



HAL
open science

L'unité à coésite du massif Dora-Maira dans son cadre pétrologique et structural (Alpes occidentales, Italie)

Caroline Henry

► To cite this version:

Caroline Henry. L'unité à coésite du massif Dora-Maira dans son cadre pétrologique et structural (Alpes occidentales, Italie). Sciences de la Terre. Université Paris 6, 1990. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-03511047⟩

HAL Id: tel-03511047

<https://hal.science/tel-03511047v1>

Submitted on 4 Jan 2022

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

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



HAL Authorization

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ PARIS 6

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

présentée par

Caroline HENRY

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS 6

**L'UNITÉ A COESITE DU MASSIF DORA-MAIRA DANS
SON CADRE PÉTROLOGIQUE ET STRUCTURAL
(ALPES OCCIDENTALES, ITALIE)**

Soutenue le 10 juillet 1990 devant le jury composé de :

MM.	J. DER COURT	<i>Président</i>
	A. MICHARD	<i>Rapporteur</i>
	R. OBERHÄNSLI	<i>Rapporteur</i>
	C. CHOPIN	<i>Directeur de thèse</i>
	P. CHOUKROUNE	<i>Examineur</i>
	G. GUITARD	<i>Examineur</i>



THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ PARIS 6

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

présentée par

Caroline HENRY

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS 6

**L'UNITÉ A COESITE DU MASSIF DORA-MAIRA DANS
SON CADRE PÉTROLOGIQUE ET STRUCTURAL
(ALPES OCCIDENTALES, ITALIE)**

Soutenue le 10 juillet 1990 devant le jury composé de :

MM.	J. DERCOURT	<i>Président</i>
	A. MICHARD	<i>Rapporteur</i>
	R. OBERHÄNSLI	<i>Rapporteur</i>
	C. CHOPIN	<i>Directeur de thèse</i>
	P. CHOUKROUNE	<i>Examineur</i>
	G. GUITARD	<i>Examineur</i>



AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Fin juin 1986 : le début d'une histoire. Rendez-vous est pris avec Christian Chopin et André Michard, pour une mission de terrain en Dora-Maira.

16 septembre 1986 : premier contact avec les vals Pô et Varaita ... que ça ressemble à mes Vosges !

Et depuis, la valse des campagnes de terrain, aux intersaisons favorables, et des séances de microscope et microsonde : c'est l'époque des découvertes et des discussions, exaltante ...

Et puis, les derniers mois, accrochée à mon ordinateur...

Je tiens à remercier, en tout premier, mon Professeur André Michard : c'est lui qui me proposa, alors que j'étais étudiante à l'Université de Strasbourg, un travail de DEA à la fois structural et pétrographique en collaboration avec Christian Chopin, à l'Ecole Normale Supérieure. A la suite de cette rencontre, je me trouvais encadrée par deux guides qui, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire, orientaient mon travail tout en me laissant les libertés indispensables au bon déroulement de ma thèse. Ma gratitude va envers vous, mes deux Maîtres : que de choses j'ai appris avec vous ! que de bons moments avons nous partagé !

Merci à Martine Lagache et à toute l'équipe, de m'avoir si chaleureusement accueillie au laboratoire de l'ENS, et d'avoir su rendre moins dure la vie parisienne à la campagnarde que je suis.

Merci à vous, Bruno Goffé et Christian Robert, pour vos conseils et votre bonne humeur !

Je remercie Jacques Cassareuil, pour qui la réalisation de mes innombrables lames minces (dans les délais les plus courts qui soient) fut un véritable marathon.

Je remercie Lucile Mamou, l'artiste du letraset et des travaux à l'encre de chine ; dire que malgré la tension et le supplice que représentent pour le commun des manchots la réalisation des chefs d'oeuvre qui lui sont confiés, elle parvient encore à être de la plus grande patience qui soit et d'une disponibilité sans égale...

Merci à François et Stéphane, Olivier, Roli, Didier et Bruno, qui ont partagé mon bureau et supporté mes sautes d'humeur pendant les derniers moments de ma thèse.

Je vous remercie, mes aides de la dernière heure : Elisabeth, Nacir, Abder, Ladin, Philippe, Françoise, Nicole et les autres...

Merci à vous, villageois d'Isasca et d'ailleurs, de m'avoir accueillie comme votre fille. Merci particulièrement à toi, Margherita, pour ta "pasta" délicieuse et réconfortante après les dures journées de terrain... et merci à vous, Mariutta et Mario, de m'avoir prêté votre maison d'Isasca à chacune de mes campagnes de terrain. Grazie mille !

Merci au Professeur P. Vialon dont la thèse fut mon livre de chevet depuis le début de cette histoire.

Je remercie Messieurs les Professeurs Dercourt, Guitard, Choukroune et Oberhänsli d'avoir accepté de juger mon travail.

Merci aussi à vous, mes parents, mon frère, mes soeurs, de m'avoir soutenue, chacun à votre façon ... et merci à toi, Alain.

Un torrent coule.

*Durant ces grands pèlerinages de la pierre
glissant du ciel et délitée par l'innombrable
épanchement des eaux, sans fin les courants grondent.*

*Je vis dans ce torrent et j'entends les montagnes
en mots sourds, la nuit, soupire leur langage
immobile. Je sens que je pourrais l'apprendre
si j'écoutais assez de temps, et qu'on pourrait
parler à voix de roche et de silence d'herbe
si l'on pouvait garder son souffle assez longtemps.*

*Henri Bauchau
"Géologie"*

RESUME

Dans le massif Dora-Maira méridional, la cartographie réalisée au 1/25.000e entre val Pô et val Varaita révèle l'existence d'une unité à coesite, d'environ 10 X 5 X 0.5 km, où la coesite est présente dans des roches variées. Cette unité fait partie d'un ensemble de trois unités de socle polymétamorphique, dont la plus haute présente quelques éléments de couverture permo-carbonifère à triasique. Cet ensemble est intercalé entre : - une unité métasédimentaire graphitique d'âge Carbonifère présumé (unité de Sanfront-Pinerolo), et - un ensemble supérieur incluant des écailles de socle polymétamorphique (unité de Dronero-Sampeyre p.p.), une écaille de "Schistes lustrés" ophiolitifères et des éléments de couverture d'âge Permo-Carbonifère à Crétacé probable (unité de Dronero-Sampeyre p.p.).

Le métamorphisme typomorphe de très haute et haute pression est caractérisé par une grande variété de degrés, avec d'énormes sauts de métamorphisme entre certaines des unités. De bas en haut, les unités sont superposées dans l'ordre suivant : unité "schiste bleu" (SB : 10-14 kbar, 550°C), unité de très haute pression à coesite et éclogites à disthène (THP : 30 kbar, 750°C), unités de haute pression éclogitique (HP : 15-20 kbar, 550°C), unités "schiste bleu". Un refroidissement tardif, en décompression, à partir d'une dizaine de kbar et s'équilibrant en climat "schiste vert", est commun à toutes les unités.

Dans toute la pile de nappes, la structuration principale est une foliation mylonitique régionale, portant une linéation ENE-WSW avec sens de cisaillement associé vers l'WSW ; cet épisode de déformation ductile cisailante est contemporain des recristallisations "schistes verts". Quelques reliques structurales de haute pression sont caractérisées par des structures planaires plutôt symétriques et des linéations dispersées dans le quadrant NE.

Les données géochronologiques (U-Pb, Rb-Sr, ³⁹Ar-⁴⁰Ar) indiquent un âge éo-alpin (100 Ma environ) pour les métamorphismes de THP et HP. La rétro-morphose et les structures régionales, contemporaines de la juxtaposition des unités, sont datées d'environ 40 Ma.

Le scénario résultant indique : - une "subduction" profonde (jusqu'à 100 km environ) de matériel continental crustal européen au Crétacé moyen, - un empilement et un charriage vers l'ouest, à faible profondeur, d'unités continentales et océaniques variées pendant l'Eocène. Pour expliquer la remontée des unités les plus profondes, on invoque la reprise du plan de subduction éoalpin, à pendage sud, par un plan de subduction à pendage est, vers 80-60 Ma.

MOTS-CLES

coesite, Dora-Maira, Alpes occidentales, métamorphisme, évolution structurale, évolution (P,T,t), cartographie métamorphique.

ABREVIATIONS DES NOMS DE MINERAUX

ab	albite
act	actinote
aeg	aegyrine
all	allanite
alm	almandin
am	amphibole
an	anorthite
and	andradite
ank	ankérite
ap	apatite
aug	augite
ba	barroisite
bi	biotite
calc	calcite
cen	clinoenstatite
cfs	clinoferrrosilite
chl	chlorite
co	coesite
ctd	chloritoïde
di	diopside
dol	dolomite
ed	édénite
ep	épidote
fK	feldspath potassique
gl	glaucophane
gr	grossulaire
gra	graphite
gt	grenat
hed	hedenbergite
hem	hématite
ilm	ilménite
jd (ou jad)	jadéite
ka	katophorite
ky	disthène
ma	margarite
mu	muscovite
om	omphacite
pa	paragonite
par	pargasite
ph	phengite
phl	phlogopite
pl	plagioclase
px	pyroxène
py	pyrope
qz	quartz
ru	rutile
sp	spessartine
sph	sphène
st	staurotide
ta	taramite
tc	talc
to	tourmaline
tr	trémolite
wi	winchite
zo	zoïsite
zr	zircon

C. LE O
EQUIVA

1) U

2) U

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	19
Le sujet	
Le cadre géologique	
Le cadre géographique	
Chapitre I : LA CARTE GEOLOGIQUE ET L'INVENTAIRE DES UNITES	25
Introduction	
Les unités lithologiques et tectoniques	
Chapitre II : LITHO-STRATIGRAPHIE.....	29
A- LES FORMATIONS POLYMETAMORPHIQUES.....	31
1) Les formations variées d'Isasca et de Rore.....	31
a) La formation d'Isasca	
b) La formation de Rore	
2) Les gneiss fins amphiboliques de Chiaronto.....	37
3) Les formations micaschisteuses du M. Ricordone et du haut Valmala.....	38
4) Discussion	39
B- LES ORTHOGNEISS DES UNITES POLYMETAMORPHIQUES	41
1) Les orthogneiss de Brossasco et de Melle.....	43
a) Le "granite" et les orthogneiss de Brossasco	
b) Les orthogneiss de Melle	
2) Les mylonites de Gilba	49
a) Faciès type	
b) Faciès fin	
c) Discussion	
C- LE QUARTZITE A PYROPE ET LES ROCHES ASSOCIEES OU EQUIVALENTES.....	54
1) Des roches peu ordinaires.....	54
2) Caractères pétrographiques et géochimiques.....	55
a) Le quartzite à pyrope type	



- b) Les faciès micaschisteux rétomorphiques
- c) Caractères chimiques
- d) Faciès équivalent : les schistes magnésiens à disthène-chloritoïde
- 3) Répartition des quartzites micacés magnésiens à pyrope ou disthène 59
- 4) L'encaissant immédiat des quartzites magnésiens : étude de coupes types 61
 - a) Le quartzite à pyrope dans son encaissant "normal" de gneiss fin
 - i. Le niveau de Parigi
 - ii. Les niveaux de S. Giacomo et de Pradoluogo en rive droite du bas val Gilba
 - b) Le quartzite à pyrope au contact d'orthogneiss
 - i. La coupe de Pradoluogo
 - ii. La coupe de Pian d'Ame
 - c) Le cas des schistes magnésiens à disthène
- 5) Origine du quartzite à pyrope : discussion 67
 - a) Hypothèse de transformations métamorphiques en système clos
 - i. Protolithe sédimentaire
 - ii. Protolithe volcanique (ou volcano-sédimentaire)
 - iii. Protolithe magmatique
 - iv. Protolithe métasomatique
 - b) Hypothèse d'un métamorphisme en système ouvert
 - i. Métasomatose en solution
 - ii. Anatexie
 - c) Conclusion

D- LES FORMATIONS PERMO-CARBONIFERES..... 77

- 1) La formation graphiteuse de Sanfront-Pinerolo..... 77
 - a) Extension et caractères pétrographiques
 - b) Discussion
- 2) Les formations volcano-détritiques attribuées au Permien et au Permo-Carbonifère..... 81
 - a) Les gneiss oeillés, porpyroïdes et micaschistes du Valmala
 - b) Le Permien détritique de la crête Colle Gilba-Garitta Nuova

E- LES ELEMENTS DE COUVERTURE MESOZOIQUE..... 87

- 1) Les formations triasiques 87
- 2) Les formations jurassiques et crétaées 88
 - a) Formation de la Garitta Nuova
 - b) Formation des calcaires à blocs des Fortini di Crosa

- F) LE FAISCEAU OPHIOLITIFERE DE LA BASSE VARAITA..... 93
 - 1) Extension et constitution 93
 - a) Les calcschistes du M. Fliur
 - b) Les amphibolites, micaschistes et calcschistes du bas Valmala
 - c) Le complexe à serpentinites de Serravalle
 - 2) Discussion 97

Chapitre III : ETUDE STRUCTURALE : LES DEFORMATIONS ET LEUR SUCCESSION..... 99

A- DISPOSITION GENERALE 100

- 1) La foliation régionale..... 100
 - i. Une structure générale en demi-dôme asymétrique
 - ii. Un parallélisme, dans de nombreux cas, des traces de foliation avec les limites lithologiques et tectoniques
 - iii. Des zones particulières de perturbation ou d'intersection de ces différentes traces
 - iv. La chronologie des contacts
- 2) Les linéations et les plis..... 103
 - a) Les linéations
 - i. Une dominance des linéations "transverses" dans toutes les unités tectoniques
 - ii. Une zone à linéations "croisées"
 - iii. Une zone à linéations peu marquées
 - iv. Quelques linéations (et foliations) éclogitiques reliques
 - b) Les plis
 - i. Une présence générale des deux types de plis (syn- et post-foliaires) dans toutes les lithologies et dans toute la pile
 - ii. Un parallélisme fréquent des axes intrafoliaires avec la direction de la linéation régionale
 - iii. Une direction des axes post- et tardi-foliaires plutôt subméridienne
- 3) Les sens de cisaillement..... 106
 - i. Une nette dominance des mouvements à vergence WSW dans l'ensemble du bâti
 - ii. Une juxtaposition, dans la région de Frassino, de mouvements à vergences opposées
 - iii. Des sens de mouvement ambigus ubiquistes
- 4) Résumé et questions 107

B- DEFORMATION DES GRANITES ANTE-ALPINS DANS LES UNITES ECLOGITIQUES..... 109

- 1) Un exemple type : le granite de Brossasco..... 109
a) Les structures à l'échelle macroscopique
b) Etude microstructurale : du granite à la mylonite
i. Stade 1 : granite équant
ii. Stade 2 : orthogneiss mylonitique
iii. Stade 3 : mylonite
2) Généralisation et variations structurales : les gneiss amygdalaires de Melle et les mylonites de Gilba 112
a) Les gneiss amygdalaires de Melle
b) Les mylonites de Gilba
i. Le gneiss s.s.
ii. Les niveaux de schiste blanc
3) Conclusion : évolution structurale des orthogneiss dans les unités éclogitiques polymétamorphiques..... 115
i. L'absence de structures reliques de THP et HP
ii. Une structuration régionale nettement marquée
iii. Des déformations tardives échelonnées

C- EVOLUTION STRUCTURALE DANS LES ROCHES POLYMETAMORPHIQUES..... 116

- 1) Le quartzite à pyrope et les niveaux à jadéite associés : témoins de l'évolution structurale à très haute pression 116
a) Déformation de la matrice quartzitique
i. Stade de THP
ii. Stade de HP
iii. Stade rétro-morphique
b) Quelques aspects de l'évolution structurale à travers les grenats pyropes
i. Formes cristallines préservées
ii. Structures internes de THP
iii. Structures de rétro-morphose
2) Les éclogites, autres témoins structuraux très haute et haute pression 119
a) La foliation et la linéation éclogitiques
b) Les plis
i. Enroulement d'une ancienne linéation
ii. Etude microstructurale

- 3) Etude structurale de quelques micaschistes polymétamorphiques 125
a) Tectonites superposées dans les schistes à almandin-disthène de l'unité I
b) Les micaschistes de l'unité II
4) Déformation des gneiss fins 127
a) Structures dans les gneiss fins de Parigi (unité I)
i. Superposition de deux plissements
ii. Critères de cisaillement et minéraux associés
iii. Structures tardives : cataclasites proches de pseudotachylites
b) Structures dans les gneiss fins de Chiaronto (unité II)
i. Foliation régionale crénelante
ii. Sens de cisaillements
iii. Fractures tardives
5) Evolution structurale des unités polymétamorphiques : résumé 133
1°) Episode de THP et HP
2°) Episode rétro-morphique
3°) Episode tardif

D- DEFORMATION DANS LES UNITES PERMO-CARBONIFERES ET MESOZOIQUES..... 135

- 1) Une lithologie ayant conservé une fabrique de haute pression : le quartzo-micaschiste ankéritique à chloritoïde du Permien 135
i. La fabrique de haute pression
ii. La fabrique rétro-morphique
2) Structures dans les quartzites triasiques 137
i. Une fabrique linéo-planaire
ii. Une fabrique plano-linéaire
3) Déformation des micaschistes 139
a) Les micaschistes graphiteux de l'unité de Sanfront-Pinerolo
i. Les structures régionales
ii. Les structures ductiles tardives
b) Les micaschistes des unités III et Dronero-Sampeyre
i. Les structures régionales
ii. La crénelation tardive
4) Aperçu des déformations dans les lithologies gneissiques (porphyroïdes, gneiss oeillés) 143
5) Structures enregistrées par le faisceau ophiolitifère 145
i. Les structures régionales
ii. Les crénelations
iii. Cataclasites tardives

6) Evolution structurale des unités permo-carbonifères et mésozoïques : résumé et comparaisons..... 145

- 1°) Episode de haute pression
- 2°) Episode rétro-morphique
- 3°) Episode tardif

Chapitre IV : L'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES DIVERSES UNITES..... 147

A- LA COESITE..... 148

B- LES ROCHES VERTES ET LES ECLOGITES..... 149

- 1) Associations minérales..... 149
 - a) Les paragenèses typomorphes
 - b) Les paragenèses rétrogrades
- 2) Thermométrie grenat-clinopyroxène dans les éclogites : caractérisation du métamorphisme typomorphe dans les unités I et II..... 151
 - a) Les grenats
 - b) Les pyroxènes
 - c) Analyse thermométrique : résultats
- 3) Les micas blancs des éclogites : de la très haute et haute pression à la rétro-morphose..... 158
 - a) Deux générations de micas blancs
 - b) Caractères minéralogiques
 - i. Les micas blancs primaires
 - ii. Les micas blancs secondaires
- 4) Evolution texturale et minéralogique des amphiboles..... 161
 - a) Deux familles d'amphiboles
 - b) Caractères et évolution minéralogique
- 5) Les oxydes..... 164
- 6) Récapitulation : évolution métamorphique des roches vertes..... 165
 - 1°) Le métamorphisme de haute pression
 - 2°) Le métamorphisme rétro-morphique

C- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES PELITES..... 167

- 1) Le métamorphisme de haut degré dans les différentes unités métamorphiques : diagrammes AFM..... 167
 - a) Les compositions magnésiennes et intermédiaires
 - i. Dans l'unité I

- ii. Dans l'unité II
- iii. Conséquences
- b) Les compositions ferreuses
 - i. Dans l'unité I
 - ii. Dans les autres unités

2) Les micas blancs : composition et évolution métamorphique..... 173

- a) Les micas blancs de métapélites magnésiennes
 - i. Association à phengite - talc
 - ii. Association talc - paragonite
- b) Les micas blancs des pélites ferro-magnésiennes
- c) Les micas blancs des pélites alumineuses à chloritoïde - disthène
- d) Coexistence paragonite - margarite (ou épéhsite)

3) Quelques associations rétro-morphiques dans les métapélites..... 181

- a) La rétro-morphose dans les niveaux à jadéite et les pélites ferro-magnésiennes de l'unité I
 - i. Rétro-morphose du disthène
 - ii. Rétro-morphose de la jadéite
 - iii. Amphiboles secondaires sur grenat et jadéite
 - iv. Réaction entre grenat et phengite de haute pression
- b) Les associations rétro-morphiques dans les pélites des unités II, III et DS

4) Les pélites ferro-magnésiennes à staurotide de l'unité I : témoins de l'enfouissement éo-alpin..... 189

- a) Evolution prograde
- b) Fractionnement Fe/Mg

5) Les schistes à staurotide du socle hercynien : transformation de la staurotide lors du métamorphisme éo-alpin de haute pression..... 193

- a) La staurotide de l'unité II et ses pseudomorphoses
- b) La staurotide des micaschistes polymétamorphiques
- c) Conséquences

6) Récapitulation : évolution métamorphique des pélites..... 197

- 1°) Le stade prograde
- 2°) Le stade typomorphe
- 3°) Le stade rétrograde

D- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES GNEISS..... 201

- 1) La paragenèses principale : sa place dans l'évolution structurale et métamorphique..... 201
 - a) Associations minérales et structures régionales

b) Thermométrie et barométrie
 i. Thermométrie feldspath potassique - albite
 ii. Thermométrie grenat - biotite
 iii. Barométrie : la substitution phengitique
 c) La question
 2) La substitution phengitique dans les gneiss : analyse barométrique..... 209
 a) Evolution de la substitution phengitique au cours de la déformation
 cisailante
 i. Dans le méta granite peu déformé
 ii. Dans le gneiss oeilé
 iii. Dans la mylonite
 iv. Comparaison et généralisation : évolution des phengites dans les
gneiss fins de Gilba, encaissants du quartzite à pyrope
 b) Comparaison de la substitution phengitique dans les gneiss des différentes
 unités
 i. Dans les gneiss oeilés (à deux feldspaths)
 ii. Dans les gneiss albitiques
 3) Autre témoins de haute pression dans les gneiss 217
 a) Un assemblage à grenat calcique
 b) Haute pression dans les aplites des gneiss de Parigi
 4) Résumé : histoire métamorphique enregistrée par les gneiss 219
 1°) Le métamorphisme de haute pression
 2°) Le métamorphisme rétrograde

**E- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES DIFFERENTES UNITES DU MASSIF
 DORA-MAIRA MERIDIONAL : CHEMINS (P,T)..... 220**
 i. Dans l'unité I
 ii. Dans l'unité II
 iii. Dans l'unité III
 iv. Dans l'unité Dronero - Sampeyre
 v. Dans l'unité Sanfront -Pinerolo

**Chapitre V : L'EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE : VUE
 D'ENSEMBLE ET INTERPRETATION 227**

**A- NATURE ET EVOLUTION DES ROCHES DU DORA-MAIRA MERIDIONAL
 (RESUME) 227**
 1) Les unités lithologiques 227

2) Le métamorphisme..... 229
 3) La déformation 230

B- DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES..... 231
 1) Données stratigraphiques..... 231
 2) Données isotopiques 231
 3) En résumé 233

C- MISE EN PLACE DE L'UNITE A COESITE : INTERPRETATION..... 233

CONCLUSION..... 239

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES..... 241

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 269

ANNEXES (volume II)..... 285
 Annexe 1 : Analyses des minéraux des roches vertes..... 291
 Annexe 2 : Analyses des minéraux des pélites 325
 Annexe 3 : Analyses des minéraux des gneiss 403

DEPLIANTS HORS-TEXTE (en fin du volume I).....
 Dépliant 1 : Carte géologique synthétique du Dora-Maira méridional (1/50.000^e).
 Dépliant 2 : Coupes générales au 1/25.000^e. Carte de localisation des coupes générales
 et des coupes étudiées au chapitre II.
 Dépliant 3 : Carte structurale au 1/50.000^e (unités tectonométamorphiques, formations
 lithologiques).
 Dépliant 4 : Carte des trajectoires de foliation au 1/50.000^e.
 Dépliant 5 : Carte des éléments structuraux (linéations, plis) au 1/50.000^e.
 Dépliant 6 : Carte des relations entre les éléments structuraux : diagrammes de Wulff
 (1/50.000^e).
 Dépliant 7 : Carte des sens de cisaillement au 1/50.000^e.

329 3) Le métamorphisme.....

330 3) La déformation.....

..... ii. Thermométrie grenat - biotite

331 iii. Barométrie.....

331 1) Données stratigraphiques.....

331 2) Données géochronologiques.....

333 3) La tectonique des plaques.....

..... cisailants

333 C- MISE EN PLACE DE L'UNITE A GNEISS ALBITIQUES.....

..... ii. Dans le gneiss oeilé

..... iii. Dans la mylonite

333 CONCLUSION.....

..... greiss fins de Gilda, encaissés à quartzite à pyroxène

..... b) Comparaison de la substitution phengitique dans les gneiss

341 PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....

..... i. Dans les gneiss oeilés (à deux feldspaths)

..... ii. Dans les gneiss albitiques

343 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....

..... a) Un ensemble à gneiss albitique

..... b) Haute pression dans les gneiss de Parigi

382 ANNEXES (volume II).....

391 Annexe 1 : Analyses des minéraux des gneiss albitiques.....

392 Annexe 2 : Analyses des minéraux des gneiss oeilés.....

403 Annexe 3 : Analyses des minéraux des gneiss.....

E- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES DIFFERENTES UNITES DU MASSIF DORA-MAIRA MERIDIONAL : CHEMINS (P.T.).....

..... i. Dans l'unité I.....

..... ii. Dans l'unité II.....

..... Dépliant 1 : Carte géologique synthétique du Dora-Maira méridional (1:50.000).

..... Dépliant 2 : Coupes géologiques au 1:25.000. Carte de localisation des coupes géologiques et des coupes étudiées au chapitre II.

..... Dépliant 3 : Carte structurale au 1:50.000 (unités tectono-métamorphiques, formations géologiques).

..... Dépliant 4 : Carte géologique synthétique du Dora-Maira méridional (1:50.000).

..... Dépliant 5 : Carte des éléments structuraux linéaires du Dora-Maira méridional.

..... Dépliant 6 : Carte des relations entre les éléments structuraux : diagrammes de Walli.

A- NATURE ET EVOLUTION DES ROCHES DU DORA-MAIRA MERIDIONAL (1:50.000).....

(RESUME).....

..... 1) Les unités lithologiques.....

INTRODUCTION

LE SUJET

L'idée d'entreprendre une étude à la fois structurale et minéralogique, aussi détaillée que possible, dans le sud du massif cristallin Dora-Maira (fig. IN.1), s'est imposée en 1984. C. Chopin venait d'y décrire une paragenèse à coesite-pyrope-talc-disthène-phengite-rutile indiquant des pression et température d'équilibre d'au moins 28 kbar pour 700 à 800 °C.

Deux questions se trouvaient posées : quel était le protolithe précis de ces roches crustales si transformées ? quelle histoire tectonique avait permis leur équilibration à une profondeur mantellique, de l'ordre de 100 kilomètres, puis leur incorporation dans des niveaux plus élevés de la pile tectonique alpine ? En effet, on connaissait dans les unités lithologiques alentour des associations minérales de pression plus ordinaire : éclogites du Viso (Lombardo et al., 1978), schistes bleus d'Acceglio (Lefèvre et Michard, 1976). Ainsi, si l'on voulait pouvoir discuter l'origine et la mise en place de ces roches remarquables avec le maximum de contraintes précises, il était capital :

- 1 : de circonscrire l'étendue des roches de très haute pression (THP) ;
- 2 : de décrire les lithologies encaissantes en dégageant le maximum d'indices permettant d'en proposer une stratigraphie plausible (reliques polymétamorphiques, contacts intrusifs, ...) ;
- 3 : de relever tous les enregistrements structuraux conservés par les roches de THP et leur encaissant comme traces de leur histoire tectonique (foliations et linéations successives, critères de cisaillement) ;
- 4 : de décrire dans les roches de THP et leur encaissant les successions d'associations minérales progrades et rétrogrades constituant également des enregistrements de leur histoire tectonique.

C'est à ces quatre objectifs majeurs que les quatre chapitres successifs de ce mémoire sont consacrés. Le cinquième et dernier chapitre présente la discussion des données ainsi recueillies et des autres données disponibles, notamment géochronologiques. Il faut rappeler en effet que les massifs cristallins internes, et le Dora-Maira en particulier, se caractérisent par des âges isotopiques crétacé supérieur, contrastant avec les âges tertiaires des autres unités de la marge européenne et d'une partie des schistes lustrés (Dal Piaz et al., 1985 ; Monié et Philippot, 1989). En

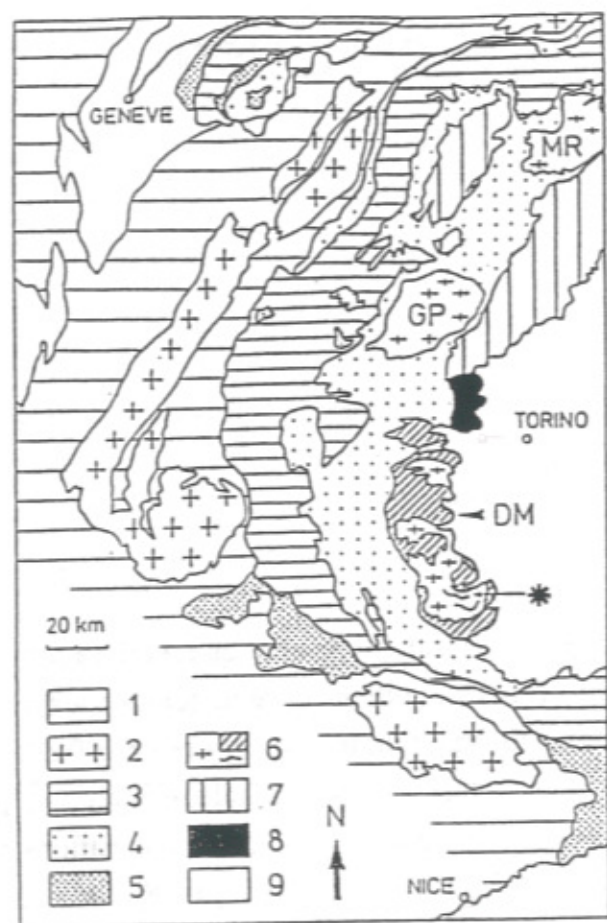


Figure IN.1 : Le massif cristallin interne Dora-Maira dans les Alpes occidentales.

* domaine d'étude. Zone externe : (1) chaînes subalpines et avant-pays plissé, (2) massifs cristallins externes. Domaine pennique : (3) Briançonnais, socle et couverture indifférenciés, (4) nappe des Schistes lustrés, (6) massifs cristallins internes, Mont Rose MR, Grand Paradis GP, Dora Maira DM, (5) Flysch à Helminthoïdes. Austroalpin : (7) d'Est en Ouest la zone Sesia, klippe du Mont Emilius et nappe de la Dent Blanche. (8) Massif ultrabasique de Lanzo. (9) bassins molassiques tertiaires.

conclusion de ce dernier chapitre, on propose une histoire tectonique plausible pour la mise en place des unités considérées.

LE CADRE GEOLOGIQUE

Le secteur étudié correspond grosso-modo au quart le plus méridional du massif Dora-Maira (fig. IN.1 et IN.2).

Ce "massif cristallin interne", constitué de matériel essentiellement continental, est classiquement considéré, avec ses deux homologues plus septentrionaux du Grand Paradis et du Mont Rose, comme la bordure sud-orientale de la lithosphère continentale européenne (Argand, 1934 ; Lemoine, 1978). Il est recouvert à l'Ouest, au Sud et au Nord, par les nappes de "Schistes Lustrés" (fig. IN.1) dont le matériel océanique mésozoïque provient d'une partie de l'océan téthysien dite océan liguro-piémontais (Lemoine et al., 1986 ; Lagabrielle, 1987). A l'Est, le massif Dora-Maira s'enneie sous la plaine molassique tertiaire du Pô, qui cache la suture de Viu-Locana-Lanzo (Nicolas, 1966).

Le massif se distingue de ses homologues septentrionaux par une structure interne complexe, faite d'un empilement d'unités lithologiques variées, incluant même des faisceaux de schistes lustrés ophiolitifères (fig. IN.2). La structure de l'ensemble du massif a été décrite en dernier lieu par P. Vialon (1966), celle de la partie sud étant aussi présentée par A. Michard (1967) ; une étude plus récente dans la partie nord-occidentale du massif a été faite par Borghi et al. (1984). Les ensembles lithologiques reconnus dans le massif, et qui affleurent tous, sauf le plus profond, dans le secteur étudié ici, sont de bas en haut :

- le Complesso del Freidour défini par Borghi et al. (D1 p.p. sur fig. IN.2), constitué de gneiss ocellés et glanduleux d'âge allégué pré-carbonifère, et considérés comme faisant partie de l'Ensemble polymétamorphique des Gneiss Glanduleux par P. Vialon ; cette unité structurale n'affleure pas dans le secteur étudié ;
- l'Ensemble graphitique de Pinerolo de P. Vialon ou Complessi di Pinerolo e di Faetto de Borghi et al. (D1 p.p. sur fig. IN.2), constitués de métasédiments détritiques attribués au Permo-Carbonifère ;
- l'Ensemble des Gneiss Glanduleux (P. Vialon), Unité de Venasca (A. Michard) ou Complesso del Dora-Maira (Borghi et al.) (D2 sur fig. IN.2), qualifié de "socle polymétamorphique", à matériel micaschisteux et gneissique, et d'âge mal défini. Dans la partie méridionale, la structure de cet ensemble est compliquée par l'existence de jalons structuraux internes limitant à l'Ouest la "sous-unité de la Gilba-Ricordone",

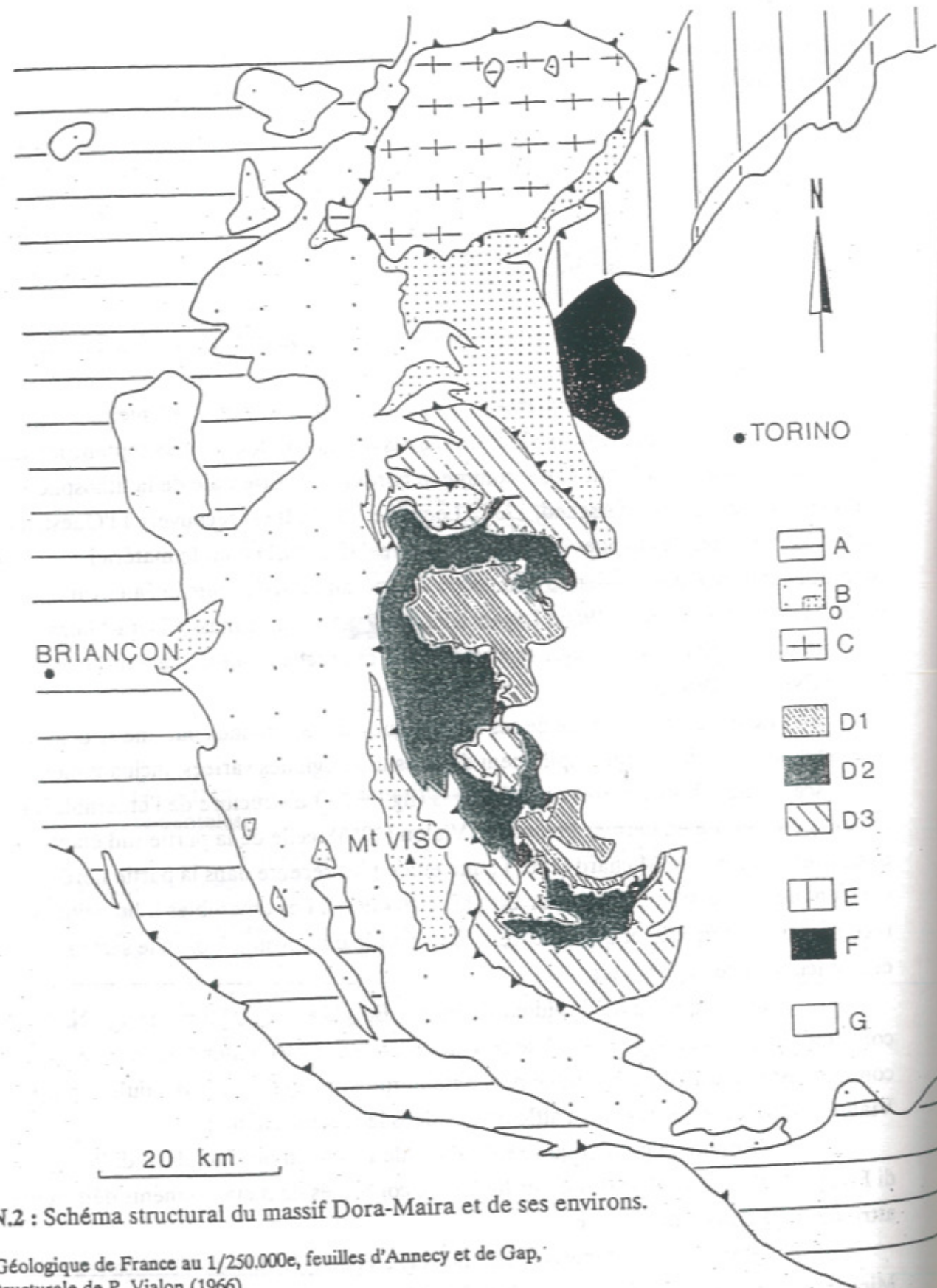


Figure IN.2 : Schéma structural du massif Dora-Maira et de ses environs.
 d'après :
 - la Carte Géologique de France au 1/250.000e, feuilles d'Annecy et de Gap,
 - la carte structurale de P. Vialon (1966),
 modifiées d'après :
 - la Carta Geologica della Val Germanasca e Media Val Chisone (Borghi et al., 1986).

- A. Briançonnais, socle et couverture indifférenciés
- B. Nappe des Schistes Lustrés - Bo: massifs ophiolitiques
- C. MCI Grand-Paradis
- D. MCI Dora-Maira
 - D1: Unité graphitique de Pinerolo (Carb. sup à Trias)
 - D2: Unité de socle polymétamorphique (Dévono-carb.?)
 - D3: Unité supérieure de Dronero (Perm. à Trias inf.)
- E. Zone Sesia
- F. Massif ultrabasique de Lanzo
- G. Plaine padane (Tertiaire)

ou divisant la masse micaschisteuse dans sa partie orientale ; ces accidents sont marqués par des lentilles de marbres, quartzites et roches vertes provenant, selon P. Vialon, de l'Ensemble mésozoïque des Calcschistes, mais qui font partie intégrante des formations polymétamorphiques pour Michard et Borghi et al. C'est au sein de cet Ensemble des Gneiss Glanduleux qu'affleurent les quartzomicaschistes à pyrope en deux linéaments distincts, l'un en rive sud du Pô, l'autre en vals d'Isasca et Gilba ;

- les Ensembles de Dronero et de Sampeyre de P. Vialon et A. Michard, Complesso di Jouglard-Selleries de Borghi et al. (D3 sur fig. IN.2), ainsi que l'équivalent plus méridional du Noyau de Pradlevs décrit en val Grana et val Maira moyen par A. Michard : ils sont composés de terrains volcano-détritiques métamorphisés, d'âge probable permien à triasique inférieur (Michard et Vialon, 1965) ;

- l'Ensemble des Calcschistes mésozoïques de P. Vialon, où les faciès calcschisteux sont associés à des quartzites, des dolomies et des roches vertes. Cet ensemble est subdivisé, au nord du massif (Borghi et al.), en Complesso di Depot (marbres dolomitiques) et Complesso dei calcescisti con pietra verdi ; il est bien développé en haut Val Varaita (amont de Sampeyre), et surtout, au Sud, entre les Vals Maira et Stura : c'est la Nappe piémontaise et ses subdivisions d'A. Michard, dans laquelle on peut distinguer des formations carbonato-calcschisteuses et des formations de type "Schistes Lustrés" à ophiolites (dont font partie celles du M. Viso). Dans le secteur étudié (voir la carte de P. Vialon), ce complexe est réduit à de minces jalons structuraux, lardant aussi bien l'Ensemble des Gneiss Glanduleux que ceux de Pinerolo et de Dronero-Sampeyre ; il se développe sur une épaisseur plus considérable (jusqu'à 500 mètres) dans le contact anormal Gneiss Glanduleux-Dronero, où il contient de véritables fragments d'ophiolites.

LE CADRE GEOGRAPHIQUE

Le secteur relevé est limité approximativement par la basse vallée du Pô au Nord et la crête Varaita-Maira au Sud (dépl. 2). A l'Ouest, j'ai interrompu les levés détaillés à la limite interne des Schistes Lustrés qui forment ici la base du complexe ophiolitique du Mont Viso. Ce secteur est couvert par les cartes topographiques au 1/25.000e de Venasca, Revello, Melle et Sanfront éditées par l'Institut géographique militaire italien.

Les altitudes de la région étudiée s'échelonnent entre 400 mètres à l'est (basses vallées du Pô et de la Varaita) et 2400 mètres, une quinzaine de kilomètres à l'ouest (Garitta Nuova). De ce fait, l'essentiel du terrain est largement boisé (jusqu'à

1500 mètres environ), rendant la cartographie souvent malaisée. De plus, une altération des roches souvent prononcée rend leur détermination difficile, particulièrement dans les collines d'Isasca et de Brondello.

Chapitre I

LA CARTE GÉOLOGIQUE ET L'INVENTAIRE DES UNITÉS

INTRODUCTION

On a souvent dit que la géologie est une science de terrain. C'est en effet la seule science qui ne se fasse que sur le terrain. La géologie est une science de terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante.

La géologie est une science qui se fait sur le terrain. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante.

La géologie est une science qui se fait sur le terrain. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante. Elle est une science qui se fait sur le terrain, et c'est pourquoi elle est si intéressante.

Chapitre I

LA CARTE GEOLOGIQUE ET L'INVENTAIRE DES UNITES

INTRODUCTION

On a considéré l'établissement d'une carte géologique détaillée de tout l'environnement des roches à THP comme un préalable nécessaire à l'interprétation de leur histoire. La carte présentée ici au 1/50.000e (dépliant 1 h.-t.) a été dressée à partir de minutes au 1/25.000e (déposées au Laboratoire de l'E.N.S.). Celles-ci résultent essentiellement de levés personnels (1986-89) ainsi que de levés inédits de C. Chopin (1984-89) et de A. Michard (1962-66).

Jusqu'à présent, la seule carte géologique détaillée disponible pour ce secteur était celle de la Carte géologique régulière d'Italie au 1/100.000e, feuille n° 78-79 Dronero-Argentera. La première édition (1930) résultait des levés de A. Stella et S. Franchi, entamés dès la fin du siècle dernier (cf. Stella, 1895 ; Franchi, 1898, 1900). Elle a l'intérêt d'une figuration très objective des lithologies et des contours. La deuxième édition (1971) résulte en partie des levés de l'équipe de R. Malaroda, mais incorpore aussi les cartes géologiques au 1/100.000e de P. Vialon (1966) pour le Dora-Maira, et au 1/50.000e de A. Michard (1967) pour les Schistes Lustrés de son enveloppe méridionale.

Sans remonter à l'époque héroïque des "Roches primitives" entourées d'une "série compréhensive" métamorphique (e.g. carte géol. au 1/500.000 de Sismonda, 1862), il est clair que l'amélioration progressive des cartes géologiques détaillées a peu à peu imposé l'idée d'une complexité tectonique du "massif" Dora-Maira. Si Stella, Franchi et leurs collègues du R. Ufficio avaient distingué un grand nombre de types lithologiques dans le massif, découvert le premier disthène des Alpes occidentales dans les schistes à chloritoïde ("sismondine") de Sampeyre (Stella, 1895) et les lentilles d'éclogites dans les micaschistes à grenat-chloritoïde-glaucophane ("gastaldite") de Frassino (Franchi, 1900), ils n'en considéraient pas moins le massif comme construit à partir d'une série stratigraphique continue, attribuée au Carbonifère (schistes graphiteux de Dronero, Sanfront ... cf. Novarese, 1898) et au Permien. Leur interprétation était battue en brèche par Argand (1911)

qui, sur la base d'une expérience directe des lieux, voyait dans le massif, non pas des plis massifs affectant une série continue, mais la superposition de nappes penniques majeures : celle du Grand St Bernard à la base (complexe graphiteux) et celle du Mont Rose au-dessus, avec des replis impliquant des faisceaux de Schistes Lustrés ophiolitifères et de Trias calcaro-dolomitique.

L'existence de ces faisceaux mésozoïques et la complexité structurale du massif s'est trouvée confirmée par les levés récents. Pour A. Michard (1965, 1967), une structure en nappes semblable à celle que proposait Argand rendait le mieux compte des données cartographiques. A l'inverse, P. Vialon (1966) proposa d'interpréter cette complexité par un système d'écaillage convergent ("en diaphragme-iris"). Quoiqu'il en soit, la multiplicité des contacts anormaux parcourant le massif est frappante sur la Carte géologique régulière au 1/100.000e Dronero-Argentera la plus récente (1971). Dans le Nord du massif, Borghi et al. (1984) soulignent également cette complexité et adoptent une interprétation en nappes. Dans le droit fil de cette évolution, nos propres levés dans le Sud du massif débouchent, on va le voir, sur l'idée d'une complexité structurale encore plus grande.

LES UNITES LITHOLOGIQUES ET TECTONIQUES

La carte géologique au 1/50.000e (dépl. 1) et les coupes qui en facilitent la lecture (dépl. 2) représentent fondamentalement des unités lithologiques relativement homogènes à l'échelle choisie (par ex., les mylonites de Gilba, orthogneiss fins ou porphyroclastiques, à lits lenticulaires phylliteux d'épaisseur centimétrique à métrique). Ces unités lithologiques peuvent dans certains cas être associées au sein d'une même formation stratigraphique, dans la mesure où leurs contacts sont très vraisemblablement stratigraphiques (calcaires dolomitiques et quartzites triasiques, par ex.), et dans la mesure où les associations minérales typomorphes y sont de même degré (micaschistes et roches vertes éclogitiques de la formation variée d'Isasca, par ex.). Au contraire, les contacts tectoniques limitant les unités figurées ont été déduits, soit de tronçures et de couloirs de cisaillement manifestes, soit de sauts dans le degré de métamorphisme révélés par les paragenèses minérales de part et d'autre du contact.

On reconnaît ainsi, entre le F. Pô et la crête Varaita-Maira, un ensemble de trois unités essentiellement polymétamorphiques (unités I à III), pris en "sandwich" entre deux unités à matériel carbonifère à triasique (unités de Sanfront-Pinerolo et de Dronero-Sampeyre). On présentera ici brièvement, de bas en haut, la

pile complexe de ces unités tectono-métamorphiques, ainsi que les unités ou formations lithologiques majeures qui les constituent (dépl. 3) :

- l'unité de Sanfront-Pinerolo : elle est constituée des gneiss et micaschistes, localement graphiteux, attribués au Carbonifère supérieur, associés à des lentilles de quartzites et dolomies triasiques. Son métamorphisme typomorphe y est de type "schistes bleus".

- l'unité I (Isasca-Gilba) : elle regroupe les marbres, roches vertes, micaschistes et gneiss fins de la formation variée d'Isasca, la formation essentiellement gneissique de Parigi (encaissant des quartzo-micaschistes à pyrope), ainsi que les mylonites leucocrates de Gilba. Des corps filoniens d'orthogneiss (formation de Brossasco) sont intrusifs dans la formation variée d'Isasca et dans les gneiss fins de Parigi. Le métamorphisme typomorphe alpin de cette unité de "socle polymétamorphique" est de type "éclogites de très haute pression".

- l'unité II (Rore-Melle) : cette unité, à métamorphisme "éclogitique" plus banal, rassemble, comme la précédente, un grand nombre de lithologies, toutes attribuées au "socle polymétamorphique" : la formation variée de Rore (équivalente de celle d'Isasca), les gneiss fins à amphibole de Chiaronto, les gneiss oeillés et amygdalaires de Melle, ainsi que quelques écailles de mylonites de Gilba.

- l'unité III (Ricordone) : elle est constituée de deux formations : à la base, une série essentiellement détritique (quartzites, micaschistes quartzitiques, quelques calcaires dolomitiques), plus ou moins continue et allant du Trias moyen au Permo-Carbonifère, en série renversée ; au sommet, la formation micaschisteuse du Ricordone, attribuée au "socle polymétamorphique". Dans le secteur étudié, le métamorphisme n'atteint, dans cette unité, qu'un degré "schistes bleus".

- le faisceau ophiolitifère de la basse Varaita : ce faisceau comprend des amphibolites, prasinites, gabbros, serpentinites et calcschistes, d'âge probable crétacé, associés à des schistes permo-carbonifères (?) en écaille. Le métamorphisme décelé y est de type "schistes bleus".

- l'unité de Dronero-Sampeyre : c'est un ensemble complexe rassemblant des écailles de micaschistes polymétamorphiques (haut Valmala, crête Garitta Nuova-Fortini di Crosa), des terrains volcano-détritiques et détritiques d'âge Permo-Carbonifère à Trias moyen (bas Valmala), une dalle de gneiss oeillés leucocrates (formation du M. Birrone), ainsi qu'une formation de calcaires à blocs (Fortini di Crosa) attribuée au Crétacé supérieur. Là encore, le métamorphisme alpin est de type "schistes bleus".

Chapitre II

LITHO-STRATIGRAPHIE

Pour le chapitre de la litho-stratigraphie, les données sont issues de la géologie régionale et de la géologie de la région de la capitale. Les données sont issues de la géologie régionale et de la géologie de la région de la capitale.

Les données sont issues de la géologie régionale et de la géologie de la région de la capitale. Les données sont issues de la géologie régionale et de la géologie de la région de la capitale.

Pour le chapitre de la litho-stratigraphie, les données sont issues de la géologie régionale et de la géologie de la région de la capitale. Les données sont issues de la géologie régionale et de la géologie de la région de la capitale.

Chapitre II

LITHO-STRATIGRAPHIE

Dans ce chapitre sont décrites plus en détail les unités lithologiques mentionnées au chapitre précédent, où leur répartition au sein de diverses unités tectoniques se trouvait résumée. Le présent chapitre met l'accent sur l'organisation de ces unités lithologiques en ensembles stratigraphiques apparemment continus, homogènes quant aux évolutions métamorphiques, et qui représentent donc des "formations" au sens que prend ce terme dans la description lithostratigraphique des séries métamorphiques.

Nous commencerons par décrire les formations les mieux identifiables du point de vue des protolithes, et qui constituent également l'essentiel des unités étudiées : les séries polymétamorphiques tout d'abord, les orthogneiss dérivés de granites hercyniens ensuite. Le quartzite à pyrope et son encaissant sont décrits au troisième paragraphe. Les deux paragraphes suivants sont consacrés aux séries monométamorphiques permo-carbonifères et mésozoïques, le dernier décrit les éléments de série ophiolitifère.

Pour la localisation de ces formations, le lecteur est invité à se reporter aux dépliants 1 (carte géologique) et 3 (carte structurale) ; les coupes sont localisées sur le dépliant 2. Dans les descriptions pétrographiques, les pourcentages des différentes phases minérales ont été estimés visuellement à l'aide des abaques de Terry et Chilingarian (1955).

A- LES FORMATIONS POLYMETAMORPHIQUES

On considère ici les formations métasédimentaires (ou méta - volcano-sédimentaires) dont on a des raisons de penser qu'elles ont subi une évolution tectono-métamorphique anté-alpine, probablement hercynienne. Elles apparaissent en orthogneiss (Gn) et micaschistes variés (gms) sur l'ancienne édition de la Carte géologique italienne (1930), en micaschistes et gneiss fins de l'"Ensemble des gneiss glanduleux" sur celle de P. Vialon (1966), et en gneiss fins (g), micaschistes gneissiques et micaschistes (mg) sur la nouvelle édition de la Carte géologique italienne (1971).

Trois types de formations entrent dans cette catégorie :

1) des formations "variées", comprenant des termes métasédimentaires et métavolcaniques, incluses dans les unités I et II, respectivement de THP et HP éclogitiques ;

2) les gneiss fins amphiboliques de Chiaronto, qui font partie de l'unité éclogitique II ;

3) des formations essentiellement micaschisteuses, incluses dans les unités III et de Dronero-Sampeyre, plus élevées et de moindre degré métamorphique que les précédentes.

Le quartzite à pyrope et son encaissant gneissique immédiat, que l'on considère également comme polymétamorphiques, sont traités à part, au § C.

1) Les formations variées d'Isasca et de Rore

Ces deux formations montrent les mêmes constituants lithologiques et pourraient être stratigraphiquement équivalentes. Elles ne diffèrent, nous l'avons dit, que par le degré de leur métamorphisme HP-BT : celle d'Isasca correspond aux plus hautes pressions rencontrées dans la région (coesite), celle de Rore à des pressions plus ordinaires (éclogite "banale"). Elles entrent dans deux unités tectoniques différentes, celle d'Isasca-Gilba (unité I) supportant celle de Rore-Melle (unité II).

a) La formation d'Isasca

Elle s'étend en Val Varaita dans la région d'Isasca et du bas val Gilba et forme une bande est-ouest en rive sud du Pô. Son épaisseur apparente maximale est de l'ordre de 500 mètres.

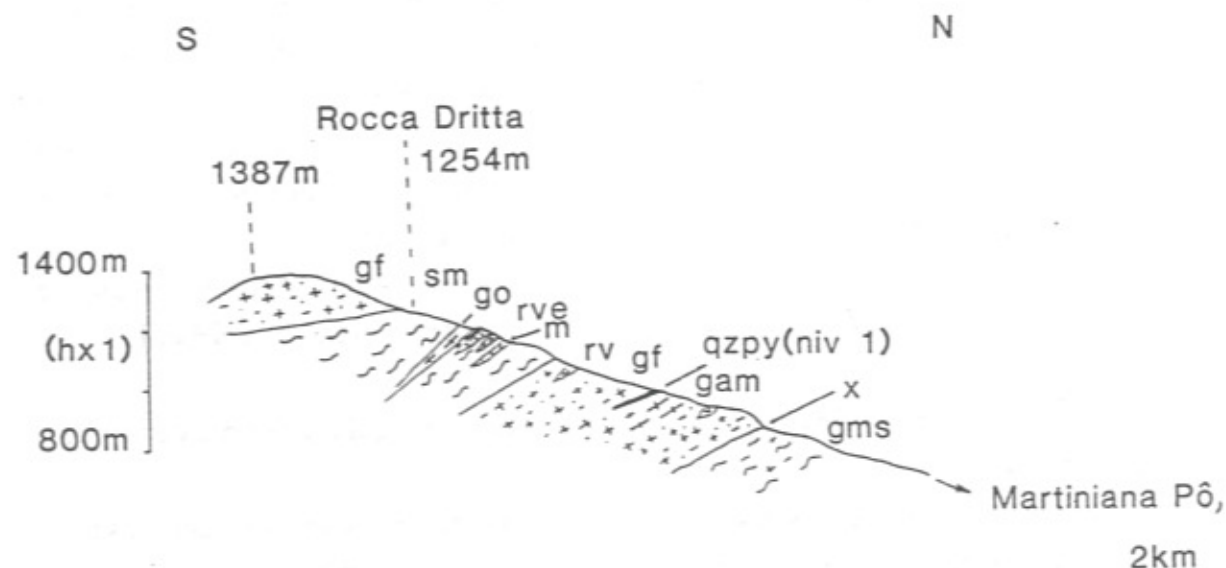


Figure II.1 : La formation variée d'Isasca sur la crête de la Rocca Dritta, rive droite du Pô (localisation : dépl. 2).

sm : schiste massif à grenat et disthène (→ : faciès particulier à grenats violets zonés).

m : marbre.

rve : roche verte éclologitique.

go : gneiss oillé de Brossasco, mylonitisé (filon probable).

gf : gneiss fin de la formation de Parigi, à passées amygdalaires (gam), contenant des boudins de roche verte (rv) et de quartzite à pyrope (qzpy).

gms : gneiss fins et micaschistes de la formation de Sanfront-Pinerolo.

Une coupe représentative (fig. II.1) peut se faire sur la crête de la Rocca Dritta (val Pô) à partir de 1100 mètres d'altitude, au-dessus des gneiss fins encaissant le quartzite à pyrope de Parigi (cf. § C). Dans l'ensemble de la formation, les faciès caractéristiques sont les suivants :

- micaschistes massifs à grenat et disthène (sm), riches en blastes d'albite (photo II.1) ; ces métapélites ferro-magnésiennes peuvent se présenter sous divers aspects selon la taille des minéraux principaux (millimétriques à centimétriques).

