont les deux unités entre lesquelles il fallait débrouiller la géologie; leur limite respectivement interne et externe ont tenu le rôle de frontières lors de cette étude.

Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort se développent en Valais sur une grande partie de la rive sud du Rhône (fig. 1). Elles sont constituées chacune d'un socle siliceux et d'une couverture mésozoïque carbonatée réduite en bien des endroits.

Entre Sion et Martigny, plus précisément entre les stations de Nendaz et de Verbier, les limites de ces nappes s'incurvent vers le sud, traversent la frontière entre le col du Grand St-Bernard et le Mont Vélan pour finalement rejoindre les environs du Mont Fallère. Les lambeaux de couvertures qui séparaient ces trois nappes s'estompent dans le val de Bagnes; aucune trace de ceux-ci n'apparaît plus au sud. Il devient dès lors difficile de tracer les limites des nappes avec précision.

C. Historique

Evidemment, il y eu les pionniers de la géologie alpine, tels GERLACH (1871) et ARGAND (1911) qui contribuèrent de façon marquante à la compréhension des Alpes Pennines. HERMANN, autre grand "défricheur" des Alpes, précise en 1928 (voir aussi HERMANN 1925) les principaux traits de la "tectonique" valdôtaine. Peu d'auteurs ont cependant donné des descriptions précises des roches de la "nappe du Grand St-Bernard" en val d'Aoste. STELLA (1901 et 1902) y contribue toutefois lors de l'élaboration de la feuille AOSTA de la carte géologique d'Italie au 1/100'000 (1912).

Bien plus tard, AMSTUTZ (1959) publie une description des roches bordant la route du col du Grand St-Bernard entre Etroubles et Liddes. En 1960, ELTER résume les connaissances antérieures et ses observations dans une synthèse de la zone pennique dans la haute et moyenne vallée d'Aoste.

FABRE (1961) publie les premières descriptions précises du massif du Ruitor, alors que DAL PIAZ & GOVI (1965) les complètent et les étendent à la géologie de toute la zone du Grand St-Bernard dans le fond de la vallée d'Aoste; ces auteurs réunissent en une seule unité les zones d'Arvier et de Runaz, précédemment définies par eux, situées de part et d'autre du synclinal d'Avise et représentant le prolongement vers le nord respectivement de la zone de la Vanoise et du cristallin du Ruitor.

CABY (1968, 1974, 1981) apporte finalement une image beaucoup plus précise de la géologie de la zone du Grand St-Bernard en val d'Aoste, alors que BAUDIN (1987) détaille la

lithologie et la structure du massif du Ruitor. Une contribution à la connaissance du métamorphisme de cette région est fournie par la thèse de BOCQUET (1974).

Pour compléter cette énumération, il faut encore citer la carte au 1/30'000 de GOVI (1975) et celle de la vallée d'Aoste au 1/100'000 (ELTER 1987).

D. Les problèmes de nomenclature

Lors de la description de la géologie d'une région, on regroupe fréquemment des lithologies au sein d'entités dont la nomenclature est parfois inextricable. Pour la bonne compréhension de ce qui suit, il est nécessaire de préciser certains termes; dans la mesure du possible, j'ai tenté d'en respecter l'acception donnée par des auteurs récents (BURRI 1983a et b, SARTORI 1988, ALLIMANN 1987 et 1990).

Le terme de *série* a une connotation soit magmatique (chimique), soit stratigraphique (impliquant que l'on connaisse la polarité de la dite série) et ne s'applique donc que rarement à des entités de socle.

Une *zone* est une entité cartographique, groupant des roches souvent très différentes mais systématiquement associées. Elle peut se subdiviser en *ensembles* si ses roches ont subi plusieurs cycles métamorphiques, ou en *unités* dans le cas contraire.

La nature du contact (tectonique ou stratigraphique) entre zones, ensembles ou unités n'est pas définie, alors qu'une *nappe* est une entité tectonique, dont les contacts mécaniques sont reconnus.

Dans la nomenclature des roches, le terme de *prasinite* est souvent ambigu. Suivant le contexte, il désignera, dans les descriptions qui suivent, aussi bien une prasinite s. s. (au sens pétrographique: roche à albite, chlorite, amphibole et épidote en proportions quasiment équivalentes) qu'une roche verte à mouchetures blanches (texture prasinitique, utilisé comme terme de terrain). Dans le premier cas, elle sera opposée à une *ovardite* (roche constituée principalement d'albite et de chlorite, avec accessoirement de l'épidote et d'autres minéraux).

Dans les descriptions de roches, le terme de *séricite* est utilisé conformément à la définition de FOUCAULT & RAOULT (1980), c'est-à-dire qu'il définit du mica blanc en très fines paillettes; c'est un habitus de ce minéral, sans spécification de sa composition chimique.

E. Présentation des unités

La géologie du secteur du Mont Fallère est caractérisée par la juxtaposition de diverses zones et unités lithologiques (fig. 2). Il n'a pas été possible de retrouver avec certitude les contacts tectoniques séparant les trois nappes définies en Suisse (voir § A et B ci-dessus).

Les contacts entre les différentes zones ou unités se suivent de façon presque continue depuis la frontière italo-suisse jusqu'à proximité de la Doire Baltée, où elles viennent buter sur un important accident tectonique: *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*. Au sud de celui-ci la succession des unités est quelque peu modifiée.

Zone houillère

La limite interne de cette zone a servi de frontière ouest à cette étude. Sa bordure interne est constituée de schistes gréseux noirs à bancs conglomératiques.

Entre la frontière italo-suisse (Pte de Drône) et Testa di Bois, ainsi que dans la partie moyenne du vallon de Vertosan, une bande particulière sépare les schistes de la zone houillère des gneiss de la zone du Ruitor. Elle se compose de quartzites parfois conglomératiques et de gneiss albitiques évoluant parfois vers des prasinites s. l. CABY (1974) y a découvert des métarhyolites et des méta-cinérites sur la crête frontière, et ALLIMANN & GOUFFON (1984) décrivent un mégagabbro provenant du bord de la route du col du Grand St-Bernard, versant italien, à l'emplacement de la nouvelle galerie pare-avalanches.

Zone du Ruitor

Cette zone est presque entièrement constituée de roches polymétamorphiques qui ont par places gardé les traces d'un métamorphisme anté-alpin. En Suisse, dans les vallées de Bagnes et d'Entremont, BURRI (1983a et b) a distingué trois ensembles lithologiques contenant chacun des roches caractéristiques; il s'agit, d'ouest en est, de:

- **l'ensemble de la Chenalette**, contenant principalement des paragneiss gris fins et des orthogneiss œillés,
- **l'ensemble de Bourg-St-Pierre**, riche en gneiss rubanés et en gneiss œillés,
- **l'ensemble du Mont Mort**, constitué essentiellement de micaschistes à grenats et (pseudomorphoses de) staurotides.

Ces trois ensembles se suivent très bien cartographiquement, depuis la frontière italo-suisse jusque vers le milieu de la combe Flassin, puis se perdent ou s'amincissent au droit du complexe magmatique du Mont Flassin. Plus au sud, on retrouve cette trilogie bien développée

dans la partie aval du vallon de Vertosan, sous *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas* (voir p. 102 et suivantes).

Deux petites intrusions granitiques semblent avoir percé ce socle à la fin de l'orogénèse hercynienne. L'un forme le Mont Flassin et la Testa Cordella, et l'autre affleure aux environs du petit village de Vedun. Ils sont fait d'orthoigneiss grossiers de teinte généralement claire.

Zone de Leverogne

Cette zone ne se développe que dans la partie méridionale du terrain étudié, au sud de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*. Elle forme les parois dominant la Doire Baltée entre Avise et St-Nicolas, et se poursuit en rive droite entre Runaz et Arvier. A l'est, cette zone de Leverogne est en contact avec l'unité du Mont Fallère, tandis qu'à l'ouest elle est séparée de la zone du Ruitor par une étroite bande de gneiss albitique clair à ankérite difficilement repérable ici.

Comme la plupart des autres unités, elle est composée de gneiss, micaschistes et roches vertes. Elle contient quelques synformes de schistes lustrés, dont la plus importante est celle d'Avise.

Zone de Gran Testa

Cette zone est l'équivalent des Zones de Mille et de la Ly décrites en Suisse par BURRI (1983a et b), et regroupées ici pour des raisons de terrain; il n'est en effet pas possible de distinguer ces Zones l'une de l'autre lorsque le socle de la nappe de Siviez-Mischabel (zone de Siviez) fait défaut, ce qui est le cas dans une bonne partie de la région du Mont Fallère. Les roches de cette zone de Gran Testa affleurent particulièrement bien dans les parois dominant la combe Flassin à l'est, aux alentours du sommet de Gran Testa.

Il a été possible d'établir une succession lithologique au sein de cette zone de Gran Testa. D'ouest en est apparaissent des schistes sériciteux et quartzeux, puis des conglomérats, une "série" dite *varvée*, des gneiss chlorito-albitiques carbonatés et finalement une mince bande de schistes noirs.

Au sud de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*, trois minces bandes, souvent discontinues et constituées presque uniquement de gneiss chlorito-albitiques carbonatés, ont été rattachées à cette zone. La plus externe de ces bandes sépare la zone du Ruitor de la zone de Leverogne (voir § précédent) et se poursuit vers le sud pour rejoindre la bande de Permien qui s'intercale dans le massif du Ruitor à la terminaison sud de celui-ci (CABY 1968, voir aussi fig. 64). Les deux autres bandes se trouvent de part et d'autre de la synforme d'Avise.

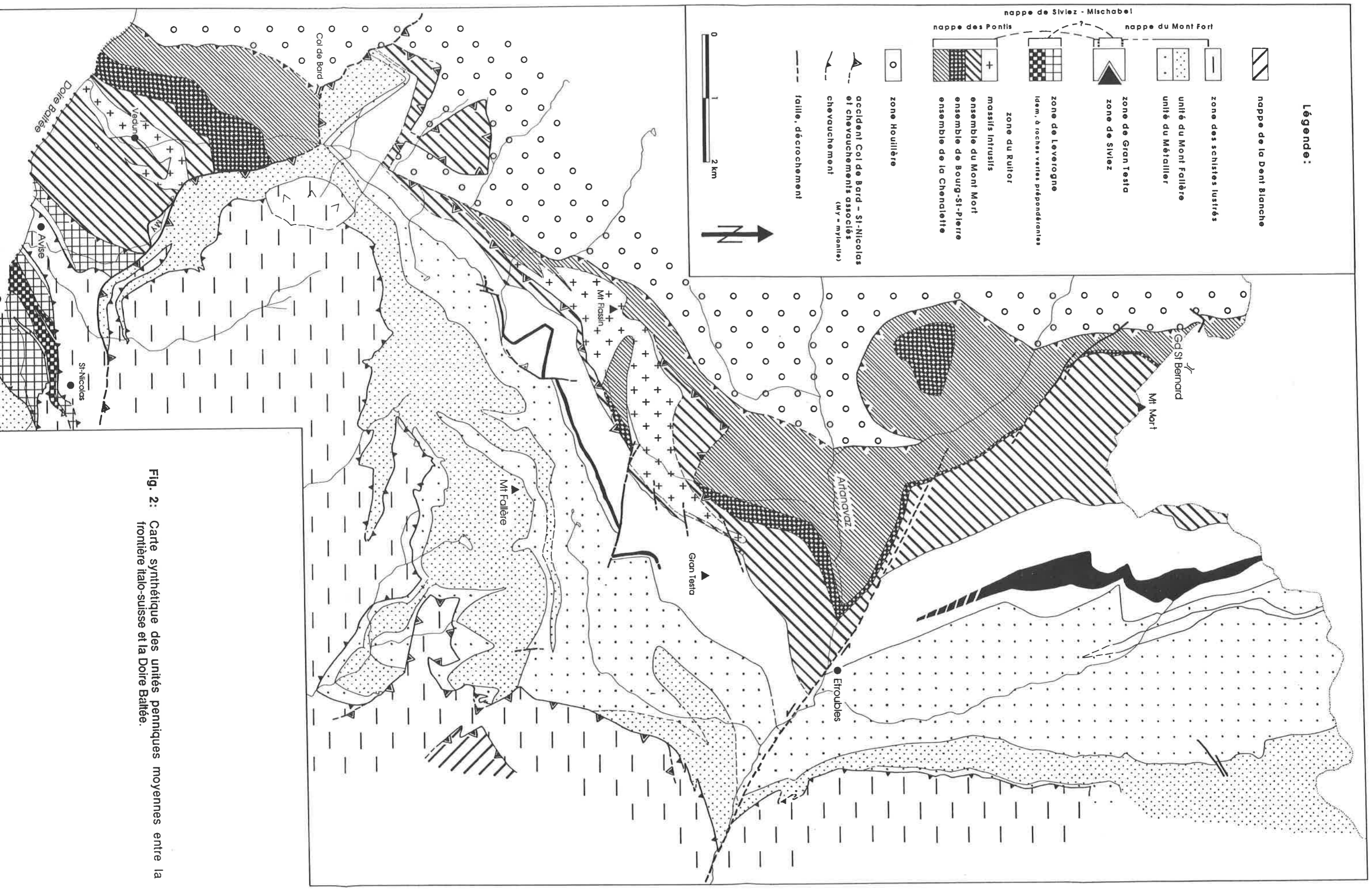


Fig. 2: Carte synthétique des unités penniques moyennes entre la frontière italo-suisse et la Doire Baltée.

Zone de Siviez

Cette zone est surtout développée en Valais, mais se suit de façon continue jusque dans la région étudiée, où elle forme une étroite bande au sein même de la zone de Gran Testa (voir § précédent), à proximité de la limite de cette dernière avec l'unité du Métailler. Son épaisseur ne dépasse jamais une vingtaine de mètres. Cette zone est constituée de gneiss grenatifères et de schistes œillés à porphyroblastes d'albite (SOPA); sur le terrain, ces roches se distinguent de celles de la zone de Gran Testa par une teinte plus bleutée et une texture plus homogène et compacte.

Unité du Métailler

Ses roches ont un aspect souvent plus compact que celles des entités voisines, mais elles ne forment bizarrement aucun sommet important dans cette région, excepté la crête de Costa Labiez et celle qui domine le vallon de Vertosan à l'est, entre Breuil et Jovençan.

L'unité du Métailler est bien développée à l'ouest de celle du Mont Fallère, mais on en retrouve une mince bande discontinue entre celle-ci et les "schistes lustrés", dans le coin sud-est de la carte (planche hors texte 1).

Cette unité est constituée de roches diverses mais, contrairement à la zone de Gran Testa, aucune "stratigraphie" ne peut y être définie. Elle se compose essentiellement de gneiss albitiques et chloriteux dans lesquels s'insèrent des lentilles ou des niveaux souvent discontinus d'autres roches (roches vertes, gneiss clairs, etc.).

Dans toute cette unité, un seul banc peut tenir lieu de niveau-repère; il est constitué de quartzite et de marbre, et son épaisseur atteint à peine quelques mètres; il n'affleure que dans la partie nord du terrain étudié, entre le col d'Arsy et le haut du Bosco Pezon.

Unité du Mont Fallère

Cette unité présente, de façon globale, la même configuration que celle du Métailler: elle est constituée d'une grande masse de schistes gris-bleu riches en albite et chlorite, à patine rouille, dans lesquels s'intercalent des niveaux discontinus ou des lentilles (pluri)décamétriques de diverses roches: quartzites, gneiss albitiques, roches vertes. Quelques-uns de ces niveaux sont même composites, c'est à dire qu'ils consistent en une succession de plusieurs de ces roches (fig. 3).

L'unité du Mont Fallère forme le Mont Vélan sur la frontière italo-suisse, ainsi que le Mont Fallère et toute la crête à l'est de celui-ci. Le Mont Rosso doit son nom à la patine rousse de ses roches.

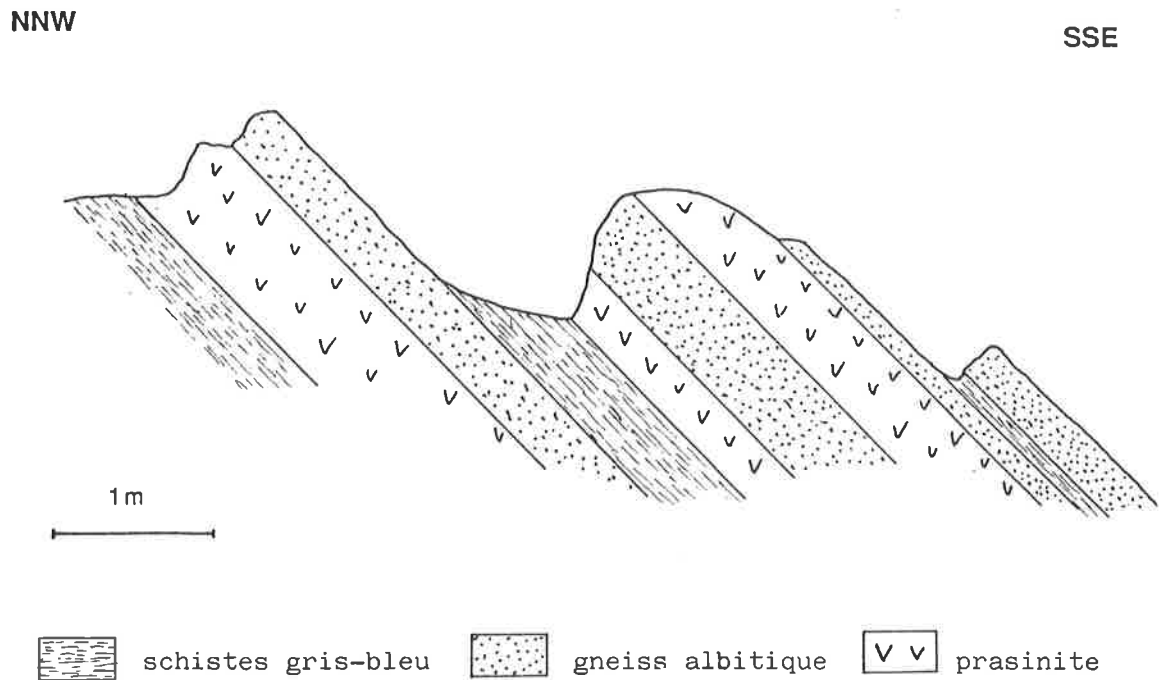


Fig. 3: Exemple d'alternance de bancs de diverses roches dans l'unité du Mont Fallère (près du point 2973 m, au nord-ouest du Mont Fallère).

Zone des schistes lustrés

Cette zone, baptisée *zone du Combin* par ARGAND (1909), est actuellement subdivisée en plusieurs nappes (Tsaté, Mont Fort pro parte – SARTORI 1987, ESCHER 1988). La présence de ses roches a servi à délimiter vers l'est le secteur étudié. Dans cette zone, en contact avec les roches siliceuses de l'unité du Mont Fallère ou de l'unité du Métailler, affleurent, par ordre d'importance: des brèches à éléments et ciment calcaires et/ou dolomitiques, des calcschistes, des marbres, des quartzites plaquettés ou sériciteux et, en un seul endroit, du gypse (en-dessus de Fossaz, coord. 57°300/64°800).

Le contact entre ces roches et celles des deux unités susmentionnées est souvent souligné par 1 ou 2 mètres de cornieule, particulièrement visibles dans les environs de Mgna Vergioan (coord. 59°100/68°300) et le long de la route reliant Fossaz à Vens, dont les lacets recoupent plusieurs fois ce contact. En quelques endroits, lorsque des calcschistes sont en contact avec des gneiss albitiques de l'unité du Métailler, le passage entre ces deux roches semble progressif: il y a interpénétration de l'une dans l'autre, probablement due au charriage des premiers sur les seconds.

F. Description de coupes de terrain

Deux coupes sont détaillées ci-dessous; ensemble, elles traversent toutes les unités décrites au chapitre précédent à l'exception de la zone de Siviez. Pour le lecteur intéressé par leur visite, je signale que le départ de chacune d'entre elles est accessible en voiture, mais que leur étude peut poser quelques problèmes dus à leur forte déclivité.

Coupe de Vedun (fig. 4 et 5)

- Dans sa partie la plus basse, la coupe traverse la Doire Baltée entre Avise et Runaz, où affleurent des gneiss albitiques alternant avec des roches à texture prasinitique. C'est la bordure de la **zone de Leverogne**.
- Sous l'éboulis passe une mince **bande de gneiss albitique et ankéritique** séparant les zones du Ruitor et de Leverogne. Du fait de son altération relativement rapide, cette bande détermine souvent un petit couloir dans les parois situées plus à l'est.
- En-dessus de ce premier éboulis et jusqu'à Vedun affleurent des micaschistes généralement gris à passées parfois gneissiques, contenant souvent des grenats (pluri)millimétriques passablement altérés et beaucoup plus rarement des pseudomorphoses de staurotides. Ils forment la partie principale de **l'ensemble du Mont Mort**. Tous les affleurements que l'on peut observer le long de la route menant d'Avise à Vedun par Cerellaz sont constitués par ces micaschistes, hormis le secteur de l'embranchement de la route de Vedun quelques centaines de mètres après Cerellaz, qui est taillé dans les gneiss et prasinites de la zone de Leverogne; de plus, la route traverse une petite intrusion métagranitique juste avant les deux dernières épingles précédant Vedun, à proximité de l'un des pylônes de la ligne à haute tension.
- Entre Vedun et le pt 1810,3 m, la crête est constituée d'orthogneiss leucocrates et grossiers, faciès caractéristique des **gneiss de Vedun**.
- Le replat situé à l'arrière du pt 1810,3m est déterminé par une **bande de micaschistes** d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, suivie par une masse de **gneiss œillés**. Les derniers cent mètres avant le pt 1891,2 m présentent une alternance décamétrique de micaschistes et de gneiss œillés.
- Entre les pts 1891,2 m et 2059,8 m passent les gneiss rubanés et roches vertes de **l'ensemble de Bourg-St-Pierre**, entrecoupés par une bande de micaschistes formant le replat derrière le pt 1977,6m. Les roches vertes qui traversent la crête dans ce secteur sont de diverses natures: prasinites s. l., amphibolites à hornblendes et grenats parfois plurimillimétriques, amphibolites et prasinites à ancienne texture éclogitique probable.
- Au-dessus du replat à environ 2050 m d'altitude, la crête est taillée dans les gneiss gris fins de **l'ensemble de la Chenalette**, dans lesquels s'intercalent de rares bancs ou lentilles prasinitiques. Tout le secteur de Court di Bard est constitué par ces gneiss.

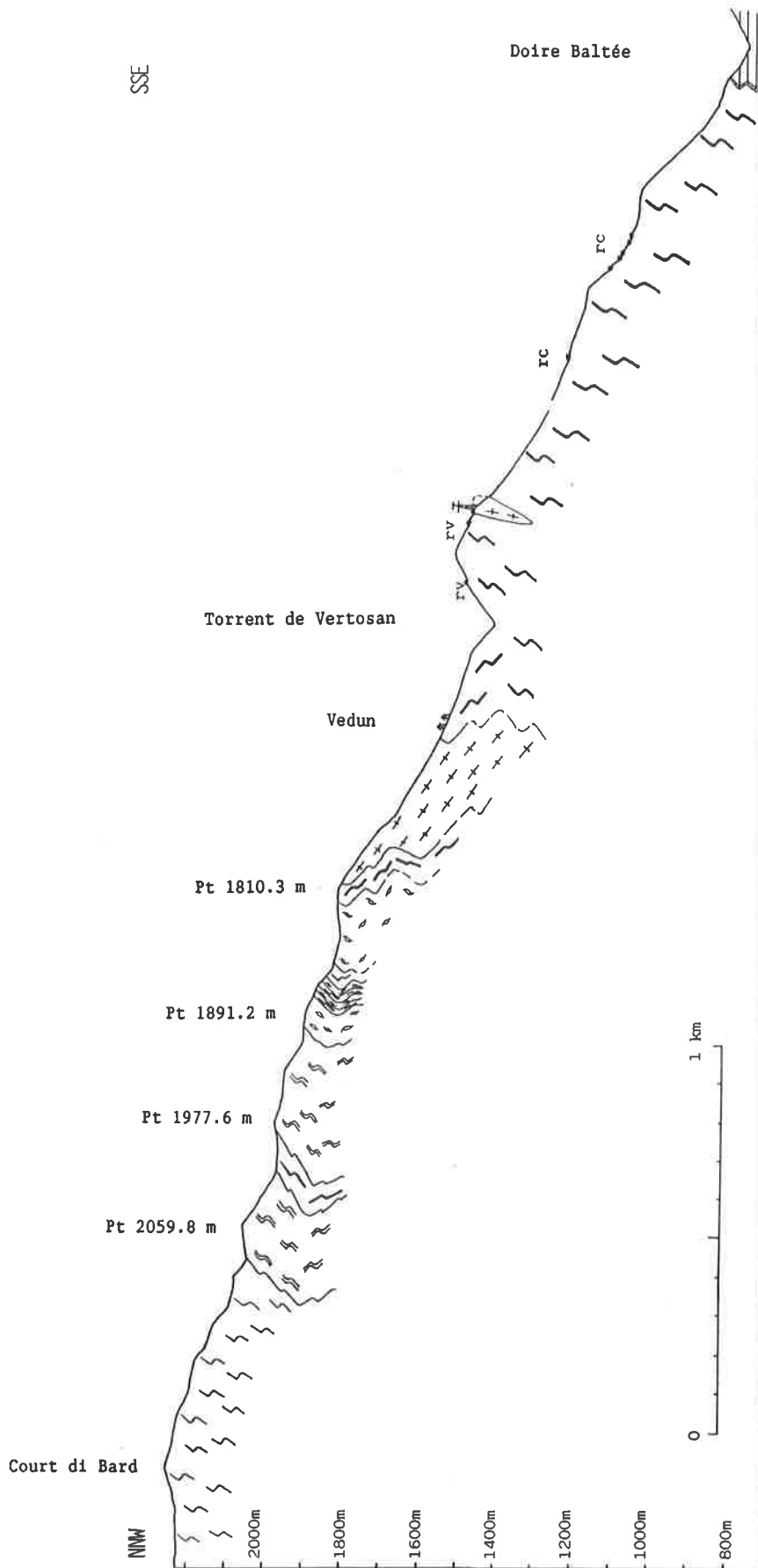


Fig. 4: Coupe de Vedun, entre la Doire Baltée et Court di Bard; rv = route Cerelleaz-Vedun, rc = route Avise-Cerelleaz. Légende dans le texte.

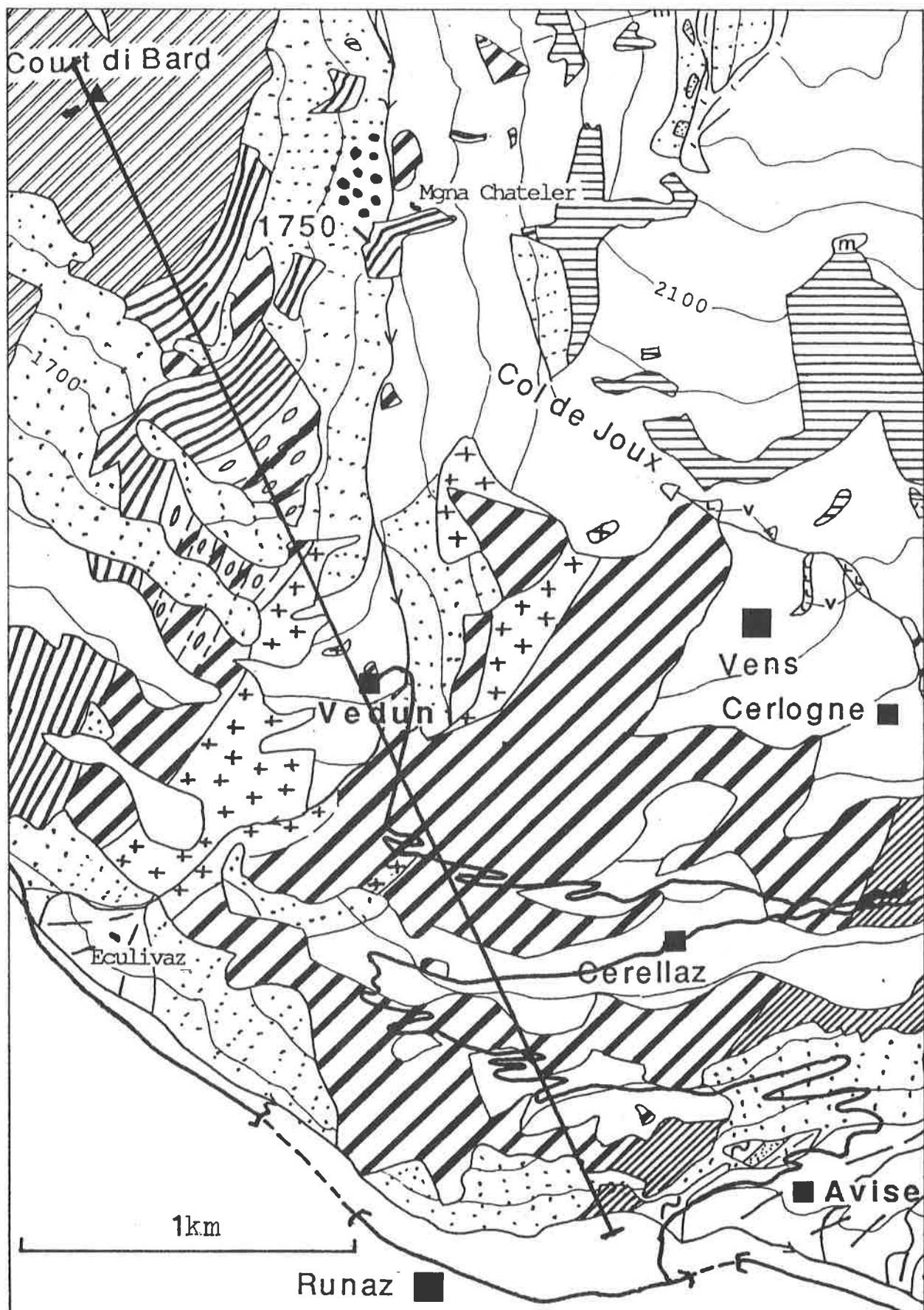


Fig. 5: Carte de situation de la coupe de Vedun (fig. 4); agrandissement de la planche hors texte 1.

Coupe vallon de Vertosan – Mont Rosso (fig. 6)

- Le torrent de Vertosan coule quasiment sur la limite entre la **zone houillère**, en rive droite (ici quartzites et prasinites s. l. de sa bordure interne), et les micaschistes de **l'ensemble du Mont Mort**, en rive gauche. Ces derniers sont recouverts ici par le cône d'éboulis formé au débouché du grand couloir qui descend du pt 2687 m.
- Au pied de ce grand couloir affleurent des conglomérats à galets de quartz blancs, jusqu'à environ 2030 m d'altitude le long du côté sud de ce couloir. Ils représentent ici **la base de la zone de Gran Testa**.
- De 2030 m à 2150 m alternent des bancs clairs et durs, d'abord conglomératiques puis arkosiques, et des bancs sombres et plus tendres, riches en chlorite. L'épaisseur de ces bancs est (pluri)métrique à la base et centimétrique à décimétrique au sommet de cette "série".
- Toujours sur le flanc sud de ce grand couloir, entre 2150 m et 2220 m affleurent des gneiss chloriteux et albitiques riches en carbonates rouillés, contenant de nombreuses lentilles décimétriques composées de grands cristaux de chlorite, calcite, albite et parfois quartz.
- Entre 2220 m et 2250 m passe une bande de schistes gris sombre à patine rouille, contenant parfois des porphyroblastes d'albite noirs. C'est **le sommet de la zone de Gran Testa**.
- Depuis 2250 m d'altitude affleurent les gneiss albitiques et chloriteux de **l'unité du Métailler**. Jusqu'au petit sommet coté 2687 m, ces gneiss contiennent quelques bancs particuliers:
- Vers 2370 m, puis entre 2410 m et 2460 m passent deux bandes très hétérogènes composées de schistes sériciteux parfois gris sombre et de méta-arkoses à méta-micro-conglomérats souvent riches en carbonates.
- De 2460 m au sommet 2687 m, des niveaux micacés riches en cristaux vert sombre à noirs de chloritoïde s'intercalent dans les gneiss.
- A 2610 m affleure un banc discontinu d'une dizaine de mètres d'épaisseur, constitué soit par un quartzite fin et compact, soit par un quartzite grossier et parfois micacé dans lequel se trouvent quelques "blocs" décimétriques de marbre blanc-grisâtre.
- La limite entre les gneiss albitiques et chloriteux de l'unité du Métailler et les schistes gris-bleu à patine rouille de **l'unité du Mont Fallère** passe à environ 2775 m d'altitude, sur la crête entre le sommet 2687 m et le Mt Rosso; ce dernier sommet étant taillé dans les schistes gris-bleu.

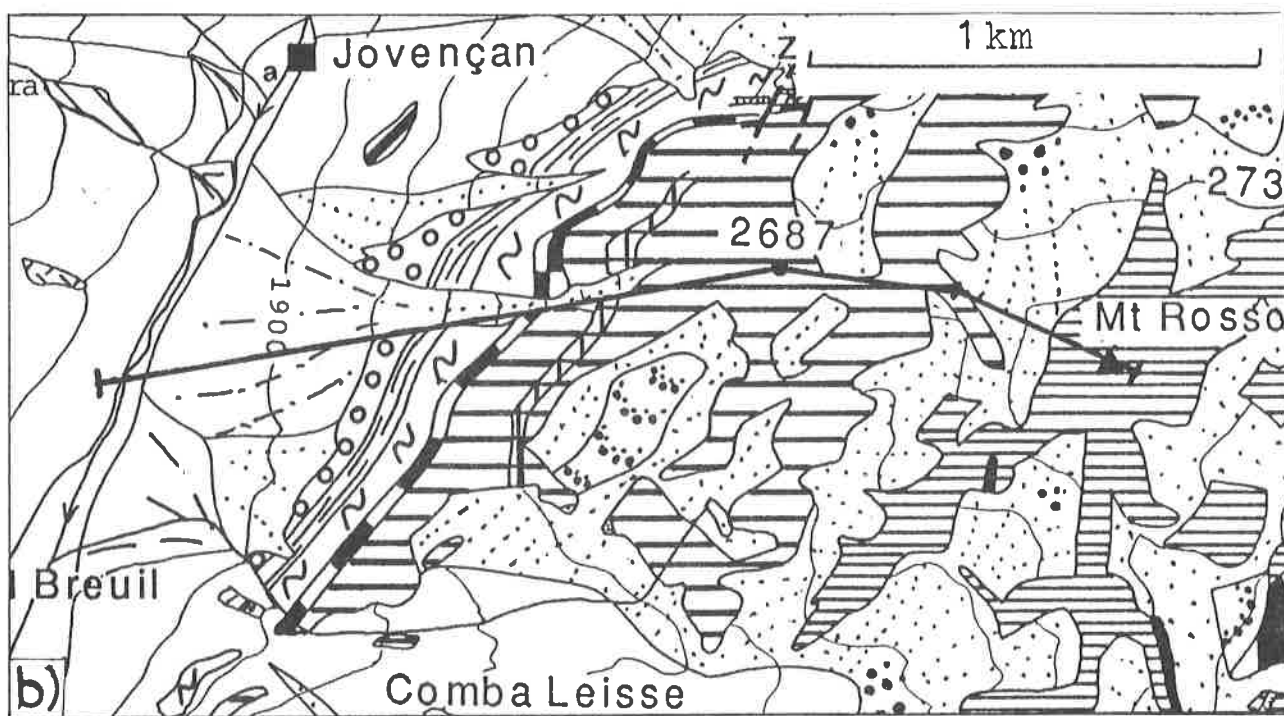
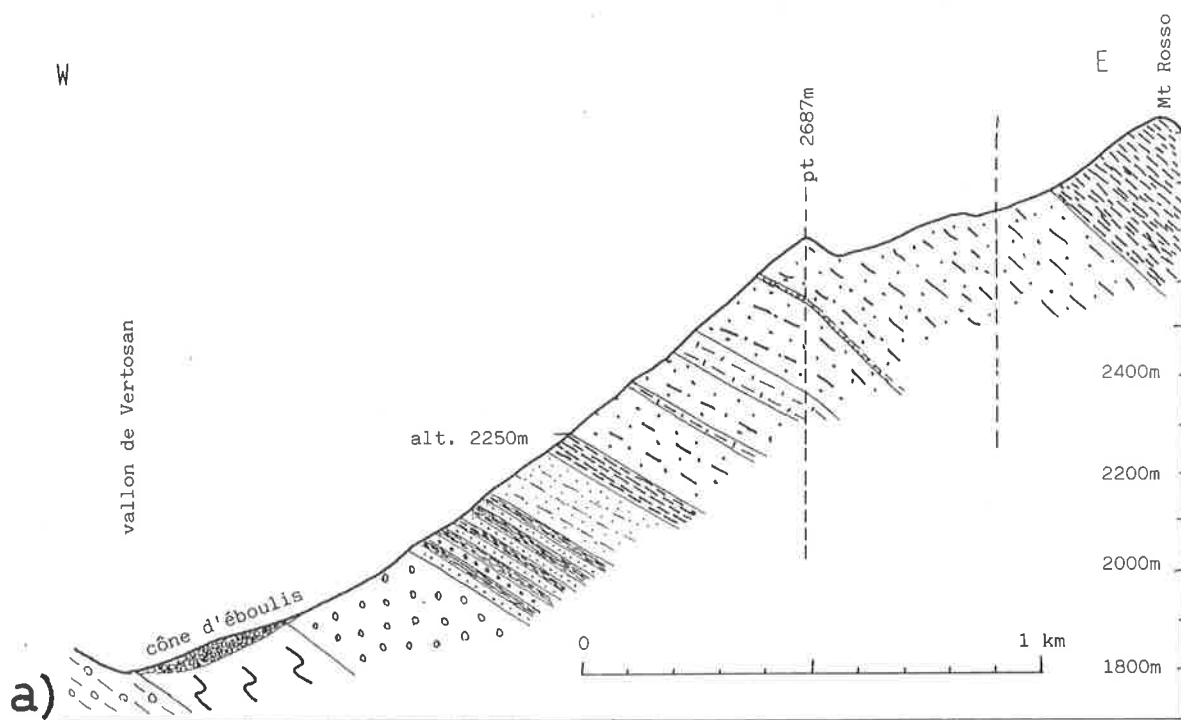


Fig. 6: a) Coupe entre le vallon de Vertosan et le Mt Rosso.

b) Situation de cette coupe sur un agrandissement de la planche hors texte 1.

CHAPITRE 2 : PETROGRAPHIE

A. Description lithologique

INTRODUCTION

Ce chapitre de description pétrographique peut paraître rébarbatif au lecteur ne désirant pas entrer dans trop de détails. Il me semble néanmoins indispensable car se sont souvent des détails microscopiques qui m'ont permis de tracer des limites précises sur la carte, les lithologies d'unités voisines étant fréquemment très proches. Comme ce travail se veut une base pour d'éventuelles études plus spécialisées, il est utile que les personnes susceptibles de les entreprendre bénéficient d'un "matériel" le plus complet possible; trop d'interprétations hâtives de données ponctuelles ou spécialisées se révèlent erronées du fait d'une base géologique souvent trop floue.

Dans les descriptions qui suivent, certains minéraux accessoires ne sont pas toujours décrits; le lecteur trouvera en annexe un tableau regroupant le mode complet de chacune des roches décrites ici (voir p. 146). Les caractéristiques de certains minéraux sont rassemblées dans la partie B de ce chapitre (p. 70 et suivantes), alors que les données concernant le métamorphisme forme sa partie C (p. 77 et suivantes).

ZONE DU RUITOR

Micaschistes

Ces roches constituent l'essentiel de l'**ensemble du Mont Mort**. Elles affleurent du nord au sud de la région étudiée, à l'intérieur d'une bande de largeur variable passant par le Mont Mort, St-Oyen, la combe Flassin où elle est redoublée, l'alpage de Bard et le col de Boromein près duquel elle s'interrompt pour reprendre un peu plus au sud, dans la partie aval du vallon de Vertosan et se poursuivre jusqu'à la Doire Baltée.

Ces micaschistes sont de teinte sombre, grise à noire, et de patine brune, à schistosité bien développée dont les surfaces sont en partie moulées par de grands micas blancs et où l'altération fait parfois ressortir des minéraux comme le quartz, le grenat, la staurotide (ou ses pseudomorphoses), et le chloritoïde. Ils sont fréquemment parcourus de veines blanches de

quartz, discontinues et parallèles à la schistosité. En fonction de la présence de l'un ou plusieurs des minéraux susmentionnés, différents types de micaschistes peuvent être définis:

Micaschiste à grenat

Le *mica blanc* en constitue le minéral principal (40 à 90 %); il apparaît constamment sous deux aspects bien distincts. Premièrement en grandes paillettes (pluri) millimétriques très souvent accolées, formant ainsi des sortes de lentilles (fig. 7a) ou de rubans, ou alors suffisamment nombreuses pour devenir une "matrice". Ces paillettes peuvent être flexueuses ou brisées. Le deuxième habitus est un fin tissu sériciteux parfois disposé en amas, provenant de la cataclase des grandes paillettes, de la rétro-morphose de staurotides (voir ci-dessous) ou encore de la transformation d'autres minéraux (p. ex: feldspaths)

Le *quartz*, autre constituant principal de ces micaschistes (10 à 40 %), a tendance à se concentrer dans des lits millimétriques quartzo-micacés ou franchement quartzitiques formant alors de véritables veines de quartz. Sa texture est engrenée ou plus rarement en grains allongés, presque rectangulaires (platten-quartz).

L'*albite y* est très peu abondante (1 à 10 %); elle forme de rares ocelles pœciloblastiques ou des amas microcristallins avec de la séricite, qui représentent probablement d'anciens minéraux dont la nature ne peut plus être déterminée.

L'habitus du *grenat* change d'un échantillon à l'autre; ce minéral peut apparaître en gros porphyroblastes centimétriques subautomorphes soit parfaitement conservés soit presque entièrement altérés et remplacés par chlorite, séricite et albite (fig. 7). Il se présente aussi en petits cristaux également subautomorphes peu ou pas altérés montrant parfois un zonage qui témoigne d'une cristallisation en deux temps ou tout au moins d'une variation des conditions physico-chimiques au cours de la croissance de ces grenats. Les gros porphyroblastes ont clairement crû avant la formation de la schistosité principale alors que les petits cristaux en sont contemporains.

La *chlorite*, plus ou moins abondante (2 à 20 %), est toujours très pâle et de type ferrifère (type VI et VII - voir tabl. 1, p. 74). Ces micaschistes contiennent en plus les minéraux accessoires suivants: *apatite* et *zircon* en petits grains arrondis, *opaques* sous diverses formes y compris quelques traces de matière organique, et parfois *épidote*, *tourmaline* brun-jaunâtre de taille variable, jusqu'à centimétrique, ainsi que de relativement grands *sphènes* allongés et très peu limpides, à cœur presque opaque, et de très rares pseudomorphoses chloriteuses de glaucophane s. l.

Micaschiste à pseudomorphoses de staurotide

Il se reconnaît souvent à l'affleurement par la présence, sur les surfaces exposées aux intempéries, de boursouflures noires, mates et allongées, pouvant être prises pour de la staurotide quasiment intacte. En fait, dans la moitié nord de la vallée d'Aoste, nous n'avons observé celle-ci que près de la frontière italo-suisse (ALLIMANN & GOUFFON, 1984); toutefois, CABY (com. pers.) en signale près de Cerisey, aux environs de la bifurcation des routes du col et du tunnel du Grand St-Bernard.

Mise à part la présence de ces pseudomorphoses, ce micaschiste ressemble beaucoup au précédent, à quelques détails près: l'*albite y* est nettement moins abondante, voire même absente, la *biotite brune* et le *rutile (sagénite)* peuvent apparaître, le *grenat*, souvent présent, prend un habitus porphyroblastique.

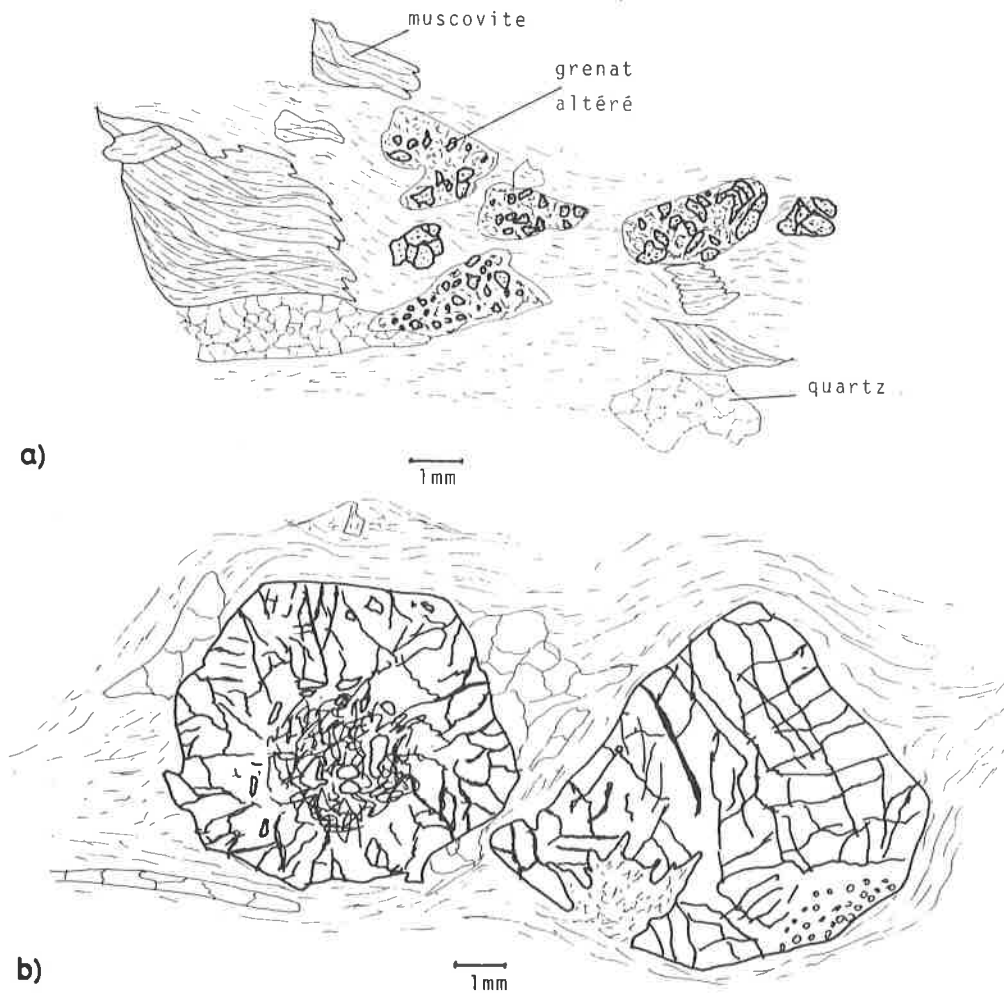


Fig. 7: Micaschiste à grenat – zone du Ruitor

- a) grenats en grande partie altérés, peu déformés, et remplacés par un fin mélange de chlorite, séricite, albite et/ou quartz; muscovite en petits "paquets"; fond phengito-sériciteux (haut de la combe Flassin, coord. 57°8'70/72°12'0)
- b) gros grenats "anciens" non altérés et subautomorphes, à inclusions de quartz et apatite; ombres de pression riches en quartz; fond phengito-sériciteux (route de Vedun, coord. 54°2'00/64°8'80).

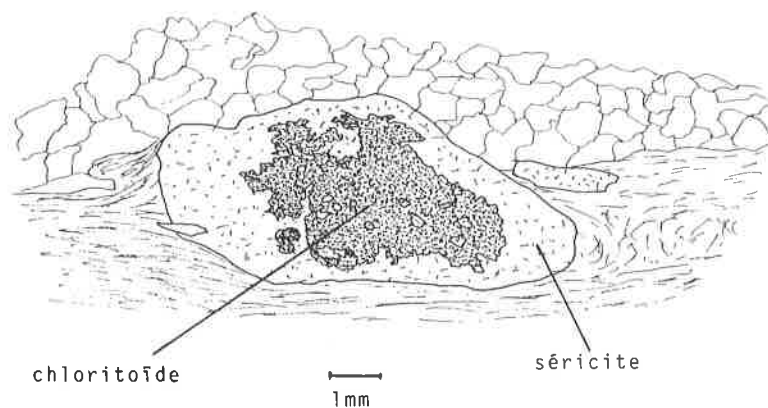


Fig. 8: Pseudomorphose de staurotide par du chloritoïde formant un amas microcristallin au centre et de la séricite en bordure; dans un micaschiste à pseudomorphoses de staurotide de la zone du Ruitor (combe Flassin, coord. 60°1'80/73°4'00).

Les pseudomorphoses sont composées de baguettes entremêlées de *chloritoïde* pâle entourées d'une *masse sériciteuse* (fig. 8); dans de rares cas de la *chlorite* se substitue au chloritoïde. Quelques reliques de *staurotide* ont été conservées au centre de pseudomorphoses dans deux échantillons prélevés dans les environs de Jovençan - Mgna Bar. Ces pseudomorphoses conservent de façon parfaite la morphologie initiale de la staurotide, cette transformation s'est donc produite postérieurement à toutes déformations importantes (voir p. 81).

Micaschiste à chloritoïde et grenat

Macroscopiquement, il est quasiment impossible de le distinguer des autres micaschistes, car des grenats ressortent sur les surfaces érodées, ainsi que parfois de petits prismes noirs pouvant être facilement confondus avec la staurotide ou ses pseudomorphoses, quoique les cristaux de celle-ci soient en moyenne plus grands.

Le *chloritoïde* prend un habitus en bâtonnets pâles généralement isolés, plus grands que dans les pseudomorphoses de staurotide et très souvent parallèles à la schistosité principale (fig. 9). Il est en proportion modeste mais peut exceptionnellement constituer 1/4 de la roche.

Le *grenat* adopte ici les diverses formes observées dans le micaschiste à grenat. La *séricite* est moins abondante, au profit des grandes paillettes de *mica blanc*. Des pseudomorphoses losangiques d'*amphibole bleue* font quelquefois leur apparition, constituées de *chlorite* et d'*albite* et parfois d'un minéral brunâtre. Quelques échantillons contiennent beaucoup de *tourmaline* (jusqu'à 10 %). Du *béryl* a été observé dans un échantillon. Ce dernier minéral a également été signalé par LUGEON (1944) dans une pegmatite de l'actuel ensemble du Mont Mort, au col de Barasson (frontière italo-suisse).

Ce micaschiste présente un stade de recristallisation - déformation post-staurotide plus avancé que le micaschiste précédent. La transition entre les deux peut s'observer dans quelques échantillons: les bâtonnets de chloritoïde y sont encore groupés et possèdent des orientations à peu près quelconque, mais sont entourés du même mica blanc que dans le reste de la roche, et il n'y a plus de pseudomorphoses de staurotide reconnaissables.

Micaschiste quartzeux

C'est une roche possédant la même texture générale que les micaschistes précédents, plus particulièrement le micaschiste à grenat, mais dans laquelle n'ont été observés ni grenat ni chloritoïde et où la fraction quartzo-albitique est quantitativement plus importante que la fraction micacée. Elle est apparemment plus fréquente que les autres et en constitue une sorte de *faciès banal*.

Micaschiste quartzeux à grenat

Il s'agit d'un terme intermédiaire entre micaschiste à grenat et micaschiste quartzeux; mais la texture ne change guère.

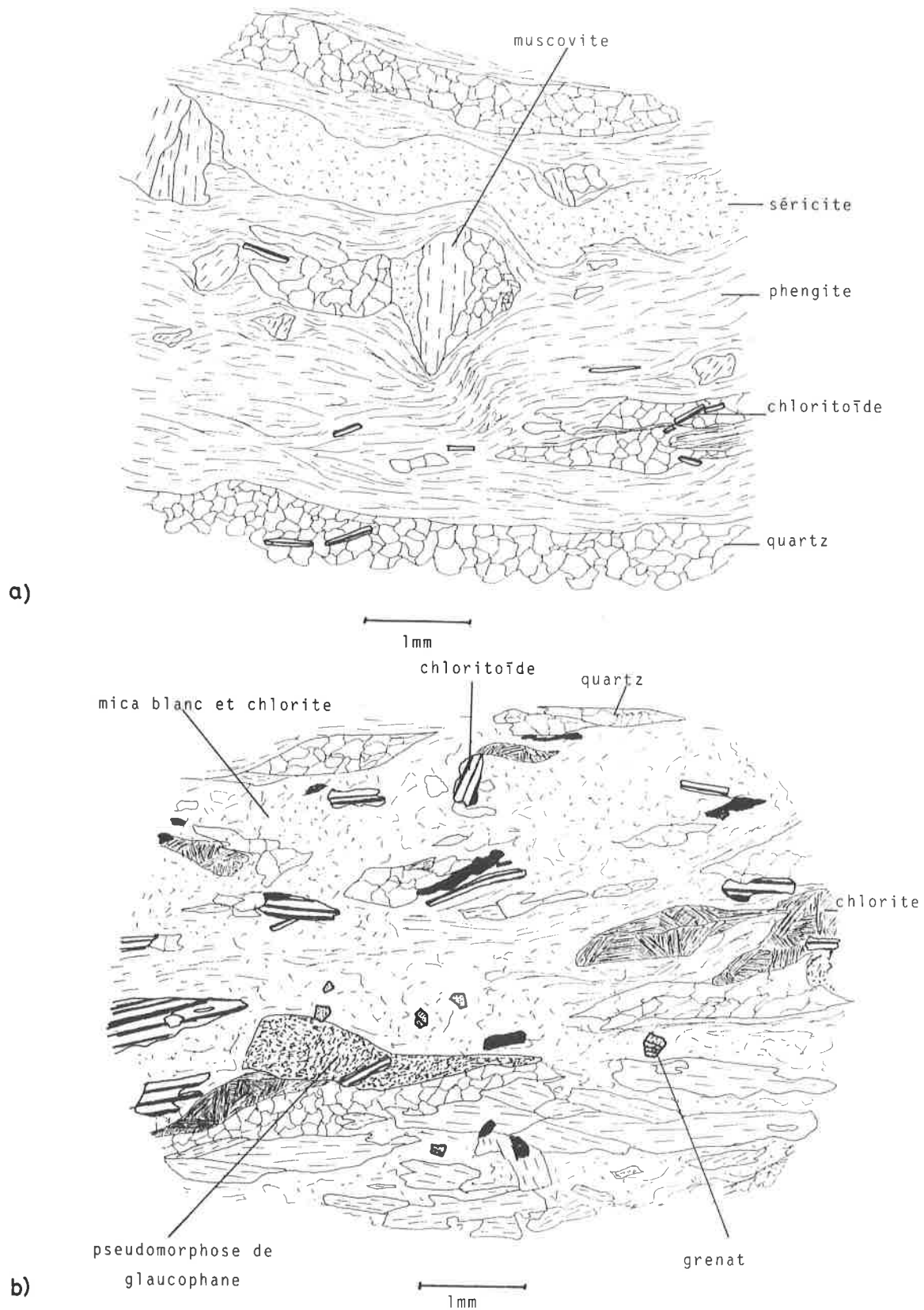


Fig. 9: Micaschiste à chloritoïde et grenat – zone du Ruitor;

a) avec grandes paillettes de muscovite anté-cinématiques, zone de fine séricite (pseudomorphoses de staurotide déformées ?) et fond phengitique (Vedun, coord. 54'450/66'950),

b) avec pseudomorphose de glaucophane s. l. par chlorite, mica brun-vert, séricite et albite (route Avise - Cerellaz, coord. 54'200/64'300).

Gneiss

Ont été appelés ici gneiss des roches plus compactes que les micaschistes, souvent plus fines qu'eux. Il existe bien évidemment des termes intermédiaires qu'il est parfois difficile de classer, c'est pourquoi tel gneiss peut sembler très proche de tel micaschiste. La distinction utilisée ici est essentiellement basée sur des critères de terrain.

Gneiss gris fins

Ces gneiss sont très répandus dans l'ensemble de la Chenalette, mais affleurent également dans celui de Bourg-St-Pierre aux côtés des amphibolites et gneiss ocellés. Ce sont des roches grises, de patine brun-rouille, à grain fin voire très fin et mal visible à l'oeil nu. Les surfaces de schistosité sont généralement soyeuses à reflets argentés, et de grandes paillettes de mica blanc les moulent parfois. BURRI (1983 a) a signalé une augmentation de la quantité de ces grandes paillettes vers le nord dans la portion suisse de la zone du Ruitor; cette tendance se retrouve ici puisque ces muscovites sont presque inexistantes aux environs de la Doire Baltée, rares dans la combe Flassin et plus fréquentes entre l'Artanavaz et la frontière italo-suisse (ALLIMANN & GOUFFON, 1984).

Au microscope (fig. 10), la texture apparaît généralement bien orientée et la taille des grains ne dépasse pas 1/4 de millimètre. Le quartz est en cristaux parfois allongés ou se groupe en veines ou en petites lentilles également étirées parallèlement à la schistosité principale. L'albite peut prendre le même habitus que le quartz lorsqu'il est dispersé, et alors ils sont difficilement discernables l'un de l'autre; mais elle peut aussi contenir de fines inclusions de minéraux divers et de rares macles polysynthétiques.