Le faciès type est une roche massive, peu foliée, dans laquelle sont disséminés des blastes centimétriques d'almandin et de disthène, qui forment environ 10% de la roche. Les blastes millimétriques à albite-zoisite, en général aplatis, présentent une structure radiale dans les faciès les moins recristallisés ; elles proviennent probablement de la rétro-morphose d'anciennes jadéites. La foliation, fruste, est marquée par l'alternance de niveaux quartziteux et de niveaux phengitiques. Les accessoires sont le rutile, ubiquiste, et plus rarement, l'apatite en cristaux centimétriques.

- roches vertes éclologitiques, en boudins dans des micaschistes (fig. II.1) ou des gneiss fins (par ex. : sortie est d'Isasca, confluent Bedale d'Isasca-Rio Rocca Bellina). Les éclologites sont, soit vert sombre et ferreuses, soit vert pâle, plus siliceuses et magnésiennes. Sur la carte (dépl.1), toutes les éclologites sont représentées en vert, bien que les plus siliceuses s'apparentent plus à des micaschistes éclologitiques qu'à des métabasites.

Les véritables métabasites vert sombre sont massives et à grain très fin : les grenats (250 µm) et les omphacites (500 µm) indiscernables à l'oeil nu, forment l'essentiel de la roche, et en définissent la foliation peu prononcée. La paragenèse éclologitique est complétée par de rares phengites (< 1%), très peu de quartz (< 1%) et du rutile entouré d'ilménite. Les pyroxènes sont très fréquemment altérés, à partir de leurs bords, en amas vert-brunâtre mal cristallisés. Des amphiboles xénomorphes bleues à vertes se développent secondairement, ainsi que de l'hématite.

Les éclologites pâles sont marquées par une fabrique nettement linéaire et un grain fréquemment plus grossier. On distingue souvent de gros cristaux vert vif de pyroxène et des blastes bleus de disthène pouvant atteindre plusieurs centimètres de long, dans une matrice à minéraux millimétriques (photo II.2). La variété à grain fin de cette roche, pour peu qu'elle soit légèrement altérée, prend une patine ocre qui la rend difficile à distinguer d'un gneiss fin banal. La principale différence de ces éclologites par rapport aux précédentes est la présence de disthène, parfois de zoisite, leur richesse en quartz (10-20%) et en phengite (5-20%). Les minéraux secondaires sont une amphibole vert pâle et de rares paragonites et margarites.

- cipolins et marbres dolomitiques, en bancs lenticulaires d'épaisseur métrique en général, encaissés dans des micaschistes ou des gneiss fins. Ces marbres atteignent leur épaisseur maximale au sud-ouest d'Isasca, sur la Cresta Monforte (dalle d'1 km de long pour près de 100 m d'épaisseur). Ils contiennent des poches centimétriques à minéraux (grenat, épidote, corindon), ainsi que des grenats rouges décimétriques isolés. La foliation y est marquée par l'alternance de lits plus ou moins grossièrement cristallisés et par la présence de lits silicatés ou alumineux, d'épaisseur centimétrique, plissés isoclinalement avec le marbre.

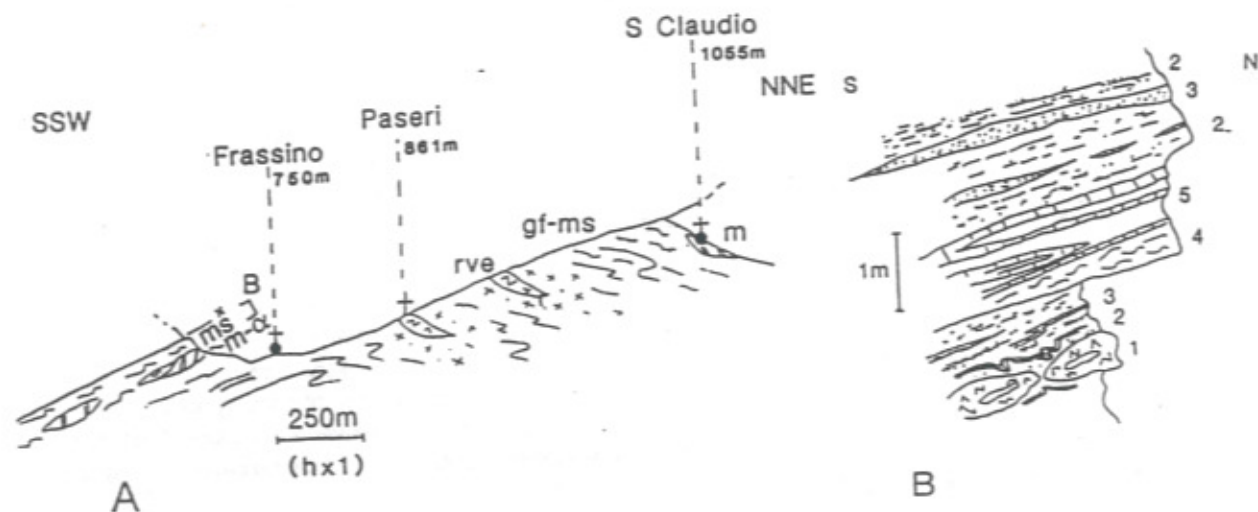


Figure II.2 : La formation de Rore à la hauteur de Frassino (localisation : dépl. 2).

A : Coupe générale.

- ms : micaschistes à grenat et chloritoïde.
- gf : gneiss fin à grenat.
- m-α : membre marmoréo-amphibolique.
- rve : roches vertes éclogitiques.

- B. Détail du membre marmoréo-amphibolique (Casale Ressia, rive droite de la Varaita), cf. photo II.3.
- 1 : boudins creux d'amphibolite massive à coeur carbonaté (?) (pli précoce boudiné ?).
 - 2 : gneiss biotitique gris-vert sombre, très fin, mylonitique, à lits plus ou moins riches en amphibole.
 - 3 : lits lenticulaires de quartzites blancs micacés.
 - 4 : quartzo-micaschiste verdâtre à grenats millimétriques.
 - 5 : marbre blanc.

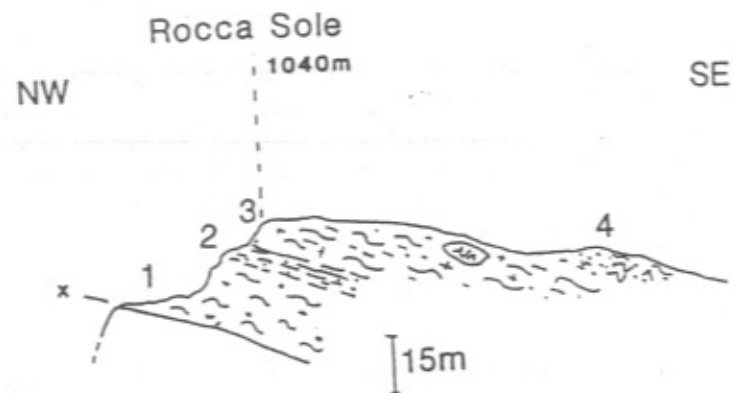


Figure II.3 : La formation de Rore cisailée dans le contact anormal de la Rocca Sole (localisation : dépl. 2).

- 1 : micaschistes à gros grenats et lentilles noires à chloritoïde (micaschiste amygdalaire).
- 2 : schistes gris fins et rubanés, à staurotide relique, grenat, chloritoïde et disthène.
- 3 : gneiss fin massif à patine ocre, incluant des boudins d'éclogite.
- 4 : metabasites rubanées plissées et micaschistes à grenat-chloritoïde.

Dans le marbre, les lits grossiers sont formés d'un damier de cristaux millimétriques de calcite. Les accessoires sont : quartz, mica blanc, trémolite, pyroxène, sphène, hématite et zircon. Les lits moins grossièrement cristallisés (\varnothing grain : 150-400 μ m) sont essentiellement dolomitiques avec calcite interstitielle peu abondante. Les lits silicatés présentent une association éclogitique à grenat, omphacite, phengite, rutile, ilménite et amphibole verte secondaire.

Cette formation variée encaisse des masses lenticulaires d'orthogneiss (cf. fig. II.1), interprétés comme des filons granitiques et qui seront décrits plus loin (§ B, granite de Brossasco).

b) La formation de Rore

Elle constitue les affleurements du fond de la vallée de la Varaita entre Rore et Frassino ; son épaisseur diminue considérablement vers l'est et le nord où elle s'effile entre des contacts anormaux (dépl. 1).

Une coupe subméridienne à la hauteur de Frassino (fig. II.2 A), où la formation atteint sa puissance apparente maximale (plus de 500 mètres), montre des lithologies équivalentes à celles de la formation d'Isasca : roches vertes éclogitiques incluses dans un encaissant de micaschistes et gneiss fins, marbres.

Macroscopiquement, les metabasites éclogitiques sont très semblables à celles d'Isasca : massives, vert sombre et à grain fin. Elles s'en différencient par les minéraux associés au grenat et au pyroxène. Les micas blancs sont de deux types : phengite et paragonite, avec prédominance du mica sodique. Le rutile présente souvent une surcroissance d'ilménite. Les autres accessoires sont : apatite, sphène, hématite secondaire. Comme dans les éclogites d'Isasca, on observe des amphiboles vertes poecilites, à coeur glaucophanitique.

Aux marbres se trouvent associés d'autres lithologies (fig. II.2 B et photo II.3) : metabasites amphiboliques en boudins, gneiss fins, micaschistes et quartzites micacés. On peut voir dans ce "membre marmoréo-amphibolique" une ancienne association volcano-détritique.

A la Rocca Sole (fig. II.3), cette même formation n'atteint qu'une quarantaine de mètres d'épaisseur ; on y observe cependant une coupe intéressante dans les termes pélitiques de la formation, des micaschistes à grenat \pm chloritoïde et agrégats de tourmaline.

Le micaschiste type présente une foliation quartzo-phylliteuse complexe (structure C-C' : chap. III) dans laquelle se distinguent des plaquettes noires de chloritoïde (300 μ m à 5 mm) et des blastes de grenat (100 μ m à 1 cm). Les phyllites sont la phengite, la paragonite et une chlorite secondaire plus ou moins développée dans la foliation et en queue de recristallisation sur grenat et chloritoïde. Les accessoires sont l'ilménite, le sphène et une tourmaline zonée pouvant se regrouper en agrégats centimétriques.

Dans certains de ces niveaux pélitiques, j'ai observé de la staurotide relique (niv. 2), indiscernable à l'oeil nu (voir chap. IV). Ce minéral était inconnu dans le massif

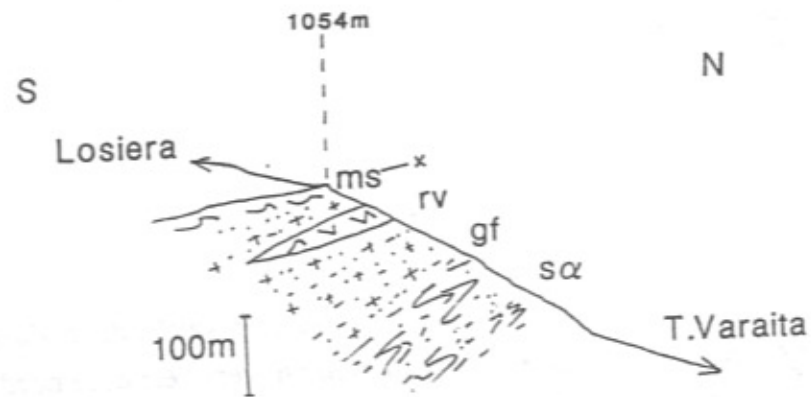


Figure II.4 : Coupe type dans la formation des gneiss amphiboliques fins de Chiaronto. Crête de Losiera (localisation : dépl. 2).

sα: schistes albitiques massifs crénulés, à grenat et amphibole bleue.
 gf: gneiss fin siliceux, à lentilles de quartz.
 rv: roche verte massive, à cortex à albite ocellaire.
 ms: niveau micaschisteux centimétrique, à grenat et chloritoïde, se développant en surface structurale du gneiss fin.

Dora-Maira (si l'on excepte la staurotide alpine incluse dans les schistes à grenat-disthène : cf. Chopin, 1985). Il est intéressant de noter que j'ai découvert une autre occurrence de ce minéral, dans les micaschistes du haut Valmala (cf. § 3 infra).

2) Les gneiss fins amphiboliques de Chiaronto

Cette formation à dominante gneissique était classée par P. Vialon (1966) dans les micaschistes et gneiss fins de son "Ensemble des gneiss glanduleux". Nous l'individualisons du fait de :

- sa relative homogénéité lithologique par rapport à la formation de Rore sous-jacente,
- l'absence de faciès ocellés véritables et une lithologie plus variée que celle des orthogneiss de Melle sus-jacents (§ B).

Elle forme les falaises de la moyenne vallée de la Varaita entre Frassinio et Rore. C'est en rive nord de la Varaita que cette formation atteint son épaisseur maximale : 300 mètres, dans les basses falaises du M. Ricordone, en rive est du Bedale Chiaronto.

Une coupe type dans la formation peut se faire au sud de la Varaita, en rive droite de la Cumbal Ghera (fig. II.4).

A l'échelle de toute la formation, on observe une alternance plus ou moins régulière de schiste intensément crénulé et de gneiss fin gris-beige plus ou moins lité. Le litage des gneiss fins est marqué par la présence de niveaux quartzitiques bruns centimétriques, de lits feldspathiques et de niveaux franchement micaschisteux (par ex. sommet 1054 m, fig. II.4), ainsi que par des passées décimétriques à perles d'albite.

Les lithologies gneissiques et schisteuses banales présentent la même minéralogie : alternance de lits quartzo-albitiques et phylliteux à phengite-paragonite-chlorite-biotite, grenats, épidote, porphyroblastes d'albite et amphiboles souvent centimétriques (photo II.4). Ces dernières sont ubiquistes, présentent une altération généralisée en phyllites (chlorite brunâtre ± mica blanc) et recèlent parfois des coeurs conservés d'amphibole bleue. Les accessoires sont le sphène et l'ilménite en mince liseré sur rutile.

Les niveaux centimétriques de micaschiste franc sont caractérisés par l'apparition du chloritoïde et sont dépourvus d'albite.

Des lentilles ou bancs d'épaisseur métrique de roches vertes massives, présentant localement une "croûte" à albite ocellaire, sont disséminés dans les gneiss fins.

Ces roches vertes ont la même minéralogie que le gneiss fin encaissant, à la proportion relative des phases minérales près : ici, l'amphibole se développe abondamment, le quartz se raréfie, l'albite est en proportion très variable. L'amphibole verte secondaire présente une altération en biotite brune.

3) Les formations micaschisteuses du M. Ricordone et du haut Valmala

Contrastant par leur lithologie schisteuse monotone avec les formations précédentes, les formations à dominante micaschisteuse attribuables au socle polymétamorphique sont représentées dans des unités structurales plus élevées que celles d'Isasca-Gilba (unité I) et de Rore-Melle (unité II) (dépl. 1 et 3) :

- dans l'unité III (du M. Ricordone), limitée à son toit par le faisceau ophiolitifère de la basse Varaita, une telle formation micaschisteuse monotone se développe de part et d'autre du haut val Gilba ;

- dans l'unité de Dronero-Sampeyre, une écaille micaschisteuse d'épaisseur kilométrique s'insère, en haut Valmala, entre des termes permo-carbonifères et la dalle orthogneissique du M. Birrone (cf. fig. II.17 A, § D). Son extension à l'est et à l'ouest du Valmala est mal contrainte (lacunes de cartographie).

Mises à part quelques lentilles de metabasites à grenat et glaucophane disséminées de part et d'autre du haut val Gilba, les lithologies rencontrées dans ces formations sont très monotones : le micaschiste amygdalaire (photo II.5), à rubans lenticulaires de quartz replissés délimitant des amandes phylliteuses sombres à chloritoïde et grenat, en constitue le "faciès type". Les variations d'aspect de la roche sont surtout liés à la proportion phyllites/quartz ainsi qu'à l'intensité de la crénulation qui l'affecte.

Dans le faciès type, les rubans de quartz polycristallin sont formés de grains engrenés et orientés d'environ 250 μm . Les lits phylliteux sont constitués de micas blancs (phengite, paragonite), chloritoïde en plaquettes millimétriques, chlorite tardive et, exceptionnellement, biotite secondaire sur phengite. Ces lits moulent des grenats quasi-ubiquistes, de taille millimétrique à centimétrique, présentant des inclusions de mica blanc ; ils sont parfois morcelés, avec un remplissage secondaire de mica blanc-quartz \pm chlorite. On observe également des glaucophanes millimétriques largement altérées en amas phylliteux brun-vert. Un pigment graphitique peut localement imprégner la roche. Les accessoires sont le rutile, l'ilménite et la tourmaline.

Certains faciès, dépourvus d'amphibole bleue, contiennent des amas de chloritoïde microcristallin (env. 150 μm) associé à de la chlorite et de la paragonite : ces amas représentent vraisemblablement des pseudomorphoses de staurotide. On notera que, dans ces faciès, le chloritoïde de la foliation se présente sous un habitus différent, en petites baguettes aciculaires (env. 200 μm).

Dans certains schistes gris cornés de la formation du haut Valmala, j'ai découvert des staurotides conservées, de taille centimétrique. Une analyse pétrographique détaillée en est donnée au chapitre IV.

4) Discussion

Sur sa carte, P. Vialon (1966) considère comme socle les formations d'Isasca et de Rore, mais en exclut les marbres et roches vertes de la région d'Isasca (Cresta Monforte : unité I, Case Cuniglia : unité II), qu'il interprète comme des pincées de matériel triasique dans les formations polymétamorphiques. Ayant cependant observé les liens étroits entre les gneiss et les marbres de la Varaita (Frassino, unité II) il reste plus prudent à leur égard sur sa carte ("marbres indifférenciés") et dans son texte (p.49 : "...ces lentilles de marbres associées à des roches amphiboliques de la Varaita pourraient aussi bien appartenir à l'ensemble des gneiss glanduleux qu'à une pincée de roches triasiques ..."). A. Michard (1967), et nous le suivons ici, conclut au polymétamorphisme des associations marmoréo-amphiboliques de Rore, et y rattache les marbres d'Isasca : les marbres ne sont jamais si étroitement imbriqués avec des amphibolites et des micaschistes dans les séries triasiques.

Vialon (1966) considère également comme socle nos gneiss fins de Chiaronto et ne les distingue pas du reste des micaschistes de la formation de Rore. En ce qui concerne les formations micaschisteuses, s'il considère celles du Ricordone (unité III) comme polymétamorphiques, il range des roches analogues dans le Permien de Dronero en haut Valmala (unité de Dronero-Sampeyre); notons cependant qu'il cartographie, au sud-ouest de Rossana (voir sa carte), une petite écaille de terrain polymétamorphique qui pourrait être la continuation orientale de nos micaschistes du haut Valmala : ceci est l'hypothèse retenue sur la carte géologique synthétique (dépl. 1).

L'âge anté-alpin, paléozoïque anté-carbonifère supérieur probable, des formations précédentes, est contraint par :

- la découverte de staurotide ou de ses pseudomorphoses, conservées dans les formations n'ayant pas subi le métamorphisme alpin le plus intense, c'est à dire dans les formations éclogitiques de Rore (unité II), schistes bleus du Ricordone (unité III) et du haut Valmala (unité de Dronero-Sampeyre). Cette staurotide est vraisemblablement hercynienne, dans la mesure où, minéral typique d'un gradient géothermique moyen à fort, elle est antérieure à la première phase alpine à faible gradient géothermique. Au contraire de la staurotide éo-alpine peu zincifère (0,75 % de ZnO), décrite par C. Chopin (1985) dans les schistes à almandin-disthène de la formation d'Isasca, cette

staurotide ferreuse et zincifère (jusqu'à 8 % de ZnO) peut être comparée avec celles décrites dans le socle briançonnais du Ruitor (Fabre, 1961) et dans le massif cristallin externe de Belledonne (série du Rivier, Bordet P. et C., 1960-63), pour s'en tenir à la marge européenne alpine.

- la présence d'un granite intrusif métamorphisé (cf. § B) dans la formation la plus profonde (Isasca), daté de 303 ± 1 Ma (U-Pb zircon, Paquette, comm. pers., 1989).

En ce qui concerne la formation de Chiaronto, et si la minéralogie de ses gneiss fins et roches basiques se rapproche beaucoup de celle des gneiss dioritiques et roches vertes associées décrites plus au nord dans le massif (Sandrone et al. 1988), la présence de faciès manifestement sédimentaires (micaschistes, quartzites lités) ainsi que l'absence de toute texture magmatique relique, plaident plutôt en faveur d'une origine paradérivée (grauwackes ?) pour cette formation gneissique. L'âge de ces roches n'est guère contraint. Cependant, l'absence de tels faciès dans les séries permo-carbonifères et mésozoïques connues dans le massif (§ D et E de ce chapitre), ainsi que la continuité stratigraphique possible de cette formation avec celle de Rore, nous conduit à placer ces gneiss dans l'ensemble de socle polymétamorphique.

On reconnaît donc en Dora-Maira méridional trois types de formations polymétamorphiques probables, dérivant toutes d'un protolithe à dominante volcano-sédimentaire, mais plus varié dans les unes que dans les autres : se pose donc le problème de la continuité initiale, verticale ou latérale, de ces formations. Aujourd'hui, on observe un type de socle dans les nappes les plus profondes (formations variées), un autre dans les nappes plus élevées (formations micaschisteuses).

Dans le nord du massif, le "Complesso Dora-Maira (polimetamorfico)" de Borghi et al. (1984) contient des roches équivalentes à celles des formations variées, avec un degré de métamorphisme alpin HP-BT similaire à celui de la formation de Rore : gneiss fins et micaschistes à grenat et chloritoïde encaissant des marbres à trémolite et des metabasites éclogitiques. Notons également dans ce "complesso", la présence d'une brèche à éléments de gneiss, micaschistes et metabasites, d'origine incertaine.

Des formations similaires, attribuées à un socle polymétamorphique d'âge incertain (précambrien ou paléozoïque), existent dans les massifs cristallins de la marge européenne alpine :

- micaschistes, gneiss fins et metabasites du Grand Paradis (Bertrand, 1968 ; Compagnoni et al., 1974) intrudés de granitoïdes datés de 300-350 Ma (Chessex et al., 1964).

- métapélites, gneiss et roches basiques du Mont Rose (Bearth, 1952), intrudés par des granites porphyriques datés de 310 ± 20 Ma (Hunziker, 1970). Notons que la formation de Furgg, discordante sur ce socle et d'âge permo-carbonifère présumé (Frey et al. 1976, Chopin 1984), comporte une association marmoréo-amphibolique ("zona di Lambronecca" en val d'Ayas), comparée par Dal Piaz (1966) aux marbres de la formation d'Isasca (Cresta Monforte).

- association marmoréo-amphibolique incluse dans des gneiss et micaschistes sombres (à staurotide présumée hercynienne) dans le massif du Ruitor (Fabre, 1958).

- série micaschisteuse à niveaux de metabasites de la Clarea (Gay, 1970) dans le massif d'Ambin, et son équivalent en Vanoise, considérés comme polymétamorphiques pré-namuriens (Bocquet, 1974).

- séries d'anciennes grauwackes des massifs cristallins externes : quartzites plus ou moins feldspathiques, marbres et amphibolites rubanés de la formation d'Anelle en Argentera, attribués au Protérozoïque sup. ou Paléozoïque inf. (Bogdanoff, 1980), et ses équivalents en Haut-Dauphiné, les migmatites de la Lavey (Le Fort, 1971), et dans le massif de Belledonne, les "gneiss d'Allemont" : complexe blastomylonitique (Gros, 1974) et séries de Rissiou-Rocher Blanc-Rivier (Verjat, 1980).

Cependant, on reconnaît aussi des affinités austro-alpines à ces formations, par comparaison avec les micaschistes, roches vertes et marbres polymétamorphiques du "Complesso dei Micascisti Eclogitici" de la zone Sesia-Lanzo (Carraro et al., 1970 ; Dal Piaz et al., 1972).

B- LES ORTHOGNEISS DES UNITES POLYMETAMORPHIQUES

Ce paragraphe décrit les formations de gneiss ocellés associées plus ou moins étroitement aux formations sédimentaires polymétamorphiques décrites au paragraphe précédent. Elles sont grosso-modo contenues dans les "orthogneiss" (Gn) de l'ancienne Carte géologique italienne au 1/100.000e (1930). Elles forment une partie des terrains de "l'ensemble des gneiss glanduleux" de P. Vialon (1966) : gneiss ocellés homogènes, gneiss amygdalaires, gneiss granitoïdes. On y reconnaît sans peine des orthogneiss dérivant de la mylonitisation et de la recristallisation de divers protolithes granitoïdes. Les gneiss ocellés de l'unité tectonique de Dronero-Sampeyre seront décrits au paragraphe D, dans la mesure où ils sont associés à des termes attribués au Permo-Carbonifère.

N° LITT.	25	26	27	19	20	21	17	5	6	12	14
N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	68.40	71.30	72.60	74.90	75.15	73.50	65.00	75.70	76.60	70.95	68.75
TiO ₂	0.45	0.25	0.20	0.25	0.20	0.25	0.70	0.15	0.15	0.35	0.55
Al ₂ O ₃	16.90	15.20	14.70	12.80	13.35	14.35	15.85	13.10	13.65	14.70	14.85
Fe ₂ O ₃	0.85	1.35	1.00	1.10	1.10	1.20	1.60	0.70	0.65	2.05	1.55
FeO	1.95	1.30	1.60	1.25	0.95	0.80	3.80	0.60	0.50	1.15	2.85
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	tr	tr	0.05	0.05
MgO	1.05	1.00	0.80	1.00	1.05	0.65	2.00	1.10	0.65	1.40	1.15
CaO	1.70	2.55	1.35	0.60	1.20	1.25	2.75	0.80	0.80	1.80	1.95
Na ₂ O	3.05	3.25	2.40	2.15	2.90	3.30	2.85	3.30	2.90	3.05	2.80
K ₂ O	4.55	3.20	4.00	4.35	3.40	4.00	3.05	4.35	4.50	3.85	3.65
P ₂ O ₅	0.30	0.05	0.30	0.10	tr	0.05	0.30	0.20	0.40	0.15	0.20
H ₂ O+	0.80	0.95	0.90	0.80	0.30	0.60	1.40	0.60	0.20	0.60	1.15
H ₂ O-	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	tr	0.05	0.05	0.10
TOTAL	100.15	100.50	99.95	99.40	99.70	100.05	99.40	100.60	101.05	100.15	99.60

Tableau II.1 : Analyses chimiques des principaux types d'orthogneiss du Dora-Maira méridional et de quelques équivalents dans le reste du massif. Analyses de P. Vialon, 1966. N° : cf fig II.5

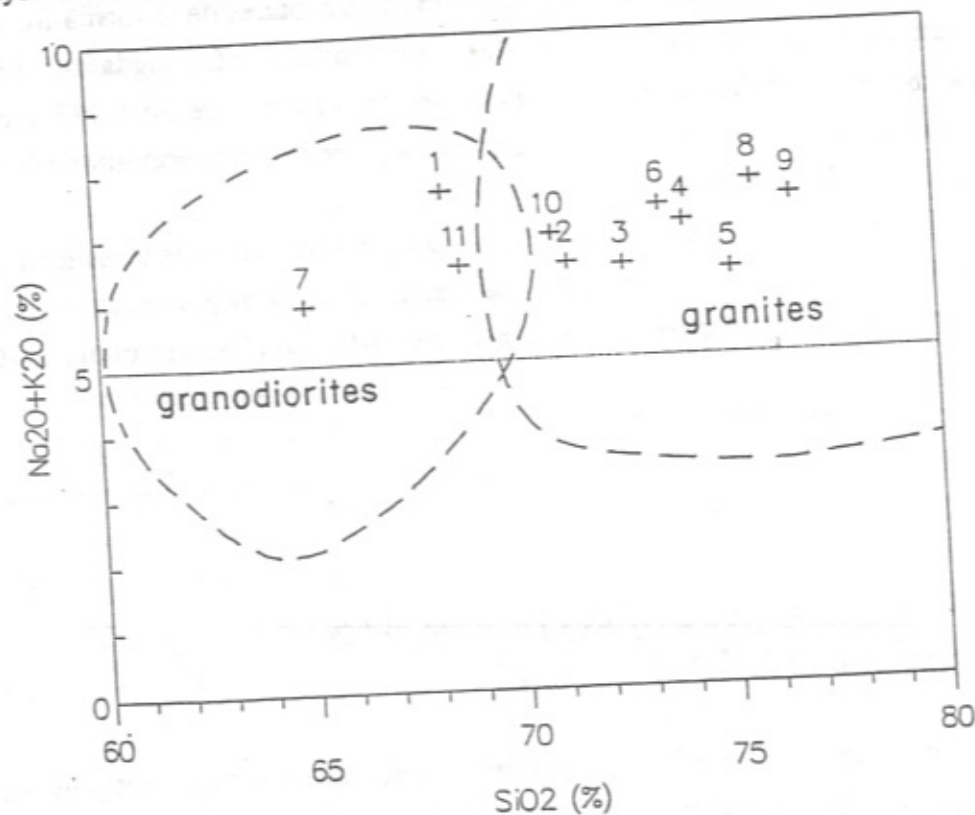


Figure II.5 : Diagramme Na₂O+K₂O vs SiO₂ des orthogneiss calco-alcalins du massif Dora-Maira. Analyses : tableau II.1. Champs respectifs des granites et des granodiorites d'après Middlemost, 1988 (fig. 3.3.6).

- 1 : granite de Brossasco (Brossasco).
- 2 : granite de Brossasco (S.B. Agnelli, SW Sanfront).
- 3 : granite de Borgone-Vaie (val de Suse, extrême nord du massif).
- 4 : orthogneiss du M. Freidou, socle de la formation de Sanfront-Pinerolo (rive sud du val Sangone, nord du massif).
- 5 et 6 : équivalents des mylonites de Gilba : faciès de bordure suralbitique et phengitique des gneiss ocellés homogènes de P. Vialon (masse du M. Freidou, rive sud du val Sangone).
- 7 : équivalent des gneiss amygdalaires de Melle (Calcinere, val Pô).
- 8 et 9 : équivalents des porphyroïdes ocellés du Valmala : gneiss de Luserna ou porphyroïdes arkosiques types de P. Vialon (Val Luserna, rive sud du val Pellice, centre du massif).
- 10 et 11 : équivalents des gneiss ocellés du M. Birrone : porphyroïdes granophyriques de P. Vialon. 10 : faciès ocellé (Coazze, val Sangone, nord du massif). 11 : faciès fin (Morra Villar, nord-est de Dronero, val Maira, sud du massif).

1) Les orthogneiss de Brossasco et de Melle

Ces deux types d'orthogneiss sont apparentés l'un à l'autre par leur pétrographie - ils sont tous deux ocellés ou amygdalaires et plus ou moins riches en biotite -, par leur mode de gisement en lames et par leur association spatiale plus ou moins étroite. Cependant l'orthogneiss de Brossasco montre des faciès moins mylonitisés, localement presque équants ("granite" de Brossasco), inclus dans des lames de moindre épaisseur, de type filonien.

a) Le "granite" et les orthogneiss de Brossasco

Le "granite" de Brossasco (plus exactement un métagranite) est une roche remarquable par la bonne conservation de la texture primaire granitique, très reconnaissable à l'oeil nu sur certains affleurements comme ceux du pont de Brossasco. Ce faciès a frappé les observateurs depuis Stella (1895, p. 289) et a donné lieu récemment à des études minéralogiques (Biino et Compagnoni, 1990) et géochronologiques (Paquette, comm. pers., 1989). Il passe latéralement à des faciès déformés, que nous désignons comme "orthogneiss de Brossasco".

Dans son faciès le plus typique, il s'agit d'un métagranite porphyroïde, de grain moyen centimétrique (photo II.6). Il contient des filons d'aplite et de quartz, ainsi que des enclaves décimétriques verdâtres riches en biotite.

Le métagranite type est caractérisé par la présence d'yeux de feldspath potassique (microcline) automorphes, pouvant atteindre 5 cm de long et conférant à la roche une texture porphyrique. Les plagioclases sont systématiquement transformés en amas albitiques associés à de petites aiguilles d'épidote, de phengite et de nombreux petits grenats. Ces amas présentent une zonation : leur coeur, plus riche en granules d'épidote, correspond à un ancien plagioclase plus calcique. C'est dans ces anciens plagioclases que Biino et Compagnoni (1990) décrivent des reliques de pyroxènes jadéitiques. Le quartz forme des îlots polycristallins ou participe au remplissage de méats : ce quartz, d'aspect trouble et craquelé, est différent du quartz limpide à éclat gras des métagranites "normaux" : il pourrait dériver de la recristallisation de coesite. Les biotites magmatiques brunes, parfois conservées, se réorganisent généralement en nids à néobiotite brun-vert, phengite, grenat, rutile, sphène, épidote et apatite. On observe également de la tourmaline en agrégats millimétriques.

Dans l'orthogneiss ocellé (photo II.7), les phénocristaux de microcline, plus ou moins transformés en albite ± quartz le long de clivages et fractures, sont moulés par la foliation. Celle-ci est définie par une alternance de lits quartzeux et de lits micacés à albite-quartz-phengite-biotite-épidote (zoisite et clinozoisite)-grenat. Le quartz représente environ 40% de la trame gneissique.

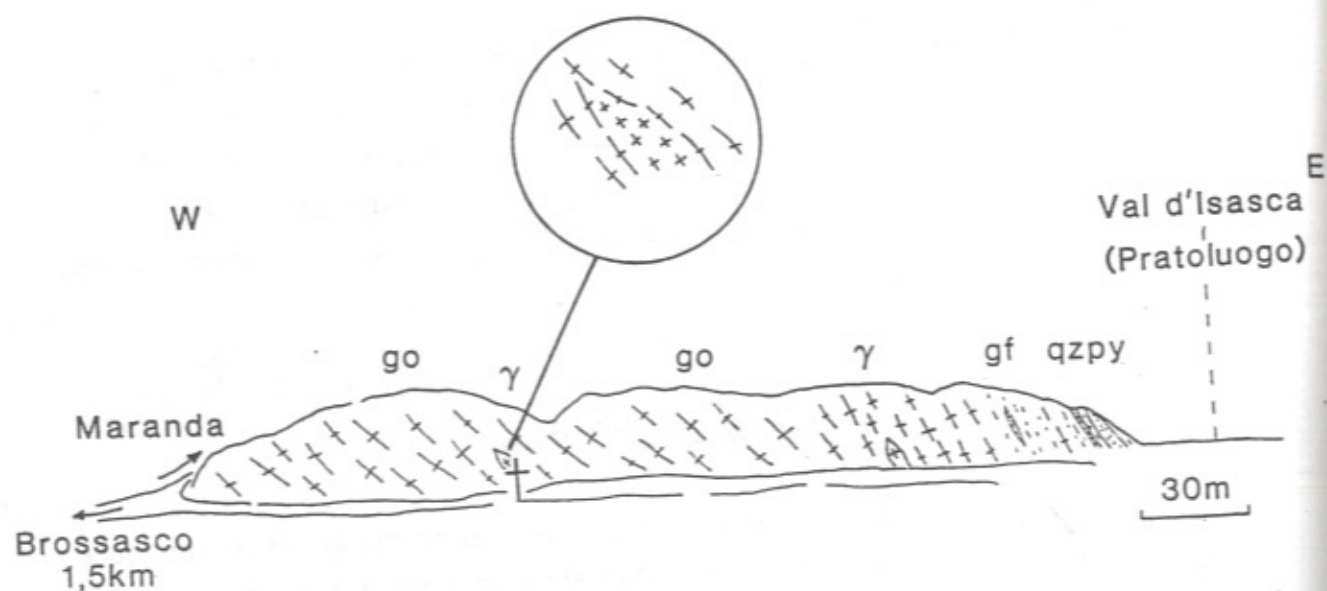


Figure II.6 : Coupe dans la lame orthogneissique de Pradoluogo-Brossasco : relations "granite"-gneiss oeilé.
 go : gneiss oeilé plus ou moins intensément mylonitisé, localement à veines centimétriques de tourmaline et enclaves biotitiques décimétriques.
 γ : "granite biotitique" de Brossasco, peu ou pas folié, en lentilles de 2 m d'épaisseur maximale dans le gneiss oeilé.
 gf : gneiss fin à grosses phengites (5 mm à 1 cm) de la formation de Parigi.
 qzpy : quartzo-micaschiste à pyrope.

La composition chimique du granite de Brossasco le situe dans le champ des granites calco-alcalins (fig. II.5 et tabl. II.1).

On a des raisons de penser que le métagranite a subi la même évolution alpine que l'unité d'Isasca-Gilba, raisons liées à sa pétrographie (jadéite relique) et au gisement même de ce métagranite. En effet, l'orthogneiss de Brossasco forme des lames d'épaisseur décamétrique (jusqu'à une centaine de mètres au pont de Brossasco) s'allongeant souvent sur quelques kilomètres (4 kilomètres pour la lame de Brossasco) en un mode de gisement déjà en partie reconnu par Vialon (1966, ses "gneiss granitoïdes"). Ces lames sont encaissées dans la formation d'Isasca (§ A) et dans les gneiss fins de Parigi (§ C). Certaines d'entre elles semblent recouper des contacts lithologiques : c'est le cas de la longue et fine lame, très mylonitisée, du haut val d'Isasca, qui est en contact, là avec des gneiss fins, là avec des marbres, là avec des micaschistes ; c'est surtout le cas de plusieurs lames qui recoupent cartographiquement le contact entre les gneiss de Parigi et des schistes de la formation d'Isasca en rive nord du bas val Gilba. Ces observations nous amènent à considérer ces lames orthogneissiques comme des dykes ou sills de granite intrusif, plus ou moins fortement déformé, aplati et transposé dans la foliation durant l'évolution alpine. Si les contacts intrusifs primaires sont généralement effacés par la tectonique alpine, il n'en reste pas moins que la nature filonienne de ces orthogneiss est nette et frappante. De plus, il est intéressant de noter ici l'existence de lentilles aplitiques à proximité de ces filons, dans leur encaissant : par ex., à Pradoluogo dans les gneiss fins de Parigi (cf. dépl. 1), ou encore, dans les éclogites et gneiss fins de la formation d'Isasca au nord-est de Brossasco (via Marmorea).

Les faciès les moins déformés sont inclus, comme l'avait déjà remarqué Stella en 1896 (p. 281), en îlots ou lentilles d'épaisseur décamétrique, conservées au sein des faciès déformés des lames les plus épaisses : par ex. dans la lame de Brossasco (fig. II.6) ; ou bien à S. Bernardo Agnelli (3 km au sud-ouest de Sanfront), où le granite peu déformé affleure sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Leur conservation surprenante paraît liée au contraste rhéologique entre le granite et son encaissant à dominante schisteuse, souvent riche en marbre particulièrement ductile. L'hétérogénéité de leur déformation est décrite au paragraphe B du chapitre III (étude structurale). Notons que des faciès granitiques quasi-équants sont préservés dans le socle polymétamorphique du nord du massif :

- au M. Castellus (rive gauche du val Pellice, entre les bourgs de Torre et Bobbio), un granite quasi-équant est intrusif, en filons anastomosés d'un mètre d'épaisseur maximale, dans des gneiss amygdalaires (Sandrone et al., 1986) ;
- en val de Suse, le granite de Borgone-Vaie, très semblable au "granite" de Brossasco du point de vue de sa minéralogie (Vialon, 1966, p. 168) et de sa composition chimique (fig. II.5 et tabl. I.1) est encaissé dans des porphyroïdes du Permo-Carbonifère

selon Vialon (1966), dans du socle polymétamorphique selon Bortolami et Dal Piaz (1970).

Le granite de Brossascò a été daté par la méthode U-Pb sur zircon à 303 ± 1 Ma (J.L. Paquette, comm. pers., 1989) : ceci est important pour la datation du protolithe des séries de THP d'Isasca et de Parigi, qu'il intrude, comme socle hercynien probable, et confirme leur caractère polymétamorphique.

b) *Les orthogneiss de Melle*

Les orthogneiss de Melle forment une lame relativement homogène dont l'épaisseur peut dépasser 500 m en val Varaita (au niveau du Valmala et sur le flanc sud-est du M. Ricordone). Son extension correspond approximativement à celle des "gneiss amygdalaires" de Vialon (1966). Si des gneiss ocellés et des métagranites quasi-équants semblables à ceux de Brossasco existent dans cette "formation" (par ex. sur le chemin de Casale Cuniglia, 1,5 km au nord-ouest de Venasca), ils forment des "passées" d'ampleur limitée au sein des faciès amygdalaires plus ou moins mylonitisés, de loin les plus communs. Il est également intéressant de noter la présence de rares métabasites dans ces gneiss amygdalaires (de part et d'autre de la crête Gilba-Pò, cf. dépl. 1).

On décrira le faciès type du gneiss amygdalaire aux oratoires de Bigliardi (route de S. Eusebio, 750 m au nord du confluent Varaita-Valmala). Il se présente comme un gneiss sombre dans lequel s'individualisent des amygdales blanchâtres, de plusieurs cm de long, de feldspath polycristallin.

En lame mince, les amygdales apparaissent formées d'une juxtaposition de cristaux d'albite engrenés, de 0,5 à 2 mm de diamètre. Ces dernières sont très riches en inclusions de micas blancs de petite taille (env. 100 μm) et de biotite, plus grande (env. 400 μm). Les biotites traversent fréquemment les contacts des grains d'albite et participent, avec le quartz, au remplissages des méats intergranulaires. On pourra, exceptionnellement, retrouver des restes de feldspath potassique au sein de ces amygdales.

Un deuxième type d'amygdales, millimétriques et pratiquement indiscernables à l'oeil nu, est constitué de grenat disloqué en nombreux granules cimentés par albite, biotite et mica blanc. La trame gneissique est formée d'une alternance de lits, d'épaisseur millimétrique, quartzeux, quartzo-albitiques, quartzo-micacés et micacés (phengite essentiellement, biotite brun-vert secondaire et grains millimétriques d'épidote). Le pourcentage de quartz dans la foliation est du même ordre de grandeur que dans l'orthogneiss ocellé de Brossasco (env. 40%).

Certains faciès amygdalaires, plus leucocrates (par ex. au M. Ricordone), se distinguent du faciès type par les caractères suivants :

- les amygdales peuvent contenir jusqu'à 20% de calcite engrenée avec l'albite ;
- dans la foliation, la calcite (env. 1%) s'insinue dans les lits quartzeux avec le sphène ; les lits albitico-micacés sont très pauvres en biotite verte (1 à 3%).

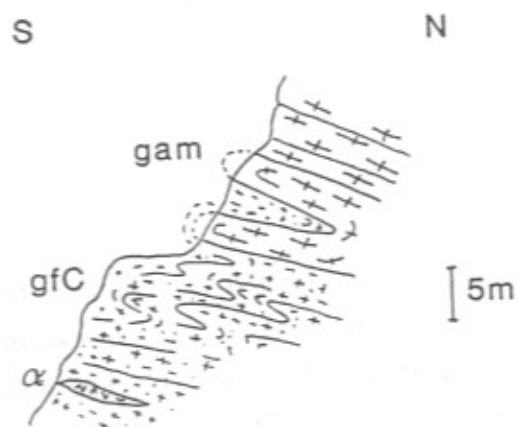


Figure II.7 : Contact plissé gneiss fins de Chiaronto - gneiss amygdalaire de Melle. Falaises du M. Ricordone, rive gauche du Bedale Chiaronto, alt. 1140 m.

gfC : gneiss fin à amphibole de Chiaronto.
 α : amphibolite.
 gam : gneiss amygdalaire de Melle.

Les faciès les plus mylonitiques de cette "formation" se présentent comme des gneiss à lenticelles millimétriques siliceuses, souvent microplissées avec la foliation et apparaissant en relief sur la tranche des échantillons. Le faciès type peut être pris sur la route de S. Maurizio, 800 m au sud-est de Frassinò.

En lame mince, ce gneiss présente des lits plus ou moins renflés de quartz alternant avec des lits quartzo-albitiques à mica blanc, biotite, épidote, grenat et apatite. Le quartz constitue environ 40% de la roche. Localement, on peut reconnaître d'anciennes amygdales feldspathiques, transformées en lentilles aplaties à albite-mica blanc-zoisite moulées par une foliation riche en biotite.

Chimiquement, le gneiss amygdalaire type (échantillon de Calcinere, val Pô : anal. 7 tabl.II.1 et fig. II.5) est un granite calco-alkalin. Il se différencie cependant du granite de Brossasco par des teneurs en SiO₂ et en alcalins (surtout Na₂O) plus faibles (champ des granodiorites). Ceci pourrait plaider en faveur d'un protolithe différent de celui des orthogneiss de Brossasco, hypothèse étayée par le mode de gisement différent de ces deux orthogneiss (cf. infra).

Les orthogneiss de Melle n'ont certainement pas subi les mêmes conditions de métamorphisme que les orthogneiss de Brossasco, dans la mesure où la lame épaisse qu'ils constituent fait partie de l'unité éclogitique II (dépl. 3), superposée à celle contenant les orthogneiss de Brossasco (unité I, à métamorphisme éclogitique de THP). Leur mode de gisement, de plus, diffère de celui des orthogneiss de Brossasco : dans l'unité II, on n'observe aucune évidence de contact intrusif des orthogneiss de Melle dans les formations variée (Rore) et gneissique (Chiaronto) : la lame, unique, des gneiss amygdalaires de Melle est en effet superposée aux formations variée et gneissique. Le contact orthogneiss de Melle-formations de Rore et Chiaronto est un "ancien" contact, localement replissé (fig. II.7) par la tectonique alpine. Cependant, la nature même du contact initial (tectonique ?, socle ?), ainsi que l'âge du protolithe, restent hypothétiques.

2) Les mylonites de Gilba

Des gneiss ocellés clairs, à grain plus ou moins fin, à débit en lauzes souligné par des feuillets de schistes blancs, se développent sur plus de 150 m de puissance au toit des gneiss fins de Parigi. Ce sont ces roches que nous individualisons sous le nom de mylonites de Gilba. Elles étaient précédemment cartographiées indistinctement au sein de ses "gneiss ocellés homogènes" par Vialon (1966), mais distinguées dans son texte

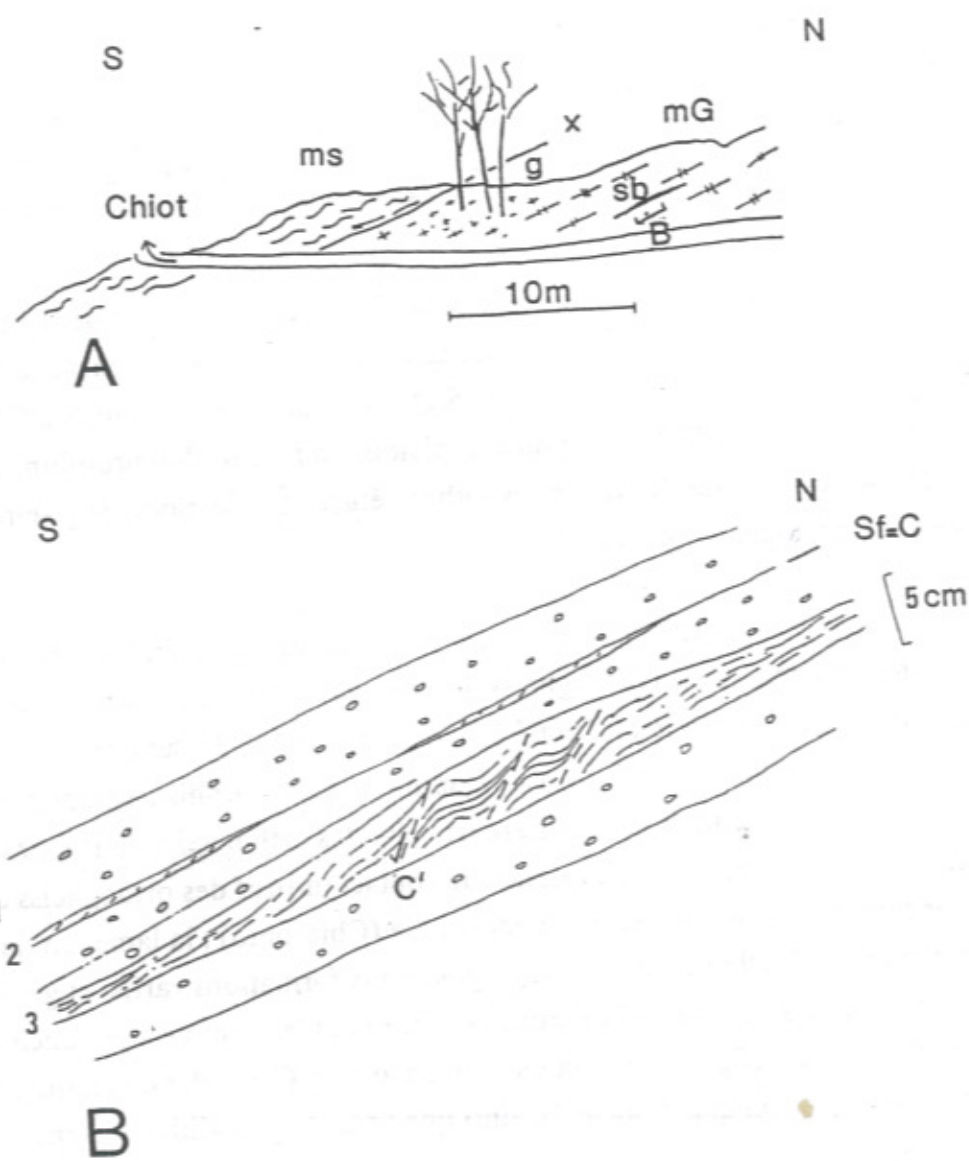


Figure II.8 : Lentilles de schiste blanc dans les gneiss en lauze de Gilba. Rive droite du vallon de Chiot, alt. 860 m (localisation : dépl. 2).

A: Coupe générale.

ms : micaschiste à grenat-chloritoïde, très altéré (formation de Rore, unité II).
 g : gneiss altéré (niveau de circulation d'eau météorique privilégié).
 mG : gneiss mylonitique de Gilba, à lentilles de schiste blanc (sb).

B: Schéma de la zone centrale de la lentille de schiste blanc.

1 : gneiss ocellé clair à yeux de 5 à 10 mm.
 2 : feuillet quartzo-phengitique fin, de 5 à 10 mm d'épaisseur.
 3 : poche lenticulaire à phengite-chlorite et lenticelles de quartz.
 Sf et C' : foliation et plan de cisaillement.

sous le terme de "faciès de bordure suralbitique et phengitique", essentiellement développés dans la partie nord du massif, dans la masse du M. Freidouur.

a) *Faciès type*

C'est un faciès de gneiss mylonitique à forte structure planaire ($S \gg L$: voir chap. III), organisé en bancs décimétriques (5 à 80 cm d'épaisseur habituelle), et à ce titre souvent exploité pour la fabrication de lauzes (photo II.8). Les bancs, parallèles à la foliation métamorphique, sont constitués de gneiss au sens strict, localement ocellé, tandis que les interbancs, épais de 0,5 à 5 cm habituellement, mais renflés parfois jusqu'à 40 cm d'épaisseur (S. Eusebio, flanc sud des crêtes Gilba-Varaita à la hauteur du Valmala), sont faits de schiste blanc (fig. II.8 B).

Le gneiss type présente des yeux arrondis centimétriques de feldspath blanc, disséminés dans une matrice claire à grain fin (photo II.9).

En lame mince, les yeux sont formés d'un cristal de feldspath potassique (microcline) dont les bords ont recristallisé en bourgeons d'albite \pm microcline.

La matrice granoblastique orientée, microcristalline (grain moyen : env. 200 μm), est essentiellement quartzo-albitique, mais contient également du microcline. On observe aussi des grains millimétriques de sphène, zircon, hématite et épidote (clinozoïsite surtout, zoïsite rare).

La foliation de la roche est soulignée par de rares micas (< 10%) : essentiellement phengites millimétriques, donnant un caractère leucocrate au gneiss, quelques biotites brun-vert, plus petites (env. 500 μm).

Dans les schistes blancs, trois stades "d'évolution" (cf. § discussion) peuvent être distingués déjà sur le terrain, selon la présence ou l'absence de feldspath et de chlorite.

i. Le premier stade montre un schiste blanc feldspathique, présentant une structuration C-C' très nette accompagnée localement d'une crénulation (chap. III). Hormis le feldspath potassique et la biotite, tous les minéraux principaux du gneiss type sont présents. Ils s'organisent en lits lenticulaires à quartz seul, quartz-albite, phengite \pm zoïsite. Une chlorite tardive se développe épisodiquement, typiquement en queue de recristallisation sur albite. La taille moyenne des grains est de 200 μm . Le pourcentage de phyllites est de l'ordre de 20%.

ii. Au second stade, le schiste blanc est une quartzo-phengite. Les phengites s'organisent en lits flexueux et leur taille augmente considérablement (max : 0,5 cm). Le quartz commence à recristalliser en très petits grains (10 μm). L'hématite est un accessoire fréquent.

iii. Le troisième stade est caractérisé par :

- une recristallisation générale du quartz en grains d'une dizaine de μm ,
 - le développement de la chlorite secondaire magnésienne, qui apparaît dans la foliation et surtout dans les zones de charnière de crénulation.
- La proportion de phyllites atteint au moins 40%.

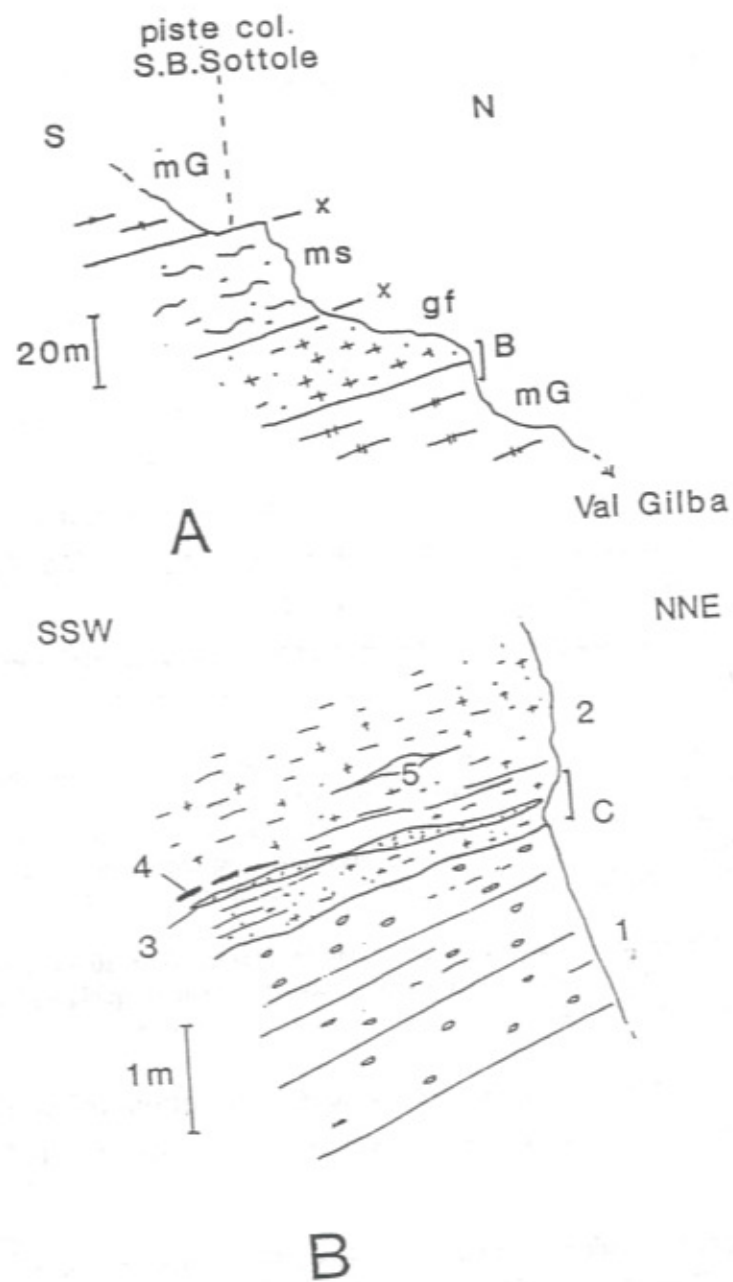


Figure II.9 : Gneiss fins de bordure des mylonites oillées de Gilba. Falaises du val Gilba, sous la piste du S. B. Sottole (localisation : dépl. 2).