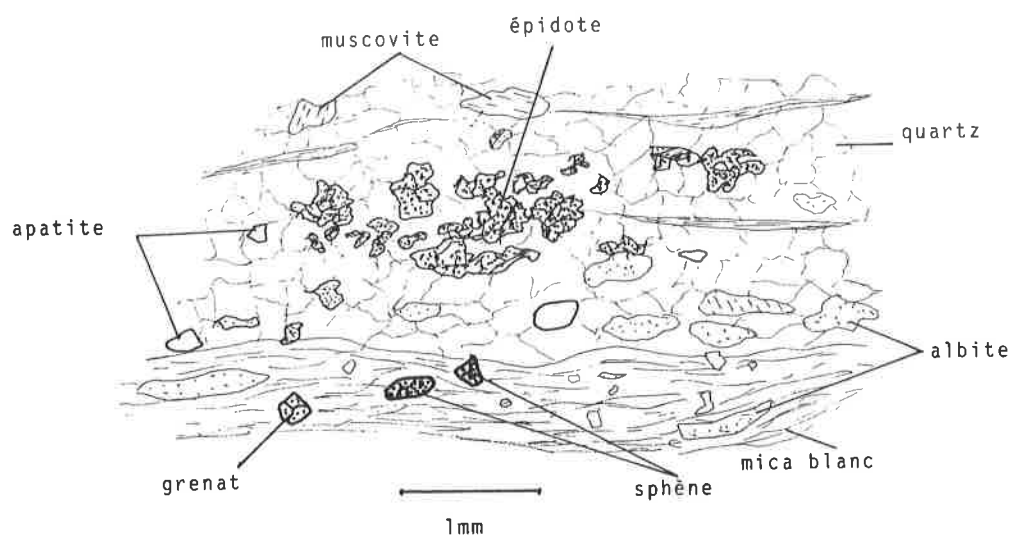


Fig. 10: Gneiss gris fin – zone du Ruitor (bas de la combe Flassin, coord. 60°325/74'550).

Les paillettes de *mica blanc* peuvent dépasser le millimètre, mais restent généralement très fines, de même grandeur que les autres minéraux. Elles sont orientées selon la schistosité principale. La *séricite* est omniprésente, parfois en amas. La *chlorite*, ferrifère (type V à VII - voir tabl. 1), relativement pâle, s'associe à un *mica brun ou brun-vert* (*stilpnomélane?*) pour former de petites plages (probables pseudomorphoses de glaucophane s. l.).

La proportion d'*épidote* peut être importante (jusqu'à 7-8 %); ce sont de tout petits grains incolores ou grisâtres, souvent groupés et peu influencés par l'orientation dominante de la roche. Dans de rares cas ils entourent un plus gros cristal d'*allanite* brun-rouge. Le *grenat* est quasiment toujours présent, en petits cristaux automorphes ou en gros grains fracturés, plus ou moins chloritisés. *Apatite*, *zircon* et *opaques* sont omniprésents, contrairement au *sphène* et à la *tourmaline*.

Gneiss sériciteux

Macroscopiquement ils ressemblent beaucoup aux gneiss gris fins, excepté la taille du grain qui est un peu plus importante; mais les quelques échantillons prélevés proviennent tous de l'ensemble du Mont Mort, et plus précisément de sa partie interne, proche du contact avec la zone de Gran Testa. Microscopiquement quelques différences apparaissent:

La *séricite* y est plus abondante et se développe parfois aux dépens de l'albite; il s'agit peut-être de l'altération de plagioclases anté-alpins. Ces gneiss peuvent contenir une faible quantité de *carbonate* riche en fer, interstitiel ou en remplissage de fractures. La *chlorite* est ferro-magnésienne (type IV et V - voir tabl. 1), presque incolore, et éteinte en lumière polarisée.

Gneiss gris à porphyroblastes d'albite

Ces roches se trouvent mêlées aux gneiss gris fins de l'ensemble de la Chenalette, surtout dans la partie sud du secteur étudié, dans les environs de Court di Bard. Un échantillon a été prélevé dans l'ensemble du Mont Mort, le long de la route menant à Vedun, quelques centaines de mètres avant ce village (coord. 54'320/64'550). Ces gneiss sont également très semblables aux gneiss gris fins et en diffèrent uniquement par la présence de petites albites blanches ponctuant les surfaces; le grenat y est en outre moins fréquent et l'échantillon de l'ensemble du Mont Mort montre de nombreuses pseudomorphoses losangiques d'amphibole bleue.

Les porphyroblastes d'albite sont ocellaires, allongés lorsque la roche présente une forte déformation; leur taille dépasse rarement 1 millimètre. Ils possèdent toujours quelques inclusions (quartz en gouttelette, séricite, chlorite, sphène, opaques) mais ne sont qu'exceptionnellement maclés. Les *pseudomorphoses d'amphibole bleue* précitées sont automorphes et constituées d'un fin tissu de mica brun-verdâtre et d'albite qu'accompagne parfois de la chlorite; elles sont dispersées dans la roche et peuvent se trouver en inclusions dans les albites. Un échantillon de l'ensemble de la Chenalette montre une ou deux de ces pseudomorphoses exclusivement en inclusion dans un porphyroblaste d'albite et ici sans le mica brun-verdâtre. Un autre échantillon possède quelques lentilles centimétriques de quartz. Le reste de la roche est pratiquement identique aux gneiss gris fins.

Gneiss graphiteux à porphyroblastes d'albite

A l'est de Flassin-Desot affleurent des roches gneissiques grises, noircissant parfois les doigts. Bien que leur aspect, surtout microscopique, change fortement d'un échantillon à l'autre, je les ai regroupées sous une même appellation pour des raisons de pauvreté

d'échantillonnage. Ces roches ont un grain moyen et sont souvent hétérogènes, avec des zones claires gris verdâtre à bleuâtre, et d'autres gris sombre presque noires. Les porphyroblastes d'albite sont grisâtres ou même franchement noirs.

Deux textures différentes s'y retrouvent, qui peuvent coexister dans le même échantillon, et même parfois s'y entremêler.

La première est faite essentiellement de *mica blanc* en grands feuillets accolés formant des plages ou même une matrice dans laquelle "nagent" de grandes ocelles d'*albite* truffées d'inclusions diverses (quartz, matière organique, etc.) orientées parallèlement mais selon des directions variant d'une ocelle à l'autre; elles peuvent parfois tourner à la bordure des albites pour s'aligner sur la schistosité principale. Ces grains d'albite peuvent également se concentrer dans certains endroits de la roche. La *matière organique noire* se trouve aussi entre les feuillets de mica blanc.

La seconde texture est constituée d'un mélange de petites ocelles d'*albite* peu pœciblastiques, de *quartz* en fine mosaïque et de *mica blanc* en petites paillettes. De l'*épidote* et du *grenat* brunâtres ou grisâtres en minuscules grains forment de petits amas qui rappellent parfois la morphologie hexagonale du grenat. La *matière organique*, plus rare que précédemment, est dispersée dans toute la roche.

Gneiss à gros porphyroblastes d'albite

Au dessus de l'alpage supérieur de Flassin, à environ 2400 m d'altitude, dans les gneiss gris fins, des bandes d'une roche particulière attirent le regard. C'est un gneiss plus clair que ceux qui l'entourent et ponctué de grosses albites blanches centimétriques, de forme rectangulaire à lenticulaire.

La texture est comparable à celle des autres gneiss à porphyroblastes d'albite, mais beaucoup plus grossière. La taille moyenne des paillettes de *mica blanc* se situe entre 2 et 3 millimètres. Au microscope (fig. 11) les porphyroblastes d'*albite* sont peu reconnaissables; ce minéral ne forme souvent plus qu'un squelette autour de petit cristaux de *quartz*, de *séricite* et de petits *grenats* entièrement chloritisés. La structure cristalline au sein du porphyroblaste est cependant continue, l'extinction en lumière polarisée est uniforme, et l'on y reconnaît fréquemment des macles polysynthétiques. De la *chlorite* y forme de petites plages hexagonales, pseudomorphoses probables de grenats.

Cette roche rappelle beaucoup les "schistes ocellés à porphyroblastes d'albites" (SOPA; SARTORI & THELIN, 1987) de la nappe de Siviez-Mischabel (voir p. 53).

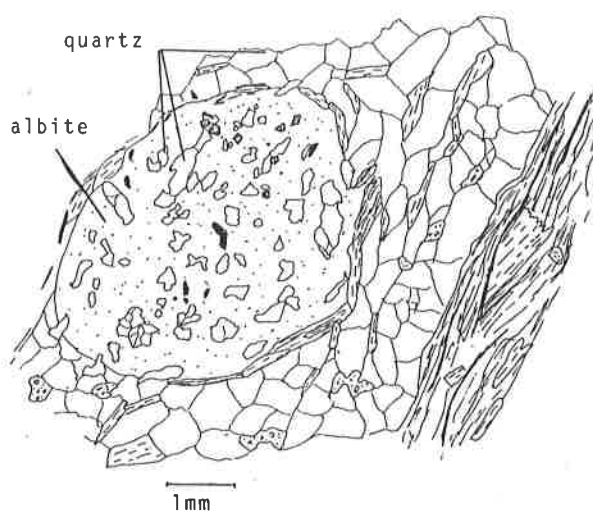


Fig. 11: Gneiss à gros porphyroblastes d'albite – zone du Ruitor (Mgna Flassin sup., coord. 57°800/72°630).

Gneiss à glaucophane

Ce sont des gneiss gris à grain fin à moyen, qui peuvent à priori être confondus avec les gneiss gris fins ou avec les gneiss sériciteux; la différence principale étant la présence de l'amphibole bleue difficilement identifiable macroscopiquement. Ces roches ont été observées aux alentours du complexe magmatique du Mont Flassin et même en son sein au sommet de la Testa Cordella, ainsi que dans les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort au sud de St-Oyen dans le Bosco di Lanche (coord. 61'050/75'240) et le long de la route de Vedun, à 500 mètres de l'entrée de ce village (coord. 54'160/64'720).

La texture de ces gneiss est globalement la même que celle des gneiss sériciteux (voir p. 24), ainsi que la proportion des différents minéraux, si ce n'est que la place de l'albite est occupée entièrement ou partiellement par l'*amphibole bleue*. Celle-ci est d'un bleu plutôt pâle, en cristaux subautomorphes atteignant facilement 1 à 2 millimètres de longueur, légèrement pœciloclastiques (inclusions de quartz, mica blanc et opaques); elle est en partie, ou beaucoup plus rarement en totalité, pseudomorphosée par un fin mélange d'un minéral brunâtre ou verdâtre, d'aspect fibreux, indéterminable (stilpnomélane?), de chlorite et parfois d'albite.

Gneiss rubanés

En plus de l'abondance de roches vertes (voir p. 36), l'ensemble de Bourg-St-Pierre est caractérisé par une alternance (pluri)centimétrique de roches vertes plus ou moins sombres avec des gneiss blancs parfois ponctués de taches vertes (= chlorite et/ou épidote) ou beaucoup plus rarement micacés et grenatifères.

Cette association de roches affleure en quelques endroits de la combe Flassin, par exemple dans l'espèce de verrou barrant la combe aux 2/3 de celle-ci (coord. 59'000/72'700). Mais la plus grande extension de ces gneiss rubanés se rencontre dans la partie aval du vallon de Vertosan et se poursuit au sud de Court di Bard jusqu'aux parois dominant la Doire Baltée.

Ils ont été affectés par plusieurs déformations qui se marquent par des plis (au moins deux phases successives) et parfois par le boudinage de niveaux de roches vertes.

Les **bancs verts** sont faits d'ovardites comparables à certains cas particuliers de prasinites s. l. (voir p. 36), et constituées principalement d'ocelles porphyroblastiques d'*albite* et de *chlorite* magnésienne (type II à IV - voir tabl. 1), et parfois riches en *épidote* (clinozoïsite - pistachite alumineuse), *mica blanc* fin, *quartz* et *carbonate*.

Les **bancs blancs** sont passablement semblables aux gneiss clairs (p. 35), avec peut-être une proportion plus élevée d'*albite*; il y a même de véritables **albitites**.

Des bancs de composition intermédiaire se rencontrent fréquemment.

L'*allanite* brun-rouge, sous forme de quelques porphyroblastes anté-schisteux, est souvent présente dans les deux types de bancs.

Complexe magmatique du Mont Flassin

C'est CABY (1968) qui, le premier, a distingué ce complexe d'orthogneiss monométagmorphiques des roches polycycliques environnantes. Il forme une sorte de coin enfoncé dans la zone du Ruitor, séparant la combe Flassin du vallon de Vertosan, et contient surtout des gneiss grossiers clairs et compacts.

Il est en contact avec différentes unités (fig. 2). De part et d'autre du col Flassin ce sont les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort, comme à son extrémité nord, du côté de la combe de Citrin, alors qu'il côtoie les gneiss gris de l'ensemble de la Chenalette le long de sa limite ouest, de la Testa Cordella au vallon de Vertosan. Sur le versant ouest de la combe Flassin, à l'extrémité nord-est du complexe, ce sont des gneiss albitiques de l'unité de Gran Testa qui semblent le limiter, alors que la partie médiane, aux environs de l'alpage supérieur de Flassin, est faite de gneiss gris, parfois un peu rubanés et attribués à l'ensemble de la Chenalette, avec éventuellement quelques restes de l'ensemble de Bourg-St-Pierre.

Les lithologies suivantes ont été observées:

Gneiss grossiers hololeucocrates

Ce sont des roches blanches ou gris clair, homogènes et compactes, présentant parfois une patine rouille; le grain est assez uniforme et sa taille se situe en moyenne entre 1 et 3 millimètres. Elles ne possèdent pas de schistosité nette, la déformation subie par ces roches se marquant essentiellement par l'écrasement des grains et leur recristallisation partielle.

Ces gneiss affleurent dans la partie supérieure du Mont Flassin, le long de son arête sud et sur les deux flancs de celle-ci au dessus de 2500 mètres d'altitude environ. Ils se composent d'albite et de quartz (plus de 90 % de la roche à eux deux) accompagnés d'un peu de mica blanc (en grandes paillettes et en amas de séricite) et parfois de petits cristaux de carbonate rouillé; les minéraux accessoires (apatite, zircon et tourmaline) sont toujours en très faibles quantités.

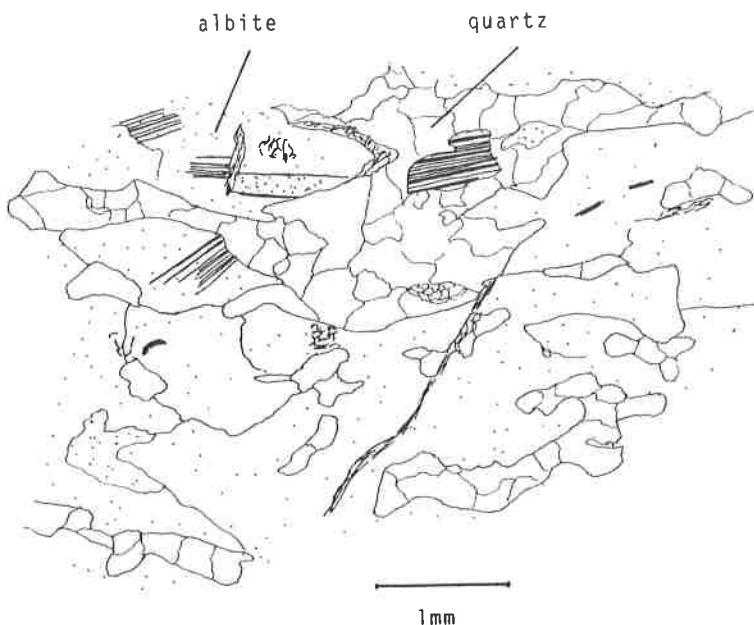


Fig. 12: Gneiss grossier hololeucocrate – zone du Ruitor (Mont Flassin, coord. 56°750/72°300).

L'*albite*, seul feldspath de ces roches, se présente en grains xénomorphes riches en très fines inclusions de séricite et souvent maclés (surtout fines lamelles polysynthétiques et plus rarement en échiquier – fig. 12). Le *quartz* montre une texture en grains engrenés à extinction légèrement roulante. Ces deux minéraux se regroupent chacun de leur côté dans de petits secteurs pour former une texture rappelant celle d'un granite.

La *tourmaline* cristallise dans des fractures tardives sécantes à la schistosité, avec une orientation quelconque et formant parfois des rosettes.

Gneiss grossiers leucocrates

Ils affleurent principalement à la base sud-ouest du Mont Flassin, dans le vallon de Vertosan. Ils ressemblent beaucoup aux gneiss précédents, mais s'en distinguent par l'apparition de chlorite qui, associée au mica blanc sériciteux, forme une sorte de filet gris enserrant les grains blancs de quartz et d'albite avec une maille de 5 à 10 millimètres. Leur patine est plutôt brun clair.

En lame mince, la texture est assez semblable à celle des gneiss grossiers hololeucocrates. *Albite* et *quartz* ne représentent ensemble plus que 80 % de la roche et ils sont accompagnés d'une plus grande variété de minéraux: une *chlorite* très ferrifère (type VII à IX - voir tabl. 1) en grandes plages provenant certainement de la transformation d'anciennes biotites, quelques *épidotes* en très petits grains grisâtres souvent groupés autour d'une relique d'*allanite* brune très pléochroïque, des petits *grenats* à texture framboïde ou en atolls, parfois partiellement altérés, et des cristaux limpides de *calcite* remplissant de petites fractures ou interstices. La *tourmaline* n'a pas été observée dans ces gneiss.

Gneiss grossiers mésocrates

Ils constituent la plupart des roches de la moitié nord du complexe, en particulier le sommet et les contreforts de la Testa Cordella, ainsi que quelques affleurements au pied du Mont Flassin, versant sud-ouest. Au premier coup d'oeil, ils peuvent être confondus avec leurs homologues leucocrates, à cause de leur grain identique et de leur patine brunâtre; celle-ci se révèle ici néanmoins un peu plus sombre. De plus leur cassure est gris-bleuté, d'où le qualificatif, parfois un peu abusif, de mésocrate.

Alors que la composition modale des deux types précédents varie très peu d'un échantillon à l'autre, celle des gneiss grossiers mésocrates montre des différences parfois importantes, surtout dans les proportions d'*albite* (de 20 à 60 %) et de *mica blanc*, ici sous forme de *séricite* (de 1 à 35 %).

Par contre, une caractéristique commune est la présence d'*épidote* en proportion constante (env. 6 %), qui se présente en petits, voire très petits grains grisâtres concentrés en amas et associés soit à l'albite soit à la séricite et beaucoup plus rarement à des reliques d'*allanites* brunes subautomorphes. Quelques *grenats* peuvent apparaître, de même texture que dans les autres gneiss grossiers, de fines paillettes de *stilpnomélane* vert et de petits *sphènes* automorphes également. La *chlorite*, toujours présente, mais en plus faible quantité et plus petites paillettes que dans les gneiss grossiers leucocrates, est aussi riche en fer (type VII et VIII - voir tabl. 1).

La texture générale de ces gneiss est la même que celle des autres gneiss grossiers, et la schistosité n'y est pas mieux marquée, même lorsque la séricite est abondante.

Un échantillon de ces gneiss (coord. 58°50'72'950) a fait l'objet d'une analyse géochimique par XRF (résultats transmis par M. Zingg, voir p. 147) qui révèle une composition **granodioritique** (fig. 13).

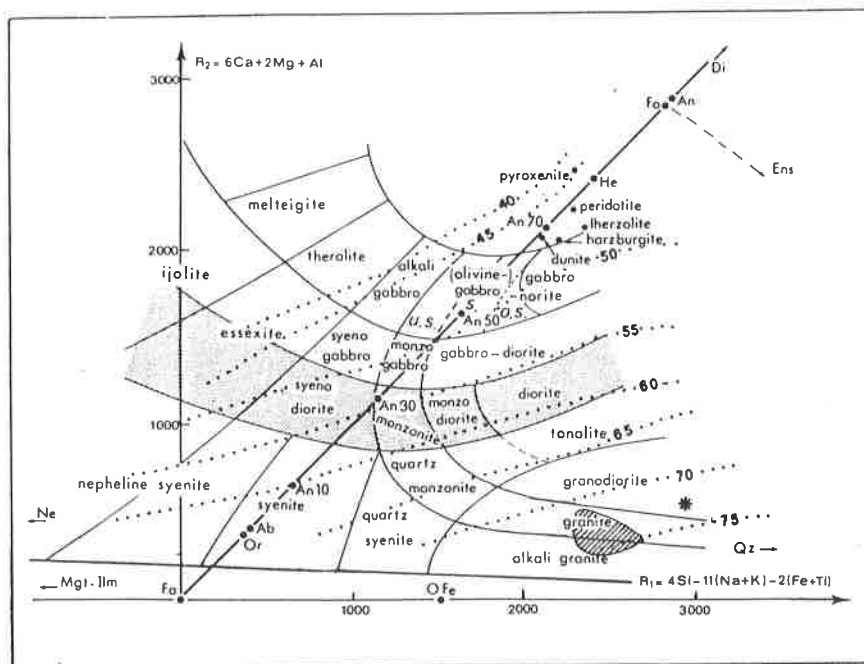


Fig. 13: Position des échantillons d'orthogneiss analysés par XRF dans le diagramme de DE LA ROCHE et al. (1980). L'astérisque représente le gneiss grossier mésocrate du Mont Flassin analysé par M. Zingg, et le domaine hachuré regroupe 17 échantillons des massifs de Vedun, du Mont Flassin et de Serena-Citrin (MAMANE 1990).

Gneiss à microcline

Proche de l'extrémité sud-ouest du complexe, au bas de la combe Meana (coord. 56°325/71'275), affleure un gneiss gris clair, compact, à grain moyen (1-2 mm) et surfaces de schistosité finement crénelées et recouvertes de paillettes millimétriques de mica blanc. Cette roche se situe au sein de gneiss grossiers leucocrates.

La texture microscopique de cette roche est plus fine que celle que l'on pouvait soupçonner à l'oeil nu; cela est dû au regroupement de la plupart des grains de *quartz* en petits "nodules" (anciens phénocristaux ?). Des grains xénomorphes de *microcline* maclés (quadrillage caractéristique) sont dispersés dans cette roche; ils peuvent être perthitiques, avec des lamelles d'*albite* relativement larges et riches en fines inclusions de séricite alors que le microcline est limpide.

Le *mica blanc* se présente en paillettes parfois trapues ainsi qu'en amas sériciteux; il n'est pas réparti uniformément dans la roche: certaines zones se composent de plus d'un tiers de mica blanc et sont dépourvues de feldspaths alors que d'autres sont essentiellement quar-tzo-feldspathiques et contiennent moins de 10 % de mica. Du *carbonate* limpide remplit les interstices.

Gneiss leucocrates micacés

La bordure de ce complexe est occupée par des roches assez semblables aux gneiss grossiers leucocrates et mésocrates, mais généralement plus friables et contenant souvent une quantité non négligeable de calcite ou d'un carbonate rouillé. La tourmaline est très fréquente et

parfois relativement abondante, formant des rosettes sur des surfaces de fractures postérieures à la schistosité principale. Sur le terrain, certains de ces gneiss ressemblent à des conglomérats, car ils présentent de petites lentilles de quartz dans une matrice plus fine.

Ces lentilles sont constituées de grains de *quartz* engrenés. La matrice est composée de grains moyens à fins de *quartz*, d'*albite* soit xénomorphe et souvent maclée polysynthétiquement, soit en ocelles riches en inclusions de séricite, et de *mica blanc* s'orientant selon deux schistosités: la schistosité dominante, pénétrative, et une seconde en microlithons entre les plans de la première et donc antérieure à celle-ci. La *chlorite*, toujours ferrifère, peut être abondante (jusqu'à 10 %). La *tourmaline* est vert-olive très pléochroïque et ne présente jamais de zonage. Le *carbonate* est tardif et remplit les interstices.

Ces roches sont considérées comme des **équivalents déformés et recristallisés des différents gneiss grossiers** décrits ci-dessus, peut-être plus particulièrement les gneiss grossiers mésocrates, avec lesquels ils sont généralement en contact.

Par endroits, ces gneiss ressemblent à de véritables cataclasites composées de petits grains de quartz et d'*albite* maclée polysynthétiquement dans une fine matrice très sériciteuse.

Une masse de roche absolument identique affleure à la base des parois descendant au nord-ouest de Gran Testa, 1 km au nord des derniers affleurements de gneiss grossiers, et peut être considérée comme la terminaison nord du complexe du Mont Flassin.

Séricito-schistes quartzeux

Dans toute la partie supérieure du Mont Flassin, des roches schisteuses d'un gris un peu bleuté et à patine rouille s'intercalent dans les gneiss grossiers hololeucocrates. Ceci est particulièrement bien visible sur la crête menant du col Flassin au Mont Flassin, où ces roches affleurent en bancs décimétriques à métriques. Juste avant le sommet, elles alternent sur une dizaine de mètres avec des bancs de gneiss gris à porphyroblastes d'*albite* (voir p. 24). Ces roches ressemblent beaucoup aux micaschistes quartzeux de l'ensemble du Mont Mort, mais sont un peu plus fines et surtout plus pauvres en grandes muscovites, remplacées ici par de la séricite. Au microscope, elles ressemblent beaucoup aux précédents gneiss leucocrates micacés; comme eux, ces roches pourraient très bien représenter un **faciès mylonitique** des orthogneiss grossiers précédemment décrits.

Dans ce complexe affleurent également quelques roches mafiques:

Prasinite

C'est une roche fine, compacte et homogène, d'un vert sombre, voire très sombre. Elle forme de rares filons métriques parallèles à la schistosité principale sur les flancs du Mont Flassin.

Un tel filon a aussi été observé exactement 600 mètres à l'est de ce sommet, sur le versant sud de la petite crête surmontant l'alpage supérieur de Flassin, au sein de gneiss gris de la zone du Ruitor (coord. 57'500/72'650). Il possède le même pendage que les filons précédents et pourrait très bien se raccorder à l'un d'eux observé sur le versant est du Mont Flassin. Si tel est

le cas, il faudrait envisager une **mise en place très tardive de ces filons de roches mafiques**, évidemment postérieure à la mise en place du complexe magmatique.

Microscopiquement, cette roche montre une texture très fine, sans orientation particulière des minéraux. De la *chlorite* magnésienne (type II - voir tabl. 1) très fine accompagnée d'aiguilles d'*amphiboles* vert pâle (proche de l'actinote), d'un peu de *séricite* et de *calcite* forme une matrice dans laquelle "flottent" de petites ocelles d'*albite*, de l'*épidote* (zoïsite - clinozoïsite) en petits grains peu limpides souvent groupés en amas allongés mimant des formes prismatiques millimétriques (anciens pyroxènes calciques ?) ainsi que quelques *sphènes* gris presque opaques soit en gros cristaux subautomorphes soit en minuscules grains arrondis.

Amphibolite à glaucophane et grenat

Tandis que la roche verte précédente se trouve dans une zone passablement tectonisée à schistosité marquée, cette amphibolite apparaît dans un gneiss grossier mésocrate sans schistosité apparente, sous forme d'une lentille d'environ 1 m x 20 cm (coord. 57°49'080). Le passage du gneiss à l'amphibolite est progressif sur 1 ou 2 cm; le gneiss s'enrichit d'abord en *épidote* (clinzoïsite) de plus grande taille, puis apparaissent des grenats et de fines *amphiboles* vertes, au détriment de l'*albite* et du quartz, et enfin l'*amphibole* bleue pour former la véritable amphibolite.

La texture de cette roche est hétérogène; certains secteurs sont très riches en gros *grenats* (jusqu'à 5 mm de diamètre) rosés et pœciloclastiques accompagnés d'*amphiboles bleues* à fort pléochroïsme; à d'autres endroits, la proportion d'*amphiboles bleues*, plus grosses, domine celle du grenat plus petit. Dans toute la roche, le grenat présente un début de transformation en *épidote* et parfois *calcite*, et l'*amphibole* bleue est partiellement rétrotransformée en *amphibole* vert-bleu pléochroïque avec parfois *albite*, *chlorite* et *oxychlorite*. Le quartz est toujours présent, par endroit en proportion assez importante (jusqu'à 15 %) et forme des grains bien recristallisés et de taille moyenne.

Grenat, *amphibole* bleue et quartz représentent la paragenèse la plus ancienne rencontrée dans cette amphibolite. Elle correspond à un métamorphisme de haute pression et basse à moyenne température proche du faciès écolitique. Cette amphibolite est comparable aux **écolites alpines** décrites dans le massif du Ruitor par CABY & KIENAST (1989); elle se serait alors formée lors de la phase HP/BT d'âge tertiaire (environ éocène-oligocène).

Massif de Vedun

Il forme une masse principale aux alentours du petit village de Vedun, ainsi que quelques apophyses de part et d'autre dans les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort. A la base des parois dominant la Doire Baltée, entre le pont d'Ecuvivaz et le Champ, une intercalation d'une roche identique à celles de ce massif est associée à une lentille hectométrique de *prasinite* de l'ensemble de Bourg-St-Pierre.

Gneiss leucocrate de Vedun

C'est un gneiss leucocrate à grain moyen, parfois grossier, de patine blanche, virant au beige ou verdâtre lorsque le mica blanc devient abondant (10-15 %): c'est en effet le seul minéral un peu coloré (vert pâle) contenu dans ce gneiss; il n'y a ni chlorite ni stilpnomélane ni amphiboles.

Les constituants de ce gneiss sont peu nombreux; les deux principaux sont le quartz et le feldspath (albite et parfois microcline).

Le quartz est relativement fin, souvent en grains groupés en veines ou veinules et allongés perpendiculairement à celles-ci. Les *feldspaths* constituent souvent des porphyroblastes (ou -clastes); le *microcline* présente presque toujours son quadrillage caractéristique et plus rarement une texture perthitique. *L'albite* possède plusieurs aspects, très souvent associés dans un même échantillon: grains xénomorphes à macles polysynthétiques ou en échiquier (cette dernière seulement en l'absence du microcline; un porphyroblaste de 5 x 2 mm possédant ce type de macle ressemble beaucoup à ceux de certains gneiss ocellés - voir p. 32) ou en grains plus ou moins arrondis, sans macle et contenant quelques inclusions globuleuses de quartz ou de fines paillettes de mica blanc.

A côté de ces composants majeurs se trouve toujours du *mica blanc* en petites paillettes (0,05 - 0,5 mm), de nombreuses *apatites* soit arrondies soit subautomorphes hexagonales, quelques *opaques* parfois millimétriques et de très rares *zircons* minuscules.

De rares lentilles métriques de roches vertes prasinitiques sont incluses dans ce gneiss; l'une d'elles affleure le long du bisse alimentant le village de Vens, entre le col de Joux et Vedun, à environ 1780 m d'altitude (coord. 54'525/65'350).

Ce gneiss leucocrate de Vedun se rapproche beaucoup des gneiss grossiers hololeucocrates du Mont Flassin, tant par son aspect que par sa composition minéralogique. Au microscope, deux différences apparaissent cependant:

- 1° le grain est toujours plus fin dans le gneiss de Vedun que dans ceux du Mont Flassin,
- 2° le gneiss de Vedun peut contenir du microcline, ce qui n'est pas le cas des autres, ou alors beaucoup plus rarement si l'on associe à ces derniers le seul échantillon du massif du Mont Flassin contenant ce minéral (voir p. 29).

Gneiss ocellés

Ce sont des roches très caractéristiques, reconnaissables à la présence d'*yeux blancs pluricentimétriques*. Elles forment quelques bandes (pluri)décamétriques dans les ensembles de la Chenalette et de Bourg-St-Pierre, de la frontière italo-suisse jusqu'au milieu de la combe Flassin, ainsi qu'au environs de Vedun; dans ce dernier cas elles sont mêlées à des micaschistes de l'ensemble du Mont Mort, et semblent parfois passer progressivement au gneiss leucocrates de Vedun (voir § précédent).

Ces gneiss œillés ont été reconnus et décrits par BURRI (1983a et b) au nord de la frontière, et THELIN (1983) en a étudié certains plus en détail. CABY (1974) en signale également aux environs de Vedun.

Il s'agit de gneiss à matrice très fine et relativement sombre dans laquelle apparaissent de gros yeux contournés par la schistosité, de forme lenticulaire ou parfois rectangulaire et dont la taille varie de quelques millimètres à une dizaine de centimètres de longueur. Ces yeux sont blanc laiteux, apparemment monocristallins pour les plus anguleux et polycristallins lorsqu'ils sont lenticulaires (fig. 14).

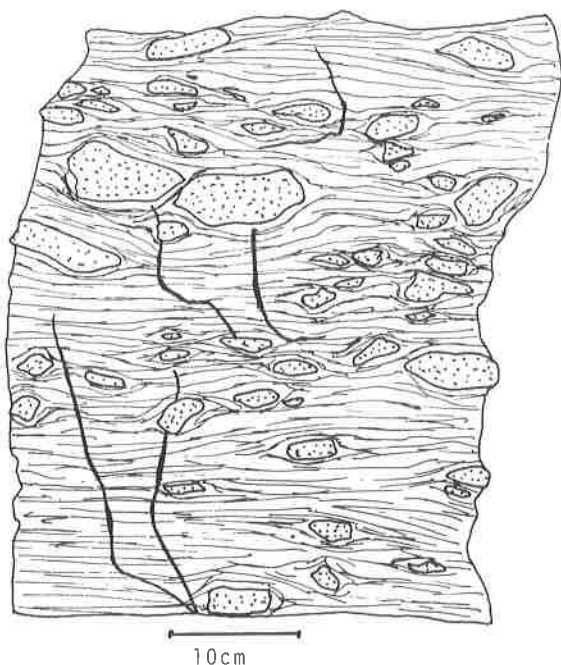


Fig. 14: Gneiss œillé – zone du Ruitor. Bloc éboulé provenant d'une bande au sein de l'ensemble de la Chenalette (côté italien du col du Grand St-Bernard - ALLIMANN et GOUFFON 1984).

Bien que les gneiss œillés de l'ensemble de la Chenalette soient généralement plus sombres que ceux de l'ensemble de Bourg-St-Pierre, leurs textures sont rigoureusement identiques. La composition minéralogique des yeux varie d'un échantillon à l'autre de façon apparemment aléatoire.

Deux types principaux d'yeux ont été observés:

- monocristaux de *microcline*, parfois perthitiques, avec quadrillage typique souvent localisé dans une ou plusieurs parties du cristal; une macle simple se superpose couramment à ce quadrillage. Par l'effet de la déformation subie, ils sont fréquemment fracturés, et les interstices ainsi créés sont remplis de *quartz*, *séricite* et rare *carbonate*. Si la cataclase a été très poussée, les yeux sont formés de plusieurs gros grains de *microcline* associés à de plus petits grains de *quartz*, de fines paillettes de mica blanc et du carbonate interstitiel.

- monocristaux d'*albite en échiquier*, contenant des inclusions de carbonate et d'*albite* ocellaires légèrement pœciloblastiques. Ils présentent les mêmes habitus et déformations que les précédents et ne sont pratiquement jamais altérés, gardant un aspect très limpide.

Il faut remarquer que ces deux types d'yeux n'ont jamais été observés dans le même échantillon.

La **matrice** est fine, voire même très fine, constituée surtout de *mica blanc* et de *quartz*, auxquels se joignent de petits grains du *feldspath* constituant les yeux (microcline ou albite en échiquier), de minuscules ocelles *d'albite*, du *stilpnomélane* brun-vert et d'autres minéraux accessoires (*épidote*, *grenat*, *leucoxène*, *apatite*, *zircon*, *opaques*).

Plus au nord, THELIN (1983) a reconnu des paragenèses anté-alpines (p. ex. à biotite brun-rouge) dans certains de ces gneiss ocellés. D'après cet auteur, ceux-ci seraient probablement **d'anciens granitoïdes porphyriques, d'âge carbonifère inférieur ou plus ancien** du fait de leur histoire métamorphique polycyclique (voir p. 127).

Bien qu'aucune trace d'un métamorphisme antérieur aux phases alpines n'ait été observée ici, on peut retenir l'hypothèse de THELIN pour la bande de gneiss ocellés traversant la partie inférieure de la combe Flassin, car elle semble en continuité avec celle qui passe par le col du Grand St-Bernard et qui a fait l'objet des observations et hypothèses de cet auteur (gneiss de Liddes-Lacerande).

En ce qui concerne les autres occurrences, l'incertitude est complète quant à l'époque de leur mise en place. C'est en particulier le cas des gneiss ocellés alternant avec des micaschistes à l'ouest de Vedun, et **dont la genèse pourrait être liée à la mise en place du massif de Vedun**: en montant le long de l'arête sud de Court di Bard (fig. 4), les premiers bancs de gneiss ocellés ressemblent d'abord au gneiss de Vedun (p. 32), avec de très rares yeux, puis ces derniers prennent de plus en plus d'importance.

Un échantillon se distingue de tous les autres par un aspect plus hétérogène (coord. 60°250/75°160).

Les yeux sont faits soit de grands cristaux *d'albite* à grandes macles lamellaires polysynthétiques passablement séricitisées, soit de monocristaux *d'albite en échiquier* limpide (deuxième type précédemment décrit), ou encore de grands cristaux de *quartz* à extinction roulante. Cette roche possède également de grandes paillettes plurimillimétriques de *mica blanc*, ainsi que des zones très micaschisteuses à *stilpnomélane* brun-vert. Sa matrice est tantôt sériciteuse, tantôt gréseuse. Une bande de quelques millimètres de large, riche en *clinozoïsité*, traverse cette roche.

Dans l'hypothèse émise ci-dessus (THELIN 1983), ce faciès particulier pourrait provenir d'un **ancien granite pegmatitique partiellement mylonitisé**.

Des roches particulières sont localement associées à ces gneiss ocellés; il s'agit de:

Micaschiste fin

Dans la partie nord de la combe Flassin, des bandes d'un fin micaschiste gris sombre sont intercalées dans les gneiss ocellés appartenant à l'ensemble de Bourg-St-Pierre.

Il est fait d'une trame de *mica blanc* mêlé d'un peu de *stilpnomélane* brun-vert en très petites paillettes, et de nombreux grains de *quartz* parfois groupés en petites lentilles très al-longées. Quelques gros porphyroclastes (ou -blastes ?) millimétriques ressortent çà et là; ce sont des grains *d'apatite*, *d'albite* à macles polysynthétiques et des lamelles de *muscovite*.

"Feldspathite"

Dans le même secteur, le long du chemin montant aux alpages de Flassin (coord. 60'200/75'020), une roche blanche, très compacte et à grain fin, affleure au sein des gneiss ocellés de l'ensemble de la Chenalette. Elle se compose essentiellement de microcline et d'albite. Dans l'hypothèse d'une origine magmatique des gneiss ocellés, cette roche pourrait être le produit d'une **ségrégation** au sein de l'intrusion de granitoïdes porphyriques, à **composition syénitique ou monzonitique**, ultérieurement broyé et partiellement recristallisé.

La texture de cette roche est blastomylonitique, faite de grains de tailles diverses (de quelques microns à 2-3 mm) les plus gros étant isolés dans la masse des plus petits et souvent fracturés; les porphyroblastes(-clastes) *d'albite* montrent des macles polysynthétiques et ceux de *microcline* le quadrillage caractéristique.

Gneiss leucocrate fin

Presque au même endroit apparaît une roche également blanche, fine, à surfaces de schistosité lisses et satinées, et à patine brunâtre; les parties très altérées présentent quelques caries brunes, traces d'anciens carbonates dissous.

Cette roche est formée principalement *d'albite* limpide parfois maclée (macle simple) et de *mica blanc* très fin auquel s'associent de minuscules grains brunâtres *d'épidote*, ainsi que de nombreux petits *grenats* souvent groupés, très limpides excepté au centre des cristaux où une sorte de nucleus impur apparaît. Elle contient en plus un peu de *carbonate* inters-titiel et quelques lentilles de 3 à 4 millimètres contenant du *quartz*, de *l'albite* et de la *calcite* en plus gros cristaux que dans le reste de la roche.

Roches claires

Dans les ensembles du Mont Mort, de la Chenalette et dans une moindre mesure de Bourg-St-Pierre, des niveaux plus compacts et plus clairs s'intercalent dans les micaschistes et les gneiss. Ils représentent probablement d'anciens dépôts gréseux ou arkosiques au cours de la sédimentation de matériel plus argileux. Ces roches se classent selon deux types:

Gneiss clairs

Bien répartis dans les trois ensembles de la zone du Ruitor, ils sont constitués essentiellement de quartz, d'albite et de mica blanc dans des proportions très variables. Ils forment des zones claires aux contours souvent mal définis.

Le *quartz* se présente toujours en petits grains soit en mosaïque, soit engrenés, ou encore étirés (platten-quartz), alors que *l'albite* se trouve invariablement en ocelles, mais dont la taille peut varier. Le *mica blanc* adopte la même texture que dans les gneiss et micaschistes environnants: grandes et petites paillettes et rares amas sériciteux. Les *opaques* sont xénomorphes et assez nombreux. Les autres minéraux accessoires sont *l'apatite*, le *sphène* (petits cristaux et leucoxène) et le *zircon*, parfois *l'épidote*, et dans un cas le *grenat*; ils sont toujours en petits grains.

Quartzites

Quelques bancs décimétriques blancs ou grisâtres sont intercalés dans les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort; selon la quantité de mica, ils peuvent être compacts ou au contraire schisteux.

Le *quartz* montre différents stades de recristallisation: grains à bords engrenés, ou complètement engrenés, mosaïque très fine, grains polygonaux de taille moyenne. A côté de ce composant principal (> 75 %), ces quartzites peuvent contenir une grande variété de minéraux: de l'*albite* plus ou moins ocellaire, du *mica blanc* sous toutes ses formes, de petits *grenats* limpides, de la *chlorite* ferrifère, des *pseudomorphoses de glaucophane s. l.* composées de chlorite et d'un minéral brunâtre, avec parfois albite et/ou actinote, et les *minéraux accessoires habituels (apatite, zircon, sphène et opaques)*.

Roches vertes

L'ensemble de Bourg-St-Pierre se distingue au sein de la zone du Ruitor par une abondance de roches mafiques. Celles-ci forment généralement des bancs de teinte vert sombre et d'épaisseur variant de quelques décimètres à quelques décamètres, qui alternent avec des roches claires. Ces roches vertes affleurent dans la partie inférieure de la combe Flassin et dans le Bosco di Lanche au sud de St-Oyen, ainsi qu'en aval du vallon de Vertosan au sud de Court di Bard.

Prasinites

Le faciès de loin le plus répandu est représenté par des roches gris-vert à vert sombre, à grain généralement fin mais visible à l'oeil nu; de petites plages vert sombre (*chlorite* ± *amphibole*) et d'autres blanches (*albite*) caractérisent ces roches. La schistosité y est peu développée, ce qui leur confère une grande compacité.

Le terme de prasinite est à prendre dans une acception très large, désignant ici des roches de la séquence mafique ayant subi un métamorphisme de faciès schiste vert. La paragenèse et la texture sont relativement constantes, mais les proportions des constituants varient passablement.

Ces prasinites ont tendance à être porphyroblastiques; des cristaux d'*épidote* (*pistachite* à biréfringence basse donc peu ferrifère) xénomorphes à subautomorphes, limpides, de taille millimétrique se détachent sur un fond beaucoup plus fin constitué d'un mélange de *chlorite* magnésienne (type II à IV - voir tabl. 1), d'*amphiboles vertes* de deux types différents (l'une est peu pléochroïque contrairement à l'autre qui passe du vert bleuté au vert olive et au vert-jaune presque incolore), de l'*albite* en minuscules ocelles péciloblastiques, d'un peu de *quartz* et de *stilpnomélane* brun-vert.

Des gros porphyroblastes de *grenat* sont fréquents et souvent entièrement ou partiellement pseudomorphosés par *épidote*, *chlorite* et parfois *albite*. Une *amphibole bleue* très pâle apparaît quelquefois en reliques au sein de rétro-morphoses.

Parmi les minéraux accessoires, le *sphène* est de loin le plus répandu (jusqu'à 10 %), sous forme de leucoxène; les *opaques* y sont également bien représentés, et l'*apatite*, en quantité dépassant parfois 1%, peut former de gros cristaux millimétriques fracturés.

Quelques échantillons se démarquent de cette description. Ils possèdent peu ou pas d'amphibole et d'épidote, et sont donc constitués essentiellement d'*albite* et de *chlorite*. Leur texture est soit porphyroblastique avec de grandes ocelles d'*albite* et des cristaux automorphes de *sphène*, soit extrêmement fine, les grains ne dépassant pas le dixième de millimètre.

Au cours du métamorphisme alpin, ces prasinites ont recristallisé en plusieurs épisodes caractérisés par des conditions P/T différentes, et dont elles ont gardé les traces (voir p. 81). La paragenèse la plus ancienne est caractérisée par la cristallisation d'amphibole bleue et de grenat. La suivante est marquée par la transformation de l'amphibole bleue en amphibole vert-bleu très pléochroïque et par l'apparition de grandes épidotes peut-être au détriment du grenat. La troisième a donné naissance à la paragenèse fine actuelle, c'est-à-dire chlorite, amphibole verte pâle, albite, stilpnomélane et épidote.

Amphibolite

Le long de la coupe de Vedun, vers 1930 m d'altitude (voir p. 13), une roche verte un peu plus grossière que les précédentes a été prélevée (coord. 53°20/66°130). Des amphiboles vert sombre sont visibles sur la surface. La texture de cette roche est isogranulaire et tous les minéraux sont xénomorphes mais allongés et orientés parallèlement. Les grains ont une taille moyenne de 1/4 à 1/2 millimètre.

L'*amphibole verte* possède le même pléochroïsme que la plus colorée de celles des prasinites (voir ci-dessus). Le *plagioclase* est très pœciloclastique, avec inclusions de *séricite* et d'*épidote*. Il pourrait s'agir d'un ancien plagioclase transformé en albite + épidote + séricite. Le *quartz* se concentre volontiers en filonnets. En moindre quantité et par ordre décroissant apparaissent de petites *pistachites* peu ferrifères, de nombreux *opaques* xénomorphes, des *apatites*, quelques *sphènes* (sub)automorphes et de rares grains de *rutile* jaunâtres.

Le long de cette arête descendant de Court di Bard vers Vedun, une texture éclogitique anté-alpine (antérieure au faciès amphibolite lui-même anté-alpin) serait partiellement préservée dans certaines de ces amphibolites (observation de S. Ayrton).

Mylonites de Vens

Dans les environs du petit village de Vens, des roches particulières soulignent le passage des gneiss et micaschistes de la zone du Ruitor aux schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère.

A quelques dizaines de mètres à l'est du petit lac du col de Joux, juste sous la route, affleurent des roches claires, beiges ou blanchâtres, à patine rouille et grain fin, plutôt compactes, ainsi que des gneiss rubanés très semblables à ceux de la zone du Ruitor, où alternent des lits centimétriques blancs et vert sombre.

Les roches claires sont faites d'un mélange très fin de *calcite*, *albite*, *mica blanc* et *quartz*. Une schistosité replissée par une crénulation est marquée par les paillettes de *mica blanc* ainsi que par l'allongement de petits amas de *quartz* et d'*albite* (probablement d'anciens grands cristaux fracturés et étirés). Le *carbonate* semble s'être mis en place tardivement dans des fractures ainsi que de façon interstitielle dans la schistosité.

Le talus dominant les 300 premiers mètres de la route descendant de Vens vers St-Nicolas est taillé dans des roches d'aspect bréchique, avec matrice noirâtre très fine et tendre entre les éléments. Des roches fines plus compactes, gris clair ou vert sombre, représentent les termes "préservés" de cet ensemble.

Les roches claires et les éléments des brèches sont faits de petits grains de *quartz* et d'*albite* accompagnés de petites paillettes de *mica blanc*. De minces zones beaucoup plus fines, cataclasées traversent ces roches; la fracturation n'y a pas été assez forte pour disloquer la roche comme dans la matrice noire des parties bréchiques, mais toutefois assez pour en fragmenter les minéraux.

Les roches vertes sont d'anciennes prasinites ou ovaridites cataclasées et totalement envahies par du *carbonate* très fin à partir des nombreuses fractures.

Selon la terminologie des roches cataclastiques de HIGGINS (1971), ces roches seraient des **brèches de faille**, voire des **microbrèches** ou des **cataclasites**, résultant essentiellement d'une cataclase avec recristallisation quasi nulle.

Dans ce secteur, de petits bancs centimétriques gris très durs, cassants et aphanitiques, traversent les roches sus-décrites.

Ils se composent de rares porphyroclastes de *quartz* baignant dans une matrice d'apparence vitreuse ou microsphérolitique.

Cette texture se rapproche de celle de tufs volcaniques, mais peut aussi appartenir à une **mylonite très broyée** (HIGGINS 1971), ce qui paraît plus plausible dans le contexte présent. En lame mince, la limite de ces petits bancs est très nette, le passage de cette roche à l'encaissant est brusque; néanmoins on retrouve de telles textures dans des fractures. Il n'est pas exclu d'imaginer qu'une pâte très fine issue d'un broyage localisé et mêlée de quelque fluide se soit figée dans ces fractures.

Ces mylonites témoignent apparemment d'une déformation cassante de la fin de l'histoire alpine: ces roches sont en tous cas postérieures aux pics métamorphiques alpins principaux, sinon la recristallisation serait plus poussée. Je développerai cette discussion dans un chapitre ultérieur (voir p. 103).

ZONE DE LEVEROGNE

Gneiss et micaschistes

Le faciès le plus répandu dans la zone de Leverogne est une roche grossière, verdâtre, souvent passablement hétérogène, avec des zones claires et des zones sombres ou argentées, les unes riches en quartz et albite et les autres en chlorite et mica blanc; les grandes paillettes de ce dernier minéral couvrent les surfaces irrégulières de la schistosité. Le grenat y est fréquent, en cristaux rouges de taille très variable (<1 à 10 mm). De petits points blancs albitiques ressortent souvent sur les surfaces recoupant la schistosité.

Il est à noter que la ségrégation parfois presque parfaite entre minéraux clairs et minéraux ferro-magnésiens incite à qualifier ces gneiss d'*entrelardés* ou, si on les suit au sud dans le val Grisenche, de *léopard* (BAUDIN, 1987). Toutefois ces textures *noduleuses* sont essentiellement le fait des micaschistes à chloritoïde (voir plus loin).

Du fait de l'hétérogénéité de ces roches, tant à l'échelle de l'échantillon qu'à celle de l'affleurement, il n'est pas possible de définir ici des types de gneiss ou de micaschistes, contrairement aux autres unités décrites dans ce travail. J'ai donc réuni la plupart de ces roches sous l'appellation de:

Gneiss de Leverogne

Le terme de gneiss, d'après la définition de FOUCAULT & RAOULT (1980), s'applique le mieux à tous les échantillons étudiés.

Microscopiquement, les minéraux adoptent les textures suivantes:

Le degré de déformation du *quartz* est pratiquement constant; ses cristaux ont une extinction roulante et des bords engrenés. Il peut y avoir de petits grains polygonaux. Les paillettes de *mica blanc* sont généralement grandes, dépassant souvent le millimètre, trapues, bien individualisées et orientées selon la schistosité principale. Dans quelques cas ce minéral forme de grandes plages centimétriques optiquement uniformes, dans lesquelles le clivage bien marqué suit la schistosité même si elle est replissée. Il n'y a que très rarement des plages sériciteuses, et elles sont petites, résultant probablement du broyage des grandes paillettes lors d'une déformation postérieure à leur cristallisation.

Les deux minéraux précédents sont les constituants majeurs de ces gneiss. L'*albite* en est souvent un troisième mais peut aussi faire défaut. Ses grains sont xénomorphes, mais avec une tendance porphyro-pœciloclastique; ils contiennent généralement en inclusion tous les autres minéraux présents dans la roche, avec une orientation conforme à la schistosité principale. Ce plagioclase est donc ici postcinématique.

La *chlorite* est ubiquiste, tantôt ferrifère tantôt magnésienne, mais sans règle apparente. Elle constitue de grandes plages monocristallines aussi bien que des petites paillettes parfois groupées. L'*épidote* est quasiment toujours présente, souvent en quantité non négligeable; ses cristaux sont subautomorphes, en fuseaux, parfois de grande taille et

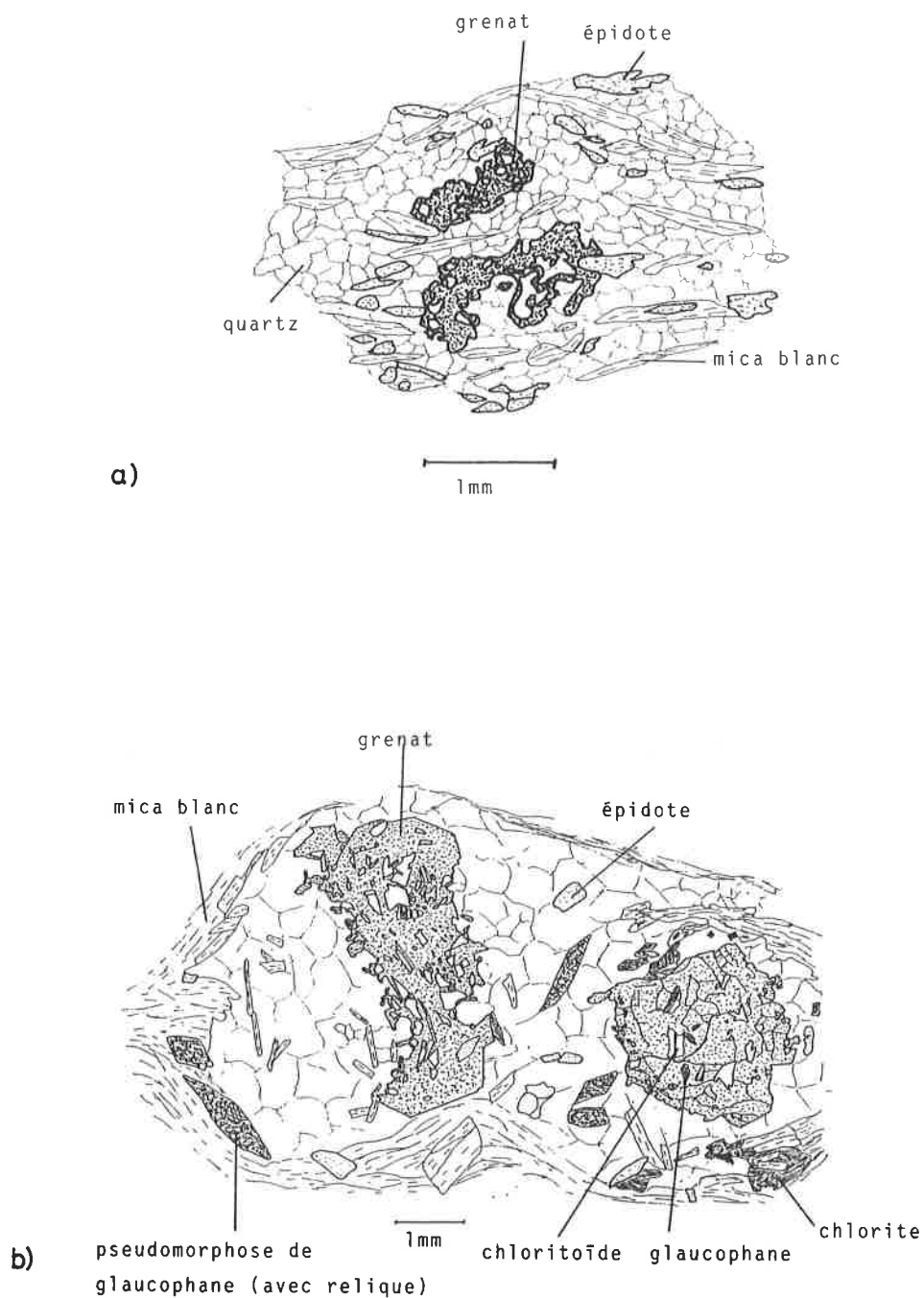


Fig. 15: Gneiss de Leverogne – zone de Leverogne;

- a) grenats squelettiques dans une zone riche en quartz (rive gauche de la Doire Baltée, entre Leverogne et Avise, coord. 56°100/63°210),
- b) deux gros grenats, l'un squelettique et l'autre subautomorphe, à inclusions de chloritoïde, épidote et glaucophane (Leverogne, pont sur la Doire Baltée, coord. 56°390/63°100).

zonés (le cœur peut être brunâtre), mais il s'agit toujours de pistachite pauvre en fer (biréfringence basse).

La présence du *grenat* est également fréquente; sa taille (de quelques dizaines de microns jusqu'à 1 cm) et son habitus varient d'un échantillon à l'autre. Souvent automorphe, hexagonal ou rectangulaire, il peut témoigner de plusieurs stades de formation à partir de nucléation entre des grains de quartz (BARD, 1980): cristaux en atolls, framboïdes, squelettiques, etc. (fig. 15 - 18). Plus ou moins fracturé, il présente tous les degrés de rétro-morphose, du grain "frais" jusqu'à des amas chloriteux sans reliques mais conservant la forme initiale du grenat. Quelques gros cristaux parmi les moins altérés possèdent des inclusions de divers minéraux: *quartz*, *sphène*, *épidote* et plus spécialement *chloritoïde* et *amphibole bleue* (fig. 15).

Cette dernière se trouve quelquefois dans le reste de la roche, à l'état de reliques au centre de pseudomorphoses composées de chlorite, stilpnomélane et albite parfois accompagnées d'une amphibole très pléochroïque (vert-bleu, vert-olive, incolore - voir p. 70). Certaines lames minces contiennent une grande proportion de ce mélange (jusqu'à 20 %), mais parfois sans reliques et où il n'est pas toujours possible de discerner d'anciennes formes cristallines; ceci est dû soit à une déformation postérieure à cette rétro-morphose mais n'ayant affecté que certaines parties de la roche, soit à un groupement initial des cristaux d'amphibole bleue et/ou une "xénomorphie" de ceux-ci.

Les *opaques* (*hématite* selon CABY com. pers.) et l'*apatite* sont omniprésents, les premiers en petits grains xénomorphes et la seconde en cristaux arrondis de plus grande taille. Le *sphène* en grains subautomorphes, la *tourmaline* bleu-vert, le *rutile* en minuscules aiguilles et le *zircon* se rencontrent occasionnellement.

Quelques minces niveaux de gneiss pris dans les roches vertes (décrites ci-dessous) sont composés essentiellement de quartz, mica blanc et épidote.

Micaschistes à chloritoïde

Parmi les gneiss précédents se trouvent des roches plus friables dans lesquelles la proportion de minéraux phylliteux est plus élevée et qui contiennent de petites veines de quartz qui, sous l'influence de la déformation, donnent un aspect *entrelardé* à la roche.