- A : Coupe du toit de la formation.
 mG : gneiss mylonitique en lauze de Gilba.
 ms : micaschistes à grenat-chloritoïde de Rore.
 gf : gneiss fin biotitique à amphibole.
- B : Contact gneiss en lauze-gneiss fin (cf. photo II.10).
 1 : gneiss mylonitiques en lauze de Gilba.
 2 : gneiss fin biotitique.
 3 : filon d'aplite.
 4 : veine métabasique boudinée, à grenat-amphibole.
 5 : veine à quartz-épidote.

b) *Faciès fin*

Dans les falaises en contrebas du col S. Bernardo Sottole (rive droite val Gilba), on observe (fig. II.9 A), entre les gneiss mylonitiques en lauze de la formation de Gilba et les micaschistes à grenat-chloritoïde de la formation de Rore, une vingtaine de mètres de gneiss fin riche en biotite verte et parcouru de veines sombres ou claires à minéraux.

En lame mince, le gneiss fin présente des lentilles d'1 à 2 mm, à albite (mono- ou polycristalline) ± quartz, moulées par une foliation micacée riche en biotite verte (% phengite/biotite : 50/50 env.). On observe également, parallèlement à la foliation, quelques lentilles de quartz en grains engrenés, présentant des queues de recristallisation phengitiques. Une épidote millimétrique zonée (clinozoïsite sur zoïsite) et des amas de sphène en granules complètent la paragenèse.

Dans les albites, une foliation interne sigmoïde est marquée par du mica blanc, de rares biotites vertes, de la clinozoïsite et quelques amphiboles bleu-vert. Dans certains échantillons, ces amphiboles peuvent se développer également dans la foliation : elles s'y présentent en baguettes de quelques millimètres de long, plus ou moins altérées en biotite + chlorite.

Les veines sombres, à texture équante, contiennent l'association minérale suivante : grenats millimétriques craquelés, à remplissage chloritique et entourés d'une couronne d'amphibole bleu-vert, clinozoïsite et zoïsite, amphibole bleu-vert, biotite brune, chlorite, quartz et hématite.

Les veines leucocrates présentent un fond quartzo-albitique granoblastique (Ø du grain : env. 500 µm). L'albite présente des inclusions d'épidote (zoïsite et clinozoïsite) et de mica blanc. Ces minéraux se retrouvent en phase interstitielle, avec la biotite verte et l'hématite.

Ce terme gneissique fin et homogène atteint une puissance de 100 mètres en rive gauche du val Gilba (falaises du M. Scolagarda). Il affleure également au mur des mylonites de Gilba, au nord de Melle (fenêtre de la Varaita).

Le contact entre les gneiss fins et les gneiss oillés, net, légèrement ondulé et parallèle à la foliation régionale (fig. II.9 B et photo II.10), pourrait être un ancien contact intrusif, avec son cortège d'aprites et de veines.

c) *Discussion*

Les gneiss leucocrates de Gilba présentent, dans leur faciès type, tous les caractères d'une mylonite au sens de Higgins (1971), formée par recristallisation dynamique d'un granite légèrement porphyroïde. Cette origine rend compte, en particulier, de l'homogénéité de ces roches sur près de 200 m d'épaisseur et de leur fabrique plano-linéaire relativement simple (rares plis mineurs de glissement banc à banc : chap. III). Le protolithe initial devait avoir une nature "leucogranitique", différente de celle du granite de Brossasco, à en juger par sa faible teneur en minéraux sombres et par un pourcentage en silice assez élevé.

L'origine des schistes blancs peut s'expliquer par un mécanisme de différenciation blastomylonitique (cf. Crevola, 1987). En faveur de cette hypothèse, nous retiendrons : 1) l'existence de faciès intermédiaires entre le gneiss et le schiste blanc (stade 1 à albite-zoïsite : cf. supra) ; 2) une évolution minéralogique caractérisée par une défeldspathisation progressive (fK, puis ab) et un développement des micas (passent de 20 à 40%), avec augmentation de leur taille ; 3) une évolution chimique marquée par une diminution de la teneur en Ca (disparition de la zoïsite et du sphène), en Na (disparition de l'albite), et vraisemblablement en silice.

Le faciès fin observé au toit et au mur des mylonites de Gilba, dans lequel ces dernières seraient intrusives (cf. contact fig. II.9 B), constitue leur encaissant direct. Il pourrait dériver d'une ancienne arkose ou grauwacke, qui s'incluerait aisément dans la formation sus-jacente de Rore ou sous-jacente de Parigi. Néanmoins, on ne peut exclure une origine microgranitique ou microdioritique pour cette formation gneissique tellement homogène sur une épaisseur localement importante (plus de 100 m).

Vialon (1966) et Michard (1967) rattachaient les mylonites de Gilba respectivement aux "gneiss ocellés homogènes (faciès de bordure)" et aux "gneiss ocellés de Venasca" et y voyaient d'anciens granites hercyniens, semblables à ceux décrits par Bertrand (1965) dans le massif du Grand Paradis. Cependant, ces granites leucocrates présentent plus de similitudes chimiques (anal. 5-6 et 8-9, tabl. II.1 et fig. II.5) et pétrographiques (faible teneur en minéraux colorés, présence de niveaux de schistes blancs) avec les gneiss de Luserna (Vialon, 1966, p.85 et 95) et les porphyroïdes du Valmala (§ D2), considérés comme d'anciens faciès éruptifs et tufo-éruptifs permo-carbonifères.

C- LE QUARTZITE A PYROPE ET LES ROCHES ASSOCIEES OU EQUIVALENTES

1) Des roches peu ordinaires

Les quartzites micacés à pyrope du Dora-Maira méridional sont des roches peu ordinaires, si ce n'est uniques en leur genre. Elles furent récemment rendues célèbres par la découverte de reliques de coesite au sein de leur cristaux de pyrope (Chopin, 1984). Dès la fin du siècle dernier, Franchi et Stella les avaient partiellement individualisées sous le nom de "micascisti splendenti" ; ils regroupaient, sous ce qualificatif, des roches dont l'éclat argenté était lié à leur richesse en micas blancs : les "micascisti a granato splendenti, con granati anche grossetti" de Stella (1895, p. 288), nos

véritables quartzites micacés à pyrope en bancs dans les gneiss, ainsi que les "micascisti splendenti, talora a granati e gastaldite" de Stella (1900, p.135), qui désignent les micascistes encaissant les éclogites, en val d'Isasca. En 1966, Vialon, frappé par "l'aspect conglomératique" de ces roches, y reconnaît des mégacristaux de pyrope et les désigne comme "pegmatites noduleuses". Il distingue deux niveaux cartographiques, l'un en val Varaita, l'autre en val Pô, dans les gneiss fins de "l'ensemble des gneiss glanduleux". Le qualificatif de pegmatite est lié à la taille de certains cristaux, mais aussi aux liens étroits de ces roches avec les granitoïdes de la Varaita.

Ces désignations successives reflètent l'hésitation que l'on peut avoir sur le protolithe à l'origine de ces roches : sédimentaire ou magmatique ? A la suite de C. Chopin (1984), nous les désignons ici comme "quartzite micacé - ou micascisteux - à pyrope (en abrégé qz py)", ce qui, tout en se voulant essentiellement descriptif, possède une connotation métasédimentaire. C'est en effet l'une des origines possibles à laquelle nous amène l'examen du dossier de ces roches, dossier qui comporte deux volets :

- la définition pétrographique et chimique de ces roches et de leurs équivalents (§ 2) ;
- l'analyse de leur gisement, du point de vue de sa géométrie (§ 3) et des lithologies directement associées (§ 4).

2) Caractères pétrographiques et géochimiques

a) Le quartzite à pyrope type

Le faciès type se présente sous la forme d'un quartzite blanc très massif et quasi-équiant. Des grenats pyrope roses, quasi-automorphes et de diamètre compris entre 1 et 20 cm, sont dispersés dans la roche, ou, au contraire, se concentrent au point de former une véritable "pyropite" (photo II.11). Les pyropes se concentrent le plus fréquemment dans des lentilles de quartzite d'épaisseur importante (5 à 10 mètres).

L'observation en lame mince de faciès à petits grenats permet de décrire les caractéristiques minéralogiques principales de cette roche :

- la matrice quartzreuse est en général peu déformée et présente une structure polygonale. On peut cependant observer, dans les faciès les moins déformés, une orientation préférentielle des grains de quartz perpendiculairement à la foliation de la roche : cette structure peut être interprétée comme résultant de la rétro-morphose de la coesite en quartz (cf. chap.III).
- des phengites millimétriques et des lamelles flexueuses de talc soulignent la foliation, souvent fruste, de la roche. Ces phyllites constituent 20 à 30% de la roche.
- des cristaux millimétriques de disthène sont dispersés dans la roche, sans orientation préférentielle nette, au même titre que les pyropes.

N° LITT.	QUARTZITE A PYROPE					WHITESCHISTS					
	15609A	15614B	15611B	15612	15595	Mgchl-qz 9	anth Ro461	Ro1274	yod T	tc-ky A42	Z161
N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO2	54.90	71.80	65.40	72.20	62.60	74.30	35.81	64.48	74.54	56.20	71.40
TiO2	0.63	0.43	0.44	0.37	0.53	0.05	0.72	0.71	0.27	0.30	1.22
Al2O3	22.90	14.80	17.40	14.10	18.10	14.00	14.89	17.08	8.13	16.00	10.70
Fe2O3	0.00	0.08	0.00	0.00	0.18	0.35	11.66	3.87	1.92	0.30	5.10
FeO	0.34	0.26	0.42	0.45	0.19	0.20	0.00	0.00	0.90	0.10	0.30
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	tr	0.07	0.03	0.11	0.01	0.00
MgO	13.50	6.00	8.46	6.92	7.16	4.55	28.24	5.93	12.33	22.90	9.60
CaO	0.20	0.12	0.04	0.09	0.06	0.15	0.35	0.63	0.00	0.10	0.10
Na2O	0.09	0.09	0.07	0.06	0.09	0.30	0.51	2.53	0.14	0.60	0.10
K2O	3.85	3.17	3.61	2.57	5.62	3.00	0.00	1.05	0.03	0.20	0.10
P2O5	0.07	0.04	0.04	0.05	0.05	0.10	0.22	0.19	tr	0.01	0.03
H2O+	2.31	2.26	2.82	2.19	4.21	2.75			1.59	3.30	1.50
H2O-	0.30	0.17	0.12	0.29	0.28	0.05			0.28	0.20	0.20
H2O* / PF							8.50	2.93			
TOTAL	99.10	99.23	98.83	99.30	99.08	99.80	100.97	99.43	100.24	100.22	100.35

N° LITT.	EVAPORITES			
	K-AO15	K-AH2	673535	667418
N°	12	13	14	15
SiO2	56.10	50.60	45.44	50.04
TiO2	0.90	1.10	0.60	0.94
Al2O3	19.40	18.50	15.32	14.29
Fe2O3	1.20	2.30	5.45	5.09
FeO	1.60	4.60		
MnO	n.rep.	n.rep.	0.04	0.01
MgO	17.80	21.50	14.19	16.36
CaO	0.50	0.40	0.34	2.61
Na2O	0.10	0.00	1.04	0.08
K2O	2.30	0.60	4.43	0.87
P2O5	n.rep.	n.rep.		
H2O+	10.20	8.20		
H2O-	n.rep.	n.rep.		
H2O* / PF	n.d*	n.d*	11.70	8.01*
TOTAL	99.90	99.60	98.55	98.30

Tableau II.2 : Analyses chimiques des quartzites à pyropes et de quelques roches équivalentes.
N° : cf.fig II.14

- les grenats pyrope contiennent de remarquables inclusions de coesite, plus ou moins transformée en quartz, ainsi que de minéraux contenus dans la roche (disthène, rutile, talc, etc...).

b) Les faciès micaschisteux rétro-morphiques

Ce sont des roches beaucoup plus foliées, à pyrope souvent chloritisé, dans lesquelles divers stades de rétro-morphose peuvent être distingués :

- i. Le pyrope est transformé en un agrégat chloriteux aplati (photo II.12), le disthène est quasi-intact.
- ii. L'agrégat chloriteux (ancien pyrope) se fragmente en un ensemble plus ou moins dispersé d'amas chloriteux ; le disthène est transformé en agrégat micacé aplati. Le pourcentage de phyllites (talc, micas blancs, chlorite) est de l'ordre de 50% à ce stade.
- iii. A un stade de déformation encore plus prononcé, la roche est un "schiste blanc" difficile à distinguer de schistes à mica-chlorite magnésienne (cf. les schistes blancs des mylonites de Gilba, § B2). Seul l'examen pétrographique peut nous indiquer, par la présence de disthène relique ou de talc, qu'il s'agit bien de quartzite micacé à pyrope rétro-morphosé.

c) Caractères chimiques (tabl. II.2)

Les analyses chimiques sur roche totale du quartzite à pyrope (anal. 1 à 4) reflètent un chimisme très particulier : très haute teneur en MgO (6 à 13.5%), haute teneur en Al₂O₃ (14 à 23 %) et en SiO₂ (55 à 72%), teneur très faible en Na et Ca (0.06 à 0.09% Na₂O, 0.04 à 0.20% CaO). Le quartzite phengitique rétro-morphosé, dépourvu de pyrope (anal. 5), répond aux mêmes caractères chimiques, si ce n'est un pourcentage en K₂O un peu plus élevé (5.62% contre 2.57 à 3.85% dans le quartzite à pyrope), probablement lié à une plus grande proportion de phengite dans la roche.

d) Faciès équivalent : les schistes magnésiens à disthène - chloritoïde

Des schistes blancs très crénelés, à minéralogie banale de prime abord et localisés dans l'unité tectonique de Rore-Melle, représentent certainement un équivalent moins métamorphique du quartzite micacé à pyrope.

En lame mince, ces schistes présentent en effet une association minéralogique révélant un chimisme très magnésien : talc, phengite, disthène, chlorite et quartz. Les accessoires sont l'épidote et le rutile.

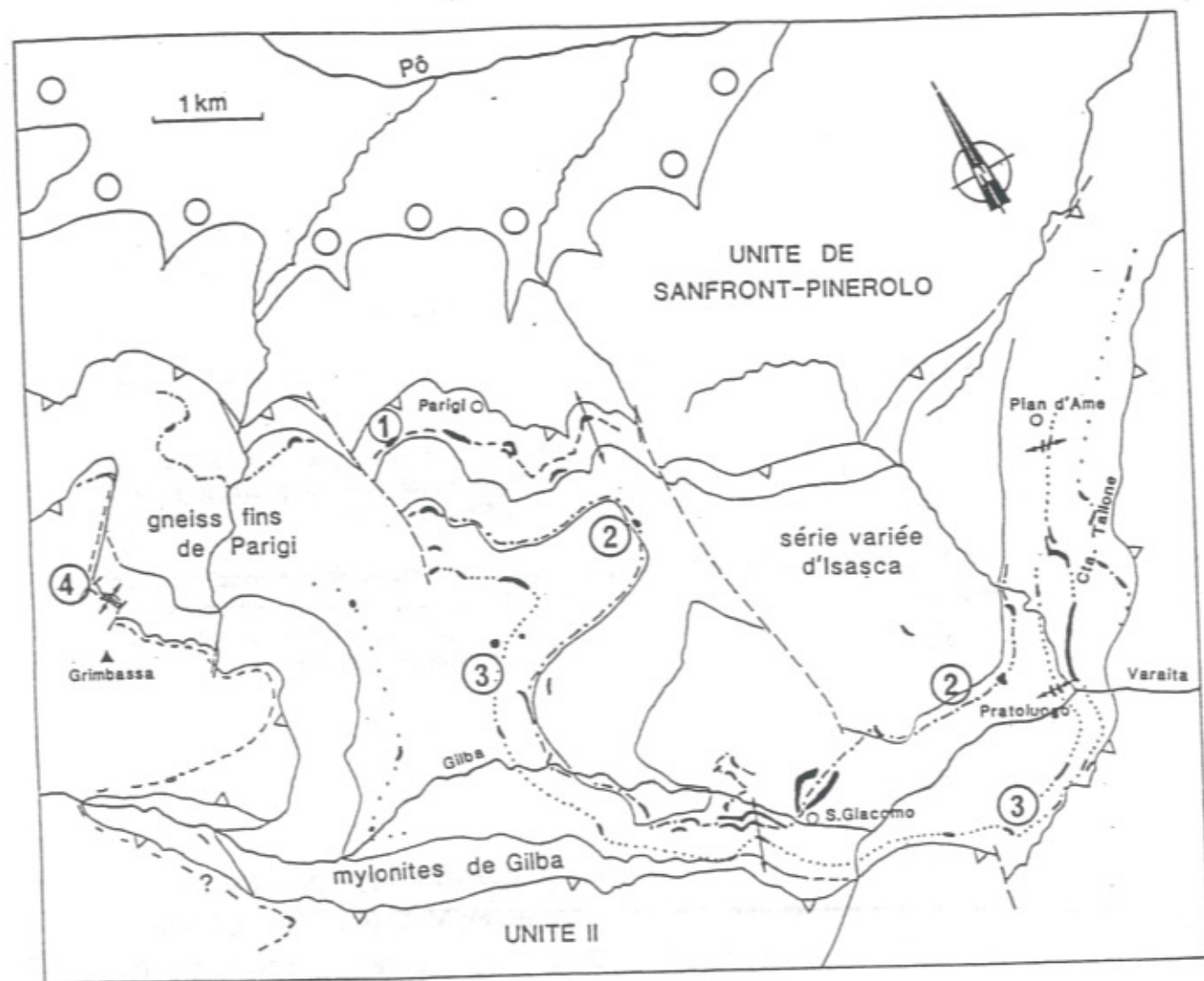


Figure II.10 : Extension des quartzites à pyrope et des schistes magnésiens à disthène.

- 1 : niveau de Parigi (à pyrope).
- 2 : niveau de S. Giacomo (à pyrope).
- 3 : niveau de Pradoluogo (à pyrope).
- 4 : niveau de la Grimbassa (à disthène et chloritoïde magnésien).
- ← : localisation des coupes étudiées.

Ces niveaux sont associés à des niveaux quartzitiques plus sodiques, à chloritoïde - paragonite (cf. § 4c).

Il est intéressant de noter que des niveaux magnésiens équivalents ont été observés en moraine dans le massif du Mont-Rose (Chopin et Monié, 1984), et à l'affleurement dans le socle du Grand-Paradis (Chopin, 1979).

Ce premier volet du dossier nous montre que l'on a affaire, avec le quartzite à pyrope et ses équivalents, à des roches de composition chimique très peu ordinaire, hyper-magnésienne et alumineuse. Mais avant de discuter l'origine de ce chimisme, nous chercherons d'autres informations dans le mode de gisement de ces roches.

3) Répartition des quartzites à pyrope et des schistes magnésiens à disthène

La carte (fig. II.10) montre que les quartzites micacés magnésiens s'organisent en chapelets de lentilles discontinues. Les discontinuités sont en partie liées aux affleurements médiocres, mais aussi à la géométrie réelle des corps rocheux effectivement lenticulaires (photo II.13). La disposition générale planaire des chapelets résulte bien sûr du fait que les lentilles de quartzo-micaschiste à pyrope sont intrafoliaires, mais doit également refléter une organisation spatiale pré-existante.

De rares replis tardifs affectent le quartzite à pyrope et son encaissant (pli cartographique en rive gauche du bas val Gilba : cf. carte dépl. 1, plis métriques en rive droite du même vallon : cf. fig.II.11).

En travers banc, on peut reconnaître jusqu'à quatre niveaux superposés de quartzite à pyrope, séparés par quelques centaines de mètres d'autres roches. Certains niveaux sont en fait multiples, constitués de plusieurs "couches" de quartzite avec ou sans pyrope : on y revient dans les coupes (§ 4). Notons également que certains affleurements de schistes blancs dépourvus de pyrope ont été rattachés aux différents niveaux de quartzite à pyrope, non sur une base pétrographique, mais uniquement sur des critères de position structurale et d'association avec des gneiss fins hypermicacés (cf. § 4b) : ceci est en particulier le cas pour les affleurements de rive droite de la Varaita, entre Pradoluogo et Brossasco.

La carte montre déjà différents types de rapport de ces niveaux de quartzite magnésien avec différents encaissants :

- le niveau de Parigi affleure en rive sud du Pô, dans une formation de gneiss fins, sous le polymétamorphique d'Isasca ;

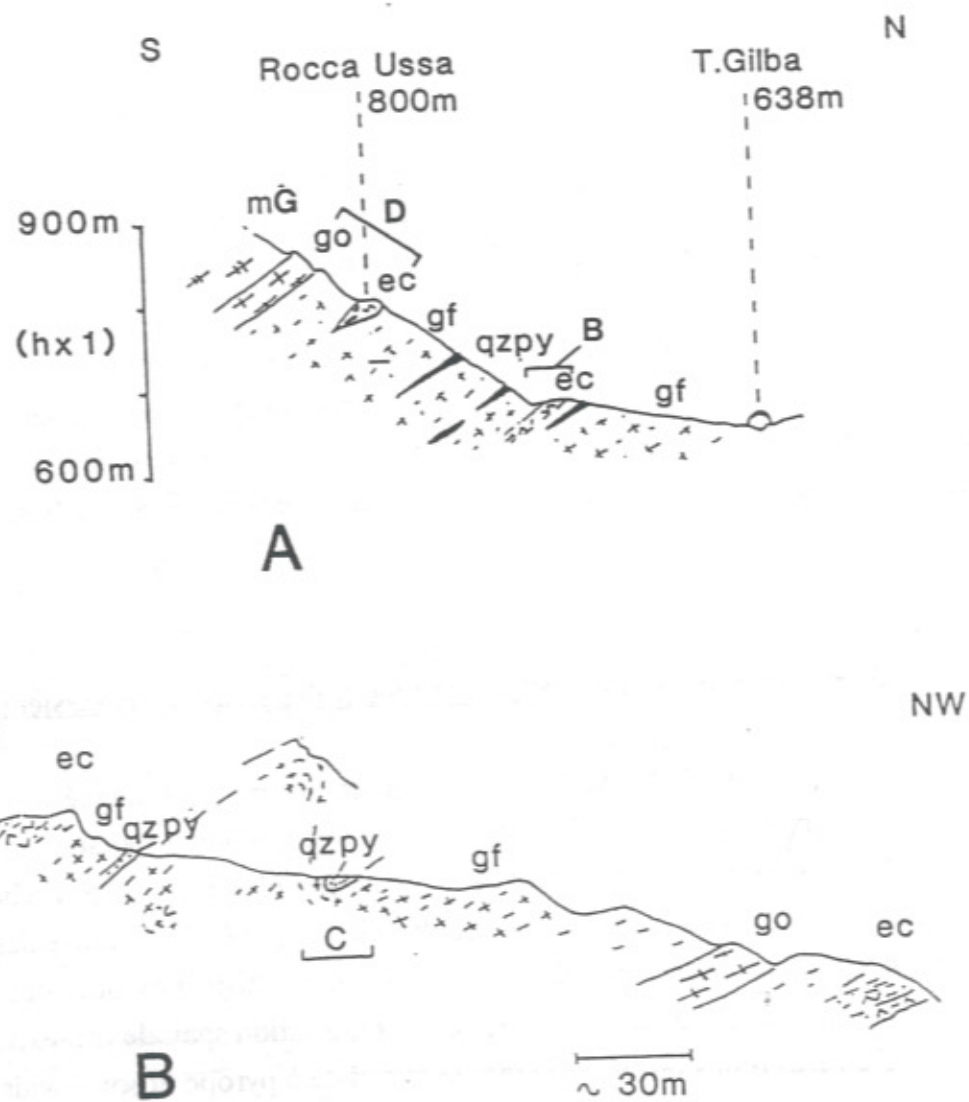


Figure II.11 : Coupes dans les niveaux de S. Giacomo et de Pratoluogo en rive droite du bas val Gilba (localisation : fig. II.10).

A : Coupe générale.
 ec : éclogites pâles à disthène.
 go : gneiss oeilé mylonitique de Brossasco.
 gf : gneiss fin.
 qzpy : quartzite à pyrope.
 mG : mylonites de Gilba.

B : Coupe dans le niveau de S. Giacomo.
 abrég. id. à A.

- le niveau de S. Giacomo-Gilba suit, lui, le toit de la formation variée d'Isasca. Le quartzite est en général encaissé par des gneiss fins, mais peut localement apparaître dans les métapelites de la formation d'Isasca (par ex. en rive gauche du val Gilba) ;

- le niveau complexe de Pratoluogo est séparé du précédent par 100 à 550 m de gneiss fins (formation de Parigi, cf § 4) et oeilés (de Brossasco, cf. § B1) ;

- le niveau de la Cresta Tallone (rive gauche du val d'Isasca), d'extension moindre, et son équivalent possible en val Gilba, apparaît dans des gneiss fins, mais non loin de gneiss oeilé (à la Cresta Tallone, ce niveau paraît cartographiquement recoupé par un filon de gneiss oeilé de Brossasco : cf. dépl. 1).

- le seul niveau de schiste magnésien à disthène - chloritoïde (niveau de la Grimbassa), est distinct des autres par l'unité tectono-métamorphique à laquelle il appartient (unité II). Il apparaît dans le contact basal de l'unité II, tout près des roches variées de la formation de Rore.

4) L'encaissant immédiat des quartzites magnésiens : étude de coupes types

a) Le quartzite à pyrope dans son encaissant "normal" de gneiss fin

i. Le niveau de Parigi (cf. fig. II.1)

Ce niveau, le plus profond, s'insère à mi-hauteur dans une formation de gneiss fins de 500 m de puissance (formation de Parigi). Dans le gneiss fin encaissant, les caractères suivants méritent d'être soulignés :

- présence de lentilles métriques de metabasites (ici amphibolites) ;
- existence de passées oeilées ou amygdalaires, d'épaisseur métrique à décimétrique, en continuité apparente avec le gneiss fin ;
- présence de rares enclaves surmicacées (magmatiques ?), de taille centimétrique (photo II.14).

ii. Les niveaux de S. Giacomo et de Pratoluogo en rive droite du bas val Gilba (fig. II.11)

Une coupe dans les falaises de rive droite du T. Gilba (fig. II.11 A) montre les principales lithologies associées au quartzite à pyrope : gneiss fins lités, niveaux ou lentilles d'éclogites (formation de Parigi, cf. supra).

Une coupe transversale à la première (fig. II.11 B), longeant la falaise sur 250 m, permet d'observer les relations du niveau de qzpy de S. Giacomo avec son

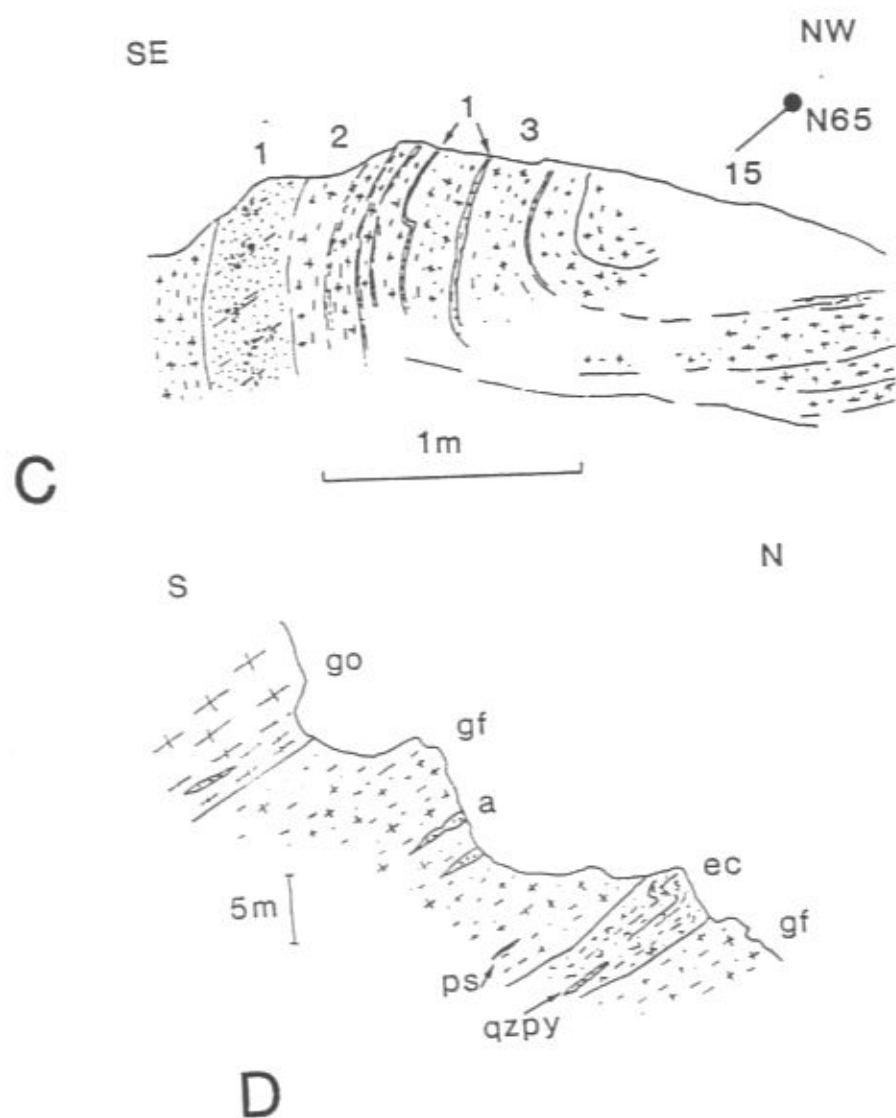


Figure II.11 : Coupes dans les niveaux de S. Giacomo et de Pratoluogo en rive droite du bas val Gilba (localisation : fig. II.10).

C : Pli dans la série litée gneiss fin-quartzite à pyrope (cf. photo II.15).

1 : quartzite phengitique à disthène, dépourvu de pyrope.

2 et 3 : gneiss fin lité : alternance de bancs felspathiques plus (3) ou moins (2) riches en quartz et de lits centimétriques quartzo-micacés.

D : Coupe dans le niveau de Pratoluogo.

gf : gneiss fin rubané, plus ou moins quartzeux ou phengitique, à filons aplitiques boudinés (a) et lentilles de pseudotachylites (ps).

ec : lentille d'éclogite claire à disthène, contenant un niveau d'épaisseur décimétrique de quartzo-micaschiste magnésien à pyrope transformé ? (qzpy).

go : gneiss oeilé de Brossasco (filon ?), mylonitisé au contact des gneiss fins.

encaissant : un banc de quartzo-micaschiste magnésien est replissé avec des gneiss fins et des éclogites pâles. L'ensemble contient, vers sa base, un niveau d'épaisseur décimétrique de gneiss oeilé de Brossasco mylonitisé (filon vraisemblable). Localement et à l'échelle métrique (fig. II.11 C et photo II.15), une alternance sédimentaire originelle semble préservée : association étroite de quartzite phengitique à disthène -dépourvu de pyrope- et de gneiss fins lités où alternent des bancs felspathiques et des lits centimétriques quartzo-micacés.

La figure II.11 D est une coupe plus détaillée au niveau du qzpy de Pratoluogo. Il est intéressant de noter ici la position du quartzite magnésien, "inclus" dans une lentille décimétrique d'éclogite à disthène (du même type que les éclogites pâles de la formation d'Isasca). Des niveaux d'aplite s'observent fréquemment dans la foliation du gneiss fin lité.

Le gneiss fin type présente une structure granoblastique plus ou moins orientée. Le litage y est marqué par l'alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et micacés ainsi que par des niveaux plus grossièrement cristallisés.

La matrice est formée de deux feldspaths et de quartz. L'albite, en grains dont la taille varie entre 200 µm et 3 mm, en est le minéral essentiel. Elle contient des inclusions de micas blanc et brun, de sphène et de zircon, matérialisant parfois une foliation interne. Le feldspath potassique (microcline), à contours diffus, est peu fréquent et souvent interstitiel. Le quartz, très finement cristallisé (env. 100 µm), remplit les espaces inter-feldspathiques.

Des épidotes (zoïsite, clinozoïsite, allanite) et des grenats disséqués millimétriques complètent la paragenèse.

La foliation est soulignée par des micas en plaques minces et discontinues, moulant les feldspaths, l'épidote et le grenat. La biotite brun-vert, petite (400 µm env.), y est nettement plus développée que le mica blanc phengitique, de taille généralement plus grande (0,5-1 mm). Les accessoires sont l'apatite, le sphène, le zircon et une chlorite verte secondaire, qui se développe sur l'épidote, le grenat, le sphène et parfois dans la matrice quartzo-albitique.

b) Le quartzite à pyrope au contact d'orthogneiss

i. La coupe de Pratoluogo (cf. fig. II.6)

On se trouve là dans la situation où le quartzite à pyrope se trouve non loin du contact d'une lame de gneiss oeilé de Brossasco. La succession typique des termes est la suivante : gneiss oeilé de Brossasco, gneiss fin hypermicacé, quartzite à pyrope.

Le gneiss fin hypermicacé n'est en fait qu'une variante du gneiss fin type de Parigi (cf. supra), dont on retrouve toutes les caractéristiques minéralogiques. Il s'en différencie par l'abondance et la taille des micas blancs : ceux-ci se présentent en lamelles de 0,5 à 3 cm à clivages noircis, orientées arbitrairement dans la foliation et de ce fait souvent tordues ou microplissées. Les biotites brun-vert se localisent dans les queues de recristallisation des albites et des grosses phengites.

Ce type de gneiss à grosses phengites se développe de façon assez systématique - mais non exclusive - dans les contacts gneiss oeilés-quartzite à pyrope.

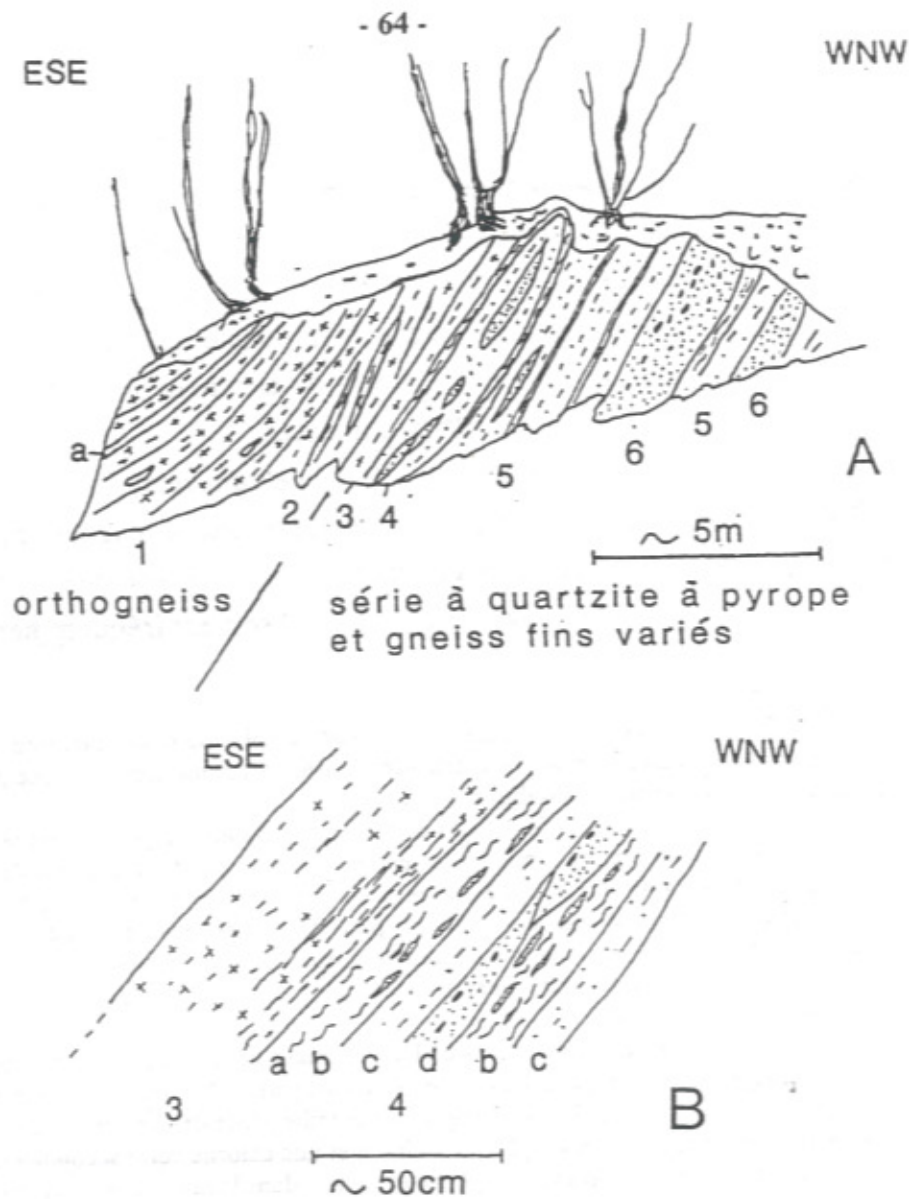


Figure II.12 : Coupe de Pian d'Ame (localisation : fig. II.10).

A : Vue générale du sommet de la coupe.

1 : gneiss fin mylonitique quartzeux, plus ou moins riche en phengites, à fréquentes lentilles centimétriques à décimétriques de quartz à pods de tourmaline, à septas quartzo-phengitiques centimétriques et veines d'aplite (a) d'épaisseur décimétrique ; des yeux de feldspath potassique apparaissent au sommet de l'affleurement.

2 : bancs (10 à 30 cm d'épaisseur) de gneiss fin riche en phengites souvent centimétriques, séparés par des lentilles de phengitites.

3 : gneiss phengitique fin à grenat.

4 : banc lenticulaire de quartzite phengitique à pyrope inclus dans un gneiss quartzeux à grenat et jadéite ; la lentille gneissique passe à ses épontes à des phengitites.

5 : niveau quartzeux à grenat et jadéite.

6 : quartzite à pyropes centimétriques chloritisés, plus folié à ses épontes.

B : Détail dans la série du quartzite à pyrope (banc 4).

3 : gneiss fin phengitique à grenat, devenant plus sombre à son mur (niveau de circulation d'eau météorique privilégié).

4 : série à quartzite à pyrope :

a : phengitite, passant à

b : phengitite à lentilles quartzo-phengitiques.

c : gneiss quartzeux et quartzite phengitique à grenat almandin et jadéite.

d : quartzite phengitique à grenats pyropes rétrotransformés en chlorite.

ii. La coupe de Pian d'Ame (fig. II.12)

Sur environ 80 mètres de travers banc, on observe une alternance de bancs quartzitiques et gneissiques fins ; des gneiss ocellés mylonitiques forment le toit et le mur de ce complexe. Au toit de la coupe, des observations de détail montrent (fig. II.12 A) :

- un gneiss fin mylonitique à veines aplitiques décimétriques et yeux feldspathiques visibles au sommet de l'affleurement ;
- quelques bancs de gneiss fin riche en phengites souvent centimétriques, séparés par des niveaux lenticulaires de phengitites pures ;
- la série à quartzite à pyrope, présentant sur une cinquantaine de centimètres la succession suivante (fig. II.12 B) : phengitite pure (a), phengitite à lentilles quartzo-micacées (b), quartzite phengitique à grenat almandin - ex-jadéite (c), quartzite phengitique à grenats pyropes centimétriques chloritisés affleurant en un niveau lenticulaire (d). Le quartzite phengitique micacé à almandin et pseudomorphoses de jadéite est une variante déformée du quartzite à jadéite, faciès caractéristique fréquemment intercalé dans les bancs de quartzite à pyrope, en lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique (photo II.16).

Le quartzite à jadéite type est une roche massive et équante. L'essentiel de la roche est formé de quartz polygonal en grains de 300 à 400 μm , et contient des cristaux millimétriques de grenat, de disthène et de jadéite. Le grenat, sombre, est de type almandin-grossulaire. Le disthène et la jadéite, généralement corrodés, présentent des inclusions à coesite relique. Le disthène présente une bordure d'altération (env. 100 μm) en margarite. La jadéite s'altère à partir de fractures ou clivages : à un premier stade, des bordures d'albite orientée perpendiculairement aux fractures se développent, avec cristallisation de grains d'hématite près des fractures ; à un second stade, la jadéite est entièrement remplacée par des cellules d'albite à structure radiaire. Les accessoires sont le rutile, le zircon et l'apatite. Les micas blancs, absents de la roche, se concentrent dans les interlits au contact du quartzite à pyrope.

Dans le faciès déformé et rétrotransformé, des phengites millimétriques soulignent une foliation complexe et moulent les grenats. Ceux-ci, fracturés, présentent une altération en chlorite-biotite-amphibole bleu-vert. Dans ce faciès, deux types de pseudomorphoses phylliteuses, d'1 à 5 mm de long, peuvent être distinguées : 1) pseudomorphoses de jadéite, à zoisite centrale, albite, mica blanc et biotite ; 2) pseudomorphoses de disthène, à mica blanc-chlorite-albite.

Le contact entre les orthogneiss mylonitiques et le complexe du quartzite à pyrope est ici tectonique et de nature cisailante, comme le montrent les linéations de striation ductile bien exprimées dans les gneiss fins et surtout dans les phengitites, ainsi que la mylonitisation du gneiss ocellé plus prononcée près du contact.



Figure II.13 : Les schistes magnésiens à disthène de la Grimbassa dans leur encaissant (localisation : fig. II.10).

mG : gneiss mylonitique en lauze (formation de Gilba).
 gf-o : gneiss fin sombre et quartzeux en patine, à trame ocellée conservée.
 msMg : schistes magnésiens à disthène interlités avec des quartzites à chloritoïde magnésien.
 ms-gf : micaschiste à grenat-chloritoïde et gneiss fin à amphibole.
 rve : roche verte éclogitique.

c) Le cas des schistes magnésiens à disthène-chloritoïde (fig. II.13)

Sur le flanc nord de la Grimbassa, en rive gauche de la Comba Rocca Pertus, on peut faire la coupe suivante au-dessus des mylonites en lauzes de Gilba :

- environ 50 mètres de gneiss quartzeux fin et clair en patine, dont la texture ocellée est néanmoins conservée. Ce gneiss constitue l'encaissant des schistes magnésiens à disthène (1 à 3 mètres d'épaisseur). Dans ces schistes magnésiens, sont intercalés de petits bancs de quelques centimètres d'épaisseur, de quartzite, pauvre en mica et riche en plaquettes millimétriques de chloritoïde.

Ce quartzite contient du chloritoïde magnésien et de la zoïsite, disposés arbitrairement dans la foliation quartzo-micacée crénulée. Le disthène, plus rare, se présente dans la matrice ou en inclusion dans le chloritoïde. Les phyllites qui soulignent la foliation sont la paragonite (très abondante), la phengite et la chlorite. L'accessoire essentiel est le rutile.

L'association de ces deux faciès, l'un magnésien et potassique (à talc - phengite - disthène, cf. § 2d supra), l'autre plus ferreux et plus sodique (à chloritoïde - paragonite), évoque, au degré métamorphique près, l'association du qzpy avec des quartzites à almandin-grossulaire, jadéite et disthène (§ 4b ci-dessus).

- une quarantaine de mètres de micaschistes à grenat et chloritoïde, gneiss fins souvent à amphibole, et lentilles de roche verte éclogitique de la formation de Rore.

Il est intéressant de souligner qu'ici encore, les schistes magnésiens sont contenus dans des gneiss fins semblables à ceux de Parigi, sans rapports directs avec les micaschistes et roches vertes qui sont pourtant tout proches.

5) Origine du quartzite à pyrope : discussion

Le problème du mode de formation du quartzite à pyrope - roche affectée par un métamorphisme alpin de THP - peut être articulé de la façon suivante :

1°) peut-on proposer un protolithe non métamorphique dont la transformation en système clos, par le métamorphisme alpin seul ou par des métamorphismes successifs (hercynien et alpin), puisse fournir cette roche ?

2°) doit-on suspecter qu'au moins le métamorphisme alpin (de THP et haut degré), se soit fait en système ouvert ? Si oui, peut-on imaginer un système métasomatique ou anatectique permettant la formation des roches considérées à partir d'un protolithe très différent de celui ou ceux envisagé(s) en cas de système clos ?

a) Hypothèse de transformations métamorphiques en système clos

Le protolithe doit avoir une composition chimique identique à celle des quartzites à pyropes, c'est à dire caractérisée par un rapport $Mg/(Fe + Mg)$ très élevé (0.94-0.97) dans un système composé essentiellement de SiO_2 (env. 68%), Al_2O_3 (18%), $MgO + FeO$ (9%), K_2O (4%) et H_2O , avec en composants accessoires, TiO_2 (0.5%), CaO (0.1%) et Na_2O (0.08%). Trois types de protolithes peuvent être envisagés : sédimentaire, volcanique ou volcanoclastique, magmatique.

i. Protolithe sédimentaire

Cette hypothèse a déjà été proposée à plusieurs reprises pour le quartzite à pyrope, implicitement par Stella et Franchi, explicitement par Chopin (1984). Le même problème était posé pour les "whiteschists" de plus bas degré, assemblages à talc-disthène décrits par Schreyer (1977), et plus récemment, pour les roches à cordiérite-anthophyllite d'Australie (Reinhardt, 1987). En effet, on trouve ce type de composition dans les pélites magnésiennes de séries évaporitiques, par ex. au Sahara (Kulke, 1976) ou dans le Bassin Aquitain français (Moine et al., 1981). Ces pélites magnésiennes (SB + EVAP, cf. fig. II.14) possèdent des caractères chimiques semblables à ceux du quartzite à pyrope : haute teneur en magnésium, rapports K/Al élevé et Na/Al bas. De plus, l'inclusion de dravite dans un pyrope de Parigi indique une haute teneur en bore, caractéristique des sédiments évaporitiques (Schreyer, 1985).

Le contexte lithostratigraphique du quartzite à pyrope plaide en faveur de cette hypothèse :

- association directe à des lits ou bancs de composition chimique différente et à géométrie de type couches sédimentaires : coupes du bas val Gilba, de Pian d'Ame. On aurait là des alternances de métapélites magnésiennes et de grauwackes plus ou moins alumineuses (lits à jadéite) ou ferreuses (gneiss fin biotitique) ;
- association générale à une formation polymétamorphique à métasédiments anté-alpins de micaschistes variés et marbres, la formation d'Isasca. A ce propos, on remarque que le quartzite à pyrope se localise essentiellement au toit ou au mur de la formation d'Isasca. Si le quartzite correspond à un seul niveau (ou faisceau de niveaux associés) sédimentaire, cela pourrait indiquer une structure en pli couché majeur de cette formation (cf. Vialon, 1966). Les dédoublements de niveau à l'échelle hectométrique (fig. II.10) pourraient alors découler de plis mineurs associés (du type de celui visible en rive gauche du bas val Gilba).

Une objection peut être faite à cette interprétation, à savoir que le quartzite à pyrope est localement inclus dans des gneiss oillés dont l'origine magmatique ne fait guère de doute (Pian d'Ame). Cependant :

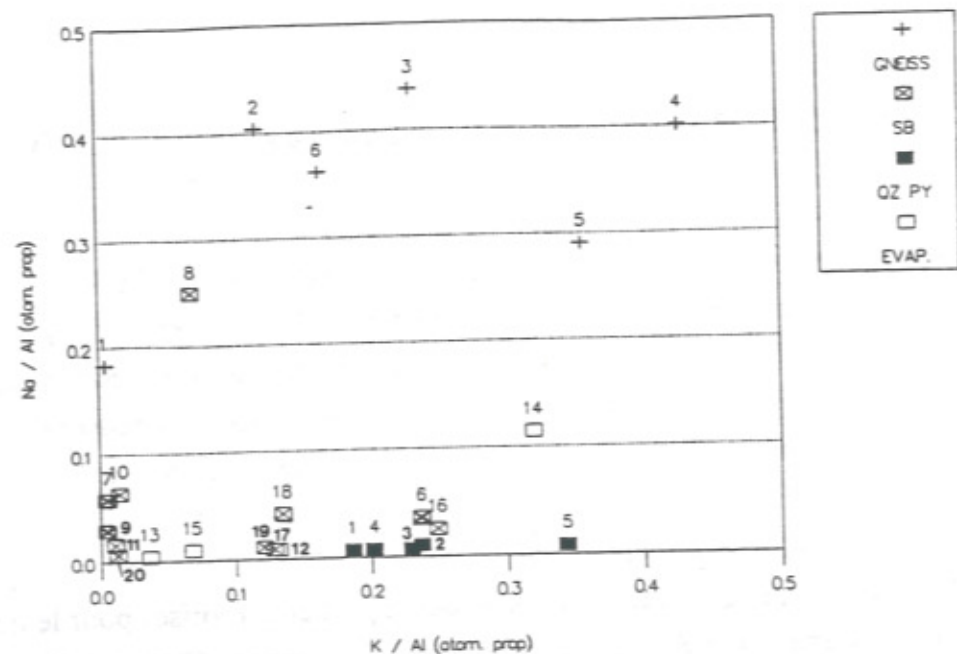


Figure II.14 : Diagramme Na/Al vs K/Al (prop. atom.) des quartzites à pyrope, de leur encaissant gneissique et de quelques roches équivalentes.
Gneiss et équivalents : analyses tabl. II.3.
Quartzites et équivalents : analyses tabl. II. 2, sauf anal. 16 à 20.

Quartzite à pyrope (QZ PY): analyses H.P. Schertl, 1987.

1 et 2 : quartzite à pyrope frais.

3 et 4 : quartzite à pyrope rétro-morphosé.

5 : quartzite phengitique dépourvu de pyrope.

Schistes blancs : "whiteschists" (SB).

6 : schiste blanc intercalé dans les gneiss de Luserna. Val Luserna, centre Dora-Maira. Anal. P. Vialon, 1966.

7-8 : schistes blancs à talc-anthophyllite (7) et cordiérite-anthophyllite (8). Queensland, Australie. Analyses de J. Reinhardt, 1987.

9 : schiste blanc à yoderite. Tanzanie. Analyse de McKie (1959) dans Schreyer, 1977.

10-11 : schistes blancs à talc-disthène. 10 : Sar e Sang, Afghanistan. Analyse de Schreyer et Abraham (1977). 11 : Zambie. Analyse de Vrana et Barr (1972) dans Schreyer, 1977.

16 : schiste blanc à talc-chloritoïde disthène. Mont Rose. Anal. dans Chopin et Monié, 1984.

17-20 : schiste blanc à chlorite-chloritoïde-talc ± quartz. Socle du Grand Paradis. Anal. dans Chopin, 1979 (respectivement éch. 7-20b, 7-23, 7-37 et GP 18).

Argilites de séries évaporitiques (EVAP).

12-13 : Atlas, Sahara. Analyses de Kulke (1976) dans Schreyer, 1977.

14-15 : Bassin Aquitain, France. Analyses de Jarousse (1978) dans Moine et al., 1981.

Gneiss et équivalents (GN) :

Analyses de H.P. Schertl, 1987.

1-2 : niveau à jadéite.

3-4 : gneiss fin à grenat-biotite.

5-6 : arkose (5) et grauwaque (6) moyennes. Analyses de Pettijohn (1963) dans H.P. Schertl, 1987.

- on constate que les contacts qz py-orthogneiss ocellés sont dans plusieurs cas bien documentés et d'origine manifestement tectonique : cf. les coupes de Pratoluogo (fig. II.6) et de Pian d'Ame (fig. II.12) ;

- dans d'autres cas, la proximité du qz py avec des orthogneiss ocellés peut simplement dériver de la mise en place intrusive de ces derniers dans la série métasédimentaire d'Isasca-Parigi (cf § B1).

Une autre objection mérite d'être considérée, qui découle de l'association quasi-générale du qz py à des faciès de gneiss fin : elle introduit l'idée suivante.

ii. Protolithe volcanique (ou volcano-sédimentaire)

Un fait plaide en faveur de cette interprétation : l'association du qz py à des gneiss fins dans de nombreuses coupes (bas val Gilba : fig. II.11 A, Rocca Dritta : fig. II.1). Ces gneiss fins à passées ocellées, avec des intercalations de metabasites et schistes éclogitiques, sont difficilement assimilables à d'anciennes évaporites, mais plutôt à des associations volcaniques, volcano-clastiques ou volcano-sédimentaires (grauwackes, ignimbrites) métamorphosées.

Les hypothèses seraient alors les suivantes :

- le faciès de quartzite magnésien serait un niveau de même origine, mais ayant subi une altération hydrothermale. Une telle hypothèse a été proposée pour expliquer le chimisme de certains "whiteschists" : altération hydrothermale de pyroclastites basiques à l'origine de schistes à yoderite (McKie, 1959), hydrothermalisme de volcanites (enrichissement en Mg et Al) à l'origine de schistes à talc-disthène (Vrana, 1975). Cependant, ces exemples sont rares et de surcroît ne rendraient pas compte du mode de gisement en strates (cf. coupes de Gilba et de Pian d'Ame), sauf à envisager une phase de remaniement sédimentaire.

- ou bien le faciès de quartzite magnésien correspondrait à une interstratification de type série évaporitique (ou remaniement de celle-ci) au sein de séquences d'accumulation volcanique et volcano-clastique. Les analyses chimiques de Schertl (1987) vont dans ce sens : les bancs à jadéite et les gneiss fins se différencient de la "lignée évaporitique" des quartzites à pyrope par un rapport Na/Al plus élevé (fig. II.14), des teneurs en CaO et FeO plus élevées, en MgO + FeO plus basse, ainsi que par la présence de Fe trivalent (cf. tabl. II.3). Ces caractères rappellent plutôt ceux d'arkoses ou de grauwackes ; les gneiss fins dériveraient alors de volcanites acides démantelées.

iii. Protolithe magmatique

C'est l'hypothèse que fit Vialon en 1966, à savoir celle d'une pegmatite ayant subi une altération de type pneumatolytique-hydrothermale. On retrouve le même principe que dans l'hypothèse précédente (volcanique + hydrothermale)...et les mêmes difficultés : source du magnésium ? gisement stratoïde et association à des bancs de

N° LITT.	NIVEAU A JADEITE		GNEISS A BIOTITE		ARKOSE	GRAUWACKE
	15589A	15589B	15616	15619		
N°	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	77.40	72.30	65.50	74.40	77.10	66.70
TiO ₂	0.35	0.43	1.15	0.24	0.30	0.60
Al ₂ O ₃	15.00	14.80	14.30	12.90	8.70	13.50
Fe ₂ O ₃	0.36	0.98	1.23	0.62	1.50	1.60
FeO	1.06	1.73	3.75	1.07	0.70	3.50
MnO	0.04	0.05	0.16	0.03	0.20	0.10
MgO	2.44	1.37	2.48	0.25	0.50	2.10
CaO	0.63	0.87	2.01	0.74	2.70	2.50
Na ₂ O	1.63	3.55	3.72	3.07	1.50	2.90
K ₂ O	0.02	1.58	3.00	4.99	2.80	2.00
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.33	0.10	0.10	0.20
H ₂ O +	0.51	1.13	1.41	0.53	0.90	2.40
H ₂ O -	0.07	0.11	0.19	0.07		0.60
TOTAL	99.56	99.04	99.23	99.01	97.00	98.70

Tableau II.3 : Analyses chimiques des lithologies associées au quartzite à pyrope.
Analyses de H.P. Schertl, 1987.
N° : cf fig II.14

chimismes différents ? L'association au granite de Brossasco ou orthogneiss équivalents (l'un des arguments de Vialon) est fortuite et inconstante, on l'a dit plus haut.

iv. Protolithe métasomatique

Cette hypothèse nous amène à rechercher des gisements métasomatiques dont la composition chimique serait semblable à celle du quartzite à pyrope : les gisements de talc tels ceux décrits dans les Pyrénées (Trimouns : Moine et al., 1979), et, plus près, dans les Alpes orientales (Rabenwald : Moreau, 1981) représentent un bon candidat. Ces gisements sont formés par métasomatose magnésienne des séries lithologiques encaissantes composées de termes granitiques, gneissiques et micaschisteux.

b) Hypothèse d'un métamorphisme en système ouvert

i. Métasomatose en solution

Peut-on envisager que la composition chimique du quartzite à pyrope ait été acquise à la faveur d'une différenciation métamorphique à haute pression (cf. Bell et Cuff, 1989) ou à basse pression, à la manière des "orthomicaschistes" de Crevola (1987) ? Un mécanisme de métasomatose à HP dans des zones de cisaillement affectant des métagranites a été proposé pour expliquer l'origine des schistes argentés magnésiens à talc - Mg-chloritoïde du Mont Rose et du Grand Paradis (Bearth, 1952 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986). On a pu invoquer un tel mécanisme pour expliquer la formation de schistes blancs dans les mylonites orthogneissiques de Gilba (§ B2) Par contre, ici, ce n'est pas satisfaisant pour la raison suivante : sur les rares coupes où le quartzite à pyrope se retrouve dans un encaissant orthogneissique, on n'observe :

- ni transition microstructurale progressive depuis le faciès orthogneissique jusqu'au faciès quartzitique à pyrope,

- ni variation chimique progressive : en particulier, on ne peut expliquer l'enrichissement brutal et sélectif (par rapport à FeO) en magnésium au passage banc à jadéite-quartzite à pyrope.