Les constituants principaux sont ici le *mica blanc*, le *quartz*, la *chlorite* et parfois le *chloritoïde*. Ce dernier cristallise en bâtonnets millimétriques peu à moyennement pléochroïques dans les teintes gris-bleu à incolore, mêlés aux paillettes de mica blanc et orientés parallèlement à celles-ci (fig. 16). La quantité de chloritoïde est inversement proportionnelle à celles de quartz et de chlorite.

La texture de ces micaschistes ne diffère de celle des gneiss de Leverogne que par:

- une quantité de mica blanc plus élevée,
- la présence du chloritoïde,
- l'absence d'albite sauf dans les pseudomorphoses de glaucophane s. l.,
- les grenats sont généralement de grande taille,
- la tourmaline est plus brune et toujours en petits cristaux automorphes.

Il faut noter que la schistosité, dans laquelle le chloritoïde est orienté, tourne autour des grenats; comme ceux-ci contiennent des inclusions de ce même chloritoïde, on peut conclure que ces deux minéraux sont contemporains et synschisteux.

Ces micaschistes se rapprochent beaucoup des micaschistes à grenat et chloritoïde de la zone du Ruitor (p. 21). Ils s'en différencient toutefois par les caractères suivants:

- le contexte lithologique,
- ils ne contiennent pas de séricite et les paillettes de mica blanc sont plus grandes,
- la quantité de chloritoïde y est en moyenne plus élevée, contrairement à celle du quartz.

Ils se rapprochent plus des micaschistes à chloritoïde de l'unité du Métailler; cependant le chloritoïde est ici moins coloré, moins maclé et toujours en bâtonnets, ce qui n'est pas le cas de ceux de l'unité du Métailler.

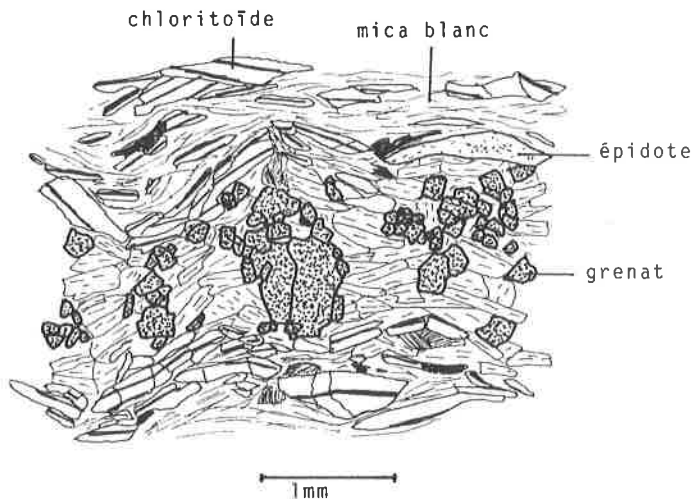


Fig. 16: Micaschiste à chloritoïde aligné sur la schistosité principale et peu maclé, avec grenats framboïdes dans une fine bande à grandes paillettes de mica blanc (zone de Leverogne - Leverogne, coord. 56°500/62°675).

Micaschiste graphiteux

Il s'agit d'un faciès plus sombre que les précédents, gris-noir, à patine rouille prononcée et très friable. Il n'a été observé qu'en un seul endroit, au bas des parois situées à quelques centaines de mètres à l'est du "Ripetitore TV" de St-Nicolas (coord. 56°900/63°580).

La texture est la même que celle des gneiss de Leverogne, où s'ajoutent des traînées noires de matière organique, parallèles à la schistosité principale. Les *grenats* sont petits et présentent parfois des sortes de "cernes de croissance" soulignés par de fines inclusions de matière organique (fig. 17).

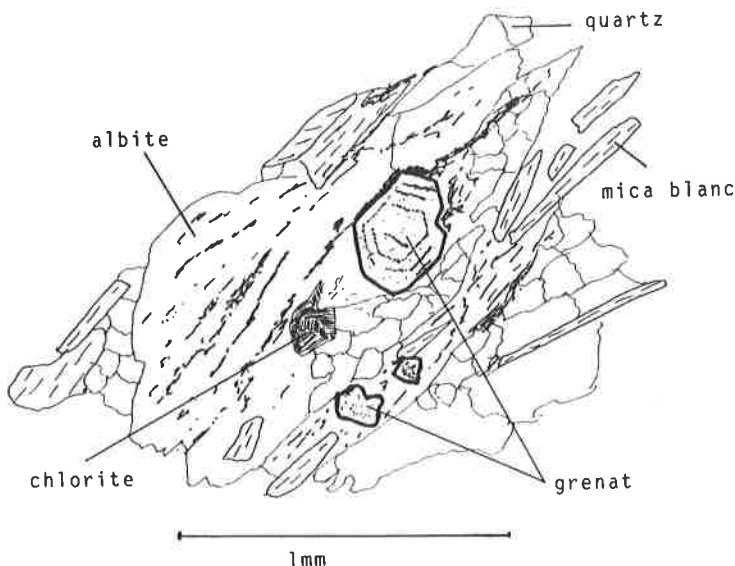


Fig. 17: Micaschiste graphiteux, avec grenat à inclusions charbonneuses soulignant un zonage ou du moins des sortes de "cernes de croissances" (zone de Leverogne - Ripetitore TV de St Nicolas, coord. 56°900/63°580).

Roches claires

Quartzite à pseudomorphose de glaucophane

Une roche plus claire et plus compacte, à grain plus fin, borde en deux endroits les gneiss de Leverogne: près du village de Cerellaz d'une part, quelques dizaines de mètres à l'ouest du départ de la route de Vedun (coord. 55'500/64'350), quasiment au contact de la zone du Ruitor, et d'autre part à Avise, formant la limite avec les calcschistes de la synforme d'Avise.

Cette roche est principalement constituée de *quartz* (env. 75%) en tout petits grains polygonaux ou parfois engrenés, et de petites plages losangiques ou allongées faites d'un mélange d'*albite* et de *chlorite* auxquelles s'associent soit une *amphibole verte* pléochroïque (vert-bleu - vert olive - jaunâtre), soit du *stilpnomélane* et quelques grains de *carbonate*, avec parfois des *opaques* est de la *séricite*. Ce dernier ensemble de minéraux représentent d'anciennes *amphiboles bleues* rétrotransformées.

A côté de cela du *grenat* peut apparaître, en cristaux subautomorphes à grosses inclusions de quartz (fig. 18), ainsi que de faibles quantités de *carbonate* rouillé ou non, de *mica blanc* et de *pistachite* alumineuse. Les minéraux accessoires sont les *opaques*, le *sphène*, la *tourmaline* et l'*apatite*.

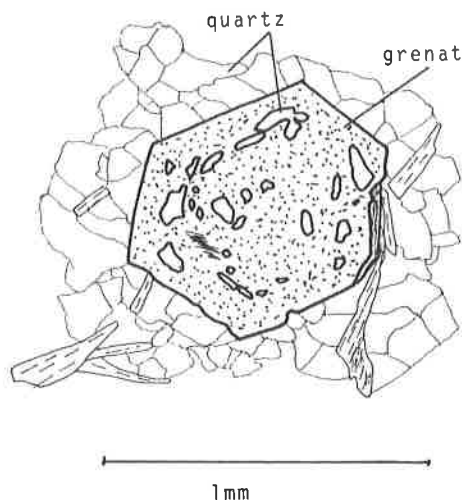


Fig. 18: Grenat creux (selon BARD 1980) automorphe dans un quartzite à pseudomorphoses de glaucophane s. l. (zone de Leverogne - Avise, coord. 55'250/63'640).

Albite

Une autre roche claire affleure sous l'église de St-Nicolas, à 940 mètres d'altitude, quelques mètres sous le contact avec les calcschistes de la pincée synclinale traversant ces parois (coord. 57'860/63'595). Elle est blanche, faite d'ocelles albitiques de 2-3 millimètres séparées les unes des autres par des paillettes de mica blanc.

Au microscope, l'*albite* forme effectivement des porphyroblastes, mais leur contour n'est pas régulier; il est perturbé par de petits grains de *quartz* (l'intérieur des ocelles en est également truffé) et des paillettes trapues de *mica blanc* et de *stilpnomélane*.

Roches vertes

Elles affleurent dans toute la zone de Leverogne, en minces niveaux décimétriques pris dans les gneiss et micaschistes précédemment décrits, ou en masses plus importantes comme entre Cerellaz et Charbonnière. Mais la plus grande partie d'entre elles se concentre dans une bande de 100 à 200 mètres d'épaisseur passant sous l'église de St-Nicolas et le "Ripetitore TV" et traversant la Doire Baltée à l'aplomb du tunnel de Leverogne. A cet endroit ont été observées des intercalations lenticulaires décimétriques faites de grands cristaux d'épidote vert pistache accompagnés parfois de grenats.

Ces roches vertes ont presque toujours la même composition minéralogique et la même texture et peuvent être classées dans les:

Prasinities

Elles sont sombres avec de petits points blancs albitiques et ont un grain fin à moyen; la schistosité est généralement bien marquée. La texture est invariablement la suivante:

Des porphyro-pœciloblastes d'*épidote* (clinozoïsite - pistachite) et d'*albite* sont disséminés dans une fine matrice de *chlorite*, *amphibole verte* et *stilpnomélane*. Ces trois minéraux sont parfois microcristallins et associés à de l'*albite*, représentant ainsi le produit de rétro-morphose de l'*amphibole bleue* qui subsiste parfois en reliques. La plupart des échantillons étudiés contiennent une forte proportion de cette association minérale; il faut en déduire que le *glaucophane s. l.* a cristallisé massivement avant d'être rétro-morphosé.

A côté des constituants principaux susmentionnés, beaucoup d'autres minéraux entrent dans la composition de ces prasinities: du *grenat* très semblable à l'épidote en lumière naturelle, du *carbonate*, des cristaux de *sphène* parfois de grande taille, des grains d'*apatite* relativement grands et nombreux, divers *opaques*, des paillettes de *mica blanc* très rarement en proportion importante et des grains de *quartz* disséminés ou concentrés dans de petites lentilles.

La plupart de ces prasinities sont d'**anciennes glaucophanites** à grenats et épidote.

ZONE DE GRAN TESTA**Coupe synthétique (fig. 19)**

Dans sa partie externe, cette zone est en contact avec la zone du Ruitor, et plus précisément avec les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort.

1. La partie externe de cette zone de Gran Testa est occupée par quelques mètres ou dizaines de mètres de **schistes sériciteux et quartzeux** qu'il est difficile de distinguer des micaschistes quartzeux du Mont Mort; des **roches chlorito-albitiques** et des **schistes noirs** riches en matière organique s'associent parfois à ces premières roches.
 2. Puis vient une série d'une centaine de mètres d'épaisseur où alternent des bancs de **méta-conglomérats**, de **méta-arkoses** et des bancs **chlorito-albitiques**; les premiers dominent tout d'abord, avec des épaisseurs plurimétriques alors que les derniers ne dépassent pas quelques dizaines de centimètres, puis les rapports s'inversent tandis que les roches chlorito-albitiques perdent leur homogénéité, deviennent par endroits plus quartzueuses et dérivent petit à petit vers la série suivante.
 3. Ensuite apparaît une alternance de lits centimétriques à décimétriques de **méta-arkoses** et de **schistes micacés verdâtres**, appelée peut-être abusivement "série varvée", et qui contient quelques bancs de **méta-rhyolites** et/ou de **méta-tufs volcaniques**.
 4. La partie interne est principalement occupée par une grosse masse de **gneiss chlorito-albitiques carbonatés**.
 5. Par endroits affleure une bande de gneiss gris bleuté grenatifère et/ou de schiste œillé: c'est la **zone de Siviez**.
 6. Par endroits également apparaissent des **schistes sériciteux gris sombres**.
 7. Par-dessus vient une alternance de plusieurs dizaines de mètres de bancs blanchâtres et grisâtres d'épaisseur variable (de quelques centimètres à quelques (déca)mètres) faits de **gneiss albitiques** plutôt arkosiques pour les premiers et micacés pour les seconds.
 8. La partie la plus interne de cette zone de Gran Testa est occupée par une fine bande de **schistes noirs à patine rouille**.
- Par-dessus (structuralement) viennent les gneiss albitiques chloriteux de l'unité du Métailler.

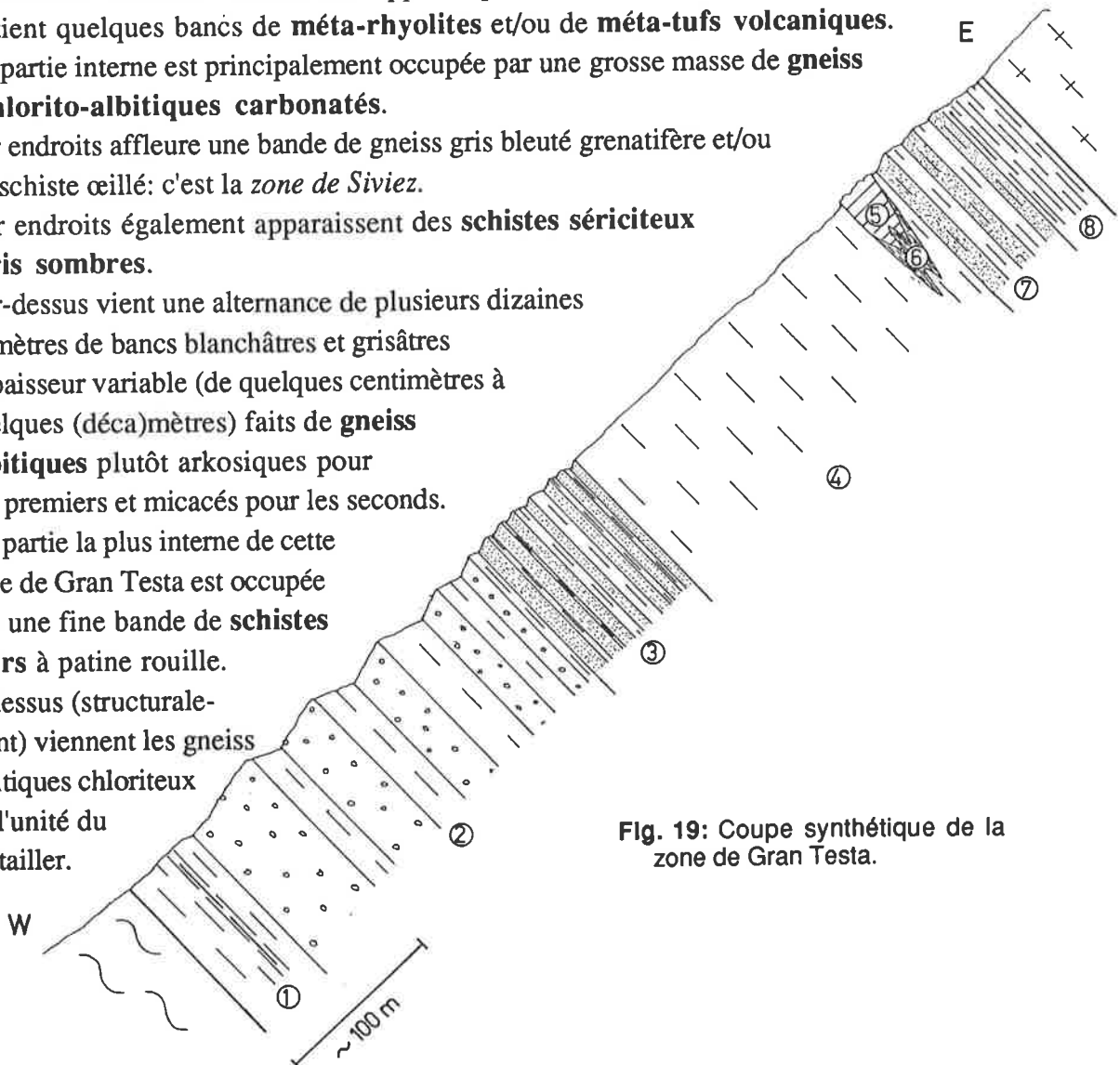


Fig. 19: Coupe synthétique de la zone de Gran Testa.

Description des roches

Gneiss chlorito-albitiques carbonatés

Toutes les roches chloriteuses et albitiques signalées dans la coupe ci-dessus sont groupées sous cette appellation. Elles ont presque toutes la même texture; leur couleur est verdâtre, dominée par la chlorite, tandis que la patine est d'un brun plutôt sombre; les surfaces altérées sont percées de nombreuses caries dues à la dissolution de carbonates. Des petits points blancs albitiques sur un fond vert caractérisent les cassures plus fraîches.

Au microscope (fig. 20), L'*albite* se présente en porphyro-pœciloblastes arrondis souvent traversés par une macle simple ou très rarement polysynthétique. Les inclusions sont de nature diverse: *quartz* globuleux, *tourmaline* automorphe et *opaques* fréquemment très fins dessinant des traînées "poussiéreuses" rectilignes dépassant parfois le bord des albites; elles peuvent être parallèles à la schistosité principale ou de direction aléatoire, changeant de grain en grain. Des inclusions de *zircon*, *carbonate*, *rutile*, *épidote* et *apatite* se rencontrent plus rarement.

Le *quartz* forme une mosaïque de grains xénomorphes, engrenés et généralement très petits; quelques rares lentilles ou veines sont constituées de gros grains à extinction roulante.

Ces deux minéraux sont enserrés dans un fin tissu de *phengite* incolore ou légèrement teintée de vert et accompagnée par la *chlorite*. La composition chimique de cette dernière (voir tabl. 1) varie en fonction de la position "stratigraphique" de la roche-hôte: elle évolue d'un pôle plutôt ferrifère au contact avec les micaschistes de la zone du Ruitor jusqu'à un pôle franchement magnésien aux abords des gneiss de l'unité du Métailler (p. 74).

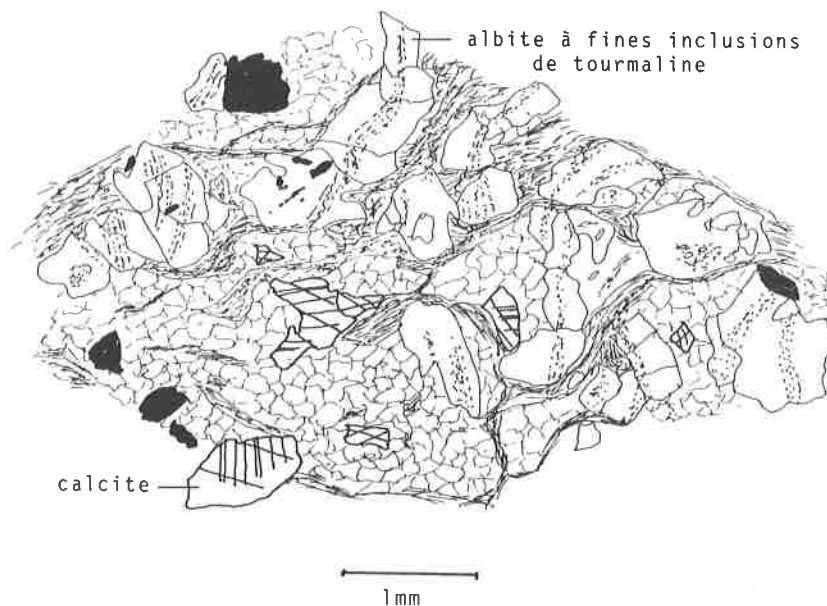


Fig. 20: Gneiss chlorito-albitique carbonaté à porphyroblastes d'albite contenant des traînées de minuscules tourmalines (zone de Gran Testa - comba Leisse, coord. 55°440/69°440).

Le carbonate, omniprésent, remplit les interstices par de la calcite limpide ou cristallise ou petits romboèdres ankéritiques.

Parmi les minéraux accessoires, les opaques sont les plus nombreux (1 à 8 %), suivis par la tourmaline en cristaux automorphes bleutés à cœur parfois jaunâtre, dépassant exceptionnellement quelques microns. Ils sont accompagnés par de petits grains de zircon, apatite, sphène, épidote et rutile.

Les quantités de chaque minéral varient d'un échantillon à l'autre. Si l'on considère les proportions relatives des trois composants principaux, ces gneiss chlorito-albitiques carbonatés se regroupent selon trois tendances (fig. 21):

- riche en albite et pauvre en quartz,
- à prédominance de mica blanc,
- à proportions équilibrées de ces trois constituants.

Ces tendances ne correspondent à aucune répartition "stratigraphique", chacune se retrouvant dans toute l'étendue de la zone de Gran Testa.

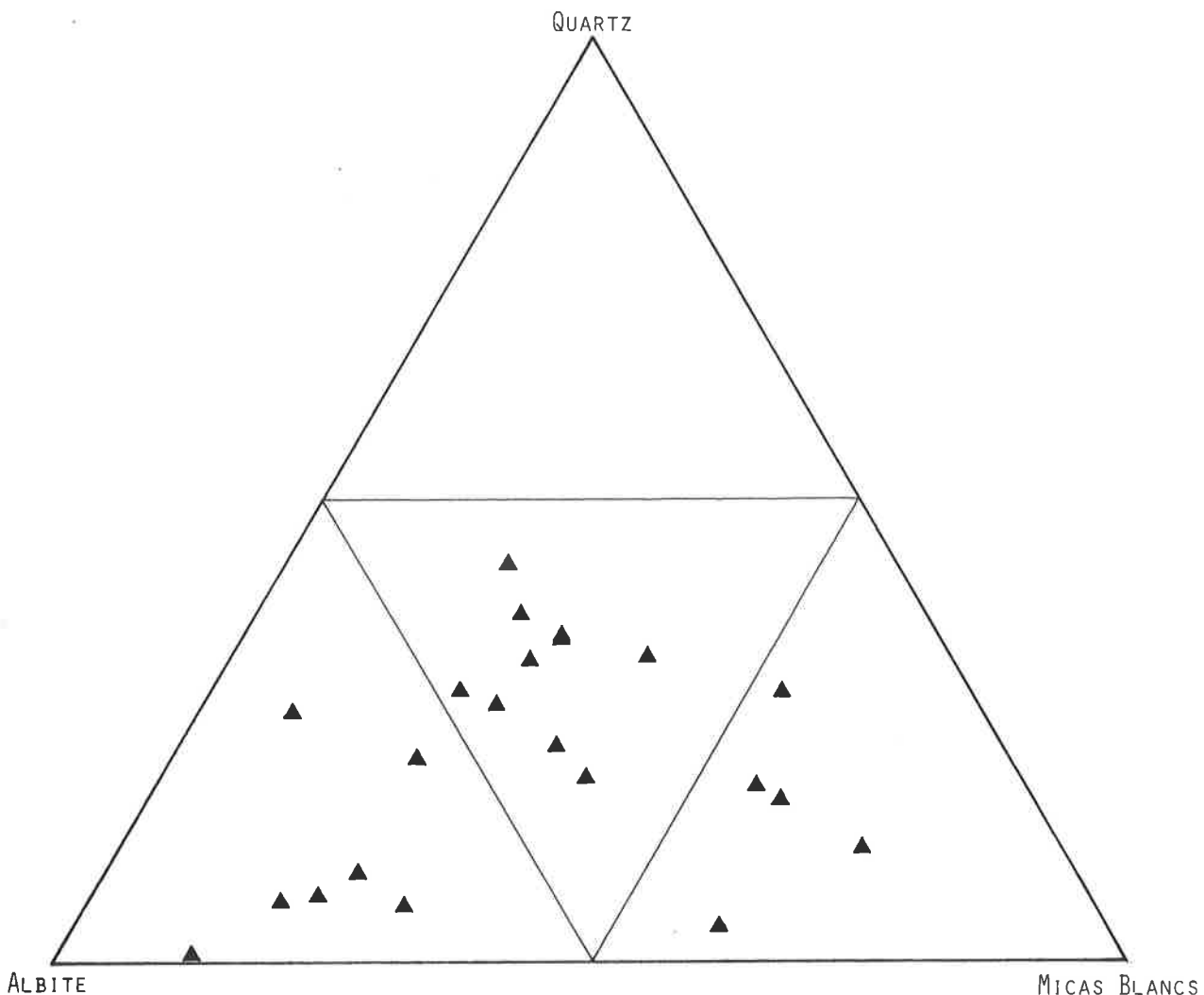


Fig. 21: Diagramme modal triangulaire quartz - albite - mica blanc montrant la répartition des gneiss chlorito-albitiques carbonatés de la zone de Gran Testa.

A ces gneiss sont toujours associées des **lentilles** ou **poches** décimétriques remplies de gros cristaux d'albite blanc laiteux friables, de calcite beige riche en fer et de chlorite; du quartz s'y mêle parfois.

Au microscope, les *albités*, plus ou moins automorphes, montrent quelques macles polysynthétiques qui sont parfois marquées par une déformation cassante (fig. 22).

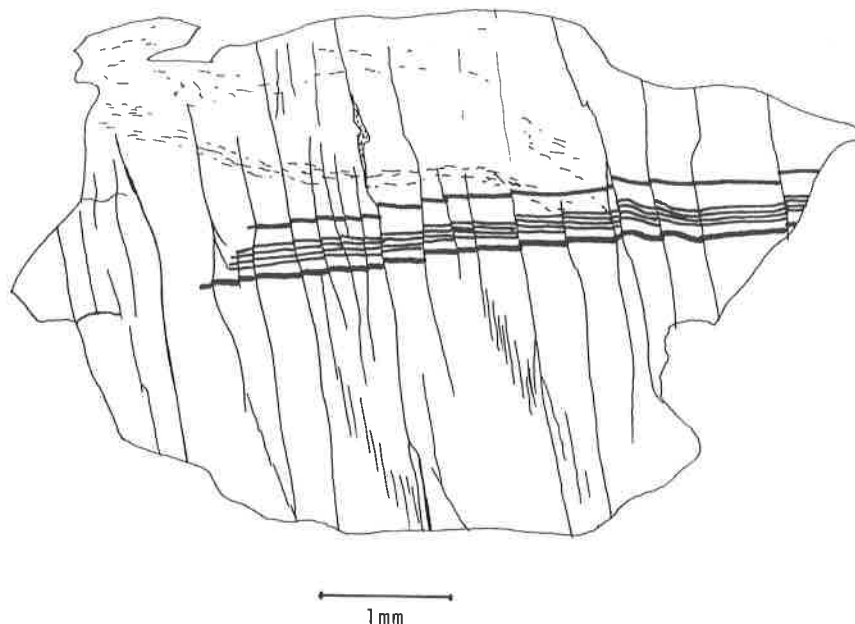


Fig. 22: Grand cristal d'albite fracturé, dans une poche à calcite, albite et chlorite (zone de Gran Testa - Comba Meana, coord. 57'435/70'920).

A la base de la paroi située à l'ouest de Mgna Flassin (1700m), des lits centimétriques à décimétriques de schistes noirs riches en matière organique s'intercalent dans les gneiss chlorito-albitiques carbonatés (coord. 60'500/74'000).

Méta-arkoses

Ce sont des roches claires, de teinte blanche nuancée de gris ou de vert pâle à la cassure, et de patine brunâtre; elles présentent quelques caries brunes. Leur structure est hétérogranulaire, rarement porphyrique où des grains blancs de quartz et d'albite ressortent sur un fond beaucoup plus fin.

La texture de ces roches est granoblastique, étant composées essentiellement de *quartz* et *d'albite*.

Le *quartz*, xénomorphe, est dispersé dans toute la roche; les plus gros grains ont une extinction légèrement roulante et se trouvent soit seuls soit groupés dans de petites lentilles

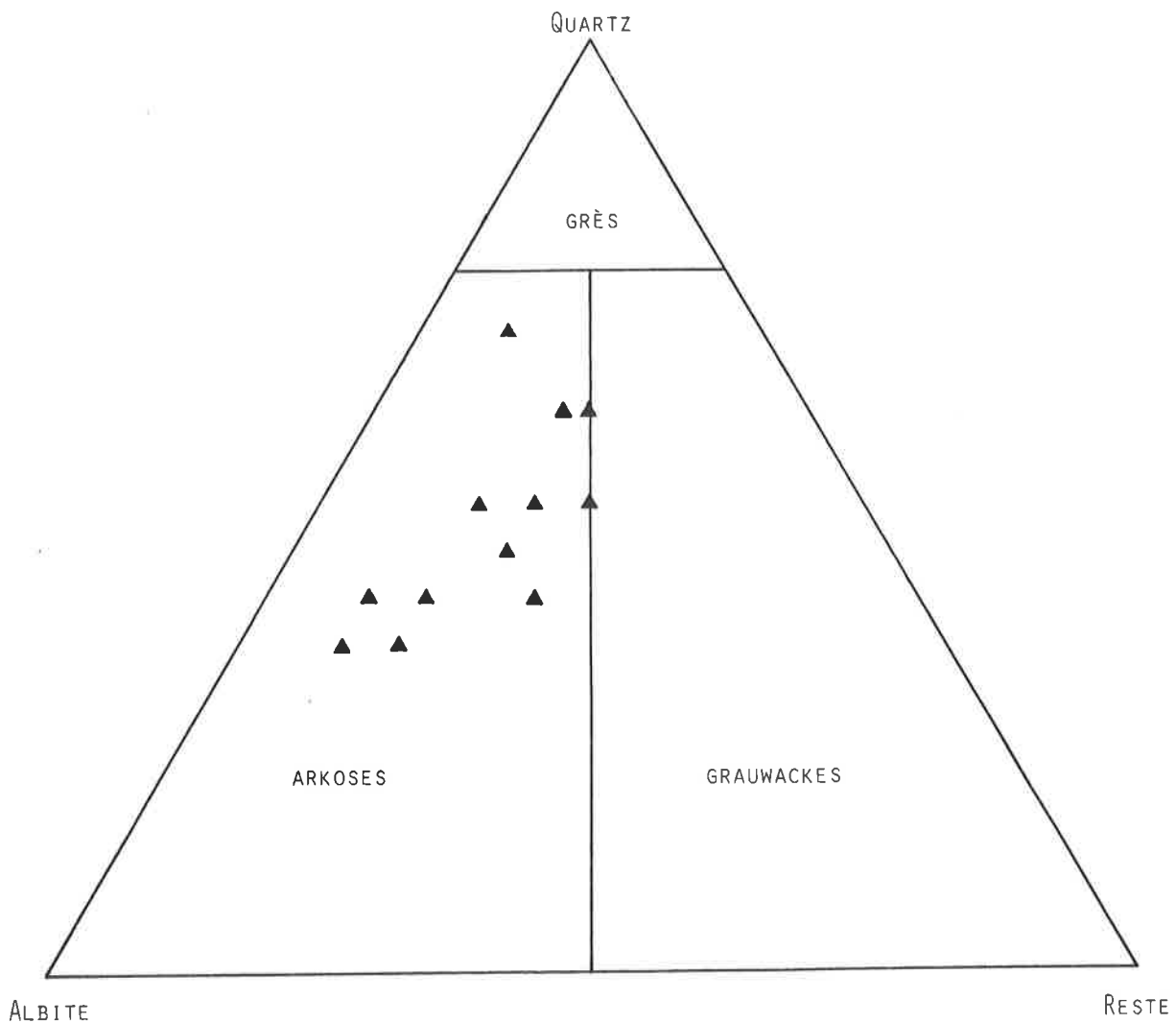


Fig. 23: Répartition des méta-arkoses de la zone de Gran Testa dans le diagramme triangulaire des roches détritiques: elles occupent uniquement le champ des arkoses.

(probablement d'anciens galets) allongées selon la schistosité principale (un échantillon montre un de ces galets truffé de cristaux de tourmaline).

L'albite possède la même texture que le quartz, contrairement à la plupart des roches de cette région où son habitus est ocellaire. Les macles, très fréquentes, sont polysynthétiques ou en échiquier. Un début de séricitisation y est courant, mais souvent concentré au cœur des grains; cette texture s'expliquerait par un héritage détritique suivi d'une albitisation et d'une cristallisation en bordure des grains de feldspaths.

Le carbonate se comporte comme dans les gneiss chlorito-albitiques carbonatés.

Le mica blanc et la chlorite sont peu abondants et généralement fins. La composition de la chlorite suit la tendance observée dans les gneiss chlorito-albitiques carbonatés. Les minéraux accessoires sont identiques à ceux des gneiss mais la tourmaline peut parfois se concentrer en amas ou fins lits microcristallins brunâtres ou bleuâtres.

Des critères texturaux (présence de petits galets de quartz, d'albites particulières) tendent à attribuer une origine détritique à ces roches. Dans le diagramme triangulaire des roches détritiques (fig. 23), elles se placent toutes dans le champ des **arkoses** riches en quartz (ou grès arkosiques).

Dans le niveau 3 de la coupe synthétique (fig. 19), le passage des lits chlorito-albitiques aux bancs méta-arkosiques se fait progressivement sur 1 centimètre environ (fig. 24).

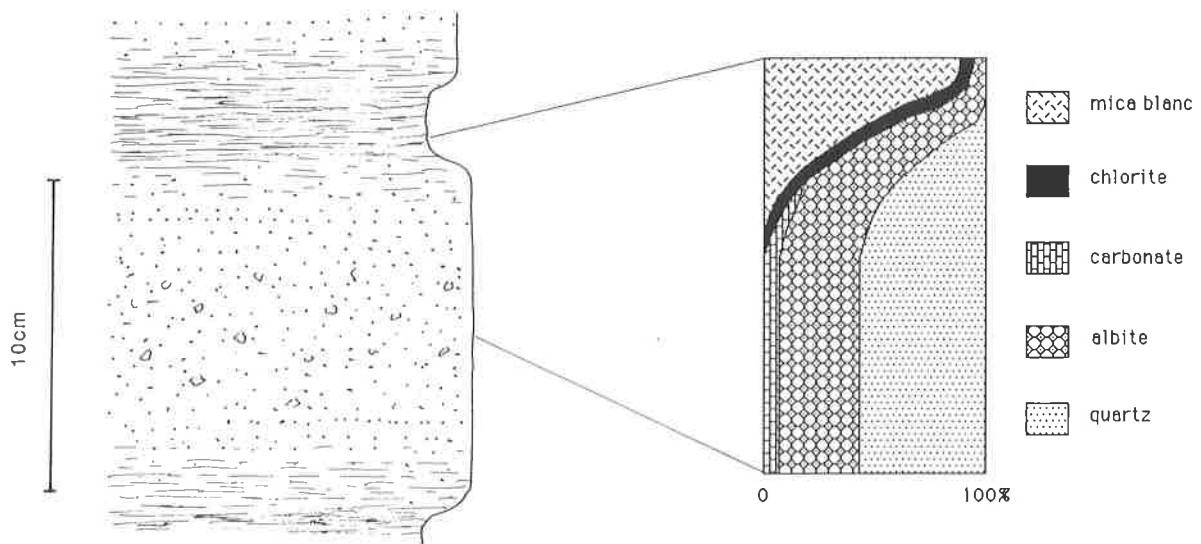


Fig. 24: Schéma de la texture des lits arkosiques et schisteux au sein du niveau 3 de la zone de Gran Testa (fig. 19); la composition modale est indiquée en regard. Il faut noter le passage progressif d'un banc à l'autre.

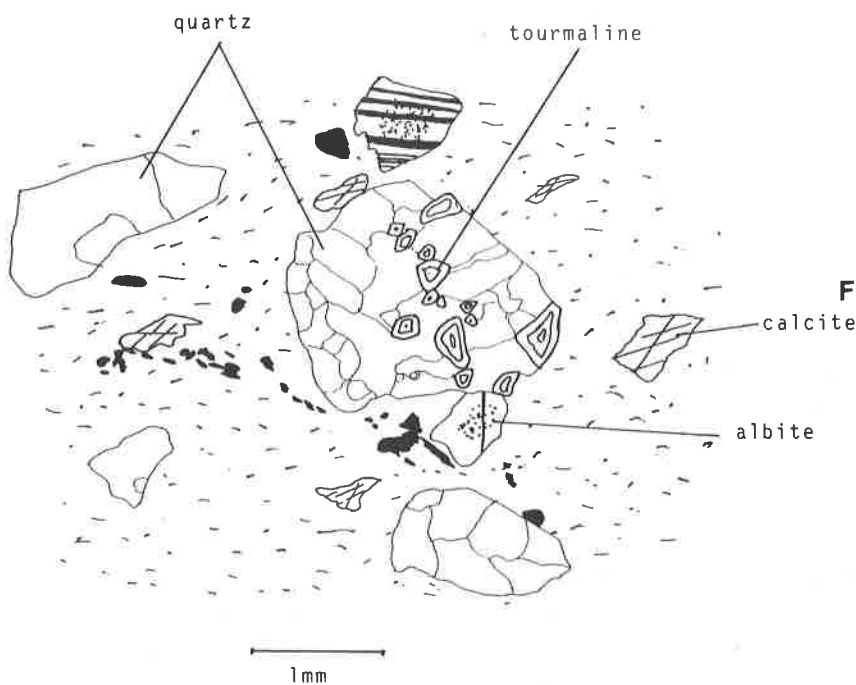


Fig. 25: Méta-(micro)conglomérat à galet de tourmalinite (quartz + tourmaline), phénoclastes de quartz et albite et matrice quartzo-albitique fine (zone de Gran Testa - col d'Arsy, coord. 60°440/72'550).

Conglomérats

Ces roches ont une matrice identique aux méta-arkoses; elles en diffèrent uniquement par la présence de galets centimétriques de quartz généralement blanc, de roches blanches fines ou très exceptionnellement granitiques; un échantillon a même fourni un petit galet composé de quartz et de tourmaline (= tourmalinite - fig. 25). Il est à noter que des galets de ce type ont également été décrits dans le Permien s. str. de la Vanoise septentrionale (SCHADE 1989, p. 130).

Les galets de *quartz* sont constitués de gros grains engrenés à extinction roulante, alors que les galets granitiques ressemblent fortement aux divers types de gneiss grossiers du complexe magmatique du Mont Flassin.

Méta-tuf volcanique

A environ 200 m au nord du col d'Arsy (coord. 60°550/72°825), dans le niveau 3 de la coupe synthétique (fig. 19), un banc d'une trentaine de centimètres se distingue de ses voisins: il est plus dur, violacé dans sa partie supérieure et blanchâtre en-dessous, et possède une texture porphyroïde, avec des phénoclastes de quartz gris et de feldspaths blancs dont la taille varie de 1 à 5 millimètres.

Les phénoclastes de *quartz* sont passablement arrondis, avec quelques traces de corrosion (fig. 26). Ceux d'*albite* sont plus carrés et toujours maclés (macles polysynthétiques et en échiquier en proportions égales), et contiennent de nombreuses inclusions de séricite et de carbonates.

La matrice est formée de très petits cristaux de *quartz* et d'*albite* impossible à différencier les uns des autres. Ils sont accompagnés de gros *opaques* et de *carbonate* interstitiel; de très petites *tourmalines* en traînées ou groupées en minuscules sphérolites assignent à la roche une teinte violacée, alors que de la *séricite* prend la place de ce minéral dans la partie blanche.

De par sa texture, un tel banc représente certainement une **ancienne roche volcanique rhyolitique**.

Il faut noter que dans ce niveau 3, tous les intermédiaires entre ce faciès et les méta-arkoses se rencontrent. On pourrait en conclure que ce niveau est composé de **tufs volcaniques** souvent remaniés et probablement mélangés à du matériel détritifique d'une autre nature.

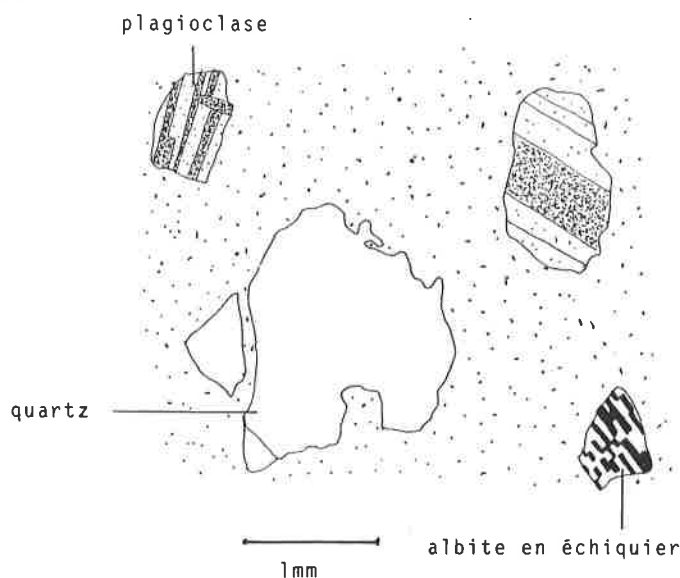


Fig. 26: Méta-tuf rhyolitique à phénocristaux de plagioclase, albite en échiquier et quartz corrodé, et matrice très fine de quartz, albite et tourmaline (zone de Gran Testa - col d'Arsy, coord. 60°470/72°750).

De telles roches ont été observées en d'autres endroits, dans des unités assez semblables, mais de positions structurales parfois différentes (par exemple BURRI 1983a, dans la série du Grand Laget entre les zones de Siviez et du Métailler, ou SCHAER 1959b, à la limite des séries du Greppon Blanc et du Métailler).

Schiste sériciteux gris sombre

Le niveau 6 de la coupe synthétique est constitué d'une roche fine très friable, sombre, contenant des ocelles millimétriques blanches d'albite ainsi que de petites veines de quartz.

Sa texture est hétérogène, comprenant des plages micacées et d'autres quartzieuses. Les premières sont faites de fines paillettes de *mica blanc* et de nombreux petits *opaques*, tous deux parallèles mais souvent replissés par une crénulation. De la *chlorite* magnésienne (type II - voir tabl. 1) et quelques ocelles *d'albite* les accompagnent. Les secondes contiennent principalement de petits polygones de *quartz* peu imbriqués, avec parfois du *carbonate* et quelques paillettes de *mica blanc* et de *chlorite*.

Schistes sériciteux et quartzeux (niveau 1)

Entre les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort et les premiers bancs de conglomérats affleurent quelques mètres ou dizaines de mètres de roches diverses, souvent schisteuses, d'un gris plus ou moins sombre, proches des micaschistes quartzeux de la zone du Ruitor par leur aspect et leur texture. Elles contiennent beaucoup de quartz (>50%), mais pas de grandes paillettes de mica blanc ni de minéraux caractéristiques de cette zone polymétamorphique comme le grenat, le chloritoïde ou la staurotide. Ces schistes peuvent être très riches en carbonate et en albite, comme à environ 500 m au SSE du col Flassin (coord. 56'900/71'500).

Dans ce niveau se trouvent également des roches claires, plus compactes que les précédentes et se rapprochant à la fois des gneiss leucocrates micacés du massif magmatique du Mont Flassin (voir p. 29) et des méta-arkoses (voir p. 48). Elles affleurent par exemple à 400 m au sud de la Mgnà Flassin sup. (coord. 58'140/72'120).

Ces deux types de roches sont rattachées à la zone de Gran Testa, essentiellement en raison du manque total de témoins d'un métamorphisme anté-alpin ou d'une origine magmatique. Un fait pourrait mettre en doute cette hypothèse: les chlorites de ces roches sont toutes intermédiaire à ferrifères, donc plus proches de celle de la zone du Ruitor. Mais peut-être qu'un sédiment peu mature, déposé quasiment in-situ peut développer des minéraux identiques à ceux de son socle après un métamorphisme subi en commun.

Schistes noirs (niveau 8)

La partie la plus interne de cette zone de Gran Testa est occupée par quelques mètres d'une roche fine et schisteuse, à cassure gris sombre à noire et patine très rouille. Elle ressemble beaucoup au schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère (voir p. 62), hormis par son débit beaucoup plus schisteux et sa teinte plus sombre. Du grenat et des pseudomorphoses de glaucophane s. l. s'y montrent parfois, ce qui constitue une exception dans la zone de Gran Testa.

ZONE DE SIVIEZ

Gneiss grenatifère

C'est une roche gris bleuté à patine rousse, assez fine; des paillettes millimétriques de mica blanc sont souvent plaquées sur les surfaces de schistosité. Elle affleure dans la partie sud-est de la combe Flassin, du col d'Arsy à la crête reliant le col Flassin au Mont Vertosan. C'est elle qui constitue la plus grande partie de la zone de Siviez dans la région étudiée.

Sa texture est faite de grains de *quartz* plus ou moins bien polygonalisés et d'*albite* de même taille ou porphyroblastique. Ces grains sont enserrés dans une sorte de filet de *mica blanc* en paillettes de taille moyenne, qui contient également des plages de *chlorite* ferrifère (type V à VII - voir tabl. 1). Le *grenat* adopte deux habitus distincts: en gros grains arrondis, fracturés, partiellement ou entièrement pseudomorphosés par chlorite et séricite, ou en petits cristaux automorphes, parfois groupés en atolls ou en inclusions dans les porphyroblastes d'albite. De minuscules paillettes de *chlorite* s'associent parfois à de l'*albite* pour former des amas losangiques représentant certainement des rétromorphoses d'amphiboles bleues.

Schiste à porphyroblastes d'albite

A environ 300 m au SW du col d'Arsy, côté combe Flassin (coord. 60°170/72°430), affleure une roche un peu plus claire que la précédente, dont les surfaces de schistosité sont bosselées, alors que sur les autres plans ressortent de petits yeux blancs plurimillimétriques.

Microscopiquement (fig. 27), sa texture ne diffère guère de celle du gneiss précédent, à l'exception de gros porphyroblastes d'*albite* maclés (Carlsbad ou Albite) qui contiennent souvent des inclusions diverses, en particulier de petits *grenats* automorphes, parfois alignées selon une direction différente de la schistosité principale. La taille de ces yeux albitiques oscille entre 1 et 5 mm.

Ce type de roche est plus abondant à quelques kilomètres au nord, aux environs du Mont Paglietta (ALLIMANN & GOUFFON 1984), où les yeux dépassent facilement 1 cm. Mais il est surtout connu en Valais (Suisse), dans la partie principale de la nappe de Siviez-Mischabel à laquelle se rattache la zone de Siviez; il a été décrit en détail par SARTORI & THELIN (1987) sous le nom de **Schistes œillés à porphyroblastes d'albites (SOPA)**.

Dans la bande qui affleure en haut de la combe Flassin (entre la Mgnà Flassin sup. et le Mont Vertosan) apparaissent des roches à texture intermédiaire entre le gneiss grenatifère et le schiste à porphyroblastes d'albite.

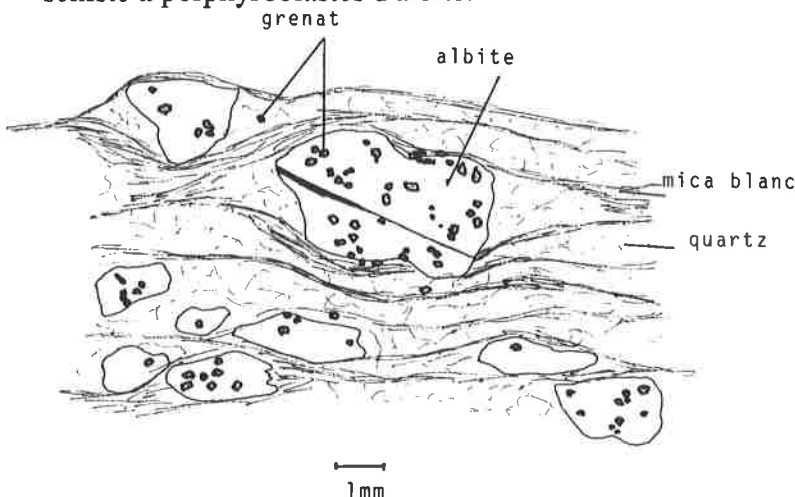


Fig. 27: Schiste à porphyroblastes d'albite (SOPA - SARTORI & THELIN 1987). Les porphyroblastes contiennent de nombreux petits grenats en inclusions (zone de Siviez - col d'Arsy, coord. 60°170/72°430).

UNITE DU METAILLER

Gneiss et micaschistes

Gneiss albitiques chloriteux

Les roches formant la majeure partie de l'unité du Métailler sont des roches gris verdâtre, à surfaces de schistosité légèrement argentées et à grain moyen. L'albite porphyroblastique forme de petits points blancs millimétriques ronds ou elliptiques suivant le degré de déformation atteint. Les surfaces altérées, d'une teinte brun clair à bronze, présentent de très rares caries dues à des carbonates dissous. Ces gneiss sont relativement compacts et homogènes, malgré la présence constante de veines ou veinules discontinues de quartz.

La texture microscopique est par contre moins uniforme: le *quartz*, accompagné d'un peu de *mica blanc* et de *chlorite*, tend à se séparer des autres minéraux, conférant ainsi un microrubanement à la roche. Il se trouve également dispersé dans toute la roche. Ses grains sont de taille moyenne et légèrement engrenés, avec une extinction roulante. Ce minéral, seul et en gros grains, constitue parfois de véritables lentilles ou veines disposées parallèlement à la schistosité principale.

L'albite est généralement porphyro-pœciloclastique, en grains globuleux (fig. 28a et b) ou allongés de 1 mm de diamètre en moyenne, dont les bords sont parfois peu nets en raison de l'interpénétration de minéraux tels que *mica blanc*, *chlorite* ou *quartz* (fig. 28c). Les inclusions, faites de tous les minéraux présents dans la roche, sont parfois orientées parallèlement ou plus rarement obliquement à la schistosité principale. Des macles, de type Carlsbad ou Albite, restent très rares dans ce minéral.

Le *mica blanc* est toujours en fines paillettes mêlées à la *chlorite*. La composition chimique de ce dernier minéral (déduite des caractères optiques, voir tabl. 1) varie d'un échantillon à l'autre mais, contrairement à la zone de Gran Testa, il n'y a pas de zonation "stratigraphique", plutôt une répartition géographique aléatoire: la *chlorite* est plus ferrifère à certains endroits qu'à d'autres. Son pléochroïsme est toujours très intense. L'*amphibole bleue* est parfois présente, partiellement ou entièrement rétrotransformée en amas microcristallins de *chlorite*, d'albite, de *séricite* et parfois de *stilpnomélane* (fig. 28d).

L'*épidote* apparaît généralement en petits fuseaux plus ou moins fracturés (fig. 28e); elle est parfois zonée, avec un cœur brunâtre allanitique et une large bordure limpide de pistachite. Les *grenats* sont le plus souvent de petite taille, partiellement fracturés et chloritisés (la chlorite résultant de cette altération est du même type que celle du reste de la roche). Ils sont plus rarement automorphes, parfois groupés ou accolés en une texture framboïde.

Ces gneiss ressemblent passablement aux gneiss chlorito-albitiques carbonatés de la zone de Gran Testa. Néanmoins les caractères suivants permettent de les différencier:

- dans les gneiss chlorito-albitiques carbonatés de la zone de Gran Testa, il n'y a ni grenats ni amphiboles bleues, l'épidote est rare et jamais en fuseaux, et la chlorite est en moyenne plus magnésienne que dans les gneiss albitiques chloriteux de l'unité du Métailler;
- les gneiss de l'unité du Métailler contiennent en moyenne plus de quartz et moins d'albite et de carbonate que ceux de la zone de Gran Testa,

- les premiers ont généralement un débit parallélipédique alors que les seconds sont plutôt schisteux.

Micaschiste à chloritoïde

C'est une roche friable, à surfaces de schistosité brillantes et argentées sur lesquelles se détachent des minéraux noirs millimétriques (chloritoïde) et parfois de gros grenats rosés. Elle alterne en de nombreux endroits avec les gneiss albitiques chloriteux.

Le *mica blanc* admet plusieurs habitus: petites paillettes soit larges et trapues soit très fines, ou alors relativement longues mais très effilées et accolées les unes aux autres. Il est le constituant principal (>50%), dans lequel se dispersent les autres minéraux, sauf le *quartz* qui, lorsqu'il est présent, se concentre dans des zones ou des lits souvent bien délimités.

Le *chloritoïde* est moyennement à très pléochroïque dans les verts tirant sur le bleu ou le brun, jusqu'au jaunâtre pâle. Il forme des bâtonnets ou des plages millimétriques grossièrement rectangulaires, et possède des macles polysynthétiques longitudinales. Ses cristaux sont généralement allongés selon la schistosité principale (fig. 29).

La *chlorite* apparaît en grandes plages, et ses paillettes ne se mêlent que rarement à celles du mica blanc. Elle est toujours ferrifère (types V-VII - voir tabl. 1).

Des *grenats* peuvent être présents et former une part importante de la roche (jusqu'à 10%). Ils sont généralement grands (1-3 mm), rosés, automorphes et contiennent de rares inclusions de quartz, tourmaline, chloritoïde et feldspath (probablement un plagioclase, mais il n'a pas pu être déterminé).

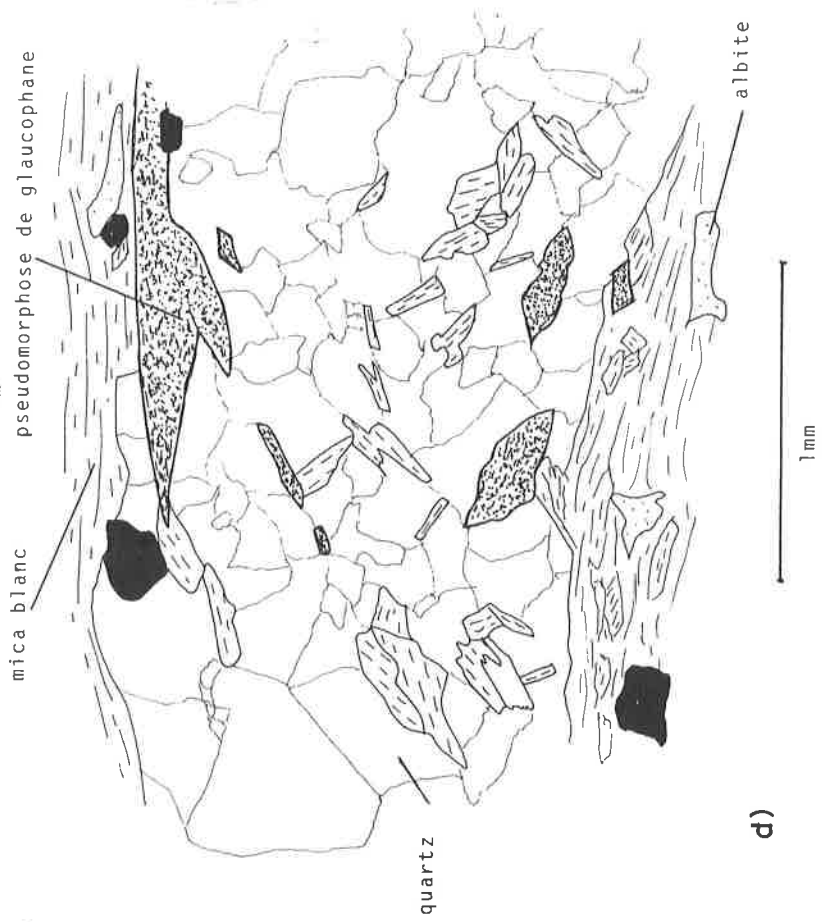
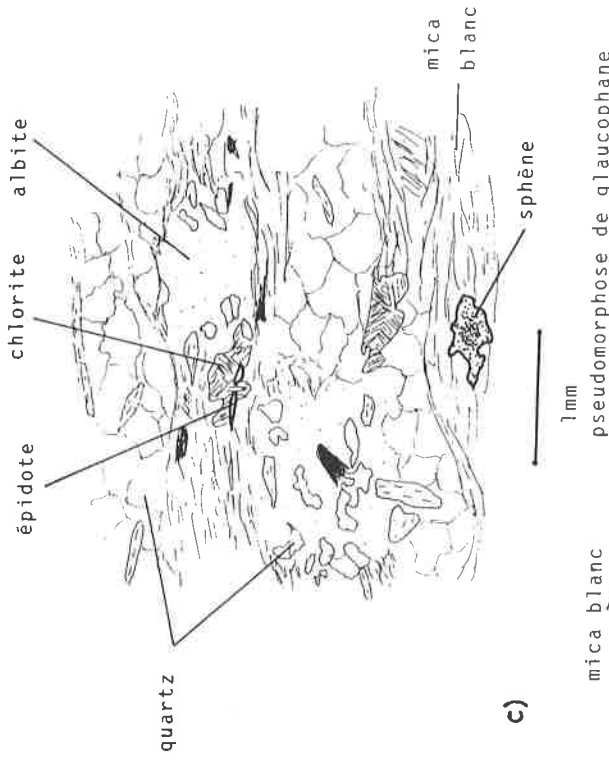
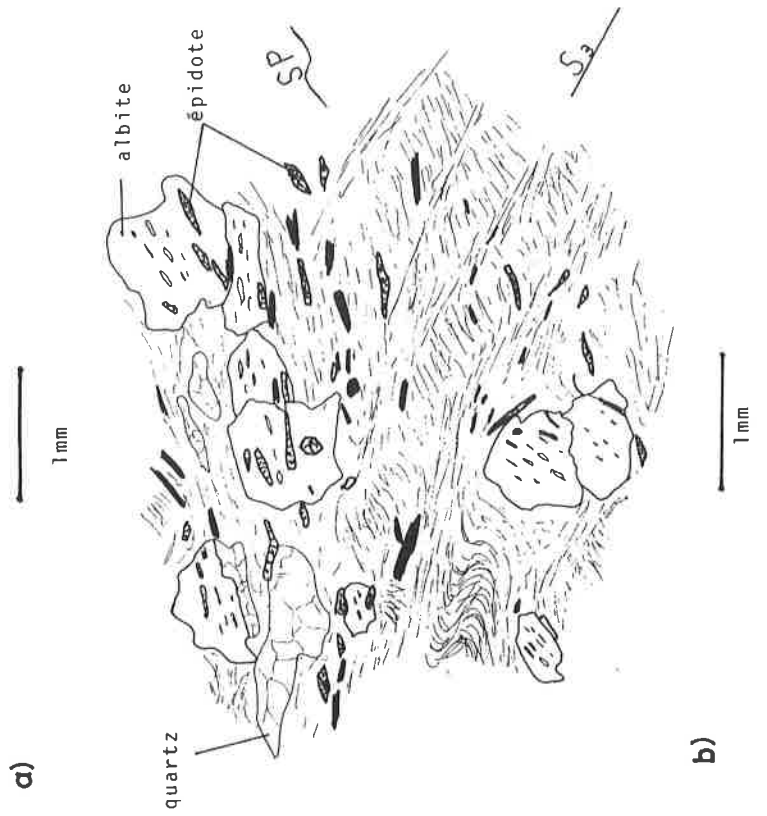
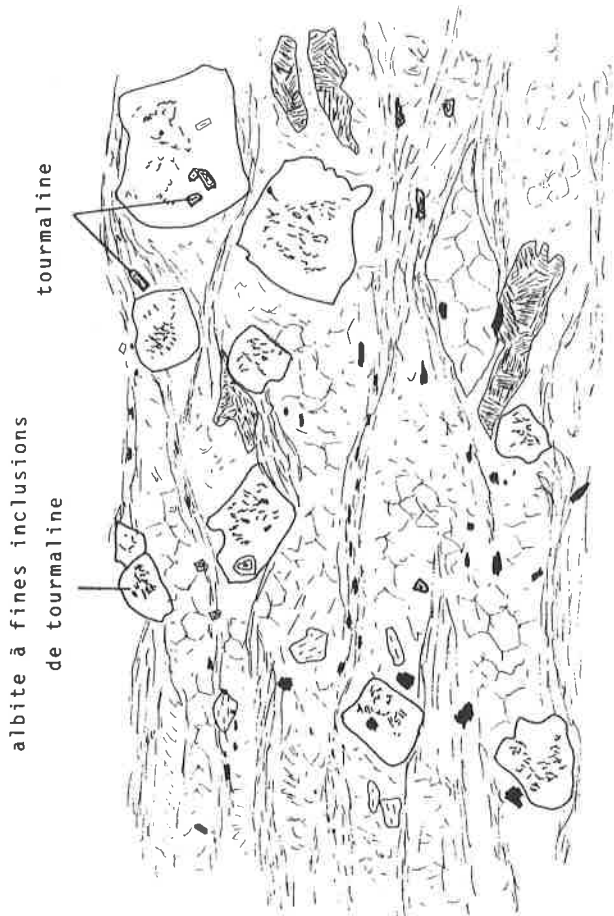
De l'*amphibole bleue* peut également se trouver dans ce micaschiste. Elle est moyennement à très pléochroïque, (sub)automorphe et peut atteindre 1 cm de long; elle est souvent affectée par un début de rétro-morphose en chlorite et albite.