Bien entendu, il n'est pas exclu qu'un mécanisme de différenciation métamorphique ait affecté le quartzite à pyrope postérieurement à l'acquisition de sa composition chimique particulière (préférentiellement dans les "queues micaschisteuses" des lentilles, cf. photo II.13).

ii. Anatexie

Est-il vraisemblable que le quartzite à pyrope se soit formé lors de la fusion partielle à haute pression d'une roche granitique ? Cette question, soulevée par

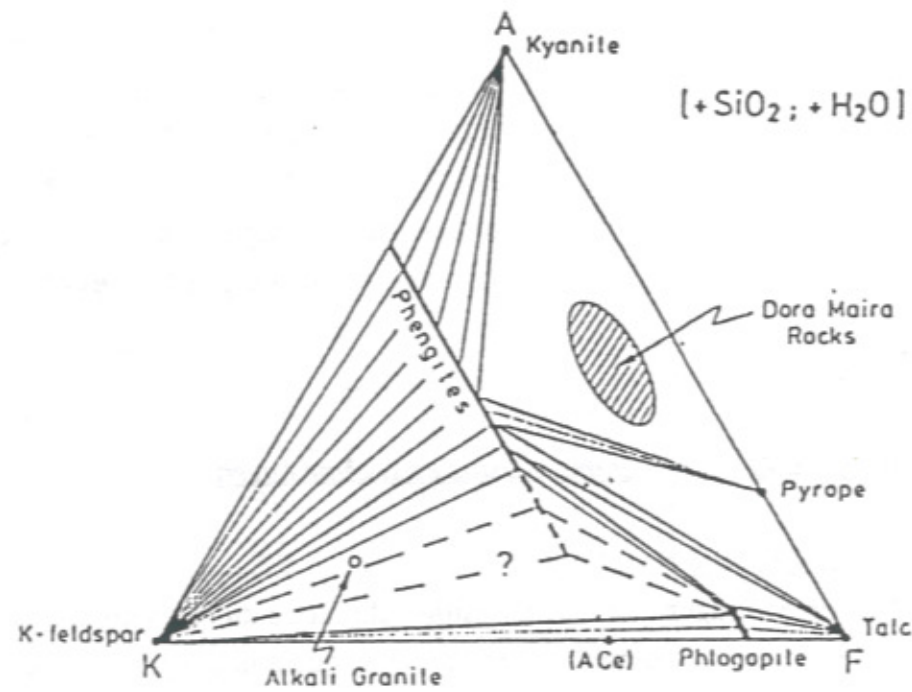


Figure II.15 : Diagramme AKF montrant la ligne des phengites jouant le rôle de barrière thermique à HP entre le champ des granites alcalins et le champ du quartzite à pyrope. in Schreyer et al., 1987.

Schreyer et al. en 1987, est motivée par les constatations suivantes : 1°) dans les conditions du métamorphisme de THP subi par le quartzite à pyrope (environ 30 kbar pour 700-800°C), et avec $P_{H_2O} = P_{totale}$, un granite alcalin devrait être fondu ; 2°) la fusion partielle à haute pression d'un granite alcalin produit un liquide de composition "trachytique" et un solide résiduel riche en quartz, candidat-protolithe pour le quartzite à pyrope. Or, Schreyer et al. (1987) montrent que, dans le système $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, un liquide trachytique ne peut coexister, à haute pression, avec une roche ayant la composition chimique du quartzite à pyrope : sur un diagramme AKF (fig. II.15), leurs champs de composition respectifs sont en effet séparés par la ligne de stabilité des phengites, qui joue le rôle de frontière thermique.

De plus, on ne connaît pas, dans la région, de granite alcalin susceptible d'avoir fondu, et le seul granite présent à proximité du quartzite à pyrope (Brossasco, calco-alcalin, § B1) ne présente pas de trace de fusion.

c) Conclusion

L'origine du qz py ne paraît pas pouvoir être trouvée dans un métamorphisme de haut degré, mono- ou polycyclique, avec ou sans fusion, qui aurait fonctionné en système ouvert à partir d'un protolithe magmatique ou volcanique quelconque.

En retenant donc l'idée de métamorphisme essentiellement "topochimique", on envisagera :

- soit un protolithe métasédimentaire de type évaporitique interstratifié avec des bancs moins magnésiens (plus "ordinaires") au sein d'horizons volcano-clastiques,
- soit un protolithe volcano-hydrothermal ayant subi un remaniement sédimentaire ultérieur,
- soit un protolithe métasomatique type gisement de talc, cette dernière hypothèse semblant la plus séduisante.

Le tout faisait partie du socle polymétamorphique anté-alpin (recoupé de granites hercyniens) et a donc subi au moins deux métamorphismes bien distincts.

L'étude de la forme des zircons (Paquette et al., 1989 ; Tilton et al., 1989) a permis de mettre en évidence deux populations : l'une (5%) est formée de zircons présentant une zonation magmatique, l'autre (95%) de zircons de forme ovoïde. Ces observations montrent : 1°) qu'il existe une composante magmatique dans le matériel à l'origine du quartzite à pyrope, 2°) qu'une phase de transport a eu lieu avant la formation du quartzite à pyrope. Elles ne permettent cependant pas de trancher entre les hypothèses retenues ci-dessus.

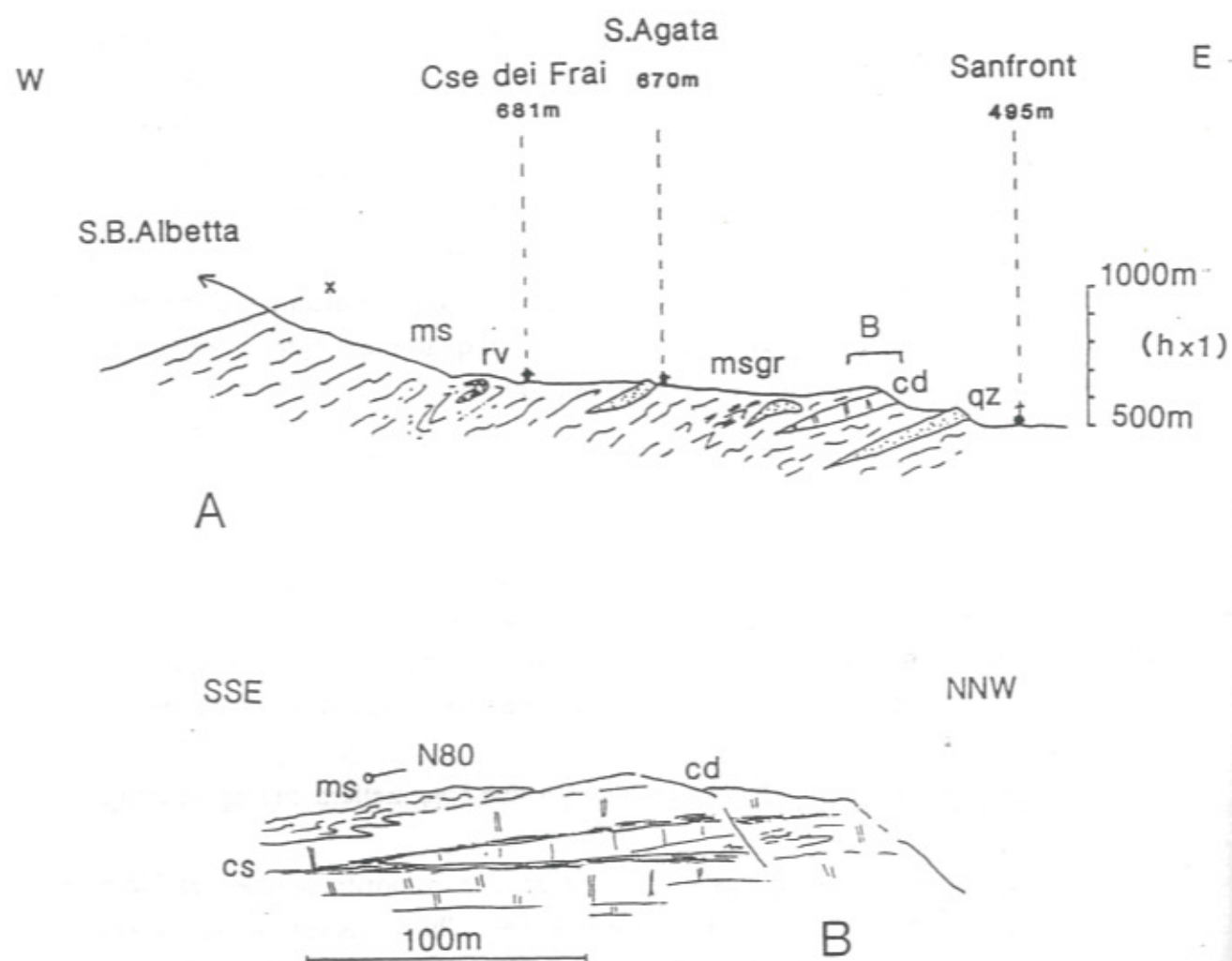


Figure II.16 : Coupe au sud-ouest de Sanfront : la formation graphiteuse et les termes associés.

A : Coupe générale (localisation : dépl. 2).

msgr : micaschistes albitiques graphiteux à grenats.

ms : micaschistes à grenat ± chloritoïde, ankérite, épidote ± albite.

rv : roche verte prasinitique en boudins, à amphibole bleu-vert.

cd : calcaire dolomitique.

qz : quartzite massif verdâtre ± micacé.

B : Détail d'un contact micaschistes-calcaires dolomitiques (carrière de Sanfront).

cd : calcaire dolomitique.

cs : vire calcschisteuse.

ms : quartzo-micaschiste.

— : axe des plis déformant le contact micaschistes-calcaire dolomitique.

D- LES FORMATIONS PERMO-CARBONIFERES

Sont regroupées dans ce paragraphe les formations d'origine sédimentaire ou magmatique (volcanique ou intrusive), tardi-hercyniennes, considérées comme monométagéniques.

1) La formation graphiteuse de Sanfront-Pinerolo

Il s'agit d'une formation à dominante terrigène (micaschistes), généralement attribuée au Carbonifère supérieur du fait de sa richesse en pigment graphiteux.

a) Extension et caractères pétrographiques

Dans le secteur étudié, cette formation est peu développée et se trouve confinée dans les basses collines du val Pô en une bande est-ouest, d'épaisseur kilométrique, entre le val Croesio à l'ouest et le val Bronda à l'est.

Cette bande se poursuit vers le nord-ouest hors du secteur étudié, traverse le Pô à la hauteur de Paesana et s'infléchit vers le nord en direction de Barge. Là, elle se perd dans la plaine du Pô pour réapparaître avec une extension et une épaisseur considérable en val Chisone, où Vialon (1966) l'a définie sous le nom d'"Ensemble graphitique de Pinerolo" (voir § b).

Une coupe donnant un bon aperçu de cette formation peut se faire en rive gauche de la Comba Albeta, entre Sanfront à l'est et la Regione Pasturel à l'ouest (fig. II.16 A). L'essentiel de la séquence est constitué de micaschistes plus ou moins graphiteux alternant avec des niveaux gneissiques. La présence des faciès graphiteux (photo II.17) est le fil conducteur qui permet de suivre cette formation latéralement.

Le micaschiste graphiteux type présente une foliation complexe souvent intensément crénelée. Celle-ci est définie par l'alternance de lits lenticulaires quartzeux, quartzo-phengitiques, phengitiques, chloriteux et chlorito-phengitiques. Elle moule des blastes poecilites d'albite, de taille millimétrique. Dans ces albites, une foliation interne sigmoïde est souvent conservée : elle est matérialisée par de petits grenats (env. 300 µm de diamètre) souvent oxydés, des micas blancs, de très rares biotites et des trainées de matière organique. La matière organique (graphite), est également présente, dispersée dans la foliation, ou concentrée en lentilles de longueur centimétrique. Des grenats souvent millimétriques, sont dispersés dans la roche ; ils sont altérés en chlorite plus ou moins oxydée et petits grains de zoïsite.

De rares boudins métriques de roche verte prasinitique se rencontrent au sein des micaschistes (par ex. aux Case dei Frai, 2 km à l'ouest de Sanfront), avec lesquels ils sont replissés ; on les considère comme faisant partie intégrante de la formation graphiteuse.

En lame mince, ces prasinites présentent une foliation chloriteuse moulant des blastes millimétriques d'albite poecilitique, parfois quasi-jointifs. De l'amphibole verte, à cœur bleuté fréquent, et du grenat partiellement chloritisé sont présents. Les accessoires sont la zoisite et le sphène.

Des lentilles d'épaisseur décamétrique à hectométrique de quartzites massifs ou lités et de calcaires dolomitiques, attribuables au Trias, sont pincées dans les micaschistes ; elles seront décrites dans le paragraphe consacré aux formations triasiques. Les contacts entre ces lentilles et leur encaissant micaschisteux sont déformés par les plis d'axe est-ouest associés au cisaillement régional à vergence ouest (fig. II.16 B et chap. III) : il s'agit de contacts tectoniques précoces, mais dont certains peuvent dériver de contacts stratigraphiques (quartzites sur schistes graphiteux) compte tenu de l'âge probable de ces terrains.

b) Discussion

Cette formation se développe surtout dans la partie centrale du massif, en vals Germanasca et Chisone : Ensemble de Pinerolo de Vialon (1966), Complexe de Pinerolo de Borghi et al. (1984). Dès Novarese (1898), la présence de pigment graphiteux a parlé en faveur d'un âge carbonifère pour cette formation, par analogie avec les faciès de la série houillère, et, depuis Argand (1911), l'affinité briançonnaise de ces terrains est admise. Aucun argument nouveau ne me permet d'asseoir ou de réfuter cet âge, pas plus que l'attribution paléogéographique de ces terrains.

Le soubassement de la formation de Pinerolo est connu dans le centre du massif : c'est le Complexe du Freidou de Borghi et al. (1984), formé d'"orthogneiss oeuillés et glanduleux avec filons aplitiques associés", considérés comme pré-carbonifères. Vialon (1966) ne le distingue pas de son "ensemble des gneiss glanduleux". Le contact entre la formation gneissique inférieure et les métasédiments détritiques sus-jacents est largement modifié par la tectonique alpine (contact replissé ou cisailant : voir les coupes de Borghi et al., 1984), mais généralement considéré comme un contact socle-couverture. Ces formations - socle et couverture graphiteuse - se retrouvent en position analogue, sous les gneiss éclogitiques, dans le massif cristallin interne du Grand Paradis (Compagnoni et al., 1974 ; Ballèvre, 1988). Là, dans la fenêtre de Money, une formation orthogneissique (de l'Erfault) est surmontée de micaschistes graphiteux et gneiss

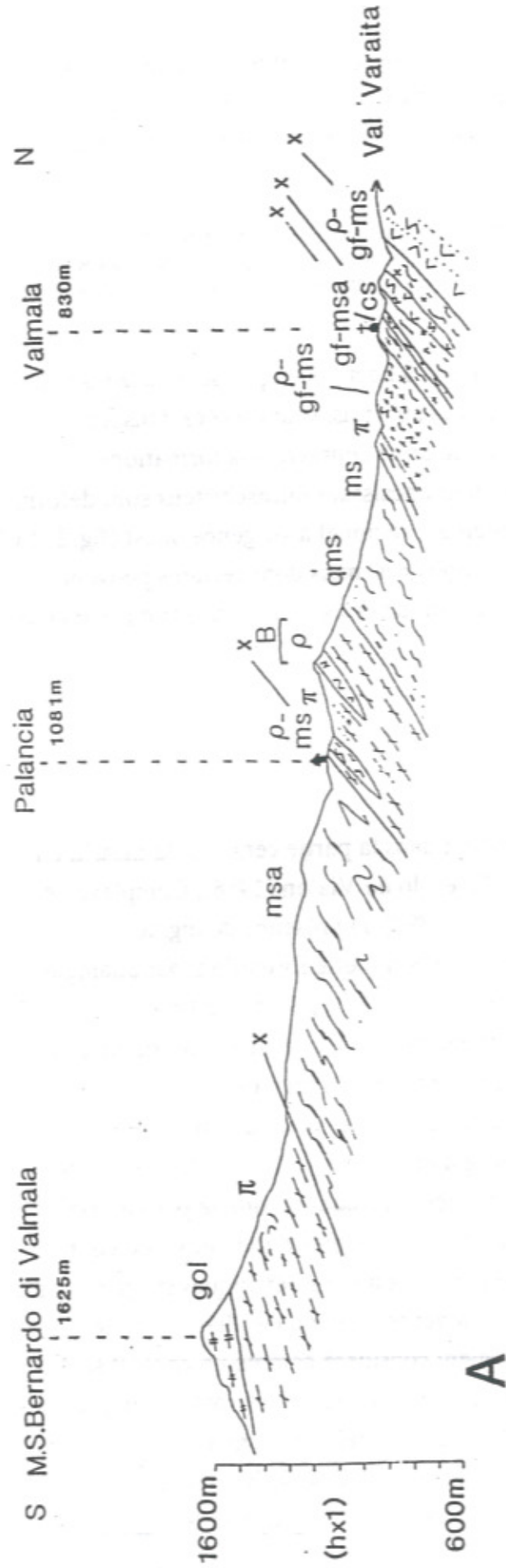


Figure II.17 : Les écaïlles permo-carbonifères du Valmala et les écaïlles de socle polymétamorphique associées (micaschistes amygdalaires).

A : Coupe générale (localisation : dépl. 2).

- gol : gneiss ocellés leucocrates du M. Birrone, à yeux centimétriques de feldspath potassique et rares filons aplitiques.
- π : porphyroïdes (yeux et amygdales feldspathiques, yeux de quartz) massifs ou schistoux, contenant des niveaux grenatifères.
- ρ : prasinites massives ou schistoux, localement grenatifères.
- qms : quartzo-micaschiste massif à ankérite.
- ms-gf : micaschistes et gneiss fins indifférenciés.
- msa : micaschistes amygdalaires à stauroïde conservée localement (socle polymétamorphique).
- cs : calcschistes (faisceau ophiolitifère).

(Complexe de Money). Par contre, aucun équivalent direct de ces termes n'est connu dans le massif du Mont Rose (Bearth, 1952 ; Dal Piaz, 1966, Wetzel, 1972).

2) Les formations volcano-détritiques attribuées au Permien et au Permo-Carbonifère

Dans le secteur étudié, les formations permiennes et permo-carbonifères se développent à deux niveaux principaux, de part et d'autre du faisceau ophiolitifère de la basse Varaita :

- dans l'unité III, les quartzo-micaschistes permien affleurent en continuité avec les assises triasiques (voir § E 1), au nord de la Varaita dans la région de Puy, et au sud, du Bedale Feil au Torrente Melle ;
- dans l'unité de Dronero-Sampeyre, les terrains volcano-détritiques et détritiques du Permo-Carbonifère et du Permien alternent avec des écaïlles micaschisteuses de socle polymétamorphique (cf. § A3 et fig. II.17 A).

Deux coupes seront décrites dans l'unité de Dronero-Sampeyre, l'une dans une association de termes ignés et sédimentaires, l'autre dans des faciès uniquement détritiques.

a) Les gneiss ocellés, porphyroïdes et micaschistes du Valmala (fig. II.17)

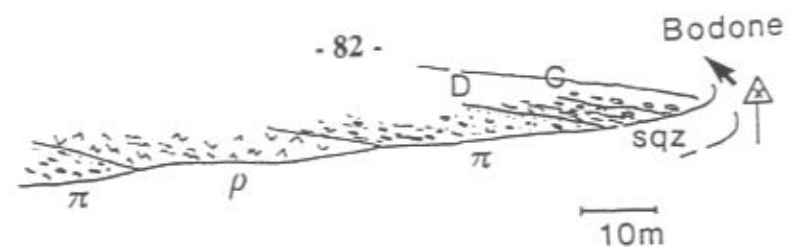
En Valmala inférieure (sous Palancia), une coupe d'épaisseur kilométrique comporte les termes suivants :

- micaschistes indifférenciés et quartzo-micaschistes ankéritiques (cf. § b) ;
- complexe de porphyroïdes ocellés et lentilles prasinitiques. Les

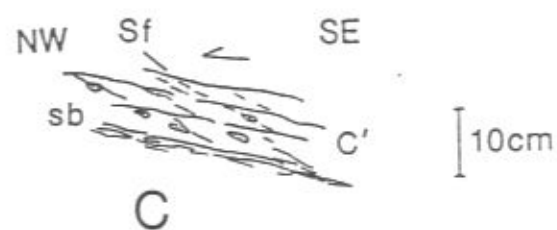
porphyroïdes sont des roches massives ou schistouxes, à feldspaths centimétriques et granules ou lentilles de quartz de quelques millimètres.

Les feldspaths, en général recristallisés en albite, montrent parfois des restes de feldspath grisâtre plus potassique ($Na_{80}-K_{20}$, cf. Michard et Vialon, 1965, p.125). Les granules de quartz sont en général transformés en fuseaux, dans lesquels un centre monocristallin déformé peut subsister, et dont les extrémités sont recristallisées en grains de $100 \mu m$ ou moins. Le fond de la roche est constitué d'une alternance de lits quartzo-micacés (mica blanc, biotite brun-vert tardive) et de lits essentiellement albitiques. Les accessoires sont l'épidote, le zircon, le sphène et l'apatite.

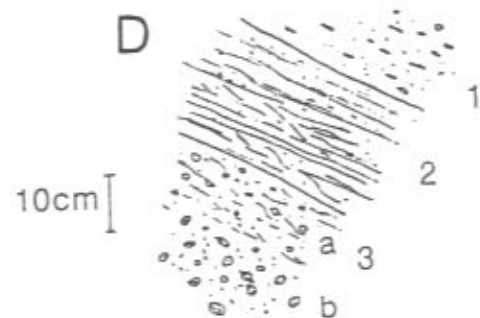
Dans ces porphyroïdes existent des "passées" de micaschistes à grenats millimétriques. Dans ces faciès, on observe des blastes d'albites millimétriques, à foliation interne matérialisée par des micas blancs et des traînées de matière organique. Les phyllites soulignant la foliation sont un mica blanc et une biotite, toujours tardive.



B



C



D

Figure II.17 : Les écaillles permo-carbonifères du Valmala et les écaillles de socle polymétamorphique associées (micaschistes amygdalaires).

B : Coupe de détail dans les porphyroïdes de la route du Valmala.
 π : porphyroïde oeillé à quartz granulaire et yeux feldspathiques.
 sqz : schiste argenté verdâtre à quartz granulaire.
 ρ : prasinites massives ou schisteuses, à niveaux clairs et albite ocellaire.

C : Détail d'une zone de cisaillement dans les porphyroïdes.
 Plans de foliation Sf marqués par l'alignement des yeux feldspathiques.
 Concentration de niveaux de schistes blancs (sb) le long des plans de cisaillement C'.
 Les relations Sf-C' montrent un cisaillement à vergence nord-ouest.

D : Détail d'une alternance volcano-sédimentaire probable dans les porphyroïdes (cf. photo II.18).
 1 : banc oeillé supérieur (méta-rhyolite), à feldspaths écrasés près du contact avec 2.
 2 : banc phylliteux (sqz) à quartz granulaire et petits grains feldspathiques (banc détritique ou arkosique).
 3 : banc oeillé inférieur - a : toit du banc contenant uniquement des granules de quartz (diamètre max. = 1 cm) - b : association de granules de quartz avec des yeux feldspathiques (diamètre max. = 2 cm).

Ces porphyroïdes ont été considérés comme dérivant de rhyolites, à cause des figures de corrosion affectant les feldspaths et les quartz granulaires (Michard et Vialon, 1965). Les "passées" à grenat pourraient représenter des niveaux sédimentaires intercalés dans une série volcano-détritique.

Une coupe de détail dans le complexe porphyroïdes-prasinites (fig. II.17 B) montre que les porphyroïdes présentent une succession de niveaux phylliteux intercalés dans les gneiss oeillés. Deux explications peuvent rendre compte de la formation de ces niveaux :

- ou bien ils sont formés par concentration préférentielle des phyllites sur des plans de cisaillement maximum des porphyroïdes (fig. II.17 C) selon un mécanisme de différenciation décrit ailleurs par Crevola (1987). Un tel mécanisme a été évoqué plus haut à propos des mylonites de Gilba (§ B2). Il s'applique assez bien à des zones phylliteuses d'épaisseur réduite (de l'ordre du centimètre).

- ou bien il s'agit d'anciennes alternances sédimentaires ou volcano-sédimentaires conservées (fig. II.17 D et photo II.18) : les bancs décimétriques de schistes quartzitiques à granules de quartz et de feldspath représenteraient des niveaux détritiques ayant emprunté leur matériel aux porphyroïdes (hypothèse de Michard et Vialon, 1965).

Des niveaux et lentilles basiques (prasinites et glaucophanites à grenat), affleurant ici dans les porphyroïdes et les gneiss fins, se rencontrent également au sein des micaschistes (oratoire 1264 m dans la Cumbal Cialancia, 2,5 km au nord-est de Rore) : elles représenteraient les témoins d'une activité volcanique basique restreinte, quasi-contemporaine du plutonisme acide (Michard et Vialon, 1965).

Sur la crête Varaita-Maira une dalle de gneiss oeillés, dont l'épaisseur maximale atteint 850 m au M. Birrone, surmonte les porphyroïdes. Il s'agit d'un gneiss leucocrate à phénocristaux centimétriques de feldspath potassique (photo II.19), traversé de rares filons aplitiques. Des faciès leucocrates semblables mais quasi-équants, en filon dans la série permo-carbonifère du Valmala inférieur (sous Casale Miceli, 2 km au sud-ouest de Venasca), pourraient représenter le protolithe porphyrique de ces gneiss oeillés leucocrates. Il s'agirait d'un protolithe différent de celui du méta-granite carbonifère de Brossasco (§ B1), mais plutôt semblable à celui des mylonites de Gilba (§ B2).

Dans le faciès équant, les feldspaths potassiques (microcline) sont altérés, parallèlement à leurs clivages, en amas phyllito-albitique. A leur périphérie, ils présentent une couronne à albite, microcline rare, micas blancs et quelques biotites vertes, recristallisés en grains d'environ 200 μm. Les anciens plagioclases sont difficilement reconnaissables : ils correspondent vraisemblablement aux amas, plus grossièrement cristallisés (0,5 mm) à albite,

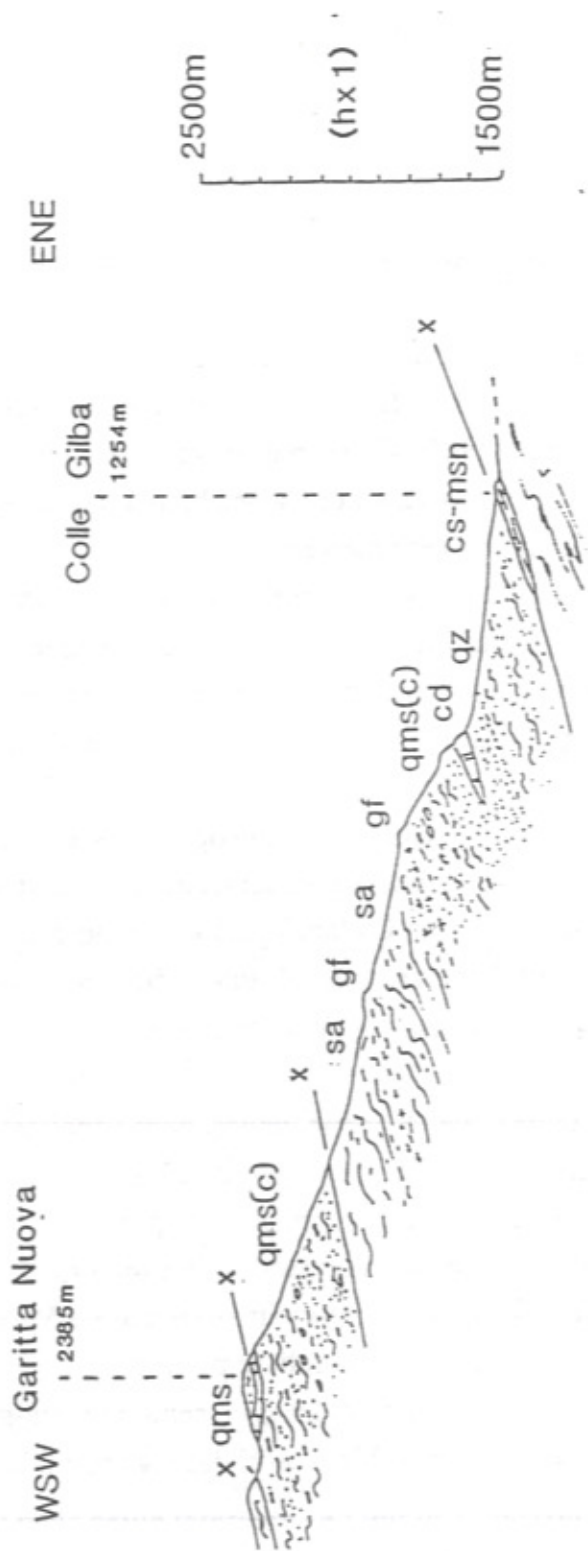


Figure II.18 : Les termes métasédimentaires de la formation permo-carbonifère de la Garitta Nuova (localisation : dépl. 2).

qz-cd : quartzite et calcaire dolomitique (Trias inférieur et moyen).
 qms(c) : quartzo-micaschiste massif, localement conglomératique (c) ou graphiteux, à ankérite, chloritoïde, disthène, zoïsite ou glaucophane.
 gf-sa : gneiss fins et micaschistes argentés, plus ou moins albitiques, à grenat, glaucophane et parfois zoïsite.
 cs-msn : caleschistes et micaschistes noirs du faisceau ophiolitifère.

épidote, sphène, mica blanc et rare biotite verte secondaire. Les anciens quartz magmatiques forment des plages à contour plus ou moins net, recristallisée en petits cristaux (env. 200 µm) engrenés et souvent déformés.

Dans le faciès plus déformé; les mêmes phénocristaux de feldspath potassique sont moulés par des lits micacés (phengite, biotite verte tardive rare, épidote) soulignant la foliation. La matrice s'organise en lits quartzeux et quartzo-albitiques à épidote. Les accessoires sont l'ilménite, le sphène, l'hématite et l'apatite.

Ces gneiss du M. Birrone ont été considérés comme d'anciens microgranites associés aux porphyroïdes rhyolitiques, et attribués au Permien s.l. (Michard et Vialon, 1965) par comparaison avec les faciès équivalents du Briançonnais (assise de la Ponsonnière, Fabre, 1958), de Ligurie ("bésimaudites", Bloch, 1965) et de Vanoise (granophyres du Mont Pourri, gneiss de l'Arpont et du Sapey, Ellenberger, 1958). Cependant, des études plus récentes en Vanoise ont montré que les gneiss du Mont Pourri, de l'Arpont (Bocquet, 1974) et du Sapey (Detraz, 1984) font partie du socle, laissant de ce fait la question de l'âge de nos gneiss du M. Birrone ouverte.

b) Le Permien détritique de la crête Colle Gilba-Garitta Nuova (fig II.18)

En série stratigraphique probable, renversée au-dessus des quartzites (Trias inf.) et lentilles de dolomies (Trias moyen), on observe de bas en haut :

- environ 200 mètres de quartzo-micaschistes ankéritiques à chloritoïde en plaquettes millimétriques et disthène (photo II.20) généralement indiscernable à l'oeil nu, localement conglomératiques ou graphiteux.

La matrice de la roche est formée de quartz en grains engrenés, peu déformés. La foliation est soulignée par des lamelles millimétriques de muscovite. Le chloritoïde, bleu-vert intense, est accompagné de disthène, millimétrique également ; ces deux minéraux sont dispersés dans la foliation, sans orientation préférentielle nette. Une chlorite verte peut se développer aux dépens du chloritoïde et du disthène dans des faciès plus déformés. Les accessoires sont l'ankérite en amas allongés, l'ilménite (seule ou en croissance sur rutile).

A ce faciès type sont associés des niveaux, d'épaisseur centimétrique, de composition chimique plus calcique : ce sont des lits quartzeux, à zoïsite et chloritoïde et riches en ankérite. Les zoïsites, de taille maximale millimétrique, sont systématiquement morcelées et leurs fractures sont remplies de muscovite et de paragonite. Ce sont ces mêmes micas qui soulignent la foliation.

*Dans certains niveaux plus sodiques, un glaucophane centimétrique peut remplacer le disthène.

- 550 mètres de schistes argentés et gneiss fins plus ou moins albitiques, à glaucophane et grenat.

Ces schistes présentent des lits à quartz-albite corrodée ± calcite alternant avec des lits phengitiques. De petits grenats (env. 250 µm) sont dispersés dans la foliation ou inclus dans de

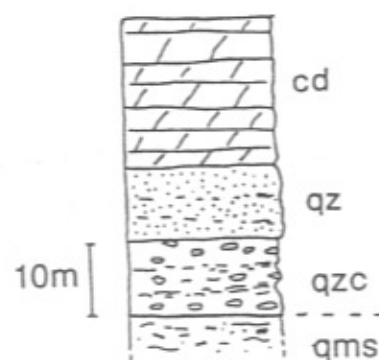


Figure II.19 : Colonne stratigraphique schématique du faisceau de Puy (localisation : dépl. 2), remise à l'endroit.

Les épaisseurs représentées sont maximales.
 qms : quartzo-micaschiste massif, à ankérite + chloritoïde ± disthène ± zoïsite ± glaucophane. (Permien).
 qzc : quartzite micacé conglomératique, à galets aplatis et étirés de quartz blanc (Permo-Trias).
 qz : quartzite massif verdâtre, contenant des lits plus schisteux (Werfénien).
 cd : calcaire dolomitique recristallisé (Aniso-Ladinien).

longues baguettes aciculaires (env. 5 mm) de glaucophane. Ces dernières sont boudinées et leurs fractures sont remplies de fibres brunâtres de mica blanc. Une chlorite verte, plus tardive, se forme aux dépens de l'amphibole bleue et des grenats. L'accessoire commun est le sphène.

- environ 400 mètres de quartzo-micaschistes ankéritiques à niveaux conglomératiques, identiques à ceux observés à la base de la coupe et répétés ici, probablement, à la faveur d'un écaillage de la série.

Cette alternance de pélites alumino-ferreuses et légèrement carbonatées (quartzo-micaschistes ankéritiques) et de faciès plus sodiques et calciques (micaschistes argentés et gneiss fins), constitue l'"association type" du Permien s.l. (et Permo-carbonifère) déjà décrite par Michard et Vialon (1965) dans cette même région (niveaux 7 à 9 de leur colonne stratigraphique).

E- LES ELEMENTS DE COUVERTURE MESOZOIQUE

On considère ici les termes dont l'âge mésozoïque ne fait guère de doute, tels que les quartzites ou les dolomies, termes triasiques classiques. Rappelons cependant que certains termes décrits plus haut comme polymétamorphiques (§ A : marbres de Rore et d'Isasca) furent considérés comme triasiques par Vialon (1966).

1) Les formations triasiques

Les formations classiques du Trias alpin, quartzites du Trias inférieur, calcaires dolomitiques du Trias moyen (et supérieur ?), sont représentées dans plusieurs écailles d'épaisseur hectométrique pincées au sein de la formation graphiteuse de Sanfront et d'âge permo-carbonifère probable (voir fig. II.16). On rencontre diverses écailles triasiques analogues coincées entre les unités à matériel polymétamorphique : c'est le cas de l'écaille quartzitique d'épaisseur modeste (2 m env.) prise dans le contact anormal unité I-unité II (route de Venasca). C'est surtout le cas de l'épais faisceau quartzo-dolomitique de Puy, qui forme la base de l'unité III. Des écailles quartzitiques sont également pincées dans le contact anormal marqué par le faisceau ophiolitifère de la basse Varaita (M. Fliur, cf. fig II.21 B et Piasco-Rossana, bas val Varaita). Ces écailles sont des constituants importants dans les formations permo-carbonifères, permienues et mésozoïques de l'unité de Dronero-Sampeyre : quartzites du Bric Mezzodie dans le Permo-Carbonifère du Valmala, quartzites et lentilles dolomitiques

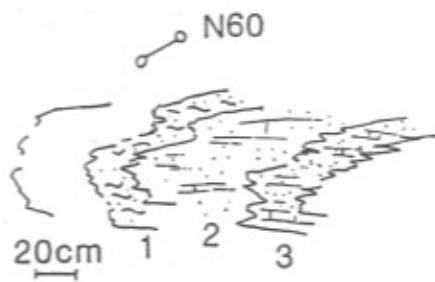
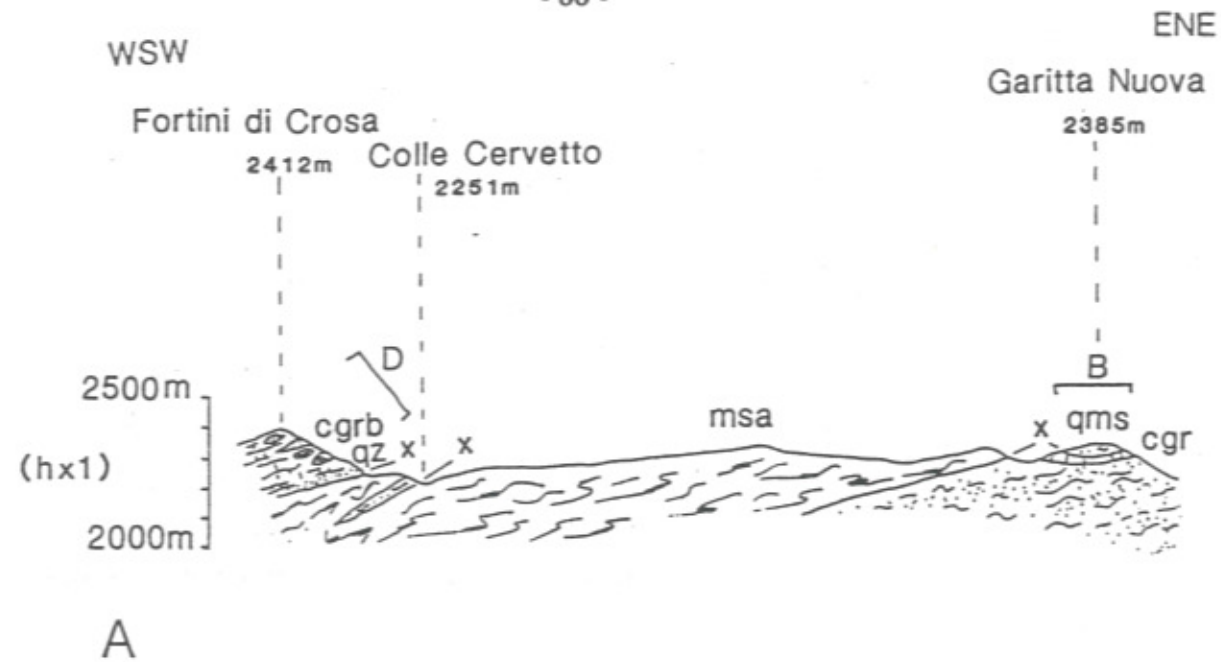


Figure II.20 : Les formations jurassico-crétacées dans les écaïlles de la Garitta Nuova (localisation : dépl. 2).

A : Coupe générale.
 msa : micaschiste amygdalaire (socle polymétamorphique)
 qms : quartzite-micaschiste massif à ankérite (Permien).
 qz : quartzite (Werfézien).
 cgr(b) : calcaire gréseux (cgr) à blocs (b) (Jurassique et Crétacé probable).

B : Détail de la formation de la Garitta Nuova.
 msa : micaschiste amygdalaire (socle polymétamorphique).
 qms : quartzite-micaschiste massif à ankérite (Permien).
 cgr : calcaire gréseux (Malm ?).

C : Détail dans les calcaires gréseux de la Garitta Nuova.
 1 : quartzite-micaschiste "reconstitué" à épidote.
 2 et 3 : calcaires gréseux ± micacés.

du Colle Gilba, écaïlles de quartzite à la base de la formation à blocs des Fortini di Crosa (§ 2).

La coupe, très typique, observée dans l'épais faisceau de Puy, sur le flanc sud-ouest du M. Ricordone, comporte les termes suivants (fig. II.19), en série renversée sous les quartzite-micaschistes argentés attribués au Permien (cf. § D2) :

- des quartzites micacés conglomératiques (10 mètres) à galets de quartz blanc (photo II.21) et grains de feldspath détritique.

En lame mince, on observe une alternance de lits quartzeux et quartzite-micacés (mica blanc). Les galets de quartz sont plus ou moins aplatis et présentent fréquemment une extinction onduleuse. Les grains de feldspath potassique détritique, de taille millimétrique, sont plus rares.

- des quartzites purs blanc-verdâtres (10 mètres), localement à lits quartzite-micacés ;

- des marbres plus ou moins dolomitiques (2 à 20 mètres).

Par comparaison avec les séries briançonnaises internes (Ellenberger, 1958 ; Lefèvre et Michard, 1976 ; Michard et Henry, 1988) et piémontaises externes (Michard et Vialon, 1965 ; Marthaler et al., 1986), les termes quartzitiques sont attribuables au Permien supérieur (quartzite micacé conglomératique) et au Trias inférieur (quartzite), tandis que les termes calcaro-dolomitiques peuvent être attribués au Trias moyen (Aniso-Ladinien).

2) Les formations jurassiques et crétacées

Nous avons observé sur la crête allant de la Garitta Nuova à l'est aux Fortini di Crosa à l'ouest (fig. II.20 A), dans un empilement d'écaïlles de micaschistes polymétamorphiques et d'écaïlles permo-mésozoïques, quelques termes carbonatés attribuables au Jurassique et au Crétacé.

a) La formation de la Garitta Nuova (fig. II.20 B et C)

Elle comporte (fig. II.20 B), au-dessus de quartzite-micaschistes à ankérite du Permien, quelques mètres de calcaire gréseux plus ou moins micacé, en bancs décimétriques, alternant avec des micaschistes argentés verdâtres "reconstitués" (fig. II.20 C).

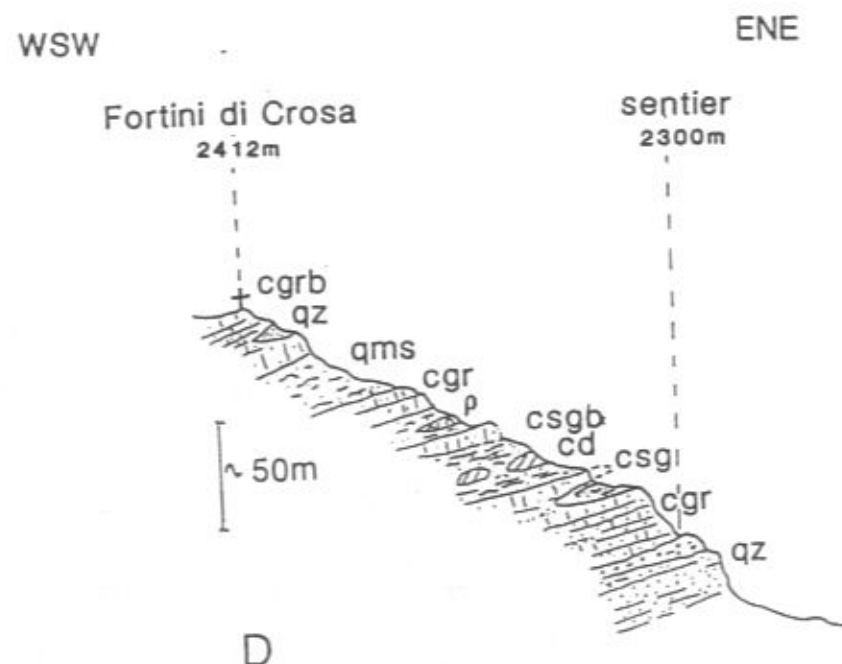


Figure II.20 : Les formations jurassico-crétacées dans les écaïlles de la Garitta Nuova (localisation : dépl. 2).

D : La formation à blocs des Fortini di Crosa.
 qz : quartzite (Werfénien).
 qms : quartzo-micaschiste chloriteux.
 cgr(b) et csgr(b) : calcaires gréseux et calcschistes gréseux à blocs (b) de dolomie (cd), quartzite (qz) et lentilles de prasinites (π).

Les micaschistes présentent l'association minérale suivante : micas blancs et quartz en lits soulignant la foliation, quelques chlorites vertes, prismes millimétriques de clinozoïsite, apatite, calcite rare, petites plaquettes (env. 100 μm) d'hématite.

Cette succession pourrait correspondre à celle du Malm transgressif sur un socle siliceux anté-Trias moyen, caractéristique de la colonne stratigraphique de l'Ultrabriançonnais des Alpes Occidentales (Debelmas et Lemoine, 1957 ; Lefevre et Michard, 1976 ; Michard et Henry, 1988). Cependant, les calcaires gréseux associés à des micaschistes "reconstitués" sont également fréquents et caractéristiques dans les formations du Crétacé supérieur (?) du domaine piémontais externe (§ b). De plus, au sud de la Varaita, la même unité tectonique (Unité de Sampeyre : Michard, 1967 ; Vialon, 1966) supporte des calcaires épais (M. Ratscias) dont les caractères, différents de ceux de l'Ultrabriançonnais, en font une série à affinité piémontaise liasique (Michard, 1967) ou crétacée (?). On pourrait en observer ici la base transgressive.

b) La formation des calcaires à blocs des Fortini di Crosa (fig. II.20 D)

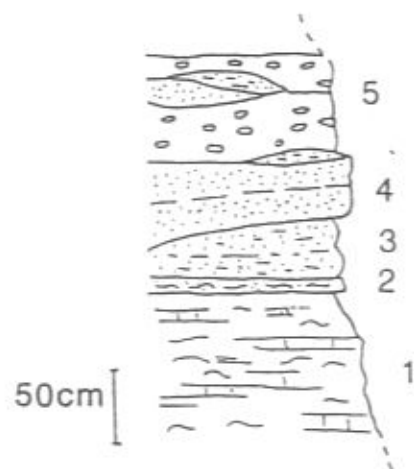
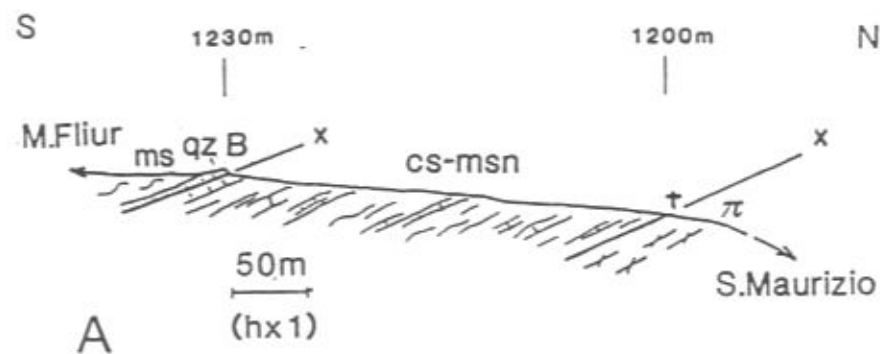
Sur 150 mètres d'épaisseur environ, la succession observée présente les termes suivants de bas en haut :

- 20 mètres de quartzite pur, surmonté de 1 à 5 mètres de quartzite micacé grossier ;
- environ 80 mètres de calcaire et calcschiste gréseux contenant des blocs métriques à plurimétriques de dolomie saccharoïde et des lentilles de prasinite ;
- 25 mètres de quartzo-micaschiste plus ou moins chloriteux ;
- 30 mètres de calcaire gréseux à blocs de quartzite.

Cette formation de calcaire à blocs surmontant un niveau quartzitique peut être assimilée :

- à certains termes des coupes décrites par Caron dans la partie nord-occidentale du massif Dora-Maira : niveau δ de la coupe de Sellaries (1977, p.119), niveau β de la coupe de Cresta Belvedere (1977, p.120-121) ;
- à la formation 3 des coupes de Crotte et de Foresto, à foraminifères du Crétacé supérieur basal décrite par Marthaler et al. (1986) en Dora-Maira septentrional et rapportées au domaine Piémontais externe ;
- à la formation de calcschistes et brèches de Pian del Re (haut val Pô) observée par Philippot (1988, p.52).

Selon les auteurs cités, ces séries réduites à blocs se sont déposées sur le bord oriental de la marge européenne permo-triasique en cours de démantèlement. Ce type de série à également été décrit comme couverture du massif du Mont-Rose (Marthaler,



B

Figure II.21 : Coupe dans les calcschistes et micaschistes noirs de la base du M. Fliur (localisation : dépl. 2).

A : Coupe générale.

cs : calcschistes.

msn : micaschistes noirs à lits quartzo - ankéritiques, à grenat et tourmaline (Crétacé inf.-moyen ?)

qz : quartzite permo-triasique.

π, ms : porphyroïdes et micaschistes (Permo-carbonifère).

B : Détail du toit de la formation.

1 : calcschiste massif gris sombre.

2 : micaschiste sombre altéré, à bandes de quartz et tourmalinifère.

3 : quartzite micacé vert lité, à rares feldspaths et tourmaline.

4 : quartzite pur massif.

5 : quartzite conglomératique, à galets étirés de quartz blanc.

1984). Cependant, au sud de la Varaita, ces calcaires à blocs sont perchés au-dessus du faisceau ophiolitifère de Celle-Macra qui les sépare du "Dora-Maira" (unité de Sampeyre). De plus, des termes analogues sont décrits en val Grana, au toit des Schistes Lustrés à soubassement triasico-liásique épais (couches de Valliera attribuées au Dogger sup.- Malm inf. : Michard, 1967). On peut donc envisager pour ces faciès à blocs un dépôt à cheval sur des "hauts-fonds quartzitiques" et un bassin calcaire.

F- LE FAISCEAU OPHIOLITIFERE DE LA BASSE VARAITA

C'est le seul ensemble à matériel océanique dans l'emprise du terrain étudié. Il constitue un jalon structural remarquable au sein de terrains cristallins, polymétamorphiques pour la plupart.

1) Extension et constitution

Le faisceau ophiolitifère forme une bande quasi-continue, orientée est-ouest, en rive droite de la Varaita ; il traverse la vallée et s'infléchit vers le nord à la hauteur de Rore à l'ouest et de Venasca à l'est. Essentiellement calcschisteux et d'épaisseur modeste (moins de 200 m) à l'ouest, le faisceau s'épaissit vers l'est par ajout à sa base d'une puissante barre de roches vertes et par intercalation locale d'écaillés de Permo-Carbonifère : son épaisseur peut atteindre alors plus de 500 mètres. Trois coupes présentant les variations d'épaisseur et d'assemblages lithologiques sont présentées ci-dessous.

a) Les calcschistes du M. Fliur (fig. II.21 A)

Sur une centaine de mètres d'épaisseur, entre des porphyroïdes permo-carbonifères de l'unité du Ricordone et des micaschistes permo-carbonifères de l'unité de Dronero, s'observe une alternance monotone de calcschistes et de micaschistes noirs pauvres en carbonates ; le toit de la formation est marqué par un ensemble d'écaillés de quartzites permo-triasiques (fig. II.21 B).

Le calcschiste type est formé de lits lenticulaires contenant des proportions variables de phyllites (mica blanc, chlorite), carbonates (calcite, ankérite) et quartz. Les accessoires sont le

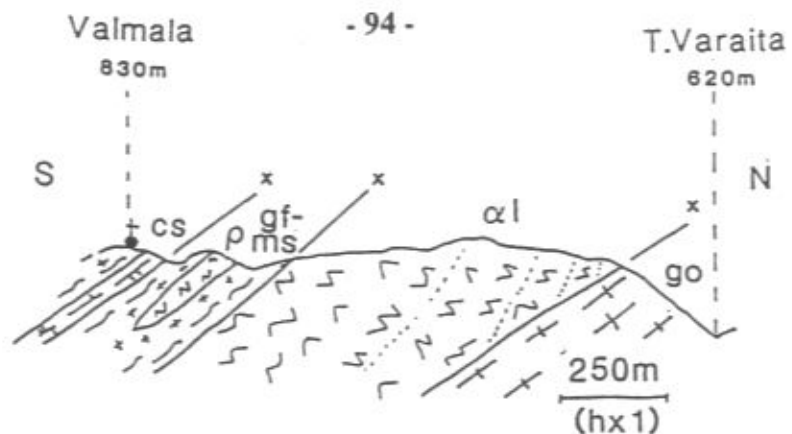


Figure II.22 : Coupe de la formation ophiolitifère en bas Valmala (localisation : dépl. 2).

Schistes lustrés : αl : amphibolites litées. cs : calcschistes.
Permo-Carbonifère : gf-ms : gneiss fins et micaschistes. ρ : roche verte prasinitique.
go : gneiss ocellés (formation de Melle).

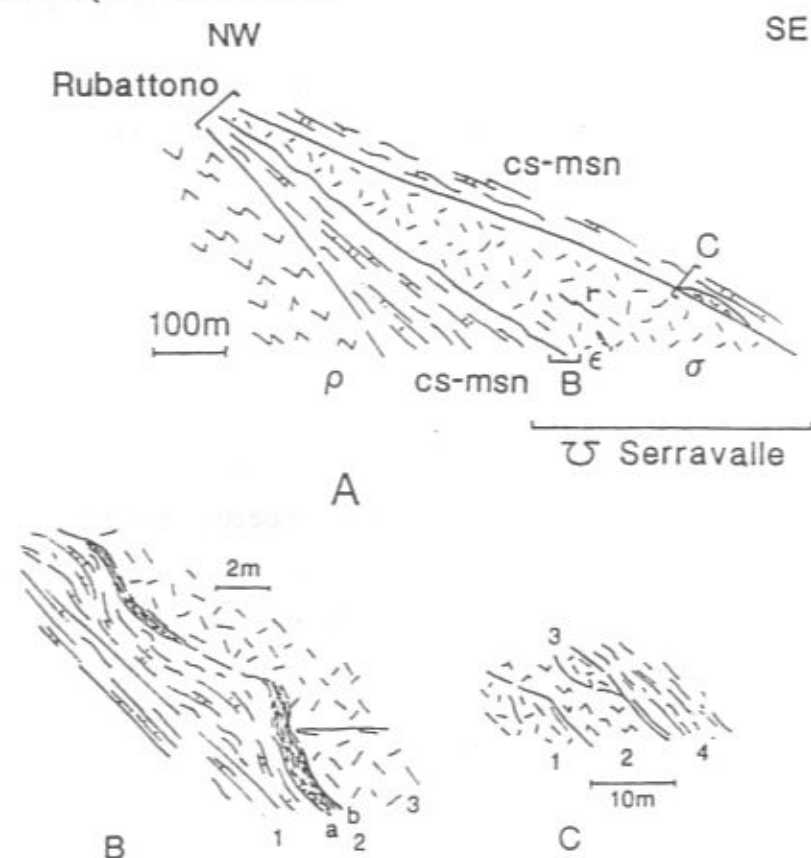


Figure II.23 : Coupe dans l'unité ophiolitique à serpentinite de Serravalle (localisation : dépl. 2).

A : Coupe schématique de la lentille.
ρ : roche verte prasinitique.
cs-msn : calcschistes et micaschistes noirs.
σ : serpentinite, à filon de rodingite (r) et de gabbro (ε).

B : Détail du mur de la lentille.
1 : calcschistes à grenats et sulfures, ondulés au contact des serpentinites.
2 : niveau métrique formant le contact calcschistes-serpentinites : a : matériau brun terreux - b : fibres d'amiante.
3 : péridotite serpentinisée.

C : Détail du toit de la lentille.
1 : serpentinite.
2 : prasinite à albite ocellaire.
3 : serpentinite blanchâtre.
4 : calcschistes décarbonatés limonitiques.

grenat, le chloritoïde, la tourmaline, la zoisite souvent morcelée, l'ilménite et le sphène. De la matière organique (graphite) peut imprégner localement la roche, et s'accompagne parfois de biotite.

Le micaschiste noir est une quartzo-phyllade (mica blanc, chlorite, rare biotite) à grenat et graphite toujours présents. Les carbonates (ankérite essentiellement) sont rares, voire absents. Les accessoires sont le sphène, l'ilménite et la tourmaline.

b) Les roches vertes, micaschistes et calcschistes du bas Valmala (fig. II.22)

On observe, sur 700 mètres d'épaisseur environ, la superposition :

- 450 mètres d'amphibolites litées, à niveaux (filons ?) sombres et niveaux leucocrates riches en micas blancs. La texture parfois sub-équante de la roche lui donne un aspect gabbroïque.

Dans l'amphibolite type, claire, le fond de la roche est formé d'albites amiboïdes quasi-jointives de taille millimétrique. Quelques % de quartz en cristaux polygonaux (100 à 400 μm) remplissent les méats. Les albites, poecilitiques, incluent des amphiboles zonées (coeur altéré brunâtre, bord vert), des grains de zoisite, quelques grenats disloqués, du sphène, de la chlorite et de rares micas blancs.

Les filons sombres, microgrenus, présentent souvent une zone centrale plus claire et plus grossière.

La zone sombre est formée essentiellement d'amphiboles enchevêtrées. Le grain moyen est de l'ordre de 300-400 μm. Les amphiboles présentent une zonation similaire à celles de l'amphibolite type : zone centrale bleue, plus ou moins transformée, en son coeur, en produit brunâtre ; bordure verte. Les phyllites (mica blanc, biotite, chlorite) sont peu abondantes. Les accessoires sont la zoisite, l'hématite, le sphène, l'ilménite sur rutile.

La zone centrale claire possède une texture grenue avec albite poecilitique semblable à celle de l'amphibolite type, mais ici, le quartz est absent et remplacé par de la calcite (< 10%). Inclus dans le fond albite-calcitique, on retrouve : mêmes amphiboles zonées, mica blanc, sphène et rutile, zoisite fréquente en prismes atteignant souvent le millimètre, biotite et chlorite rares.

Les niveaux leucocrates, quant à eux, présentent une matrice quartzo-albitique granoblastique orientée. L'albite, en plages millimétriques à contours corrodés, contient des inclusions de mica blanc et d'épidote. La foliation est soulignée par des micas blancs et des épidotes zonées (zoisite avec bordure étroite de clinozoisite).

- 200 mètres de micaschistes et gneiss fins à lentilles de prasinites (Permo-Carbonifère probable) ;
- une vingtaine de mètres de calcschistes.

c) Le complexe à serpentinites de Serravalle (fig. II.23)

Une coupe le long de la route en aval de Venasca montre la superposition suivante de bas en haut :

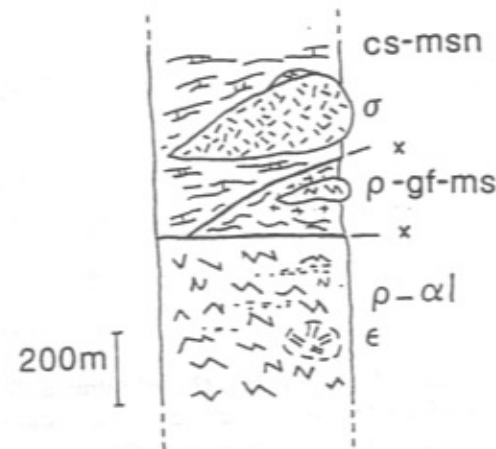


Figure II.24 : Colonne lithologique schématique du faisceau ophiolitifère de la basse Varaita.

Schistes lustrés : αl : amphibolites litées. ε : gabbros. cs-msn : calcschistes et micaschistes noirs.
 Permo-Carbonifère : gf-ms : gneiss fins et micaschistes. ρ : roche verte prasinitique.

- environ 250 mètres de prasinites massives ou schisteuses ;

Les prasinites schisteuses présentent une foliation soulignée par de l'amphibole zonée (coeur bleu, bordure verte), de la chlorite et quelques biotites brun-vert. Cette foliation limite des lentilles millimétriques à zoïsite, clinozoïsite, albite, quartz et sphène.

- calcschistes et micaschistes noirs (50 à 250 m) ;

- péridotite serpentinisée (200 m d'épaisseur maximale) à rares filons de rodingite et métagabbros amphibolitiques probables ;

C'est macroscopiquement que la texture équante de certaines amphibolites évoque le plus une roche gabbroïque. Les transformations métamorphiques complexes ayant affecté la roche rendent en effet les sites des minéraux magmatiques difficilement reconnaissables au microscope. Néanmoins, une texture équante à plages claires et plages vert sombre ressort nettement.

Les plages claires (anciens plagioclases) sont constituées d'un enchevêtrement de cristaux millimétriques d'épidote (zoïsite essentiellement), micas blancs, chlorite et quelques amphiboles bleues altérées, à bordure verte, dans un fond albitique.

Quelques plages quadrangulaires de 5 mm environ, à zone centrale incolore, pourraient représenter les anciens pyroxènes magmatiques. La zone centrale est constituée essentiellement de quartz, en cristaux de 300 μm maximum. Dans la zone périphérique, complexe, dominent les grenats, en granules de 100 μm, associés à une amphibole vert sombre très finement cristallisée. Sont également présents dans ces plages un mica blanc, une biotite et une chlorite, ainsi que les amphiboles bleues altérées, à bordure verte.

Le même type d'amphibole métamorphique se retrouve dispersée dans la roche, en grandes lattes de plusieurs millimètres de long. Une biotite, associée à une phase fine verdâtre (amphibole tardive ?), s'insinue dans les fréquentes fractures transversales du minéral ; cette même association constitue les zones altérées brunâtres au centre de l'amphibole bleue.

- calcschistes et micaschistes noirs ; ceux-ci se poursuivent en basse Varaita, où ils s'associent aux écaïlles dolomitiques et quartzitiques de Piasco-Rossana.

2) Discussion

Dans l'ensemble du faisceau tectonique considéré, on peut schématiquement reconnaître la superposition de deux membres ophiolitiques, séparés par un contact tectonique où s'intercale localement une écaïlle de Permo-Carbonifère (fig. II.24).

Le membre inférieur est constitué d'amphibolites massives et de prasinites, et contient localement des reliques de métagabbros (rive droite de la Combale Bruïdo au sud-ouest de Venasca, Serravalle).

Le membre supérieur, à dominante métasédimentaire, comprend des calcschistes et des micaschistes noirs : cette association de niveaux riches en matière organique alternant avec des niveaux carbonatés peut être comparée aux "phyllades noires" et calcschistes des Schistes Lustrés des vals Maira et Grana (en particulier, partie inférieure des couches du M. Cialme : Michard, 1967), du Crétacé inf.-moyen probable. Plus loin, cette association est décrite dans les Schistes lustrés liguro-piémontais du

Queyras (formation crétacée moyen de l'Alpe Crosenna de l'Unité Océanique Médiane : Lagabrielle, 1987). La présence de lentilles de serpentinite dans ce membre calcschisteux peut s'interpréter de deux manières :

- ou bien il s'agit de lentilles incluses tectoniquement dans les calcschistes ; la position structurale de la formation dans un contact anormal majeur parle en faveur de cette hypothèse ; les ondulations du contact calcschistes-serpentinites au mur de la lentille de Serravalle (fig. II.23 B) et à son toit (fig. II.23 C, avec insertion de copeaux de prasinites et de serpentines dans le contact) représenteraient des effets de boudinage (cf. Tricart et Lemoine, 1986) ;

- ou bien ces lentilles représentent des olistolites (ultérieurement repris par la tectonique), comme il en existe en particulier dans les calcschistes de l'Unité Océanique Médiane (formation du Bric Bouchet, Lagabrielle, 1987).

En définitive, l'existence d'un domaine océanique à l'origine d'une large part du matériel constituant le faisceau ophiolitifère de la basse Varaita est certaine. Le problème de la mise en place de ce matériel au sein des écailles de matériel continental sera bien sûr un point important à discuter (chap. V).

Chapitre III

ETUDE STRUCTURALE : LES DEFORMATIONS ET LEUR SUCCESSION

Ce chapitre est écrit dans l'optique d'apporter des éléments de réponse à la question fondamentale : "quels mécanismes ont permis la remontée des unités de très haute pression ?", autrement dit : "quelle est l'évolution tectonique des unités éclogitiques, et en particulier de l'unité de THP (unité I) ? Cette évolution est-elle comparable à celle des unités non éclogitiques ? A partir de quand ces unités ont-elles eu une évolution tectonique commune ?"

Dans un premier paragraphe (A), il nous a paru important d'étudier la disposition générale des éléments structuraux (foliation, linéations, plis, sens de cisaillement). Cette première approche, à grande échelle, doit nous livrer des informations sur la généralité ou non des structures enregistrées par les différentes unités tectoniques. Elle doit également nous aider à établir une chronologie des contacts.

Dans les paragraphes suivants (B à D) nous développerons l'analyse méso- et micro-structurale de roches types dans les diverses unités tectonométamorphiques. Cette étude à petite échelle nous permettra de préciser et de comparer les déformations enregistrées par les différentes unités tectonométamorphiques, et en particulier d'établir des relations déformation - cristallisation métamorphique.



A- DISPOSITION GENERALE

1) La foliation régionale

Dans le secteur étudié, la structure la plus évidente consiste en une foliation régionale (Sf), qui correspond au feuilletage principal dans les schistes cristallins. Elle est polyphasée et localement polycyclique. Cette structure planaire hétérogène est une schistosité cristallophyllienne (Hobbs et al., 1976), définie par :

* un litage minéralogique combiné à une disposition planaire des minéraux dans le litage ou avec une faible obliquité sur lui ;

** une organisation lenticulaire complexe (au moins à l'échelle du microscope), liée à une structuration de type mylonitique. Pour définir les différents plans de cette foliation mylonitique, nous utiliserons la nomenclature maintenant classique (Berthé et al., 1979 ; Platt et Vissers, 1980) et dont les points essentiels sont les suivants :

- le plan de foliation régionale Sf est un plan de cisaillement : il sera noté C sur les figures visant à analyser la déformation ; deux plans C adjacents définissent un microlithon ;

- la foliation interne aux microlithons et engendrée par le cisaillement sur Sf (= C) est notée S. Elle est matérialisée par l'orientation préférentielle de forme de minéraux pré-existants ou néoformés. Les plans S sont assimilables au plan XY d'aplatissement maximum fini à l'intérieur des microlithons, tandis que Sf est assimilable au plan XY d'aplatissement maximum fini à l'échelle régionale (Traegus, 1983) ;

- les plans (bandes) de cisaillement associés, obliques sur Sf, synthétiques (Riedel) ou antithétiques (conjugés), sont respectivement appelés C' et C''.

Sur le dépliant 4 sont reportés les directions et pendages (mesurés) des plans de la foliation régionale. En pointillé, j'ai représenté les trajectoires cartographiques de cette foliation, qui correspondent à l'intersection des plans de schistosité avec la topographie. Notons que ces trajectoires de foliation contiennent une part d'interprétation dans leur tracé et peuvent donc être sujettes à discussion. Elles ont néanmoins le double mérite de donner un aperçu de l'allure générale de la foliation et de rendre compte des relations de la schistosité avec les contacts tectoniques principaux (troncature ou parallélisme).

L'analyse de la carte des foliations (dépl. 4), complétée par celle des canevas de Wulff (dépl. 6), met en évidence les points suivants :

i. une structure générale en demi-dôme asymétrique, à pendage oriental fort à l'est (cf. canevas 3), moyen et à dominante sud au sud (canevas 8), sub-horizontale avec léger pendage occidental à l'ouest (canevas 1 et 2a). Cette structure majeure, d'une vingtaine de kilomètres dans sa plus grande largeur, correspond au périclinal sud du massif Dora-Maira (cf. Vialon, 1966).

Cette architecture est compliquée par :

- un bombement annexe en Val Varaita, entre Frassinio et Rore (cf. coupe n°3a dépl. 2) : la foliation, ici crénulante et de direction moyenne est-ouest, pend faiblement au sud en rive sud, au nord en rive nord (canevas n°6). L'axe du bombement n'est pas clairement déterminable, mais certainement proche de l'est-ouest, avec un léger plongement à l'est.

- des plis mineurs d'ampleur hectométrique, à l'intérieur même des formations (rive nord du bas val Gilba par ex.) ou affectant leurs contacts (falaises sud du M. Ricordone) ; on y revient au paragraphe suivant (§ 2).

- des failles tardives verticales, de direction N-S (val Pô et bas val Varaita) et N30 (Frassinio), décalant systématiquement le compartiment occidental vers le nord par un jeu d'affaissement (près de 300 m en val Pô), éventuellement combiné à un décrochement dextre. Ce type de failles est très répandu vers le sud jusqu'en Ligurie et dans le Mercantour (carte géologique de la France au 1/250.000e, feuille Gap, 1980), mais est absent vers le nord.

ii. un parallélisme, dans de nombreux cas, des traces de foliation avec les limites lithologiques et tectoniques : c'est par ex. le cas pour les limites lithologiques Rore-Chiaronto et Chiaronto-Melle en val Varaita (Frassinio, unité II). Un tel parallélisme des traces de foliation s'observe également de part et d'autre de certains contacts tectoniques, par ex. celui de Sanfront-Pinerolo/unité I en haut val d'Isasca.

Ce parallélisme parle en faveur de contacts syn-foliaires.

iii. des zones particulières de perturbation ou d'intersection des différentes traces :

- la foliation peut recouper des contacts lithologiques, comme celui de Parigi-Isasca en rive nord du bas val Gilba (unité I) : il s'agit ici d'un contact lithologique précoce, intrusif ou stratigraphique.

- des troncatures à angle faible de la foliation de part et d'autre d'un contact tectonique sont courantes : il pourrait s'agir de troncatures ou obliques avec raccord tangentiel (indétectable) de type zone de cisaillement (syn-foliaire) à gradient hétérogène. De telles obliques s'observent en plusieurs points du contact basal de l'unité II, en particulier au niveau du confluent Varaita-Gilba : ici, la troncature des

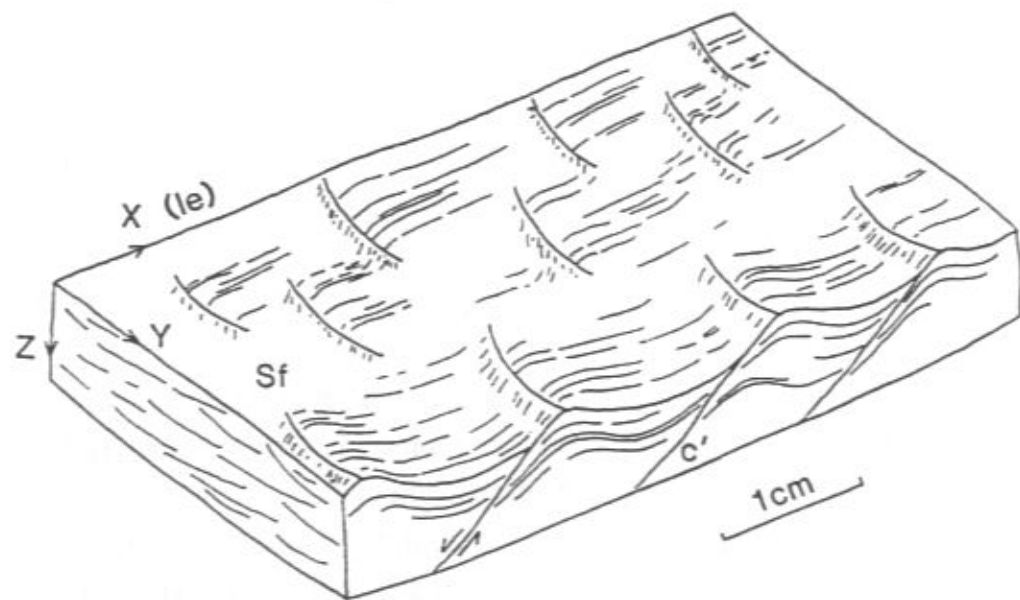


Figure III.1 : La linéation d'étirement phylliteuse dans les différents plans de la déformation finie.
 Plan XY = Sf : la linéation de striation phylliteuse (le) se développe perpendiculairement à la trace "en croissant" des plans C'.
 Plan XZ : structures C-C' mettant en évidence un sens de cisaillement, ici sénestre, contemporain du développement de la linéation.

foliations sous le contact semble la conséquence de l'amincissement et de la disparition de la formation lenticulaire des mylonites de Gilba (voir aussi carte géologique, dépl. 1).

- des troncatures nettes (angle fort) s'observent essentiellement dans les parties supérieures occidentales de l'édifice : c'est le cas du contact basal de l'unité III au M. Ricordone, sécant sur la foliation des gneiss de Melle sous-jacents (unité II) et sur celle des micaschistes sus-jacents (unité III). De telles troncatures sont également répandues au niveau du contact basal du faisceau ophiolitifère, aussi bien en rive sud du val Varaita (r. d. du Valmala, cf. coupe n° 5a dépl. 2 ; sud de Melle) que sur la crête du M. Ricordone. Ces troncatures à angle fort des traces de foliation par la trace des contacts, parlent en faveur de contacts post-foliaires (syn-foliaires repris p. p.).

iv. La chronologie des contacts suivante peut être établie à partir des données précédentes (cf. dépl. 4) :

1. contacts stratigraphiques anté-foliaires, largement repris (voir aussi chap. II) : traits pleins vierges sur la carte ;
2. contacts tectoniques syn-foliaires : triangles pleins sur la carte ;
3. contacts post-foliaires (syn-foliaires repris p.p.) : triangles vides sur la carte.

2) Les linéations et les plis

a) Les linéations

La foliation régionale analysée au paragraphe précédent porte une (des) linéation(s) en général bien exprimée(s). Le plus souvent, il s'agit d'une linéation d'étirement minéral ou de striation pénétrative, visible sur tous les plans Sf (fig. III.1). Elle est en général matérialisée par phengites, fibres de quartz et parfois chlorite, i. e. par des minéraux rétrogrades (sauf l'exception des linéations éclogitiques : § iv infra et § C). Localement, dans les roches plissées, c'est aussi une linéation d'intersection ou de crénulation fine. Cette linéation intense marquant un étirement moyen ($X/Y = 1.03$ à 1.40 dans les orthogneiss : Philippot, 1988) matérialise, dans chaque secteur, la direction de cisaillement (transport) sur la foliation mylonitique.

L'analyse de la carte des éléments structuraux (dépl. 5) et de leurs relations (canevas de Wulff : dépl. 6) permet de mettre en évidence les points suivants :

i. une dominance des linéations "transverses" dans toutes les unités tectono-métamorphiques : ces linéations, assez bien réglées et de direction moyenne N70, sont surtout développées dans la moitié est (canevas n° 3 et 4) et dans le nord (canevas n° 2, 9 et 10) du secteur.

ii. une zone à linéations "croisées" : ces structures apparaissent en val Varaita, entre Melle et Rore, dans toutes les unités tectono-métamorphiques présentes (II, III, faisceau ophiolitifère et Dronero-Sampeyre). On y distingue deux directions de linéation : la direction régionale transverse, et une direction locale plutôt sub-méridienne, de direction moyenne N30 (canevas n° 8a et 5). Dans la zone affectée par le bombement annexe (cf. § 1), on observe une dispersion beaucoup plus grande des directions de linéation (canevas n° 6) ; il en est de même pour les axes de plis dans cette région (cf. infra). Cette dispersion peut s'expliquer par une réorientation partielle des axes lors du bombement (tardif).

iii. une zone à linéations peu marquées à l'ouest du secteur (unités II et Dronero-Sampeyre, région du M. Ricordone). Cette "zone clairsemée" de la carte est pour une petite part liée à des lacunes d'observation (région de Sampeyre : notons que Philippot (1988) y décrit quelques linéations de direction subméridienne). Mais on doit surtout l'expliquer par un mauvais enregistrement des linéations du fait d'une déformation où l'aplatissement l'emporte sur l'étirement.

iv. quelques linéations (et foliations) éclogitiques reliques : elles apparaissent localement dans l'unité I, près du village d'Isasca (formation variée) et en bas val Gilba (formation des gneiss fins de Parigi), ainsi que dans l'unité II, au nord-est de Frassino (formation variée de Rore). La direction de la linéation précoce est très dispersée : NNW-SSE près d'Isasca et de Frassino, N-S à E-W en bas val Gilba (cf. canevas n°8b). La foliation éclogitique moyenne, quant à elle, est d'orientation peu différente de celle de la foliation régionale (canevas n° 8b et 7a). Notons qu'hormis quelques glaucophanes orientées dans le Permien de Sampeyre (malheureusement observées sur des blocs), aucune linéation de haute pression n'a été mise en évidence dans les unités non éclogitiques.

b) Les plis

Dans le secteur étudié, deux types de plis, de taille centimétrique à hectométrique, ont été mis en évidence :

- des plis de cisaillement, intrafoliaires et isoclinaux. Leur plan axial, souvent parallèle à la foliation régionale, peut être faiblement oblique sur celle-ci, mais se raccorde toujours à elle. Selon l'intensité du cisaillement et/ou la précocité de ces plis, on observera, soit des charnières dilacérées par la foliation (zone de pli isoclinal ou pli précoce), soit un enroulement de la foliation par le pli (zone de pli plus ouverte ou pli plus tardif). Ces plis synfoliaires (syn-Sf) déforment localement une foliation éclogitique relique (cf. * sur dépl. 5 et § C). Notons encore que de tels plis affectent des contacts lithologiques : c'est le cas du contact gneiss fins de Chiaronto - orthogneiss de Melle (unité II) en val Varaita (cf. chap. II B) ; ce pourrait être le cas du contact gneiss fins de Parigi - formation variée d'Isasca (unité I) en rive sud du Pô, comme le suggère la présence des mêmes gneiss fins de part et d'autre de la série variée, ainsi que l'observation de plis en cascade dans les gneiss de Parigi (photo III.1).

- des plis postfoliaires (ou tardifoliaires), assez ouverts, enroulant eux-aussi la foliation régionale. Leur plan axial est en général fortement oblique sur la foliation régionale et plus penté que cette dernière (cf. canevas n° 4c et 1b, dépl. 6).

Les axes (direction et sens de plongement) des deux types de plis ont été reportés sur la carte des éléments structuraux (dépl. 5) et analysés sur des diagrammes de Wulff (dépl. 6). De ces documents, il ressort :

i. une présence générale des deux types de plis (syn- et post-foliaires) dans toutes les lithologies et dans toute la pile structurale, aussi bien à l'intérieur des unités que près des contacts tectoniques mylonitisés.

On note cependant une nette prédominance des plis précoces synfoliaires dans les unités profondes (Sanfront-Pinerolo, I et II), alors que les plis tardifs (postfoliaires) ont été enregistrés préférentiellement dans les unités hautes (III : masse du Ricordone, Dronero-Sampeyre : Valmala).

ii. un parallélisme fréquent des axes intrafoliaires avec la direction de la linéation régionale : ce parallélisme est net à l'est (canevas n° 2b, 3, 7b et 4c), au nord (canevas n° 2b et 10) et à l'ouest (canevas n° 1) du secteur. Au contraire, les axes intrafoliaires sont dispersés :

- dans la région affectée par le bombement annexe, entre Frassino et Rore (axes N30 à N140, cf. canevas n° 6), au même titre que les linéations ;

- localement dans l'unité I, dans les marbres d'Isasca (canevas n° 7a) : ici, la dispersion est essentiellement due à la faible compétence des roches affectées, propice au développement d'axes désordonnés et d'axes courbes. De plus, le même symbole regroupe parfois des plis intrafoliaires précoces avec des plis vraisemblablement plus tardifs : c'est le cas dans les marbres de la Cresta Monforte, où l'on peut observer des plis précoces, d'axe N130, à charnière dilacérée par la foliation régionale, et des plis synfoliaires plus tardifs, d'axe N80, qui enroulent la même foliation régionale.

Ce parallélisme des axes de plis et des linéations indique généralement une déformation à forte composante rotationnelle, leur direction correspondant alors à la direction du cisaillement, ou direction de transport tectonique (Shackleton et Ries, 1984).

iii. une direction des axes post- et tardi-foliaires plutôt subméridienne (canevas n° 7a, 2b, 1, 6a), sauf en Valmala (unité de Dronero-Sampeyre, canevas n° 4c) et localement dans les unités éclogitiques (mylonites de Gilba, canevas n° 8a ; série variée de Rore, canevas n° 3b).

3) Les sens de cisaillement

Les critères cinématiques de sens de cisaillement sur la foliation mylonitique sont visibles sur le terrain et/ou en lames minces, en section XZ, parallèle à la linéation régionale.

Les critères les plus largement utilisés nous sont donnés par les intersections de foliations S-C et C-C' (voir § 1 ; fig. III.1 ; Berthé et al., 1979 ; Platt et Vissers, 1980 ; Boyer, 1984) : elles ont l'avantage de fournir des sens de cisaillement fiables et de se développer dans de nombreuses lithologies (gneiss fins et ocellés, schistes).

D'autres critères cinématiques nous ont servi localement :

- les orientations préférentielles de forme (et de réseau) dans des bandes de quartz (Turner et Weiss, 1963 ; Lister et Snoke, 1984). Ces fabriques de réseau n'ont été utilisées que qualitativement ;

- le boudinage synthétique ou antithétique de minéraux (Simpson et Schmid, 1983 ; Lister et Snoke, 1984) : feldspaths potassiques des gneiss ocellés et des méta-arkoses, micas ;

- l'asymétrie créée par la recristallisation dynamique des minéraux en queues porphyroclastiques (Simpson et Schmid, 1983 ; Lister et Snoke, 1984) : "poissons de mica", feldspaths, quartz détritiques. Cette asymétrie peut être obscurcie par le développement de zones d'ombre abritée.

- les phénoblastes hélicites (rares albites) ; notons que ces structures peuvent indiquer des sens de cisaillement ambigus du fait de la rotation plus ou moins importante des blastes (Simpson et Schmid, 1983), et sont donc à utiliser avec prudence.

Sur le dépliant 7 sont représentés les sens de cisaillement contemporains de la linéation régionale. Il ressort :

i. une nette dominance des mouvements à vergence WSW dans l'ensemble du bâti. Ces mouvements sont spécialement bien enregistrés aux abords des grands contacts mylonitiques : unité SP-unité I, unité I-unité II et unité II-faisceau ophiolitifère en basse Varaita.

ii. une juxtaposition, dans la région de Frassino, de mouvements à vergences opposées. A ce propos, il est intéressant de noter les points suivants :

- les cisaillements à vergence occidentale se font parallèlement à la linéation régionale N70, alors que les mouvements à vergence orientale sont associés à la linéation locale N30 ;

- en rive sud de la Varaita, les cisaillements vers le nord-est se développent dans toute la pile structurale présente, depuis l'unité II jusqu'à l'unité sommitale de Dronero-Sampeyre.

Le problème se pose de savoir si la linéation N70 est antérieure, contemporaine ou postérieure à la linéation N30. Des éléments de réponse seront apportés dans les paragraphes suivants, par l'étude des paragenèses minérales associées à chacune de ces linéations.

iii. des sens de mouvement ambigus ubiquistes, mais plus spécialement développés dans la région occidentale, où l'on avait déjà noté un enregistrement très médiocre de la linéation régionale. Ces mouvements ambigus se matérialisent dans les roches essentiellement par des structures C-C'-C'' symétriques et traduisent un régime de déformation où l'aplatissement domine.

4) Résumé et questions

La structure du Dora-Maira méridional est essentiellement définie par un épisode de déformation régionale, responsable de la foliation mylonitique régionale sub-parallèle aux limites tectono-métamorphiques. Cette foliation porte une linéation d'étirement net, de direction WNW-ESE (transversale par rapport à la chaîne alpine),

parallèle aux axes des plis intrafoliaires. Le mouvement associé à la linéation régionale est à vergence occidentale et contemporain de la superposition des principales unités : il s'inscrit directement dans la tectonique de charriage (à vergence externe, européenne) à l'origine de la pile des nappes penniques des Alpes occidentales. Dans la région de Frassinò, apparaît une linéation d'étirement associée à des sens de cisaillement vers le NE : elle correspond à un mouvement de type "rétrocharriage" (vergence interne) dont on discutera la signification chronologique et régionale au chapitre V.

Mises à part ces structures synfoliaires, on a pu mettre en évidence :

- quelques structures reliques de HP (linéation, foliation) dans les unités éclogitiques essentiellement. Ces structures de haute pression, trop clairsemées et de plus largement reprises par l'épisode régional, n'ont aucune valeur directionnelle.
- des structures postérieures à la déformation principale : reprise des contacts supérieurs, plis postfoliaires, filonets et plans à pseudotachylites (cf. § C), failles plates tardives (cf. canevas n° 3c et 5b, dépl. 6).

En tenant compte des informations que nous a apportées l'étude structurale à grande échelle de la région, les questions que l'on doit se poser pour élucider son histoire structurale sont les suivantes :

- i. L'épisode de haute pression n'ayant laissé que peu de traces mésostructurales, peut-on espérer remonter aux mécanismes de la déformation de haute pression par l'étude microstructurale ? Ces microstructures de haute pression existent-elles dans les différentes unités ? Si oui, sont-elles comparables ?
- ii. On sait qu'un même épisode, dit régional, a été enregistré par toutes les unités tectono-métamorphiques. Sous quelles conditions (P,T) s'est-il produit ? peut-on mettre en évidence une évolution métamorphique et structurale pendant cet épisode ? cette question sous-tend la suivante : les deux linéations, régionale et locale, sont-elles contemporaines (hypothèse de mouvements antithétiques synchrones liée à un problème d'échelle) ou se succèdent-elles (hypothèse de vergences nord-est liées au "rétrocharriage") ?
- iii. quelle est l'évolution structurale postérieure à l'épisode régional ? i.e. dans quelles conditions se sont réalisées les reprises en "rétrocharriage" des contacts supérieurs ? les plis post-foliaires lui sont-ils liés ? que peut-on dire des mécanismes de déformation, plus fragile, des stades ultimes de l'évolution structurale ?

B- DEFORMATION DES GRANITES ANTE-ALPINS DANS LES UNITES ECLOGITQUES

1) Un exemple type : le granite de Brossasco

On a choisi d'étudier les déformations du granite de Brossasco parce qu'on a là affaire à une ancienne roche isotrope anté-alpine, datée à 303 ± 1 Ma (Paquette, comm. pers.), avec reliques équantes bien conservées : les structures qui s'y développent sont donc entièrement alpines et, de plus, caractéristiques de la déformation alpine enregistrée par l'unité à coesite (unité I).

a) Les structures à l'échelle macroscopique

Dans la majorité des affleurements, nous l'avons dit (§ B, chap. II), le métagranite de Brossasco est déformé et nettement folié. Dans la zone de cisaillement schématisée figure III.2A, on observe deux stades d'évolution de la foliation : l'orthogneiss mylonitique (2) et la mylonite planaire (3), qui se développe en minces niveaux décimétriques, parallèles à la foliation régionale.

Dans l'orthogneiss, la foliation régionale est onduleuse à l'échelle de l'affleurement. Elle est définie par des structures asymétriques C-C' en section XZ (photo III.2), par des plans conjugués plus ou moins symétriques en section YZ. La linéation est marquée par une striation pénétrative micacée dans les plans Sf (XY), par une réorientation et/ou un tronçonnage des yeux feldspathiques dans les plans XZ. Le sens de transport, observé parallèlement à cette linéation, est à vergence occidentale. Il est marqué par : - l'entraînement des feuillet micacés et quartzo-micacés de la foliation (Sf = C) le long de plans C' (photo III.2) ; - des structures asymétriques de déformation des yeux feldspathiques : fracturation synthétique et queues de recristallisation sur la photo III.3, fracturation antithétique sur la photo II.7.

Dans la zone de mylonite s.s., la structure planaire, liée à un fort cisaillement, ne permet paradoxalement pas de déterminer un sens de transport évident à l'échelle de l'affleurement. Cependant, de part et d'autre de cette zone (fig. III.2 B), de nettes structures à vergence occidentale se développent : foliation complexe C-S dans la zone de transition avec le granite (2a), ombres asymétriques sur feldspath potassique dans l'orthogneiss (3).

Les plus grandes structures visibles dans le granite de Brossasco sont des plis décimétriques intrafoliaires, d'axe parallèle à la linéation régionale. Ces plis, au même

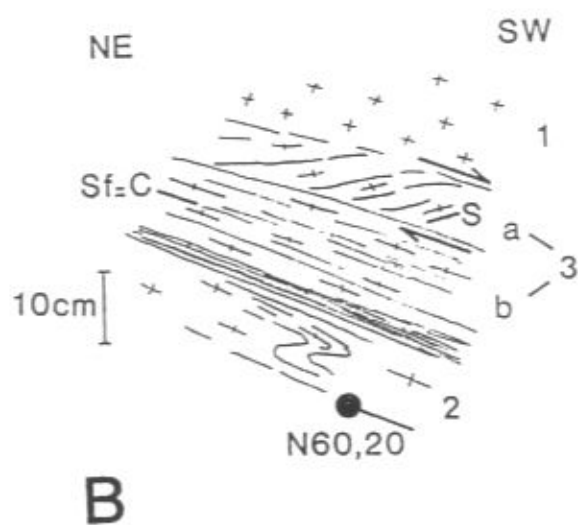
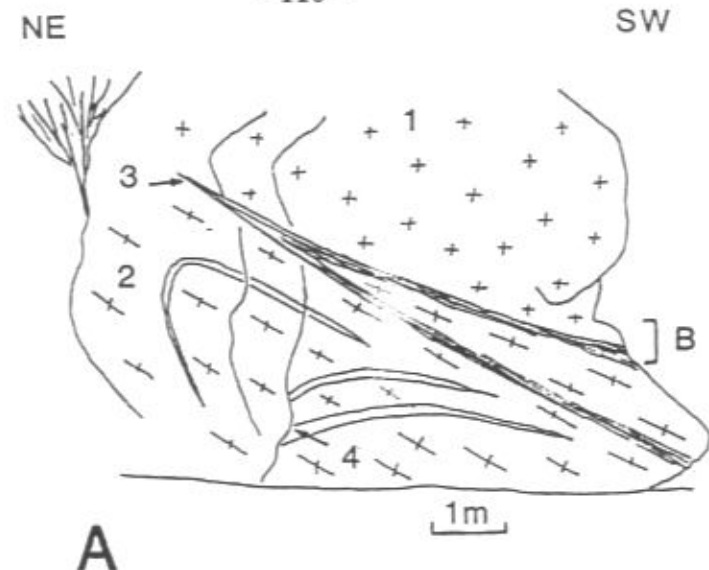


Figure III.2 : Schéma d'une zone de cisaillement dans le granite de Brossasco (affleurement du pont de Brossasco, rive droite de la Varaita).

A : Vue générale.
 1 : granite équante.
 2 : orthogneiss mylonitique.
 3 : mylonite.
 4 : filon de quartz.

B : Détail du contact granite équante-mylonite.
 1 : granite équante.
 3 : a : zone de transition : granite fortement laminé, à structuration C-S ; b : mylonite planaire.
 2 : orthogneiss mylonitique dont la foliation est localement redéformée par des plis centimétriques synfoliaires.

titre que les lentilles granitiques de Pratoluogo (cf. fig. II.6), montrent clairement les effets d'une déformation hétérogène : - flancs mylonitisés, à foliation planaire (cartouche photo III.4) ; - granite équante préservé dans les charnières, voisinant avec des zones moyennement déformées. Dans ces dernières, les feldspaths potassiques sont entraînés et déformés plastiquement par une crénulation centimétrique de même axe que le pli majeur et contemporaine de ce dernier (photo III.4). Ce plissement engendre une foliation, qui est ici un litage minéralogique (lits blancs feldspathiques, lits sombres micacés).

b) Etude microstructurale : du granite à la mylonite

La zone de cisaillement intragranitique présentée ci-dessus, et schématisée fig. III.2, a été choisie pour cette étude : on a là, sur quelques mètres, tous les stades de déformation du granite de Brossasco, depuis la roche équante (éch. 7-104 et 9-25) jusqu'à la mylonite (éch. 7-103), en passant par l'orthogneiss (éch. 7-105). De plus, les relations spatiales entre les différents stades sont bien exprimées. Notons également qu'une analyse de l'évolution minéralogique des phengites au cours de la déformation est donnée au chap. IV.

En lame mince, on a pu mettre en évidence une évolution minéralogique et structurale en trois stades :

i. Stade 1 : granite équante (photo III.5) : à ce stade, la faible intensité de la déformation est marquée par :

- la quasi-conservation des formes des minéraux magmatiques (feldspaths potassiques essentiellement),
- la structure enchevêtrée, non orientée, des amas saussurites de déstabilisation des plagioclases magmatiques,
- la recristallisation du quartz en grains de grande dimension (0.2 à 0.5 mm) et une structure polygonale largement conservée.

ii. Stade 2 : orthogneiss mylonitique : ce stade se caractérise par l'apparition d'une foliation nette moulant des yeux de feldspath potassique (photos III.2 et III.3), seules reliques magmatiques conservées avec quelques biotites brunes tordues. Cette foliation présente une structure domaniale très prononcée (photo III.6), où se juxtaposent des lits lenticulaires, d'épaisseur comprise entre 200 µm et 1 mm, à minéralogie contrastée : lits purement quartzeux, lits sombres à biotite - zoïsite, lits mésocrates à albite - mica blanc ± biotite ± zoïsite.

Dans cette lithologie, le sens de transport le long de la linéation d'étirement est surtout marqué macroscopiquement (cf. supra). En lame mince : - un début d'orientation préférentielle de forme est visible dans les rubans quartzeux les plus fins (photo III.6) ; - dans les lits albito-micacés, l'organisation spatiale des minéraux définit en général des relations Sf-C'-C'' plus ou moins symétriques. Ce mauvais enregistrement du sens de cisaillement à l'échelle microscopique peut s'expliquer par la position "protégée", dans la zone étudiée, du litage minéralogique par les yeux de feldspath potassique (cartouche photo III.6).

iii. Stade 3 : mylonite : à ce stade, les yeux de feldspath potassique ont totalement disparu. La foliation, planaire, s'est homogénéisée par rapport à celle de l'orthogneiss : elle se résout à une alternance de lits quartzeux et de lits quartzo-albitiques et micacés (photo III.7).

Le sens de cisaillement à vergence ouest est fortement marqué, en lame mince, par : - l'orientation préférentielle du quartz dans les rubans (photo III.7), - des structures C-S marquées essentiellement par la recristallisation orientée de biotite brun-vert (photo III.8).

Un stade de déformation ultérieure peut être mis en évidence dans la mylonite : il est lié à l'apparition de chlorite, souvent oxydée et mal cristallisée. Elle se développe localement dans les plans de foliation, mais le plus souvent dans des fractures sécantes sur la foliation et se raccordant avec elle. Cette apparition de chlorite s'accompagne également de la formation de cataclasites fines proches de pseudo-tachylites (voir aussi § C4) : diminution de la taille des grains (\emptyset de 20 à 50 μm , contre 100 μm dans la mylonite) à proximité des fractures, par cataclase (formes anguleuses).

2) Généralisation et variations structurales : les gneiss amygdalaires de Melle et les mylonites de Gilba

a) Les gneiss amygdalaires de Melle

On ne dira que quelques mots des déformations enregistrées par les gneiss amygdalaires et mylonitiques de l'unité II, tant leurs structures sont semblables à celles décrites dans le granite de Brossasco (unité I) :

- à l'échelle macroscopique : forte hétérogénéité de la déformation, structures de cisaillement C-S (photo III.9), développement de queues asymétriques sur les amygdales, etc. ;

- au microscope : même types de structures en section XZ (C-C', C-C'-C'', C-S, queues de recristallisation), mêmes minéraux associés (phengite, biotite, albite), quel que soit le sens de cisaillement mis en évidence (vergence occidentale générale : éch. 6-103, bas Valmala - éch. 6-67 : route Pratoluogo-Venasca - etc...; vergence NE locale : éch. 9-80, falaises de rive droite de la Varaita, 400 m au NE de S. Maurizio - éch. 8-185, la Bandia, r.d. val Gilba, alt. 1130 m).

b) Les mylonites de Gilba

Les mylonites claires de Gilba sont, à plusieurs titres, plus intéressantes à étudier du point de vue structural :

- d'abord, leur lithologie plus variée, avec présence de niveaux de schistes blancs, permet un enregistrement structural plus diversifié,

- ensuite, ces mylonites sont représentées dans les unités éclogitiques I (THP) et II (HP).

i. Le gneiss s.s.

Le gneiss de Gilba s.s. présente une foliation planaire marquée par une alternance de lits micacés et de lits quartzo-albitiques à yeux de feldspath potassique sporadiques, où micas et épidotes sont subordonnés. La linéation n'est visible que sur les plans structuraux micacés, sous la forme d'une striation phylliteuse vert pâle (phengite essentiellement).

La forme des feldspaths potassiques ($Z:X = 0.3$ à 0.8 , $Z:Y = 0.5$ à 1) traduit un aplatissement moyen dans une fabrique $S \gg L$, caractéristique des mylonites (Higgins, 1971).

Dans les plans XZ, des critères de cisaillement, toujours à vergence occidentale, sont observables :

- à l'échelle de l'affleurement, présence de plans C' métriques (photo III.10) ;

- à l'échelle de l'échantillon, ombres asymétriques sur feldspath potassique (cf. photo II.9) ;

- à l'échelle de la lame mince, structures C-S : les plans C sont soulignés par la biotite et la phengite, les plans S par phengite \pm biotite + quartz et albite recristallisés avec orientation préférentielle de forme.

Dans ces mylonites planaires, les plis sont très rares. On a néanmoins observé quelques plis décimétriques tardi-foliaires, à axes dispersés :

- axe N90 et plan axial subvertical pour un bombement tardif de la foliation dans la fenêtre de la Varaita (cf. dépl. 5) ;

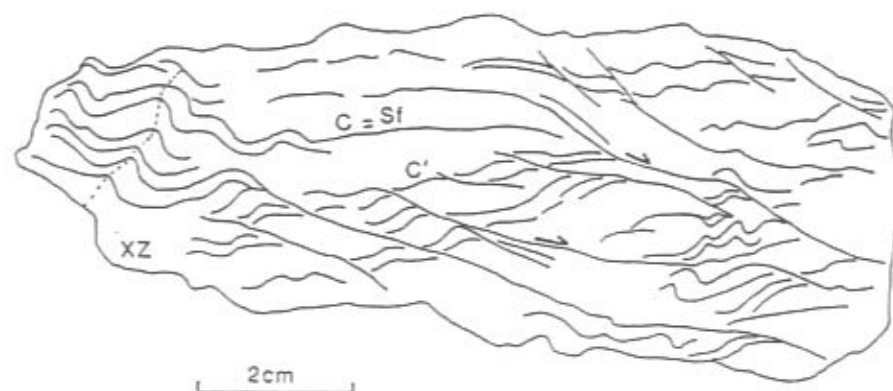


Figure III.3 : Cisaillement avec développement d'une crénulation dans les schistes blancs de Gilba.
Schéma d'après éch. 9-34a. Falaises de rive droite du bas val Gilba, alt. 950 m, 200 m au NW de la Rocca Sole.
Section XZ non orientée.

- axe N160 et plan axial moyennement penté à l'est sur la crête Varaita-Gilba (photo III.11) : il s'agit d'un pli conique de cisaillement, entraînant la foliation perpendiculairement à son axe, dans un mouvement vers l'ouest.

ii. Les niveaux de schiste blanc

Grâce à leur grande proportion de phyllites, ces minces niveaux lenticulaires ont la propriété d'enregistrer la déformation de manière plus variée que le gneiss encaissant.

Plusieurs types de structures y sont décrites en section XZ :

- plans C' similaires à ceux observés dans le gneiss. En lame mince, le cisaillement le long de ces plans est marqué par l'entraînement passif des albites et des épidotes (dans les niveaux feldspathiques), par la déformation des extrémités des phengites et le développement local de chlorite syntectonique (photo III.12) ;
- formation de poissons de mica dans les microlithons millimétriques C-C. En lame mince, les poissons de mica sont accompagnés de néoformations minérales orientées (petits micas blancs, quartz) le long de plans S (photo III.13) ;
- développement local d'une crénulation centimétrique, d'axe perpendiculaire à la linéation et dont les flancs se raccordent aux plans C' (fig. III.3). En lame mince, les mêmes minéraux que ceux de la foliation, plus ou moins déformés (phengites courbées voire cassées, épidotes, albites) se développent dans les charnières : ceci confirme que cette crénulation est sub-contemporaine du cisaillement.

3) Conclusion : évolution structurale des orthogneiss dans les unités éclogitiques polymétamorphiques

L'évolution structurale mise en évidence dans les orthogneiss de Brossasco, Melle et Gilba est caractérisée par les points suivants :

i. l'absence de structures reliques de THP et HP

ii. une structuration régionale nettement marquée, avec :

- une foliation complexe, planaire (S > L) et hétérogène (existence de gradients de déformation locaux, d'échelle métrique à décimétrique), traduisant un régime de déformation progressive ductile non coaxiale, combinant le cisaillement simple et l'aplatissement ;
- des sens de mouvement à vergence occidentale en général, et orientale localement, associés au développement d'une linéation minérale pénétrative et

contemporains d'une paragenèse minérale à qz-ab-bi-ph ± chl de basse pression ("schistes verts").

iii. des déformations tardives échelonnées :

- plissement déformant la foliation en régime ductile cisailant ;
- développement local de pseudotachylites ou cataclasites fines, traduisant un

régime de déformation fragile tardif. Les relations des pseudotachylites avec leur encaissant sont développées dans le paragraphe suivant (§ C4 concernant les déformations enregistrées par les gneiss fins de Parigi).

C- EVOLUTION STRUCTURALE DANS LES ROCHES POLYMETAMORPHIQUES

Ce paragraphe est consacré à la description des déformations enregistrées par les roches polymétamorphiques de THP (unité I) et HP (unité II). Nous étudierons successivement les roches présentant des associations minérales et des structures éclogitiques (quartzite à pyrope et éclogites : § 1 et 2), puis quelques roches plus "banales" associées aux premières, les micaschistes et les gneiss fins (§ 3 et 4).

1) Le quartzite à pyrope et les niveaux à jadéite associés : témoins de l'évolution structurale à très haute pression

Nous regroupons le quartzite à pyrope et les niveaux à jadéite dans la même étude, parce que :

- ils présentent tous deux des paragenèses minérales de THP,
- tous deux très riches en quartz, ils répondent sensiblement de la même manière aux contraintes tectoniques.

a) Déformation de la matrice quartzitique

Plusieurs stades de déformation ont été reconnus dans la matrice quartzitique de ces roches :

i. Stade de THP : il n'est visible que dans le quartzite à pyrope, dans les faciès massifs, peu déformés par les cisaillement mylonitiques. La structure la plus frappante consiste en une disposition radiale du quartz, par ex. autour de cristaux de disthènes (photo III.14) ou perpendiculairement à des plans de foliation soulignés par des phengites (photo III.16). Cette texture particulière n'est pas sans rappeler celle que prend le quartz dans les inclusions à quartz ± coesite des cristaux de grenats et de disthène du quartzite à pyrope (cf. photo III.14 : disthène du centre droit). Ces observations rejoignent celles de Chopin (1984) et suggèrent fortement que le quartzite était auparavant une "coesitite". En outre, il est intéressant de noter qu'un agencement planaire ou plano-linéaire des minéraux a vraisemblablement existé dès le stade "coesitite", des structures de rétro-morphose de celle-ci se développant en prenant appui sur une foliation pré-existante (photo III.16).

ii. Stade de HP : il développe dans les quartzites une texture équante généralisée, avec polygonisation du quartz à partir de la texture radiale de remplacement de la coesite (photo III.14 : en bas à gauche par ex.) et orientation aléatoire des minéraux de haute pression dans la roche. Ce stade est spécialement bien développé dans les niveaux pauvres en micas, en particulier dans le quartzite à jadéite (photo III.15). Dans les niveaux où les phengites sont en plus grande proportion, une foliation fruste se développe, accompagnée parfois d'une linéation micacée pénétrative (de haute pression). En section XZ, ces faciès foliés présentent une structure lenticulaire symétrique de type C'-C", caractéristique d'un mécanisme de déformation coaxiale où l'aplatissement domine (Platt et Vissers, 1980).

iii. Stade rétro-morphique : ce stade est responsable de l'acquisition d'une foliation bien définie dans les niveaux quartzo-micacés à pyrope et à jadéite, et se manifeste aussi bien à l'échelle cartographique (alignement dans la foliation régionale des lentilles boudinées de quartzite à pyrope : cf. carte fig. II.10), qu'à celle du microscope.

En section parallèle à la foliation régionale (XY), une linéation rétro-morphique plus ou moins nette est matérialisée par l'orientation préférentielle des queues de recristallisation phengitiques (phengites Si_{3,10} au lieu de Si_{3,55} dans les échantillons peu déformés, cf. chap. IV) sur grenat et disthène, ainsi que, dans les faciès les plus rétro-morphosés, par l'allongement des pseudomorphoses phylliteuses de grenat, disthène et jadéite.

En section XZ, sur de nombreux affleurements de quartzite à pyrope folié (arête du Bricco, alt. 700-750 m, 300 m à l'WNW de Brossasco ; Pratoluogo, etc...), les plans de foliation Sf = C individualisent des microlithons d'épaisseur centimétrique à décimétrique, dans lesquels des poissons de mica sont orientés par un mouvement à

vergence occidentale. En lame mince cependant, que la linéation rétro-morphique soit clairement exprimée ou non (dans ce cas, l'échantillon est taillé parallèlement à la linéation régionale), les échantillons foliés de quartzite à pyrope (éch. 6-30 et 8-230 : Pratoluogo, éch. 7-224 : Borbone, r.d. val d'Isasca) et de quartzite à jadéite (éch. 7-417a : Pian d'Ame) étudiés présentent :

- une recristallisation du quartz en cristaux engrenés ;
- une fabrique complexe C-S et C-C'-C'', avec cisaillements locaux de sens opposés dans la même lame mince ; notons que les cisaillements à vergence ouest se font toujours le long de plans C' à pendage ouest, les cisaillements à vergence est le long de plans C'' à pendage est. La présence de plans C' et C'', plus ou moins symétriques, indiquent que l'épisode de cisaillement régional (charriage) n'a pas été imprimé de façon nette dans ces roches compétentes. Dans le gneiss encaissant au contraire, une linéation et des structures tout à fait nettes de cisaillement à vergence occidentale se développent abondamment (§ 4 ci-après).

b) Quelques aspects de l'évolution structurale à travers les grenats pyropes

Il ne sera question ici que d'observations faites sur des grenats centimétriques à décimétriques du quartzite à pyrope et pouvant présenter quelque intérêt pour l'évolution structurale de cette roche :

i. Formes cristallines préservées :

Les pyropes, lorsqu'ils sont concentrés dans des zones renflées de lentilles quartzitiques, présentent un habitus automorphe et des faces cristallines bien conservées (cf. photo II.11). Ceci indique que le déviateur des contraintes régnant lors de la croissance des pyropes était faible (contraintes approximativement isotropes, hydrostatiques).

ii. Structures internes de THP :

Diverses sections ont été réalisées dans plusieurs pyropes (éch. 4-18/19 non orienté, Parigi ; éch. 6-38, 6-42 et 6-43 orientés, rive gauche bas val Gilba ; éch. 7-44/45 orienté, arête du Bricco, W de Brossasco ; éch. 7-67 non orienté, Saretto, r. g. val Gilba), afin d'y déceler d'éventuelles structures internes de THP. Leur analyse a été compliquée par deux facteurs :

- le problème de la récolte de pyropes orientés (difficulté à les extraire de l'affleurement et de leur matrice quartzitique) ;
- le problème de(s) l'orientation(s) à choisir pour couper les échantillons (axes X, Y, Z de l'ellipsoïde de THP inconnus).

On a néanmoins pu mettre en évidence :

- dans la plupart des cas, aucune orientation préférentielle des inclusions ;
- développement, parfois (éch. 4-18/19) d'une structure linéaire interne, marquée par l'orientation d'inclusions de minéraux ou d'associations minérales de THP contenant talc - disthène - chlorite ± ellenbergerite ± rutile ± zircon. Cette linéation, de direction constante dans tout le grenat, s'infléchit dans sa zone corticale, d'épaisseur centimétrique, pour se paralléliser au bord du grenat (dans cette zone externe, quasi dépourvue d'inclusions, elle n'est plus matérialisée que par l'orientation de quelques disthènes). Cette linéation n'a pu être orientée et semble varier d'un pyrope à l'autre (rotation des grenats dans leur matrice lors des déformations ultérieures ?). Elle met néanmoins en évidence que la croissance des grenats s'est faite, pour l'essentiel, en régime non rotationnel, en accord avec les observations précédentes (§ i), mais s'est achevée probablement en régime rotationnel.

iii. Structures de rétro-morphose

Deux types de structures de rétro-morphose des pyropes ont été observés :

- altération du pyrope en "cellules" à structure radiale formée par phengite - chlorite et disthène (éch. 6-12, Rocca Dritta), le pyrope gardant sa forme primitive et présentant des ombres de pression de haut degré à phengite - talc. Ces structures caractérisent un début de rétro-morphose sous faible déviateur des contraintes, en régime encore coaxial.

Notons que ces structures radiales sont également observées lors de la déstabilisation de la jadéite dans les niveaux sodiques associés au quartzite à pyrope (cf. § C4 b ii).

- rétro-morphose des pyropes en chlorite, qui se présente, soit en amas aplatis et allongés de minéraux plus ou moins enchevêtrés, soit en spirale (voir aussi Schertl, 1987). Ces structures, plus tardives, sont à rapporter à l'épisode régional de déformation cisailante (voir § B ci-dessus).

2) Les élogites, autres témoins structuraux de très haute et haute pression

Quelle que soit leur nature (véritables metabasites ou métasédiments calcilicatés (?)) et l'unité tectonique à laquelle elles appartiennent (I ou II), les élogites affleurent en boudins, d'épaisseur métrique à décimétrique, emballés dans des gneiss fins ou des micaschistes. Ces lentilles présentent une foliation interne plane souvent nettement discordante sur la foliation régionale et sans raccord avec celle-ci (par ex., affleurement du chemin de la Rocca Bellina, près d'Isasca, unité I), d'autres

fois replissée et plus ou moins parallèle à la foliation de l'encaissant (photo III.18, unité II). Compte tenu de la médiocrité et de la mauvaise continuité des affleurements (photo III.18 par ex.), il n'a pas été possible de comparer l'orientation des axes principaux des lentilles à celle des éléments structuraux régionaux.

Les éclogites des deux unités polymétamorphiques sont étudiées simultanément ci-dessous, parce qu'elles présentent des structures comparables.

a) La foliation et la linéation éclogitiques

Les plus belles foliations éclogitiques sont visibles dans les éclogites quartzieuses. Elles sont caractérisées par une fabrique $L \gg S$ très prononcée. Dans les plans de foliation (XY), la linéation très nette est marquée par l'allongement d'agrégats de quartz et de grenats et par l'orientation préférentielle des pyroxènes et des disthènes (cf. photo II.2). Dans les plans YZ, la fabrique linéaire est matérialisée par les sections transversales des prismes de disthène, parsemant la roche de "nodules" bleutés d'1 à 5 mm de diamètre. En lame mince et en section XZ (photo III.18), la foliation est un litage minéralogique où alternent des niveaux à grenat-rutile et des niveaux à pyroxène-disthène, plus riches en mica blanc. Notons l'habitus particulier du grenat, qui recristallise en agrégats de particules de 100 μm et moins, allongés dans la linéation avec le rutile, très granulé lui aussi, et le pyroxène. Notons encore, en section XZ, de très rares plans discontinus et sécants sur la foliation, de type C', le long desquels les minéraux éclogitiques sont entraînés.