L'*épidote* est toujours présente, mais en faible quantité, sous forme d'*allanite* brune ou de *pistachite* quasi incolore, ou encore d'un assemblage des deux, avec un cœur brun et une bordure incolore.

Il est intéressant de remarquer que le chloritoïde se trouve d'une part aligné sur la schistosité principale et d'autre part en inclusions dans les grenats, eux-même contournés par cette schistosité. **Ces deux minéraux sont donc contemporains et synschisteux.** Ce fait a déjà été décrit dans les micaschistes à chloritoïde de la zone de Leverogne (p. 41).

Il faut noter également que l'intensité du pléochroïsme de tous les minéraux colorés (chlorite, chloritoïde et amphibole bleue) varie de façon uniforme d'un échantillon à l'autre.

Un seul échantillon (coord. 62°710/71°720) possède quelques traînées de matière organique noire; de plus tous ses minéraux sont très pâles; une telle roche a déjà été décrite quelques kilomètres plus au nord, au sein d'une bande quartzo-micacée de cette unité du Métailler (ALLIMANN & GOUFFON 1984). Cet échantillon rappelle également les schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère (voir p. 62).



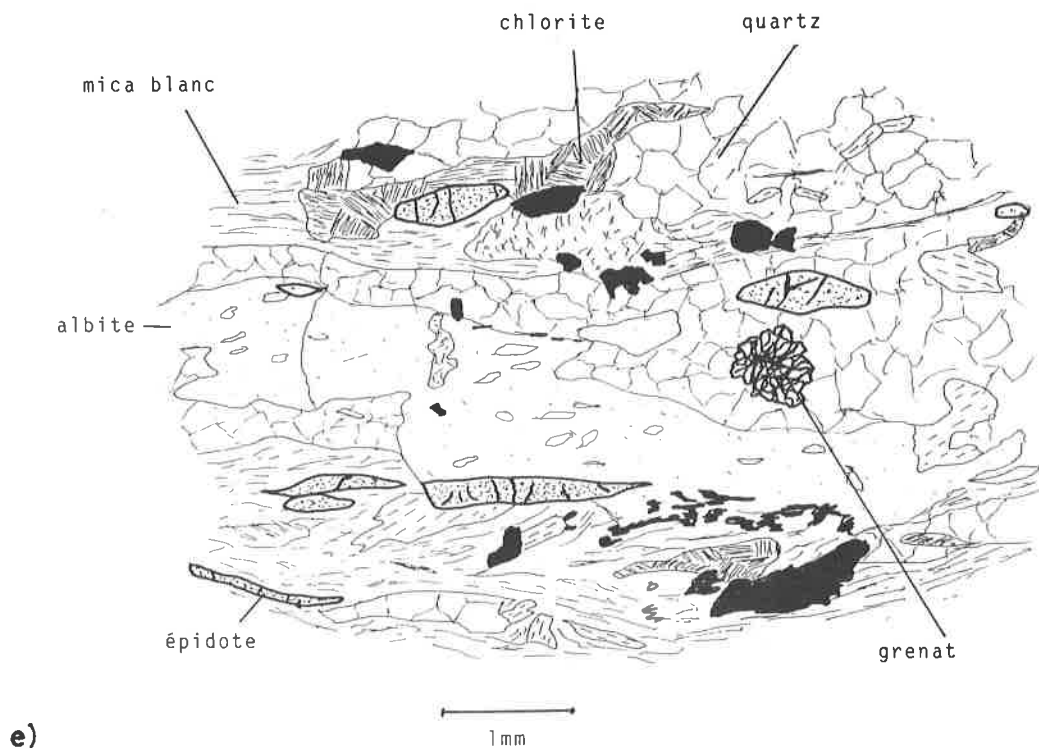


Fig. 28: Gneiss albitiques chloriteux – unité du Métailler;

- a) albites porphyro-pœciloclastiques subautomorphes à arrondies, riches en inclusions de tourmaline souvent minuscules; fond de quartz et de mica blanc fin, avec chlorite, opaques et tourmaline (Bosco Pezon, coord. 62°850/73°500),
- b) albites porphyro-pœciloclastiques xénomorphes à inclusions de quartz et d'épidote alignées sur la schistosité principale; fond de mica blanc, quartz, chlorite, avec épidote et opaques. La phase de déformation D₃ se manifeste par un clivage de crénelation S₃ (vallon de Vertosan, coord. 55°140/69°150),
- c) albites porphyro-pœciloclastiques xénomorphes aux contours peu nets (alpage à 2222 m sous Cresta Tardiva, coord. 62°830/71°560),
- d) pseudomorphoses de glaucophane s. l. subautomorphes (route Etroubles - Allain, coord. 63°400/75°425),
- e) albites porphyro-pœciloclastiques groupées en "veinules", épidotes en fuseaux et grenats craquelés (alpe d'Arsy, coord. 62°250/71°775).

Micaschiste quartzeux à chloritoïde

Cette roche ne se distingue de la précédente que par son débit un peu moins schisteux et la présence visible de quartz et de carbonate; ce dernier est décelable essentiellement sur les surfaces altérées, lorsqu'il est dissous et fait place à de petites caries.

Quelques différences apparaissent également au microscope: le *grenat* prend souvent un aspect "framboïde", le *quartz* est parfois totalement dispersé dans la roche, la *chlorite* est encore plus ferrifère (types VII-IX - voir tabl. 1).

Un terme extrême de ce type de roches, très riche en quartz, pourrait être baptisé quartzite micacé à chloritoïde. Il a l'apparence d'un gneiss grossier clair et contient de petits amas de stilpnomélane visibles seulement au microscope. Un seul échantillon de ce type a été observé (coord. 58°825/70°290).

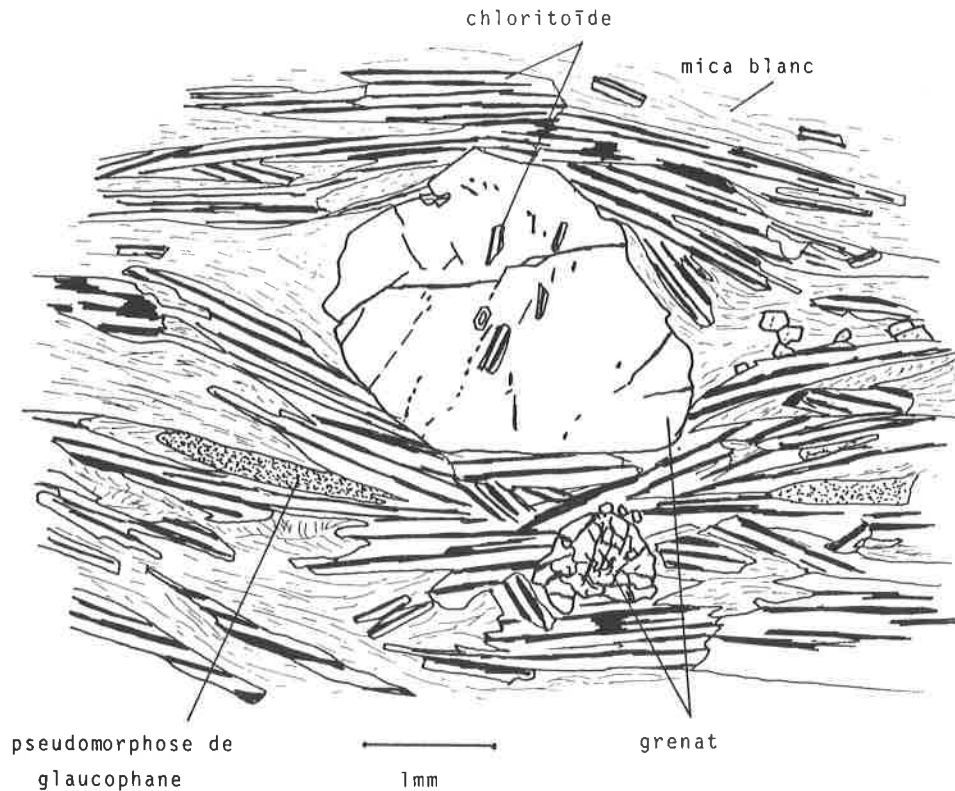


Fig. 29: Micaschiste à chloritoïde aligné sur la schistosité principale et très maclé, avec grenats à inclusions de chloritoïde alignées de façon sécante à la schistosité principale; cette dernière contourne les grenats (unité du Métailler – route Etroubles - Allain, coord. 63°425/75°425).

Gneiss atypiques

En certains endroits, notamment dans le flanc ouest du Mont Vertosan, le flanc nord de Costa Mayan ou sur le versant ouest de la Pta Chaligne, affleurent des roches présentant des caractères intermédiaires entre les schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère et les gneiss albitiques chloriteux de l'unité du Métailler. Ces gneiss sont d'un gris ne tirant ni sur le bleu ni sur le vert, leur patine est brun rouille, leurs surfaces de schistosité ne présentent pas de taches rouilles, et ils ne contiennent ni matière organique ni épidotes en fuseaux.

Ils affleurent soit au contact des deux unités susmentionnées, entre des gneiss et schistes typiques de chacune d'elles, soit au sein de l'unité du Métailler. Il se peut que, dans le premier cas au moins, ces roches représentent un **terme de passage** entre deux types de sédimentation différents, **le contact entre l'unité du Métailler et celle du Mont Fallère serait alors stratigraphique.**

Roches claires

Elles sont peu fréquentes dans cette unité et se trouvent surtout en lentilles (gneiss blanc) ou en bancs (quartzites, tufs) de quelques mètres ou décimètres d'épaisseur, dont certains se suivent sur plusieurs centaines de mètres, voire kilomètres.

Gneiss blanc

C'est lui qui forme la plupart des lentilles claires de l'unité du Métailler. Sa teinte est blanche souvent un peu verdâtre et son grain toujours grossier.

Roche d'un mélange presque homogène de grains de *quartz* très engrenés, de paillettes de *mica blanc* de toutes tailles et d'*albite* sous divers aspects: grandes ocelles très peu pœciloblastiques, grains amiboïdes remplis de petits quartz (cristallisation symplectitique ?) ou petits grains mêlés à ceux du quartz.

Dans les parois dominant la partie sud-est de la combe Flassin, au sud-ouest du col d'Arsy (voir planche hors texte 1), un banc blanc d'une dizaine de mètres d'épaisseur se suit sur plus d'un kilomètre. Il se compose d'une alternance de gneiss albitique chloriteux et de:

- Quartzite massif rubané

Un seul échantillon a été examiné; il provient de l'extrémité sud-ouest du banc (coord. 58'860/71'820). C'est une roche compacte blanche, parfois grisâtre, parcourue de fines lignes sombres très minces (à peine 1 mm d'épaisseur) et espacées d'un ou plusieurs centimètres, qui confèrent à la roche un aspect discrètement rubané.

Mosaïque de grains de *quartz* engrenés dans laquelle se dispersent quelques fines paillettes de *mica blanc* (bancs centimétriques blancs) ou de *chloritoïde* pâle (bancs millimétriques grisâtres).

- Méta-tuf volcanique

L'échantillon étudié a été prélevé sur le même affleurement que le précédent; il est plus micacé et un peu plus schisteux que celui-ci, et de couleur blanc verdâtre.

Phénoclastes de *microcline* dans une matrice très fine de *quartz*, *mica blanc* et *feldspaths* (fig. 30).

Sur le versant nord de Costa Labier affleure un banc particulier, épais de quelques mètres seulement (voir planche hors texte 1). Il est composé d'une alternance de quartzite grisâtre et de marbre brunâtre à cassure blanche et localement riche en petits octaèdres de pyrite et cubes de galène. S'agit-il de sédiments lacustres au sein de l'unité du Métailler ou alors d'une pincée synclinale de couverture mésozoïque ?

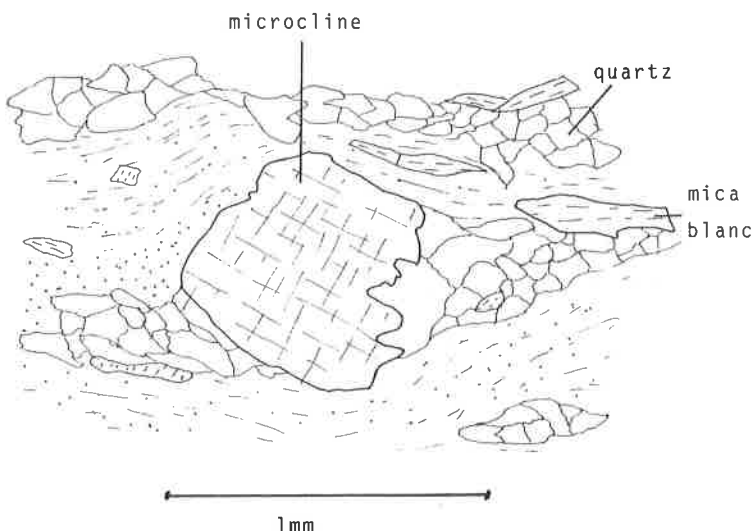


Fig. 30: Méta-tuf volcanique leucocrate à phénocristaux de microcline, cristaux de taille moyenne de mica blanc et de quartz et matrice fine de ces trois minéraux avec prédominance de feldspaths ($\geq 2/3$) (unité du Métailler - haut de la combe Flassin, coord. 58'860/71'820).

Roches mafiques

Dans la région qui nous intéresse ici et contrairement à sa partie septentrionale (suisse), l'unité du Métailler contient peu de roches "vertes", sous forme de quelques lentilles de petite taille (métrique à décimétrique) et de compositions diverses (pour la nomenclature voir p. 8):

Ovardites

Ce sont des roches vert sombre à mouchetures blanches millimétriques (albitiques), de patine brune, à surfaces souvent soyeuses (chlorite) et parfois cariées (carbonate). Leur composition modale varie passablement d'un échantillon à l'autre; de ce fait on distingue les types suivants:

- ovardite carbonatée et quartzeuse

L'*albite* est porphyroblastique, en ocelles de 1–2 mm plus ou moins pœcilo-blastiques. La *chlorite* est assez pâle et laisse parfois sa place au *carbonate*, ce qui induit une sorte de rubanement. Le *quartz* forme de petits grains soit dispersés, soit regroupés en petites lentilles.

- ovardite micacée à épidote

Le *quartz* est moins abondant que dans la roche précédente, et de fines paillettes de *mica blanc* se mêlent à la *chlorite*; du *chloritoïde* peut apparaître et alors ces deux derniers minéraux sont très pléochroïques. Des cristaux subautomorphes et très fracturés de *pistachite* cristallisent au lieu du carbonate.

- ovardite fine

Si macroscopiquement elle a la même apparence que les précédentes, ce n'est pas le cas au microscope: la texture porphyroblastique n'apparaît pas, car l'*albite* est souvent très fine, ou alors tellement pœciloblastique que ses contours ne sont plus visibles. De très petits cristaux d'*albite* et de *chlorite* forment souvent des amas parfois prismatiques; il s'agit probablement de pseudomorphoses de glaucophane s. l. Le *mica blanc*, en fines paillettes, est concentré dans une sorte de veine.

Cette dernière roche est vraisemblablement une glaucophanite ou une prasinite à glaucophane rétrotransformée.

Prasinite

C'est une roche verte plus claire et plus fine que les ovardites. Sa composition modale et sa texture sont très constantes.

Chlorite et *amphibole*, toutes deux d'un vert très pâle, forment une fine matrice englobant les porphyroblastes d'*albite* et d'*épidote*. Cette dernière, en gros grains (2–3 mm) brunâtres, est zonée: *zoïsité-clinozoïsité* au centre et *clinozoïsité-pistachite* en bordure (le bord est toujours plus biréfringent que le cœur). L'*albite* est plus petite (environ 1/2 mm), en ocelles pœciloblastiques à inclusions diverses.

Prasinite à glaucophane

Roche sombre, gris bleuté, très massive et à grain fin.

C'est une roche homogène à grain fin. L'*amphibole bleue* est bien colorée mais présente différents stades de rétro-morphose: certains cristaux ont simplement une bordure ou une partie verte très pléochroïque (transformation épigénique en une amphibole probable-ment de type *hornblende-actinote* - voir p. 71), tandis que d'autres sont partiellement ou entièrement transformés en un fin mélange de *chlorite* et d'*albite* parfois accompagnées de petits prismes de l'*amphibole verte* susmentionnée.

L'*épidote*, toujours limpide, a une composition de pistachite plus ou moins ferrifère (la teinte de biréfringence variant du jaune-violet aux teintes vives du deuxième ordre en "manteau d'arlequin"). Les *opaques*, de tailles et de formes diverses, sont toujours très nombreux (10%).

Prasinite à glaucophane et grenat

A l'œil nu, cette roche ne se distingue pas de la précédente.

La texture générale n'est pas non plus très différente de celle de la prasinite à glaucophane, sauf que le *grenat*, le *carbonate* et le *sphène* apparaissent ici au lieu de l'*épidote* et des *opaques*. Le *grenat* est parfois subautomorphe, et montre un début de transformation en *chlorite* et *épidote*.

Schiste à glaucophane

Il s'agit toujours d'une roche gris bleuté sombre, mais sur laquelle une schistosité est visible.

Sa composition modale est un peu différente de celle des roches précédemment décrites; elle est plus quartzo-micacée. La présence de *chloritoïde* exclut ici celle de l'*albite*. La *chlorite*, le *glaucophane s. l.* et le *chloritoïde* sont faiblement colorés.

Glaucophanite à chloritoïde

Dans cet ensemble de roches gris bleuté, c'est celle qui contient le plus de glaucophane s. l. et la seule qui ne possède absolument pas de quartz; cette glaucophanite est presque noire et très compacte, et de gros cristaux plurimillimétriques de chloritoïde vert sombre apparaissent à la cassure.

La texture est constituée principalement de prismes d'*amphibole bleue* intacts, moyennement pléochroïques, accolés les uns aux autres, ainsi que d'*opaques* xénomorphes et de paillettes de *chlorite* dispersées. A cela s'ajoutent de petites veines remplies de gros *chloritoïdes* trapus (> 1mm), d'amas de *chlorite*, tous deux très pléochroïques, de paillettes de *mica blanc* et de grandes *apatites* (≤ 1mm).

Il faut signaler que la plupart des **chlorites** de ces roches mafiques sont magnésiennes (types I-III - voir tabl. 1), excepté dans trois échantillons. Dans une ovardite carbonatée et quartzreuse, elle est franchement ferrifère (VII), alors que dans une ovardite micacée à *épidote* ainsi que dans une prasinite à glaucophane, la chlorite est **zonée**, avec un cœur ferrifère (VII) et une bordure magnésienne (II).

UNITE DU MONT FALLERE

Gneiss et micaschistes

Schistes gris-bleu

Ces roches se repèrent souvent de loin grâce à leur patine rouille très prononcée (voir par exemple le Mont Rosso, ou la partie supérieure du versant ouest entre le Mont Vélan et le Mont Chenaille). Les surfaces de schistosité sont gris foncé, avec des zones argentées ou mordorées dues à la concentration de micas blancs, et sont fréquemment ponctuées de taches rouilles plurimillimétriques qui sont les fantômes d'anciens cristaux de pyrite oxydés et lessivés. Les autres plans de cassure ont une teinte gris-bleu et sont ponctués de petits porphyroblastes blancs à noirs d'albite.

Ces schistes présentent parfois un rubanement millimétrique parallèle à la schistosité, alternance de lits blanchâtres et gris-bleu. La schistosité principale est plus ou moins bien marquée selon la quantité de phyllosilicates et le degré de déformation et recristallisation. Cependant ces schistes sont en moyenne plus friables que les gneiss albitiques des autres unités; ce qui procure souvent à leurs éboulis un caractère presque pulvérulent, à éléments en forme de petits copeaux allongés, sortes de "frites" ou de "crayons".

Le quartz est en grains de taille modeste, aux bords nets, parfois un peu engrenés, à extinction roulante. Il prend plus rarement une forme allongée en "platten". Il peut être dispersé dans toute la roche, ou concentré en micro-lits ou en lentilles monocristallines (dans ce dernier cas sa taille est évidemment plus importante).

L'albite montre généralement une texture porphyroblastique en ocelles légèrement allongées, ou plus rarement totalement xénomorphe, amiboïde. Elle contient des petits grains de *quartz* et de *mica blanc* ainsi qu'une quantité variable de poussières de matière organique (qui influence directement la couleur macroscopique de *l'albite* - fig. 31). Ces inclusions sont orientées parallèlement à la schistosité principale lorsque celle-ci est bien marquée. Des macles, simples ou polysynthétiques, sont rares.

Les fines paillettes de *mica blanc* et de *chlorite*, souvent accolées pour former des micro-lits riches en phyllosilicates, soulignent la schistosité principale. Elles sont souvent cassées et/ou courbées par les déformations ultérieures. Fe et Mg sont en proportions quasiment identiques dans la *chlorite* (types II à VI, avec prédominance de IV et V - chlorite intermédiaire - voir tabl. 1), qui est toujours peu pléochroïque.

Le grenat, lorsqu'il est présent, apparaît soit en gros individus fracturés et souvent partiellement chloritisés, soit en nombreux petits cristaux automorphes et parfois zonés. Tous contiennent des inclusions de matière organique.

Ces schistes contiennent toujours de petits grains brunâtres et allongés de *sphène*, ainsi que des traînées opaques de *matière organique* soulignant la(les) schistosité(s).

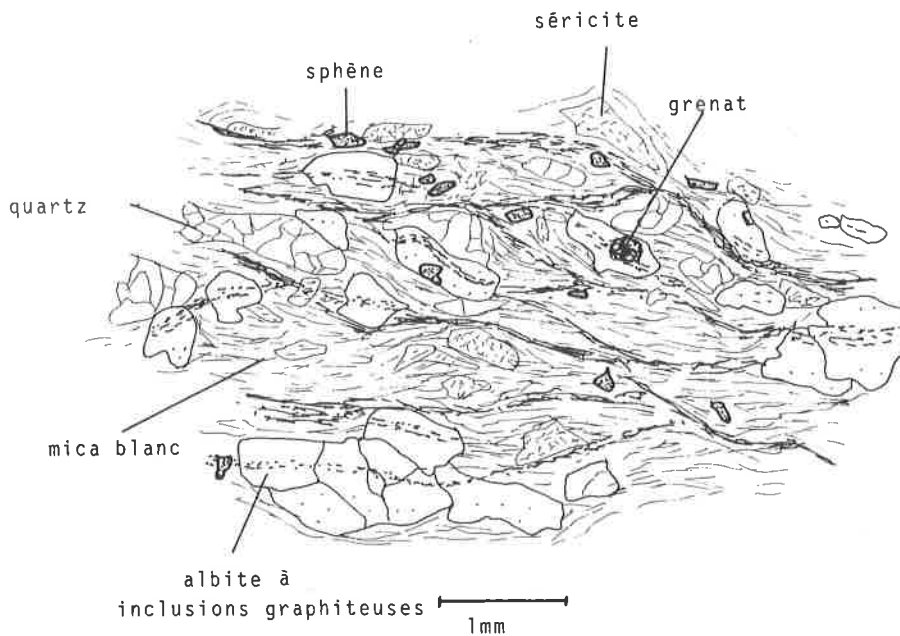


Fig. 31: Schiste gris bleu – unité du Mont Fallère. Les traînées de matière organique pénètrent dans les porphyroblastes d'albite; fond de mica blanc, quartz, chlorite, avec de nombreux petits cristaux de sphène rarement automorphes (comba Leisse, arête sud-ouest du Mont Rosso, coord. 56°6'10/69°49').

Deux échantillons de ces schistes possèdent une grande proportion (30–40%) d'*amphibole bleue* très pâle et presque entièrement rétrotransformée en un fin mélange d'albite et de chlorite parfois accompagnées de *stilpnomélane*, de *séricite* et d'*actinote*. Cette pseudomorphose semble postcinématique car les agrégats ne sont pas déformés, conservant des habitus prismatiques ou losangiques

Il faut noter qu'entre le col de Joux et St-Nicolas, ces schistes sont plus cataclasés, le quartz est fragmenté en de nombreux petits grains.

Gneiss albitique verdâtre

Dans la région de Fossaz, des gneiss quartzeux à grosses albites, de teinte verdâtre à vert sombre, affleurent au sein des schistes gris-bleu. Macroscopiquement, ils se confondent avec les gneiss ovarditiques (voir p. 65), mais s'en distinguent en lames minces par une très grande proportion de quartz ($\geq 50\%$) à texture cataclastique. Ils ont été observés entre Clavel et Cerlogne (coord. 56°030/65°000) ainsi que sous le pont enjambant le torrent qui coule à l'ouest de Fossaz (coord. 57°140/64°560).

Gneiss à stilpnomélane

A l'ouest de l'alpage du Crotte (coord. 58°050/69°900), parmi des bancs de roches particulières (gneiss albitique, roches vertes), affleure un gneiss gris sombre, compact et homogène, à grain fin et patine brune.

Il est fait d'un mélange de petites paillettes de *stilpnomélane* brun et de *chlorite*, de nombreux *opaques*, *sphènes* et *apatites*, englobés dans une matrice d'albite porphyroblastique.

Roches claires

Gneiss albitique

Une roche très claire, blanche ou grisâtre, à grain moyen et patine brunâtre s'intercale parfois dans les schistes gris-bleu en bancs d'épaisseur inférieure à 1 m; elle est presque toujours associée à des bancs de prasinites ou d'ovardites (fig. 3). Elle est assez homogène et compacte, et de petites paillettes argentées de mica blanc brillent par places sur les surfaces de schistosité.

L'*albite* constitue toujours plus de la moitié de la roche, mais elle n'y est pas porphyroblastique comme dans la plupart des autres roches; ses grains sont de la même taille que ceux du *quartz*. Elle contient de nombreuses inclusions globuleuses de *quartz*, et plus rarement des petits cristaux d'*épidote* (surtout *clinozoïsite*), de *mica blanc* et d'autres minéraux accessoires. Quelques grains, beaucoup plus rares, non pœciloclastiques, présentent des macles polysynthétiques et ont probablement cristallisé à un autre moment.

Cette roche est habituellement dépourvue de traces de matière organique et seul le *mica blanc* marque la schistosité.

Ce gneiss est bien typé, mais il existe des termes intermédiaires entre celui-ci et les schistes gris-bleu, tant sur le plan modal que textural.

Quartzite

Ce type de roche n'a été observé qu'en un seul endroit, à l'est du pt 2734 m situé sur l'arête nord-est du Mont Rosso (coord. 57'800/70'310). Elle forme un niveau de quelques mètres d'épaisseur et de longueur hectométrique.

Le *quartz*, en grains moyens (0.2–0.3 mm), légèrement engrenés et à extinction roulante, est mêlé de petites paillettes de *mica blanc*, de *pyrites* oxydées, de plages de *chlorite* et de bâtonnets de *chloritoïde* tous deux très pléochroïques.

Quartzite graphiteux

C'est une roche friable noire, très riche en matière organique qui noircit les doigts. Elle n'a également été observée qu'en un unique endroit, le long du bisse alimentant l'Alpe Rucollet, à 300 m au NNW du pt 2150 m situé au bout de Cresta Tardiva (coord. 63'450/72'575).

Roches mafiques

Comme dans d'autres unités, plusieurs types de roches mafiques, généralement vertes, forment des lentilles déca- à hectométriques ou des bancs d'épaisseur variable (quelques décimètres à plusieurs mètres) au sein des schistes gris-bleu.

Prasinite

Elle est de teinte verte plutôt claire, à grain fin et montre souvent une schistosité fruste.

Un fin mélange de *chlorite* et d'*amphibole*, toutes deux d'un vert très pâle, d'*épidote* limpide et subautomorphe et de nombreux *sphènes* minuscules sert de matrice à des porphyroblastes d'*albite* riches en inclusions de tous les autres minéraux de la roche.

Prasinite à glaucophane et grenat

Elle ressemble beaucoup à la précédente, avec toutefois une teinte un peu plus sombre.

Le *glaucophane s. l.* remplace l'*amphibole* verte dans la texture, et quantitativement une partie de l'*albite*. Il est partiellement ou entièrement rétrotransformé en agrégats de *stilpnomélane*, *chlorite*, *amphibole vert-bleu* très pléochroïque et *albite*. Le *grenat* possède deux habitus distincts: gros pœciloblastes fracturés et un peu chloritisés, et petits cristaux automorphes limpides.

Ovardites

Ce sont des roches vert sombre à gros points blancs albitiques, sans schistosité visible, à patine brun foncé, et qui affleurent le plus souvent en masses déca- à hectométriques. Des cubes de pyrite apparaissent parfois sur leurs surfaces.

Seule l'*albite* montre une texture constante, en gros porphyro-pœciloblastes ocellaires de 1 à 4 mm de diamètre, mais aux contours très découpés. La matrice, souvent hétérogranulaire, contient toujours une quantité importante de *chlorite* et des proportions très variables de *quartz*, *mica blanc*, *amphibole bleue* généralement rétrotransformée en agrégats du même type que dans la roche précédente, *carbonate*, *clinozoïsite* et/ou *pistachite*, *sphène*, *rutile* et parfois de petits cristaux automorphes de *grenat*. Une orientation des minéraux peut apparaître dans cette matrice, qui n'est pas visible macroscopiquement.

Un échantillon mérite d'être décrit ici, car il porte peut-être la trace du(d'un) **protolithe** de ces roches. A l'affleurement il ne diffère en rien des autres ovardites. Il a été prélevé entre le hameau de Vens et la Pta Aquilletta (coord. 55°610/66°400), quelques mètres sous une grosse lentille de marbre blanc représentant la base de la zone des schistes lustrés:

La matrice est ici essentiellement *chloriteuse*, et les gros points blancs, atteignant facilement 3–4 mm, sont constitués d'un mélange de grains d'*albite* de 1–2 dixièmes de millimètre et d'une multitude de tout petits cristaux xénomorphes d'*épidote*, de *sphène* et de *rutile* accompagnés de *carbonate* interstitiel et de quelques paillettes de *chlorite* et de *mica blanc* (fig. 32).

Ces agrégats représentent peut-être d'anciens minéraux ou fragments de roches entièrement transformés par le métamorphisme et dont la forme n'a pas toujours été conservée par la déformation. Sans analyse chimique, il est quasiment impossible de déterminer ce que cela a pu être, mais gageons qu'une **origine basaltique** avec fantômes de pyroxène n'est pas exclue. Ceci n'est peut-être qu'une lapalissade, puisque la plupart des roches de ce type sont liées à une origine volcanique plutôt mafique, mais il reste que de pareils témoins sont à ma connaissance assez rares dans un tel contexte métamorphique.

Comme pour le gneiss albitique, il existe des termes intermédiaires entre les schistes gris-bleu et les ovardites, que l'on peut baptiser gneiss ovarditiques.

Glaucophanite à grenat

C'est une roche gris-bleu très sombre, compacte et très dense. Elle n'a été observée qu'au pt 2742 m situé entre la Punta Chaligne et Costa Mayan (coord. 62'050/70'900).

Son constituant principal est une *amphibole bleue* très pâle en petites aiguilles parallèles et partiellement rétomorphosées (voir la description de la prasinite à glaucophane et grenat ci-dessus), accompagnée de nombreux petits *grenats* limpides et *sphènes* brunâtres. Du *carbonate* limpide et de minuscules *grenats* remplissent des petites fractures parallèles à l'orientation interne de la roche.

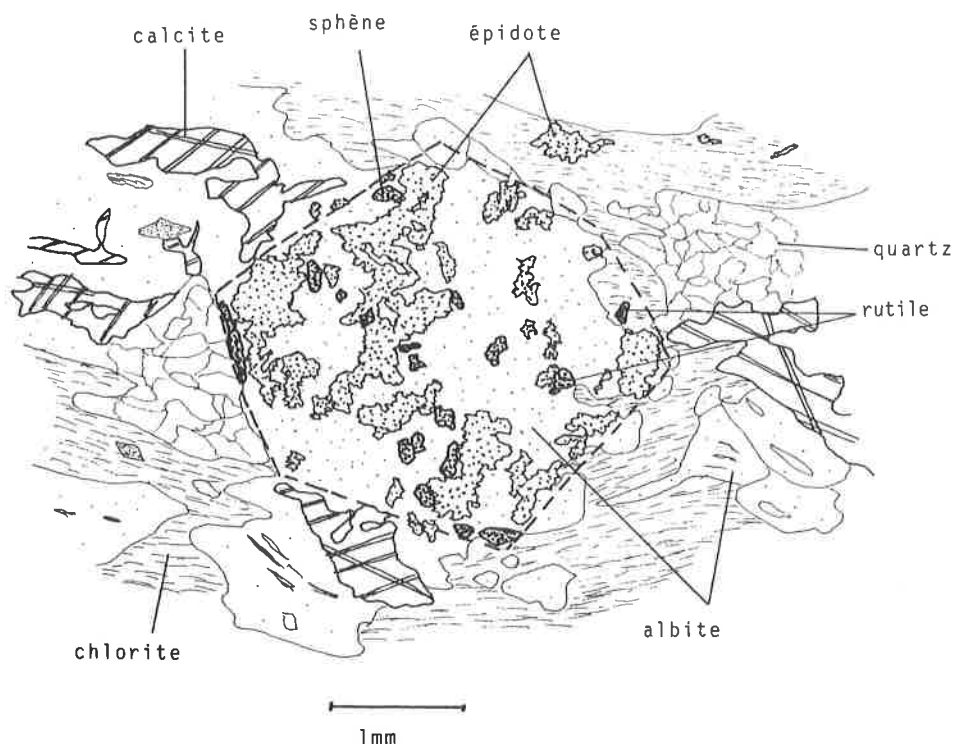


Fig. 32: Fantôme d'un minéral hexagonal (grenat ?, pyroxène ?) remplacé par albite, épidote, sphène et rutile, dans une ovaridite (unité du Mont Fallère - nord-est de Vens, coord. 55'610/66'400).

Extension vers le sud

Des roches très semblables à celles de l'unité du Mont Fallère apparaissent en contact avec la zone de Leverogne sur sa bordure interne. Elles n'affleurent pas sur le terrain étudié en détail ici, limité au sud par la Doire Baltée, sauf dans le lit même de cette rivière, sous le hameau de

Mécox (coord. 58'350/63'350). Par contre elles prennent rapidement de l'ampleur dès que l'on traverse cette limite naturelle, et la route nationale SS 26 en fournit déjà une bonne coupe entre la centrale électrique de la Soc. Naz. de Cogne et le tunnel d'Arvier (DAL PIAZ & GOVI 1965).

Il m'a semblé important d'en étudier quelques échantillons en vue de comparaisons.

Les roches les plus répandues sont des schistes gris-bleu qui se distinguent de ceux décrits plus haut par un grain parfois plus grossier, la présence de mica blanc en grandes paillettes plaquées sur les surfaces de schistosité et de plus grands porphyroblastes noirs d'albite.

En lame mince, la texture est presque identique pour les deux roches, excepté une plus grande proportion de *grenats* et une *chlorite* en moyenne plus magnésienne au sud de la Doire Baltée.

Des ovaridites, prasinites et gneiss à stilpnomélane identiques à celles et ceux décrits ci-dessus s'insèrent dans ces schistes gris-bleu. Certains gneiss albitiques se différencient de leurs homologues du nord: ils sont ici plus sombres et contiennent une quantité non négligeable de grandes plages millimétriques de carbonate limpide.

Il existe donc une grande similitude de faciès entre le nord et le sud de la Doire Baltée, et nous pouvons en conclure que **le massif des vals de Rhêmes et Savaranche est l'équivalent méridional de l'unité du Mont Fallère** (voir chap. 4, ainsi que CABY 1968 et ELTER 1971 et 1972 pour ce massif).

RESUME

A la lecture des quelque 50 pages de description lithologique qui précèdent, l'impression qui prévaut est certainement que des roches très semblables apparaissent dans des unités distinctes, et qu'il est parfois difficile d'attribuer telle roche à telle unité. Ce paragraphe a pour but de rassembler les critères de distinction entre les lithologies des différentes unités.

Critères macroscopiques

Sur le terrain, quelques caractéristiques permettent une première distinction des différentes unités lithologiques:

- Seules les zones polycycliques du Ruitor et de Siviez possèdent des amphibolites (pour la zone de Siviez, voir ALLIMANN & GOUFFON 1984). De plus leurs micaschistes et gneiss montrent de très nombreuses veines et veinules d'exsudation de quartz; ceux de la zone de Leverogne et de l'unité du Métailler en possèdent aussi, mais en moindre concentration dans la seconde.
- Les gneiss et micaschistes des zones du Ruitor et de Leverogne ainsi que de l'unité du Métailler possèdent de gros grenats; ceux de la zone du Ruitor sont généralement altérés, fracturés (aspect mat et teinte gris verdâtre dus à la chloritisation) et probablement anté-alpins (voir p. 71), alors que les grenats des deux autres unités sont le plus souvent "frais", de teinte rose-rouge et certainement alpins.
- Les roches de la zone de Siviez se distinguent de celles de la zone de Gran Testa par la présence de petits grenats (la loupe est parfois indispensable pour les apercevoir).
- Les "séries" conglomératique et "varvée" (niveaux 2 et 3 - fig. 19) sont spécifiques de la zone de Gran Testa, de même que, dans cette région, la présence de lentilles ou poches remplies de gros cristaux de calcite, chlorite, albite et/ou quartz. Les gneiss albitiques y sont généralement beaucoup plus riches en carbonate que dans les autres unités.
- Les gneiss de l'unité du Métailler ont un débit en parallélépipèdes, contrairement aux gneiss albitiques des autres unités souvent plus schisteux.
- Les schistes de l'unité du Mont Fallère, ainsi que certaines roches des zones du Ruitor, de Leverogne et de Gran Testa, contiennent des traces de matière organique qui noircissent les doigts. Seul le contexte lithologique ou certains critères microscopiques permettent de préciser l'unité à laquelle appartiennent ces roches, car elles possèdent toutes une patine rouille prononcée.

Critères microscopiques

- Les minéraux colorés (chlorite, chloritoïde, glaucophane s. l.) ont un pléochroïsme généralement beaucoup plus fort dans l'unité du Métailler que dans les autres unités. Ceci peut également être le cas dans la zone de Leverogne, avec cependant une intensité moindre.
- Le grenat et le glaucophane s. l. sont totalement absents de la zone de Gran Testa, à l'exception de son niveau le plus interne (N° 8 - fig. 19).
- Le chloritoïde n'apparaît que dans l'unité du Métailler, dans les zones du Ruitor et de Leverogne et très exceptionnellement dans l'unité du Mont Fallère (quartzite), mais son habitus diffère de l'une à l'autre:
 - dans la zone du Ruitor, le chloritoïde est très fin au centre de pseudomorphoses de staurotide (fig. 8), ou en petits bâtonnets pâles dans une matrice micacée relativement riche en séricite (fig. 9);
 - dans la zone de Leverogne, il possède un habitus en bâtonnets ou en petites plages allongées, peu maclés et moyennement pléochroïques; il y est associé à du mica blanc en paillettes relativement grandes (fig. 16);
 - dans l'unité du Métailler, le chloritoïde forme souvent de larges plages millimétriques, plus rarement des bâtonnets, toujours très pléochroïques et possédant des macles polysynthétiques abondantes et très serrées (fig. 29).
- Des épidotes en fuseaux, pistachites à cœur parfois brunâtre, sont caractéristiques des gneiss albitiques, et partiellement des micaschistes, de l'unité du Métailler.
- Les caractères optiques de la chlorite des gneiss et micaschistes varient d'une unité à une autre (THELIN et al. à paraître), trahissant des différences chimiques de ce minéral. Les chlorites des unités polycycliques (zones du Ruitor, de Leverogne et de Siviez) sont relativement riches en fer, celles de la zone de Gran Testa se rapprochent du pôle magnésien, tandis que Fe et Mg sont en proportions relativement équivalentes dans les unités du Mont Fallère et du Métailler.
- Des bancs témoignant d'anciennes textures volcaniques acides ont été observés dans la zone de Gran Testa et dans l'unité du Métailler.
- Les glaucophanites se rassemblent uniquement dans les unités du Mont Fallère et du Métailler.
- Les bancs de roches claires quartzo-albitiques ainsi que les prasinites s. l. ont des caractères relativement uniformes dans toutes les unités, mise à part la zone de Gran Testa qui ne possède pas de roches vertes.

B. Etude de quelques minéraux

L'amphibole sodique

De nombreuses roches des zones du Ruitor, de Leverogne et des unités du Métailler et du Mont Fallère contiennent une amphibole sodique, ou du moins les témoins de sa cristallisation. Dans l'unité du Métailler, cette amphibole, comme tous les minéraux colorés, est vivement teintée, avec un pléochroïsme intense allant du bleu soutenu (// ng) au jaunâtre presque incolore (// np), en passant par le bleu lavande caractéristique (// nm). Dans les autres unités, les teintes sont plus pâles et le pléochroïsme moins fort.

Aucune analyse n'a été effectuée ici sur ce minéral, mais il est très probable que sa composition soit similaire à celles trouvées en d'autres endroits dans des roches paléozoïques de la zone briançonnaise (GAY 1972a dans le massif d'Ambin, BOCQUET 1974 en Vanoise, WUST & BAEHNI 1986 dans le Métailler), et qui situent cette amphibole bleue dans une zone couvrant le point triple glaucophane-ferroglaucophane-crossite (fig. 33). Dans la partie A de ce chapitre 2, j'ai souvent utilisé le terme de *glaucophane s. l.* pour de telles amphiboles.

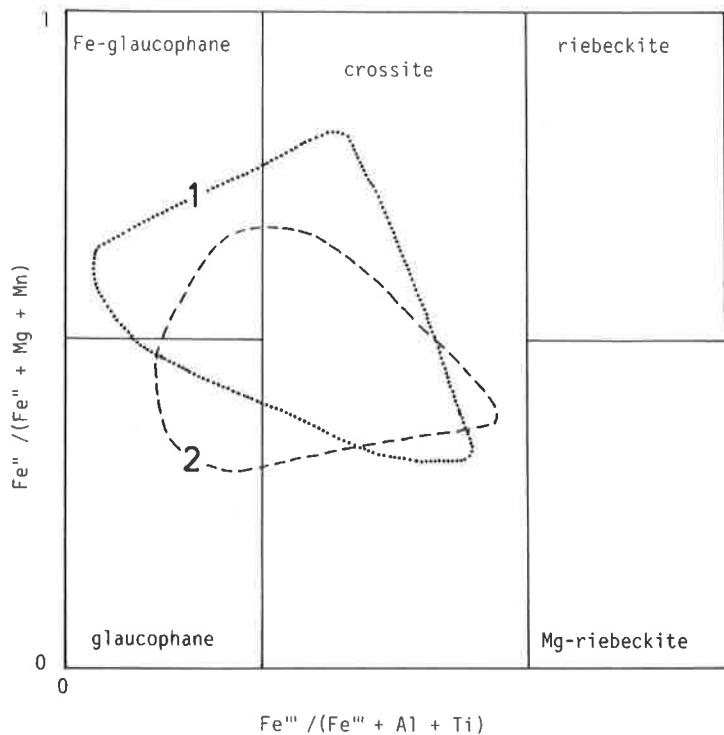


Fig. 33: Répartition des amphiboles bleues dans le diagramme de Miyashiro.

- 1: dans les socles polymétamorphiques de la Vanoise méridionale et du Ruitor (BOCQUET 1974),
- 2: dans l'unité du Métailler (BRODBECK 1979, BAEHNI 1985).

Dans de nombreux cas, elle montre une transformation partielle ou totale en amas microcristallins de chlorite \pm albite \pm mica brun-vert \pm amphibole vert-bleu, avec de rares paillettes de séricite. Ces amas conservent souvent la forme prismatique ou losangique du glaucophane s. l. (fig. 9b, 15b et 28d). Ce type de rétomorphose a été décrit dans pratiquement tous les gisements de ce minéral; du moins dans le cadre des Alpes occidentales. Le mica brun-vert est tellement fin, et parfois en symplectite avec un minéral incolore (albite ?), qu'il est impossible de le déterminer précisément; cela pourrait être du stilpnomélane, quoique beaucoup d'auteurs le définissent comme de la biotite verte (GOFFE 1977, BOCQUET 1974). L'amphibole vert-bleu est caractérisée par un fort pléochroïsme: ng: bleu-vert (vert bouteille), nm: vert olive, np: jaunâtre. Il faut noter que, dans un premier temps, ce minéral peut remplacer le glaucophane s. l. de façon épigénique, c'est-à-dire qu'un cristal possède des teintes bleues au centre et vert-bleu aux extrémités et parfois en bordure.

Les grenats

De très nombreuses roches des unités étudiées dans ce travail contiennent des grenats, à l'exception de presque toutes celles de la zone de Gran Testa (seul le niveau 8 - fig. 19 - contient du grenat). Ce minéral adopte des habitus fort divers, parfois même au sein d'un seul échantillon. Cependant, d'après des critères texturaux et chimiques, il est possible de distinguer des grenats "anciens", probablement anté-alpins, et des grenats "jeunes", formés lors du métamorphisme alpin.

Grenats anté-alpins

Les premiers sont clairement antérieurs à la formation de la schistosité principale qui les entoure, que celle-ci soit alpine et même parfois anté-alpine (entre autres dans les micaschistes à pseudomorphoses de staurotide - p. 19). Ils sont souvent porphyroblastiques, très fracturés, voire disloqués, et forment des amas allongés selon SP. Ils sont peu limpides, grisâtres, plus ou moins altérés et remplacés par un mélange de chlorite souvent oxydée, séricite, épidote, quartz et albite. De tels grenats ne se trouvent que dans les zones de Siviez et du Ruitor.

Les analyses effectuées par différents auteurs montrent une composition d'**almandin riche en molécules de grossulaire** pour ces minéraux anté-alpins (Ruitor: DESMONS et al. 1977, LADURON & DESMONS 1981, THELIN 1992 à paraître; Siviez: BAEHNI 1985).

Grenats alpins

Dans la zone de Leverogne ainsi que dans les unités du Métailler et du Mont Fallère, les grenats sont généralement limpides, d'habitus très variés (voir chapitre 2A) et parfois entièrement ou en partie remplacés par de la chlorite. Leur croissance est invariablement synchrone, voire postérieure à la formation de la schistosité principale. Ils contiennent des inclusions de minéraux alpins tels que glaucophane s. l., chloritoïde et épidote.

A ma connaissance, seuls ceux de l'unité du Métailler ont fait l'objet d'analyses: ce sont des **almandins riches en molécules de spessartine** (SCHAER 1959a, BRODBECK 1979, BAEHNI 1985). Des grenats de cette composition ont également été signalés dans la zone du Ruitor (DESMONS et al. 1977, LADURON & DESMONS 1981), où ils forment de petits cristaux automorphes ou des bourgeons autour de grenats anté-alpins; selon ces auteurs leur cristallisation serait alpine. Il faut noter qu'une telle texture existe également dans la zone de Siviez.

Le chloritoïde

La répartition du chloritoïde est un peu plus restreinte que celle du grenat et du glaucophane s. l. auxquels il s'associe fréquemment. On le rencontre dans l'unité du Métailler sous forme de bâtonnets à pléochroïsme de moyenne intensité, généralement inscrits dans la schistosité principale, ou en larges tablettes fortement pléochroïques; il y est toujours richement maclé. Dans la zone de Leverogne, il apparaît toujours en bâtonnets faiblement à moyennement pléochroïques, moins maclés que dans l'unité précédente; habitus qu'il adopte également dans la zone du Ruitor lorsqu'il n'y est pas en amas microcristallins au sein de pseudomorphoses de staurotide. Le chloritoïde n'a été observé que dans un seul échantillon de l'unité du Mont Fallère (quartzite - p. 64) et jamais dans les zones de Gran Testa et de Siviez.

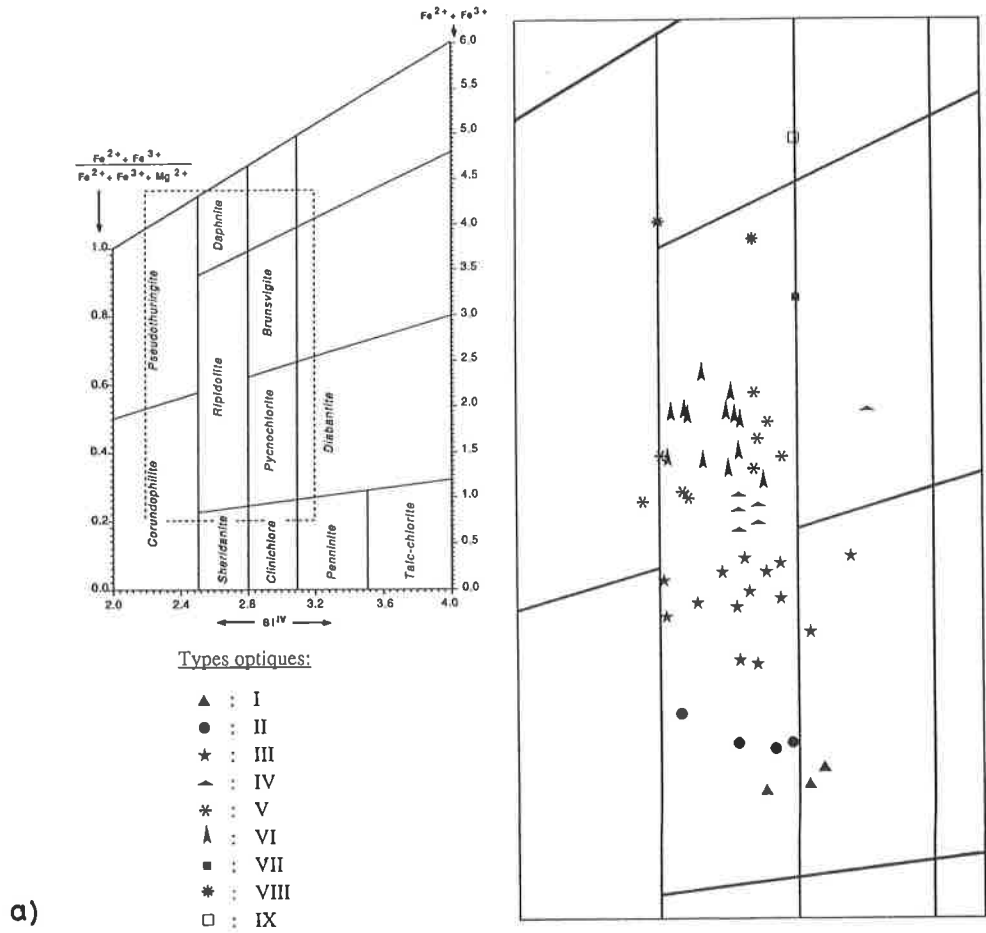
Les roches où ce minéral apparaît le plus sont très alumineuses; ce sont des micaschistes qui contiennent des quantités très variables de quartz. Le chloritoïde peut également se trouver dans des quartzites (unités du Métailler et du Mont Fallère), des prasinites s. l. et des glaucophanites (u. du Métailler) ainsi que dans des gneiss (z. de Leverogne). Il est rare d'observer une rétro-morphose ou une altération de ce minéral; il s'agit alors d'un remplacement par la chlorite.

Dans la région étudiée, il semble exister une incompatibilité entre le chloritoïde et l'albite; en effet, ces deux minéraux coexistent rarement dans le même échantillon, et lorsque c'est le cas, l'un ou l'autre est en très faible quantité (< 1%) et leurs cristaux ne sont jamais proches. Ce fait a déjà été constaté, notamment par GAY (1972a) dans le massif d'Ambin.

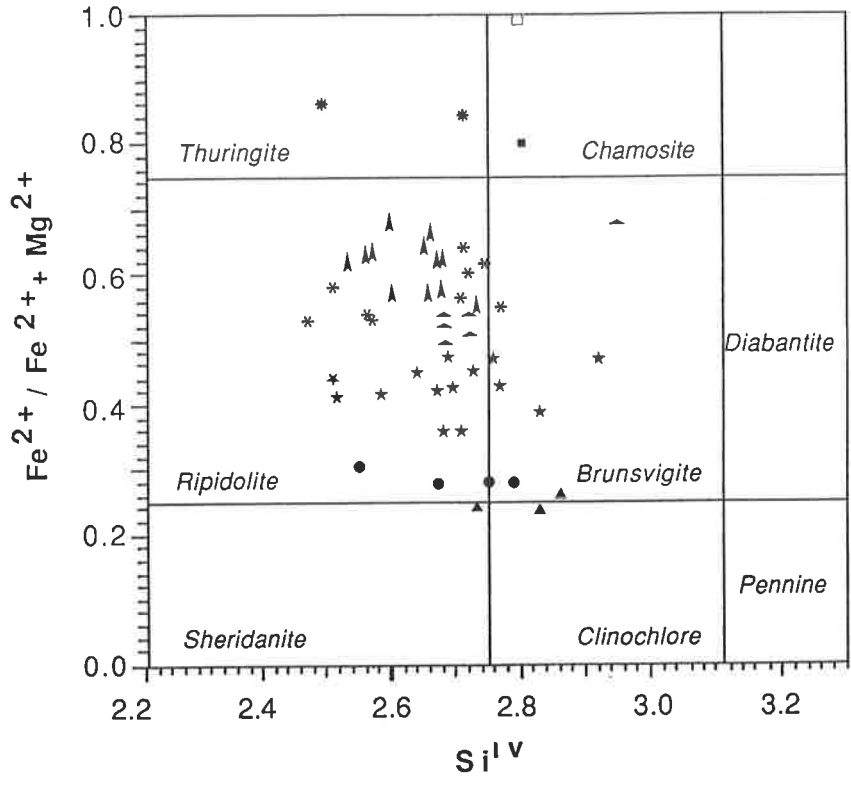
La chlorite

Ce minéral est omniprésent dans les roches étudiées ici, à l'exception des méta-tufs volcaniques, des gneiss grossiers hololeucocrates du complexe magmatique du Mont Flassin, de certains quartzites et gneiss clairs ainsi que de quelques méta-conglomérats et méta-arkoses de la zone de Gran Testa .

Il a fait l'objet d'une étude approfondie (THELIN et al. à paraître) dont les résultats sont résumés ci-après:



a)



b)

Fig. 34: Position des chlorites en fonction de leur type optique - voir tabl. 1; a) dans le diagramme de HEY (1954) et b) dans le diagramme de FOSTER (1962).

Il est possible de déterminer différents types de chlorites d'après leurs caractéristiques optiques (tabl. 1), qui se corréllent d'une façon presque optimale avec le rapport² Fe / Fe + Mg (fig. 34). Une vérification à la microsonde serait toutefois nécessaire pour confirmer cette corréllation. Les observations de GAY (1972a), par exemple, allaient déjà dans ce sens.

type	couleur		all.	teinte		biréfr.	s. opt.
	// cliv.	⊥ cliv.		lum. pol.	lum. pol+λ		
I	vert pâle	incolore	-	gris clair - blanc	jaune doré	0.008 - 0.009	+
II	vert bleuâtre	jaunâtre	-	gris - vert olive	orange	0.005 - 0.007	+
III	vert bleuâtre	jaunâtre	-	brun	rouge violacé	0.002 - 0.004	+
IV	vert	jaunâtre	±	brun rouge - cuivré	violet	0.000 - 0.002	+
V	vert	jaunâtre	+	violet sombre	violet - bleu	0.000 - 0.001	-
VI	vert pâle	incolore	+	gris-bleu foncé	bleu	0.001 - 0.002	-
VII	vert	jaunâtre	+	gris violacé clair	bleu	0.002 - 0.003	-
VIII	vert vif	jaunâtre	+	gris verdâtre clair	bleu-vert	0.003 - 0.004	-
IX	vert très vif	jaunâtre	+	vert	vert	0.005 - 0.007	-

Tableau 1: Caractères optiques des différents types de chlorites: couleurs du pléochroïsme, signe d'allongement, teintes de biréfringence sans et avec le réactif optique λ (ou lame auxiliaire λ), valeur de la biréfringence et signe optique.

Le caractère chimique des chlorites de différentes lithologies est représenté dans la figure 35. On constate que les chlorites des micaschistes sont relativement riches en fer et en aluminium à l'inverse de celles des roches vertes, alors que dans les gneiss, elles montrent une grande variation du rapport Fe / Fe + Mg.

Lorsque l'on considère les chlorites des gneiss en fonction de l'unité dans laquelle elles se trouvent, il ressort que ce rapport Fe / Fe + Mg est en moyenne élevé dans les deux zones franchement polymétamorphiques du Ruitor et de Siviez, intermédiaire dans les unités du Métailler et du Mont Fallère ainsi que dans la zone de Leverogne, et faible dans la zone de Gran Testa.

Il est cependant important de noter que, au sein des gneiss, le rapport Fe / Fe + Mg de la chlorite et celui de la roche totale ne semblent pas avoir de relation. De plus, la chlorite des rétomorphoses de glaucophane s. l. et de grenat a très souvent les mêmes caractères optiques que celle du reste de la roche.

Différents facteurs semblent donc intervenir conjointement dans la composition de la chlorite, ce qui rend sa signification très complexe:

- La séquence de la roche fixerait la *tendance chimique* de la chlorite:
 - séquence magnésienne —> chlorite magnésienne et peu alumineuse,
 - séquence pélitique —> chlorite ferrifère et alumineuse,
 - séquences semi-pélitique et quartzo-feldspathique —> chlorites variées.

²: Dans l'étude citée (THELIN et al. à paraître), le comportement du rapport Fe / Fe + Mg est le même, que l'on considère le Fe²⁺ ou le Fe^{tot}; c'est pour cette raison que la nature du fer considéré n'est pas précisée.

- L'histoire "anté-chlorite" de la roche influence le rapport $Fe / Fe + Mg$ de la chlorite, en tous cas dans les séquences semi-pélitique et quartzo-feldspathique. Dans notre cas (voir aussi chapitre 2C):
 - une roche ayant subi un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolites contient une chlorite ferrifère,
 - une roche dérivant directement d'un sédiment possède une chlorite plus magnésienne.
- Les conditions du métamorphisme pourraient avoir leur importance: le rapport $Fe / Fe + Mg$ diminuerait avec une augmentation de la température (MIYASHIRO 1981).

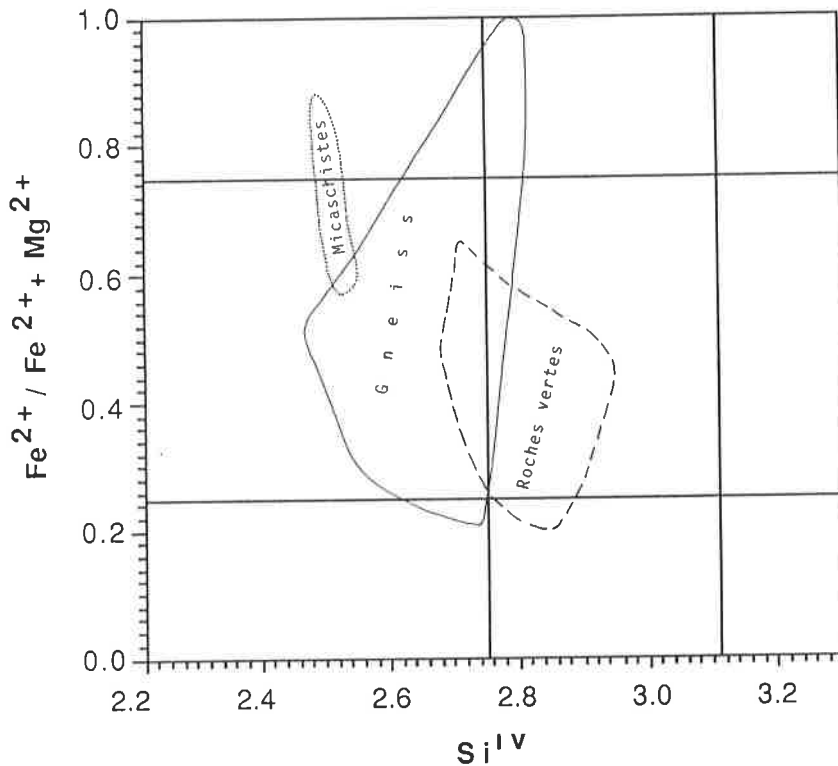


Fig. 35: Répartition des chlorites en fonction de leur roche-hôte, dans le diagramme de FOSTER (1962).

Le mica blanc

Ce minéral est présent dans toutes les roches, à l'exception de quelques roches vertes ou très quartzitiques. Il adopte divers habitus:

- en larges paillettes millimétriques antérieures à la schistosité principale (fig. 9a) et fréquemment réorientées et tordues par celle-ci. Ce sont ces paillettes qui moulent les surfaces de schistosité des gneiss gris fins et des micaschistes de la zone du Ruitor. Ce sont des **muscovites anté-alpines** (BRECHBÜHLER & CRISINEL 1979). Elles ne sont présentes que dans cette zone ainsi que dans un ou deux échantillons de celle de Siviez.

- en paillettes de taille moyenne souvent accolées, parallèles à la schistosité principale et plissées par la crénulation. C'est la forme la plus répandue du mica blanc; elle a été observée dans toutes les unités décrites ici.
- sous forme de séricite soit associée à des rétromorphoses de divers minéraux (staurotide, feldspaths, grenat, glaucophane s. l.), soit dispersée dans la roche, soit enfin comme produit de la cataclase des paillettes précédentes.

Une étude sur des micas blancs de cette région et des environs du Mont Fort, en Valais, a été réalisée récemment (THELIN et al. à paraître), essentiellement dans un but géobarométrique; pour cette raison, les résultats seront repris dans le chapitre concernant le métamorphisme (p. 81). Il est toutefois utile de préciser que les échantillons analysés, provenant de toutes les unités, sont des polytypes 2M₁, et que la paragonite n'apparaît qu'à la bordure interne de la zone de Gran Testa, dans l'unité du Métailler et plus rarement dans celle du Mont Fallère.

Les micas bruns

Des phyllosilicates bruns ou brun-vert font sporadiquement leur apparition dans toutes les roches décrites au chapitre 2A. Quatre espèces se différencient:

- De relativement grandes paillettes de **biotite** brun-rouge moyennement pléochroïques, alignées sur la schistosité principale (dans ce cas anté-alpine ?). C'est un minéral anté-alpin présent uniquement dans quelques gneiss et micaschistes de la zone du Ruitor.
- Des petites paillettes pléochroïques dans les verts ou brunâtres, isolées dans la roches et apparemment postérieures à la schistosité principale, donc alpine. Ce minéral est classiquement décrit comme de la **biotite verte ou brun pâle**, mais il pourrait aussi s'agir de **stilpnomélane**, qui peut très bien prendre un tel habitus (analyses par XRF - ALLMANN non publ.). Comme la distinction est impossible à faire au microscope, j'ai systématiquement utilisé ce dernier terme dans les descriptions pétrographiques (chap. 2A).
- Des paillettes plutôt brunes fibreuses, interlitées dans la chlorite ou en épigénie de celle-ci. Elle sont surtout présentes dans les roches montrant des traces d'altération superficielle, dans les fractures accompagnées d'oxydes de fer, le long des clivages de crénulation et parfois de la schistosité principale. Il s'agit très certainement de **chlorite oxydée** (ou oxychlorite) comme l'a définie CHATTERJEE en 1966.
- Un phyllosilicate brun-vert quasiment cryptocristallin apparaît dans beaucoup de pseudomorphoses de glaucophane s. l. (voir p. 71).

C. Métamorphisme

INTRODUCTION

La zone du Ruitor et, dans une moindre mesure, celle de Siviez possèdent des minéraux témoins d'un métamorphisme anté-alpin. Ceux-ci sont rares dans le secteur étudié, du fait de la déformation alpine très pénétrative, mais abondent de part et d'autre, au nord-est du col du Grand St-Bernard ainsi que dans le massif du Ruitor.

Toutes les unités présentent par contre des assemblages caractéristiques du métamorphisme alpin, avec toutefois des variations de l'une à l'autre.

LE METAMORPHISME ANTE-ALPIN

PHASES PRE-ALPINES				
So	Post-So	Sp1	S2	Post-S2
Bt1			Bt2	
Musc				
Gr1	Gr2			
Ky?	- ->			
Plag				
Op	- ->			
	St			
			And	
				Sill

Tableau 2: Relations cristallisation – déformation lors du métamorphisme anté-alpin dans la zone du Ruitor, d'après THELIN (à paraître). Bt: biotite, Musc: muscovite, Gr: grenat, Plag: plagioclase, St: staurotide, Ky: disthène, And: andalousite, Sill: sillimanite, Op: opaques (magnétite).

Les associations de minéraux issus d'un métamorphisme probablement varisque sont actuellement bien connues, tant dans le massif du Ruitor (BAUDIN 1987), que dans l'ensemble du Mont Mort au nord de la frontière italo-suisse (BURRI 1983a et b, THELIN à paraître). Dans

des roches que le métamorphisme et les déformations alpines ont miraculeusement préservé, THELIN (op. cit.) a mis en évidence une succession de quatre paragenèses relatives à deux phases de déformation (tabl. 2).

Dans la région étudiée ici, seules quelques reliques minérales témoignent encore de ce métamorphisme anté-alpin. Elles sont presque toutes concentrées dans les roches de la zone du Ruitor. Il s'agit de grandes paillettes de muscovites et de biotite brun-rouge, de certains grenats et des reliques et pseudomorphoses de staurotide.

LE METAMORPHISME ALPIN

De nombreux auteurs se sont attachés à décrire les différentes phases de ce métamorphisme. Pour ma part, je n'ai rien observé de très nouveau à ce sujet; je me contenterai donc de résumer les relations entre la cristallisation des différents minéraux et les phases de déformation observées dans la région étudiée ici (tabl. 3), et de citer quelques observations, pour la plupart déjà signalées dans le chapitre 2A.

Dans toutes les unités

Il est rare d'observer des albites de plusieurs générations dans une seule lame mince (fig. 36). Cependant, selon les échantillons, on trouve aussi bien des albites anté-SP (probablement anté-S₂) que des ocelles de cristallisation post-D₃, ainsi que tous les intermédiaires.

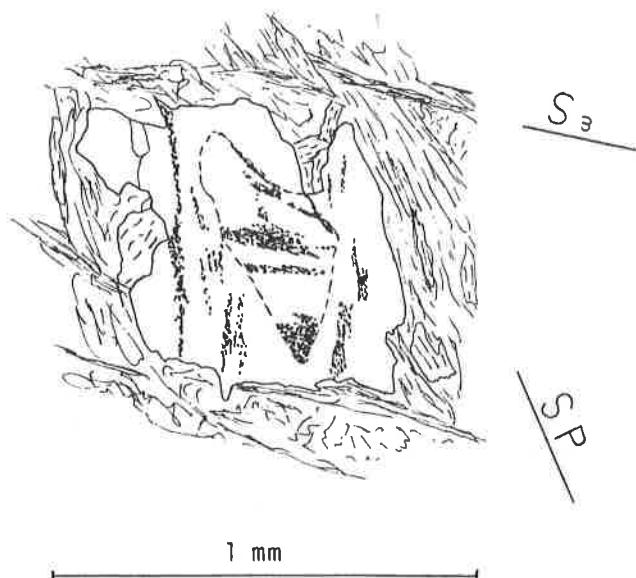


Fig. 36: Albite dans laquelle les différentes orientations des inclusions de matière organique montrent une cristallisation polyphasée. Micaschiste de l'unité du Mont Fallère (nord-ouest du Mont Fallère, coord. 59°310/ 71°350).

Les *pseudomorphoses de glaucophane s. l.* sont très rarement déformées; la rétomorphose de ce minéral en chlorite \pm albite \pm mica brun-vert \pm amphibole vert-bleu, avec de rares paillettes de séricite, s'est donc probablement effectuée après la phase D₂ (fig. 9b, 28d et 29). Ce fait est renforcé par la cristallisation de gerbes de glaucophane s. l. sur les plans de schistosité, donc post-SP, tant dans les orthogneiss du complexe magmatique du Mont Flassin que dans les roches de l'unité du Métailler.

Les *pseudomorphoses de grenat* montrent les mêmes relations cristallisation-déformation que celles du glaucophane s. l. (fig. 7a).

La texture montre que les *épidotes brunes ou brunâtres allanitiques* sont toujours très précoces. Il n'est pas exclu que leur origine soit anté-alpine: peut-être métamorphique d'âge varisque dans les unités polymétamorphiques, et magmatique et/ou resédimentée dans les autres. Par la suite, elles s'entourent volontiers de clinozoïsite ou de pistachite, d'où l'aspect fréquemment zoné des cristaux d'épidote.

La *tourmaline* est très souvent zonée; elle possède un cœur brunâtre et une bordure bleu-vert dans les roches à caractère polymétamorphique identifiable (zone du Ruitor, zone de Siviez), alors que dans les autres roches, elle est uniquement dans les tons bleu-vert.

Dans la zone de Gran Testa

Seule cette unité est dépourvue de glaucophane s. l. et de grenat, à l'exception du niveau de schistes noirs (niveau 8 - fig. 19) de sa bordure interne. Il est intéressant de constater que tant le glaucophane s. l. que le grenat semblent manquer dans **toutes** les unités briançonnaises internes attribuées au Permo-Trias (ou éventuellement au Permo-Carbonifère) dans les régions avoisinantes – en Valais: séries du Mont Gond, du Greppon Blanc (SCHAER 1959a), de Mille et de La Ly (BURRI 1983a et b); en Vanoise (ELLENBERGER 1958, BOCQUET 1974, etc); dans le massif d'Ambin: groupe d'Etache (GAY 1972a) – alors qu'on en trouve tant dans des roches mésozoïques que dans des roches anté-permiennes (socles polymétamorphiques et monométamorphiques en tous cas jusqu'au Westphalien dans le Houiller – FABRE 1961).

L'aridité du climat, le fait que l'on n'y trouve que des dépôts continentaux et la présence d'un volcanisme acide dominant sont des caractéristiques du Permien moyen - Trias inférieur dans les Alpes occidentales, et sont peut-être des causes initiales qui se combinent pour expliquer cette absence de glaucophane s. l. et de grenat dans la zone de Gran Testa; pour autant qu'on lui admette un âge permien moyen à supérieur, ce qui paraît réaliste (voir p. 128).

Il est difficile d'envisager un chimisme particulier comme cause de cette absence. En effet, le grenat et le glaucophane s. l. apparaissent ailleurs dans des roches aussi diverses que quartzite, gneiss, micaschiste ou prasinite; il serait par conséquent étonnant qu'ils n'aient pas trouvé un "terrain" favorable dans cette zone, particulièrement dans les gneiss chlorito-albitiques carbonatés. De plus, l'analyse roche totale par XRF ne montre pas de différences

sensibles, au sein d'une même séquence, entre la zone de Gran Testa et les autres unités (THELIN et al. à paraître).

Il en va de même pour une recristallisation totale postérieure à la formation de ces minéraux. Il serait en effet surprenant de n'en trouver **aucun** fantôme ni relique dans la totalité de cette unité.

Des conditions métamorphiques alpines différentes de celles des autres unités sont peut-être à considérer, comme le géobaromètre du mica blanc semble le suggérer (voir ci-dessous et THELIN et al. à paraître). La pression aurait été plus faible dans cette unité que dans les autres. La cristallisation du glaucophane s. l. et du grenat s'étant produite très probablement à la suite de la mise en place des nappes, il est pratiquement impossible que cette zone, coincée entre celle du Ruitor et l'unité du Métailler, ait subi des pressions lithostatiques et des températures très différentes de celles de ses voisines.

Par contre, les caractéristiques du Permien moyen à supérieur énoncées plus haut et cette pression apparemment plus faible pourraient correspondre à **une rareté de l'eau et/ou de matière organique dans les sédiments, et donc une pression H₂O et/ou CO₂ anormalement basse.**

Le fait que du grenat et du glaucophane s. l. existent dans le niveau de schistes noirs de la bordure interne de la zone de Gran Testa (niveau 8) me suggère de rattacher celui-ci à la nappe du Mont Fort, en compagnie des unités du Métailler et du Mont Fallère (voir chapitre 4A). L'étude des micas blancs (voir ci-dessous et THELIN et al. op. cit.) montre également un contraste entre la bordure interne de la zone de La Ly, donc probablement aussi de la zone de Gran Testa, et le reste de cette zone, entraînant les auteurs cités à rattacher cette partie interne à la nappe du Mont Fort.

Dans la zone de Leverogne

Les roches de cette zone se rapprochent beaucoup de celles de l'unité du Métailler par leurs paragenèses et l'aspect de leurs minéraux; des traces de paragonite y ont en outre été découverte (THELIN et al. à paraître). On aurait pu croire que ces roches n'avaient subi que le métamorphisme alpin si BAUDIN (1987 et com. orale) n'y avait pas trouvé plus au sud des pseudomorphoses de staurotide (à proximité du refuge Scavarda, dans le val Grisenche). Elles diffèrent cependant de celles de l'unité du Métailler par la présence beaucoup plus marquée de rubans d'exsudation de quartz (aspect *entrelardé* - p. 39) et par la concentration de roches vertes et de gneiss rubanés dans une large bande, ce qui rappelle l'ensemble de Bourg-St-Pierre.

Cette zone de Leverogne se distingue également des autres unités par l'intensité de la phase de faciès schiste vert "élevé". Ceci est surtout marqué par la déstabilisation plus complète du glaucophane s. l. et par la cristallisation plus importante du grenat dans les gneiss. A noter que, dans ces roches, la cristallisation du grenat s'est poursuivie nettement plus tard que celle du glaucophane s. l. et du chloritoïde, ou alors il est resté stable plus longtemps que ces deux

minéraux, car du grenat très "frais" conserve en inclusions du glaucophane s. l. et du chloritoïde non rétomorphosés, dans des endroits où ceux-ci sont absents du reste de la roche.

Dans la zone du Ruitor

La staurotite s'est transformée en chloritoïde et séricite au cours d'une phase soit synschisteuse, ne conservant aucune pseudomorphose (micaschistes à chloritoïde et grenat - voir p. 21 et fig. 9b), soit postschisteuse (micaschistes à pseudomorphoses de staurotite - voir p. 19 et fig. 8). Dans ce dernier cas, la schistosité principale observée est très probablement anté-alpine, bien qu'elle ait une orientation très proche de la SP alpine.

Dans des roches mafiques de cette zone, trois paragenèses successives ont été mises en évidence au cours de ce travail:

- 1°: glaucophane s. l. + grenat ± quartz
- 2°: amphibole vert-bleu + épidote
- 3°: chlorite + albite + amphibole vert pâle

Ces trois paragenèses sont postérieures aux associations anté-alpines de faciès amphibolite; elles résultent donc toutes trois de phases alpines.

Ces roches nous permettent donc de conclure que la zone du Ruitor a subi une première phase métamorphique alpine de relativement haute pression et basse température, déjà décrite par BAUDIN (1987) et par CABY & KIENAST (1989 - éclogites alpines), suivie d'une recristallisation apparemment postschisteuse en conditions de faciès schiste vert à amphibole bleu-vert puis, subséquemment, à chlorite.

Le géobaromètre du mica blanc

Une analyse par XRD des micas blancs du secteur concerné par cette étude et de la région du Mont Fort en Valais, a été effectuée dans le but de caractériser le métamorphisme alpin, et plus précisément d'essayer de détecter une phase précoce (éoalpine?) de haute pression-basse température soupçonnée dans la nappe du Mont Fort et supposée absente des unités tectoniques plus externes. Les détails de cette analyse figurant dans un article à paraître (THELIN et al. à paraître), je me contenterai d'en relever les principales conclusions.

La présence presque systématique de la paragonite dans l'unité du Métailler, ainsi que dans la bordure interne de la zone de La Ly (partie interne de la zone de Gran Testa au nord de l'Artanavaz), ainsi que les "reliques" de quelques polytypes 3T dans le prolongement de ces unités en Valais, confirment probablement l'existence d'une phase de relativement haute pression dans la nappe du Mont Fort. L'absence de paragonite dans les autres unités, ainsi que le taux de substitution céladonitique dans le mica blanc légèrement plus faible, tendraient à

prouver que ces unités n'ont pas subi de pressions aussi élevées que la nappe du Mont Fort. Ceci est particulièrement marqué dans la partie externe des zones de Gran Testa et de Mille (partie externe de la zone de Gran Testa au nord de l'Artanavaz).

La zone de Mille présente un net contraste dans le taux de substitution céladonitique de ses micas blancs entre une partie externe et une partie interne, révélant peut-être un contact tectonique entre la nappe de Siviez-Mischabel à l'est, et une unité indépendante faite uniquement de matériel monométamorphique à l'ouest.

D'après BURRI (1983a et b), cette dernière ne pourrait pas représenter la couverture "permienne" de la nappe des Pontis car, dans la région de Verbier (environ 30 km au nord - voir fig. 1), elle repose en position normale sur les conglomérats et quartzites permo-triasiques adhérents à la zone du Ruitor (socle de la nappe des Pontis). Le "Permo-Trias" de cette nappe disparaît malheureusement vers le sud bien avant le val d'Aoste, d'où l'ambiguïté quant à l'interprétation de la partie externe de la zone de Mille.

Les résultats obtenus sur les micas blancs des socles polycycliques sont délicats à interpréter du fait de leur histoire polyphasée, d'autant plus que l'on n'a pas séparé les micas alpins de ceux qui pourraient être antérieurs.

Age et conditions du métamorphisme alpin

Dans les unités qui nous intéressent, les données radiométriques concernant l'âge de la première phase du métamorphisme alpin (HP/BT) sont rares. Les deux seules mesures dont nous disposons révèlent une cristallisation de micas blancs entre 100 et 65 Ma (phase éoalpine – BOCQUET et al. 1974, HUNZIKER et al. 1989).

Pour POLINO et al. (1990), ces chiffres pourraient être en partie surestimés en raison de la présence d'argon hérité. ALLIMANN (1990) exprime également un doute sur ces âges, et considère comme plus vraisemblable que le métamorphisme alpin de haute pression et basse température ait eu lieu après le dépôt des sédiments créacés (Cénomaniens - Turoniens datés).

Un âge éocène-oligocène pour cette phase HP/BT semble plus plausible dans les unités penniques moyennes. Il est documenté en val d'Aoste (CABY 1968 et 1981, CABY & KIENAST 1989), en Vanoise (ELLENBERGER 1958, BOCQUET et al. op. cit., GOFFE 1982), dans les Alpes Cottiennes (MICHARD 1977, LAGABRIELLE 1987), ainsi que dans le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel en Valais (SARTORI com. orale).

En conséquence, si l'âge éoalpin (créacé) du métamorphisme HP/BT semble acquis dans la partie interne des Massifs Cristallins Internes (massifs du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora Maïra – voir p. ex. HUNZIKER et al. 1989), il serait à rejeter pour toutes les unités plus externes, sises plus à l'ouest et au nord-ouest.

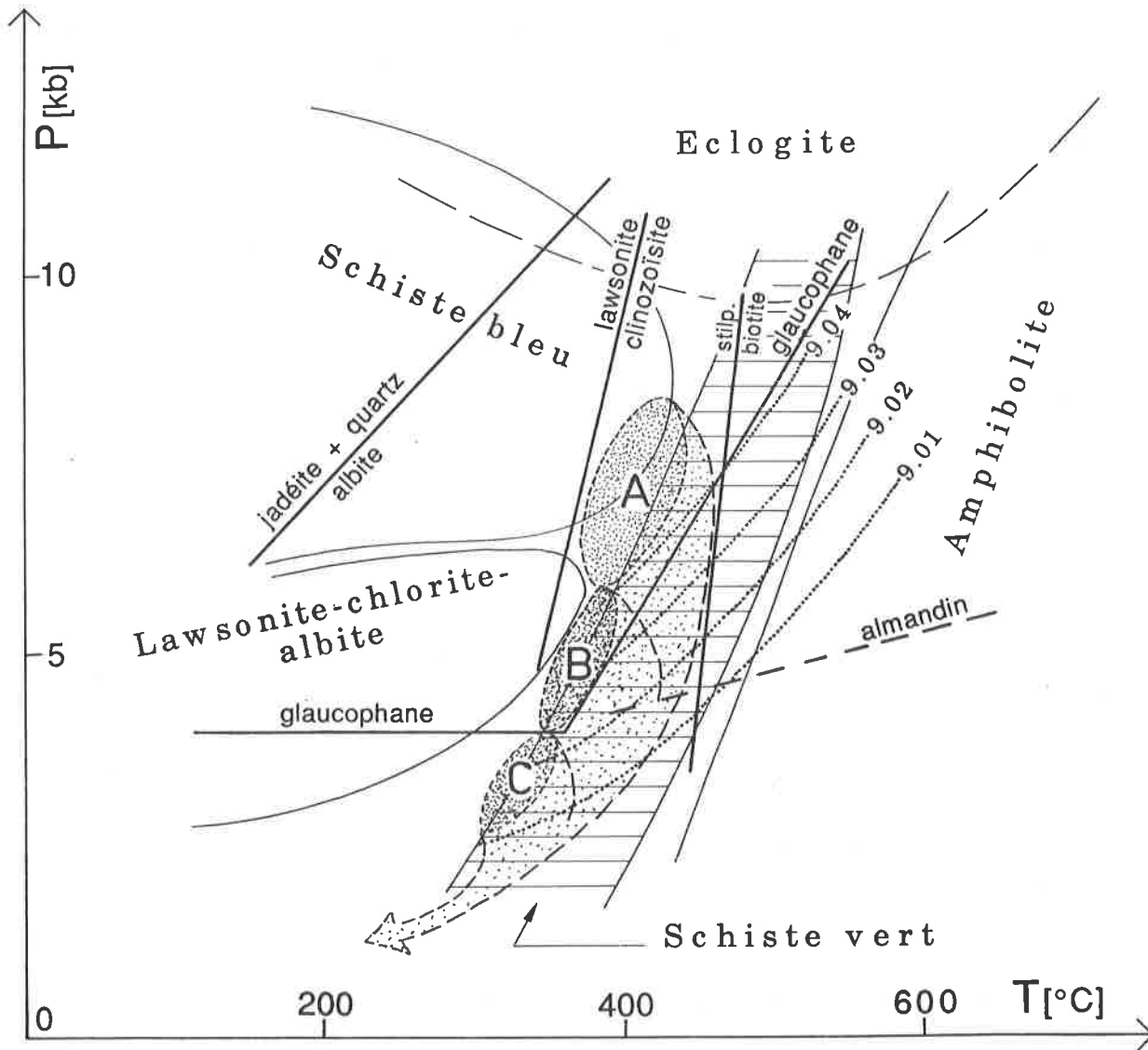


Fig. 37: Représentation du chemin pression-température suivi par les unités penniques moyennes en rive gauche du val d'Aoste au cours du métamorphisme alpin. A, B et C: domaines probables de la première phase (A: unités du Métailler et du Mont Fallère (= nappe du Mont Fort) ainsi que zone de Leverogne; B: zones du Ruitor et de Siviez; C: zone de Gran Testa). D'après TURNER (1981) pour les limites des différents faciès métamorphiques, WINKLER (1979) pour les limites de réaction, MARESCH (1977) pour le domaine d'apparition du glaucophane et GUIDOTTI & SASSI (1986) pour les b_0 des micas blancs (pointillé).

Tous les auteurs s'accordent par contre sur l'âge tertiaire (45-30 Ma) de la phase principale de faciès schiste vert.

Les conditions de formation de certains minéraux ne sont pas toujours très précises, d'autant plus que de nouvelles données expérimentales viennent souvent contredire les plus anciennes. Ceci apparaît sur la figure 37, par exemple pour la limite de stabilité du glaucophane; TURNER (1981) exclut sa présence à une température plus élevée et une pression plus basse que celle du faciès schiste bleu (environ 6 kb et 430 °C), alors que MARESCH (1977) prouve sa cristallisation à partir de 4 kb.

Il est possible de tracer un chemin PTt approximatif au cours du métamorphisme alpin (fig. 37), débutant entre 3 et 8 kb selon les unités et 300-400 °C, puis évoluant vers une légère baisse de pression et élévation de la température, avant de revenir aux conditions d'affleurement à l'air libre. Ce trajet est quasiment le même que celui qui a été tracé par BAUDIN (1987) pour le massif du Rutor, à la différence près qu'il y signale de la biotite alpine, alors que je suppose qu'il n'y a que du stilpnomélane au nord de la Doire Baltée (voir p. 76).

Résumé

Le métamorphisme alpin tel qu'il apparaît dans les unités penniques moyennes en rive gauche du val d'Aoste peut se résumer de la façon suivante:

- En conséquence de la "mise en place des nappes" se produisent une surcharge lithostatique et des cisaillements qui induisent la formation de la schistosité principale et la cristallisation de paragenèses à amphibole sodique, pour autant que la pression d'eau et/ou de gaz carbonique soit suffisante.
- Ensuite les "grands mouvements" s'arrêtent, permettant la remontée des isothermes qui modifie les conditions de cristallisation (phase principale du grenat, de l'amphibole vert-bleu et probablement de la série clinzoïsite-pistachite). Des déformations postschisteuses comme le rétroplissement affectent les roches à cette période.
- Finalement, l'érosion réalisant son œuvre destructrice, pression et température s'amoindissent, créant la déstabilisation de minéraux tels que le grenat et les amphiboles. Les charriages tardifs ne modifient apparemment pas cet état de fait.

Ce cycle se traduit sur un digramme PTt par une boucle classique (fig. 37). Les relations cristallisation-déformation sont également résumées dans le tableau 3.

	Phases de déformation alpines							
	D1		D2		D3		D4	
glaucophane s.l.	---	---	-----	---				
chloritoïde	---	---	-----	---				
grenat		---	-----	---	---			
épidote		---	-----	---	---	---		
amphib. vert-bleu					---			
phengite							---	---
albite							---	---
quartz								
chlorite		---	-----	---			---	---
stilpnomélane					-----	---	---	---
tourmaline					---	---		

Tableau 3: Relations cristallisation – déformation lors du métamorphisme alpin dans les unités penniques moyennes en rive gauche du val d’Aoste. Les colonnes situées entre les phases de déformation représentent les stades de cristallisation statique, c’est-à-dire non contemporains d’une schistosité.

CHAPITRE 3 : TECTONIQUE

A. Eléments structuraux

INTRODUCTION

L'analyse structurale du domaine pennique moyen en val d'Aoste se heurte à certaines difficultés. L'absence de couverture mésozoïque nous prive de frontières précises entre les diverses nappes. Ici seule les roches de la zone de Gran Testa montrent des contrastes sédimentaires originels, grâce auxquels il devrait être possible de retracer l'histoire de la déformation alpine.

Les différentes unités de la zone pennique moyenne s'amincissent passablement dans cette région; c'est en effet à la latitude du Mont Fallère que la distance entre la nappe de la Dent Blanche (austro-alpin) et les zones externes (valaisanne et helvétique) est la plus courte. Cela se traduit sur le terrain par un écrasement important des roches, et donc par la présence d'une **schistosité** ubiquiste dite **principale** et par l'effacement ou la parallélisation de presque toutes les structures antérieures.

Malgré cela, une cartographie détaillée (planche hors texte 1), accompagnée de nombreuses mesures de la schistosité principale (SP – fig. 38) et des axes des petits plis post-SP (fig. 39) ainsi que de leur vergence (fig. 40), a permis une interprétation de la géométrie des différentes unités géologiques dans cette région, autrement dit de leur **déformation finie**, et de proposer une chronologie des différentes phases de déformation.

ACQUISITION DES DONNEES

Cette analyse structurale repose essentiellement sur deux types de données:

a) **Le levé géologique** (planche hors texte 1)

C'est lui qui a permis d'une part la réalisation de la carte synthétique (fig. 2) et d'autre part la construction d'une série de coupes (planche hors texte 2). Toutes deux sont déjà le fruit d'une interprétation car, vu l'importante couverture quaternaire, il y a souvent une part de subjectivité à tracer une limite d'une façon plutôt que d'une autre; interprétation dictée tant par la

Projection sur canevas de Wuff, hémisphère inférieur

• • pôles de la schistosité

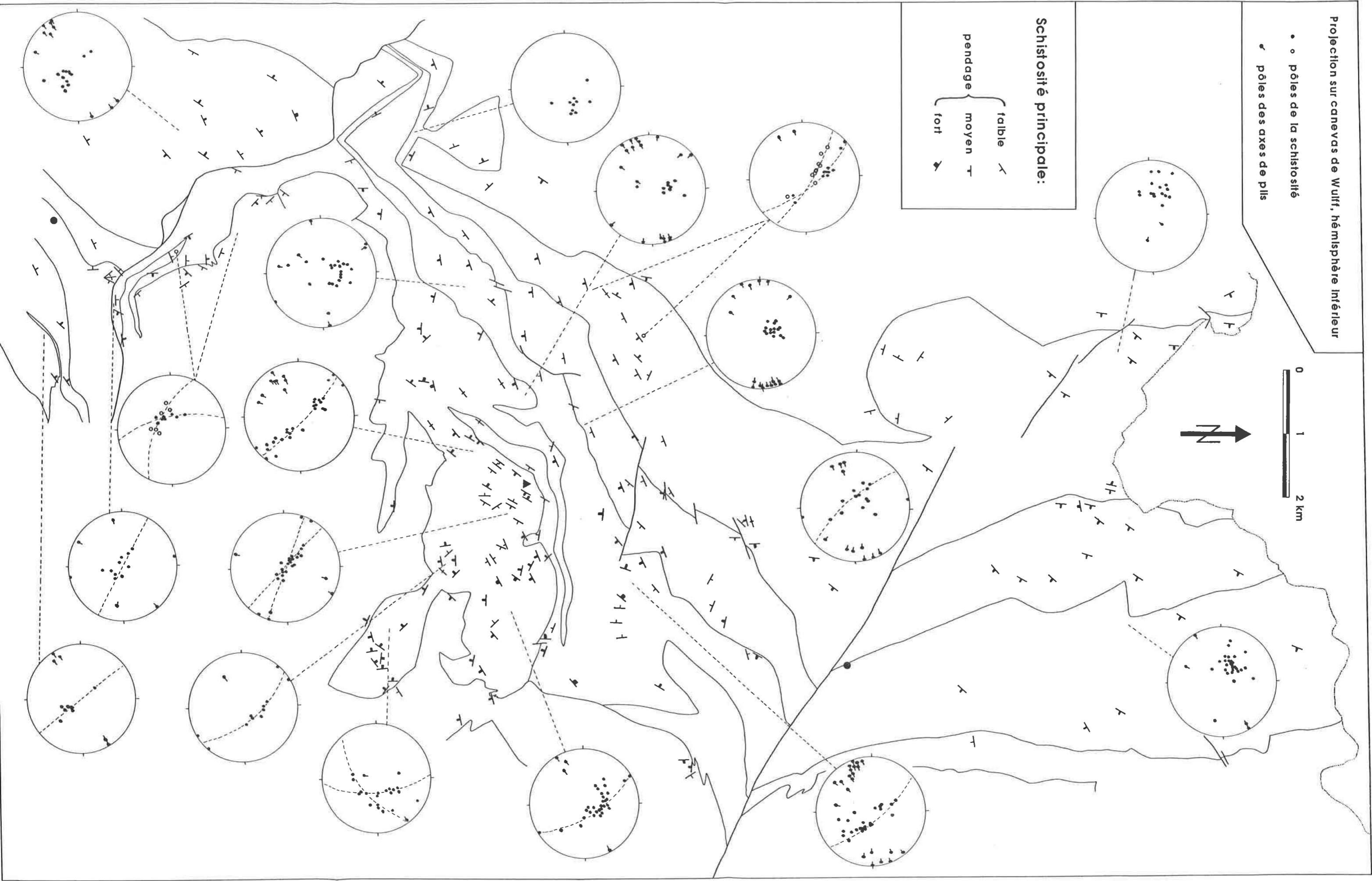
↖ ↗ ↘ ↙ pôles des axes de plis

0 1 2 km



Schistosité principale:

	↖	faible	↘
pendage	↗	moyen	↙
	↘	fort	↖



logique du terrain (pour une grande part) que par l'irrationnelle "esthétique" de l'auteur (le moins possible !).

Il est important de noter une fois encore que les différentes unités sont définies par leur lithologie et leur pétrographie, elles n'ont donc à priori aucune signification tectonique.

La lecture de la carte synthétique (fig. 2) montre une structure apparemment simple au nord de l'Artanavaz (voir également ALLIMANN & GOUFFON 1984 et BURRI 1983a et b), avec des limites le plus souvent parallèles. Cela se complique vers le sud, dès l'apparition du massif intrusif du Mont Flassin au sein de la zone du Ruitor. La limite entre l'unité du Métailler et celle

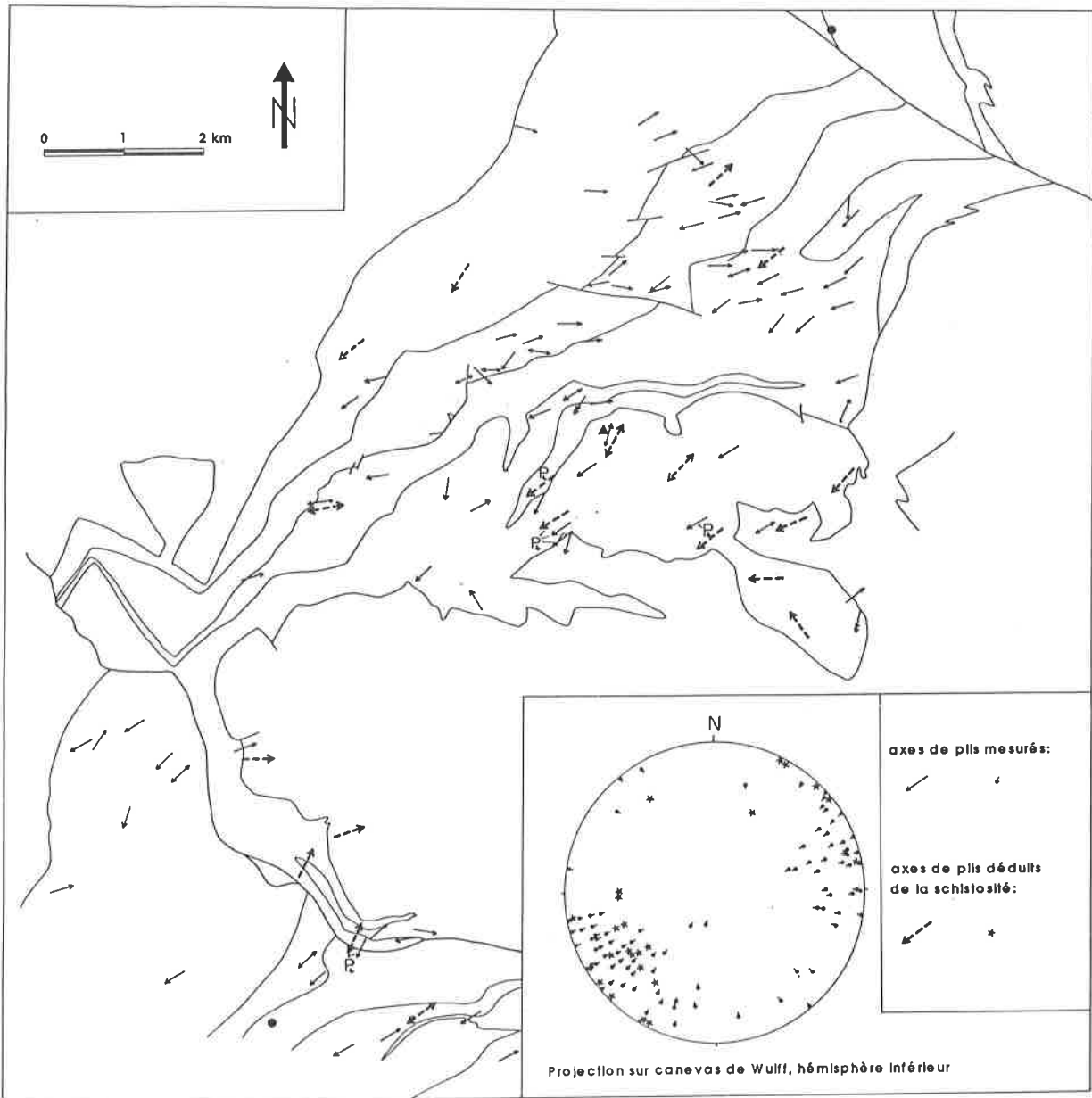


Fig. 39: Carte de répartition et projection des axes de plis P₃ (sans indication) et P₄ (indiqués) entre l'Artanavaz et la Doire Baltée.

du Mont Fallère montre de grands plis kilométriques alors que le contact basal de la zone des schistes lustrés recoupe par endroits cette limite. Enfin, un accident tectonique majeur - *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas* - recoupe toutes les unités penniques moyennes en rive gauche de la Doire Baltée; de plus certaines de ces unités ne réapparaissent pas dans le compartiment sud (inférieur).

b) La mesure des éléments structuraux

Seuls la schistosité principale (SP – fig. 38), les axes (fig. 39) et la vergence des petits plis postschisteux (fig. 40) ont été mesurés. La linéation d'étirement n'a pas été prise en considération, car les roches étudiées n'en montrent que rarement; les gneiss et les micaschistes

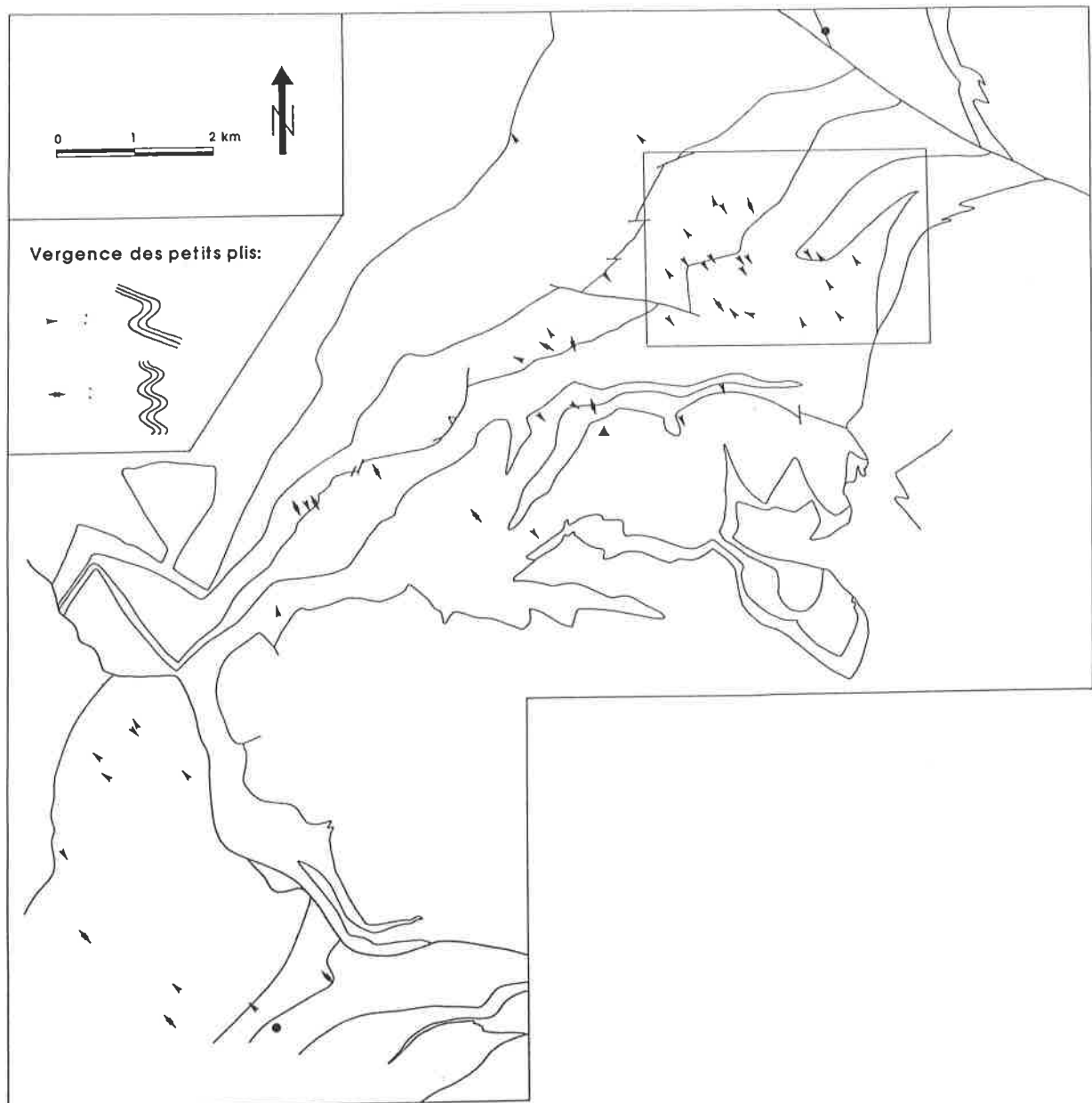


Fig. 40: Carte de répartition de la vergence des petits plis P_3 entre l'Artanavaz et la Doire Baltée. Avec situation des figs 50 et 51.

ont une structure plutôt planaire, dans lesquels les albites et les amas de phyllosilicates adoptent généralement une morphologie en "galettes" alors que les minéraux allongés (principalement l'amphibole bleue), souvent très petits et difficilement observables à l'œil nu ou à la loupe, ne montrent que très rarement une orientation statistique. Toutefois, les rares linéations observées sont d'orientation E-W (souvent parallèles aux axes des petits plis P_3 associés) ou dans un ou deux cas NW-SE.

La schistosité principale plonge de façon très constante vers l'ESE au nord de l'Artanavaz (fig. 38) et même sur une vingtaine de kilomètres au-delà de la frontière italo-suisse (BURRI 1983a et b); elle semble pivoter vers le SSE entre le torrent susmentionné et l'*accident col de Bard - Saint-Nicolas*, alors qu'elle plonge au NW au sud de cet accident.

Les mesures d'axes de plis ont été effectuées sur des plis décimétriques à métriques (fig. 39), de style en chevrons, voire concentriques, replissant soit la schistosité principale et donc postérieurs à celle-ci, soit les bancs dans des séries de roches contrastées comme la série "varvée" de la zone de Gran Testa ou les gneiss rubanés de l'ensemble de Bourg-St-Pierre. Les quelques plis anté- ou syn-SP observés sont toujours isoclinaux.

La direction des axes de plis est relativement constante dans toute la région étudiée (fig. 39), principalement concentrée entre NE-SW et E-W, avec un plongement $\leq 25^\circ$ tant vers l'une que vers l'autre de ces directions.

La vergence de ces petits plis est importante par le fait qu'elle indique le sens de déversement des plis de plus grande échelle très rarement observables sur le terrain.

CHRONOLOGIE DES STRUCTURES OBSERVEES

Phase D_1

La schistosité principale

La première phase de déformation décelable sur le terrain est responsable de la formation d'une schistosité ubiquiste correspondant à la schistosité principale (SP); du moins partiellement, car celle-ci s'est probablement poursuivie lors de D_2 (voir § suivant). SP est contemporaine de la recristallisation dans les faciès schiste bleu – schiste vert puis schiste vert de toutes les roches de la région (voir fig. 37 et tabl. 3), et de ce fait s'apparente à une véritable *foliation*. Cette SP est très souvent parallèle ou subparallèle aux contacts des différentes unités (fig. 38).

La schistosité principale recoupe parfois la stratification originelle lorsque celle-ci peut encore être observée, mais la discordance entre les deux est généralement très faible, de l'ordre de quelques degrés seulement. Cela est particulièrement le cas dans les niveaux 3 et 7 de la zone de Gran Testa (voir fig. 19) où un angle d'environ 25° a même été mesuré (fig. 41). Dans les unités du Métailler et du Mont Fallère, aucune discordance n'a été mise en évidence entre SP et

les bancs de roches particulières (roches claires, metabasites) dont la mise en place synsédimentaire sous forme de couches ou de coulées volcaniques n'est d'ailleurs pas assurée (il pourrait aussi s'agir de filons recoupant une éventuelle stratification).

Les plis P_1

Les plis associés à la déformation D_1 sont peu nombreux et ne sont présents que dans les unités les plus internes (Métailler et Mont Fallère). Ce sont d'une part de petits plis centimétriques à décimétriques intrafoliaux, et d'autre part de grands plis plurihectométriques à plurikilométriques aux alentours du Mont Fallère, détectés sur la carte synthétique (fig. 2); ils sont toujours iso-clinaux.

Les seconds affectent le contact entre les deux unités susmentionnées et sont bien visibles sur la figure 2 ainsi que sur les coupes 4, 5 et AB de la planche hors texte 2. Ils forment trois plis en antiforme au sud-ouest du Mont Fallère et un en synforme à l'est de ce sommet; (un deuxième est probablement masqué par un chevauchement tardif de la zone des schistes lustrés, aux environs de l'avancée la plus occidentale de la nappe de la Dent Blanche).

De fins bancs clairs et de petites veines de quartz trahissent la présence de petits plis P_1 d'échelle centimétrique à décimétrique (fig. 42, 43 et 44). Ils admettent évidemment SP comme plans axiaux, alors que leurs axes sont rarement mesurables; il est néanmoins possible d'estimer leur direction entre N-S et NW-SE avec un plongement de 20° à 30° vers le SSE.

Phase D_2

Au sud et à l'ouest du Mont Fallère, les plis P_1 sont recoupés par le contact basal de la zone des schistes lustrés (fig. 2), ce qui implique que ce contact est chevauchant et postérieur à D_1 . Il est lui-même replissé isoclinale: il forme un grand Z très aplati, à vergence vers l'est, visible en deux endroits sur la carte synthétique (fig. 2), aux environs de Clavel (au nord-est d'Avise) ainsi que vers le point coté 2277 m (au sud du Mont Fallère); ce Z apparaît également sur les coupes 1 à 4 et AB de la planche hors texte 2.

Les axes de ces plis P_2 plongent d'environ 10° vers le SW.

La succession des phases D_1 et D_2 est schématisée sur la figure 45, où l'on remarquera la similitude des plans B et A de cette figure avec les coupes 2 et 3 et respectivement la coupe 4 de la planche hors texte 2.

Un autre pli mégascopique est attribué à cette phase D_2 , il s'agit du repli de l'unité du Mont Fallère dans celle du Métailler à l'est de Costa Labiez (voir fig. 52 et coupes 6 et 7 de la planche hors texte 2).

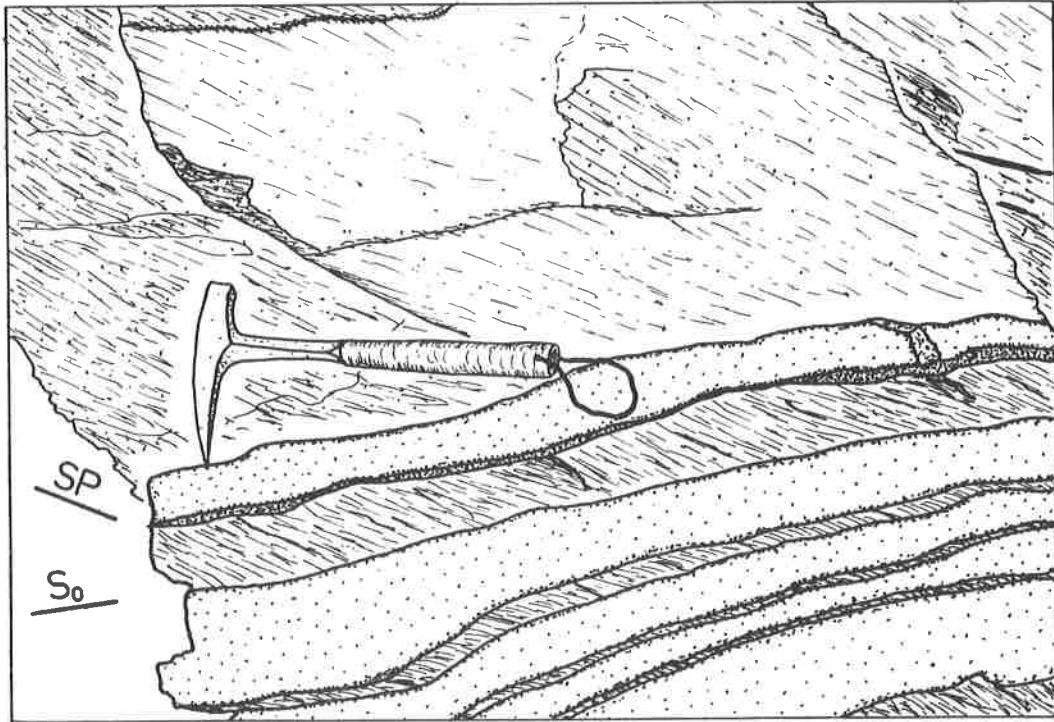


Fig. 41: Discordance entre la stratification originelle (S_0) et la schistosité principale (SP) dans le niveau 3 de la zone de Gran Testa (voir fig. 19). Vue vers le SE - A l'ouest du col d'Arsy, alt. 2225 m, coord. 59°750/72°500.

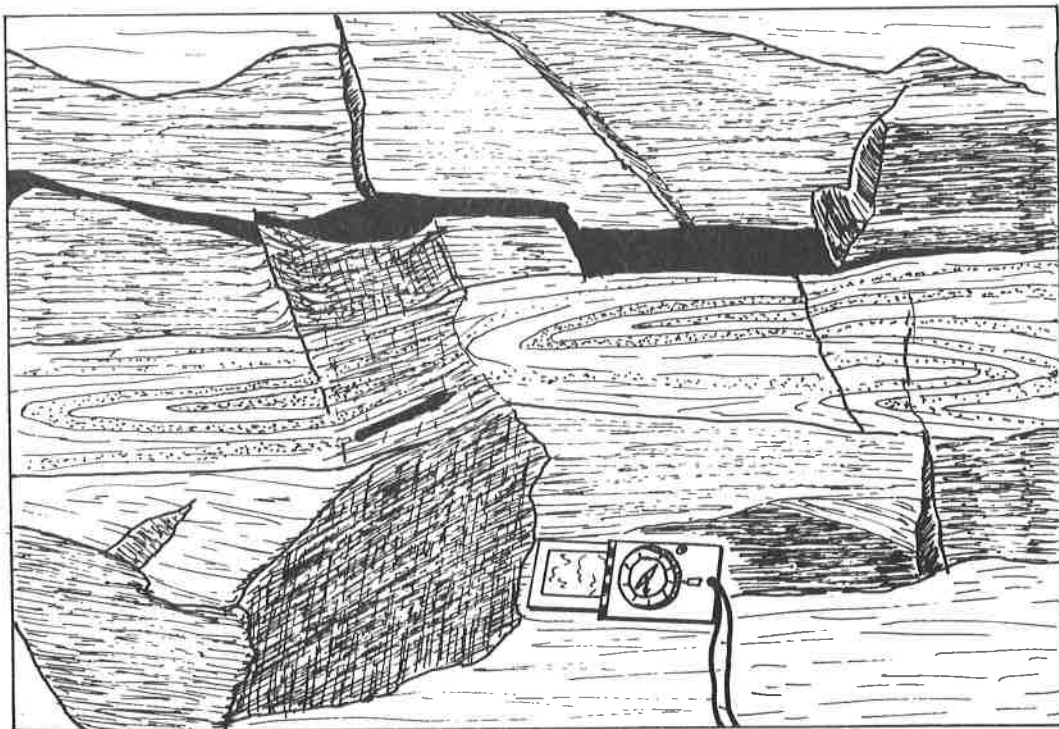


Fig. 42: Plis intrafoliaux P_1 dans un banc albitique de l'unité du Mont Fallère. Vue vers le SE - Lago Morto, alt. 2750 m, coord. 59°450/70°400.

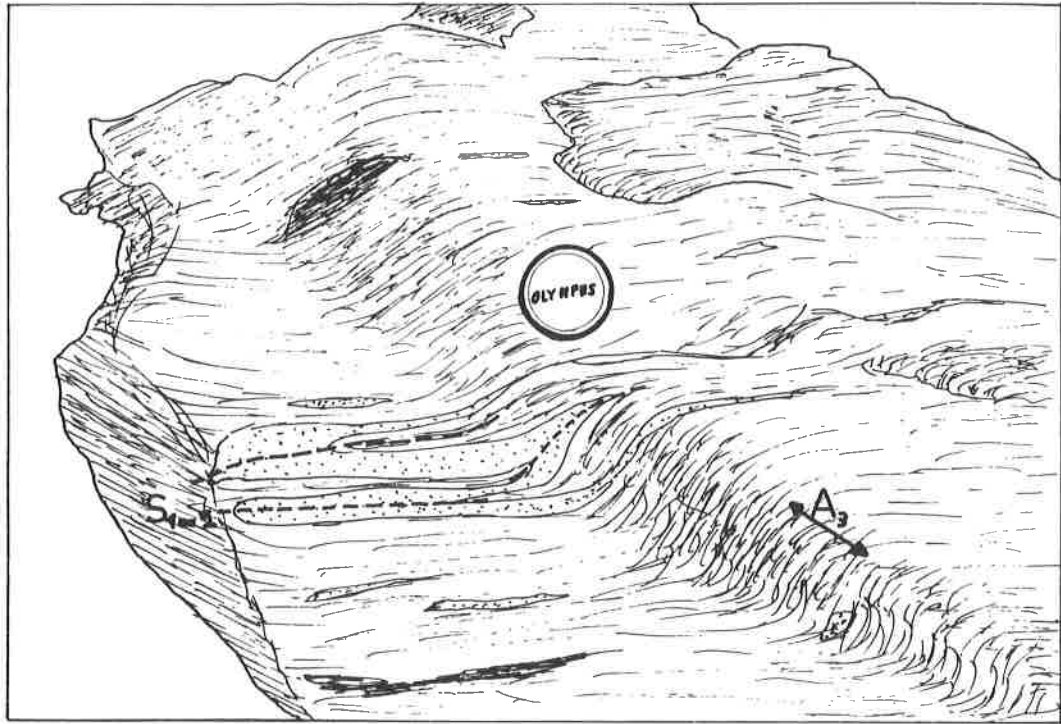


Fig. 43: Plissements successifs d'une "veine" très albitique dans les gneiss de l'unité du Métailler, d'abord isoclinal P1 ou P2 puis ouvert P3 - Bloc éboulé, comba Meana, alt. 2450 m, coord. 56'950/70'650.