La fabrique de haute pression $L \gg S$ se traduit par un ellipsoïde de déformation finie en constriction (Flinn, 1965) et met en évidence un régime de déformation soit coaxial, par extension-aplatissement, soit non coaxial avec convergence des lignes de glissement (foliation fruste).

b) Les plis

i. Enroulement d'une ancienne linéation

Dans quelques cas, la foliation éclogitique est enroulée par le plissement intrafoliaire régional (cf. dépl. 5 et photo III.18). Dans de tels cas, l'analyse du type d'enroulement de la linéation peut être intéressante pour déterminer le mécanisme du plissement l'ayant enroulé, en l'occurrence le plissement intrafoliaire régional. Ceci a été tenté sur un pli déformant une metabasite de l'unité I (fig. III.4). La linéation enroulée est matérialisée sur l'échantillon par une alternance de lignes roses (grenat) et vertes (pyroxène), parsemées de taches sombres d'amphiboles. C'est donc une linéation

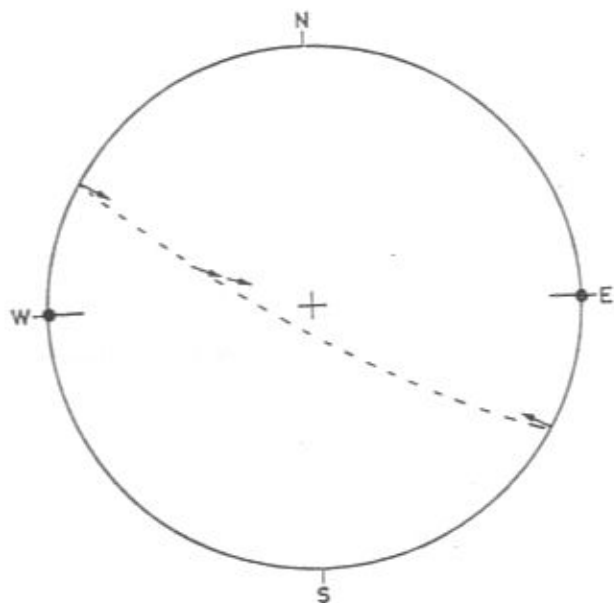
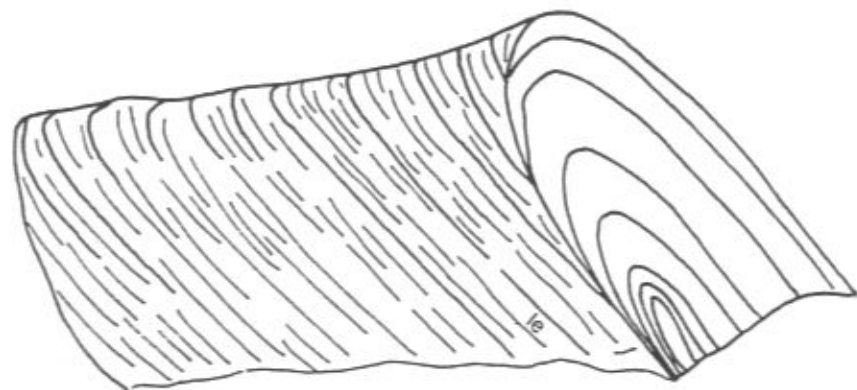


Figure III.4 : Pli intrafoliaire enroulant une linéation éclogitique.
Ech. 7-32, bloc, chemin creux du Piano Pramalano, est de la Rocca Dritta, alt. 1100 m (formation d'Isasca, unité I).

A : Schéma général du pli.
le : linéation éclogitique enroulée.

B : Canevas de Wulff (projection de l'hémisphère supérieur).
● : axe du pli choisi arbitrairement, horizontal et de direction est-ouest. Plan axial à pendage sud.
→ : direction et pendage de la linéation en quelques points des flancs et de la charnière du pli.
La dispersion des linéations, contenues dans un même grand cercle, indique un mécanisme de plissement par cisaillement + aplatissement.

éclogitique, marquée en lame mince et en section XY par l'allongement des pyroxènes, des amphiboles, du sphène et des agrégats de grenat. La projection stéréographique (fig. III.4 B) montre que la linéation éclogitique, mesurée en divers points du pli, est toujours contenue dans le même plan (plan de glissement) : une telle disposition est caractéristique d'un plissement par cisaillement (pli semblable), affectant une linéation rectiligne à l'origine (Vialon et al., 1976). A l'échelle régionale locale (ex. rive dr. du bas val Gilba, canevas n° 8b, dépl. 6), la dispersion des linéations éclogitiques est beaucoup plus forte, semblant indiquer que d'autres phénomènes (plissement éclogitique précoce ? lenticularisation des niveaux éclogitiques ? failles ?) sont en cause. Il est par conséquent impossible de tirer parti des orientations mesurées de la linéation éclogitique en terme de sens de transport.

ii. Etude microstructurale

L'enroulement de la foliation éclogitique a été observé en lame mince afin d'en déterminer les conditions métamorphiques. Dans un même échantillon, deux types de site plissé ont pu être reconnus (cartouche photo III.19) :

- un site (A) où la foliation éclogitique est replissée isoclinale, avec un plan axial subparallèle à la foliation. Dans ces zones, les minéraux éclogitiques (grenat - omphacite - zoïsite ± amphibole) sont plus ou moins déstabilisés et entraînés mécaniquement par le plissement, alors que la phengite recristallise en arc polygonal. Dans le détail (photo III.19 A), la déstabilisation des pyroxènes forme à leur pourtour un liseré d'amphibole verte + albite. Celui-ci enregistre l'essentiel de la déformation (cristallisation orientée), permettant la préservation de reliques de minéraux éclogitiques. Notons encore que la zone même du plan axial présente une rétro-morphose plus prononcée, avec disparition quasi complète de la paragenèse éclogitique au profit de mica blanc + zoïsite II + amphibole verte + hématite ± chlorite.

- un site (B), où le plissement est plus ouvert et le plan axial plus raide. Ici, la foliation éclogitique, bien conservée, est légèrement crénelée. Les minéraux éclogitiques ne présentent aucun signe de déformation interne, mais au contraire s'organisent en arc polygonal (photo III.19 B). Ces observations locales de plissement éclogitique relique, semblent indiquer, soit qu'une phase distincte de plissement a existé en climat éclogitique, soit que le plissement intrafoliaire régional a débuté en climat éclogitique.

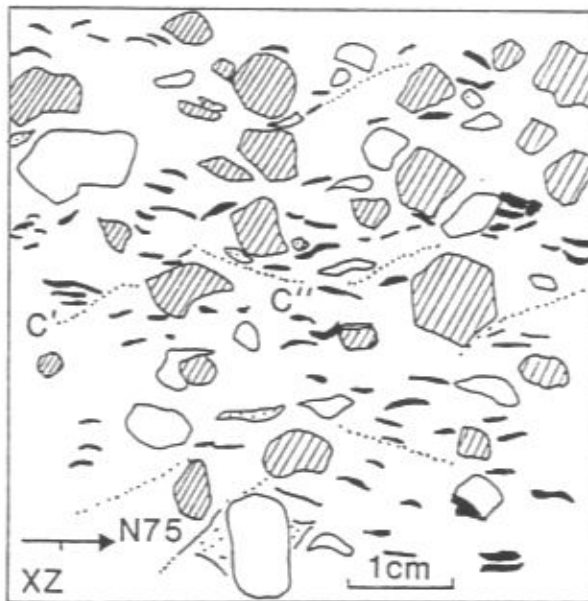
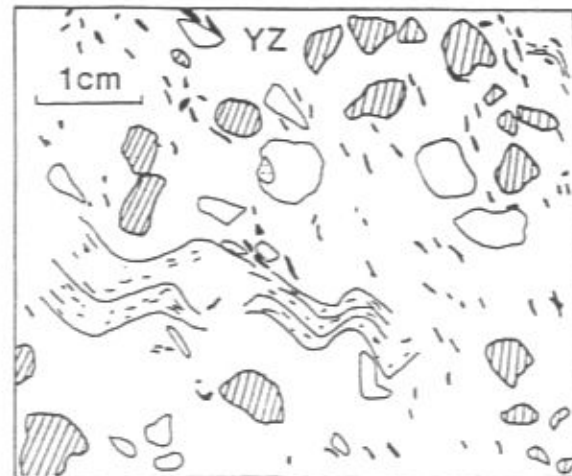
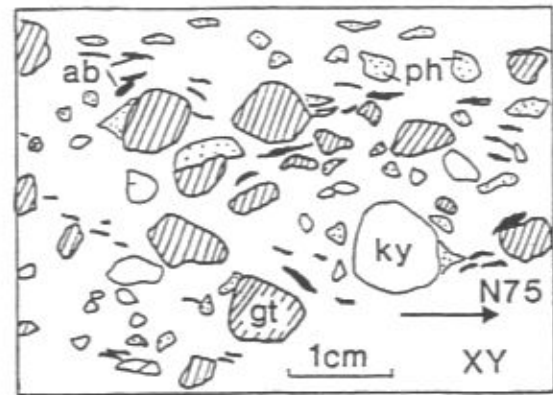


Figure III.5 : Fabrication des schistes à grenat - disthène dans les trois plans cinématiques. Schéma d'après éch. 6-10, Rocca Dritta, alt. 1130 m. gt : grenat; ky : disthène; ph : phengite; ab : albite en pseudomorphose de jadéite.

3) Etude structurale de quelques micaschistes polymétamorphiques

a) Tectonites superposées dans les schistes à almandin-disthène de l'unité I

Quel que soit le grain, fin ou grossier, des pélites à grenat - disthène, elles présentent une fabrique planaire peu marquée, linéaire nette (L>S). Dans les diverses sections parallèles aux axes cinématiques, on peut faire les observations suivantes (fig. III.5) :

- en section XY, la foliation est définie par la disposition planaire des micas. Les grenats conservent leur forme automorphe et les disthènes leur habitus prismatique, ne présentant ni étirement, ni aplatissement net (comparer leur forme avec celle observée en plan XZ). La structure linéaire est matérialisée, sur les plans de foliation, par l'orientation préférentielle des queues de recristallisation quartzo-micacées sur grenat, disthène parfois boudiné et gros micas blancs, ainsi que par l'orientation statistique des pseudomorphoses millimétriques de jadéite. Le quartz présente une structure engrenée.

- en section YZ apparaît une crénulation fine, de plan axial nettement sécant sur la foliation, d'axe parallèle à la linéation d'allongement, essentiellement marquée par la déformation des micas blancs, et localement, par celle des minéraux de haute pression (e.g. disthène). La lame mince précise ces observations (photo III.20) : micas blancs cassés et/ou tordus, pseudomorphoses de jadéite et disthènes déformées (extinction onduleuse), grenats peu déformés, légèrement craquelés, avec fentes et queues biotitiques.

- en section XZ, la linéation apparaît nettement, matérialisée par les queues sur minéraux de haute pression et par l'allongement des jadéites albitisées. La foliation, qui se moule sur les blastes antétectoniques (grenat, disthène), présente une structure complexe où apparaissent des plans discontinus de type C' et C'', plus ou moins symétriques. Aucun sens de cisaillement net ne peut être obtenu par analyse de tels plans XZ. Cependant, dans des faciès rétro-morphosés (e. g. éch. 6-10c, Rocca Dritta), on peut observer une linéation plus nette, marquée cette fois-ci par la fracturation des grenats avec remplissage des fentes par mica blanc + chlorite. Dans les plans XZ de tels échantillons, de nettes structures C-C' indiquent un cisaillement à vergence occidentale.

Le schiste à almandin - disthène est donc une tectonite composite, dans laquelle se superposent :

- une tectonique relique de THP, dont les seuls témoins sont des minéraux de THP (grenat, disthène), non déformés. La présence locale d'une foliation interne, non hélicite, dans les grenats, ainsi que leur forme cristalline bien conservée, semble traduire un mécanisme de déformation à THP de type coaxial ;

- une tectonique de plus basse pression, caractérisée par l'apparition d'une linéation de striation micacée, associée à une crénulation fine. A ce stade, les minéraux de THP sont déformés, mais encore stables. Un mécanisme de déformation coaxial, où l'extension - aplatissement dominé est mis en évidence.

- une tectonique tardive, déformant la foliation antérieure, en condition "schistes verts" (paragenèse à chlorite - mica blanc - albite), selon un mécanisme non coaxial de cisaillement : cette tectonique résulte des déformations contemporaines de l'épisode régional.

b) Les micaschistes de l'unité II

Ces micaschistes présentent les mêmes caractéristiques structurales que les schistes de l'unité I, à ceci près que la déformation cisailante y est plus prononcée.

A l'affleurement, les micaschistes présentent invariablement une foliation complexe C-C' ou C-C'-C'' asymétrique (photo III.21), permettant toujours de déterminer assez aisément le sens de cisaillement.

Au microscope, on retrouve :

- des minéraux reliques de la paragenèse de HP : grenats automorphes, tablettes de chloritoïde, tourmaline, non déformés et dispersés sans orientation préférentielle dans une foliation micacée (phengite, paragonite) rétomorphique ;

- une linéation de striation pénétrative phylliteuse (mica blanc \pm chlorite) et d'allongement (réorientation des chloritoïdes), associée à des structures de cisaillement à vergence occidentale (C-C', cf. photo III.22). Notons que le développement de chlorite se fait préférentiellement, pendant le cisaillement, dans les plans C' et dans les queues des grenats ou des amygdales albitiques.

4) Déformation des gneiss fins

Les gneiss fins ont enregistré sensiblement les mêmes structures que les gneiss ocellés de ces unités (§ B). On a donc choisi, non de faire une description exhaustive de toutes les structures, mais d'en privilégier certaines, particulièrement intéressantes pour ce qui est de l'évolution structurale des unités éclogitiques.

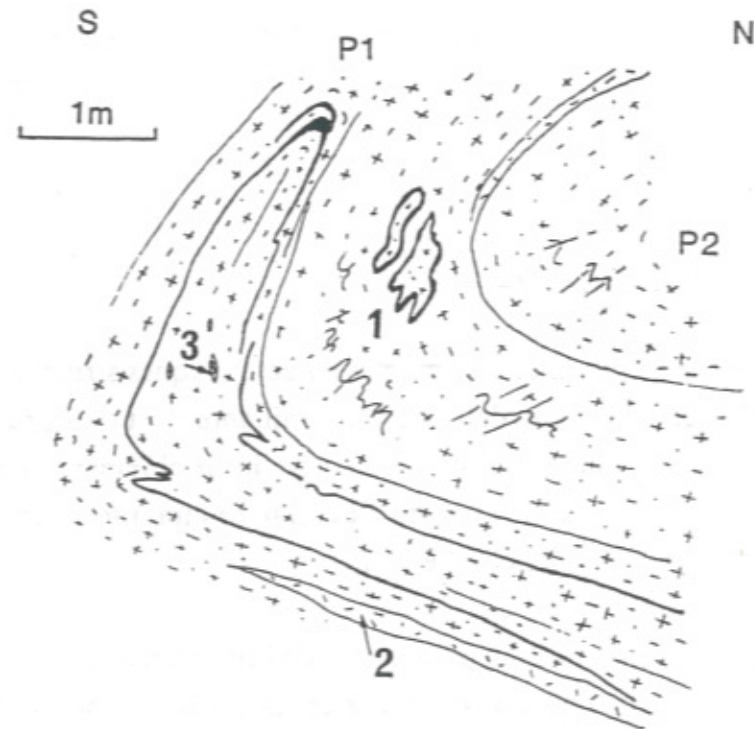


Figure III.6 : Plissements superposés dans les gneiss fins de Parigi. Piste Parigi - M. S. Bernardo, alt. 1000 m, ancienne carrière.

- 1 : pli en fourreau précoce, dessiné par un niveau d'aplite.
- 2 : pegmatite.
- 3 : enclave surmicacée.
- P1 : pli précoce; P2 : plissement régional.

a) Structures dans les gneiss fins de Parigi (unité I)

Rappelons que ces gneiss constituent l'encaissant du quartzite à pyrope.

i. Superposition de deux plissements (fig. III.6).

Deux plissements superposés, coaxiaux, et matérialisés par des lits aplitiques et quelques niveaux de pegmatite, ont été observés dans une ancienne carrière taillée dans les gneiss de Parigi (piste Parigi - M. San Bernardo, val Pô) :

- les plis les plus anciens (P1 sur la figure III.6), isoclinaux, à charnière épaissie, présentent quelques sections refermées sur elles-mêmes, caractéristiques de plis en fourreau (photo III.23). Ils replissent localement les niveaux aplitiques déjà plissés (ce sont donc des plis "P1-1") ;
- les pli tardifs décimétriques (P2) sont, soit isoclinaux, soit plus ouverts, de plan axial parallèle à la foliation régionale ; leur sont associés des microplis de crénulation, d'ampleur décimétrique. Une linéation se développe parallèlement à l'axe de ces P2 (li sur photo III.23) : c'est une linéation d'intersection, matérialisant la trace du plan axial des P2 sur la foliation ancienne plissée.

Dans le détail (photo III.24), le plissement P2 déforme des lits d'épaisseur centimétrique de composition minéralogique différente (lits clairs quartzo-feldspathiques, lits sombres micacés), avec une variation d'épaisseur de l'ordre de 2 à 4 entre les charnières épaissies et les flancs amincis. Le plan axial est bien matérialisé par des micas. Une lame mince réalisée au niveau de la charnière du pli (photo III.25) montre que l'on a affaire à un pli de cisaillement, à charnière dilacérée par le passage de la foliation de plan axial, riche en biotite. Les minéraux constitutifs de la charnière font partie d'une paragenèse de basse pression (épidote, intercroissance mica blanc - chlorite, quelques biotites).

Les plis en fourreau sont caractéristiques des zones à fort cisaillement, leur axe étant alors parallèle à la linéation d'étirement régional (Burg et al., 1981, Lister et Williams, 1983). Il semble donc raisonnable d'associer, dans le même épisode de déformation régionale, les plis P1 et les plis P2, ceci d'autant plus qu'ils sont coaxiaux. On illustre, par cette superposition - évolution des plis, le caractère complexe de la "phase" de déformation régionale.

ii. Critères de cisaillement et minéraux associés

Les gneiss fins de l'unité I sont en général de bons enregistreurs du cisaillement régional. En section mince XZ, le développement de structures C-C' se produit alors qu'albite, phengite, biotite et zoïsite sont stables, donc en conditions "schistes verts" (par ex., éch. 6-26, haut val d'Isasca).

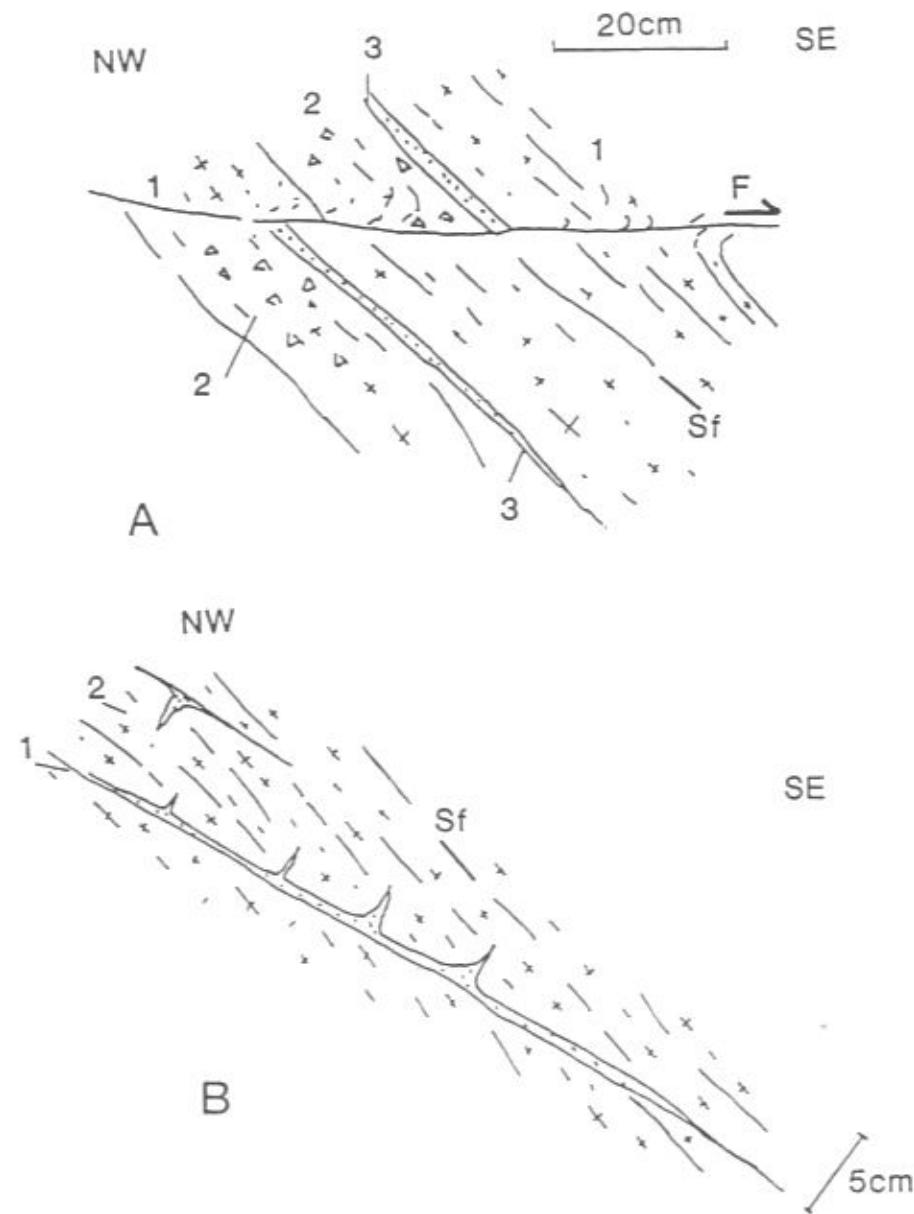


Figure III.7 : Cataclasites proches de pseudotachylites dans les gneiss fins de Parigi. Route Pradoluogo - Venasca. Schémas d'affleurement.

A : Pseudotachylites mises en place parallèlement à la foliation du gneiss encaissant et recoupées par une faille plate (F) tardive.
 1 : gneiss fin mylonitique.
 2 : pseudotachylite verte bréchique.
 3 : pseudotachylite rouge.

B : Injection de pseudotachylites à partir de plans légèrement sécants sur la foliation régionale (Sf).
 1 : gneiss fin mylonitique.
 2 : pseudotachylite avec injections centimétriques perpendiculaires au plan de décollement.

iii. Structures tardives : cataclasites proches de pseudotachylites

Elles sont décrites dans ces gneiss fins parce qu'on les y rencontre fréquemment, mais il convient de mentionner que ces structures sont présentes dans d'autres gneiss (e. g. dans les gneiss mylonitiques de Gilba, ancienne carrière 150 m à l'est de S. Claudio, alt. 1050 m, rive gauche val Varaita).

La figure III.7 montre que les pseudotachylites se mettent en place dans des plans de décollement parallèles ou légèrement sécants sur la foliation régionale. A partir de ces plans, de petites injections centimétriques perpendiculaires peuvent être observées (fig. III.7 B). Des failles tardives peuvent décaler ces niveaux de "pseudotachylites" (fig. III.7 A).

En lame mince (photo III.26) une zone de "pseudotachylite" centimétrique montre les caractéristiques suivantes :

- matrice à texture microcristalline (\varnothing moyen des grains : 30 à 50 μ m) à vitreuse ;
- structure bréchique avec concentration de gros clastes d'encaissant (\varnothing : 1,5 mm) au centre de la structure.

Les pseudotachylites sont considérées comme résultant d'un mécanisme de friction, créant une surfusion du matériel et permettant la concentration de gros éléments au centre de la structure par effet de Bagnold (Macaudière et al. 1985). Leur formation, en général limitée à des zones de croûte supérieure (< 10 km de profondeur), est attribuée à une déformation cassante rapide, ici à des températures d'environ 250 °C (développement de chlorite).

b) Structures dans les gneiss fins de Chiaronto (unité II)

i. Foliation régionale crénelante

Une caractéristique des terrains polymétamorphiques de la moyenne Varaita, entre Frassino et Rore (formations de Chiaronto et de Rore), est de présenter une foliation régionale nettement et assez généralement crénelante. Les gneiss de Chiaronto présentent une succession verticale, bien visible dans les falaises des deux rives de la Varaita, de plis de glissement décimétriques dont les plans axiaux définissent la foliation régionale.

Au microscope, ces plis synschisteux sont définis par une paragenèse à mica blanc (ph et pa en arc polygonal) - quartz - grenat - zoïsite et clinozoïsite - sphène - glaucophane déstabilisée (ab-chl-bi \pm mb) - amphibole verte \pm albite \pm chlorite \pm biotite sur mica blanc (éch. 8-45 et 8-46, falaises de rive droite de la Varaita, 700 m au SW de Frassino, alt. 830 m). Ces plis sont donc formés postérieurement à l'épisode de haute pression, matérialisé ici par une paragenèse à grenat - glaucophane.

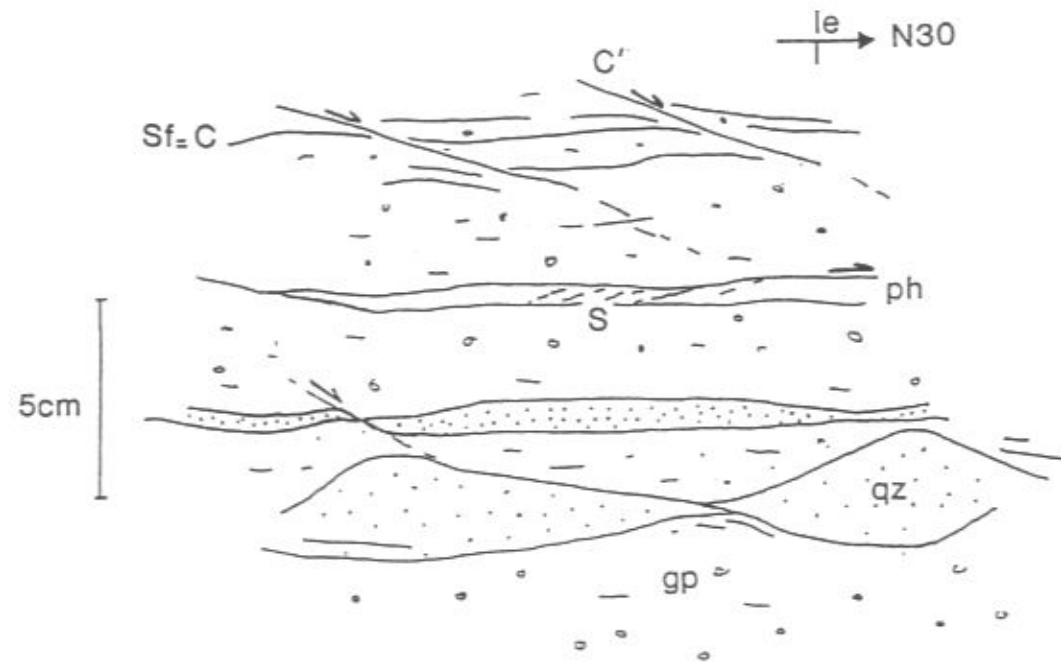


Figure III.8 : Cisaillement à vergence NE dans les gneiss de Chiaronto. Falaises de rive sud de la Varaita, SE de Frassino, alt. 800 m.

gp : gneiss perlé.
 qz : niveau quartzeux.
 ph : phengitite.

ii. Sens de cisaillement

Les gneiss de Chiaronto sont intéressants de ce point de vue, parce qu'ils ont enregistré des sens de cisaillement à vergences opposées (cf. § A). L'essentiel des sens de cisaillement déterminés dans ces roches sont à vergence nord-est et associés à une linéation de striation pénétrative de direction moyenne N30. Dans des zones où la foliation n'est pas crénulée à l'échelle de l'affleurement (SE de Frassino), on peut observer (fig. III.8) des plans de type C', à espacement centimétrique, qui décalent ou boudinent localement, en composante extensive normale, des niveaux quartzitiques contenus dans le gneiss fin à perlé. En lame mince (éch. 9-75 : photo III.27), on observe une structure à amandes albitiques asymétriques, à inclusions de grenat, (clino)zoïsite et amphibole verte. Les plans de cisaillement C' sont matérialisés par mica blanc, biotite et chlorite et par l'entraînement passif des épidotes et amphiboles vertes. Dans un échantillon de même nature, mais récolté dans une zone où le cisaillement est à vergence ouest (éch. 8-86, route de S. Maurizio, sous Bonnino), on peut observer les mêmes minéraux (albite à inclusions de grenat, mica blanc, biotite, chlorite, sphène ± hématite) associés au cisaillement.

iii. Fractures tardives

Dans cette zone à foliation crénulée, de nombreux plans tardifs, de direction méridienne et peu pentés vers l'ouest, découpent la foliation, avec un espacement d'une vingtaine de centimètres. Aucun sens de mouvement reproductible n'a été décelé le long de ces plans.

5) Evolution structurale des unités polymétamorphiques : résumé

Trois épisodes majeurs, correspondant à trois régimes de déformation distincts, ont été mis en évidence dans chacune des deux unités polymétamorphiques.

1°) Episode de THP et HP :

Il est essentiellement marqué dans les lithologies présentant des paragenèses de THP et HP. Qualitativement, le régime de déformation est plutôt coaxial pendant cet épisode (structures C'-C'' symétriques) et de type elongation - aplatissement dominant (fabrique L >> S dans les éclogites). Aucun indice de déformation cisailante n'a été observé : absence de grenat hélicite (Spry, 1963 ; Schoneveld, 1977), absence de foliation complexe asymétrique.

Les paragenèses minérales associées à cette déformation sont à :

- quartz \pm coesite - talc - phengite - pyrope dans le quartzite à pyrope (unité I),

- grenat - omphacite \pm amphibole \pm zoïsite dans les éclogites des deux unités, avec disthène fréquent dans l'unité I,

- almandin - disthène - pseudomorphoses de jadéite dans les micaschistes de l'unité I, grenat \pm chloritoïde dans ceux de l'unité II,

- grenat - glaucophane dans les gneiss de Chiaronto.

2°) Episode rétro-morphique :

Il est mis en évidence dans toutes les lithologies. Le régime de déformation déduit des structures est nettement non coaxial et répond à un mécanisme de cisaillement dominant, avec aplatissement additionnel (fabriques S>L, foliations asymétriques, plis de glissement à linéation enroulée, ombres sur minéraux en sections XZ et YZ).

Deux stades plus ou moins nettement séparés peuvent être distingués :

- stade de l'acquisition de la foliation régionale, avec développement d'une linéation de striation pénétrative associée à des mouvements contemporains (au vu des paragenèses minérales associées) à vergence occidentale ou nord-orientale ;

- stade de déformation de cette foliation par un plissement crénelé.

Cet épisode de déformation est un épisode rétro-morphique, associé à des paragenèses "schistes verts" à :

- albite - mica blanc - chlorite \pm phlogopite ou biotite dans le quartzite à pyrope et dans les micaschistes des unités I et II ;

- à albite - mica blanc - amphibole verte \pm zoïsite \pm biotite \pm chlorite dans les éclogites ;

- à albite - épidote - biotite - phengite \pm grenat \pm amphibole verte \pm chlorite dans les gneiss.

3°) Episode tardif :

Il est caractérisé par des déformations en régime cassant ou à la limite ductile - fragile : pseudotachylites avec développement de chlorite dans des failles concordantes ou sécantes sur la foliation régionale, fractures méridiennes tardives, probablement en relation avec les failles verticales sub-méridiennes mises en évidence cartographiquement (cf. § A). Les sens de mouvement le long de ces failles ne sont pas cohérents à l'échelle méso-scopique.

Il apparaît donc que toutes les formations lithologiques des unités I et II ont subi la même évolution structurale (d'autres informations allant dans ce sens sont données dans le chapitre IV, en particulier pour les gneiss).

Une première conclusion sur les sens de cisaillement opposés peut être donnée ici : les cisaillements à vergence occidentale semblent contemporains des cisaillements locaux à vergence nord-orientale, au vu des paragenèses associées dans les gneiss. Ce point est repris au paragraphe suivant (D).

D- DEFORMATIONS DANS LES UNITES PERMO-CARBONIFERES ET MESOZOIQUES

L'analyse structurale menée dans ce paragraphe concerne toutes les unités structurales à dominante monomé-tamorphique : unité de Sanfront-Pinerolo, unité III, faisceau ophiolitifère et unité de Dronero-Sampeyre. L'étude des déformations dans ces unités doit nous renseigner sur la structuration purement alpine, hors climat éclogitique.

Ce paragraphe débutera, comme le précédent, par la description de structures reliques de haute pression.

1) Une lithologie ayant conservé une fabrique de haute pression : le quartzo-micaschiste ankéritique à chloritoïde du Permien

Ce Permien ankéritique, présent dans les unités III et de Dronero-Sampeyre, est le seul faciès dans lequel j'ai pu reconnaître avec certitude une fabrique relique de haute pression. La description des déformations enregistrées par cette lithologie et leur comparaison avec les structures de THP et HP des unités éclogitiques (§ C 1 et 2) présente donc beaucoup d'intérêt. Un échantillon (7-204, Norastra, 2 km au SSW de Melle, unité III) montrant une superposition de fabriques de haute et de basse pression, a fait l'objet d'une analyse structurale dans les trois sections taillées parallèlement aux axes cinématiques de la déformation majeure (phase de basse pression).

i. La fabrique de haute pression

C'est une fabrique quasi-équante, dans laquelle une organisation planaire tenue peut se manifester par la disposition préférentielle des lamelles de mica blanc (photo III.30, partie médiane de l'échantillon). La fabrique de haute pression est déterminée par la disposition aléatoire des chloritoïdes (et des disthènes quand ils sont présents) dans la matrice quartzitique. Cette disposition équante (isotrope) des minéraux de haute pression a été mise en évidence dans deux plans perpendiculaires, en

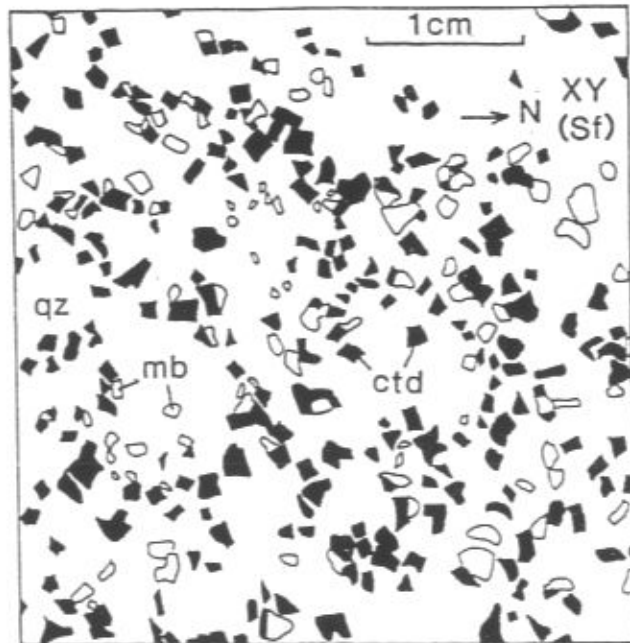


Figure III.9 : Disposition désordonnée des chloritoïdes et des micas blancs dans la matrice quartzreuse d'un quartzo-micaschiste permien. Ech. 7-204, Norastra, 2 km au SSW de Melle, unité III. Schéma d'après échantillon, section "XY". mb : mica blanc, ctd : chloritoïde, qz : quartz.

l'occurrence les plans XY et XZ de la foliation rétromorphique (section XY: fig. III.9, section XZ : photo III.30, partie supérieure de l'échantillon). En lame mince "XZ" (photo III.29), la disposition aléatoire des chloritoïdes et des micas blancs s'accompagne d'une texture polygonale équate de la matrice quartzreuse.

Dans certains échantillons (e. g. 7-201, Ballatori, r. d. val Varaita, unité III), on peut observer une foliation de haute pression mieux développée, définie par l'orientation préférentielle des micas blancs, ainsi que par une réorientation partielle des chloritoïdes et disthènes, accompagnée de leur déformation interne. Le quartz recristallise et présente une texture engrenée. Sur les plans de foliation, une linéation de striation micacée se développe. En section XZ de "haute pression", une structure en amygdales frustes se développe, avec des pans C' et C'' statistiquement équivalents, sans sens de cisaillement dominant visible.

Ici encore, comme dans les unités éclogitiques (§ C), le régime de déformation semble coaxial, pendant le climax de haute pression.

ii. La fabrique rétromorphique

Elle est marquée par l'apparition d'une foliation nette et par l'envahissement de la roche par la rouille, à partir de l'ankérite (photo III.30). Cette foliation est définie par la mise à plat des tablettes de mica et de chloritoïde, qui cependant ne s'orientent pas préférentiellement dans ce plan. Une linéation très nette apparaît sur le plan de foliation : c'est une linéation rétromorphique, marquée par l'allongement de chlorite verte (photo III.28) selon une direction ici méridienne. Elle s'accompagne, en section XZ, de structures C-S indiquant un cisaillement à vergence nord (on est dans la zone de cisaillements à vergence nord-est, cf. dépl.7) ; les plans S sont marqués par le développement de chlorite et d'ankérite.

2) Structures dans les quartzites triasiques

Le faciès le plus intéressant à étudier du point de vue structural est le quartzite conglomératique du Trias inférieur.

Dans les échantillons récoltés, deux types de fabriques ont été mis en évidence :

i. Une fabrique linéo-planaire (e. g. éch. 9-78, S. Maurizio, r. d. Varaita, unité III), définie de la manière suivante (fig. III.10) :

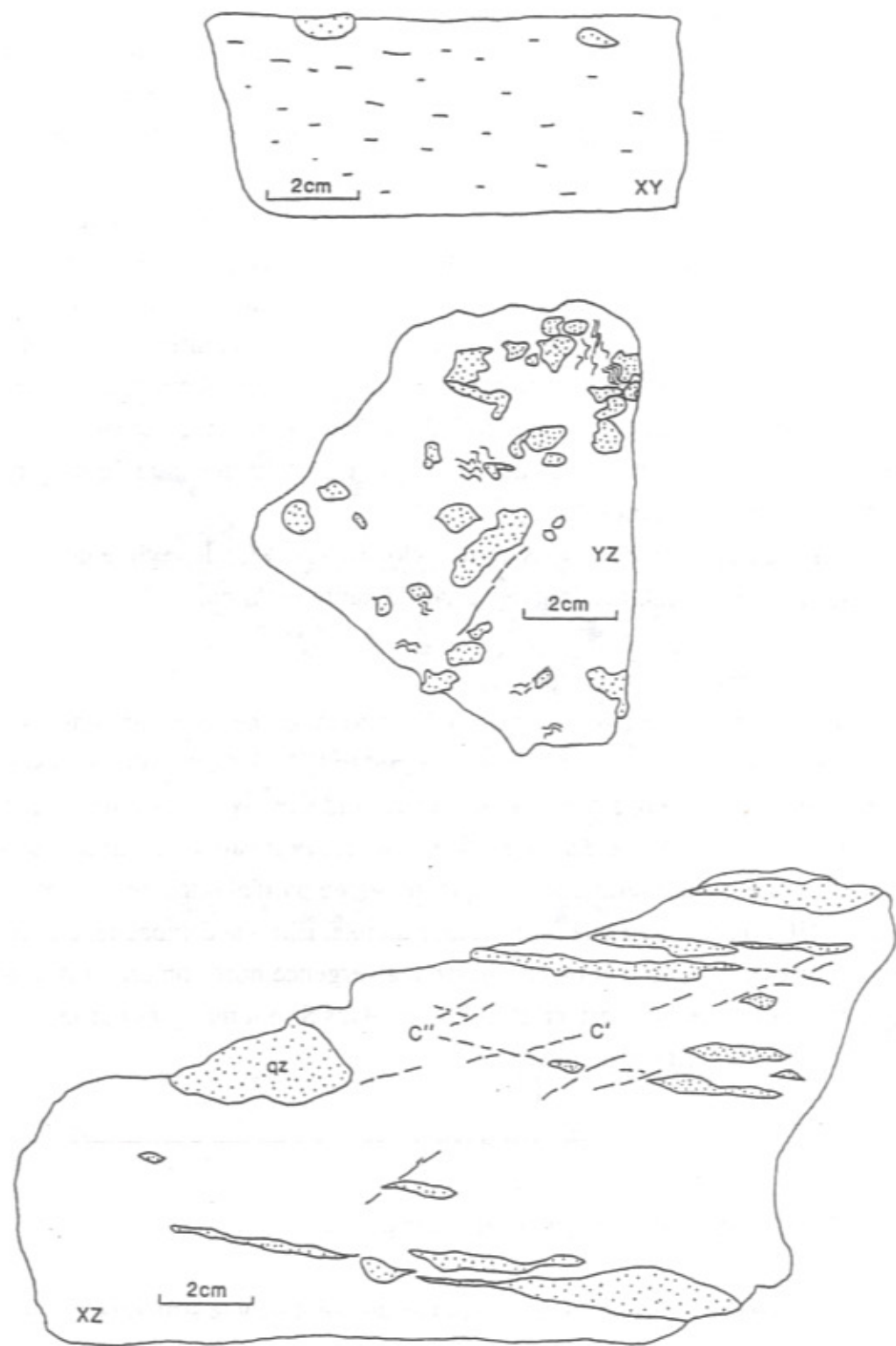


Figure III.10 : Fabrique linéo-planaire dans un quartzite conglomératique dans les trois plans cinématiques. Schéma d'après éch. 9-78, S. Maurizio, r. s. Varaita.

qz : galet de quartz.

- les micas blancs (phengites) montrent une orientation préférentielle de forme planaire forte, définissant ainsi la foliation (plans XY). Dans ces plans, la linéation est marquée par l'étirement des galets de quartz ;
- en section YZ, une fine crénulation apparaît, d'axe parallèle à la linéation et avec des plans axiaux variables (parallèles à perpendiculaires à la foliation). Elle est marquée par les micas blancs et replisse localement les galets quartzeux préalablement étirés ;
- en section XZ, la structure présente quelques plans discontinus C' et C'' symétriques ;
- l'étirement des galets quartzeux est variable et peut être très fort (Y:X varie de 1:1.5 à 1:4), pour un aplatissement modéré (Z:Y = 1:1.15 à 1:2.15). Ceci indique un paramètre de forme k (Flinn, 1965) supérieur à 1 (2.6 à 3.4), et place donc l'ellipsoïde de déformation finie dans le champ de la constriction.

Cette fabrique, bien qu'apparemment dépourvue de minéraux de haute pression (la substitution phengitique n'a pas été analysée dans les micas blancs de cet échantillon), semble correspondre, au vu des mécanismes de déformation qui l'ont créée, à une fabrique de haute pression.

ii. Une fabrique plano-linéaire (e. g. éch. 6-21, Combetta, r. g. val Bronda, unité de Sanfront-Pinerolo), caractérisée par une linéation de striation micacée très prononcée en sections XY et XZ, associée à des structures de cisaillement (vergence ouest) : poissons de mica (photo III.31 A), asymétrie des galets de quartz (photo III.31 A), boudinage antithétique de feldspath détritique (photo III.31 B), matrice quartzeuse à texture engrenée, à orientation préférentielle de forme en général peu prononcée.

Cette fabrique est le résultat de la déformation régionale principale, en régime non coaxial cisailant (charriage).

3) Déformation des micaschistes

a) Les micaschistes graphiteux de l'unité de Sanfront-Pinerolo

Ces micaschistes ont l'intérêt de bien montrer la superposition d'une crénulation tardive sur les structures régionales.

i. Les structures régionales

Les micaschistes graphiteux possèdent une fabrique régionale plano-linéaire complexe, en général largement redéformée. La foliation de ces roches porte une linéation de striation micacée, enroulée tardivement. En section XZ, les critères de cisaillement sont en général ambigus, car masqués par la déformation ultérieure. Des

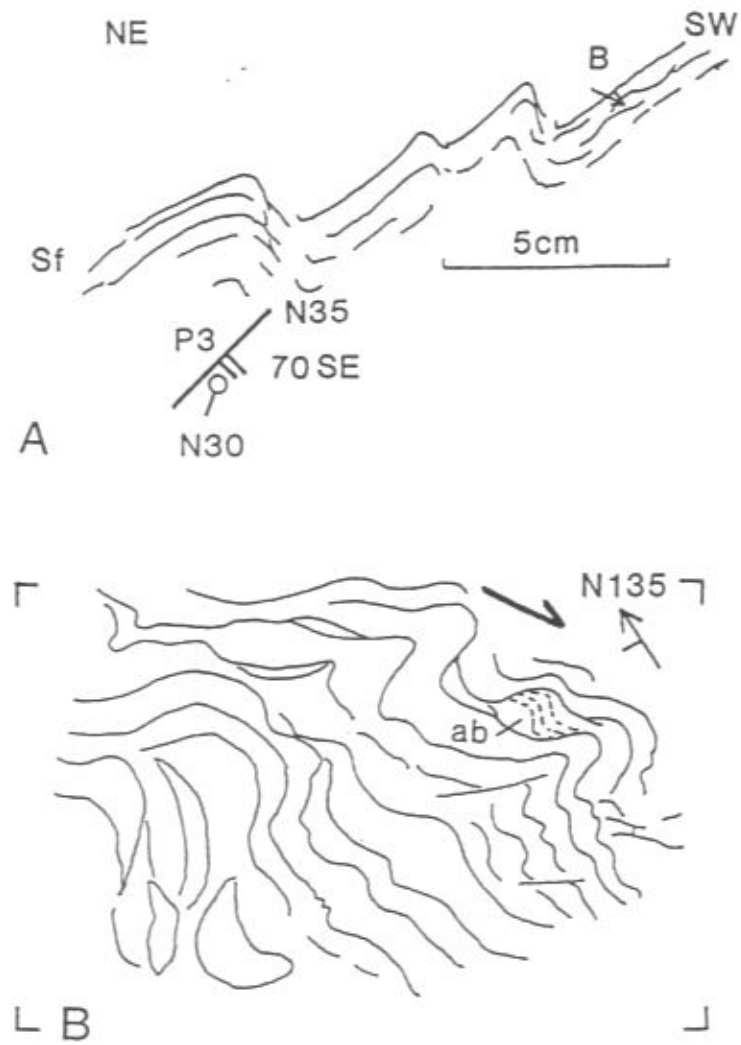


Figure III.11 : Foliation régionale dans les micaschistes graphiteux. Madonna delle Grazie, route du val Bronda.

A : Schéma général.

B : Détail de la structure crénelante. Schéma de lame mince, éch. 6-16. Section perpendiculaire à l'axe de la crénelation. ab : albite à foliation interne sigmoïde, cf. photo III.33.

plis isoclinaux ont été observés à l'échelle de la lame mince (photo III.32) : leur charnière épaissie est formée de micas blancs recristallisés en arc polygonal. Les autres minéraux stables pendant ce plissement sont chlorite - graphite ± grenat ± albite.

ii. Les structures ductiles tardives

Elles sont responsables de l'aspect de "tôle ondulée" observé sur l'affleurement type étudié (Madonna delle Grazie, route du val Bronda : fig III.11). La crénelation, à plan axial à pendage raide vers le sud, axe subméridien (N30) et longueur d'onde décimétrique, possède une asymétrie (flanc long et flanc court) nette, caractéristique d'un mouvement à vergence occidentale. Cette vergence est confirmée en lame mince par des albites à foliation interne sigmoïde (fig. III.11 et photo III.33) et par des structures hélicites contemporaines de la déstabilisation des grenats en graphite, quartz, chlorite oxydée. La foliation interne, qui se raccorde à la foliation externe, est définie par les mêmes minéraux : micas blancs phengitiques, chlorite, graphite, grenat. En lame mince (photo III.32), le mouvement crénelant est caractérisé par la déformation des micas blancs dans les charnières (extinction onduleuse) et une paragenèse minérale stable semblable à celle qui est présente dans les plis isoclinaux plus précoces, avec cependant une tendance à une plus grande altération des grenats (en chlorite oxydée) et un développement plus important de la chlorite dans les zones charnières de la crénelation.

Des structures intéressantes ont été observées dans les zones de charnière crénelante moins riches en graphite : dans les zones de plan axial, ou dans des fractures parallèles à lui, on observe une réduction très importante de la taille des grains (quartz - albite) par fracturation (\varnothing moy : 5 à 20 μ m) et envahissement de l'espace intergranulaire par une chlorite enchevêtrée microcristalline (photo III.34). De telles structures, proches de celles de pseudotachylites, ont déjà été décrites dans les mylonites d'orthogneiss de Brossasco (§ B), où leur "calage" dans l'évolution structurale était moins précise.

L'enroulement de la linéation régionale a été étudié sur un échantillon (8-03a, rive gauche du Rio Angarama, alt. 620 m, 500 m à l'est du Coletto Basso), de la même manière que pour les éclogites. Les linéations sont approximativement contenues dans le même plan, confirmant un mécanisme où le cisaillement domine pour la formation de ces plis tardifs.

b) Les micaschistes des unités III et Dronero-Sampeyre

Ils présentent le même type de structures que les micaschistes de l'unité II (§ C). Cependant, les déformations tardives (crénelations) y sont mieux préservées.

i. Les structures régionales

Ce sont :

- une foliation complexe, moulant, en reliques minérales et structurales, les minéraux de haute pression (grenat, chloritoïde) ;
- une linéation rétomorphique matérialisée par une striation phylliteuse (phengite - paragonite - chlorite), des ombres de chlorite sur grenat et chloritoïde ;
- des structures C-C' et C-S indiquant un mouvement, soit à vergence SW (par ex. éch. 6-84, Valmala, unité de Dronero-Sampeyre), soit à vergence N (éch. 7-200, Ballatori, r. d Varaita, unité III : photo III.35), avec la même paragenèse associée : mica blanc - albite - chlorite plus ou moins abondante - ankérite \pm grenat.

ii. La crénulation tardive

Dans les micaschistes, la foliation différenciée à feuilletts quartzeux et feuilletts micacés est déformée par la crénulation tardive. Les niveaux quartzeux constituent, sur le terrain, de bons marqueurs de ce plissement (photo III.36) à plan axial plus raide que la foliation régionale (cf. canevas n°4c, dépl.6) et montrant en général une asymétrie à vergence NE.

En lame mince taillée perpendiculairement à l'axe de la crénulation (photo III.37), les micas sont déformés ou recristallisent en arc polygonal dans les charnières. Les chloritoïdes sont entraînés et plus ou moins morcelés dans les flancs, avec remplissage chloriteux des fentes. La chlorite se développe préférentiellement dans les charnières, et lorsque le plissement évolue, dans le plan axial du pli tardif.

4) Aperçu des déformations dans les lithologies gneissiques (porphyroïdes, gneiss oeillés)

Les porphyroïdes ont enregistré la même évolution structurale que les métagranites des unités éclogitiques. La déformation régionale se manifeste par une foliation complexe C-S indiquant un mouvement à vergence occidentale (cf. fig. II.17 C).

Dans les gneiss oeillés du M. Birrone, les sens de cisaillement associés à la linéation sont peu nets et semblent plutôt montrer un régime où l'aplatissement domine. Cependant, nous avons effectué trop peu d'observations structurales dans ces gneiss pour pouvoir conclure à une évolution structurale différente de celles des autres gneiss.

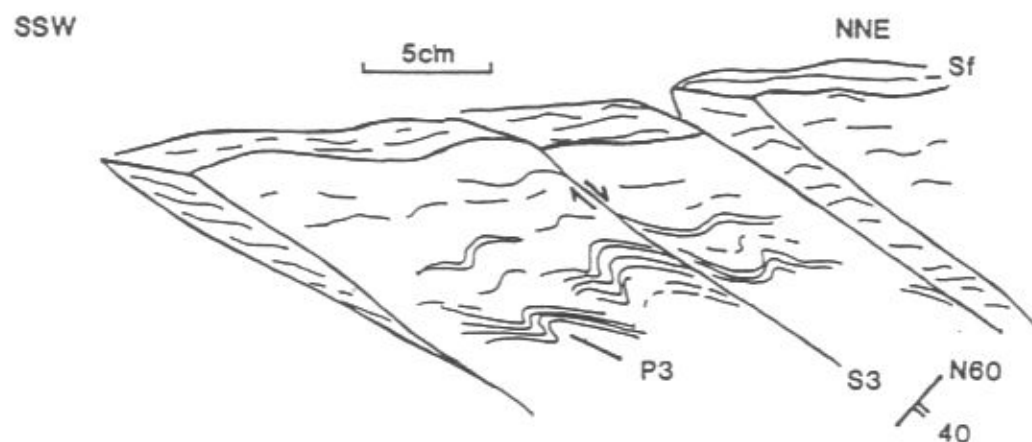


Figure III.12 : Crénulation et cisaillement à vergence NE dans les micaschistes permieniens en écailles dans le faisceau ophiolitifère.
Schéma d'affleurement.
Chemin de Biolo, 2,5 km au sud de Melle.
P3 : crénulation tardive dont le plan axial évolue en foliation (S3).

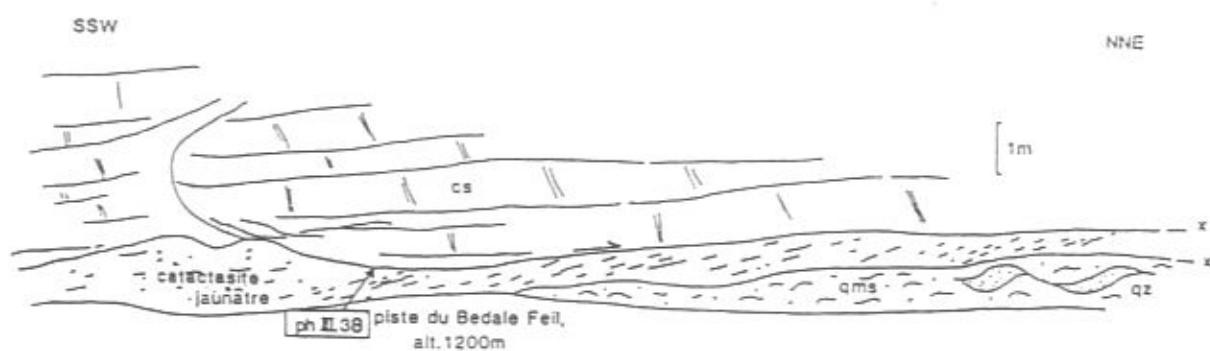


Figure III.13 : Cataclasites à vergence nord dans le faisceau ophiolitifère.
Bedale Feil, alt. 1200 m.
Schéma d'affleurement.

cs : calcschistes cristallins, incluant des niveaux de gneiss albito-phengitiques clairs.
qms : quartzo-micaschiste ankéritique, à niveaux lenticulaires quartzeux (qz).

5) Structures enregistrées par le faisceau ophiolitifère

C'est dans la partie sommitale calcschisteuse et dans le liseré de terrains permieniens probables, intercalé dans le faisceau de roches vertes, que les structures sont les plus apparentes et les plus variées.

i. Les structures régionales

La foliation est une foliation complexe rétomorphique, portant une linéation de striation micacée très nette. Les sens de cisaillement s'observent, comme pour les autres schistes, par des structures C-C', aussi bien à l'affleurement (photo III.39) qu'à l'échelle de la lame mince : les minéraux associés au cisaillement sont la chlorite et l'ankérite essentiellement.

ii. Les crénulations

Les micaschistes permieniens intercalés dans le faisceau ophiolitifère montrent des structures crénulantes tout à fait intéressantes (fig. III.12) : le plan axial de la crénulation évolue en plan de cisaillement à composante normale et à vergence NNE.

iii. Cataclasites tardives

À la base de la formation des calcschistes (rive dr du Bedale Feil, sud val Varaita), nous avons observé des plans horizontaux à matériel pulvérulent jaunâtre, séparant des calcschistes à niveaux de gneiss albitique et de quartzomicaschistes (fig. III.13). Ces plans, d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, sont formés de cataclasites jaunâtres dans lesquelles un clivage d'espacement millimétrique indique un mouvement vers le nord (photo III.38).

6) Evolution structurale des unités permo-carbonifères et mésozoïques : résumé et comparaisons

Une évolution structurale comparable à celle des unités éclogitiques polymétamorphiques a été mise en évidence, avec cependant un meilleur enregistrement des structures tardives.

On retrouve les trois épisodes majeurs :

1°) Episode de haute pression

Il n'est marqué que dans peu de lithologies, par des fabriques L>S (quartzite conglomératique), des structures équantes ou présentant un aplatissement coaxial (C'-C'' symétriques : quartzomiaschiste permien), ou encore des reliques texturo-minérales peu déformées de haute pression.

Comme dans les unités éclogitiques, aucun indice de cisaillement n'a été mis en évidence pendant ce stade de déformation.

Les paragenèses minérales associées à cette déformation sont :

- quartz - phengite dans le quartzite conglomératique,
- chloritoïde - disthène dans le quartzomiaschiste permien,
- grenat ± chloritoïde - quartz dans les miaschistes permo - carbonifères ;

elles sont liées à l'épisode métamorphique précoce "schistes bleus" (cf. chap. IV).