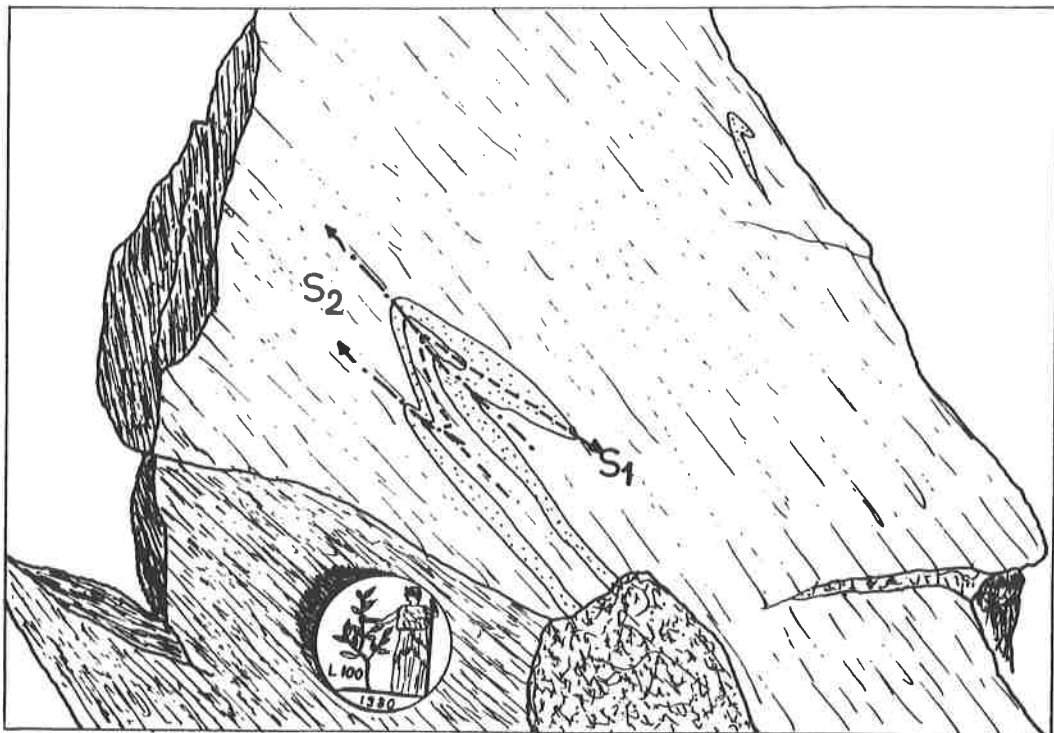


Fig. 44: Pli P1 repris par P2 dans une "veine" albitique d'un schiste gris-bleu de l'unité du Mont Fallère. Vue vers l'E - Lago delle Foglie, alt. 2290 m, coord. 61'225/69'750.

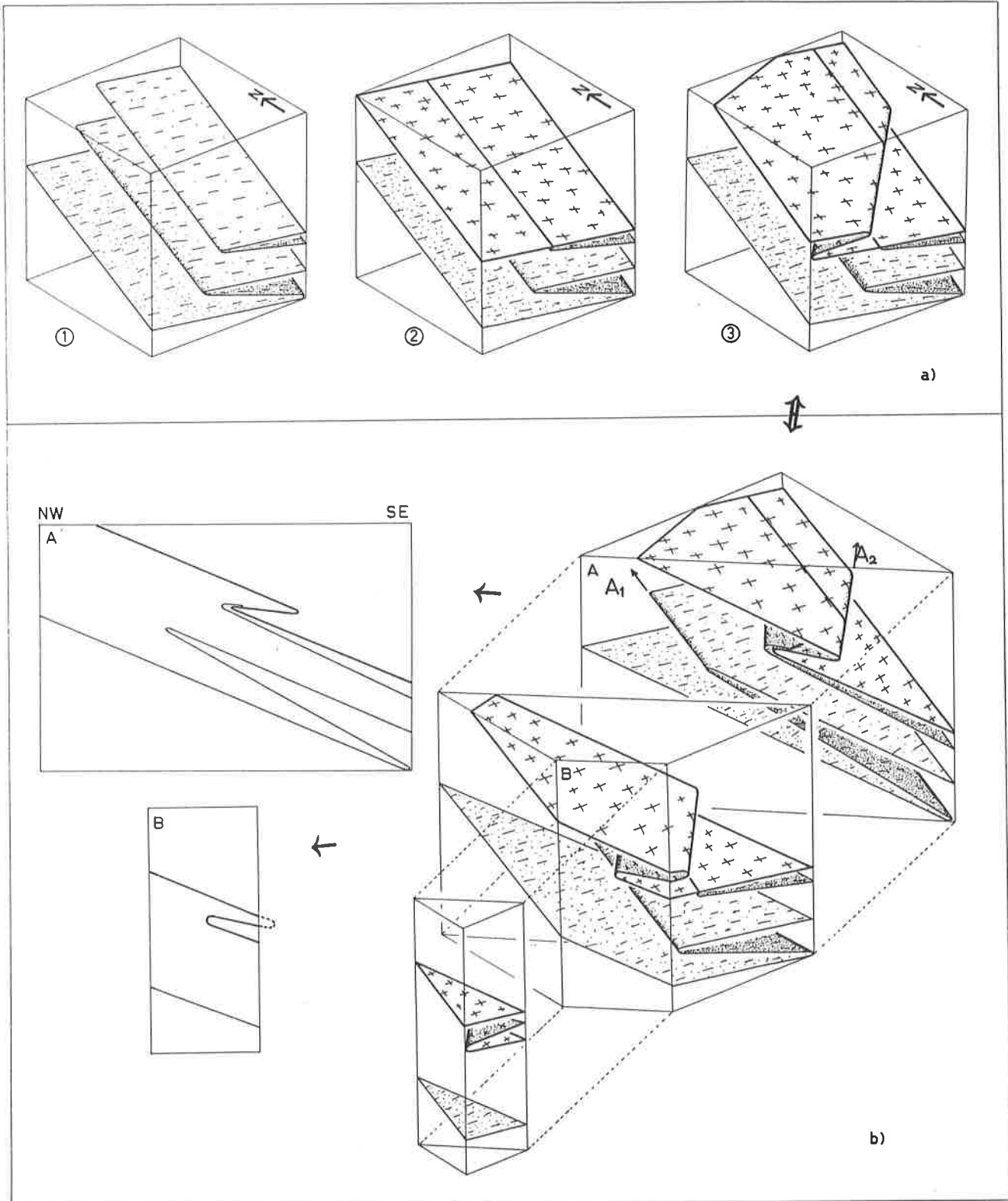


Fig. 45: Schéma de la superposition des phases de déformation D₁ et D₂ .

- a) 1: plissement P₁
- 2: chevauchement précoce de la zone des schistes lustrés
- 3: plissement P₂
- b) résultat de la superposition de ces deux phases comme on peut l'observer actuellement dans les secteurs de Clavel et du lago Morto.

De petites veines albitiques montrent parfois une superposition de D_1 et D_2 (fig. 44). Dans ce cas, la schistosité plan-axiale S_2 est quasiment parallèle à S_1 dans les flancs des plis P_2 , alors que dans leur charnière, S_1 n'est pratiquement plus visible. Il y a donc lieu de penser que **S_1 a été réorientée parallèlement à S_2 lors de D_2** . Comme il est généralement impossible de distinguer S_1 de S_2 , tant sur le terrain qu'au microscope, il paraît judicieux de regrouper ces deux schistosités sous l'unique label de **schistosité principale (SP)**.

Quelques rares plis synschisteux et quasiment isoclinaux ont été observés dans la partie conglomératique de la zone de Gran Testa (niveau 2 - fig. 19). La direction de leur axe semblant plonger vers le SW, on peut les attribuer à cette phase D_2 .

Phase D_3

La schistosité principale est replissée par de nombreux plis mésoscopiques P_3 (de l'ordre du décimètre ou du mètre), à surfaces axiales subhorizontales ou légèrement inclinées dans des directions variant du NE au SW, avec une nette prédominance vers le SE. Ces surfaces semblent s'ordonner autour d'un axe NW-SE qui pourrait correspondre au bombement régional que l'on voit sur la coupe AB de la planche hors texte 2.

Les plis P_3 sont le plus souvent ouverts (fig. 46), en chevrons ou à tendance concentrique, mais peuvent également se resserrer; ils ne sont toutefois jamais isoclinaux comme les précédents (P_1 et P_2). Ils forment la majorité des structures plissées que l'on peut voir et mesurer sur le terrain.

Les axes des plis P_3 sont reportés sur la figure 39; leur orientation est en moyenne NE-SW, avec une dispersion entre $N50^\circ$ et $N110^\circ$ ainsi qu'entre $N200^\circ$ et $N260^\circ$, et un plongement rarement supérieur à 25° .

La vergence des petits plis (fig. 40) est dirigée tantôt vers le SE, tantôt vers le NW, en même temps que le plongement de leur surface axiale, ou alors est parfaitement indéfinie lorsqu'ils dessinent une cascade de plis verticale. Cela permet de situer ces petits plis respectivement en flanc normal, inverse, ou en charnière de grands plis P_3 , considérant un déversement général vers le SE.

Une schistosité plan-axiale S_3 apparaît très rarement, mais peut localement occulter la schistosité principale.

Les plis mégascopiques de cette phase D_3 sont peu nombreux. Les flancs nord et ouest du Mont Fallère révèlent la présence de l'un d'eux (fig. 47 et 48).

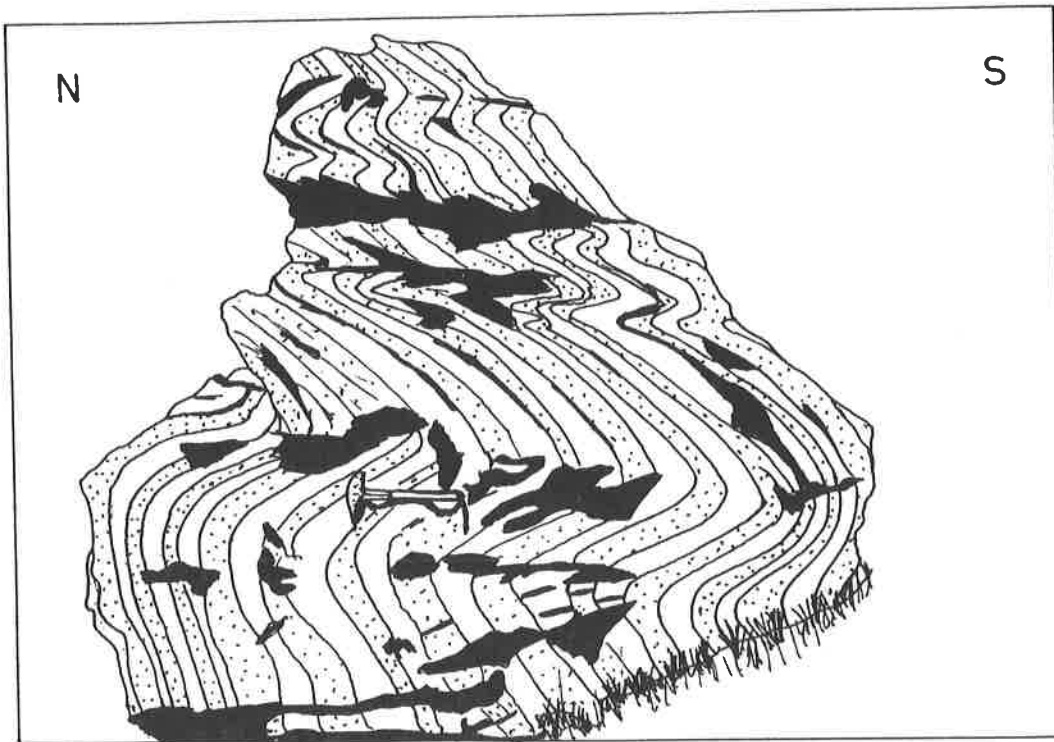


Fig. 46: Plis métriques P_3 dans le niveau 3 de la zone de Gran Testa (voir fig. 19). SP est ici parallèle à So - Sous le col d'Arsy, alt. 2520 m, coord. 60°350/72°600.

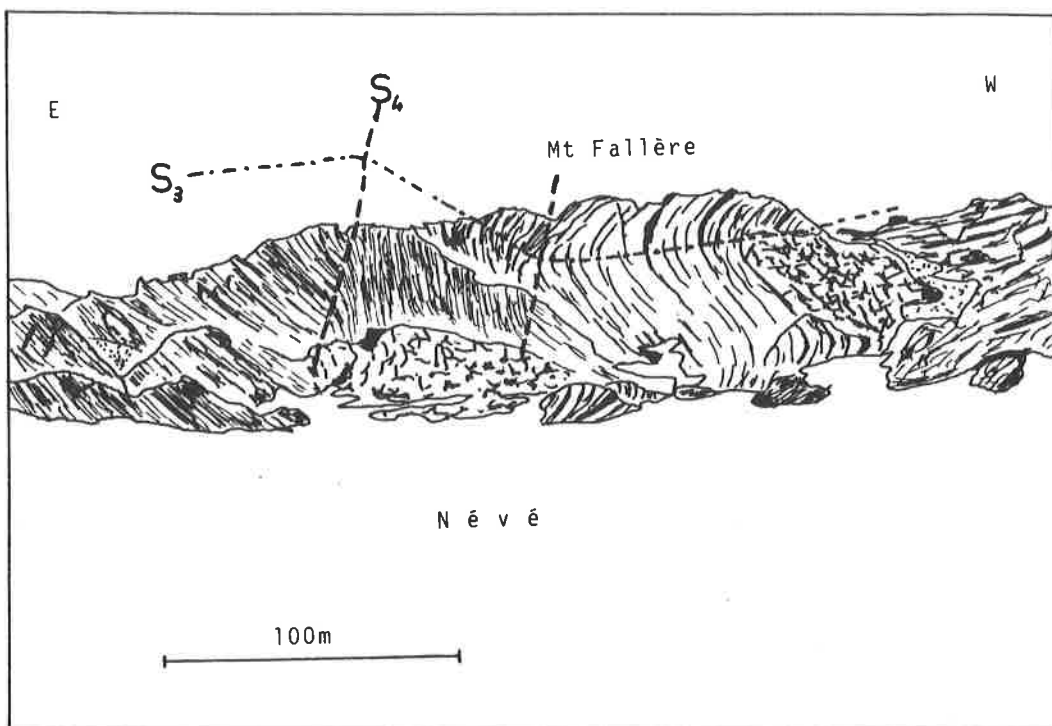


Fig. 47: La schistosité principale est plissée par D_3 puis par D_4 - Versant nord du Mont Fallère.

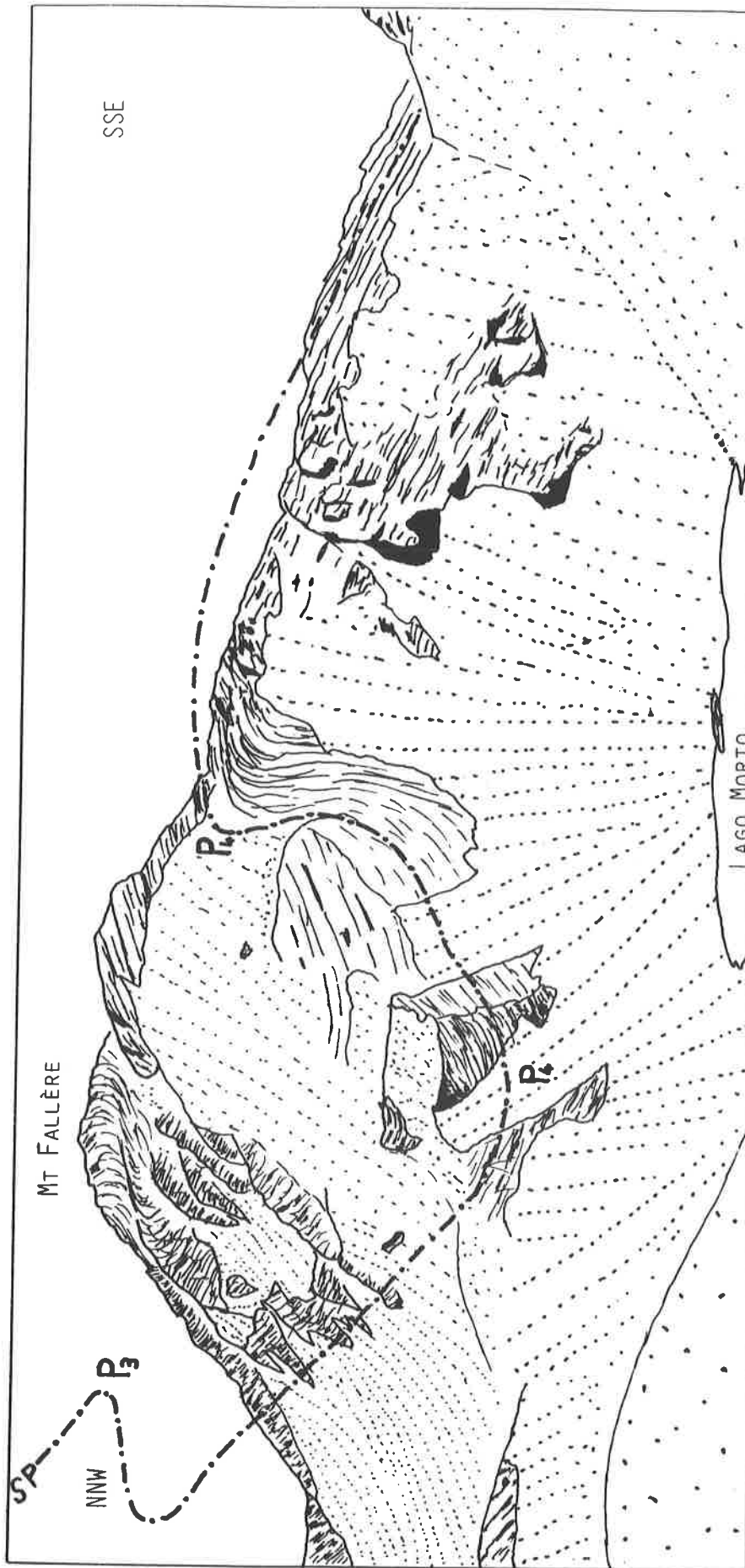


Fig. 48: Proximité de plis hectométriques P₃ et P₄ entre le lago Morto et le Mt Fallère.

Un deuxième grand pli P_3 a été mis en évidence dans la région de Costa Labiez (voir coupes 6 et 7 de la planche hors texte 2) par les observations suivantes:

- la présence d'un grand pli fermé vers l'est à l'extrémité occidentale de la crête de Costa Labiez, sur le versant dominant la combe Flassin (fig. 49);
- le pendage de la schistosité principale s'inverse (fig. 50) en même temps que la vergence des petits plis P_3 (fig. 51), à partir d'une ligne considérée comme la trace axiale de ce pli;
- ce pli apparaît sur la carte géologique (planche hors texte 1), matérialisé par la limite entre les niveaux 2 et 3 (conglomérat et série "varvée" - fig. 19) de la zone de Gran Testa (voir également les coupes 6 et 7 de la planche hors texte 2).



Fig. 49: Grand pli plurihectométrique P_3 à l'ouest de Costa Labiez, dans la zone de Gran Testa - Vue depuis la crête au nord du col d'Arsy.

Le flanc inverse de ce pli P_3 est donc caractérisé par le plongement de la schistosité principale vers le NW à W et la vergence des petits plis dirigée vers le NW. Sur ce même site, un mégapli P_2 est impliqué par cette phase D_3 : il s'agit de la pincée de l'unité du Mont Fallère dans les gneiss de celle du Métailler (voir p. 90). Le schéma de la figure 52 explique cette superposition; on remarquera la similitude des plans A et B de la figure 52b avec respectivement les coupes 7 et 6 de la planche hors texte 2.

En projection stéréographique (fig. 38), il est frappant de constater qu'en de nombreux sites, les pôles de SP ont tendance à s'aligner sur un grand cercle correspondant à une déformation de cette schistosité par un plissement d'axe orienté de façon identique à ceux des plis P_3 (voir aussi fig. 39).

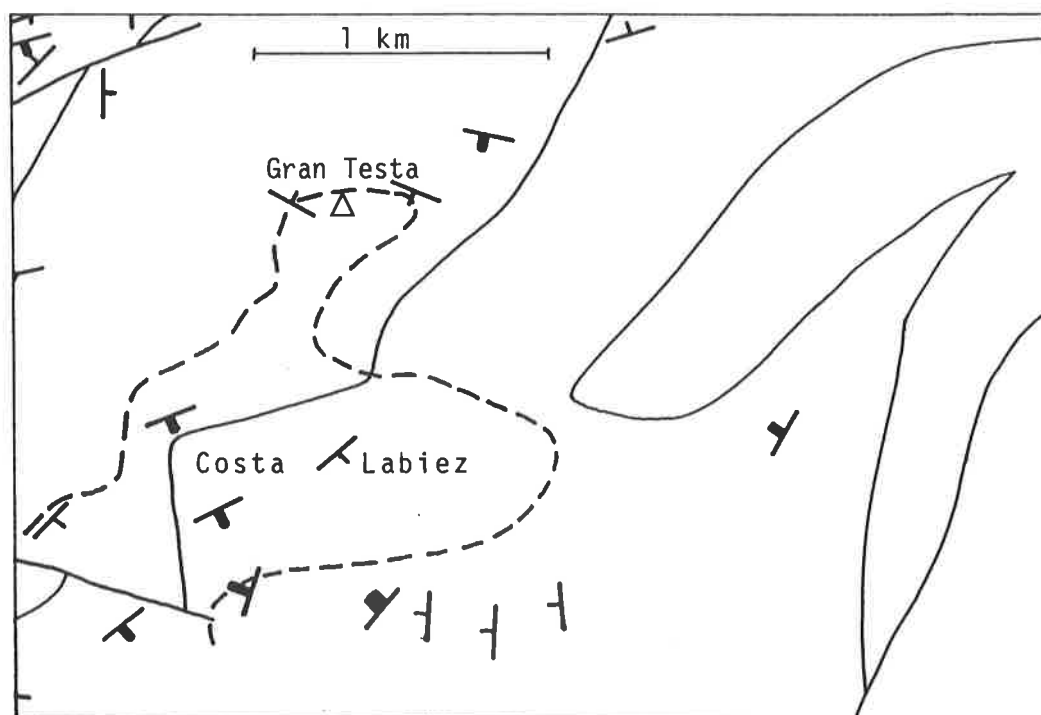


Fig. 50: Carte de répartition de la schistosité principale dans le secteur de Costa Labiez, avec trace axiale P₃ en traitillé (situation: voir fig. 40).

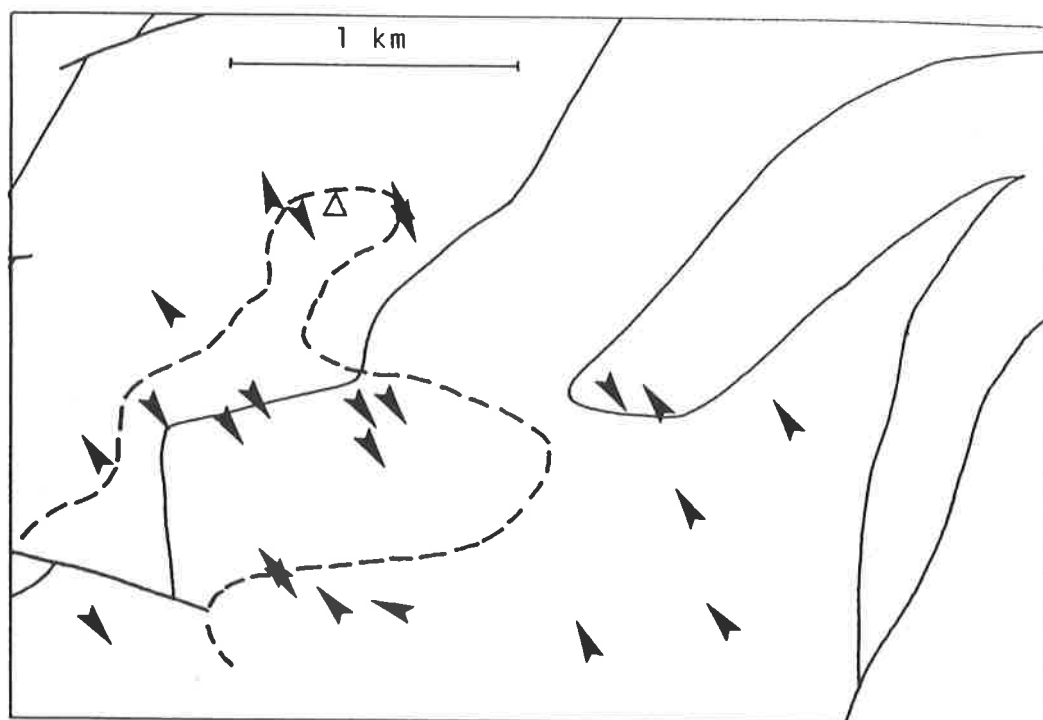
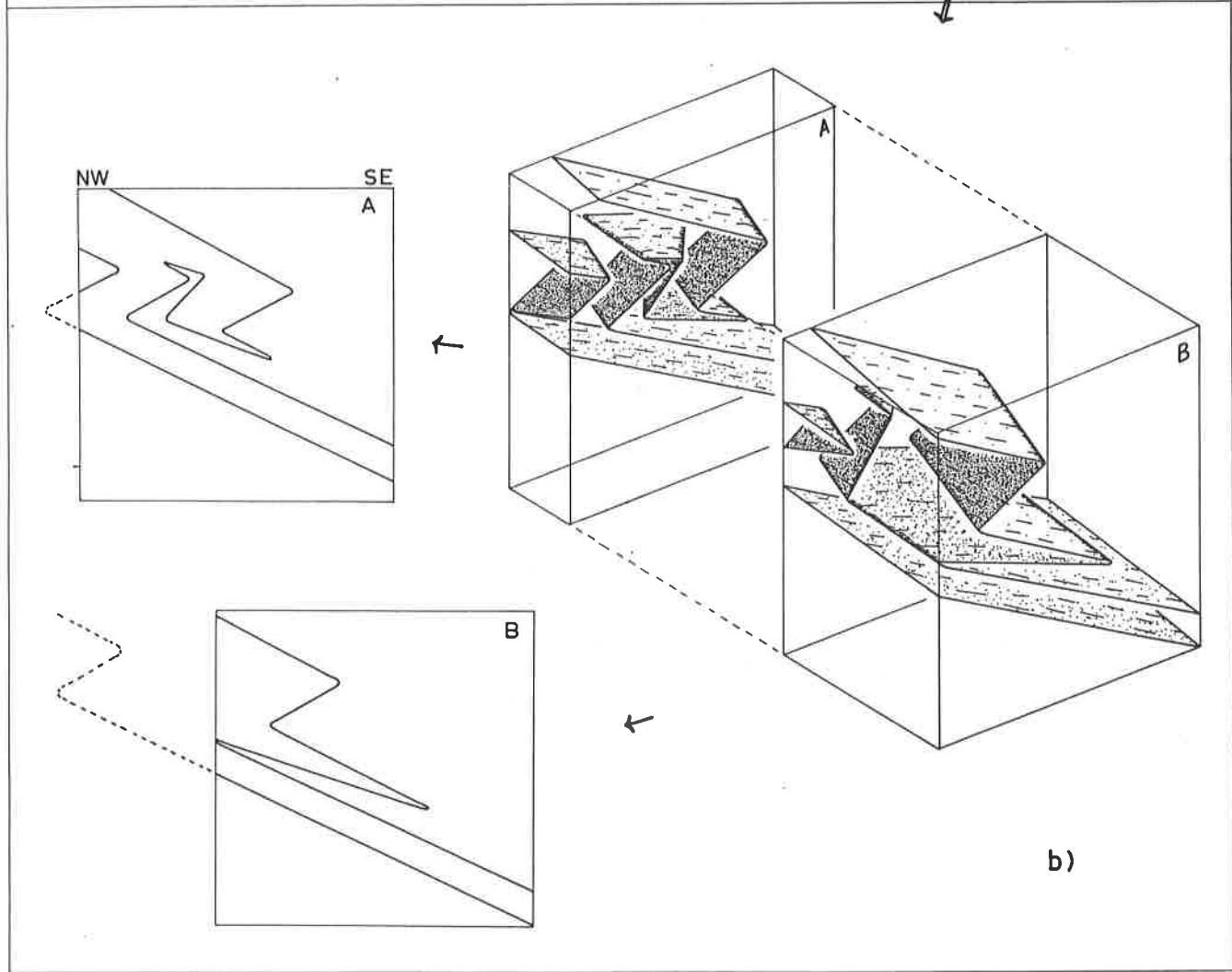
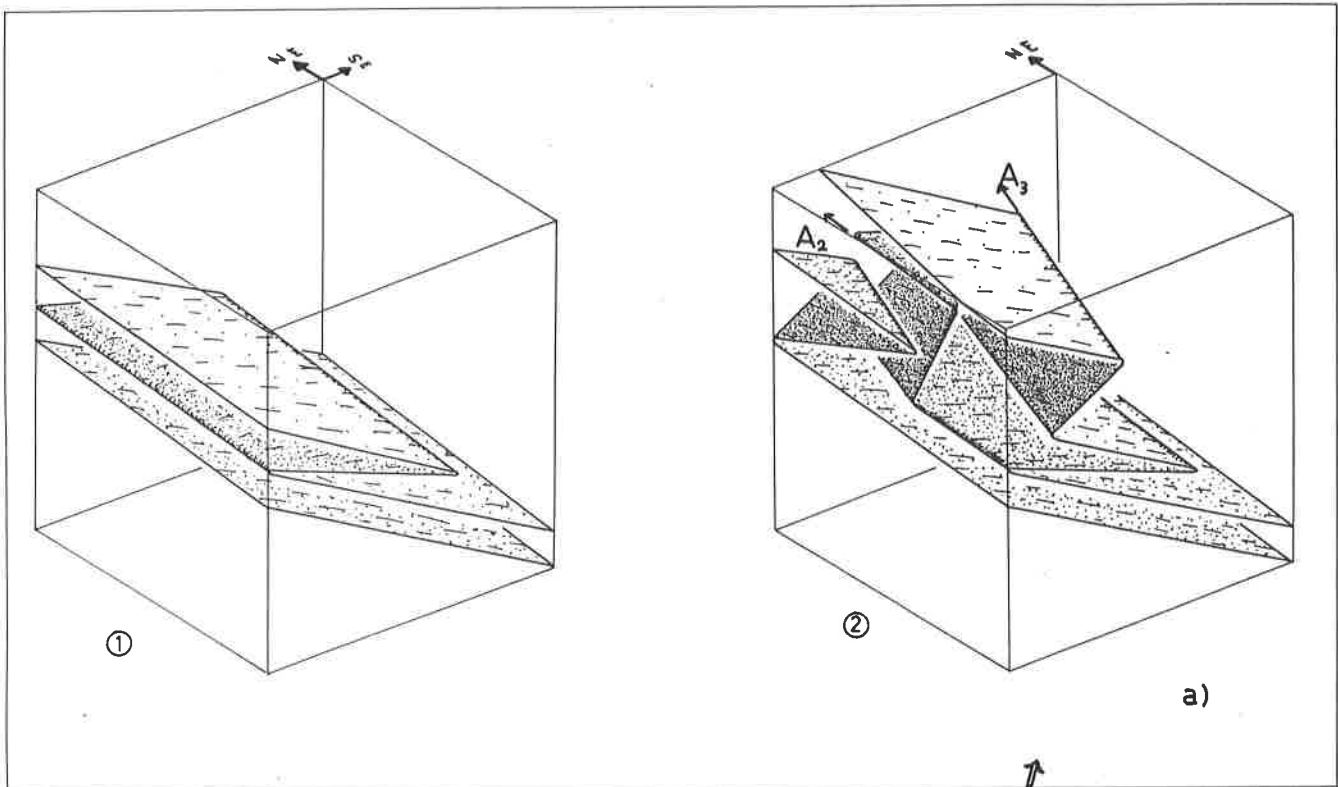


Fig. 51: Carte de répartition de la vergence des petits plis P₃ dans le secteur de Costa Labiez, avec trace axiale P₃ en traitillé (situation: voir fig. 40).



(légende au verso)

Au sud de l'accident col de Bard - Saint-Nicolas, cette phase est également omniprésente, mais la direction des axes des petits plis est en moyenne légèrement plus méridienne qu'au nord. La direction des plans axiaux y est apparemment plus constante et leur plongement est d'environ 30° vers le SE (N150°). La vergence des petits plis ainsi que le plongement de la schistosité principale sont dirigés vers le NW, excepté à la faveur de quelques plis décamétriques (fig. 53), ce qui indiquerait que **tout ce secteur se trouve en flanc inverse d'un mégapli P₃**. Ceci concorde avec les observations et interprétations des auteurs qui ont étudié le prolongement de ce secteur au sud de la Doire Baltée (DAL PIAZ 1965, CABY 1968 et BAUDIN 1987), pour qui la structure actuelle du massif du Ruitor est due à un rétrodéversement d'ampleur pluri-kilométrique.

Par la géométrie et le sens de déversement vers le SE de ses plis, **cette phase D₃ peut être corrélée avec la phase alpine dite de "plis en retour"**.

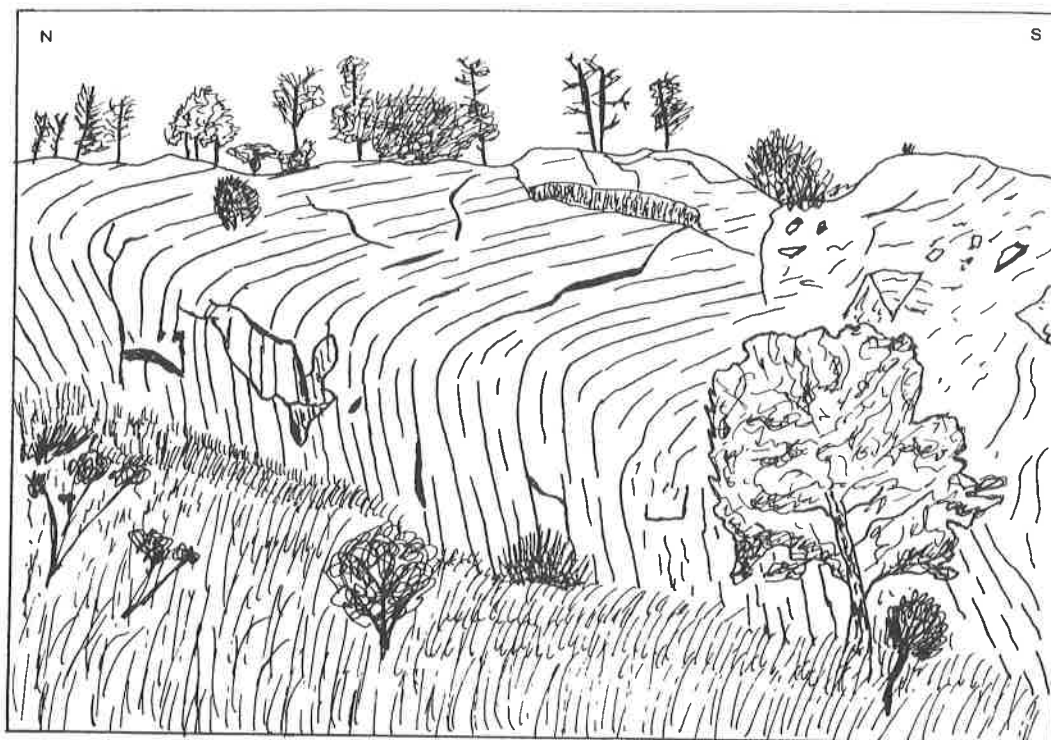


Fig. 53: Pli décamétrique P₃ dans les gneiss gris fins de la zone du Ruitor - Rive gauche de la Doire Baltée, alt. 1750 m, coord. 52°750/66°350.

Fig. 52: Schéma de la superposition des phases de déformation D₂ et D₃.

- a) 1: plissement P₂
- 2: plissement P₃
- b) résultat de cette superposition comme on peut l'observer actuellement dans le secteur de Costa Labiez.

Phase D₄

Dans le secteur situé au sud du Mont Fallère ainsi qu'aux environs de Clavel (au nord-est d'Avisé) existent des plis souvent très ouverts, à plans axiaux subverticaux (fig. 54); ils sont responsables de l'ondulation à vergence NW de la schistosité principale et des contacts entre unités (voir coupes 2 à 5 de la planche hors texte 2). Dans le premier secteur cité, les axes de ces plis P₄ plongent de 10° à 25° vers le SW (N235° à N250°), alors que dans le second ils sont sub-horizontaux de direction N200°. De tels plis P₄ n'ont pas été observés dans d'autres secteurs.

Le plus remarquable de ces plis délimite le petit cirque dominant le lago Morto. Il occupe une position particulière, faisant face au pli P₃ du Mont Fallère sur le versant ouest de ce sommet (fig. 48).



Fig. 54: Pli métrique P₄ très ouvert, à plan axial subvertical, dans les schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère. Vue vers le NE - Sous le lac Fallère, alt. 2320 m, coord. 60°750/69°700.

Considérant que les axes des plis P₄ ont une direction plus méridienne que bon nombre d'axes de plis P₃, il est possible que la rotation vers le sud de ces derniers et de la direction de SP en certains endroits soit due à la superposition de plis P₃ et P₄, schématisée sur la figure 55. Ceci serait valable en particulier pour le petit secteur constitué par la face sud du Mont Fallère (voir fig. 38 et 39).

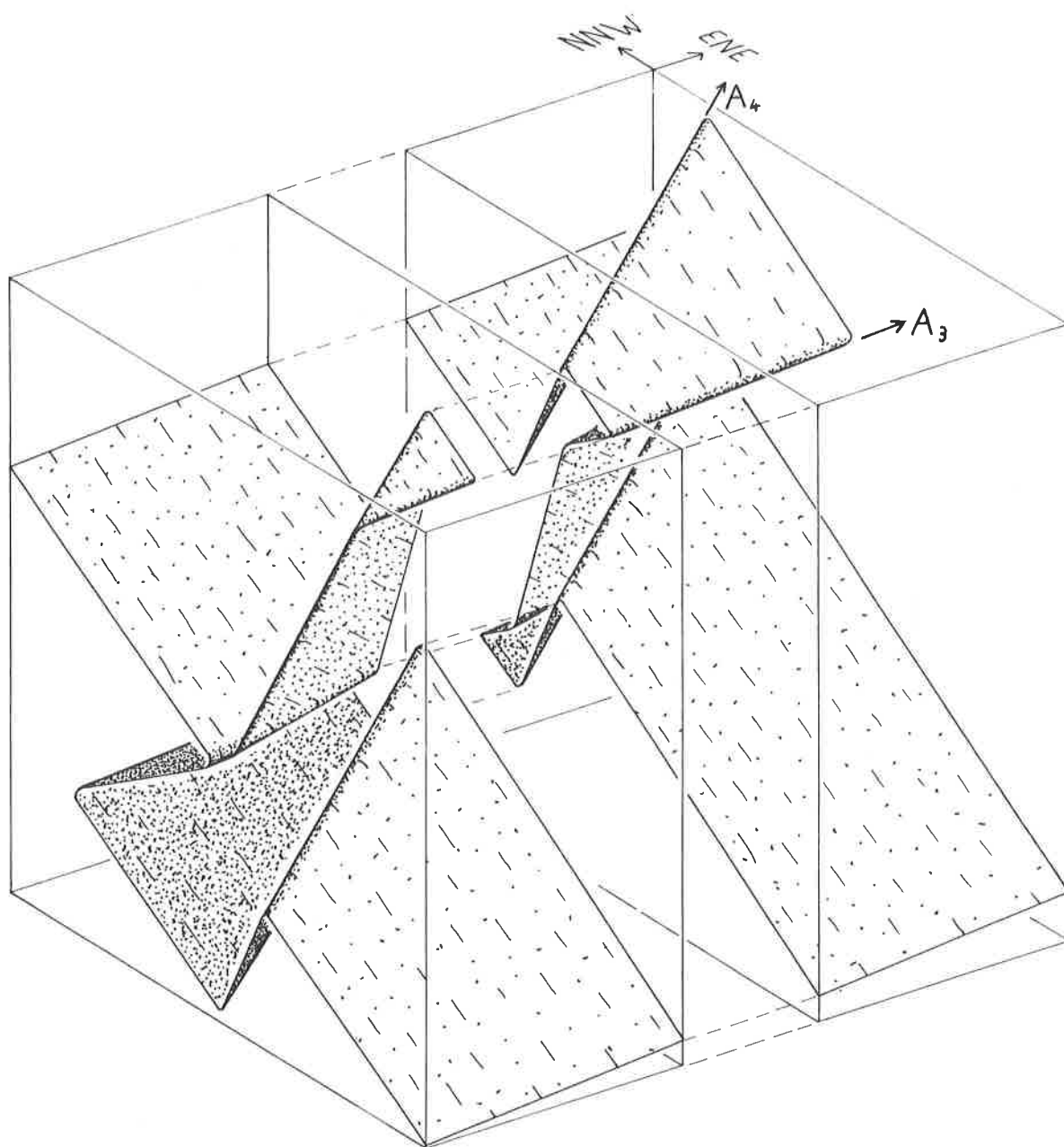


Fig. 55: Schéma de la superposition des phases de déformation D₃ et D₄ déduit du secteur Mont Fallère – lago Morto.

L'accident col de Bard - Saint-Nicolas

Description

Sur le versant gauche de la Doire Baltée et dans le vallon de Vertosan, un accident tectonique affecte toutes les unités décrites dans ce travail; il est d'importance majeure et relativement récent, il recoupe en effet la schistosité principale ainsi que les plis P₃. Entre les deux points où il

a pu être mis en évidence – St-Nicolas et le col de Bard – cet accident possède un pendage de 0 à 20° vers l'E (voir coupe 1, planche hors texte 2).

CABY (1974, 1981, CABY et al. 1978) avait déjà observé cet accident entre Vens et St-Nicolas mais, vers le nord, il le faisait passer entre la zone du Ruitor et le "Permo-Carbonifère interne". Une géométrie nouvelle apparaît donc ici (fig. 2).

Cet accident détermine quelques dépressions dans la topographie, comme les cols de Bard et de Joux; le torrent qui coule de ce dernier vers le sud-est en suit la trace sur environ un kilomètre. Cette trace est jalonnée de roches cataclastiques non recristallisées (mylonites de Vens - voir p. 37), qui forment une masse importante près du village de Vens, bien visible le long des 300 derniers mètres de la route menant à cette localité. Ceci tend à démontrer que le (dernier ?) mouvement le long de cet accident s'est déroulé sous des **conditions de déformation cassante, caractéristiques des phases tardi-alpines.**

Il serait utile de reprendre l'étude détaillée de la zone houillère et de la zone des schistes lustrés dans les secteurs où se perd actuellement la trace de cet *accident col de Bard - Saint-Nicolas* pour en connaître les prolongements exacts.

Un accident majeur

L'accident col de Bard - Saint-Nicolas met en contact deux blocs dont l'arrangement géologique et structural est passablement différent. La succession des unités est la suivante, d'ouest en est:

Compartiment sud	Compartiment nord
- zone houillère	- zone houillère
- massif du Ruitor subdivisé ici en:	- zone du Ruitor
- zone du Ruitor (s. s.),	
- une petite bande permienne	- zone de Gran Testa
- zone de Leverogne (éventuel équivalent septentrional de la zone de Siviez) et son synclinal de schistes lustrés (synclinal d'Avisé)	- zone de Siviez
- massif des vals de Rhêmes et Savarenche, contenant également des pincées de schistes lustrés	- unité du Métailler
	- unité du Mont Fallère
- zone des schistes lustrés	- zone des schistes lustrés

Entre la zone houillère et la zone des schistes lustrés, seule la zone du Ruitor et l'unité du Mont Fallère (≅ massif des vals de Rhêmes et Savarenche) se retrouvent de part et d'autre de l'accident col de Bard - Saint-Nicolas.

Du point de vue structural, **la vergence du bloc sud est interne** (la schistosité principale y plonge globalement vers l'W), **contrairement à celle du bloc nord** (voir p. 94).

Mouvement et chevauchements associés

Bien que cela ne soit pas directement visible sur le terrain (absence de structures spécifiques), la carte synthétique (fig. 2) montre que le mouvement relatif lié à cet accident est un **chevauchement vers l'extérieur de l'arc alpin** du bloc septentrional sur le compartiment méridional.

Ce mouvement a également induit des chevauchements secondaires dans le bloc supérieur, responsables en particulier de l'avancée de l'ensemble du Mont Mort sur celui Bourg-St-Pierre dans la combe Flassin, puis sur celui de la Chenalette jusque dans le vallon de Vertosan, et enfin sur la zone houillère aux alentours de la Mgnà Bard et du col de Boromein (fig. 2).

De tels chevauchements seraient également la cause de l'amincissement des unités de Gran Testa et du Métailler entre les cols de Boromein et de Bard.

Il faut peut-être aussi rechercher dans ce mouvement général vers l'ouest la cause de l'avancée très occidentale de la nappe de la Dent Blanche (à moins de 500 m de l'unité du Mont Fallère), ainsi que de la troncature des unités du Mont Fallère et du Métailler par la zone des schistes lustrés dans le secteur de la Mgnà Chaligne.

Ce dernier cas est schématisé sur la figure 56, qui propose une explication de la structure particulière de la demi-fenêtre du secteur de Morgnoz, regroupant des roches de l'unité du Mont Fallère et de celle du Métailler presque entièrement entourées par des roches de la zone des schistes lustrés: un pli isoclinal P_1 , peut-être déjà chevauché par cette zone des schistes lustrés lors de la mise en place précoce de celle-ci, est replissé par une sorte de bombement d'axe NW-SE, puis recoupé par le chevauchement tardif de cette zone (fig. 57 et coupe 5 de la planche hors texte 2).

CABY (1981) a mis en évidence l'imbrication de plusieurs séries au sein de la zone des schistes lustrés dans cette région. Il suggère que cela ce soit produit par charriage très tardif vers le NW, "postérieurement à la cristallisation majeure des assemblages métamorphiques dans lesquels ceux de HP/BT sont occasionnellement préservés au sein de paragenèses du faciès schiste vert s. l.". Des "mylonites noirâtres schisteuses et des kakirites affleurent près de Vens" soulignant un contact contemporain; il s'agit là des mylonites de Vens décrites dans ce travail.

D'autre part, toujours selon CABY (op. cit.), une schistosité " S_2 peu inclinée au SE, plan axiale de plis déversés vers le NW surimposés aux plis isoclinaux antérieurs" se développe, surtout à proximité des contacts anormaux. Cette schistosité correspond à la S_3 définie dans ce travail (p. 94).

Le chevauchement de la zone des schistes lustrés sur les unités du Métailler et du Mont Fallère recoupe par endroits des plis P_3 , notamment dans le flanc ouest de Cresta Tardiva (judi-

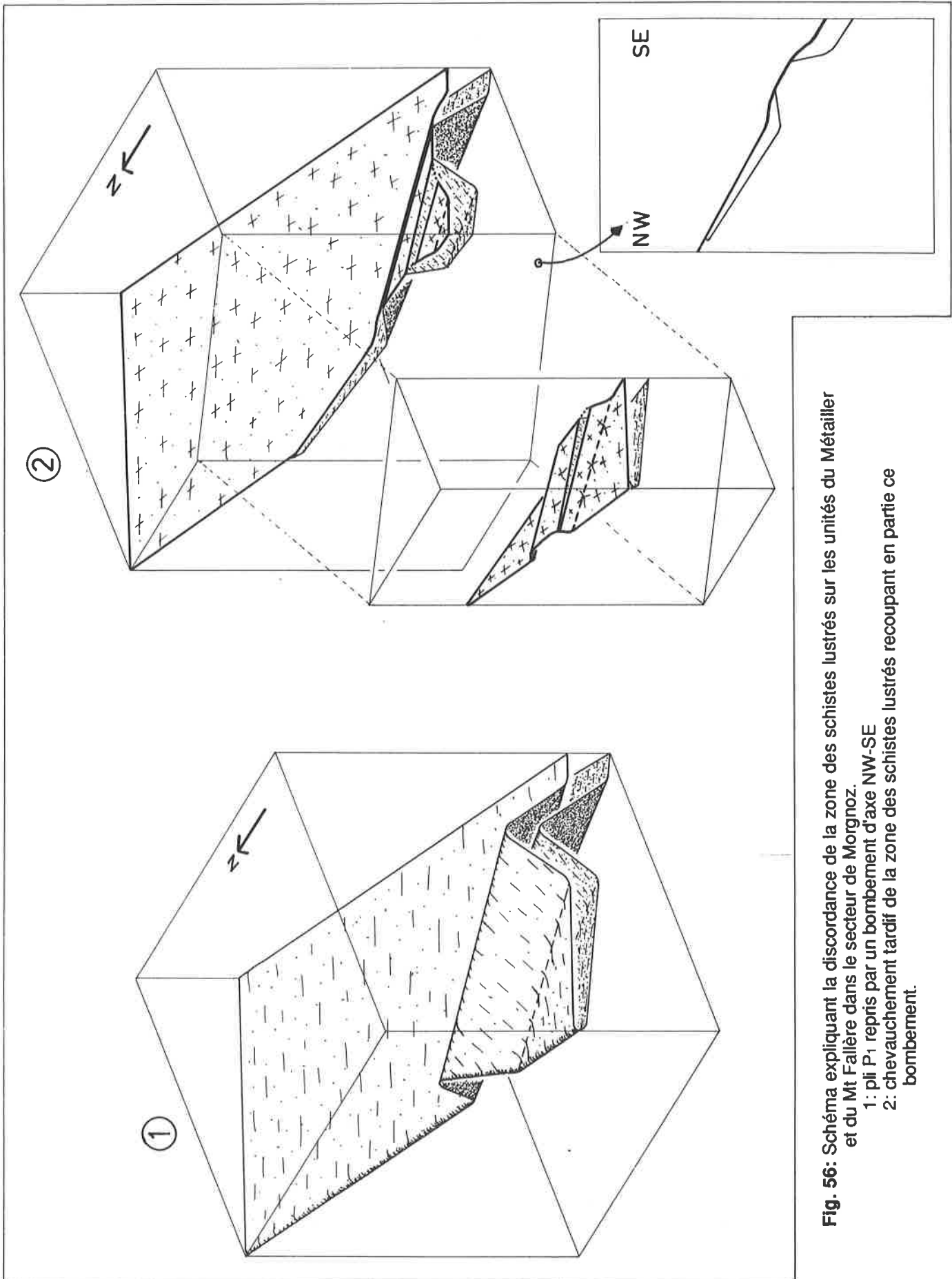


Fig. 56: Schéma expliquant la discordance de la zone des schistes lustrés sur les unités du Métailler et du Mt Fallère dans le secteur de Morgnoz.

1: pli P₁ repris par un bombement d'axe NW-SE

2: chevauchement tardif de la zone des schistes lustrés recoupant en partie ce bombement.

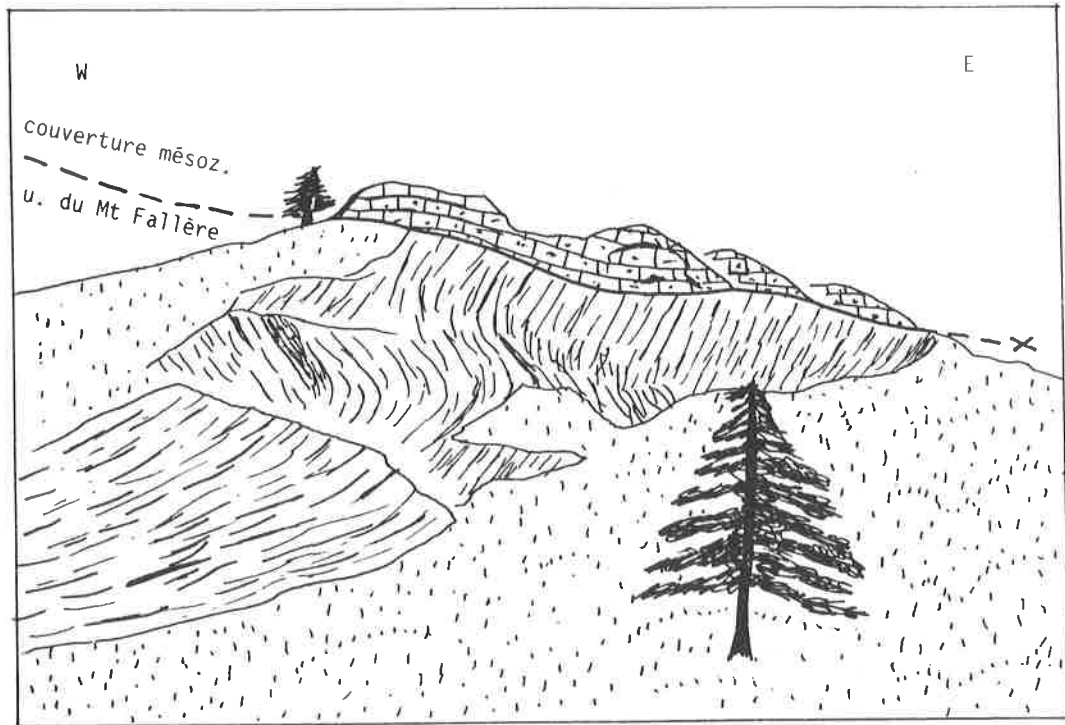


Fig. 57: Schistosité principale plissée par D_3 puis recoupée par la base de la zone des schistes lustrés - sud de la Pte Chaligne, alt. 2050 m, coord. 62°850/68°750.

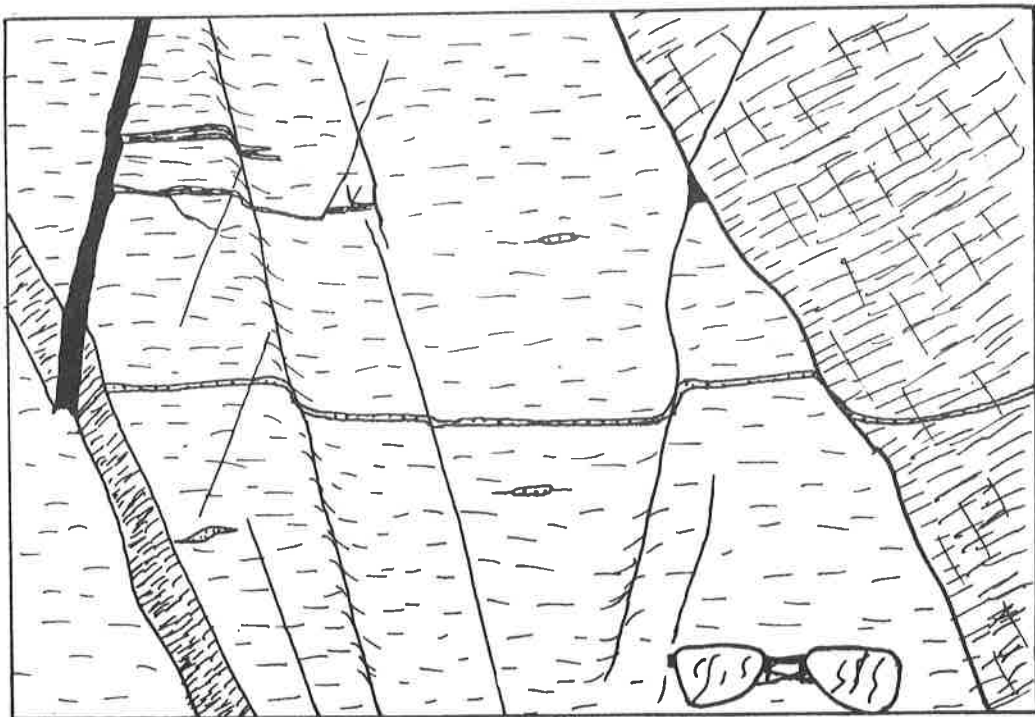


Fig. 58: Fractures tardives conjuguées à rejet normal centimétrique dans le niveau 7 de la zone de Gran Testa (voir fig. 19) - Combe Flassin, alt. 2420 m, coord. 59°200/72°000.

cieusement nommée !), où la zone des schistes lustrés recoupe le grand pli P₃ de Costa Labiez (voir p. 97 et coupes 6 et 7 de la planche hors texte 2).

Il faut donc admettre un âge probablement post-D₃ pour ces mouvements de procharriage.

Les fractures tardives

Les grandes parois exposées au nord-ouest ont une morphologie dominée par des fractures conjuguées, ayant fonctionné en failles normales de très faible rejet, généralement de l'ordre de quelques centimètres (fig. 58). Elles plongent fortement soit vers le NE soit vers le SW. Au sud de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*, les failles normales observées plongent le plus souvent vers le NW.

Entre l'Artanavaz et le vallon de Vertosan, des failles déduites de la cartographie recourent la partie externe de l'unité du Métailler, la zone de Gran Testa ainsi que son contact avec les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort, et peut-être une partie du massif intrusif du Mont Flassin. Leur rejet est plus important que celui des fractures conjuguées, mais ces failles semblent généralement s'aligner sur celles-ci.

Cette tectonique "distensive" pourrait être la conséquence du **bombement régional** que l'on voit apparaître sur la coupe AB de la planche hors texte 2, et dont la culmination s'aligne sur les Monts Fallère et Flassin; la direction de ce bombement serait ainsi WNW-ESE.

Une autre famille de failles affecte la rive nord de l'Artanavaz et a été décrite par ALLIMANN & GOUFFON en 1984. Elles ont une direction E-W à SE-NW et plongent de 40° à 60° vers le NE, excepté celle qui domine le col du Grand St-Bernard au nord-ouest et qui plonge vers le SSW. Le mouvement le long de ces failles a une forte composante de **décrochement senestre**, comme le montrent des stries (pitch de 32° vers l'W) mesurées par les auteurs cités sur un miroir de faille.