2°) Episode rétromorphique

On le divisera en deux stades :

- stade "régional", caractérisé par un régime de déformation non coaxial fortement cisailant. La contemporanéité des mouvements à vergence occidentale et nord-orientale est confirmée. On donnera des explications de ce phénomène au chapitre V ;

- plissement crénelant "post-régional", déformant la foliation principale. Le régime de déformation mis en évidence est non coaxial (pli de cisaillement). La direction du mouvement d'enroulement de la foliation n'est pas cohérent dans toute la pile : vergence occidentale dans l'unité profonde de Sanfront-Pinerolo (identique à ce qui était observé dans les unités éclogitiques, cf. § B), déversement vers le NE dans les unités supérieures (unité III, faisceau ophiolitifère, unité DS).

Des paragenèses "schiste vert" semblables sont associées à ces deux stades, avec cependant, pour le dernier stade :

- développement plus important de la chlorite,
- déstabilisation plus prononcée des minéraux de haute pression ;

3°) Episode tardif

Deux stades sont mis en évidence :

- un stade "précoce", à la limite ductile- fragile, et quasi - contemporain du stade de plissement post- régional (cf. supra), pendant lequel se développent des structures de cataclase de type pseudotachylites ;

- un stade tardif, en régime fragile, développant des cataclasites à vergence nord dans les calcschistes. Ce stade n'a pas été observé ailleurs.

Chapitre IV

L'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES DIVERSES UNITES

Ce chapitre est la contribution "pétrographique" à l'enquête que nous menons pour déchiffrer l'histoire alpine du Dora-Maira méridional. La détermination des chemins pression - température dans les différentes unités tectono-métamorphiques superposées doit nous fournir des contraintes sur cette histoire ; en particulier, l'étude des chemins de rétrogenèse sera capitale pour comprendre dans quelles conditions s'est déroulée la remontée de ces roches crustales enfouies à grande profondeur.

Il convient de rappeler ici (cf. chap. I) la subdivision des unités métamorphiques qui sera utilisée dans ce chapitre. Selon le métamorphisme typomorphe (culmination de pression) qu'elles ont subi, on distingue les unités suivantes:

- unité de Sanfront-Pinerolo = unité "schistes bleus" = unité SB inf. ;
- unité I = unité éclogitique de très haute pression, à coesite = unité THP ;
- unité II = unité éclogitique de haute pression = unité HP ;
- unité III + faisceau ophiolitifère + unité de Dronero - Sampeyre = unités "schistes bleus" = unités SB. Ce qualificatif de schistes bleus a été choisi ici par commodité, parce que, dans le secteur étudié, les paragenèses typomorphes "schistes bleus" sont communes dans ces unités et qu'aucune paragenèse éclogitique n'y a été observée. Néanmoins, B. Patrick et R. Oberhänsli (comm. pers., 1989) signalent des éclogites en val Pô, dans la continuation septentrionale directe des micaschistes polymétamorphiques de l'unité III, indiquant ainsi que des conditions éclogitiques ont existé dans une partie au moins des unités SB. Notons que d'autres éclogites sont mentionnées dans le socle plus au nord, en val Pellice, val Chisone et val de Susse (Borghesi et al., 1985 ; Pognante et Sandrone, 1989).

L'option choisie pour la rédaction de ce chapitre a été de privilégier les lithologies plutôt que les épisodes métamorphiques : on cherchera donc les informations susceptibles de nous renseigner sur les épisodes prograde, typomorphe et rétrograde, enregistrés par ces différentes unités tectono-métamorphiques, successivement dans les roches vertes (§ B), les pélites (§ C) et les gneiss (§ D) ; l'accent sera mis sur les

comparaisons des paragenèses minérales observées dans les différentes unités. Auparavant, un paragraphe (A) est consacré à la coesite, qui, ne l'oublions pas, est pour une grande part à l'origine de ce travail. Le paragraphe E, récapitulatif, est consacré à l'établissement des chemins (P,T) mis en évidence dans les différentes unités métamorphiques (grille pétrogénétique).

Les analyses des minéraux sont rassemblées dans un volume annexe, en trois parties (roches vertes, pélites, gneiss) ; des tableaux de paragenèses des principales roches étudiées et des diagrammes de composition des minéraux sont donnés dans le texte.

A- LA COESITE

Ce polymorphe de haute pression de la silice, instable (ou métastable) à des pressions inférieures à 25 kbar quelle que soit la température, a été découvert pour la première fois en domaine métamorphique par C. Chopin (1984) dans le sud du massif Dora-Maira.

Auparavant, ce minéral n'avait été observé que dans des gisements particuliers tels les cratères d'impact (Meteor Crater, Arizona : Chao et al., 1960) ou les xénolithes de kimberlites à diamant (kimberlite Roberts Victor, Afrique du Sud : Smyth et Hatton, 1977 ; diamants de Yakoutie, URSS : Sobolev et al., 1976).

Depuis, la coesite a été découverte dans quelques autres terrains métamorphiques : dans des éclogites de Norvège (Smith, 1984 ; Smith et Lappin, 1989), en Chine centrale (Okay et al., 1989 ; Wang et al., 1989) et, pseudomorphosée, en Chine orientale (Yang et Smith, 1989 ; Enami et Zang, 1989).

En lame mince, les critères de reconnaissance de la coesite sont les suivants (photos IV.1 et IV.2) :

- relief un peu plus élevé que celui du quartz ; biréfringence plus faible ; luminescence bleue sous le faisceau de la microsonde, différente de celle, orange, du quartz ;
- structure radiale des fibres de quartz qui la rétromorphosent ;
- fractures radiales dans le minéral encaissant l'inclusion, dues à l'augmentation de volume lors de la transition coesite - quartz (Gillet et al., 1984 ; Van der Molen et al., 1986).

Dans le sud du massif Dora-Maira, seule l'unité I contient de la coesite. J'ai observé ce minéral et ses pseudomorphoses dans diverses lithologies, principalement en inclusion dans des minéraux compétents de haute pression :

- dans le quartzite à pyrope : la coesite et ses pseudomorphoses sont communes dans les pyropes (photo IV.2) et les disthènes ; je l'ai également observée dans la matrice de cette roche, fraîche (fig. IV.1 sur planche photo) ou rétromorphosée (cf. photos III.14 et III.16), démontrant que le quartzite était bien une "coesitite" avant sa rétromorphose (voir aussi Chopin, 1984 ; Gillet et al., 1984) ;

- dans les niveaux à jadéite : j'ai observé la coesite, fraîche dans le disthène (éch. 5-41b : photo IV.3), en pseudomorphose dans disthène et jadéite ;

- dans les métapélites à grenat - disthène : la coesite est incluse et encore conservée dans les grenats (éch. 4-12Mo et photo IV.4) et le disthène ; ses pseudomorphoses sont fréquentes dans les mêmes minéraux ;

- dans les éclogites : on retrouve la coesite fraîche en inclusion dans le disthène (éch. 9-36b) ; rétromorphosée, je l'ai souvent observée dans le disthène et l'omphacite (éch. 4-10 : photo IV.5).

L'absence de coesite, même rétromorphosée, dans les unités supérieures (II, III, faisceau ophiolitifère et Dronero-Sampeyre) et inférieure (Sanfront-Pinerolo) constitue une preuve rapide et évidente d'un contraste métamorphique.

D'autre part, la présence de coesite dans des lithologies variées confirme de façon claire le caractère régional du métamorphisme de très haute pression (l'unité à coesite couvre une surface de 50 km²) et exclut indiscutablement l'hypothèse de surpressions locales, qu'elles soient dues à des fluides ou à des effets de pointe aux limites de grains.

B- LES ROCHES VERTES ET LES ECLOGITES

1) Associations minérales

Dans le secteur étudié, les roches vertes sont représentées dans toutes les unités métamorphiques. Elles constituent donc un bon matériel pour comparer l'évolution métamorphique des différentes unités.

roche	éch	localisation	co	qz	gt	om	ky	ep	am	ph	pa	ma	ru	ilm	sph	hem	bi	chl	autres
UNITE SP																			
gl à gt	7-137	Cse dei Frai		?	+			+,II	c(gl),b(v)						+	II		II	abII
UNITE I																			
ecl Fe	4-22M	V Gambaasca		+	+	+	?	zo+,czoII	+(bv)	+									
ecl Fe	4-05	P. Ruota		+	+	+		zoII	II(i)	+									
ecl à qz	4-10	P. Ruota	(+)	++	+	+		zoII	II	+				II	II	II			
ecl à qz-ky	4-12	P. Ruota		++	+	+		zoII	II	+				II	II	II	II	Ilox	pIII
ecl Fe	4-34	Rca Dritta		+	+	+		zoII	II(v)	+				II?	II				
ecl à qz-ky	4-45	V Gambaasca		++	+	+		zo+	II	+				II	II			II	abII
ecl Fe	6-27	Isasca		+	+	+		zoII	c(gl),b(v)										
ecl à qz-ky	6-49	Via Marmorea		++	+	+		zo+,II		+				II	III				
ecl Ca	6-57	Cia Monforte		+	+	+			II	+				I?	II	II	II		
ecl équante	7-36	Rca Dritta	(+)	++	+	+			II(i)	+				II?	II	II			calc+
ecl à qz-ky	9-36c	Rca Ussa		+	++	+	+	zoII	II(i)	+									
id	9-36b	Rca Ussa		+	+	+	+	zoII	II(v)	+	II					II			
UNITE II																			
ecl Fe	7-82	Mra Cru		+	+	+		(zo-czo)II	II(bv)	+	+								
ecl Fe	7-152	G Nivo		+	+	+		(zo-czo)II	c(gl),b(v)	+									
ecl Fe	7-268	Costabella		+	+	+		zoII	c(gl),b(v)	+					I?	II	Ilox		
ecl Fe	7-399b	SB Agnelli		+	+	+		(zo-czo)+	c(gl),b(v)	+									
ecl Fe	8-110	Rca Soie		+	+	+		zo+	c(bv),b(v)	+					I?			Ilox	
UNITE III																			
gl à gt	6-111b	C Cialancia		+	+			czo+	gl+	+				I	II	III		II	II
FAISC OPH																			
amph. à gt	6-104	bas Valmala		+	+			zo	c(gl),b(v)	?				I	II	+		II	IKx
UNITE DS																			
amph. à gt	6-88	Valmala		+				ep+,czoII	c(bl),b(v)						+	II	III	+	II

Tableau IV.1 : Tableau des associations minérales primaires et rétro-morphiques des principales roches vertes étudiées.

+, I : paragenèse principale (THP ou HP)
 (+) : minéral pseudomorphosé
 x : minéral relique
 II : phase tardive

amphiboies : c : coeur, b : bord, bv : bleu-vert, i : incolore.

a) Les paragenèses typomorphes (cf. tabl. IV.1)

Les unités I et II présentent des paragenèses typomorphes éclogitiques. Dans l'unité I, l'assemblage caractéristique est gt - om ± ky - ph - ru - qz, avec des reliques de coesite dans le disthène ou le pyroxène. Une zoïsite primaire peut compléter la paragenèse. Même en l'absence de coesite, ces éclogites sont donc très remarquables par la présence de disthène et l'absence de paragonite, au contraire de toutes les éclogites connues jusqu'à présent dans les Alpes occidentales (Droop et al., 1990). L'assemblage éclogitique de l'unité II se distingue du précédent par l'absence de coesite et de disthène, et par la présence de paragonite.

Dans les unités "schistes bleus", la paragenèse typomorphe, souvent rétro-morphosée, est : gt - gl - zo et/ou czo ± pa. L'absence de pyroxène est la seule différence majeure entre cette paragenèse et celle de l'unité II : cette différence dénote, soit des différences de conditions (P, T) enregistrées dans les deux unités, soit d'un état de rétro-morphose plus prononcé qui aurait fait disparaître le pyroxène dans les unités SB., soit encore des différences de composition chimique du protolithe (Oberhänsli, 1977 ; Schliestedt, 1986).

b) Les paragenèses rétrogrades (cf. tabl. IV.1)

Dans toutes les unités, la rétro-morphose est marquée dans les roches par le développement d'amphibole (cf. § 3 ci-dessous), d'épidote, d'albite (ou plagioclase), ainsi que de chlorites et biotites souvent oxydées, d'ilménite, sphène et hématite. Ce développement d'un faciès "schistes verts" tardif est donc commun aux diverses unités. Néanmoins, certaines réactions rétro-morphiques, comme par exemple le développement de zoïsite, amphibole incolore et paragonite à partir de disthène et omphacite (éch. 9-36b), paraissent spécifiques de l'unité I (THP) ; elles représentent probablement un stade plus précoce de la rétro-morphose, puisqu'on ne les observe que dans les échantillons les moins affectés par l'épisode "schistes verts".

2) Thermométrie grenat - clinopyroxène dans les éclogites : caractérisation du métamorphisme typomorphe dans les unités I et II

L'étude du partage Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène a été effectuée sur une vingtaine d'échantillons, répartis dans les deux unités de manière à couvrir le mieux possible les terrains éclogitiques. Les associations éclogitiques sont présentes dans des

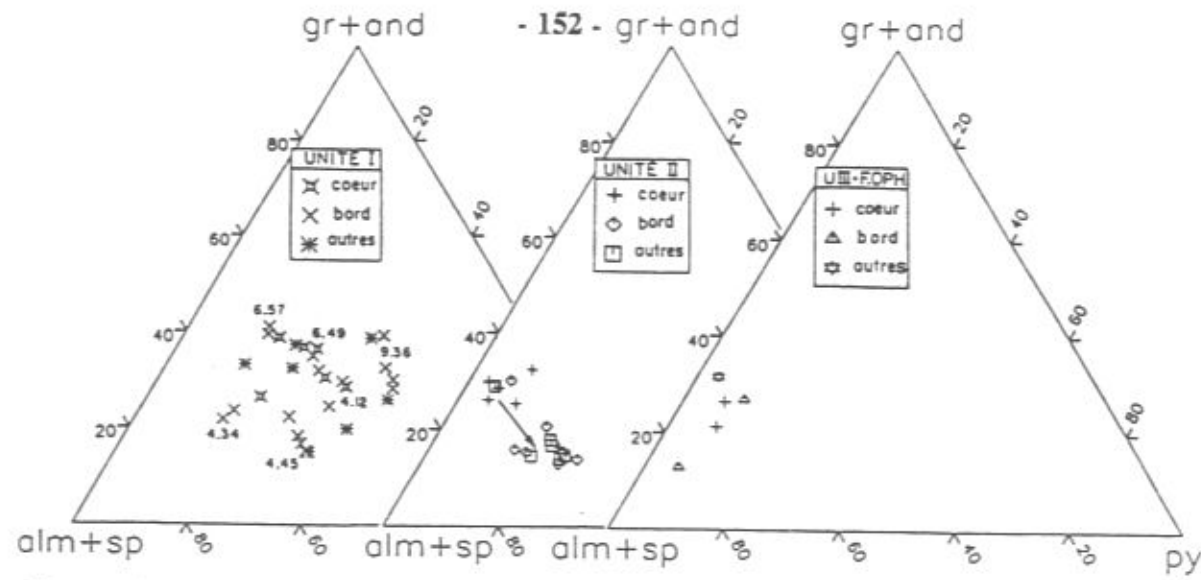


Figure IV.2 : Composition des grenats dans les éclogites des unités I et II. Quelques grenats de roches vertes non éclogitiques (unité III et faisceau ophiolitifère) ont été représentés à titre indicatif.

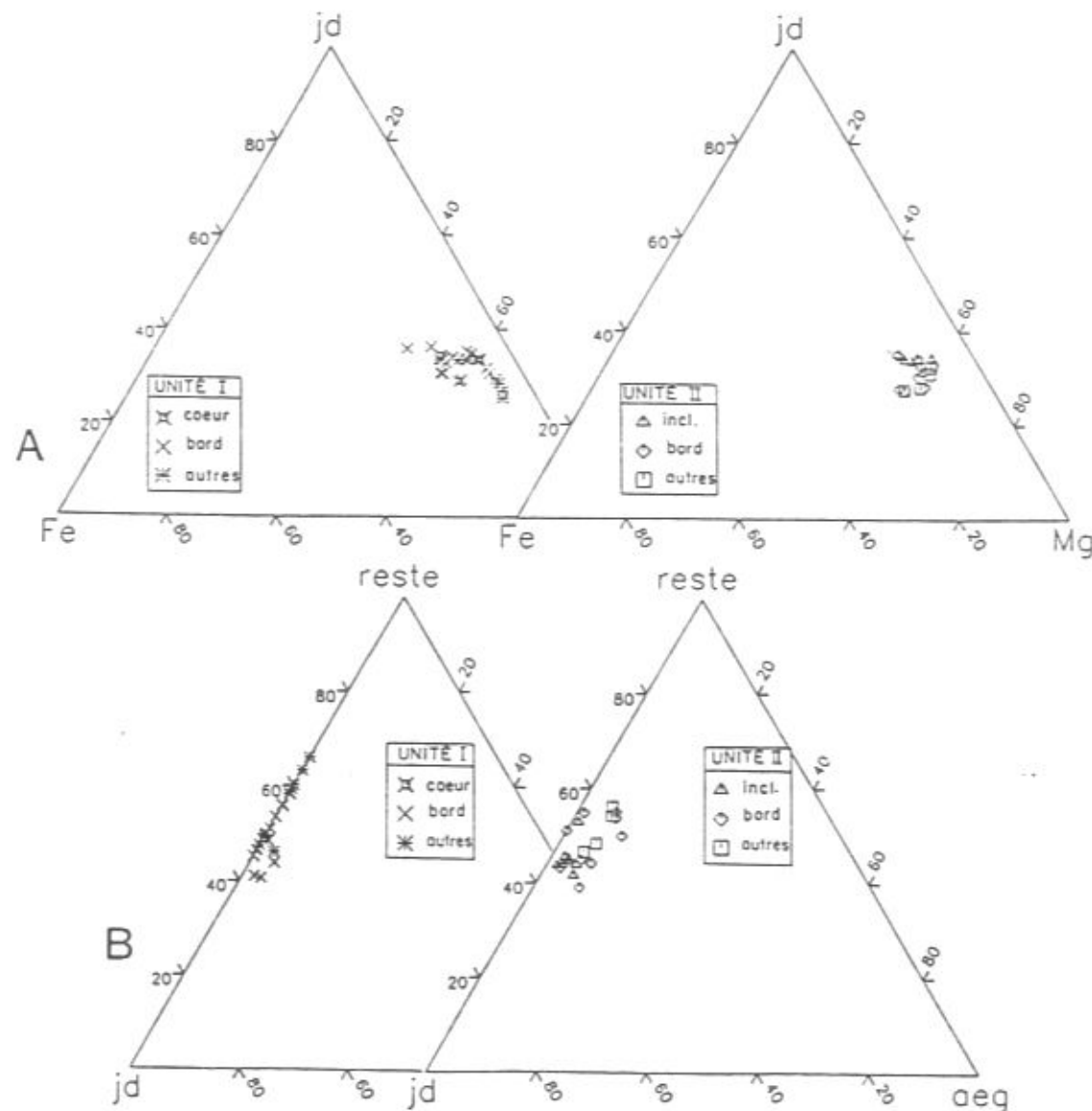


Figure IV.3 : Composition des clinopyroxènes dans les éclogites des unités I et II.

A : Diagramme Fe(cfs + hed)-Mg(cen + di)-jadéite.
 B : Diagramme classique jadéite-aegyrine-augite.

lithologies plus variées dans l'unité I (éclogites ferreuses, éclogites plus magnésiennes, lits éclogitiques calciques contenus dans des marbres) que dans l'unité II (éclogites ferreuses uniquement). Ceci se retrouve dans la composition des minéraux éclogitiques, essentiellement des grenats.

a) Les grenats (fig. IV.2)

Quelle que soit l'unité à laquelle ils appartiennent, les grenats sont pratiquement dépourvus de Fe^{3+} (1,6 %pd Fe_2O_3 max) et contiennent peu de Mn (0,5 à 2 mol% sp, sauf dans l'éclogite ferreuse 6-27 où la spessartine atteint 4,8 mol%) (cf. annexe 1).

Dans l'unité I, ils couvrent un champ de composition relativement étendu, mais leur composition ne varie guère dans un même échantillon. Les plus riches en pyrope (45 mol%) sont contenus par des éclogites à quartz-disthène (4-10, 4-12 et 4-45), les plus pauvres en pyrope (15 mol%) par des éclogites ferreuses (4-34) et calciques (6-57). La teneur en grossulaire varie de 15 à 40 mol% ; celle en almandin + spessartine de 25 à 60 mol%. Aucune zonation significative n'a été mise en évidence (les plus importantes sont de l'ordre de 3 à 5 mol% d'un pôle).

Dans l'unité II, le champ des grenats est plus restreint du fait de l'homogénéité de la composition chimique des éclogites : 5 à 25 mol% py, 60 à 70 mol% alm + sp, 17 à 35 mol% gr + and. Une nette zonation des grenats est mise en évidence dans certains échantillons (7-268, 8-110, 7-399b) : augmentation du pôle pyrope (de 15 mol%) et diminution du pôle grossulaire vers le bord du grenat, à teneur en alm + sp approximativement constante. Il est intéressant de noter que ces échantillons ont la particularité de présenter deux familles de pyroxènes : les uns sont inclus dans les grenats, les autres font partie de la matrice de la roche.

b) Les pyroxènes (fig. IV.3)

Dans l'unité à coesite, les clinopyroxènes sont pratiquement dépourvus d'aegyrine et contiennent de 35 mol% (éch. 9-36c) à 57 mol% (éclogite ferreuse 4-34) de jadéite. Ils sont également pauvres en Fe^{2+} (entre 5 et 20 mol% du pôle ferreux, i.e. hedenbergite + clinoferrosilite). Aucune zonation n'a été observée.

Dans l'unité II, les pyroxènes contiennent de 40 à 60 mol% de jadéite et jusqu'à 8 mol% d'aegyrine. Leur teneur en hedenbergite + clinoferrosilite (Fe^{2+}) varie de 10 à 20 mol%. Les pyroxènes inclus dans les grenats contiennent plus de jadéite (> 50%) que ceux de la matrice (sauf le pyroxène 55 de l'éch. 8-110 : analyse du coeur de

échantillon	4-22Mo	4-05	4-10	4-12	4-34	4-45					
roche	ecl Fe	ecl Fe	ecl à qz	ecl qz-ky	ecl Fe	ecl à qz-ky					
formation	ISASCA	ISASCA	ISASCA	ISASCA	ISASCA	ISASCA					
localisation	Mra Nari	P.Ruota	P. Ruota	P. Ruota	Rca Dritta	Mra Nari					
date	14-9-89	3-10-84			21-1-88	21-1-88					
GRENATS											
n°sonde	21	10	13	10	2	3	7	1	4	43	49
site			coeur	coeur	bord	bord	bord	bord	bord	bord	bord
PYROXENES											
n°sonde	20	11	14	9	5	4	8	2	3	44	50
site			coeur	coeur	bord	bord	bord	bord	bord	bord	bord
THERMOMETRIE											
Fe/Mg (gt)	1.468	3.473	2.507	1.068	1.087	1.267	1.128	3.465	3.878	1.583	1.633
XCa (gt)	0.150	0.331	0.386	0.198	0.285	0.244	0.296	0.236	0.218	0.168	0.183
Fe/Mg (px)	0.155	0.200	0.211	0.136	0.103	0.117	0.111	0.278	0.399	0.201	0.237
Xjd (px)	0.506	0.413	0.406	0.548	0.504	0.500	0.510	0.567	0.557	0.516	0.488
P = 20 kbar											
Kd	9.50	17.38	11.87	7.88	10.60	10.85	10.20	12.46	9.73	7.89	6.90
Ln Kd	2.25	2.86	2.47	2.06	2.36	2.38	2.32	2.52	2.27	2.07	1.93
T (°C)	617	619	735	696	690	656	706	621	661	672	718

échantillon	6-27				6-49				6-57				7-36			
roche	ecl Fe				ecl qz-ky				ecl Ca				ecl à qz-ky équante			
formation	ISASCA				ISASCA				ISASCA				ISASCA			
localisation	Isasca V. Marm.				Cta Monforte				E Rca Dritta							
date	21-1-88				24-2-87				14-6-88				24-2-89			
GRENATS																
n°sonde	51	53	30	3	7	14	18	32	36	42	46					
site	bord	bord	coeur	coeur	coeur			bord	bord	bord	bord					
PYROXENES																
n°sonde	52	54	39	4	5	13	17	33	37	43	49					
site	bord	bord	coeur	coeur	coeur			bord	bord	bord	bord					
THERMOMETRIE																
Fe/Mg (gt)	1.863	1.504	2.623	1.782	1.530	1.994	1.968	3.098	3.042	1.575	1.454					
XCa (gt)	0.223	0.152	0.264	0.367	0.363	0.371	0.323	0.409	0.394	0.348	0.318					
Fe/Mg (px)	0.260	0.248	0.247	0.108	0.117	0.148	0.180	0.264	0.273	0.123	0.125					
Xjd (px)	0.504	0.504	0.525	0.503	0.513	0.505	0.503	0.440	0.441	0.525	0.536					
P = 20 kbar																
Kd	7.16	6.07	10.62	16.49	13.05	13.46	10.92	11.73	11.13	12.77	11.63					
Ln Kd	1.97	1.80	2.36	2.80	2.57	2.60	2.39	2.46	2.41	2.55	2.45					
T (°C)	739	726	674	652	698	696	710	753	755	692	692					

échantillon	9-36c				9-36b			
roche	ecl à qz-ky				ecl à qz-ky			
formation	PARIGI				PARIGI			
localisation	Rca Ussa				Rca Ussa			
date	22-1-90				22-1-90			
GRENATS								
n°sonde	48	23	30	36	39	55	58	
site	coeur	bord	bord	bord			bord	
PYROXENES								
n°sonde	50	22	29	35	38	52	57	
site	coeur					bord	bord	
THERMOMETRIE								
Fe/Mg (gt)	1.343	0.674	0.722	0.683	0.732	0.826	0.713	
XCa (gt)	0.304	0.301	0.325	0.282	0.259	0.386	0.392	
Fe/Mg (px)	0.127	0.091	0.082	0.083	0.080	0.094	0.095	
Xjd (px)	0.534	0.340	0.367	0.417	0.399	0.465	0.440	
P = 20 kbar								
Kd	10.56	7.40	8.84	8.21	9.20	8.74	7.49	
Ln Kd	2.36	2.00	2.18	2.11	2.22	2.17	2.01	
T (°C)	704	791	762	749	704	810	858	

Tableau IV.2 : Thermométrie grenat - clinopyroxène : résultats (UI).

échantillon	7-82				7-152				7-268			
roche	ecl Fe				ecl à gl				ecl Fe			
formation	RORE				RORE				RORE			
localisation	Meira Cru				G. Nivo				Costab.			
date	26-5-87				16-12-87				21-1-88			
GRENATS												
n°sonde	3	6	13	49	61	2	5	7	66	71	72	
site	coeur	coeur	bord		bord	bord		bord	coeur		bord	
PYROXENES												
n°sonde	1	4	12	48	62	3	4	8	65	70	73	
site		bord	bord		bord	bord	incl	bord	incl	incl	bord	
THERMOMETRIE												
Fe/Mg (gt)	12.777	18.636	8.435	12.849	3.278	2.559	2.456	2.151	5.645	2.986	2.547	
XCa (gt)	0.260	0.298	0.300	0.289	0.207	0.129	0.147	0.140	0.323	0.179	0.136	
Fe/Mg (px)	0.286	0.282	0.306	0.218	0.199	0.181	0.133	0.135	0.249	0.239	0.183	
Xjd (px)	0.380	0.379	0.386	0.391	0.395	0.479	0.524	0.494	0.531	0.515	0.526	
P = 20 kbar												
Kd	44.73	66.09	27.52	59.04	16.47	14.13	18.54	15.90	22.63	12.49	13.88	
Ln Kd	3.80	4.19	3.32	4.08	2.80	2.65	2.92	2.77	3.12	2.52	2.63	
T (°C)	434	407	523	415	550	526	492	513	567	582	533	

échantillon	7-399b				8-110					
roche	ecl à gl				ecl Fe					
formation	RORE				RORE					
localisation	S.B Agn.				Rca Sole					
date	25-1-88				14-6-88					
GRENATS										
n°sonde	2	3	7	13	15	35	57	59	62	65
site		bord		coeur	coeur		coeur	coeur	bord	bord
PYROXENES										
n°sonde	1	4	6	12	14	34	55	58	61	66
site	incl	bord		incl	incl		incl coeur	incl	bord	bord
THERMOMETRIE										
Fe/Mg (gt)	2.890	2.377	2.524	2.637	2.478	3.474	6.034	10.999	3.789	4.483
XCa (gt)	0.167	0.143	0.140	0.164	0.139	0.145	0.253	0.284	0.154	0.159
Fe/Mg (px)	0.190	0.267	0.164	0.212	0.253	0.147	0.189	0.181	0.187	0.212
Xjd (px)	0.517	0.541	0.449	0.507	0.543	0.481	0.458	0.519	0.489	0.438
P = 20 kbar										
Kd	15.20	8.89	15.44	12.45	9.78	23.63	32.00	60.87	20.30	21.16
Ln Kd	2.72	2.18	2.74	2.52	2.28	3.16	3.47	4.11	3.01	3.05
T (°C)	538	627	518	572	603	455	474	410	482	479

Tableau IV.2 : Thermométrie grenat - clinopyroxène : résultats (UII).

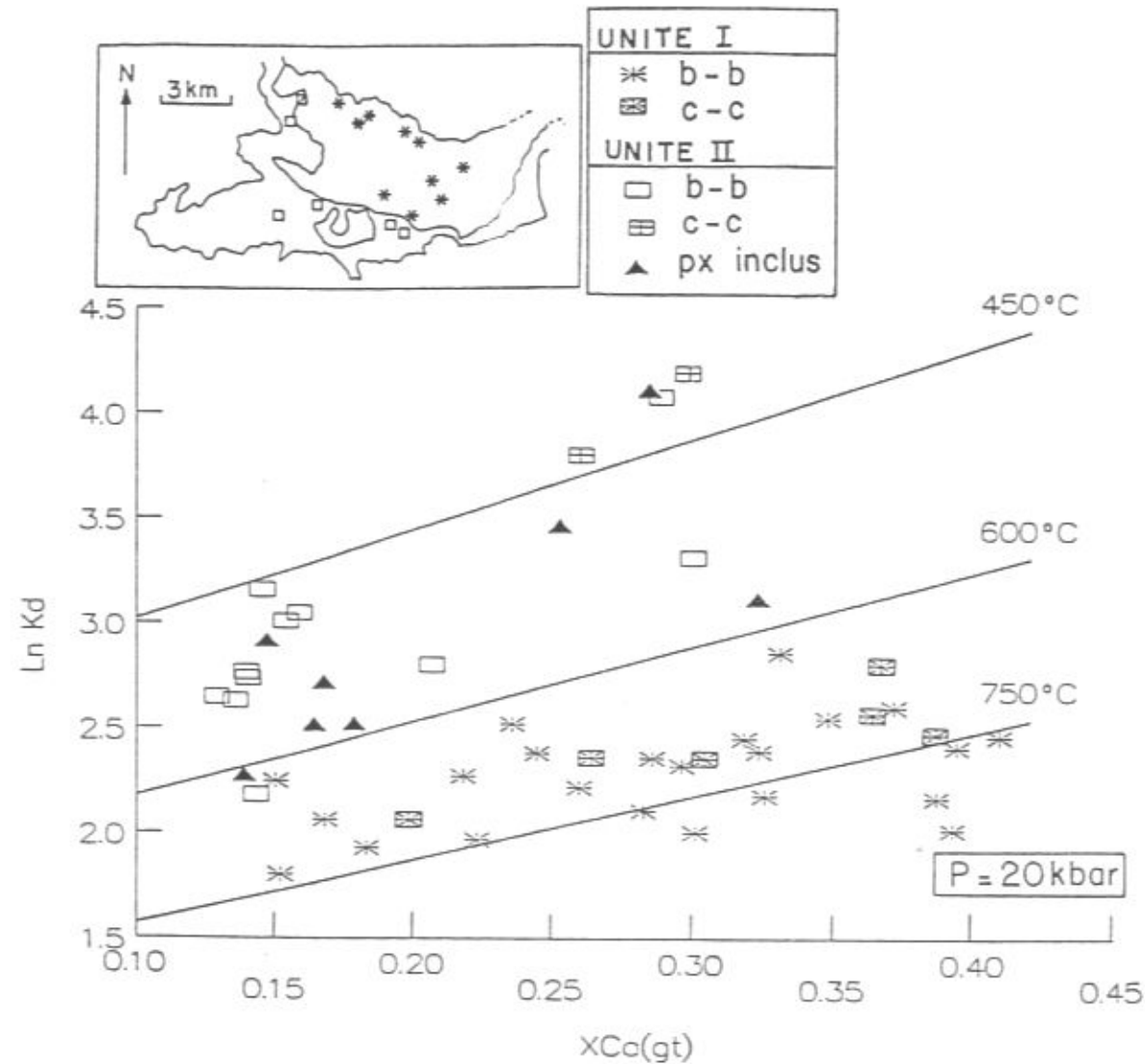


Figure IV.4 : Diagramme LnKd vs XCa(gt).
Les échantillons étudiés sont localisés dans le cartouche.

l'inclusion, alors que tous les autres pyroxènes inclus ont été analysés à leur bord, en contact avec le grenat). Les pyroxènes inclus et ceux de la matrice ne se distinguent pas par leurs teneurs en autres composants.

c) *Analyse thermométrique : résultats*

On a choisi, pour cette étude comparative, d'utiliser la calibration d'Ellis et Green (1977), parce qu'elle est adaptée à des roches de composition variable (notamment pour leur teneur en Fe) et a l'avantage de reposer sur des fondements simples :

- système de travail : CaO-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂,
- approche empirique sur du matériel (verre synthétique ± opx synthétique) équilibré à P et T connues par ailleurs.

L'expression de T est une fonction de P, du Kd (XFe(gt).XMg(px)/XMg(gt).XFe(px)) et de la fraction molaire de Ca dans le grenat (XCa(gt)). Elle ne tient cependant pas compte des composants Na₂O et Fe₂O₃, ni du partage Fe/Mg entre les sites M1 et M2 des pyroxènes.

Les résultats sont reportés dans un diagramme LnKd vs XCa(gt) (fig. IV.4) et dans le tableau IV.2. Ils font apparaître les points essentiels suivants :

- un contraste frappant dans les valeurs des Kd pour les deux unités est mis en évidence : Kd = 6 à 17 dans l'unité I, 10 à 66 dans l'unité II. Ces valeurs traduisent une différence de température d'équilibration des assemblages écolitiques de l'ordre de 250°C, i.e. 750°C dans l'unité à coesite contre 500°C dans l'unité à "éclogites froides", à P = 20 kbar.

- la variété de composition chimique des écolites permet de couvrir un large domaine de XCa(gt) dans l'unité I : XCa(gt) = 0.15 (éclogite ferreuse 4-22Mo) à 0.41 (éclogite calcique 6-57) ; le domaine est un peu moins étendu dans l'unité II : XCa(gt) = 0.13 à 0.32 dans le même échantillon (7-268). Les températures d'équilibration sont homogènes sur tout le domaine XCa(gt), pour chaque unité : ceci exclut la possibilité de considérer les différences de températures observées comme un artéfact résultant de différences de composition chimique des roches insuffisamment corrigées dans l'expression thermométrique. Le contraste de conditions typomorphes (P, T) enregistré par les deux unités est ainsi clairement démontré ;

- les données coeur(gt)-coeur(px) indiquent des résultats similaires à ceux des données bord(gt)-bord(px) dans les deux unités : aucune évolution ne peut être mise en évidence.

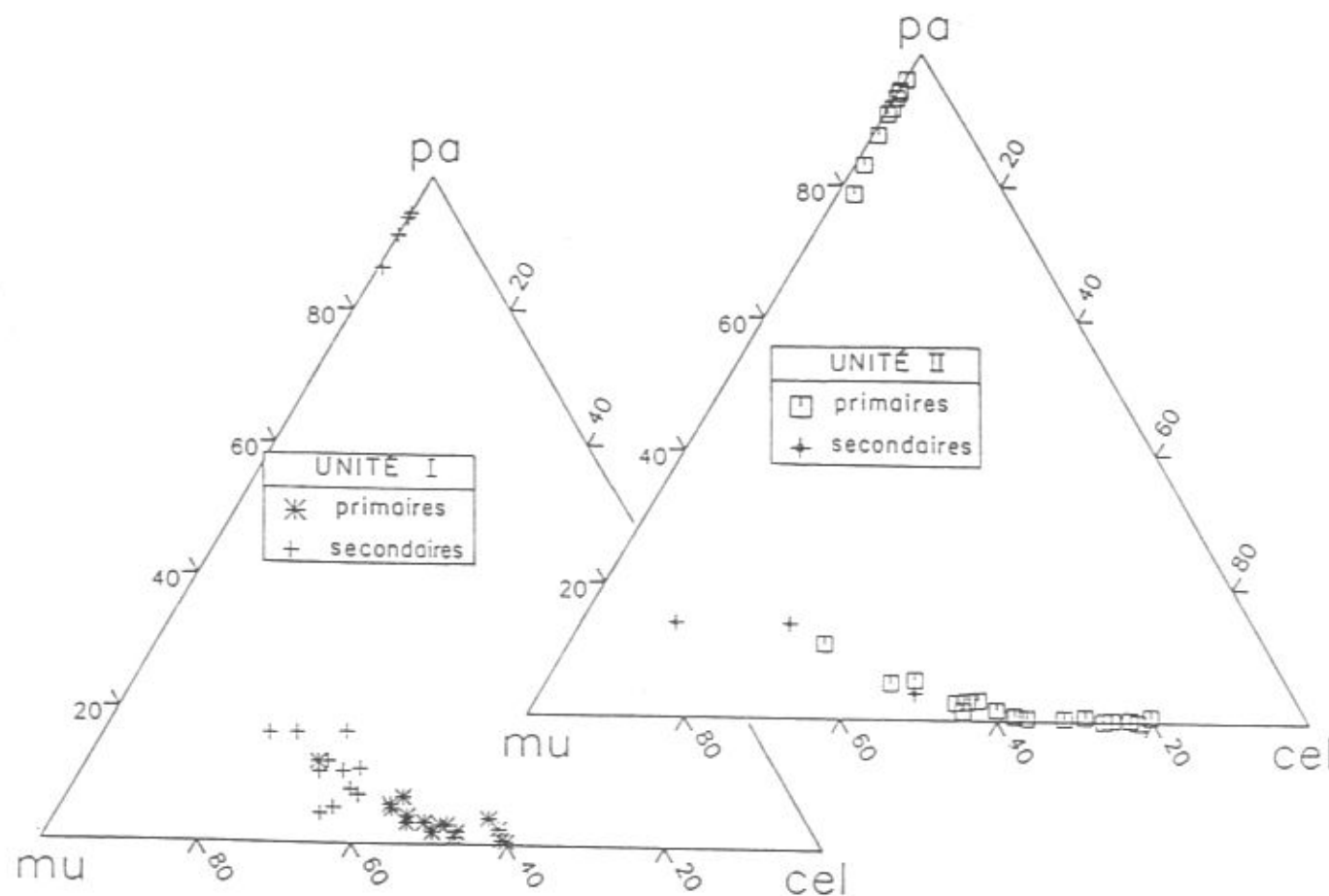


Figure IV.5 : Composition des principaux micas blancs dans les éclogites des unités I et II.

- dans l'unité II, les deux familles de pyroxènes livrent des Kd variables au sein du même échantillon. On observe cependant la tendance suivante dans un même échantillon : les Kd livrés par les pyroxènes inclus (Kd = 10 à 23 dans l'éch. 7-268, 30 à 60 dans l'éch. 8-110) sont plus élevés que ceux livrés par les pyroxènes de la matrice (Kd = 8 à 16 dans l'éch. 7-268, 20 dans l'éch. 8-110). Ceci semblerait indiquer que les inclusions de pyroxène se sont équilibrées à température plus faible (ou pression plus élevée) que les pyroxènes de la matrice. Cette tendance semble confirmée par la composition des grenats et des pyroxènes inclus en contact : coeur de grenat moins riche en pyrope que le bord ($P, T_{\text{coeur}} < P, T_{\text{bord}}$), pyroxène inclus plus riche en jadéite que celui de la matrice ($P_{\text{incl}} > P_{\text{matrice}}$ ou $T_{\text{incl}} < T_{\text{matrice}}$), même si la grosse variation, dans un même échantillon, de la valeur du Kd pour les pyroxènes inclus peut suggérer un certain déséquilibre.

3) Les micas blancs des éclogites : de la très haute et haute pression à la rétro-morphose

a) Deux générations de micas blancs

On a pu mettre texturalement en évidence deux générations de micas blancs dans les éclogites des unités I et II :

- les micas blancs primaires (I) forment de belles lamelles disposées dans la foliation éclogitique (photo IV.1) ou sont inclus dans des phases éclogitiques ;
- les micas blancs secondaires (II) sont de deux types : 1°) certains se forment aux dépens de phases éclogitiques primaires (photo IV.6 : paragonite ; photo IV.7 : margarite) ; 2°) d'autres s'observent dans des éclogites déformées (e. g. éch. 4-28Mo), soit se développant en petites lamelles dans la foliation, soit constituant le bord de grandes lamelles précoces.

b) Caractères minéralogiques (fig. IV.5)

i. Les micas blancs primaires :

Dans l'unité I, ce sont des phengites à taux de substitution élevé (typiquement $Si_{3,45}$ à $Si_{3,60}$ dans une formule structurale anhydre à 11 oxygènes) et contenant moins de 10 mol% de paragonite en solution solide.

Notons que la phengite incluse dans un grenat (éch. 6-49), qui présente des substitutions phengitique et paragonitique comparables à celles des phengites secondaires (cf. infra), pourrait être une phengite prograde.

Dans l'unité II, les micas blancs primaires sont, soit phengitiques, soit paragonitiques. Les deux micas blancs ne coexistent en général pas (éch. 7-268 et 8-110 à paragonite, éch. 7-152 et 7-399b à phengite), sauf dans l'échantillon 7-82.

Les phengites présentent un taux de substitution plus élevé que dans l'unité I, généralement compris entre $Si_{3,5}$ et $Si_{3,8}$. Notons que des substitutions phengitiques si élevées ($Si_{3,8}$, éch. 7-82) étaient, jusqu'à présent, quasi-inconnues dans les Alpes ($Si_{3,65}$ à $3,75$ dans le Viso, cf. Philippot et Kienast, 1989) ou ailleurs ($Si_{3,74}$ dans les enclaves éclogitiques des kimberlites du Colorado, cf. Smith et Zientek, 1979). Ceci indique une température d'équilibration des phengites éclogitiques plus faible dans l'unité II que dans l'unité I (une pression plus forte que dans l'unité à coesite étant improbable !), et confirme les conclusions de l'analyse thermométrique (cf. supra).

Les paragonites contiennent jusqu'à 17 mol% du composant muscovite : cette valeur, élevée pour des paragonites alpines, pourrait s'expliquer par la présence d'interstratifications sub-microscopiques avec un mica potassique. La présence de mica blanc paragonitique dans la paragenèse éclogitique de l'unité II, et son absence dans l'unité I (à omphacite - disthène), sont significatives d'un net contraste en pression : la courbe d'équilibre $pa = om/jd + ky + H_2O$ (Holland, 1979) constitue une barrière en pression entre les deux unités éclogitiques, aux environs de 20-25 kbar.

ii. Les micas blancs secondaires

Dans l'unité I, les micas blancs secondaires sont de trois types :

- phengites moins substituées que les phengites I ($Si_{3,42}$ à $Si_{3,30}$), pouvant contenir jusqu'à 18% de paragonite en solution solide ;
- paragonites, contenant jusqu'à 13 mol% du composant muscovite. Ces paragonites n'étant pas courantes, peu d'analyses ont été effectuées et il est probable que leur champ de composition soit plus étendu que celui représenté en fig. IV.5 ;
- margarites se développant sur disthène (photo IV.7) : elles peuvent contenir jusqu'à 27 mol% de paragonite en solution solide et sont en cela semblables aux margarites secondaires du Grand Paradis (Chopin, 1979). En présence de zoïsite primaire et de quartz (c'est le cas de l'éch. 6-49), la déstabilisation du disthène en margarite se fait avec une chute de pression aux alentours de $P = 10$ kbar (Holland, 1979 ; Chatterjee et al., 1984).

Dans l'unité II, seules des phengites secondaires ont été observées. Elles se caractérisent, comme dans l'unité I, par une décroissance de la substitution phengitique par rapport aux phengites primaires. Ici, les phengites les moins substituées sont en $Si_{3,15}$ et montrent un rééquilibrage à plus basse pression que dans l'unité I.

La possibilité de présence de paragonite secondaire dans cette unité ne peut pas être exclue, bien que l'on ne possède aucun argument textural. En particulier, dans l'échantillon 7-82, la paragonite peut être associée à une phengite secondaire (anal. pa n° 69 et ph n° 71, annexe 1). Il est remarquable de noter que cette paragonite présente une teneur en composant muscovite plus importante (17 mol%).

4) Evolution texturale et minéralogique des amphiboles

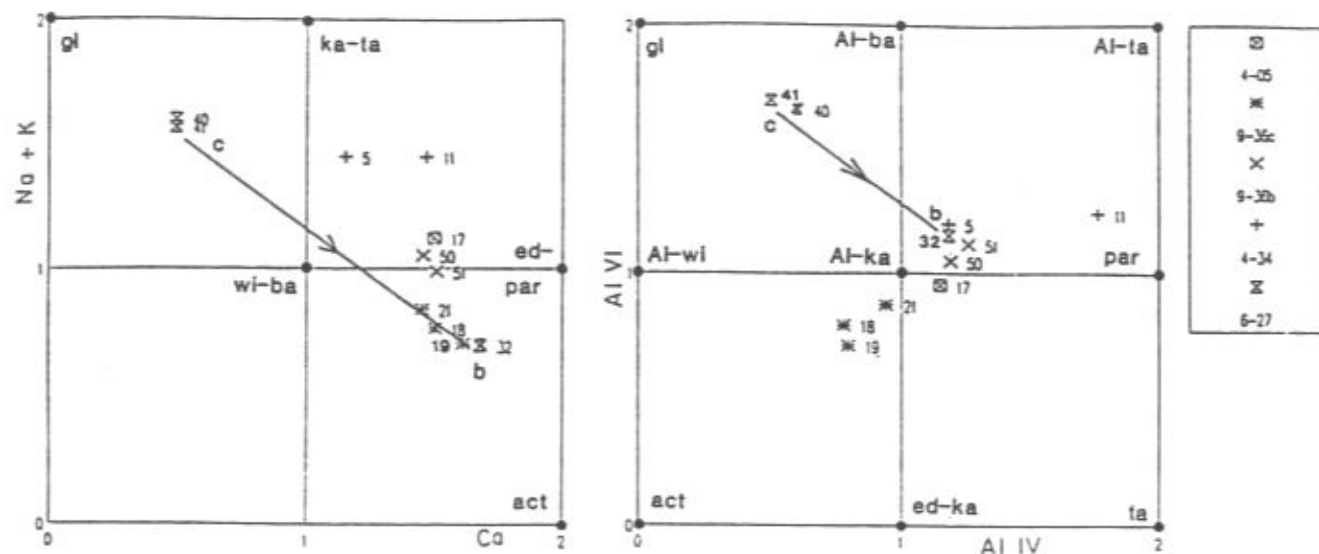
Les modèles de solutions solides dans les amphiboles étant très peu au point du fait de la complexité des substitutions dans ces minéraux, la composition chimique des amphiboles ne nous permet pas d'accéder facilement aux conditions (P,T) auxquelles elles se sont équilibrées.

Néanmoins, une comparaison de leur évolution chimique dans les diverses unités (THP, HP et SB) peut être précieuse.

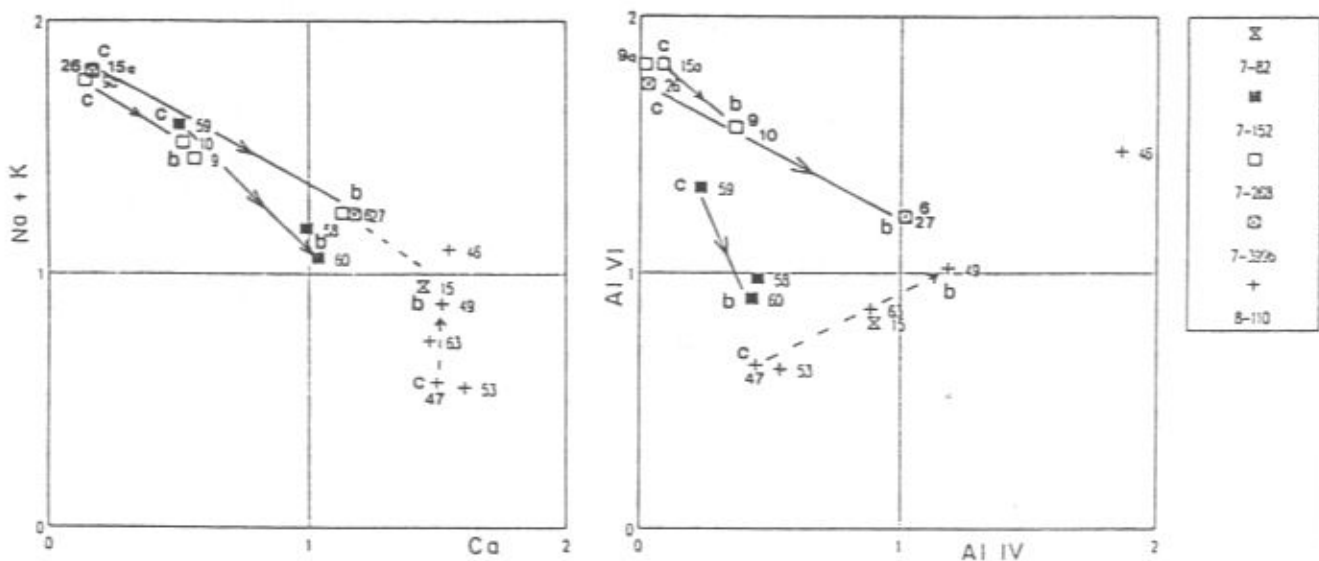
a) Deux familles d'amphiboles

On a pu mettre texturalement en évidence, dans toutes les unités métamorphiques, deux types d'amphiboles :

- des amphiboles poecilites (photo IV.8), incluant les minéraux éclogitiques (grenat, omphacite plus rarement) ; ces amphiboles se forment alors que la paragenèse éclogitique est encore stable, et s'orientent fréquemment parallèlement à la linéation éclogitique (cf. chap III). Elles ont été observées dans toutes les unités métamorphiques (cf. tabl. IV.1) et sont fréquemment zonées (cœur bleuté à incolore, bord vert à incolore) ;
- des amphiboles nettement rétro-morphiques, se formant lors de la déstabilisation de l'assemblage éclogitique (pyroxène en particulier). Elles sont en général de couleur verte, et également présentes dans les trois unités métamorphiques.



UNITE II



UNITES III + F-OPH

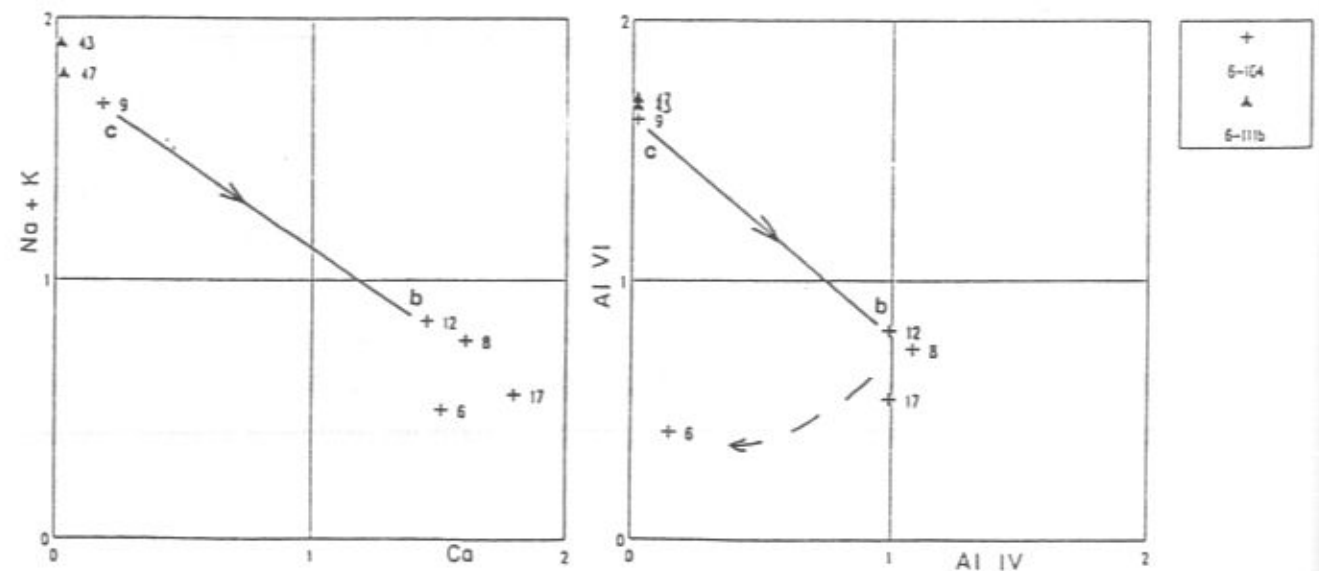


Figure IV.6 : Composition des amphiboles des roches vertes dans les diagrammes Na + K vs Ca et Al^{VI} vs Al^{IV}.

b) Caractères et évolution minéralogique

On a choisi de représenter les amphiboles dans deux diagrammes complémentaires : Na + K vs Ca et Al^{VI} vs Al^{IV} (fig. IV.6). Les points suivants s'en dégagent :

- une amphibole de type glaucophane est présente dans les trois unités métamorphiques. Texturalement, cette amphibole correspond au type poecilitique, dont elle constitue fréquemment le coeur. Dans les unités HP et SB, les glaucophanes sont fréquentes et leur composition est proche du pôle idéal. Dans l'unité THP, l'amphibole bleue est plus rare et n'a été analysée que dans un échantillon (éclogite ferreuse 6-27) : sa composition chimique s'écarte un peu du pôle glaucophane (plus forte teneur en Ca et en Al^{IV}), et ressemble en cela à certaines amphiboles bleutées de l'unité HP (e.g. anal. 9 et 10, éch. 7-268, cf. annexe 1 et fig. IV.6).

- un deuxième groupe d'amphiboles, plus calciques que les précédentes ($1 < Ca < 2$ dans une formule structurale anhydre calculée sur 23 oxygènes), peut être mis en évidence. Texturalement, elles représentent soit des bords d'amphibole bleue poecilitique, soit des amphiboles rétro-morphiques.

Dans l'unité THP (I), ces amphiboles ont une composition d'édénite (e.g. éch. 9-36c) ou de pargasite (e.g. éch. 9-36b). Seul l'éch. 4-34 (anal. 32 fig. IV.6) présente des amphiboles alumino-sodiques (katophorite).

Dans l'unité HP (II), les bords d'amphibole bleue sont proches d'un pôle winchite ou barroisite. Les amphiboles nettement secondaires (sur pyroxène, e.g. éch. 8-110) sont semblables aux amphiboles secondaires indifférenciées de l'unité I (édénite - pargasite). Notons qu'une évolution coeur-bord étonnante a été mise en évidence dans une amphibole secondaire de l'échantillon 8-110 : augmentation de la teneur en Na et Al vers le bord.

Dans les unités SB, les rares analyses que je possède montrent une différence de composition dans les amphiboles secondaires : la majorité sont de type édénite, mais une actinote a été mise en évidence dans le faisceau ophiolitifère. Bien qu'aucun argument textural ne permette de l'affirmer, il semble raisonnable de considérer cette actinote comme tardive par rapport aux édénites.