Ces décrochements touchent principalement la zone du Ruitor et sa bordure avec la zone houillère. Cependant, la cartographie détaillée nous force à dessiner la trace d'une telle faille dans le fond de la vallée parcourue par l'Artanavaz en aval d'Etroubles, puis montant obliquement vers le NW depuis cette localité. Cette faille d'importance régionale recoupe toute les unités depuis la zone des schistes lustrés jusqu'à la zone du Ruitor.

OULIANOFF (1963) signale quelques failles d'orientation semblable dans la partie suisse du tunnel du Grand St-Bernard, mais ne précise malheureusement pas le sens du déplacement.

Il y a une analogie de mouvement entre cette zone de décrochements senestres et la *faille du val d'Aoste*, prolongement oriental probable de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*, et il n'est probablement pas abusif de considérer ces deux traits de la tectonique tardi-alpine comme contemporains. Le chapitre 3B ci-après propose une interprétation d'intégration de ceux-ci dans le cadre alpin.

Résumé des différentes phases tectoniques

Ce travail a permis de mettre en évidence une succession de phases de déformation alpines ayant affecté la région du Mont Fallère (tabl. 4):

- Une première phase de déformation ductile D_1 , sous les conditions d'un faciès schiste vert à probablement haute pression (paragenèses à glaucophane s. l. + chloritoïde + épidote +? grenat), est responsable d'une schistosité très marquée et d'un plissement isoclinal à axes plongeant de 20° à 30° vers le S-SE et déversé vers l'W.
- Cette phase est suivie d'un premier chevauchement d'unités mésozoïques vers l'extérieur de l'arc alpin, recoupant les plis P_1 du socle déformé.
- Une seconde phase de déformation ductile D_2 , toujours sous conditions du faciès schiste vert mais de pression un peu plus faible, induit une seconde schistosité pénétrative et des plis isoclinaux à vergence SE et d'axes plongeant de 10° vers le SW.
- Une phase de rétroplissements D_3 se marque surtout par des plis ouverts de toutes tailles affectant la schistosité principale formée lors de D_1 et D_2 . Ces plis P_3 possèdent des axes subhorizontaux NE-SW à E-W et des surfaces axiales légèrement pentées vers le SE, qui est également le sens de leur vergence. Le régime est encore ductile, mais les conditions sont moins profondes et provoquent la déstabilisation de minéraux comme le glaucophane s. l. et le grenat au profit de la chlorite essentiellement.
- La dernière phase de plissements D_4 forme des plis "en avant" très ouverts, d'axes NE-SW et de surfaces axiales presque verticales.
- Finalement, un procharriage important est caractérisé par de nombreux chevauchements dont le principal est *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*. C'est une déformation principalement cassante qui se traduit par la formation de cataclasites. Des décrochements senes-tres, d'ampleur souvent limitée, sont peut-être à rattacher à cette phase tardive.



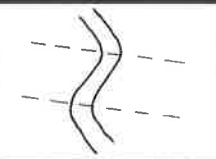
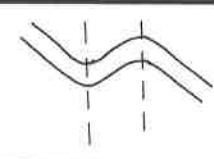

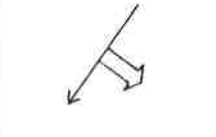

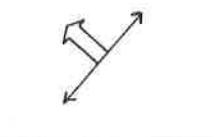
Phases de déformation	D_1	D_2	D_3	D_4
style de plis				
direction des axes et sens du mouvement apparent				

Tableau 4: Résumé des éléments structuraux des différentes phases alpines de déformation ductile dans la région du Mont Fallère.

B. Synthèse: le bloc des Alpes Pennines

Introduction

En survolant une carte géologique ou tectonique des Alpes nord-occidentales, on peut être frappé par l'individualisation du *bloc des Alpes Pennines* (au sens géographique - voir p. 6) délimité en grande partie par des contacts tectoniques récents (fig. 60):

- au nord par la *ligne Rhône-Simplon*,
- au sud par la *faille du val d'Aoste* et son prolongement ouest qu'est *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*,
- au sud-est par la *ligne du Canavese*,
- la limite occidentale se confond probablement avec quelque chevauchement frontal au sein du domaine pennique, ou peut-être même helvétique.

Il est évident que ces accidents, dont le rejet tardif n'est que de quelques kilomètres, ne sont pas seuls responsables de la forme actuelle de ce *bloc des Alpes Pennines*. Des déformations antérieures beaucoup plus importantes l'ont ébauché (voir par exemple STECK 1987, COWARD & DIETRICH 1989), alors que ces failles récentes ont seulement précisé ses limites.

Dans un chapitre précédent, nous avons vu que *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas* a joué très tardivement au cours de l'histoire alpine, en tous cas postérieurement à la phase de plissement en retour (voir p. 107). Voyons ci-dessous ce qu'il en est des autres segments du contour de ce *bloc*.

La faille du val d'Aoste

L'existence d'un accident tectonique E-W suivant le fond de la vallée d'Aoste à déjà été signalée en 1905 par STELLA, puis confirmée par différents auteurs (CABY et al. 1978, BALLEVRE et al. 1986, ELTER 1987 par exemple).

BALLEVRE et al. (1986) donnent quelques précisions sur cette faille: elle est subverticale d'orientation E-W et recoupe des filons d'âge oligocène (ELTER dixit); de plus, le compartiment sud est surélevé par rapport au compartiment nord. Des incertitudes demeurent pour ces auteurs quant à la géométrie de la faille à ses deux extrémités et à l'âge exact de son fonctionnement. CABY, dès 1974, semble suggérer que cette faille se poursuive à l'ouest par le chevauchement qu'il a mis en évidence entre St-Nicolas et Vens et qu'il poursuit sur le bord interne de la zone du Ruitor vers le nord (voir p. 103).

L'accident col de Bard - Saint-Nicolas serait ainsi le prolongement vers l'ouest de la *faille du val d'Aoste*.

La terminaison orientale de cette faille n'est pas clairement définie: les auteurs l'arrêtent généralement au sein de la zone de Sesia (voir par exemple la carte géologique de la France au 1/250'000, feuille ANNECY).

L'âge du mouvement le long de cette faille est relativement récent puisque celle-ci recoupe des filons mis en place à l'Oligocène; il pourrait donc être compatible avec celui de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*.

Le déplacement le long de ce dernier accident est un chevauchement du bloc nord sur le compartiment sud, alors que, le long de la *faille du val d'Aoste*, BALLEVRE et al. (1986) postulaient un abaissement du bloc nord par rapport à celui du sud. Cela pourrait s'expliquer soit par un mouvement de basculement de tout le *bloc des Alpes Pennines* (voir fig. 61), soit par un premier mouvement vertical le long de la *faille du val d'Aoste*, antérieur à la formation de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*, suivi d'un mouvement synchrone de cette dernière à forte composante décrochante, soit enfin par une combinaison de ces deux hypothèses.

La ligne Rhône-Simplon

Entre Sion et Domodossola, et peut-être même Locarno, un accident récent a été mis en évidence. Il est constitué de plusieurs segments:

La ligne du Rhône

Un essaim de décrochements dextres subverticaux (MASSON 1988) suit la vallée du Rhône entre Visp et Martigny; ils recoupent des structures liées à la phase de rétrocharriage et sont donc plus jeunes. En aval de Sion, de petits décrochements dextres obliques à la vallée, à pendage sud, recoupent des unités plus externes (helvétiques), alors que d'autres traversent des unités plus internes en amont de cette ville (atlas géologique suisse au 1/25'000 - feuille SIERRE en préparation, SARTORI com. pers.).

Dans un tel schéma, il ne serait pas exclu que des chevauchements se produisent conjointement en rive gauche du Rhône (fig. 59), symétriquement à ce qui se passe en val d'Aoste (voir plus bas). Ceci permettrait d'expliquer l'affaiblissement des décrochements dans la région de Martigny.

L'accident du Simplon

On doit à BEARTH (1956) la découverte d'un accident tectonique important de part et d'autre du col du Simplon. Il semble avoir été actif pendant une longue période de la fin de l'histoire alpine.

D'après JEANBOURQUIN & BURRI (1989), il faudrait distinguer la *ligne du Simplon* de *l'accident du Simplon*. La première serait une zone mylonitique liée au cisaillement ductile dextre (STECK 1984 et 1987) probablement contemporain de D_3 , alors que le second marquerait un événement cassant plus récent, en rétrocharriage pour les premiers auteurs, en faille normale

pour le second, suivant les idées de MANCKTELOW (1985), ou encore en faille normale décrochante senestre (MERLE 1987, MERLE et al. 1986).

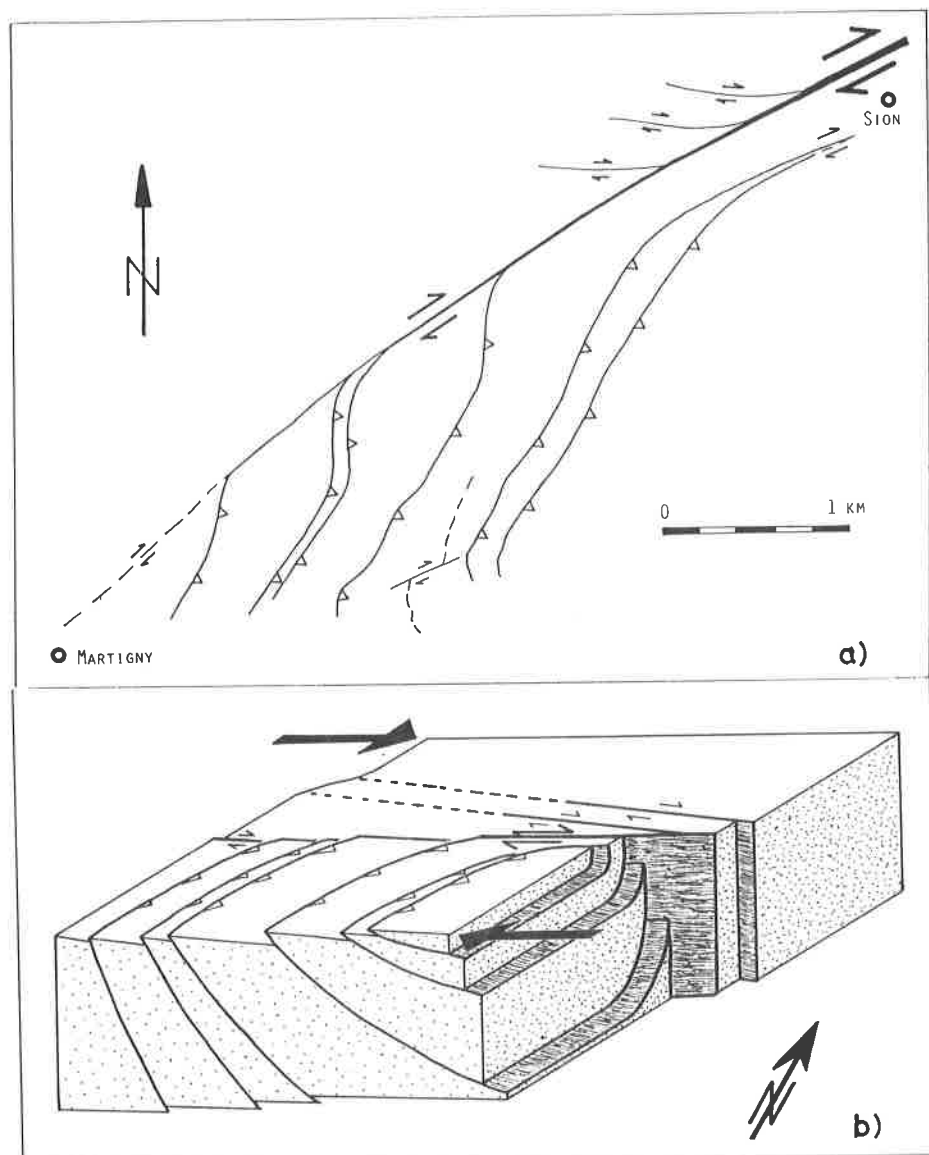


Fig. 59: Schéma possible de l'amortissement des décrochements de la vallée du Rhône entre Sion et Martigny.
a) Carte
b) Bloc-diagramme

Il est à noter que des mouvements du compartiment ouest (supérieur) vers le S ou le SE apparaissent dans les mylonites de la *ligne du Simplon* (STECK 1987), trahissant peut-être des *rétrocharriages* antérieurs à *l'accident du Simplon*.

En tous les cas, c'est *l'accident du Simplon* qui nous intéresse ici, du fait de son fonctionnement post-rétroplissements sous des conditions cassantes. Il se présente comme une faille inclinée vers le SW et traverse les unités penniques entre Visp et Domodossola. Le mouvement le long de cet accident étant encore sujet à controverses, nous considérerons qu'il a joué en faille normale, ce qui semble le plus plausible si on le relie avec les deux zones décrochantes dextres de la vallée du Rhône et des Centovalli (voir ci-dessous ainsi que fig. 60).

La ligne des Centovalli

A l'est de Domodossola, deux branches entrent en concurrence pour le prolongement de *l'accident du Simplon*: l'une vers le NE, dans les mylonites du val d'Isorno (MANCKTELOW

1985); il s'agit à mon avis de la suite de la *ligne du Simplon* car toutes deux ont été actives sous des conditions du faciès schiste vert. La seconde est la *ligne (ou accident) des Centovalli*, soulignée par des kakirites. MILNES (dans STECK et al. 1979) insiste sur les conditions "froides" de son fonctionnement ainsi que sur l'âge très jeune de celui-ci, ce qui accréderait l'hypothèse d'une **continuité entre l'accident du Simplon et la ligne des Centovalli**.

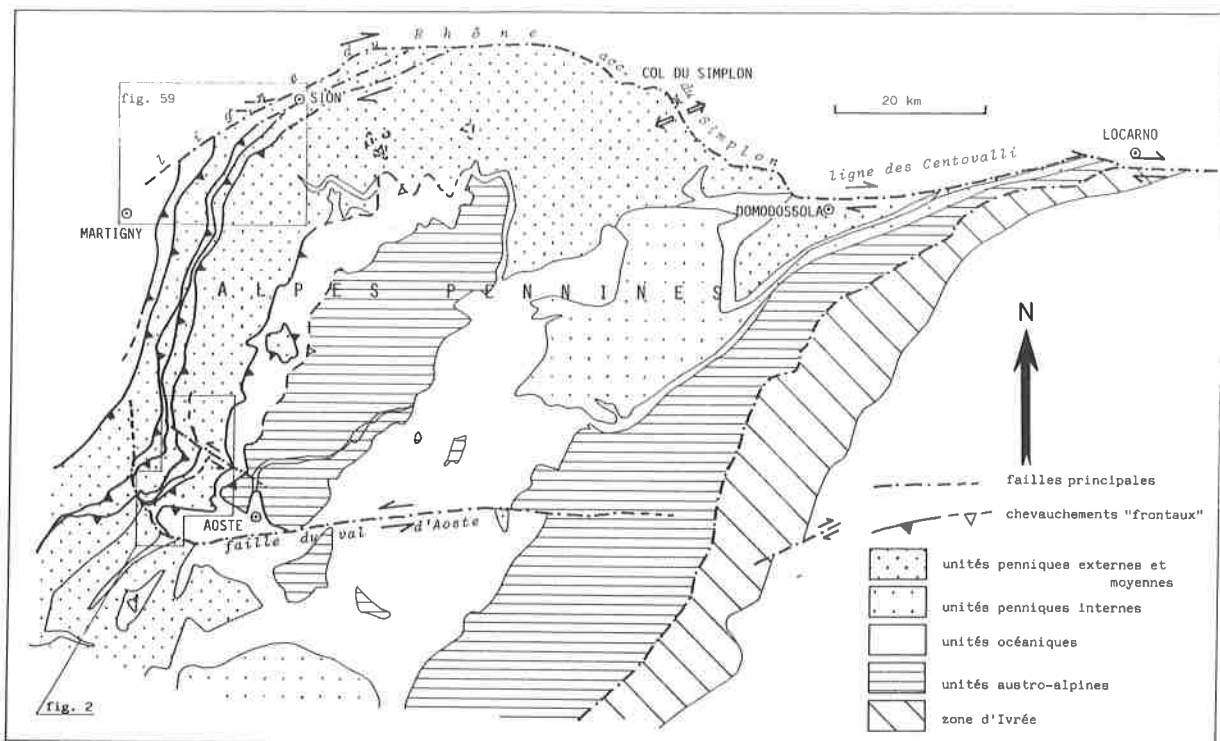


Fig. 60: Carte structurale du bloc des Alpes Pennines.

Les chevauchements frontaux occidentaux

Vers l'ouest, STECK et al. (1989) poursuivent les décrochements de la *ligne du Rhône* dans la zone de Chamonix. A mon avis, et compte tenu des descriptions d'AYRTON (1980), c'est surtout la "zone de cisaillement ductile dextre D_{II} " de STECK (1984 et 1987) qui traverse les Massifs Cristallins Externes dans ce secteur, et non un important accident décrochant, tardif et cassant.

Par contre, ce dernier pourrait passer partiellement à des mouvements chevauchants vers l'W (fig. 59), et se confondre ainsi avec certains chevauchements frontaux plus anciens au sein de ou limitant les unités penniques (et peut-être aussi plus externes) au sud de Martigny, où ces unités sont très amincies et écrasées (BURRI 1969). C'est en tous les cas ce qui prévaut en val d'Aoste (voir p. 104).

Certaines structures de la phase 3 d'AYRTON (1969) dans le val Ferret, ainsi que les nombreuses failles décrochantes dextres de la bordure orientale du massif du Mont Blanc (GRASMÜCK 1961 et atlas géologique suisse au 1/25'000 - feuille SEMBRANCHER), pourraient également être liées au mouvement tardif vers l'W du *bloc des Alpes Pennines*.

Il existerait ainsi une relation directe entre la *ligne du Rhône*, à composante décrochante dextre, et la *faille du val d'Aoste*, à composante décrochante senestre (mouvements conjugués), par l'intermédiaire de chevauchements vers l'ouest.

Une étude minutieuse des contacts tectoniques à l'est du massif du Mont Blanc, entre le Rhône et la Doire Baltée, permettrait de confirmer ou de démentir cette hypothèse.

La ligne insubrienne

MILNES (dans STECK et al. 1979) et SCHMID et al. (1989) voient le prolongement vers l'est de la *ligne des Centovalli* dans la *faille du Tonale*. Cette dernière est un décrochement dextre marquant la fin des mouvements de transpression dextre entre les plaques apulienne et européenne, et qui a été active sous des conditions cassantes et non plus ductiles comme celles qui ont marqués la *zone mylonitisée du Tonale*.

Au sud-ouest de Locarno, point de jonction des deux accidents susmentionnés, la *ligne insubrienne* s'incurve vers le sud (*segment ou ligne du Canavese*), et il ne semble plus y avoir de mouvements tardifs, sauf peut-être une faible remontée de la zone de Sesia par rapport à la zone d'Ivrée (ceinture mylonitique 2 de SCHMID et al. 1989).

Age de la déformation

Certains auteurs s'accordent sur une activité miocène-pliocène (environ 10 Ma) de l'*accident du Simplon* (STECK 1984, MERLE 1987); JEANBOURQUIN & BURRI (1989) la situeraient même au sein du Pliocène. La *faille du val d'Aoste* recoupe des filons andésitiques oligocènes (BALLEVRE et al. 1986), comme la ceinture mylonitique 2 de la *ligne du Canavese* (SCHMID et al. 1989). De plus, tous les accidents décrits ci-dessus sont postérieurs au rétrocharriages ou rétroplissements ainsi qu'aux recristallisations tardives de faciès schiste vert.

Le mouvement vers l'W de ce *bloc des Alpes Pennines* s'est donc certainement produit à la fin du Miocène ou au cours du Pliocène.

Conclusions

Si les constatations et hypothèses qui précèdent sont exactes, il faut admettre l'existence du déplacement tardif vers l'W (fig. 61 - peut-être le dernier mouvement tectonique) de toute une pièce de l'immense puzzle alpin. Cette pièce correspond à la portion de la chaîne nommée *Alpes Pennine* d'où son nom de *bloc des Alpes Pennines*. Son pourtour est défini par *la ligne des Centovalli, l'accident du Simplon, la ligne du Rhône, des chevauchements vers l'W (dont l'accident col de Bard - Saint-Nicolas) et la faille du val d'Aoste*. Pour circonscrire totalement ce bloc il manque le raccord entre le premier et le dernier de ces accidents; ce tronçon reste ouvert à toutes les hypothèses, de même que la terminaison orientale de la *faille du val d'Aoste*.

Ce déplacement est certainement la conclusion des mouvements importants de tout l'arc alpin occidental (LACASSIN 1989), amorcés dans des conditions ductiles et résultant du déplacement relatif dextre de la plaque apulienne par rapport à celle de l'Europe.

Ce *bloc des Alpes Pennines* occupe une place particulière dans la courbure de l'arc alpin, à la charnière entre les segments E-W et N-S. Ce fait n'est certainement pas étranger à ce mouvement.

Je tiens toutefois à préciser que ce modèle est une **proposition**, une hypothèse à laquelle il convient de faire quelques réserves, notamment en ce qui concerne la simultanéité des mouvements de tous ces accidents tectoniques. Bien qu'ils aient fonctionné tardivement et près de la surface (conditions cassantes), il est difficile de prouver qu'ils sont de la même génération lorsqu'on ne peut observer leurs jonctions.

Il faut cependant noter que la géométrie et la succession des unités sont passablement différentes de part et d'autre de la *faille du val d'Aoste*, de même qu'une partie de l'histoire métamorphique (le refroidissement serait plus rapide dans le massif du Grand Paradis que dans celui du Mont Rose selon HURFORD 1988). De plus, des mouvements à composante verticale semblent importants (BALLEVRE et al. 1986); il n'est donc pas exclu de penser que **cette faille possède une histoire complexe débutant plus tôt dans la chronologie alpine.**

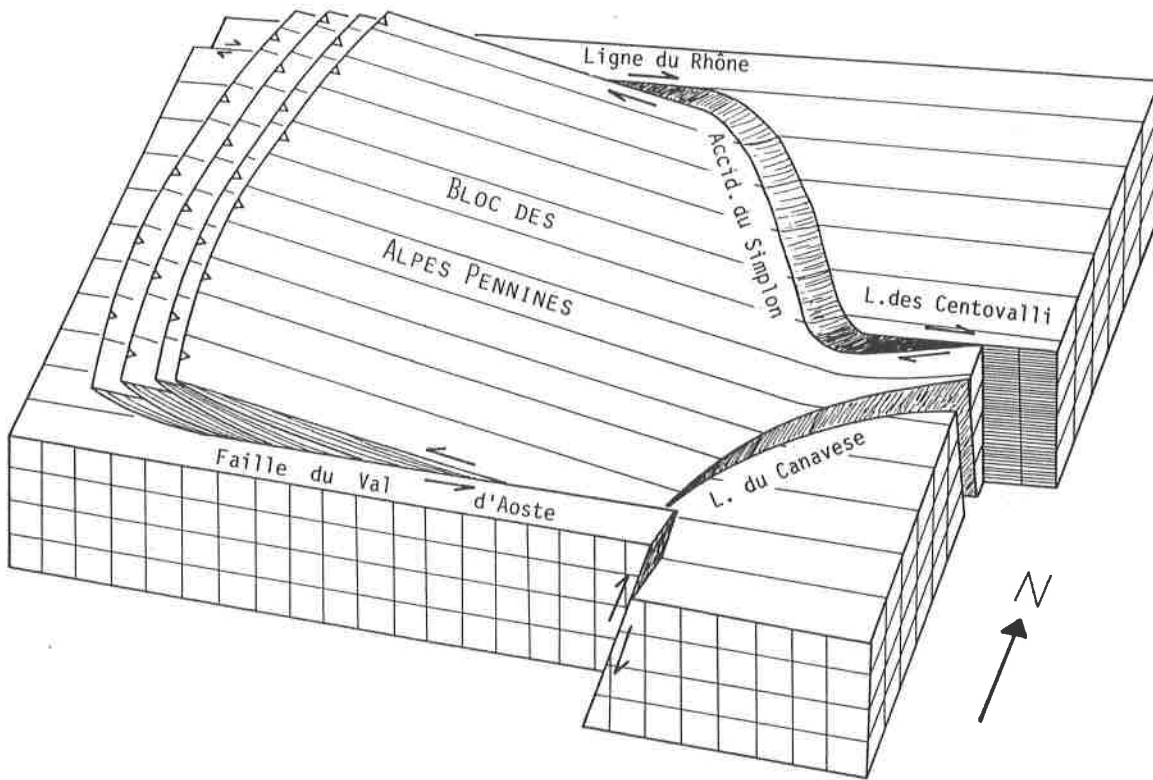


Fig. 61: Schéma du mouvement du *bloc des Alpes Pennines*.

C. Massifs intrusifs

Massif de Vedun

Entre l'*accident col de Bard - Saint-Nicolas* et la Doire Baltée, au sein de la zone du Rutor, existe une intrusion acide de taille modeste, dont la partie affleurante mesure environ 2 km x 500 m, et disposée de façon apparemment concordante à son encaissant que sont les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort.

L'étude de ce petit massif est rendue malaisée par la raideur de la plupart de ses affleurements et l'abondance de la végétation qui en rend l'accès parfois impossible.

Par conséquent, son contact avec les micaschistes n'a pu être observé qu'en un seul endroit, sur le flanc d'une petite intercalation disjointe du corps principal située à l'ouest de Cerellaz, sous les dernières épingles à cheveux de la route conduisant à Vedun. Ce contact est ici répété (fig. 62) soit tectoniquement, soit originellement par l'injection de magma entre différentes lames de micaschiste. Il est souligné par une bande aplitique de quelques centimètres de large, représentant une **bordure figée**.

Immédiatement à l'ouest de ce massif, les micaschistes contiennent de nombreuses bandes de *gneiss œillé*. Le long de l'arête dominant le hameau de Vedun (fig. 4), l'abondance et la taille des yeux croissent progressivement lorsque l'on s'éloigne du massif intrusif, ce qui donne l'impression d'un passage progressif entre les métagranites (gneiss leucocrates de Vedun, p. 32) et les gneiss œillés. Il n'a cependant pas été possible de déterminer si ce fait est purement fortuit ou s'il existe un rapport génétique entre l'intrusion et ces "sills".

Un seul échantillon de ces gneiss œillés a été étudié au microscope (voir p. 32). Comme les gneiss de Vedun, il ne montre pas de trace d'un métamorphisme anté-alpin, et ses yeux sont constitués de feldspath potassique perthitique, ce qui favorise plutôt l'hypothèse d'un rapport génétique. Mais une étude plus approfondie (analyses chimiques, datations radiométriques, ...) serait nécessaire pour lever cette indétermination, et peut-être pour préciser la période de mise en place de ces roches.

CABY, en 1974, a émis l'hypothèse d'un âge anté-carbonifère pour les gneiss de Vedun et les gneiss œillés susmentionnés; vu l'absence de minéraux anté-alpins, on pourrait aussi bien situer leur mise en place au Stéphanio-Permien, en même temps que d'autres intrusions de ce type, comme les gneiss du Sapey (DETRAZ 1984 – voir aussi chap. 4).

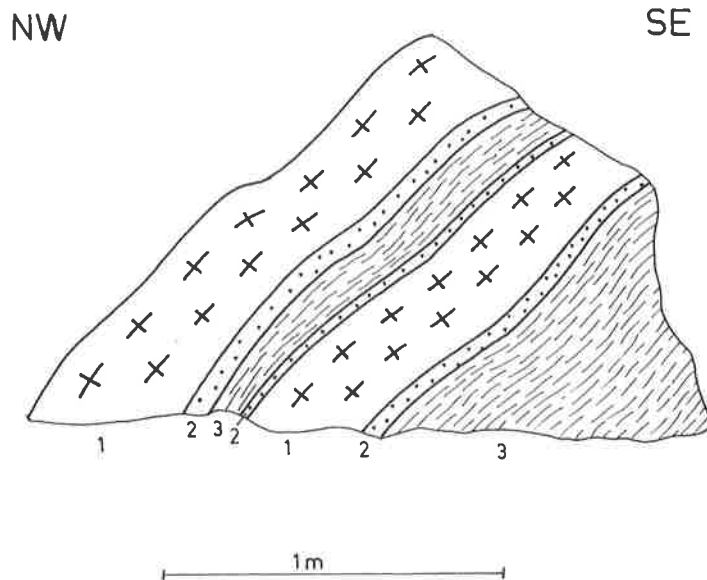


Fig. 62: Détail du contact entre les (ortho)gneiss de Vedun (1) et les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort (3), séparés par une bordure figée aplitique (2) - Bisse entre Vedun et Cerellaz, alt. 1300 m, coord. 54°100/64°450.

Complexe magmatique du Mont Flassin

Un ensemble de gneiss grossiers leucocrates s. l., d'origine magmatique et de composition granodioritique à granitique alcaline (voir fig. 13), dessine les sommets du Mont Flassin et de Testa Cordella. Il a déjà fait l'objet d'une description succincte en 1974 par CABY. Ce complexe est entièrement contenu dans la zone du Ruitor, bien que quelques petites écailles de schistes sériciteux et parfois conglomératiques, semblables à ceux de la zone de Gran Testa, le séparent par endroits des roches polycycliques (fig. 63 et planche hors texte 1).

Ses relations avec l'encaissant, sa structure ainsi que celle de tout le secteur qu'il couvre restent peu claires. Les faits énoncés ci-dessous permettent toutefois de situer la mise en place de ce complexe aux environs du Stéphano-Autunien, entre la dernière phase du métamorphisme hercynien (Dévono-Tournaisien ? – THELIN 1989, voir aussi p. 127) et le détritisme grossier du Permien.

- CABY (1974) signale que des apophyses de ce complexe recoupent la foliation et le rubanement anté-alpins des schistes, alors que le rubanement magmatique est lui-même recoupé par la foliation alpine.
- De rares galets granitiques de même composition que celle des gneiss grossiers leucocrates s. l. ont été trouvés dans les conglomérats de la zone de Gran Testa (voir p. 51).

La mise en place du complexe du Mont Flassin, et peut-être de celui de Vedun, pourrait être liée au volcanisme acide permien connu dans la région - métarhyolites du Mont Dronaz ou pointe de Drône (CABY 1974), et bancs rhyolitiques de l'unité de Gran Testa (voir p. 51) - comme l'a déjà suggéré CABY (op. cit.).

Une bande de roche granitique accompagnée de gneiss œillés affleure à l'ouest du col d'Arsy, entre les schistes sériciteux et les conglomérats de la zone de Gran Testa. Sa signification n'est pas nette; il pourrait toutefois s'agir d'une écaille tectonique.

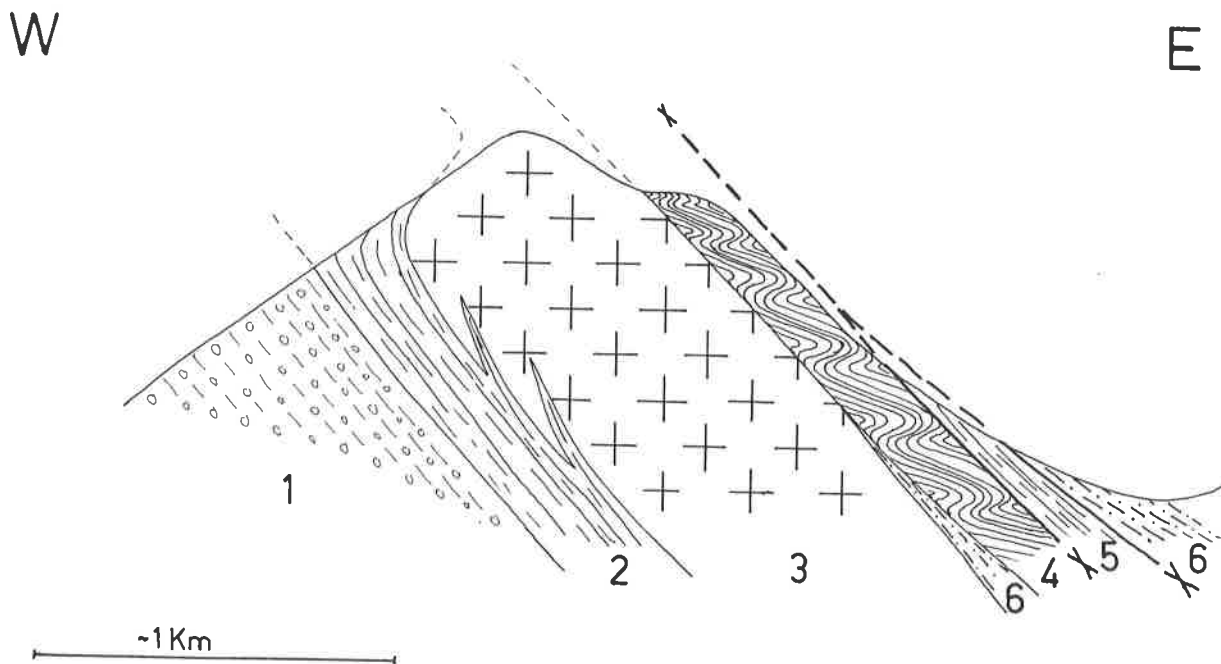


Fig. 63: Coupe synthétique de la zone du Ruitor aux environs de la montagne Flassin sup. 1: zone Houillère; 2 à 5: zone du Ruitor, 2: gneiss et micaschistes de l'ensemble de la Chenalette (et de l'ensemble du Mont Mort ?), 3: complexe magmatique du Mont Flassin, 4: gneiss fins et gneiss rubanés (ensembles de la Chenalette et de Bourg-St-Pierre), 5: micaschistes de l'ensemble du Mont Mort; 6: schistes sériciteux et parfois conglomératiques de la zone de Gran Testa.

La structure essentiellement alpine du secteur comportant ce complexe est très ... complexe! L'étude de ce massif n'étant pas le principal but poursuivi dans ce travail, il ne sera fourni ci-après que quelques observations et remarques sur ce sujet.

Des lames de gneiss et micaschistes pénètrent dans le complexe sur son flanc sud-ouest.

Un peu plus au nord, sur le versant nord-ouest du Mont Flassin, ce même flanc est rétrodéversé (fig. 63), alors qu'à la même latitude une "langue" de gneiss fins et de gneiss rubanés repose sur son flanc interne. Le contact entre les deux est régulier, presque plan, alors que les roches de la "langue" sont constamment replissées par la phase D_3 (fig. 63). Ceci est dû soit à une différence de compétence entre le complexe et son encaissant, soit à un chevauchement post- D_3 associé à l'*accident col de Bard - Saint-Nicolas* (voir p. 104).

Je retiendrai plutôt la seconde hypothèse, car, dans ce secteur, de nombreux chevauchements apparemment tardifs se déduisent de la cartographie (fig. 2):

- le contact des micaschistes de l'ensemble du Mont Mort sur le flanc sud-est du complexe ainsi que sur la "langue" définie ci-dessus,
- le contact de la zone de Gran Testa sur ces mêmes micaschistes dans le même secteur (fig. 63),
- le contact de l'ensemble du Mont Mort sur celui de Bourg-St-Pierre puis sur celui de la Chenalette au nord-ouest du complexe.

CHAPITRE 4 : CORRELATIONS (fig. 64)

PROLONGEMENT VERS LE NORD

La plupart des unités décrites dans ce travail ont été définies en Suisse (BURRI 1983a et b) où elles se suivent de façon continue (fig. 64).

Deux unités sont définies pour la première fois dans ce mémoire: **la zone de Gran Testa** et **l'unité du Mont Fallère**. La première regroupe simplement les zones de Mille et de La Ly de BURRI (op. cit.), indiscernables lorsque la zone de Siviez n'est pas là pour les séparer. Vers le nord, l'unité du Mont Fallère disparaît rapidement sous le chevauchement basal de la zone des schistes lustrés, quelques kilomètres après la frontière italo-suisse.

La nappe de Siviez-Mischabel

Il faut noter ici la ressemblance frappante entre la succession des unités du Mont Fallère et du Métailler et la **formation de Distulberg** définie par SARTORI (1988 - voir aussi SARTORI & THELIN 1987), d'âge probablement carbonifère et appartenant à la nappe de Siviez-Mischabel.

Cette formation débute par des micaschistes quartzo-albitiques plus ou moins graphiteux, semblables aux *schistes gris-bleu* (p. 62), contenant des niveaux concordants de prasinites vert foncé et de gneiss hololeucocrates. La partie médiane est dominée par des niveaux verdâtres d'ovardites, de schistes œillés albitiques et de prasinites (comme l'unité du Métailler), alors que le sommet est de nouveau micaschisteux et contient un horizon noir très graphiteux de 0 à 30 m d'épaisseur (= ? niveau 8 de la zone de Gran Testa - fig. 19). Par-dessus viennent en discordance cartographique des quartzites feuilletés et des quartzites tabulaires typiques du Permo-Trias.

PROLONGEMENT VERS LE SUD

Depuis le début de ce siècle, de très nombreux auteurs s'accordent pour relier la "nappe du Grand St-Bernard" et la zone briançonnaise; d'abord avec une vision "cylindriste" ou continue (par exemple TERMIER 1907, ARGAND 1911, RAGUIN 1930), puis d'une façon plutôt tronquée ou en segments (ELLENBERGER 1958). Dès les années '50 apparaissent peu à peu des subdivisions au sein de ces deux zones et, parallèlement, les corrélations entre elles s'affinent.

La zone du Ruitor et la nappe du Sapey

CABY (1968) et BAUDIN (1987) ont déjà signalé la grande similitude entre le **massif du Ruitor**, au sud de la Doire Baltée, et la **zone du Ruitor**, au nord de cette rivière ("zone du col" pour le premier auteur, se basant sur la nomenclature de cette époque - BEARTH 1961). Dans le premier, ces auteurs décrivent une alternance de roches à caractère franchement polymétamorphique et d'autres à paragenèses alpines prévalentes. Toutefois, ces deux auteurs (op. cit. et com. orales) s'accordent à dire que les premières sont concentrées dans la partie externe alors que les secondes forment la partie interne du massif. Ceci correspond à un des critères de distinction entre la *zone du Ruitor* et la *zone de Leverogne*.

La limite entre ces deux zones est en fait matérialisée dans tout le massif du Ruitor par une mince bande continue (fig. 64) de gneiss albitique parfois ankéritique qui se relie à celle dessinée par CABY aux environs du lac de Beauregard (= couverture permo-triasique de la partie externe, en flanc inverse). Elle correspond à ce que BAUDIN a défini comme gneiss fin leucocrate au sud-est du Mont Tsasse-Blanc, au Mont Pela et au nord du Mont Arp Vielle, ainsi qu'à la discontinuité soulignée au nord du glacier de St-Grat. Elle se superpose à la mince bande de "gneiss minuti" passant par la Torre Tonda de GOVI (1975). Enfin je l'ai retrouvée en-dessus de la rive gauche du lac de St-Grat.

Tout le massif plonge ensuite vers le sud en amont du lac de Beauregard mais, alors que la zone de Leverogne disparaît totalement, la carte de CABY (1968) suggère que celle du Ruitor se poursuive dans les **gneiss du Sapey**, ce qui est en parfait accord avec les idées de DETRAZ (1984), DETRAZ & LOUBAT (1984) et de FABRE & SCHADE (1988). Ces derniers, reprenant une idée de H. Loubat, proposent même de définir une **nappe du Sapey** comprenant une série de roches permienes et anté-namuriennes mise en place tectoniquement sur la zone houillère. L'âge de ce chevauchement pourrait être alpin pour ceux-ci, alors que DETRAZ (1984) la situait dans le Permien (phase saalienne).

La nappe du Sapey serait alors le prolongement méridional de la nappe des Pontis (dont la zone du Ruitor est le socle): même lithologie, même position tectonique et continuité cartographique de l'une à l'autre au fond du val Grisenche. La mise en place de la nappe des Pontis sur la zone houillère ne pouvant être qu'alpine (elle chevauche par endroits des calcaires du Trias), nous adopterons donc l'hypothèse de FABRE & SCHADE, sans exclure toutefois la possibilité d'un premier mouvement au cours du Permien.

La position actuelle de la "supernappe des Pontis-Sapey sur la zone houillère résulterait donc de mouvements alpins.

Le massif des vals de Rhêmes et Savarenche

C'est surtout l'unité du Mont Fallère qui se poursuit dans le "Permo-Carbonifère métamorphique" (CABY 1968), ou **massif des vals de Rhêmes Savarenche**. Celui-ci est essentiellement formé de micaschistes gris souvent riches en matière organique, très semblables aux *schistes gris-bleu* et accompagnés de bancs prasinitiques.

Les *gneiss albitiques et chloriteux* tels qu'on les rencontre dans l'unité du Métailler formeraient une grande masse dans les arêtes de la Bioula (CABY 1968), ainsi que deux autres corps plus modestes dans le haut val de Rhêmes (Mont Cornet) et dans le haut val Grisenche (Mgna Sasse de Ponton). Ceux-ci sont surmontés par des *gneiss ankéritiques* et souvent *conglomératiques* semblables à ceux de la zone de Gran Testa.

Suite à une excursion dans le val de Bagnes en Valais, CABY (1968) considérait que ces roches se poursuivent ensuite dans la zone du Métailler et dans la partie interne de celle de Siviez.

La Vanoise septentrionale

Beaucoup de géologues ayant travaillé en Vanoise ou en vallée d'Aoste ont souligné l'apparente continuité entre les roches du massif du Mont Pourri et celles du massif des vals de Rhêmes et Savarenche (TERMIER peut-être l'un des premiers en 1907, et plus récemment CABY en 1968).

En rive droite de l'Isère, depuis la Pointe d'Archeboc, on ne retrouve, dans le prolongement du "Permo-Carbonifère" du sud de la vallée d'Aoste, que des schistes noirs mêlés de prasinites s. l., surmontés par des roches ankéritiques ou conglomératiques. Des *gneiss albitiques verdâtres* contenant parfois du glaucophane s. l. et du grenat (comme ceux de l'unité du Métailler) apparaissent toutefois dans les **écailles paléozoïques des Brévières et du Clou** (définies par MARION en 1984; voir aussi DESMONS & FABRE 1988), entre des schistes noirs et des schistes quartzo-sériciteux du Permien; on peut les observer le long de la route D 902, environ 500 m en aval du barrage de Tignes.

Les massifs du **Mont Pourri et de Bellecôte** contiennent également une grande quantité de schistes gris à noirs à intercalations de roches prasinitiques, absolument comparables aux roches de l'unité du Mont Fallère. Cependant, lors d'une excursion en compagnie de F. Guillot et M. Burri dans le secteur du Laisonnay (vallée de Champagny) et du Pas de Genêt, nous avons constaté, que *des roches à texture ignimbritique constituent une grande partie de ces schistes noirs* (voir p. 131); leur composition serait dacitique (GUILLOT et al. 1986, GUILLOT 1987).

Dans ces massifs, la série se complète vers le bas (GUILLOT et al. 1986, GUILLOT 1987) par une "masse magmatique" essentiellement gabbrodioritique; enfin, l'épaisse partie inférieure est constituée d'une alternance de roches basiques et acides d'origine probablement effusive ou volcano-détritique. De telles roches n'existent pas en val d'Aoste, mais pourraient se rapprocher de **l'ensemble de Barneuza** de la nappe de Siviez-Mischabel en Valais (SARTORI & THELIN 1987, SARTORI 1988).

Ce "complexe rubané" surmonte en un seul lieu (autour de la prise d'eaux du Ponturin) des micaschistes à grenats comparables à ceux de l'Arpont en Vanoise méridionale, de la Clarée dans le massif d'Ambin et de l'ensemble de l'Ergischhorn dans la nappe de Siviez-Mischabel.

La Vanoise orientale

En arrière des massifs de Bellecôte, du Mont Pourri et de Vanoise méridionale, DEVILLE (1987) a identifié **trois écailles** à substratum paléozoïque qu'une rapide visite nous permet d'assimiler à nos unités du Mont Fallère et/ou du Métailler (écailles des vallées de la Leisse et de la Rocheure, de la vallée de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay).

La Vanoise méridionale

Je n'ai pas trouvé, dans la littérature récente, de description détaillée de l'ensemble lithologique de cette unité. Toutes les publications que j'ai consultées reprennent le concept des *micaschistes de l'Arpont* de BOCQUET (1974) qui regroupe sans distinction toutes les roches de cet ensemble.

ELLENBERGER (1958 et 1966), avait pourtant décrit un "Permien métamorphique se fondant à la base aux micaschistes de l'Arpont s.st.". L'auteur divisait ce "Permien" en deux unités: celle d'Entre-Deux-Eaux qui correspond à l'écaille des vallées de la Leisse et de la Rocheure de DEVILLE (voir § précédent), et le Permien du socle de la Dent Parrachée et du Dôme de Chasseforêt, encerclant la "boutonnière" des micaschistes de l'Arpont et des gorges du Doron. La description de ce dernier me semble tout à fait correspondre à une succession de type **unité du Mont Fallère - unité du Métailler**. Une rapide excursion dans les environs de l'Arpont et de Bellecombe, de part et d'autre des gorges du Doron de Termignon, confirme cette hypothèse.

Le passage progressif qu'ELLENBERGER signale entre le "Permien métamorphique" et les micaschistes de l'Arpont pourrait s'expliquer par la présence de roches du type *schistes gris-bleu* entre les deux, comme GAY le signale dans le massif d'Ambin (voir § suivant).

Les micaschistes de l'Arpont s. st. montreraient des reliques de paragenèses métamorphiques anté-alpines (BOCQUET 1974) et seraient donc un vieux socles comparable à celui de la

nappe de Siviez-Mischabel (ensemble de l'Ergischhorn) et à celui du massif d'Ambin (groupe de la Clarée).

Le massif d'Ambin

GAY (1970 et 1972a et b) donne une excellente description de ce massif; il le subdivise en trois groupes:

- En position inférieure, le **groupe de la Clarée** est fait de matériel polymétamorphique, vieux socles équivalent des micaschistes de l'Arpont selon la plupart des auteurs.
- Il est surmonté par le **groupe d'Ambin**, constitué de micaschistes albitiques contenant parfois du glaucophane, du chloritoïde et de la jadéite, de prasinites, de glaucophanites et d'amphibolites, et accompagnés par des faciès conglomératiques ou leptynitiques. Lors d'une visite de ce massif, j'ai été frappé par la similitude de ces roches avec celle de l'unité du Métailler. Pour renforcer ce parallèle, GAY (op. cit.) décrit, à la base de cette formation, "un horizon de l'ordre du mètre dont le pigment noir tache les doigts, et où la pyrite abonde et s'altère rapidement à l'air, de sorte que la roche présente à l'affleurement une texture vacuolaire et une patine d'oxyde"; ceci correspond trait pour trait à la description des *schistes gris-bleu* de l'unité du Mont Fallère (p. 62).
- Le **groupe d'Etache** constitue un Permo-Trias classique avec schistes sériciteux et conglomérats à galets de quartz roses.

Il faut toutefois relever que ce massif possède des paragenèses à jadéite et à lawsonite que l'on ne trouve pas dans le pennique valdôtain et valaisan.

La quatrième écaille et les écailles intermédiaires

Dans la région de Briançon, TERMIER (1903) a décrit une unité tectonique reposant en discordance sur les trois premières écailles briançonnaises (zone houillère). Cette **quatrième écaille** est formée de micaschistes à grenats, amphibolites et gneiss œillés, surmontés par un "Verrucano" puis par une série triasique. Les roches antépermiennes semblent avoir subi un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite (LEMOINE 1951).

Cette unité pourrait s'enraciner dans une portion interne de la zone briançonnaise, et se raccorderait aux **écailles intermédiaires** (voir aussi la feuille GAP au 1/250'000 de la carte géologique de France), qui comportent à peu près la même séquence lithologique. La partie antépermienne de ces écailles est donc assimilable au vieux socles de type Ruitor.

Les Alpes Cottiennes méridionales

Dans la bande d'Acceglio, LEFEVRE & MICHARD (1976) signalent un socle polymétamorphique composé essentiellement de micaschistes à biotite et grenat anciens, semblables à ceux du massif d'Ambin (groupe de la Clarée). De son côté, BEARTH (1961) les compare aux micaschistes à staurotide de la combe de Barasson (actuellement dans l'ensemble du Mont Mort).

Dans cette même bande ainsi que dans son prolongement vers le sud, les auteurs cités (voir aussi LEFEVRE 1982) décrivent une série volcanique basique avec quelques intercalations acides.

Il s'agit d'une association *spilite-kératophyre* décrite dans tous les massifs que j'ai brièvement décrit dans les paragraphes précédents (voir notamment ELLENBERGER 1958, GUILLOT 1987, GUILLOT et al. 1986, PERUCCIO-PARISON 1984)

Pour LEFEVRE & MICHARD (1976), cette série serait comparable aux complexes volcaniques, ou considérés comme tels, du groupe d'Ambin, de Vanoise, du Permo-Carbonifère de la vallée d'Aoste (selon CABY 1974) ainsi que de la "série" du **Métailler** de SCHAEER (1959a). De plus, ils situent son âge dans le **Stéphano-Permien** en comparaison avec la série proche et bien datée du massif du Mont Besimauda.

Cette série mafique est surmontée par une série plus acide, composée de porphyres quartzifères rhyodacitiques à rhyolitiques d'âge supposé néopermien. La base de cette série est parfois imbriquée dans le sommet de la série précédente. Ceci rappelle beaucoup les porphyres quartzifères décrit par SCHAEER (1959a et b) au sommet de la "série" du Métailler!

Les Massifs Cristallins Internes

Les massifs du Grand Paradis (BALLEVRE 1988) et de Dora-Maira (BORGHI et al. 1984 et 1985) sont en fait constitués d'un *empilement de deux nappes distinctes*. Dans les deux cas, la nappe inférieure ne présente pas de paragenèse éclogitique éoalpine, contrairement à la nappe supérieure, ce qui témoigne d'une histoire et d'une situation paléogéographique distinctes.

L'**unité du Money**, nappe inférieure du massif du Grand Paradis, est constituée d'orthogneiss (granite de l'Erfault) surmontés par un ensemble monométamorphique de gneiss et micaschistes gris à noirs alternant avec des passées conglomératiques.

La nappe inférieure du massif de Dora Maira est composée d'un socle ancien (**ensemble des gneiss glanduleux** - VIALON 1966) présentant les traces d'un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite; celui-ci contient une intrusion granitique (granite de Freidour), et le tout est surmonté en discordance par un ensemble de roches détritiques graphiteuses monométamorphiques (**ensemble de Pinerolo** - VIALON 1966).

RESUME

Les corrélations lithologiques que je viens d'énumérer sont résumées dans le tableau 5. Il ne faut pas perdre de vue que celui-ci n'a qu'une valeur lithostratigraphique; il met en parallèle des **faciès lithologiques** appartenant à différentes unités, mais ne présume pas de la position paléogéographique de celles-ci qui fera l'objet d'un autre chapitre conjectural (voir chap. 5).

Néanmoins, toutes les unités considérées ici se situent dans une zone comprise entre, d'une part, la zone houillère, et d'autre part, les Massifs Cristallins Internes à traces de métamorphisme éclogitique et/ou la zone océanique des schistes lustrés: ce sont les socles de la **zone briançonnaise interne s. l.**

Le lecteur se rendra compte qu'il existe une certaine homogénéité de la lithologie dans cette zone, sans qu'il y ait pour autant continuité cartographique parfaite.

Turtmantal Sartori 1988 Thélin & Sartori 1987		ensemble de l'Er- gischhorn	ensemble de Barneuza	formation de Bruneggjoch			formation de Distulberg	
Mt Fort Schaer 1959a		série de Siviez		Permo- Carb.	série du Mt Gond	série du Greppon Blanc	série du Métailler	
Entremont Burri 1983a et b	Zone du Ruitor	Zone de Siviez		Zone de Mille	Zone de La Ly	Zone du Métailler		
Val d'Aoste nord Ce travail	zone du Ruitor	zone de Leverogne/ zone de Siviez		zone de Gran Testa			unité du Métailler	unité du Mt Fallère
Val d'Aoste sud Caby 1968 Baudin 1987	Ruitor "polymétam"	Ruitor "monométam"		Permo-Trias			Permo-Carbonifère métamorphique (massif des vals de Rhêmes et Savarenche)	
Vanoise sept. Guillot 1987 Marion 1984	gneiss du Sapey (Détraz 1984)	micasch. à grenat	part. inf. + masse magm. médiane	Permien			Schistes noirs	
Vanoise mér. Ellenberger 1958				micaschistes de l'Arpont			écailles des Brévières et du Clou	
Vanoise orient. Deville 1987				Permien			Permien métamorphique	
Ambin Gay 1970		groupe de la Clarée		groupe d'Etache			groupe d'Ambin	
Briançonnais Lemoine 1951	micaschistes de la 4ème écaille et des écailles intermédiaires			Permo-Trias				
Alpes Cottiennes Lefèvre 1982	micaschistes polymétamorphiques			série volcanique acide			série volcanique basique	
Grand Paradis Ballèvre 1988							gneiss et micasch. monométamorphiques de l'unité du Money	
Dora-Maïra Viallon 1966	ensemble des gneiss glanduleux						ensemble de Pinerolo	

Tableau 5: Corrélations lithostratigraphiques entre les différentes unités de socle de la zone briançonnaise interne. La succession de gauche à droite des unités n'est régie que par leur succession géographique - d'ouest en est - dans la moitié nord du val d'Aoste (ce travail).

CHAPITRE 5 : ÂGE ET ORIGINE DES ROCHES

HISTOIRE ANTE-ALPINE DE LA ZONE PENNIQUE

THELIN (1989) a fait une excellente synthèse de l'histoire anté-alpine de la "nappe du Grand St-Bernard", qui montre la rareté des données précises quant à l'âge des différents événements antérieurs au Trias, et dont voici quelques points essentiels:

- *Protérozoïque - Paléozoïque inférieur*: sédimentation détritique, volcanisme calco-alcalin (1000 Ma?), formation d'une marge active vers 475 Ma et d'éclogites vers 430 Ma (?).
- *Silurien - Carbonifère inférieur*: collision continentale, phase de métamorphisme HP-MT (cristallisation du disthène) peut-être au Dévonien inférieur, puis BP-HT (andalousite) au Dévonien sup. - Tournaisien (?).
- *Carbonifère sup. - Permien*: remplissage détritique de grabens et magmatisme bimodal.

Dans le socle polycyclique du massif d'Ambin, MONIE (1990) a mesuré un âge de 340-360 Ma sur des muscovites et des biotites appartenant à des paragenèses de faciès amphibolite. Ceci est certainement corrélable avec la phase supposée dévono-tournaisienne de THELIN.

ZONES POLYCYCLIQUES DU RUITOR ET DE SIVIEZ

Dans la région du Mont Fallère, ces deux zones sont malheureusement plus déformées qu'ailleurs; il est par conséquent plus difficile d'y décrypter leur histoire. Seuls les deux massifs intrusifs du Mont Flassin et de Vedun peuvent apporter quelques éléments nouveaux. La mise en place de ces intrusions serait postvarisque puisqu'elles semblent touchées uniquement par le métamorphisme alpin. Un âge stéphanien à permien "moyen" peut être envisagé en accord avec CABY (1974) et THELIN (1983 et 1987).

Dans leur ensemble et en sortant du cadre régional restreint de cette étude, les zones du Ruitor et de Siviez s'avèrent pétrographiquement très proches l'une de l'autre, comme leur histoire anté-alpine respective. Ces deux zones peuvent donc être considérées comme un **vieux socle** contenant des roches formées au Paléozoïque inférieur et peut-être même au Précambrien. Il est vraisemblable qu'elles formaient, avec leurs homologues de la zone briançonnaise (micaschistes de l'Arpont, groupe de la Clarée, etc. – voir tabl. 5) un socle unique avant le découpage alpin.

ZONE DE GRAN TESTA

Cette zone de Gran Testa peut se subdiviser en trois parties:

- l'une externe constituée d'anciens dépôts détritiques et volcano-détritiques: sédiments à grain moyen à grossier (sable, galets) provenant de la désagrégation de massifs hercyniens, de leurs intrusions granitiques (Mont Flassin, d'autres ?) et de matériel volcanique acide, alternant avec des sédiments plus fins, probablement argileux,
- une autre, médiane, composée de gneiss chlorito-albitiques carbonatés représentant probablement d'anciennes grauwackes, et dans laquelle s'intercalent les micaschistes polymétamorphiques de la zone de Siviez.
- la troisième, située à la bordure interne de la zone de Gran Testa, comporte le niveau de schistes noirs qui est le seul à contenir des grenats et des pseudomorphoses de glaucophane s. l., et qui de ce fait pourrait tectoniquement se distinguer des autres niveaux.

Par analogie avec des unités semblables situées dans des régions proches, et relativement bien calées dans le temps (par exemple séries du Greppon Blanc et du Mont Gond – SCHAER 1959a, voir également BURRI 1983a et b, ESCHER 1988), j'attribue un âge permo-triasique à la première partie, permo-carbonifère à la deuxième et carbonifère sup. à la troisième (p. 119).

UNITES DU METAILLER ET DU MONT FALLERE

Ces deux unités ont déjà fait l'objet de nombreuses spéculations au sujet de leur âge et de leur origine, mais elles n'ont jamais été considérées ensemble; l'unité du Métailler n'étant jusque-là reconnue qu'au nord de la vallée d'Aoste, comme substratum de la nappe du Mont Fort, alors que des équivalents de l'unité du Mont Fallère n'étaient décrits qu'au sud, dans le massif des vals de Rhêmes et Savarenche et dans la Vanoise septentrionale (voir chapitre 4).

L'hypothèse que ces deux unités du Métailler et du Mont Fallère soient en contact stratigraphique a été émise au cours de ce travail (p. 58). Par ailleurs, nous considérons actuellement qu'en Suisse (THELIN et al. en prép.), l'unité du Métailler passe graduellement à la série du Greppon Blanc d'âge supposé permo-triasique (SCHAER 1959a, ESCHER 1988). Il est toutefois possible que des lacunes et/ou des discordances stratigraphiques caractérisent ces contacts, mais la déformation alpine ne nous laisse pas le loisir d'en observer les traces éventuelles.

La **nappe du Mont Fort** présenterait donc la succession lithostratigraphique suivante, de haut en bas:

- une couverture carbonatée mésozoïque dont l'extension est actuellement encore discutée,
- une série de métasédiments détritiques (unité du Greppon Blanc), probablement permo-triasique,
- l'unité du Métailler,
- l'unité du Mont Fallère.

A ce jour, aucun des trois termes inférieurs de cette nappe n'a été daté avec certitude; il en va peut-être de même pour la couverture si certaines hypothèses émises actuellement se vérifiaient (SARTORI 1987 et com. pers.). Le "calage" stratigraphique se fait donc uniquement par analogies de faciès. Si cette méthode est assez crédible en ce qui concerne le passage de la série du Greppon Blanc à la couverture carbonatée, situé au Trias inférieur comme dans les unités environnantes, elle devient rapidement spéculative pour des roches sises au-dessous de cette limite.

Il est intéressant de noter qu'une succession identique à celle de la nappe du Mont Fort existe dans le *Permo-Carbonifère* des vals de Rhêmes et Savarenche (p. 121). Il semble toutefois que l'unité la plus basse (équivalent de celle du Mont Fallère) y soit la mieux développée. Une série quartzo-conglomératique, de type *Permo-Trias*, surmontée par une couverture carbo-natée très réduite affleure surtout aux environs du refuge Benevolo et de la Punta Lavassey; plus à l'ouest, des lambeaux de même type jalonnent une bonne partie des contacts de la série de type *Mont Fallère* (ELTER 1987).

Ce *Permo-Carbonifère* se poursuit au sud-ouest dans la Vanoise (voir p. 121), mais les roches de type *Métailler* semblent totalement absentes des massifs principaux de Vanoise septentrionale (Bellocôte et Mont Pourri). Les auteurs de travaux dans cette région notent souvent l'existence d'une discordance cartographique entre le Permien et les "schistes noirs" de type *Mont Fallère* (GUILLOT & RAOULT 1985, GUILLOT et al. 1986). Par contre, des écailles tectonique-ment plus internes peuvent contenir des gneiss albitiques à grenat et glaucophane s. l. identiques à ceux de l'unité du *Métailler*. L'écaille des Brévières (voir p. 122) est même constituée d'une séquence identique à celle de la nappe du Mont Fort .

L'unité du *Métailler* en Suisse

Jusqu'au début des années '60, la "nappe du Grand St-Bernard" était divisée en *schistes de Casanna inférieurs* et *supérieurs* (WEGMANN 1923). L'unité du *Métailler* était rangée dans les premiers, en compagnie des actuelles zones de Siviez et du Rutor. L'âge de ces schistes de Casanna inférieurs a été considéré comme carbonifère ou plus ancien, paléozoïque sans précision, voire même précambrien (SCHAER 1959a donne une bonne revue de ces différentes hypothèses).

SCHAER (op. cit.), puis BEARTH (1961) voient en la *série du Métailler* quelque chose de particulier, plus ou moins intermédiaire entre les schistes de Casanna inférieurs et les schistes de Casanna supérieurs. THELIN & AYRTON (1983) suivent les idées esquissées par ces deux auteurs et proposent un âge permo-carbonifère pour cette série; de plus, elle serait constituée de sédiments continentaux mêlés de roches magmatiques dont certaines en tous cas seraient effusives et mises en place dans un milieu lacustre (présence de pillows signalée par SCHAER op. cit.).

Considérant le contexte géologique et la géochimie des roches mafiques de ce que l'on nomme maintenant *l'unité du Métailler*, on envisage actuellement (THELIN et al. en prép., CHESSEX en prép.) que l'origine de celle-ci pourrait être due à l'ouverture d'un bassin en pull apart ou d'un rift avorté, avec amincissement de la croûte continentale sans océanisation. D'après les auteurs cités, ce schéma s'intégrerait parfaitement dans celui de l'évolution de la chaîne hercynienne du Stéphanien au Permien inférieur.

La Vanoise septentrionale

Puisque l'unité du Mont Fallère se poursuit jusque dans la Vanoise septentrionale (voir ci-dessus), il convient de considérer les différentes hypothèses émises à son sujet.

Age

La Vanoise a été longtemps considérée comme un équivalent métamorphique de la zone houillère, donc d'âge carbonifère (supérieur), surmonté par des terrains permien (ELLENBERGER 1958).

En 1974, BOCQUET évoque un âge anté-namurien pour tout ce qui se trouve sous le Permien; ses critères sont la présence de minéraux anté-alpins et d'une intrusion granitique, la nature des roches magmatiques différente de celle des dykes et coulées de la zone houillère, et l'âge radiométrique permien de micas blancs. Cet auteur assimile ainsi les massifs de Bellecôte, du Mont Pourri (Vanoise septentrionale) et de Chasseforêt (Vanoise méridionale) à un vieux socle identique au Ruitor et au groupe de la Clarée (massif d'Ambin), alors que tous ses arguments, excepté la nature des roches magmatiques, proviennent uniquement de la Vanoise méridionale!

Dans un article récent, DESMONS & PLOQUIN (1989) précisent l'âge d'un *socle récent* comprenant la Vanoise septentrionale et le coeur paléozoïque de la nappe du Mont Fort: la formation de ces roches se situerait entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien, par comparaison avec des séries semblables datées dans les Alpes méridionales. Ces dernières sont cependant surmontées par une épaisse série carbonatée dévonienne totalement absente de la zone Briançonnaise interne.

DEVILLE (1987) décrit, dans des écailles de Vanoise orientale, des schistes cristallins passant en continuité apparente aux faciès du Permo-Trias, et qui ressemblent beaucoup aux roches des unités du Métailler et du Mont Fallère.

Un micaschiste à gros grenats semble être la seule roche qui contienne des traces d'un métamorphisme de faciès amphibolite anté-alpin en Vanoise septentrionale. Il n'affleure que sur une petite surface autour de la prise d'eau du Ponturin, entre les massifs de Bellecôte et du Mont Pourri (GUILLOT 1987, voir aussi DESMONS & FABRE 1988). Cette roche représenterait le seul témoin du socle sur lequel se serait déposée la série de Bellecôte.

GUILLOT (1987) formule trois hypothèses sur l'âge de la série de Bellecôte (que nous pouvons étendre à toute la Vanoise septentrionale, à l'exception du micaschiste cité au paragraphe précédent):

- *Dévono-Dinantien*, par analogie avec des séries similaires dans les Massifs Cristallins Externes et en acceptant l'âge viséen déterminé par des fossiles en deux endroits (Belledonne: GIBERGY 1968, Aiguilles Rouges: BELLIERE & STREEL 1980).
- *Briovérien*, par analogie aux mêmes séries mais selon d'autres auteurs réfutant la détermination des fossiles.
- *Silurien ou Ordovicien*, par analogie avec certaines séries des Ardennes, du Massif Armoricaïn ou des Pyrénées.

La première hypothèse semble la plus sérieuse. La deuxième peut être éliminée car elle ne tient pas compte des seuls éléments permettant de situer l'âge de ces séries; et si la détermination de GIBERGY (op. cit.) est faite sous réserves, celle de BELLIERE & STREEL (op. cit.) semble plus sûre.

En ce qui concerne la troisième hypothèse, je pense qu'il devient aléatoire de comparer la Vanoise septentrionale avec des séries éloignées qui n'ont pas subi la même histoire qu'elle. Dans cet esprit, on pourrait aussi bien la comparer avec les séries dévono-dinantiennes du Massif Central, où les schistes noirs sont datés du Viséen (voir par exemple la carte géologique de la France au 1/250'000 - feuille LYON).

Origine

Le fait que les schistes noirs soient géochimiquement proches de shales océaniques amène GUILLOT (op. cit.) à envisager un contexte océanique pour la série de Bellecôte, avec sédimentation des schistes noirs en milieu profond, probablement sous la CCD du fait de l'absence de calcaires.

Des découvertes récentes et encore non publiées montrent que les termes relativement massifs associés aux schistes noirs de Vanoise septentrionale, considérés jusque-là comme des grauwackes, sont en réalité des **roches volcaniques à texture ignimbrétique**, comme en témoignent les nombreuses *fiamme* que l'on peut observer en divers endroits:

- dans la vallée de Champagny, aux alentours du Laisonnay (observ. faite en compagnie de M. Burri),
- à l'ouest du Grand Bec (GUILLOT com. pers.),
- dans le "synclinal" du Pas de Genêt (observ. faite en compagnie de F. Guillot),
- entre la Roche de Mio et le col de la Chiaupe (observ. de L. Cortesogno).

En conséquence de ces découvertes, il est très vraisemblable que les schistes noirs intercalés dans ces ignimbrites soient des sédiments issus en grande partie de la désagrégation de celles-ci. **Il n'est dès lors plus surprenant que la composition chimique de toutes ces roches soit plus proche de celle d'une dacite que de celle d'un shale** (PERUCCIO-PARISON 1984, GUILLOT et al. 1986, GUILLOT 1987). Ainsi disparaît un des arguments de ce dernier auteur en faveur d'une sédimentation en milieu océanique profond.

Age des autres unités monométamorphiques de la zone briançonnaise interne

Si les corrélations du chapitre 4 sont exactes, il faut également considérer les âges attribués aux autres unités comparables à celles du Métailler et du Mont Fallère:

- SARTORI (1988) propose un âge westphalien pour le terme supérieur de la **formation de Distulberg**, par analogie avec des roches des Préalpes datées de cette période, et carbonifère inférieur pour les deux autres termes de cette formation, à cause de leur affinité avec la "puissante série anté-permienne" de Vanoise septentrionale (et supposée dinantienne par ELLENBERGER au moment de la publication).
- CABY (1968) groupe dans le Permo-Carbonifère les roches cristallophylliennes du **massif des vals de Rhêmes et Savarenche**, par comparaison avec celles de Vanoise définies comme tel par ELLENBERGER (1958).
- GAY (1970) attribue un âge permien inférieur au **groupe d'Ambin**, par analogie avec la zone houillère, et plus particulièrement la série de la Ponsonnière et ses manifestations magmatiques.
- La série volcanique basique comporte "les plus vieilles roches monométamorphiques de la **bande d'Acceglio**" (Alpes Cottiennes méridionales) selon LEFEVRE & MICHARD (1976). Elle serait stéphano-permienne, par comparaison avec avec les trachy-andésites et les dacites du massif du Mont Bessimada.
- BALLEVRE (1988) attribue au Carbonifère supérieur les gneiss et micaschistes monométamorphiques de **l'unité du Money** (Grand Paradis), car ils présentent beaucoup de similitudes avec les roches de l'ensemble de Pinerolo et du Paléozoïque supérieur de la zone briançonnaise.
- **L'ensemble de Pinerolo** est également supposé carbonifère supérieur par VIALON (1966), par analogie avec de nombreux bassins intramontagneux de la chaîne hercynienne, dont la zone houillère.

La plupart des attributions d'âge à ces séries "cristallines" monométamorphiques est faite sur la base de corrélations essentiellement lithologiques, parfois géochimiques, avec des séries plus ou moins proches. L'absence de marqueurs chronologiques (surtout de fossiles) oblige évidemment les auteurs à se rabattre sur cette méthode qui donne cependant des résultats plus qu'incertains.

Age des unités du Métailler et du Mont Fallère

On considère comme données de base les faits suivants:

1. les unités du Métailler et du Mont Fallère n'ont pas subi de métamorphisme anté-alpin,
2. elles sont constituées de roches magmatiques effusives et de sédiments les remaniant; ceux-ci contiennent de la matière organique uniquement dans l'unité du Mont Fallère ,

3. le contact entre les deux unités ne montre pas de discordance, de même que celui, plus au nord, entre l'unité du Métailler et celle du Greppon Blanc qui passe elle-même stratigraphiquement aux roches du Trias,
4. l'unité du Mont Fallère est dans le prolongement des schistes noirs de Vanoise septentrionale.

Considérant le premier point, il faut envisager que **ces unités sont postérieures au métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite** à disthène, staurotite, biotite, etc., car le soubassement de séries équivalentes (série de Bellecôte, groupe d'Ambin, "Permien métamorphique" de Vanoise méridionale – tabl. 5) montre les traces d'un tel métamorphisme.

Il reste le problème de l'âge de ce métamorphisme. THELIN (1989) situe une phase HP-MT au Dévonien inférieur et une phase HP-HT au Dévonien sup.-Tournaisien (voir p. 127); cette dernière correspond au métamorphisme amphibolitique daté entre 340 et 360 Ma par MONIE (1990) dans le massif d'Ambin. DESMONS & PLOQUIN (1989) placent un métamorphisme de faciès amphibolite à l'Ordovicien moyen ou plus ancien. Cette différence tient au fait que le premier auteur suppose que les unités polymétamorphiques penniques ont été impliquées dans l'orogénèse varisque, tandis que les seconds réfutent cela en estimant que ces socles proviennent de l'orogénèse pan-africaine; ces auteurs indiquent cependant que la plupart des mesures radiométriques effectuées donnent des âges tardi-varisques!

En admettant l'âge donné par MONIE et par THELIN, il faut ensuite prévoir un certain laps de temps pour que la base de la série de Bellecôte se dépose, avant que se forment les schistes noirs. Il devient donc réaliste d'envisager **un âge carbonifère** pour ceux-ci, et par conséquent (point 4 ci-dessus) **pour l'unité du Mont Fallère**.

Ceci serait en accord avec la première hypothèse de GUILLOT (voir p. 131) et celle de SARTORI (p. 132), si l'unité du Mont Fallère correspond bien au terme inférieur de la formation de Distulberg. C'est l'idée qu'ELLENBERGER avait émis en 1958.

LAURENT & CHESSEX (1968) estimaient qu'il n'y a pas de "faciès houiller" dans la "nappe du Grand St-Bernard", hormis dans la zone houillère. Dans cette acception, **l'unité du Mont Fallère ne pourrait être que viséenne**, ce qui rendrait alors cohérentes les corrélations avec de telles séries dans les Massifs Cristallins Externes des Aiguilles Rouges (LAURENT 1968, BELLIERE & STREEL 1980, BUJAN 1989), de Belledonne (GUILLOT 1987, LE FORT 1973, MENOT et al. 1987), et impossibles avec les Alpes du sud (DESMONS 1986).

Dans cette dernière hypothèse, et puisque aucune discordance n'est décelable tant vers le haut que vers le bas de l'unité du Métailler, l'âge de celle-ci ne peut être défini avec précision, mais il se situerait obligatoirement entre le Viséen supérieur et le Permien inférieur.

Il convient cependant de rester prudent, car l'absence d'un faciès lithologique d'âge donné ne signifie pas nécessairement l'absence de roches de cet âge. Par conséquent, on pourrait aussi imaginer les événements comme suit:

Les unités du Métailler et du Mont Fallère auraient un âge permo-carbonifère (hypothèse d'ELLENBERGER 1958), mais se seraient formées dans un bassin plus large que les bassins intramontagneux du type de la zone houillère, avec une sédimentation

passablement éloignée des zones d'érosion qui pourraient être les Massifs Cristallins Internes, et accompagnée par un volcanisme important. L'évolution serait la suivante:

- *Carbonifère supérieur*: dépôt de matériel fin provenant en grande partie d'explosions volcaniques andésitiques à dacitiques, contenant des débris végétaux (unité du Mont Fallère).
- *Stéphano-Permien*: amincissement crustal entraînant la mise en place d'un magmatisme mafique: sills dans les sédiments fraîchement déposés, volcanisme (unité du Métailler).
- *Permo-Trias*: sédiments peu matures, parfois grossiers, témoignant peut-être d'une phase de déformation tardi-varisque (unité du Greppon Blanc).

Ce dernier scénario n'est toutefois étayé par aucune preuve formelle et reste donc entièrement spéculatif.

CONCLUSIONS

Les zones du Ruitor, de Leverogne et de Siviez font partie d'un ancien socle comprenant également les unités polymétamorphiques de la zone briançonnaise (voir tabl. 5). Leur histoire n'est pas détaillée ici, certains auteurs en ayant déjà donné une très bonne description.

Un âge carbonifère (viséen ou silésien) est proposé pour l'unité du Mont Fallère; elle serait composée essentiellement de matériel volcano-détritique issu d'un magmatisme andésitique à dacitique dont on trouve de nombreuses traces dans les "schistes noirs" de Vanoise septentrionale. Des roches magmatiques plus mafiques apparaissent dans cette unité; elles pourraient s'être mises en place en même temps que les sédiments et témoigneraient ainsi d'un volcanisme bimodal, ou alors représenteraient des sills contemporains du magmatisme actif lors de la formation de l'unité suivante, comme cela a été observé en val de Rhême (CABY 1968).

L'unité du Métailler serait soit stéphano-permienne, par comparaison avec le contexte général de la chaîne hercynienne à cette période, soit d'âge viséen sup. - westphalien si l'on considère que le niveau de schistes noirs (niveau 8 de la zone de Gran Testa - fig 19) surmonte stratigraphiquement cette unité, et que l'âge de celui-ci soit westphalien par analogie avec le niveau sommital de la formation de Distulberg (nappe de Siviez-Mischabel). L'unité du Métailler contient des roches d'origine volcanique et/ou volcano-sédimentaire, mais issues d'un magmatisme plus mafique que celui de l'unité du Mont Fallère, témoignant peut-être d'un amincissement crustal. Le contexte serait continental.

Les roches de la zone de Gran Testa sont attribuées au Permo-Carbonifère (partie médiane) et au Permo-Trias (partie externe); ce sont respectivement des métagrauwackes et des métasédiments clastiques continentaux.

CHAPITRE 6 : EPILOGUE

Arrivé au terme de ce travail, il importe de rappeler quelles sont les données nouvelles et les hypothèses que l'on peut en déduire, en relation avec d'autres travaux déjà effectués dans les Alpes occidentales.

DONNEES NOUVELLES

Le levé géologique détaillé de la région du Mont Fallère a apporté quelques faits nouveaux dans la connaissance géologique de ce secteur des Alpes:

- La définition de l'**unité du Mont Fallère**, située entre l'unité du Métailler et la zone des schistes lustrés, complète la lithostratigraphie de la nappe du Mont Fort et permet de préciser les relations entre cette nappe et la Vanoise.
- Au sein du massif du Ruitor, la subdivision en deux zones distinctes (la **zone de Leverogne** ici définie et la **zone du Ruitor**) est matérialisée par une étroite bande de roches attribuées au Permien. Ces deux zones ont subi un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite, mais les paragenèses qui en découlent ne sont conservées (partiellement) que dans celle du Ruitor.
- Toutes les unités définies en Suisse par BURRI (1983a et b) se poursuivent dans la vallée d'Aoste. La zone de Siviez s'amincit vers le sud à tel point qu'elle devient difficilement décelable; dans ce cas la limite entre les zones de Mille et de La Ly de BURRI n'est plus identifiable, c'est pourquoi elles sont regroupées au sein d'une seule entité: la **zone de Gran Testa**.
- Un important accident tardif recoupe toutes les unités penniques moyennes. Le mouvement apparent le long de cet **accident col de Bard - Saint-Nicolas** est un chevauchement vers l'W du bloc supérieur (nord), postérieurement à la phase de rétroplissement D₃ et aux dernières transformations des roches en faciès schiste vert. De grandes différences apparaissent de part et d'autre de cet accident:
 - la succession des unités est modifiée: dans le compartiment sud apparaît la zone de Leverogne alors que sont absentes, aux environs de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*, la zone de Siviez, l'unité du Métailler et la zone de Gran Testa (quoique on pourrait rattacher à cette dernière zone la mince bande permienne séparant les zones de Leverogne et du Ruitor);
 - le pendage général de la schistosité principale est dirigé vers l'E dans le bloc nord et vers l'W dans le compartiment sud; il semble se dessiner dans ce dernier un très grand pli "en retour" (BAUDIN 1987);

- des "schistes lustrés" forment d'étroites pincées au sud de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*, tant dans la zone de Leverogne que dans l'unité du Mont Fallère.

DEDUCTIONS ET HYPOTHESES

L'accident col de Bard - Saint-Nicolas

L'accident col de Bard - Saint-Nicolas est très probablement le prolongement de la *faille du val d'Aoste* vers l'ouest. D'autre part, il pourrait être corrélé avec certains accidents "jeunes", notamment la *ligne Rhône-Simplon* et la *ligne des Centovalli*, permettant ainsi de définir un **bloc des Alpes Pennines**. Ce bloc se serait déplacé vers l'W il y a peut-être 4 ou 5 Ma, lorsque les roches actuellement à l'affleurement se trouvaient déjà proches de la surface, car aucune trace de recristallisation ne semble sceller ce mouvement. La quantité du déplacement est certainement faible, de l'ordre de quelques kilomètres au plus.

Les nappes

Les limites entre les différentes nappes définies en Suisse (ESCHER 1988) ne peuvent pas être tracées de façon précise dans cette région. En suivant les observations de BURRI (1983a et b) faites plus au nord, et en tenant compte de certaines caractéristiques des micas blancs (THELIN et al. à paraître), on peut émettre les hypothèses suivantes:

au nord de l'accident col de Bard - Saint-Nicolas:

- seule la zone du Ruitor appartient à la **nappe des Pontis**,
- la partie externe de la zone de Gran Testa (niveaux 1 à 3 - fig. 19) pourrait être une **entité indépendante**,
- les niveaux médians de la zone de Gran Testa (4, 6 et 7 - fig. 19) ainsi que la zone de Siviez forment la **nappe de Siviez-Mischabel**,
- le niveau interne (8) de la zone de Gran Testa et les unités du Métailler et du Mont Fallère représentent le socle de la **nappe du Mont Fort**.

au sud de l'accident col de Bard - Saint-Nicolas:

- la zone du Ruitor forme ici également la **nappe des Pontis**,
- au vu de sa position relative aux autres unités et de sa qualité de socle polycyclique, la zone de Leverogne pourrait représenter l'équivalent méridional de la **nappe de Siviez-Mischabel**. Il faut noter toutefois que les SOPA (voir p. 53) n'ont pas été observés dans la zone de Leverogne; il est possible que cette zone corresponde seulement à l'ensemble de l'Ergischhorn (THELIN & SARTORI 1987 - voir tabl. 5);

- le massif des vals de Rhêmes et Savarenche fait suite à l'unité du Mont Fallère accompagnée de lambeaux de type *unité du Métailler*; c'est la continuation de la **nappe du Mont Fort**.

Malgré des limites parfois floues, les **nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort** semblent donc se poursuivre dans le val d'Aoste et trouver des équivalents au-delà de *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*. De plus, le socle de la **nappe du Mont Fort** se poursuivrait en Vanoise, de manière relativement complexe puisque les équivalents des unités du Métailler et du Mont Fallère se croisent, apparaissant surtout dans les parties respectivement interne et externe de la *zone briançonnaise interne*.

Le métamorphisme

Les conditions de la première phase du métamorphisme alpin, qui s'est produite à relativement haute pression et basse température, sont "anormalement" faibles dans la zone de Gran Testa. Ceci semble être le cas pour beaucoup d'unités permo-triasiques de la zone briançonnaise, et pourrait peut-être s'expliquer par un **défaut de pression P_{H_2O} et/ou P_{CO_2}** , provenant de la faible teneur en eau et/ou en matière organique dans les sédiments originels.

L'âge de cette première phase métamorphique alpine est plus probablement tertiaire (éocène-oligocène) que crétacé.

Le cadre géodynamique

A partir des quelques données et hypothèses sur l'âge et l'origine des roches (chapitre 5), principalement des unités du Métailler et du Mont Fallère ainsi que de la zone de Gran Testa, il est possible d'esquisser un scénario géodynamique:

- *Viséen -?- Carbonifère sup.*: subduction accompagnée de la formation d'un arc volcanique andésitique (unité du Mont Fallère),
- *Carbonifère sup. -?- Permien inf.*: extension d'un back-arc impliquant un amincissement crustal et une forte activité volcanique basaltique (unité du Métailler),
- *Permien sup.*: avortement du rift précédemment amorcé, forte érosion et nombreux dépôts détritiques continentaux (zone de Gran Testa).

PERSPECTIVES

Au cours du débrouillage géologique d'une région, un nombre toujours grandissant de problèmes voient le jour. Ce fut évidemment le cas pour le secteur du Mont Fallère. Si j'ai tenté d'y répondre par diverses méthodes (analyse de chlorites, de micas blancs, corrélations avec des régions voisines, etc.) et grâce à l'aide de mes collègues, bien des questions subsistent.

Voici quelques suggestions pour d'éventuels travaux ultérieurs:

- Afin de cerner plus précisément l'âge des roches formant les unités du Métailler, du Mont Fallère et de leurs équivalents, des datations radiométriques (U/Pb sur zircon p. ex.) pourraient être tentées sur les roches magmatiques que l'on y rencontre. Dans ce même but, des corrélations plus poussées pourraient être effectuées entre la nappe de Siviez-Mischabel, celle du Mont Fort, la Vanoise et le Briançonnais ligure; pour cela il serait nécessaire d'approfondir l'étude lithologique de certains secteurs, notamment le socle de Vanoise méridionale et celui du massif du Mont Pourri en Vanoise septentrionale.
- Les hypothèses émises sur les conditions et l'âge du métamorphisme alpin, et plus particulièrement de sa première phase, mériteraient d'être confirmées (ou infirmées) par une étude géothermométrique, -barométrique et -chronométrique (K/Ar et Ar/Ar sur micas blancs p. ex.) dans cette région.
- Une étude tectonique fine entre l'accident col de Bard - Saint-Nicolas et le chevauchement de la Vanoise septentrionale sur les massifs du Rutor et des vals de Rhêmes et Savarenche serait utile pour comprendre la structure complexe de ce secteur.
- L'hypothèse du mouvement tardif vers l'W d'un *bloc des Alpes Pennines* mérite d'être vérifiée par l'étude et la recherche systématique des accidents tectoniques assimilables à *l'accident col de Bard - Saint-Nicolas*.
- Les années '80 ayant vu la révision presque complète de la cartographie des socles penniques moyens du Simplon à la Méditerranée, il serait peut-être temps d'en faire une synthèse globale!

BIBLIOGRAPHIE

- ALLIMANN, M. (1987): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 78/4, 431-444.
- ALLIMANN, M. (1990): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens (zone pennique, Valais, Suisse). *Thèse Univ. Lausanne*, 109p.
- ALLIMANN, M. & GOUFFON, Y. (1984): Les unités penniques entre Grand St-Bernard et Mont Vélán (Val d'Aoste - Italie). *Travail de Diplôme inédit Univ. Lausanne*.
- AMSTUTZ, A. (1959): Roches St Bernard entre Etroubles et Liddes (note préliminaire). *Arch. Sci. (Genève)* 12/4.
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 166, 217-276.
- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Matér. Carte géol. Suisse* 31.
- AYRTON, S. (1969): Déformation des séries autochtone et helvétique au SE du massif du Mont Blanc. *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 95-104.
- AYRTON, S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcle (un exemple de subduction continentale). *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 137-172.
- BAEHNI, L.-A. (1985): Géologie et aspects pétrographiques de la région du col des Mines - Mont Gelé - Mont Fort, val de Bagnes, Valais. *Travail de Diplôme inédit, E.P.F. Zürich*.
- BALLEVRE, M. (1988): Collision continentale et chemin P-T: l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Mém. & Doc. Centre Armor. Etude struct. Socles Rennes N° 19*, 335p.
- BALLEVRE, M., KIENAST, J.-R. & VUICHARD, J.-P. (1986): La "nappe de la Dent-Blanche" (Alpes occidentales) : 2 unités austroalpines différentes. *Eclogae geol. Helv.* 79/1, 57-74.
- BARD, J.-P. (1980): Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. - *Masson, Paris*.
- BAUDIN, T. (1987): Etude géologique du Massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais. *Thèse Univ. Grenoble*, 259p.
- BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 279-290.
- BEARTH, P. (1961): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). *Livre à la mémoire du prof. P. Fallot tome 2; Mém. h. s. Soc. géol. France* 1, 407-418.
- BELLIÈRE, J. & STREEL, M. (1980): Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 290, série D - 107*, 1341-1343.
- BOCQUET, J. (1974): Etude minéralogique et pétrographique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse Univ. Grenoble*, 489p.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J. C. & KRUMMENACHER, D. (1974): K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 47, 7-26.
- BORGHI, A., CADOPPI, P., PORRO, A., SACCHI, R. & SANDRONE, R. (1984): Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpe Cozie). *Boll. Mus. Reg. Sci. nat. (Torino)* 2/2, 503-530.
- BORGHI, A., CADOPPI, P., PORRO, A. & SACCHI, R. (1985): Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps). *Boll. Mus. Reg. Sci. nat. (Torino)* 3/2, 369-380.
- BRECHBÜHLER, Y.-A. & CRISINEL, A. (1979): Pétrographie de la nappe du Grand-St-Bernard dans la région de Bourg-St-Pierre (val d'Entremont, Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 243.
- BRODBECK, J.-F. (1979): Etude géologique et pétrographique d'un terrain dans la région du col du Grand-St-Bernard. *Travail de Diplôme inédit Univ. Lausanne*.
- BRODBECK, J.-F., BURRI, M. & HEDIGER, R. (1979): Le front de la nappe du Grand-St-Bernard entre Bourg-St-Pierre et la frontière italo-suisse. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 242.
- BROUDOUX, B. (1985): Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). *Thèse de 3^{ème} cycle Univ. Lille*, 229p.
- BUJAN, F. (1989): Le Carbonifère de Servoz - Les Houches (Massif des Aiguilles Rouges). *Diplôme inédit Univ. Lausanne*.

- BURRI, M. (1969): La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 547-566.
- BURRI, M. (1983a): Description géologique du front du St-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 270.
- BURRI, M. (1983b): Le front du Grand-St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 469-490.
- CABY, R. (1968): Contribution à l'étude des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la Zone du Grand-St-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble)* 44, 95-111.
- CABY, R. (1974): Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la Zone Houillère et la Zone du Grand-St-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble)* 50, 39-44.
- CABY, R. (1981): Le mésozoïque de la Zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austro-alpin et océanique. *Géol. alp. (Grenoble)* 57, 5-13.
- CABY, R. & KIENAST, J.-R. (1989): Meso-alpine high-pressure assemblages and excavation of the Rutor briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps). *Terra Abstracts* 1, 266.
- CABY, R., KIENAST, J.-R. & SALIOT, P. (1978): Structures, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2)* 20/4, 307-322.
- CHATTERJEE, N. D. (1966): On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the pennine zone of the western Italian Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 12, 325-339.
- CHESSEX, R. (en prép.): Les metabasites de l'unité du Métailler (nappe du Mont Fort, Valais). *Arch. Sci. Genève*.
- COWARD, M. & DIETRICH, D. (1989): Alpine tectonics - an overview. *Geol. Soc. special Publ.* 45, 353-367.
- DAL PIAZ, G.-V. (1965): Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss: struttura retroflessa della zona del Gran San Bernardo. *Mem. Accad. Pataavina di SS. LL. AA. Classe. Sci. mat. nat.* 77, 107-137.
- DAL PIAZ, G.-V. & GOVI, M. (1965): Osservazioni geologiche sulla "Zona del Grand Saint Bernard" nella alta Valle d'Aosta. *Boll. Soc. geol. ital.* 84, 1-27.
- DAMBRINE, P. & LANGANEY, C. (1979): Etude géologique et gîtologique du massif de Vanoise méridionale (Savoie). *Thèse 3ème cycle Univ. Paris sud - Orsay N° 2596, 231p.*
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.
- DESMONS, J. (1986): The alpine metamorphism and their environments in the Western Alps: unsolved problems. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 66, 29-40.
- DESMONS, J. & FABRE, J. (1988): Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France); conséquences structurales. *Géol. alp. (Grenoble)* 64, 13-26.
- DESMONS, J., LADURON, D. & DE BETHUNE, P. (1977): Grenats zonés de la nappe du Grand-Saint-Bernard et de la zone piémontaise (Alpes occidentales). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain* 29, 327-347.
- DESMONS, J. & PLOQUIN, A. (1989): Chimisme du Briançonnais - Grand Saint-Bernard anté-mésozoïque (Alpes occidentales): une vue synoptique. *Géol. alp. (Grenoble)* 65, 1-31.
- DETRAZ, G. (1984): Etude géologique du bord de la Zone Houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Peclat-Polset (Alpes de Savoie). *Thèse 3ème cycle Univ. Grenoble, 162p.*
- DETRAZ, G. & LOUBAT, H. (1984): Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un micashiste appartenant à l'unité des gneiss du Sapey (Vanoise, Alpes françaises). *Géol. alp. (Grenoble)* 60, 5-12.
- DEVILLE, E. (1987): Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). *Trav. Départ. Sci. Terre Univ. Savoie (Chambery) N° 8, 297p.*
- DONDEY, H. (1986): Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). *Thèse Univ. Grenoble, 236p.*
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du Pays de la Vanoise. *Mém. Carte géol. France.*
- ELLENBERGER, F. (1966): Le Permien du pays de Vanoise. *Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa, Soc. toscana Sci. nat., 170-211.*
- ELTER, G. (1960): La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 22.

- ELTER, G. (1971): Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géol. alp. (Grenoble)* 47, 147-169.
- ELTER, G. (1972): Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considération sur les rapports entre les Zones du Briançonnais et des schistes lustrés. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* 28.
- ELTER, G. (1987): Carte géologique de la Vallée d'Aoste au 1/100'000. - S.E.L.C.A. - Florence (Italie).
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl (Berne)*. 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupe géologique des Alpes occidentales suisses. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl (Berne)*. 2.
- FABRE, J. (1961): Contribution à l'étude de la Zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 2.
- FABRE, J. & SCHADE, J. (1988): Le "Permotrias" de la Zone Houillère Briançonnaise - implications tectoniques. *Géol. alp. (Grenoble), Mém. h. s.* 14, 39-47.
- FABRE, J., SCHADE, J., BAUDIN, T., DESMONS, J., MERCIER, D. & PERRUCCIO-PARISON, M.-D. (1987): Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps). In "Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts", pp 183-208. Ed by Flügel, Sassi & Grecula, *Mineralia slovacica - Monography, Alfa Bratislava*.
- FOSTER, M. D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *U. S. geol. Surv. prof. Pap.* 414-A, 1-33.
- FOUCAULT, A. & RAOULT, J.-F. (1980): Dictionnaire de géologie. - Masson, Paris.
- GAY, M. (1970): Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes): évolution paléogéographique antéalpine. *Bull. Bur. Rech. géol. min. sect. I/3*, 5-81.
- GAY, M. (1972a): Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. *Arch. Sci. (Genève)* 25/1, 5-100.
- GAY, M. (1972b): Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale. *Arch. Sci. (Genève)* 25/2, 165-214.
- GERLACH, H. (1871): Das südwestliche Wallis. *Mat. Carte géol. Suisse* 9.
- GIBERGY, P. (1968): Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Crystallins Externes dans les Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 267D, 1251-1254.
- GOFFE, B. (1977): Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). *Contr. Mineral. Petrol.* 62, 23-41.
- GOFFE, B. (1982): Définition du faciès à Fe Mg carpholite - chloritoïde, un marqueur du métamorphisme HP-BT dans les métasédiments alumineux. *Thèse d'état Univ. Pierre et Marie Curie, Paris*, 233p.
- GOVI, M. (1975): Carta del ricoprimento Gran San Bernardo tra il Paramont ed il vallone di Vertosan (alta valle d'Aosta), 1/30'000. - *Litografia Artistica Cartografica, Firenze*.
- GRASMÜCK, K. (1961): Die helvetischen Sedimente am nordostrand des Mont Blanc Massivs (zwischen Sembrancher und dem col Ferret). *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 351-450.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. (1986): Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from low grade metapelites. *N. Jb. Mineral. Abh.* 153, 363-380.
- GUILLOT, F. (1987): Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). *Thèse Univ. Lille N° 92*, 280p.
- GUILLOT, F., PLOQUIN, A., RAOULT, J.-F. & PERRUCCIO-PARISON, M.-D. (1986): Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller. *C. R. Acad. Sci. Paris t. 303, série II, N° 12*, 1141-1146.
- GUILLOT, F. & RAOULT, J.-F. (1985): Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale: données nouvelles et hypothèses (Zone Briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. géol. nord (Lille)*, 104, 183-192.
- HERMANN, F. (1925): Sur le faisceau de plis en retour du Valsavarenche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 180, 1515.
- HERMANN, F. (1928): Sulla tectonica valdostana. *Mém. Inst. geol. Univ. Padova* 7, 1-18
- HEY, M. H. (1954): A new review of chlorites. *Mineral. Mag.* 30, 279-292.

- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic rocks. *U. S. geol. Surv. prof. Pap.* 687.
- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & MARTINOTTI, G. (1989): Alpine thermal evolution in the central and western Alps. *In: Alpine tectonics - Geol. Soc. special Publ.* 45, 353-367.
- HURFORD, A. J. (1988): Fission tracks and mica ages from the Western Alps: thermal history of the southernmost part of the western traverse. *N. F. P. 20, Bulletin interne N° 6 (Sion)*, 36.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. (1989): La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. (Berne)* 11.
- LACASSIN, R. (1989): Plate-scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the Alps. *Geol. Soc. Special Publ.* 45, 339-352.
- LADURON, D. & DESMONS, J. (1981): Résorption et néocroissances dans les grenats d'un micaschiste du Ruitor (Alpes penniques franco-italiennes). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain* 31, 335-347.
- LAGABRIELLE, Y. (1987): Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. *Thèse Univ. Bretagne occidentale (Brest)*, 350p.
- LAURENT, R. (1968): Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges. *Arch. Sci. (Genève)* 20, 223-353.
- LAURENT, R. & CHESSEX, R. (1968): Considération sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 1-18.
- LEFEVRE, R. (1982): Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes Cottiennes méridionales. *Thèse Univ. Paris sud - Orsay*, 435p.
- LEFEVRE, R. & MICHARD, A. (1976): Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes): une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleu à jadéite. *Sci. géol. Strasbourg, Bull* 29/3, 183-222.
- LE FORT, P. (1973): Géologie du Haut Dauphiné Cristallin (Alpes françaises). *Sci. de la Terre (Nancy), Mém.* 25, 373p.
- LEMOINE, M. (1951): Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaïlle. *Bull. Soc. géol. France* (6) 1/13, 191-204.
- LUGEON, M. (1944): Le béryl du Grand-St-Bernard. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 62, 261.
- MAMANE, L. (1990): Etude pétrographique du massif de Serena-Citrin dans la Zone Houillère, Valle d'Aosta (Italia del nord). *Travail de diplôme inédit, Univ. Lausanne*.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73-96.
- MARESCH, W. V. (1977): Experimental studies of glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics* 43, 109-125.
- MARION, R. (1984): Contribution à l'étude géologique de la Vanoise - Alpes occidentales - Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère. *Trav. Dép. Sci. Terre Univ. Savoie - Chambéry*, 172p.
- MASSON, H. (1988): Les décrochements de la vallée du Rhône. *N. F. P. 20, Bulletin interne N° 6 (Sion)*, 40-41.
- MENOT, R.-P., BONHOMME, M.-G. & VIVIER, G. (1987): Structuration tectono-métamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67, 273-284.
- MERCIER, D. & BEAUDOIN, B. (1987): Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géol. alp. (Grenoble), Mém. h. s.* 13.
- MERLE, O. (1987): Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (8) 2/1, 183-190.
- MERLE, O., LE GAL, P. & MANCEL, P. (1986): Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes Centrales). *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 705-718.
- MICHARD, A. (1977): Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes Cottiennes méridionales: à propos des schistes à jadéite de la Bande d'Acceglio. *Bull. Soc. géol. France* (7) 19/4, 883-892.
- MONIE, P. (1990): Preservation of Hercynian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature Alpine metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.* 2/3, 343-361.
- MIYASHIRO, A. (1981): Metamorphism and Metamorphic Belts. - *George Allen & Unwin, London*.
- OULIANOFF, N. (1963): Certaines particularités des lignes directrices tectoniques observées dans les tunnels du Grand-St-Bernard et du Mont-Blanc. *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 867-875.

- PERUCCIO-PARISON, M.-D. (1984): Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). *Thèse 3ème cycle Univ. Paris-sud (Orsay)*.
- POLINO, R., DAL PIAZ, G. V. & GOSSO, G. (1990): Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny in the Alps. *Mém. Soc. géol. France, N.S. 156*, 345-357.
- RAGUIN, E. (1930): Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. Expl. Carte géol. France*.
- RAOULT, J.-F. (1980): Interprétation nouvelle de la Vanoise (Zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 22/4-5, 303-312.
- SARTORI, M. (1987): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 789-814.
- SARTORI, M. (1988): L'unité du Barrhorn (zone pennique, Valais, Suisse). *Thèse Univ. Lausanne, 156p.*
- SARTORI, M. & THELIN, P. (1987): Les schistes ocellés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67, 229-256.
- SCHADE, J. (1989): Le Permien des Alpes françaises. *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 128, 122-138.
- SCHAER, J.-P. (1959a): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagne (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagne, Valais, Suisse). *Arch. Sci. (Genève)* 12/4, 473-620.
- SCHAER, J.-P. (1959b): Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand-St-Bernard. *Geol. Rdsch.* 48, 147-158.
- SCHMID, S. M., AEBLI, H. R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *Geol. Soc. Special Publ.* 45, 153-171.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Ossola-Simplon). *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55-100.
- STECK, A. (1987): Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématiques des nappes de gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67, 27-45.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R. MASSON, H. & SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. *Mém. Géol. (Lausanne)* 5.
- STECK, A., RAMSAY, J. MILNES, A. G. & BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287-311.
- STELLA, A. (1901): *Boll. r. Com. geol. ital.* 32, Atti uffic. 39-44.
- STELLA, A. (1902): *Boll. r. Com. geol. ital.* 33, Atti uffic. 36-38.
- STELLA, A. (1905): Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. *Boll. r. Com. geol. Ital.* 36, 5-41.
- TERMIER, P. (1903): Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém. Expl. Carte géol. France*.
- TERMIER, P. (1907): Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France (4)* 7, 174-.
- THELIN, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand Saint-Bernard. *Thèse Univ. Lausanne, 485p.*
- THELIN, P. (1987): Nature originelle des gneiss ocellés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 290.
- THELIN, P. (1989): Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 193-204.
- THELIN, P. (1992 à paraître): Les métapélites du Mont-Mort: une fenêtre métamorphique (zone du Ruitor, Valais). *Bull. spécial Soc. vaud. Sci. nat.* 81 (fasc. unique).
- THELIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 393-420.
- THELIN, P., GOUFFON, Y. & ALLIMANN, M. (à paraître): Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la nappe du Grand Saint-Bernard (Val d'Aoste et Valais). *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.*
- THELIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. (en prép.): The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). - in: *The pre-Alpine basement in the Alps - Springer Verlag - Berlin*.
- TURNER, F. J. (1981): *Metamorphic petrology. - Hemisphere Publishing Corporation - New York (2nd edition)*.
- VIALON, P. (1966): Etude géologique du massif cristallin de Dora-Maïra (Alpes Cottiennes internes - Italie). *Thèse Univ. Grenoble, 282p.*

- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St-Bernhardecke im Val d'Hérens (Wallis). *Bull. Soc. neuchât.Sci. nat.* 47, 3-63.
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - *Springer-Verlag - New York (5th edition)*.
- WUST, G. & BAEHNI, L.-A. (1986): The distinctive tectonometamorphic evolution of two basement complexes belonging to the Grand-St-Bernard nappe (Val de Bagnes, Valais). *Bull. suisse Minéral. Petrogr.* 66, 53-71.
- ZACCAGNA, D. (1887): Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. r. Com. geol. Ital.* 11.

CARTES GEOLOGIQUES CONSULTEES

- Carta geologica italiana 1/100'000, feuille N° 28 : "AOSTA".
- Atlas géologique suisse 1/25'000, feuille N° 33 : "GRAND-SAINT-BERNARD".
- Carte géologique de France 1/50'000, feuille N° XXXVI-31 (704): "Mont BLANC".
- Carte géologique de France 1/50'000, feuille N° 3533 (751): "MOUTIERS".
- Carte géologique de France 1/50'000, feuille N° 3534 (775): "MODANE".
- Carte géologique de France 1/250'000, feuille N° 25 : "THONON-LES-BAINS".
- Carte géologique de France 1/250'000, feuille N° 29 : "LYON".
- Carte géologique de France 1/250'000, feuille N° 30 : "ANNECY".
- Carte géologique de France 1/250'000, feuille N° 32 : "GAP".
- ELTER, G. (1987): Carte géologique de la Vallée d'Aoste au 1/100'000. - *S.E.L.C.A. - Florence (Italie)*.
- GOVI, M. (1975): Carta del ricoprimento Gran San Bernardo tra il Paramont ed il vallone di Vertosan (alta valle d'Aosta), 1/30'000. - *Litografia Artistica Cartografica, Firenze*.
- GIDON, M. : Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne, 1/250'000. - *Edts Didier-Richard et B. R. G. M.*
- HERMANN, F. (1937): Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1/200'000.

ANNEXE I

Tableau de la composition modale des roches décrites dans ce travail.

Les chiffres sont des moyennes effectuées à partir des proportions estimées [%] de chaque minéral dans tous les échantillons de chaque roche. "x" = minéral accessoire toujours présent (<1%); "-" = minéral accessoire parfois présent (<1%). Les minéraux sont : Quartz, feldspath potassique (KF), Albite, Mica Blanc, Biotite (brune, verte ou stilpnomélane, toujours <1%), Chlorite, Chloritoïde, Amphibole Verte, Glaucophane s.l. (ps = uniquement pseudomorphoses, sans chiffre = <1%), Carbonate (surtout Calcite), Epidote, Grenat, Apatite, Zircon, Sphène, Tourmaline, Opaques, Rutile, Graphite.

roche	Q	KF	Ab	MB	B	Ch	Ctd	AV	Gl	Cc	Ep	Gr	Ap	Zi	Sp	Tou	Op	Ru	Gph
ZONE DU RUITOR																			
micaschiste à grenat	25		8	50		8		ps		-	5	x	x	-	-	2		-	
micaschiste à ps de stau	20		1	60	br	9	3			-	4	-	-	-	-	2		-	
micaschiste à ctd + gr	23		-	55		7	6	ps		-	4	x	x	-	-	2		-	
micaschiste quartzeux	39		11	44		11				-	-	x	x	-	-	2		-	
micaschiste quartz. à gr	37		20	30		7				-	-	2	x	x	-	2		-	
gneiss gris fin	47		27	12	br	5				-	-	1	x	-	-	1		-	
gneiss sériciteux	38		26	23		7				3	-	-	x	x	x	-	1	-	-
gneiss gris à pb d'ab	33		30	20		11		ps		-	-	-	x	x	x	-	2		-
gneiss graphit. à pb d'ab	27		28	27		17				-	-	1	x	x	x	-	2		-
gneiss à gros pb d'ab	25		45	20		10						x	x	x	x	x	x		
gneiss à glaucophane	29		6	37		4			15	1	-	-	x	-	x	-	1		
gneiss gros. hololeuco.	44		49	6						-	-	-	x	x	-	-	2		
gneiss gros. leucocrate	36		46	8						2	x	-	x	x	-	-	1		
gneiss gros. mésocrate	38		37	18	v	2				1	6	1	x	-	-	-	-		
gneiss à microcline	50	10	10	25						5			x	x	-	-	-	x	
gneiss leuc. micacé	35		27	29		4				1	-	-	x	x	-	x	3		
prasinite / Mt Flassin	x		15	5		30		7		5	30		x	-	2		1		
amphibolite / Mt Flassin	5		5			5		15	15	2	2	50	x	x	x		x		
gneiss leuc. de Vedun	49		37	11						-	-	-	1	-	-	-	1		
idem, à microcline	36	30	18	11		-				-	-	-	1	-	-	-	1		
gneiss clair	41		33	25		3				-	-	-	x	x	x		1		
quartzite	83		5	5		1		ps		-	-	-	x	x	-	-	-		
prasinite s.l.	-		28	-	-	17		18		-	16	-	-	-	4	-	3		
amphibolite	10		35			2		30		5	1	2			-	-	5		
ZONE DE LEVEROGNE																			
gneiss	35		17	26	stilp	8	-	-	-	-	4	3	x	-	-	-	2	-	-
micaschiste à ctd	14		-	41		8	22			-	3	5	x	-	-	-	2		
micaschiste graphiteux	30		10	40		10				-	-	5	1	-	-	-	1		5
quartzite à ps de gl.	79			1		1		ps:15		-	-	-	x	-	-	-	2		
albitite	20		70	10		1				x	-	-	x	-	-	-	1		
prasinite s.l.	-		22	4	stilp	17		10	-	4	20	4	1		3		4		
ZONE DE GRAN TESTA																			
gneiss chlorito-albitique	19		38	24		10				4	-	-	x	x	-	1	3	-	
méta-congl. et -arkoses	45		35	9		2				8	-	-	x	-	-	1	2	-	
schistes noirs (niveau 8)	22		38	18		13		ps		-	-	-	x	-	2	-	1		2
ZONE DE SIVIEZ																			
gneiss à grenat	38		22	25		11		ps		-	-	2	x	-	-	-	1		-
schistes à pb d'albite	55		25	10		5				x	2	x	x	-	-	-	1		
UNITE DU METAILLER																			
gneiss albitique chlorit.	25		25	29		12		ps		-	2	-	x	-	-	-	3	-	
micaschiste à ctd	5		-	61		7	17			-	-	-	3	x	-	-	2		
micasch. quartz. à ctd	35		-	33		12	7			3	2	-	x	-	-	-	3		
quartzite à ctd	95			2		1	2						x	-	-	-	x		
méta-tuf volcanique	45	35	5	15						x	x		x	x			x		
gneiss blanc	41		38	16		-				2	-	-	-	x	-	-	2	-	
gneiss atypique	33		14	31		14		ps		-	-	-	x	-	-	-	3	-	
ovardite fine	3		50	5		30				5	1	-	1	x	3		2	-	
ovardite micac. à épidote	2		25	11		28	-	ps		2	20		2	-	1		9		
ovardite quartzo-carb.	12		38	x		25				20	x		-	-	3		1		
prasinite	-		32	-		12		18		-	33		-	-	2		-		
prasinite à glaucophane	3		27	9		19		-	13	1	17	-	x	-	x		12	-	
prasinite à gl. et gr.	5		15	2		10		1	30	15	2	15	x	-	3		x		
schiste à glaucophane	10			10		25	1		35	15		1	1		2		3		
glaucophanite à ctd			1	3		15	5		75		1		1				7		
UNITE DU MT FALLERE																			
schistes gris-bleu	25		34	22		12		ps		-	-	-	x	-	2	-	1		2
schistes gris-bleu à gl.	27		21	19		10		25		-	-	-	x	x	2		1	-	1
gneiss albitique	20		62	8	stilp	3				x	x	-	-	x	-	-	1	-	-
ovardite	6		46	3	stilp	20		-	-	11	5	-	-	-	4		x		
prasinite	-		45	x		10		19		3			-	-	3		1		-
prasinite à glaucophane	2		23	1		15			33	8	4	12	x	-	3		1		
glaucophanite à grenat	x		1	1		5		60		5	3	15	x	-	7		2		
gneiss ovarditique	5		55	10		13		-	ps	-	13	1	x	-	1		x		-

ANNEXE II

Analyse d'un gneiss grossier mésocrate du complexe magmatique du Mont Flassin par XRF
(coord. de l'échantillon: 58'860/73'000)

MAJEURS [%]

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
72.14	0.24	14.12	1.32	1.36	0.06	0.68	2.23	3.68	2.23	0.06	1.39

CO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
0.41	0.00	0.00	99.92

TRACES [ppm]

Nb	Zr	Y	Sr	U	Rb	Th	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	Co
6	109	20	233	0	77	2	6	14	21	3	4	2

Cr	V	Ce	Nd	Ba1b	Ba1a	La	Sc	S	Total
0	28	78	28	679	687	0	5	0	1317

NORME CIPW [%]

quartz	corindon	orthose	albite	anorthite	hyperstène
36.84	2.55	13.34	30.92	8.62	2.86

magnétite	ilménite	hématite	apatite	calcite	H ₂ O	Total
1.86	0.46	0.00	0.12	0.90	1.39	99.53

plagioclase (%An): 21.8

SW

NE

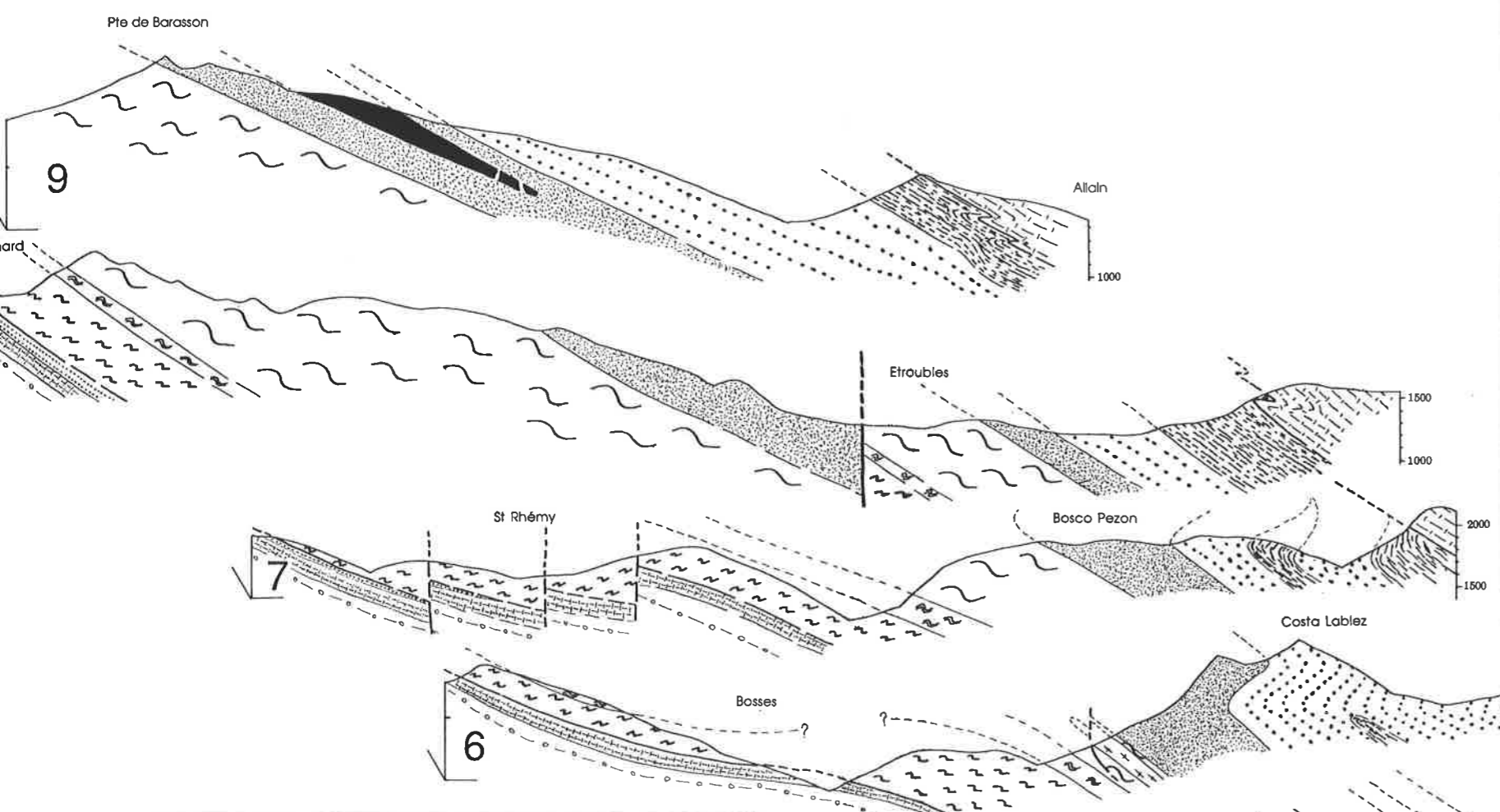
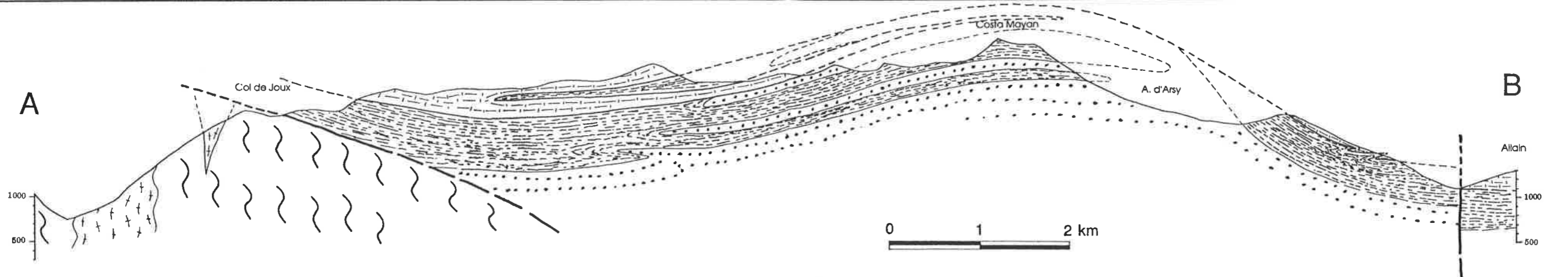


Planche hors texte 2

Coupes synthétiques s riees

des unités penniques moyennes en Val

d'Aoste,

entre Doire Baltée et frontière italo-suisse

(carte synthétique et coupe 4b avec traces axiales)

Y. Gouffon - 1992

- Légende:**
- nappe de la Dent Blanc
 - zone des schistes lustrés
 - unité du Mont Fallère
 - unité du M tallier
 - zone de Gran Testa
 - zone de Siviez
 - zone de Leverogne
 - idem, à roches vertes prépondérantes
 - zone du Rutor
 - massifs intrusifs
 - ensemble du Mont Mort
 - ensemble de Bourg-St-Pierre
 - ensemble de la Chenalette
 - zone houillère
 - Permo-Trias quartzitique
 - Permo-Trias prasinitique
 - Carbonifère sup.