Les points essentiels qui méritent d'être soulignés sont donc les suivants :

- dans l'unité de THP, les premières amphiboles tardi-éclogitiques ne sont pas de véritables glaucophanes, alors que celles-ci sont courantes dans les autres unités (cette étude : cf. fig. IV.6), plus au nord dans le massif (Pognante et Sandrone, 1989), et ailleurs dans les Alpes (Mont Viso : Lombardo et al., 1978 ; Philippot et Kienast, 1989 ; Mont Rose et Grand Paradis : Dal Piaz et Lombardo, 1986, Alpes Centrales : Oberhänsli, 1986). Ceci traduit certainement une équilibration des amphiboles de

l'unité à coesite à une température plus élevée que les glaucophanes des autres unités, à pression égale ;

- une évolution minéralogique similaire des amphiboles est mise en évidence dans l'ensemble du bâti : elle se traduit, dans le temps, par une diminution d'Al^{VI} et de Na, corrélée à une augmentation d'Al^{IV} et de Ca dans l'amphibole ; une évolution tardive (?) vers des amphiboles de type actinote (diminution de l'Al^{IV}) n'a été observée que dans le faisceau ophiolitifère. Ce type d'évolution cœur - bord des amphiboles est connu, aussi bien en Dora-Maira septentrional (katophorites de Borgone, edénites à actinotes des vals Chisone et Pellice : Pognante et Sandrone, 1989) que dans les autres massifs cristallins internes (barroisites du Mont Rose, winchites du Grand Paradis : Dal Piaz et Lombardo, 1986). La même évolution est observée dans le Mont Viso : edénites (Philippot et Kienast, 1989) et actinotes (Lombardo et al., 1978) tardives ;

- en terme de chemin (P,T), l'évolution observée est à relier essentiellement à une chute de pression (favorisant la substitution NaAl = CaMg), avec éventuellement élévation de température (favorisant la substitution □Si = NaAl^{IV}) (cf. Holland et Richardson, 1979).

5) Les oxydes

Dans toutes les unités, le rutile constitue l'oxyde typomorphe le plus fréquent des roches vertes. Dans les éclogites ou glaucophanites rétro-morphosées, une "zonation" complexe des oxydes est observée : sphène sur ilménite sur rutile. L'hématite, quant à elle, se développe en beaux cristaux le plus souvent dans les parties de roches très altérées, et semble constituer l'oxyde le plus tardif.

Quelques analyses de sphène ont été faites dans les roches vertes (cf. annexe 1). Il est intéressant de mentionner le fait suivant : dans l'unité I, les sphènes analysés (éch. 4-05) présentent une substitution alumineuse assez élevée (jusqu'à 0.19 atome d'Al remplaçant Ti), contrairement aux sphènes des unités SB (0.05 à 0.1 atome d'Al).

De tels sphènes alumineux sont connus dans des éclogites de Norvège (Smith, 1977 ; Smith et Lappin, 1982) et des Alpes orientales (Franz et Spear, 1985).

Les rares travaux expérimentaux (Smith, 1981) montrent que deux substitutions peuvent expliquer l'incorporation d'Al dans le site du titane du sphène :

- Al + F = Ti + O, qui est surtout dépendante de l'activité du fluor et effective aussi bien à basse qu'à haute pression ;

- Al + OH = Ti + O, favorisée par une pression élevée (notre cas).

6) Récapitulation : évolution métamorphique des roches vertes

L'étude pétrographique des roches vertes nous fournit les informations suivantes concernant leur histoire métamorphique (cf. fig. IV.26 A) :

1°) Le métamorphisme de haute pression est caractérisé par :

- des associations à glaucophane - grenat dans les unités SB inférieure (Sanfront-Pinerolo) et supérieures (III, faisceau ophiolitifère, Dronero-Sampeyre) : le champ de stabilité de cette paragenèse indique des températures minimales de 500-525°C et des pressions minimales de 10 kbar dans le système NMASH (Guiraud et al., 1990) ;

- des associations éclogitiques dans les unités polymétamorphiques I et II. Un net contraste de degré métamorphique est mis en évidence entre ces deux unités éclogitiques : contraste en pression, marqué par la présence de l'association omphacite - disthène et l'absence de paragonite primaire dans l'unité I (P > 20-25 kbar), alors que cette dernière est présente dans l'association éclogitique de l'unité II ; contraste en température, marqué par le fractionnement Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène (T = 750°C dans l'unité I contre T = 500°C dans l'unité II) et la présence de phengites primaires plus substituées (Si_{3.8}) dans l'unité II que dans l'unité I. On a là un bel exemple (le premier au monde) de deux terrains métamorphiques superposés, tous deux éclogitiques et cependant de degré métamorphique très contrasté.

2°) Le métamorphisme rétro-morphique :

- il est caractérisé, dans toutes les unités, par une paragenèse "schistes verts" à amphibole verte, épidote, albite, biotite et chlorite, phengite, ilménite, sphène et hématite ;

- l'évolution rétro-morphique précoce mise en évidence est distincte dans l'unité I (THP) et dans les autres unités. Dans l'unité I, elle est caractérisée par le développement d'une amphibole bleutée légèrement calcique, se formant certainement à plus haute température que les glaucophanes tardi-éclogitiques des autres unités ; elle est aussi caractérisée par la formation de paragonite rétro-morphique sur disthène + omphacite, ainsi que par le développement de margarite secondaire sur disthène, absente dans les autres unités dépourvues de disthène typomorphe : ces réactions caractérisent, dans l'unité I, un chemin rétro-morphique où une décompression est associée à une baisse de température.

roche	éch	localisation	co	qtz	gt	jd	ky	ep	am	ctd	st	tc	ph	mu	pa	ma	bi	phl	chl	pl	ru	ilm	sph	hem	autres	
UNITE SP																										
ms FeMg	8-275	V. Gamba	+	+				czo		+			I-II		+				II			+		II		
msgr	5-22	Coletto Basso		+	+			czo					+				II			ab+		?	+		gra	
UNITE I																										
qzpy	2-39	Parigi	+	+	+	+	+						I-II	+					II			+			zr	
qzpy rétro	4-21Mo	V. Gamba		+	(+)								?	I-II					II			+			zr	
niv à jad	5-41b	rd V. Gilba	+	+	+	+	+						?		II							(II)	+			
id	4-4a2	Parigi		+	+	+	+																			
id rétro	6-37	rd V. Gilba		+	+	(+)	+								II	II	II	II	II	II	II	(II)	+	II		
id rétro	7-417b	Pian d'Ame		+	I-II	(+)									II	?						(II)	+	II		
jadéite	7-66	Saretto/Gilba		+	+	+	+								II	II						II	+	?	II	
UNITE II																										
pel FeMg	7-20	S Cta Monforte		+	+			x, +		x	x			+	x					x		x, +	x			
pel FeMg	4-12Mo	V Gamba		+	+			x, +		x	x			+	x							(II)	+			
id	4-30b2	Rca Dritta		+	+	(+)	+			x	x															
id	7-432	Cta Monforte		+	+	(+)	+													II	(II)	+	II		II	
id rétro	7-215	rd Isasca		+	+	(+)	+										II				II	+	II		II	
UNITE III																										
schiste Mg	8-140	SB Agnelli		+									+	I-II							+	+				
id	8-400b	SB Agnelli		+										+	I-II							+	+			
id	8-105b	Bianchi		+										+	I	II						+	+			
niv à ctd-pa	8-144	SB Agnelli		+			zo			+	+	+			II	II						+			II	
id	8-143	SB Agnelli		+			zo			+	+	+			I-II	I-II	II					+			II?	
id	8-146	SB Agnelli		+			zo			+					I	+						II	+		+	
id	7-400a	SB Agnelli		+			zo			+					I-II	II	I-II					?	+	II	+	
ms st	7-260	Rca Sole		+	+	(+)?	+			+	x				I-II	+						(II)	+			
ms (st)	7-248b	NW Frassino		+	+					(+)	(II)	x			I	I-II	II									
ms FeMg	7-86	SB Sottole		+	+										II	+							+		II	
id	7-377	Chiot		+	+						ep				II										II	
id	7-313	Mra Lubac		+	+					(+)					I	+						II	+		II	
id	8-155	SB Agnelli		+	+										I-II	I-II						II	+		II	
ms FeMgNa	8-46	S Frassino		+	+					gl+													+		II II	
UNITE DS																										
ms FeMg socle	7-232	Colle Gilba		+	+			czo	gl	+					+					IIchl	II		+	II		
id	7-229	Bgta Danna		+	+					(+)	+				+											
ms FeMg Perm.	6-110	C. Cialanca		+	+																				II	
ms Al Perm.	7-444	Mra Dugassa		+																					II? gra	
id	7-201	Ballatori		+																					II? ank	
ms Ca Perm.	6-109	Pramiran		+				zo		+															II ank	
UNITE DS																										
ms st socle	6-83	ht Valmala		+	+					gl	+	x			(II)	+	(II)				II	(II)	+	II		
ms (st) socle	6-86	ht Valmala		+	+										(x)	+	II	+				IIox	+	?	II to	
ms FeMg socle	6-87	ht Valmala		+																						
id	6-85	ht Valmala		+																						
ms Al Perm.	6-4667P	T Crosa		+																						
qz P-Trias	6-01 Mo	Stentivi		+																					rk?	
id	6-07 Mo	M Ciarm		+																					rk?	

Tableau IV.3 : Paragenèses progrades, typomorphes et rétrogrades des principales métapélites étudiées.

+ , I : paragenèse principale (THP ou HP)
 (+) : minéral pseudomorphosé
 x, (x) : minéral relique, frais ou pseudomorphosé
 II : phase tardive

C- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES PELITES

1) Le métamorphisme de haut degré dans les différentes unités métamorphiques : diagrammes AFM

Les métapélites et roches chimiquement équivalentes ont l'avantage de pouvoir s'étudier dans le système simple K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Dans les deux unités écolitiques, ces roches couvrent une gamme de composition assez étendue (pélites ferreuses, "pélites" magnésiennes, compositions intermédiaires) ; dans les unités "schistes bleus", seules des compositions ferreuses et alumineuses sont représentées. Les métapélites présentent en outre des assemblages de très haute et haute pression bien conservés : elles constituent ainsi un bon matériel de base pour la comparaison du degré de métamorphisme typomorphe enregistré par les différentes unités (cf. tableau IV.3). Nous étudierons successivement les compositions magnésiennes, intermédiaires et ferreuses, toutes avec quartz présent, dans un diagramme de phases AFM (fig. IV.7).

a) Les compositions magnésiennes et intermédiaires

Ces compositions ne sont présentes, nous l'avons dit, que dans les unités I (THP) et II (HP). Elles sont représentées par le quartzite à pyrope et les niveaux à jadéite associés dans l'unité I, par les schistes à disthène et les quartzites à chloritoïde dans l'unité II.

i. Dans l'unité I, les compositions très magnésiennes présentent l'association à faible variance à talc - phengite - pyrope (90 mol% min py - 10 mol% alm) - disthène ± jadéite + quartz ou coesite ; des quartzites à pyrope moins magnésiens présentent une paragenèse à grenat - disthène, dans laquelle le FM (Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg)) du grenat peut atteindre 33 (e. g. éch. 8-340a, Piano Ruota, anal. C. Chopin).

Dans les compositions intermédiaires, la paragenèse caractéristique est : grenat - disthène - jadéite ± phengite + quartz ou coesite. Dans ces niveaux, le grenat contient de 4.5 à 10 mol% du pôle calcique (fig. IV.8), sauf pour un échantillon de jadéite où le composant grossulaire atteint 35 mol% (on y revient au § 4a). Le FM des grenats dans ces compositions intermédiaires est compris entre 29 et 58.5, recouvrant ainsi, vers les compositions magnésiennes, le champ à grenat - disthène des quartzites à pyrope.

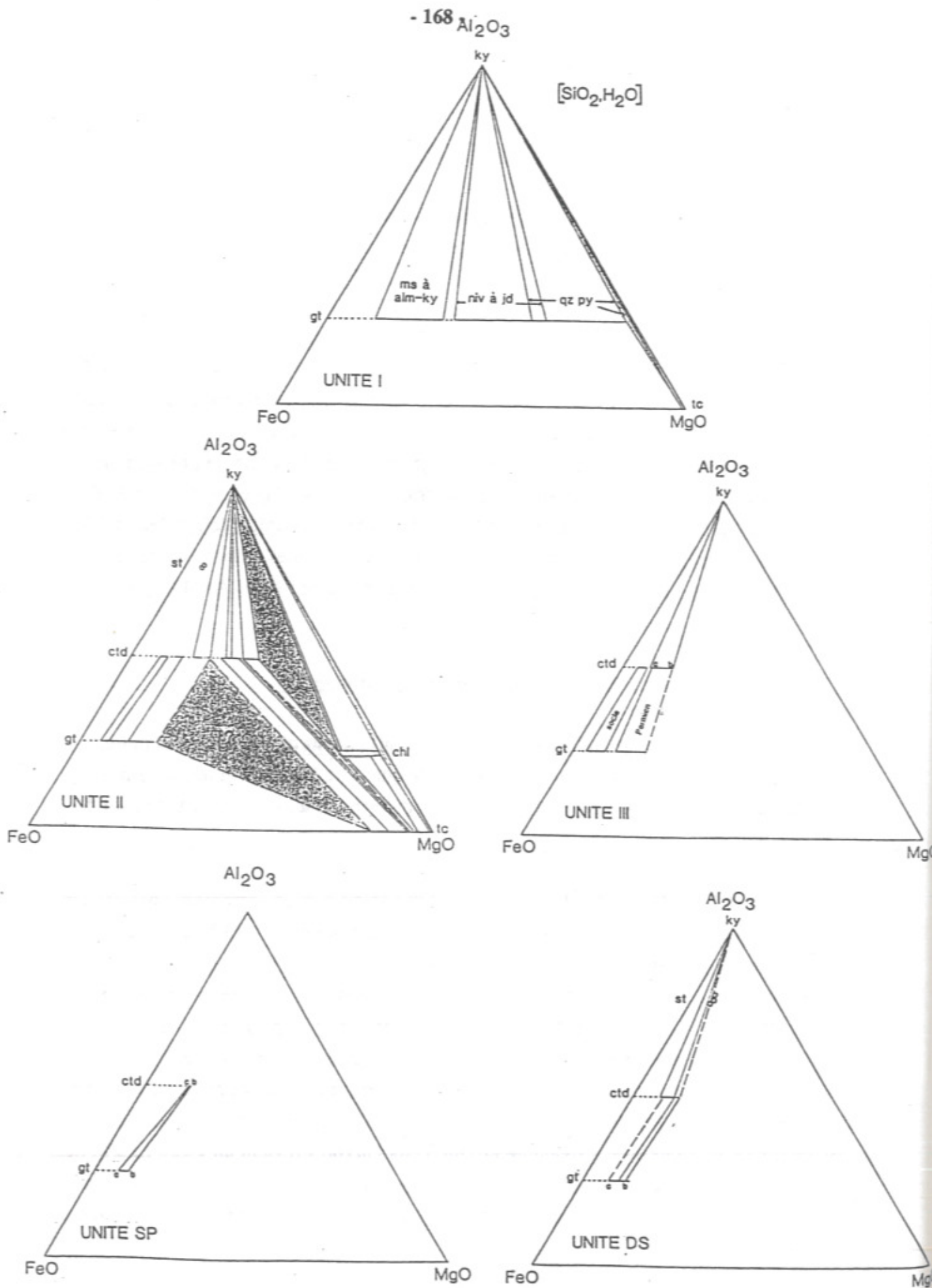


Figure IV.7 : Relations de phases dans les métapelites des différentes unités du Dora-Maira méridional.

ii. Dans l'unité II, les compositions magnésiennes sont dépourvues de grenat. J'ai observé les paragenèses suivantes :

- talc - chlorite - disthène - phengite ± paragonite (éch. 8-105b) : dans cette association AFM triphasée, la composition de la chlorite est fixée ; elle est très magnésienne (FM = 2) ;

- talc - chlorite - phengite ± paragonite et chlorite - disthène - phengite ± paragonite : dans ces champs AFM biphasés, la chlorite et le talc sont plus ferreux que dans le champ à trois phases talc - chlorite - disthène. Les compositions observées sont les suivantes : $6 \leq FM(chl) \leq 14$ et $3 \leq FM(tc) \leq 5$ (éch. 7-400b, 8-140 et 8-143). Il est étonnant de remarquer que le fractionnement Fe/Mg entre talc et chlorite est plus fort pour les compositions les plus ferreuses (éch. 8-140 et 8-143) que pour les compositions magnésiennes (éch. 7-400b).

Dans les compositions intermédiaires les associations minérales contiennent toutes phengite ± paragonite ± zoïsite, avec, en plus :

- chlorite - chloritoïde - disthène (éch. 8-143) ; dans cette association AFM divariante, la chlorite primaire la plus ferreuse observée coexiste avec le chloritoïde le plus magnésien : la chlorite contient 17% du pôle ferreux et est légèrement plus alumineuse que la chlorite des associations à talc - chlorite et chlorite - disthène, le chloritoïde contient 64% du pôle magnésien ;

- talc - chloritoïde (éch. 8-143 et 8-144) et chloritoïde - disthène (éch. 7-400a et 8-143) : dans ces champs AFM biphasés, le FM du chloritoïde varie entre 47 et 64 dans le champ à disthène (éch. 7-400a et 8-143), entre 44 et 64 dans le champ à talc (éch. 8-143 et 8-144) ; le talc coexistant a un FM de 5 à 11 ; le joint talc - chloritoïde le plus magnésien est plus ferreux que les chlorites primaires.

La construction impose donc la présence de l'association critique à talc - chloritoïde - chlorite, que je n'ai pas observée, et qui doit séparer le champ biphasé à talc - chlorite de celui à talc - chloritoïde. La chlorite de cette association doit être plus ferreuse que celle de chloritoïde - disthène - chlorite ($FM > 17$), et moins ferreuse qu'une chlorite qui se situerait sur le joint talc - chloritoïde le plus magnésien ($FM < 17$) : cette chlorite primaire la plus ferreuse, de composition fixée, possède donc un FM de 17.

Les paragenèses observées nous permettent de décrire une topologie en accord avec celles proposées par C. Chopin (1985) pour le Grand Paradis et le Mont Rose. Elles sont en désaccord avec la topologie proposée par Vuichard et Ballèvre pour la zone Sesia (1988) : ces auteurs n'observent pas de chlorite magnésienne primaire, et au contraire une chlorite plus ferreuse ($20 \leq FM \leq 45$) ; ils décrivent en outre, pour des compositions intermédiaires, une association triphasée à chlorite - grenat - chloritoïde : cette dernière est incompatible avec l'association à talc - grenat - chloritoïde que l'on est

en droit d'attendre dans notre topologie pour des compositions un peu plus ferreuses que celles étudiées (cette association existe en Grand Paradis).

iii. Conséquences

Dans l'unité I, la paragenèse magnésienne à talc - pyrope - disthène - coesite (présente en inclusions dans les pyropes (photo IV.4) et les disthènes) est stable à $P_{H_2O} > 28$ kbar pour une température de l'ordre de 800 °C, avec $a_{H_2O} = 1$ (Chopin, 1984). La paragenèse à grenat (alm-py) - disthène indique des températures supérieures à 570°C et démontre l'instabilité du chloritoïde en présence de quartz (Holland, 1979).

De plus, la présence occasionnelle de jadéite (jd₇₃) dans la matrice du quartzite à pyrope - talc montre l'instabilité de la glaucophane :

glaucophane = talc + jadéite.

Pour des pôles purs, cette réaction se passe vers 30 kbar, entre 400 et 600°C (calculs de Holland, 1988).

Dans l'unité II, l'association talc - chlorite - disthène constitue un équivalent de plus basse température (T < 750°C) de pyrope + H₂O, et de plus haute température (T > 550°C) de la carpholite (Chopin et Schreyer, 1983).

La coexistence de paragenèses à talc - chloritoïde et à chlorite - disthène dans le même échantillon fixe une limite supérieure en pression vers 25 kbar à 600°C dans le système purement magnésien (Chopin et Schreyer, 1981). Dans le système ferromagnésien, pour les compositions de minéraux observées, cette pression maximale est abaissée à environ 16-18 kbar pour T = 500-550°C (Chopin et Monié, 1984).

Notons que des associations à talc - chloritoïde équivalentes existent dans le Mont Rose (Chopin et Monié, 1984) et dans le Grand-Paradis (Chopin, 1981). Il est intéressant de comparer les coefficients de fractionnement $K_d = (Mg/Fe)_{tc} / (Mg/Fe)_{ctd}$ dans ces trois massifs : $K_d(\text{Mont Rose}) = 10$ à 14, $K_d(\text{Dora-Maira, unité II}) = 9$ à 19, $K_d(\text{Grand-Paradis}) = 15$ à 25. Ceci indique pour l'unité II une température d'équilibre intermédiaire entre celles du Grand Paradis (450-500°C : Chopin, 1981 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986) et du Mont Rose (500-550°C : Chopin et Monié, 1984 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986).

b) Les compositions ferreuses

Elles présentent des paragenèses beaucoup moins variées que les compositions magnésiennes.

i. Dans l'unité I, l'association typomorphe caractéristique est à grenat - disthène - phengite - albite en pseudomorphose de jadéite.

Le grenat est dépourvu de Fe³⁺ et contient moins de 1,2 mol% de spessartine ; il peut atteindre près de 20 mol% de grossulaire et 40 mol% de pyrope (fig. IV.8 A). Une faible zonation peut être observée : à teneur en Ca égale, les bords sont plus riches en pyrope et moins riches en almandin que les coeurs (variation de l'ordre de 5 mol%). Ceci semble indiquer que la croissance des grenats s'est faite, au moins en partie, pendant une élévation de pression (chemin prograde) : on revient sur cette zonation au paragraphe 5 (étude de gros grenats).

ii. Dans les autres unités, les paragenèses caractéristiques sont à grenat - chloritoïde et chloritoïde - disthène ; notons que dans l'unité inférieure de Sanfront-Pinerolo, cette dernière paragenèse n'a pas été observée. Les micas présents sont la phengite et la paragonite. Ces associations à chloritoïde - quartz sont des équivalents de basse température (T < 570°C) d'almandin - disthène (Holland, 1979) ; les associations à chloritoïde - disthène sont, elles, des équivalentes de basse température (T < 520-570°C) de la staurotide (Ganguly, 1972 ; Rao et Johannes, 1979).

La composition des grenats (fig. IV.8 B) est assez homogène dans toutes ces unités : ils sont proches du pôle almandin, avec moins de 30 mol% de grossulaire et moins de 20 mol% de pyrope en solution solide. Les observations suivantes méritent cependant d'être signalées :

- aucune zonation reproductible n'a été mise en évidence dans les unités II et DS ;

- dans l'unité de Sanfront-Pinerolo, une évolution de la composition du grenat peut être observée (e. g. éch. 8-275, à chloritoïde) : forte augmentation de la teneur en grossulaire du coeur vers le bord (de 9 à 18 mol% dans un grenat de 4 mm de diamètre), faible augmentation du composant pyrope (6.7 à 8.9 mol%), accompagnée d'une diminution nette de la teneur en spessartine (6 à 1.5 mol%) et en almandin (78 à 72 mol%). On retrouve le même type d'évolution dans certains grenats de l'unité III (e. g. éch. 7-232 à ctd - gl). Cette évolution, certainement prograde, traduit une augmentation de pression : on peut en effet écrire, dans le système CaO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O et en présence de zoïsite (clinozoïsite présente dans les deux échantillons considérés), une réaction du type :

$alm(gt) + zo + H_2O = gr(gt) + ctd + qz$, le grossulaire se situant du côté HP-BT de la courbe d'équilibre.

- les grenats du Permien de l'unité III (éch. 6-110, à ctd) sont plus riches en pyrope (20 mol%) et moins zonés que ceux des échantillons rapportés au socle (éch. 7-232 et 7-229, à ctd ± gl) dans cette même unité (env. 10 mol%) : cette différence de

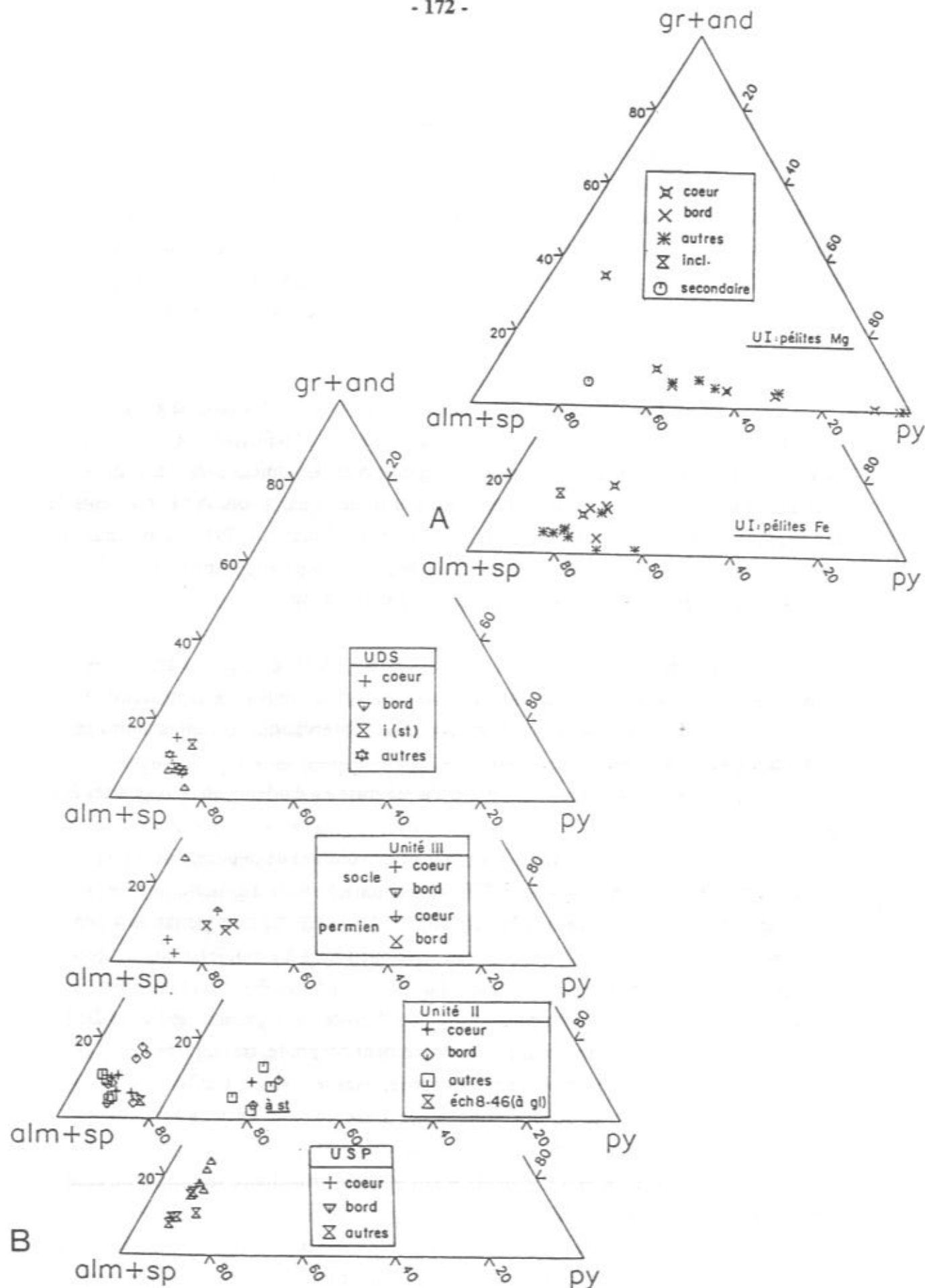


Figure IV.8 : Composition des grenats dans les métapélites.
 A : unité I.
 B : autres unités.

composition des grenats rend compte de la légère différence de composition chimique des deux groupes de roches (FM(Permien) = 80 < FM(socle) = 92 : cf. fig. IV.7), plutôt que d'une différence de degré métamorphique.

L'étude comparative du fractionnement du fer et du magnésium entre grenat et chloritoïde montre qu'il existe de subtiles variations de degré métamorphique dans ces unités. Pour des compositions de grenats et de chloritoïdes équivalentes dans les diverses unités (FMgt = 75-95, FMctd = 60-85), on a la succession suivante des coefficients de partage (cf. fig. IV.7) : $Kd(\text{unité SP}) > Kd(\text{unité II}) \geq Kd(\text{unité DS}) > Kd(\text{unité III})$. Ceci indique que les températures d'équilibre les plus fortes ont été atteintes dans l'unité III, les plus faibles dans l'unité de Sanfront-Pinerolo.

2) Les micas blancs : composition et évolution métamorphique

Dans les métapélites, les micas blancs suivants ont été observés (cf. tableau IV.3) :

- phengite, plus ou moins substituée, présente dans toutes les unités ;
- paragonite, présente dans la foliation des micaschistes de toutes les unités, sauf de l'unité à coesite. Dans cette dernière unité, on la trouve soit en inclusions dans les gros grenats des métapélites à disthène (le paragraphe 5 est consacré à l'étude de ces inclusions précoces), soit comme produit de déstabilisation de la jadéite et du disthène dans les niveaux à jadéite (cf. § 4) ;

- margarite, secondaire dans les niveaux à jadéite (et les éclogites, cf. § A) de l'unité à coesite, ainsi que dans les schistes magnésiens à chloritoïde de l'unité II.

On mettra l'accent ci-dessous sur la composition des micas blancs dans des associations minérales qui nous paraissent intéressantes du point de vue de la comparaison de l'évolution métamorphique des différentes unités.

a) Les micas blancs des métapélites magnésiennes

i. Association à phengite - talc (photo IV.9)

Cette association de haute pression ($P > 10$ kbar : cf. Massonne et Schreyer, 1989) n'est présente que dans les roches magnésiennes des unités éclogitiques (unités I et II). Les phengites montrent, dans les deux unités, un taux de substitution phengitique maximale équivalent (fig. IV.9) :

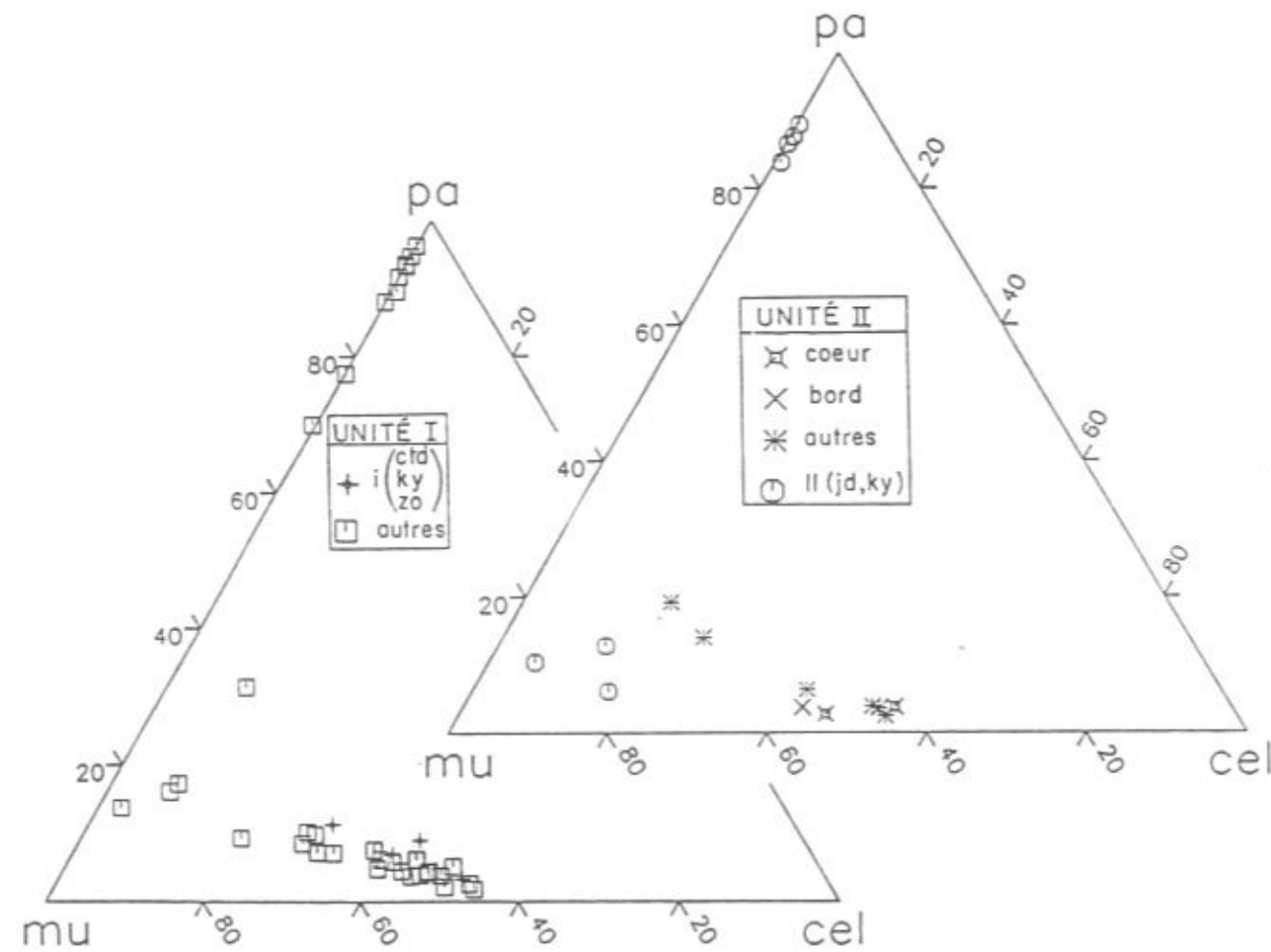


Figure IV.9 : Composition des micas blancs dans les métapélites magnésiennes.

- Si_{3,55} dans l'unité I (éch. 2-39) : une telle phengite, faisant partie d'un assemblage à talc - phengite - disthène - quartz/coesite, est stable à P = 35 kbar d'après les travaux expérimentaux de Massonne et Schreyer (1989) ;

- Si_{3,54} dans l'unité II (éch. 8-144) : cette phengite fait partie d'une paragenèse à chloritoïde - talc. Des phengites de haute pression, présentant une substitution comparable, sont connues dans le Grand Paradis, dans des associations équivalentes (Chopin, 1981). Ici, les pressions minimales subies par ces roches sont autant indiquées par l'association chloritoïde - talc (P > 12 kbar, Goffé et Chopin, 1986), que par la valeur élevée de la substitution phengitique.

Il est intéressant de noter que dans cette unité II, le talc peut coexister avec des phengites très peu substituées (e. g. éch. 8-105b, à chlorite - disthène : Si_{3,10} à Si_{3,03}). Ceci tend à montrer que le talc reste stable pendant une partie au moins de la rétomorphose, avec des phengites secondaires dont la composition s'est réhomogénéisée, et est en accord avec l'absence, dans ces échantillons, de l'association secondaire chlorite - phlogopite (équivalente, à P < 10 kbar, de talc - phengite - H₂O (Massonne et Schreyer, 1989).

ii. Association talc - paragonite

J'ai observé cette autre association de haute pression dans deux échantillons des schistes magnésiens de l'unité II :

- dans l'échantillon 8-140, paragonite et talc font partie de la même foliation, avec chlorite, phengite et quartz ; le talc est isolé dans le quartz ;

- dans l'échantillon 8-143, talc et paragonite sont en contact dans une charnière de pli crénelant ; le chloritoïde est présent dans la lame.

Talc - paragonite est un équivalent de haute pression d'albite - chlorite, de haute température de glaucophane - chlorite. Dans le système NMASH, le champ de cette association est limité à des températures supérieures à 550°C et des pressions supérieures à 8 kbar (Chopin, 1981 ; Guiraud et al., 1990).

b) Les micas blancs des métapélites ferro-magnésiennes (fig. IV.10)

Dans l'unité à coesite (unité I), les seuls micas blancs de la foliation sont des phengites. Leur teneur en Si varie de Si_{3,58} à Si_{3,21}, cette dernière composition provenant d'une pélite rétomorphosée (éch. 7-215).

L'absence de paragonite typomorphe dans l'unité I, remplacée par son équivalent de haute pression (> 25 kbar) jadéite + disthène + H₂O (Holland, 1979), montre de façon claire le saut du métamorphisme de haute pression entre l'unité à coesite et les autres unités.

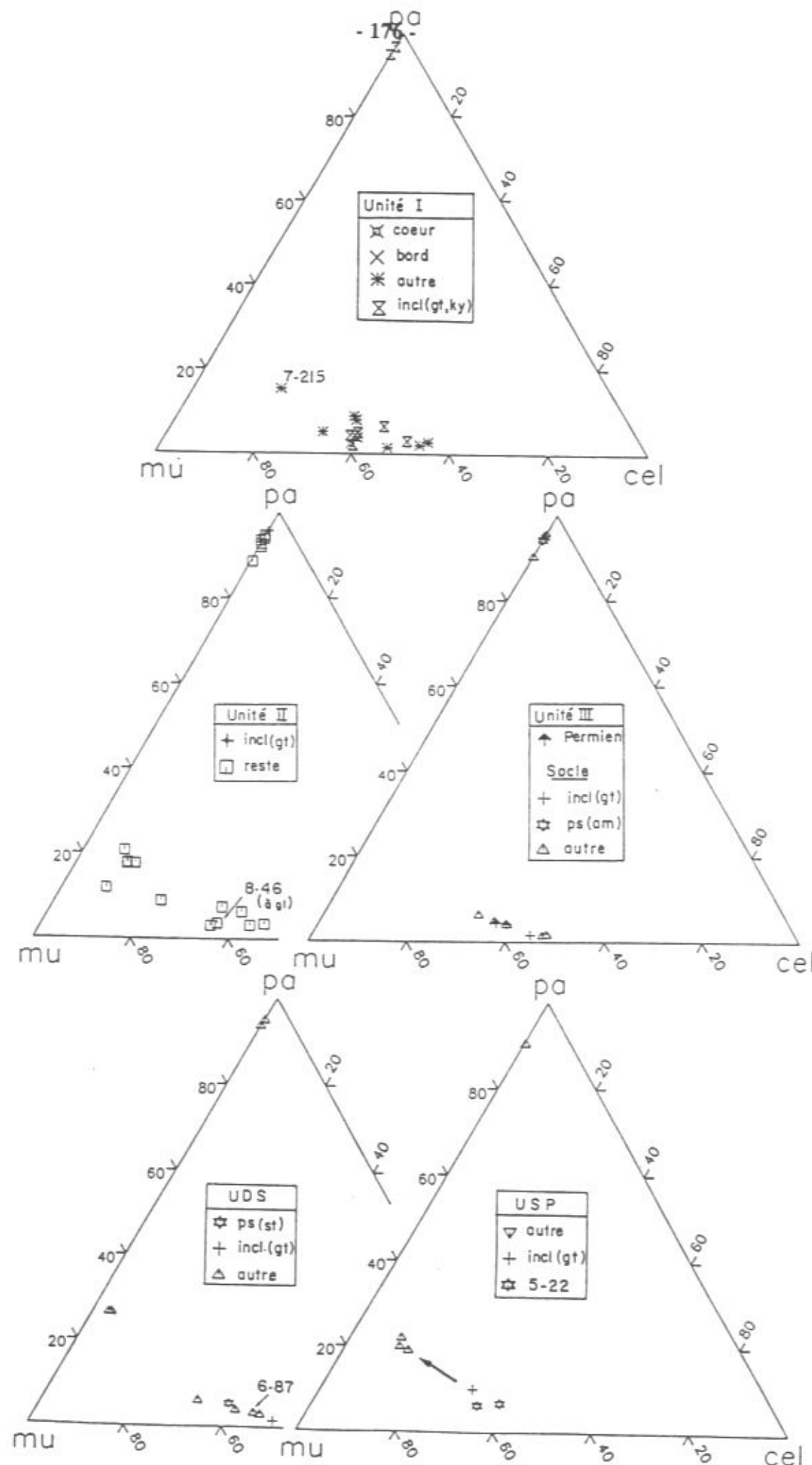


Figure IV.10 : Micas blancs des micaschistes ferro-magnésiens.
 A : Unité I, schistes à grenat - disthène ± jadéite.
 B : Autres unités, micaschistes à grenat - chloritoïde (5-22 : ms gr, sans ctd).

Dans toutes les autres unités, les phengites coexistent avec des paragonites (> 90 mol% du pôle). Il est intéressant de comparer la substitution de Tschermack des phengites dans des échantillons de ces différentes unités, présentant la même paragenèse typomorphe à grenat - chloritoïde (fig. IV.10). Dans ces faciès, on met en évidence le même type d'évolution des phengites que dans l'unité I : phengites primaires plus substituées que les phengites secondaires. Il convient de signaler que la reconnaissance, au microscope, des différentes générations de phengites n'est pas évidente. Néanmoins, on appliquera, avec plus ou moins de succès, les critères suivants : 1° les phengites incluses (dans les grenats en général) peuvent être considérées comme "primaires", ou précoces ; 2° lorsqu'elles matérialisent la foliation de la roche, et si elles sont assez grandes, les phengites peuvent avoir conservé une composition chimique de plus haute pression en leur coeur qu'en leurs bords, mais ceci est loin d'être systématique. En fait, la composition des phengites de la foliation est en général homogène dans un même échantillon, et semble traduire une réhomogénéisation plus ou moins prononcée reflétant l'état de rétro-morphose subie par celui-ci.

Les analyses de phengites effectuées nous amènent à faire les commentaires suivants :

- dans les unités II, III et DS, la substitution phengitique maximale se situe vers $Si_{3,5}$: phengite $Si_{3,47}$, foliation, éch. 8-155, unité II ; phengite $Si_{3,48}$, foliation, éch. 7-229 à pseudomorphoses de glaucophane, unité III ; phengite $Si_{3,50}$, inclusion dans grenat, éch. 6-86 à pseudomorphoses de staurotide, unité Dronero-Sampeyre. Ce taux de substitution est plus faible que dans les pélites à grenat - disthène de l'unité I, et est certainement à relier à des pressions plus élevées dans l'unité I, la composition chimique des roches étudiées ici étant voisines dans toutes les unités ;

- dans l'unité inférieure de Sanfront-Pinerolo, la substitution phengitique maximale observée n'est que de $Si_{3,34}$, pour une phengite incluse dans un grenat (éch. 8-275). Il semble donc que, dans cette unité, les conditions (P,T) ont été un peu moins fortes que dans le reste du bâti (on rejoint ici les observations déjà formulées plus haut à propos du partage Fe-Mg entre grenat et chloritoïde) ; ces différences ne sont pas quantifiables ;

- les phengites secondaires des échantillons à grenat - chloritoïde présentent un taux minimal de substitution voisin dans les différentes unités : $Si_{3,10-3,16}$ avec 17.5 à 22 mol% de paragonite dans les unités SP et II, $Si_{3,05}$ avec 26 mol% de paragonite dans l'unité DS. Dans l'unité III, les phengites ne montrent pas de réhomogénéisation rétro-morphique nette.

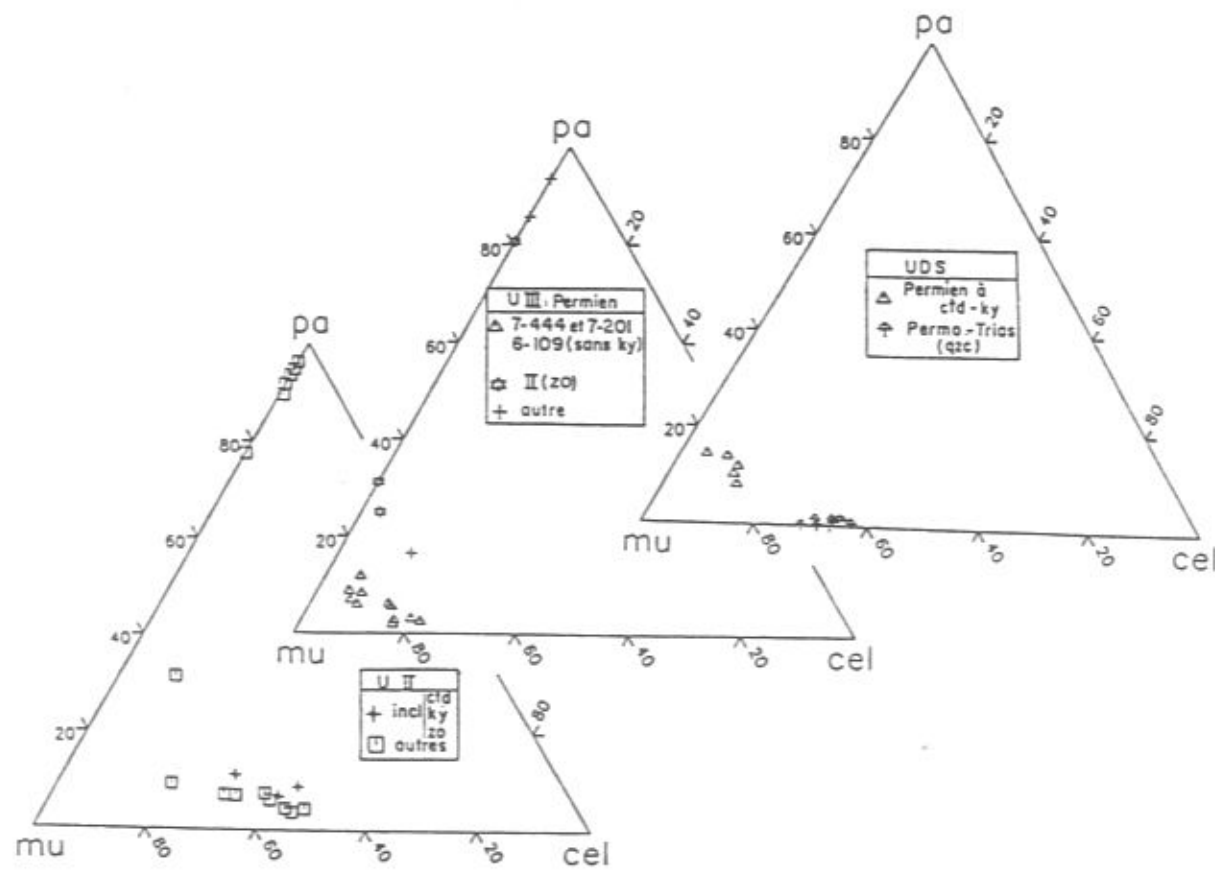


Figure IV.11 : Composition des micas blancs dans les associations à chloritoïde - disthène.

c) Les micas blancs des pélites alumineuses à chloritoïde - disthène (fig. IV.11)

L'étude de la substitution phengitique dans les associations à chloritoïde - disthène est intéressante puisqu'elle y est fixée, à T et P donnés, dans le système KFASH ou KMAH. De telles paragenèses à chloritoïde ± disthène + phengite ont été observées dans deux types de roches :

- dans les niveaux sodiques à paragonite ± margarite associés aux schistes magnésiens de l'unité II. Ici, les phengites présentent un taux de substitution relativement élevé ($Si_{3.48}$ à 3.43) ;
- dans les quartzo-micaschistes alumineux du Permien, aussi bien dans l'unité III que dans l'unité de Dronero-Sampeyre. Là, les micas blancs sont presque des muscovites (unité III : coeurs $Si_{3.17}$ à 3.22 , bords $Si_{3.06}$; unité de Dronero - Sampeyre : $Si_{3.13}$ à $Si_{3.05}$).

Cette variation nette doit traduire une différence réelle de degré métamorphique, bien que le taux de substitution phengitique dépende aussi, dans ces associations à ctd-ky, du rapport fer - magnésium de la roche (ici : $FM(\text{unité II}) < FM(\text{unités III-DS})$).

Dans un niveau calcique à zoisite - chloritoïde inclus dans les pélites alumineuses permienne, des micas blancs, secondaires sur la zoisite, présentent une composition chimique inhabituelle (cf. fig. IV.11) : ce sont des "muscovites", contenant jusqu'à 29 mol% de paragonite (anal. 63) et 10 mol% de margarite (anal. 52) en solution solide.

d) Coexistence paragonite - margarite (ou éphésite)

Le solvus paragonite - margarite (Franz et al., 1977) peut fournir des indications thermométriques entre 400 et 600°C. Les deux phases coexistent dans les unités I et II.

Dans l'unité II, j'ai observé margarite et paragonite secondaires (déstabilisation du chloritoïde, par ex.) dans les niveaux de schistes blancs magnésiens et sodiques (éch. 8-144 et 7-400a). Lorsque ces minéraux sont en contact, la paragonite contient de 93 à 96 mol% du pôle, la margarite contient de 20 à 22 mol% de paragonite.

Dans l'unité I :

- j'ai observé micas blancs sodique et calcique costables comme phases secondaires sur le disthène, dans les niveaux à jadéite. La paragonite contient de 85 à 88.5 mol% du pôle. Le mica blanc calcique a une composition intermédiaire entre la

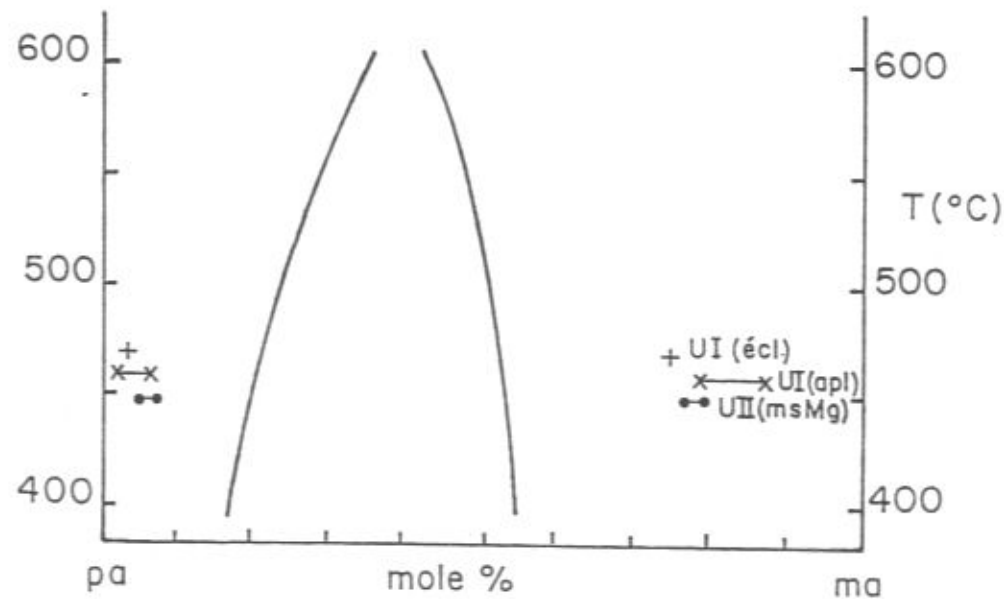


Figure IV.12 : Associations margarite - paragonite rétromorphiques (unités I et II) et solvus expérimental.

margarite $\text{CaAl}_2(\text{Si}_2\text{Al}_2)\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ et l'éphésite $\text{Na}(\text{LiAl}_2)(\text{Si}_2\text{Al}_2)\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$: il contient de 30 mol% d'éphésite (éch. 6-37 : niveau à jadéite rétrotransformé, associé au quartzite à pyrope) à 60 mol% du même pôle (éch. 7-66 : jadéite de la formation d'Isasca) en solution solide.

J'ai observé l'association margarite - paragonite dans d'autres roches, non pélitiques, de l'unité I, et je rappellerai ici leur composition pour comparaison :

- dans les éclozites à disthène : la même association est secondaire sur disthène ± zoïsite. Margarites et paragonites n'ont pas été analysées dans les mêmes échantillons : pa₉₇ dans 4-45, margarite contenant 13 à 27 mol% de pa dans 6-49 ;
- dans une aplitte contenue dans les gneiss de Parigi, encaissants du quartzite à pyrope (éch. 4-14, Parigi, anal. C. Chopin), margarite et paragonite ont été analysées dans une grande phengite : la paragonite contient de 94 à 98 mol% du pôle, la margarite (proche mais non en contact) de 10 à 22 mol% de mica sodique.

Replacées dans le diagramme de Franz et al. (1977) (fig. IV.12), les analyses de paragonite et margarite coexistantes nous amènent aux commentaires suivants :

- les paragonites et les margarites couvrent le même domaine de composition dans les unités I et II ; il n'est donc pas possible, avec les analyses à notre disposition, de mettre en évidence une rétroformation à plus haute température dans l'unité I (à coesite) que dans l'unité II ;
- les compositions naturelles observées indiquent un domaine d'immiscibilité des deux phases beaucoup plus large que celui mis en évidence expérimentalement ; cette observation a déjà été faite par plusieurs auteurs.

3) Quelques associations rétromorphiques dans les métapélites

Dans ce paragraphe, on traitera de quelques réactions métamorphiques observées, et qui nous ont paru intéressantes du point de vue de la détermination du chemin rétromorphique. Les plus belles observations ont été faites dans l'unité I à coesite.

a) La rétroformation dans les niveaux à jadéite et les pélites ferro-magnésiennes de l'unité I

Les assemblages rétromorphiques dans les quartzites à jadéite sont de deux types : pseudomorphoses de minéraux de haute pression (jadéite et disthène le plus

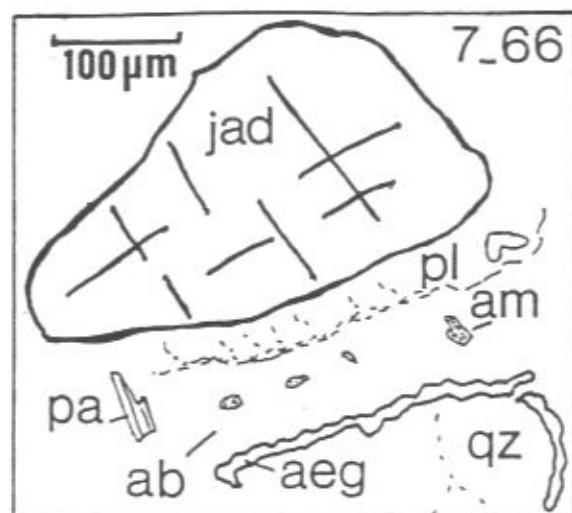


Figure IV.13 : Rétromorphose dans une jadéite.
Ech. 7-66, Saretto.
Croquis de microsonde.

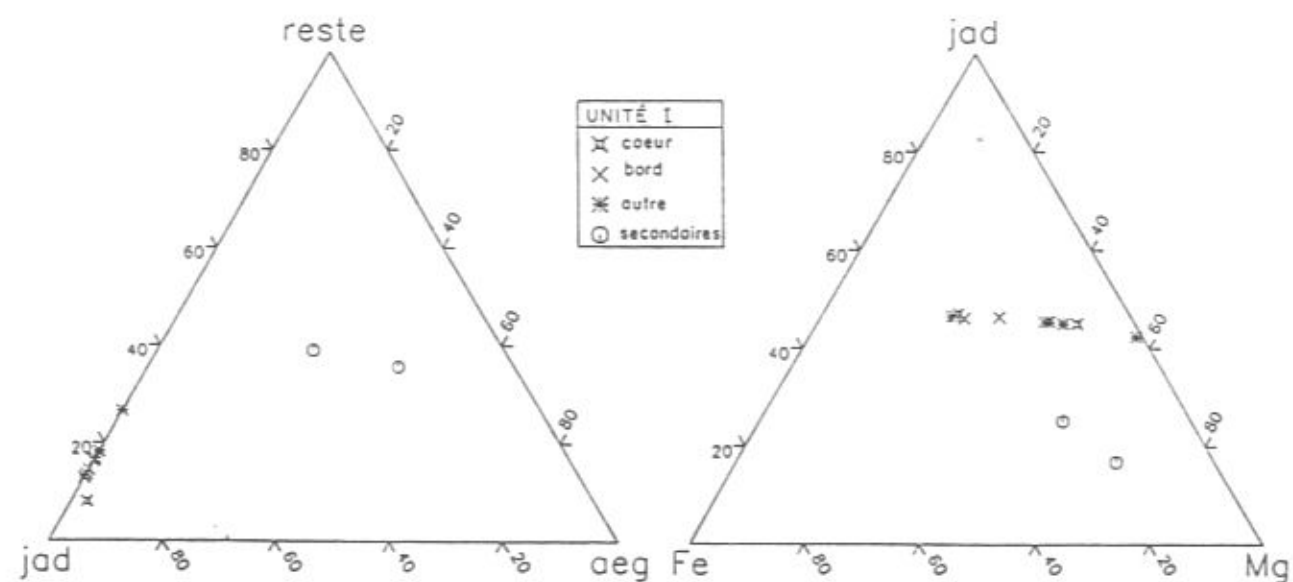


Figure IV.14 : Composition des pyroxènes primaires et secondaires dans les niveaux à jadéite de l'unité à coesite.

communément) et réactions entre minéraux de haute pression (faisant intervenir le grenat).

i. Rétromorphose du disthène

Les disthènes des pélites de l'unité I sont altérés en amas micacés contenant : paragonite, muscovite ($Si_{3.04} - Si_{3.06}$), mica blanc sodi-calcique (solution solide margarite - éphésite, cf. supra) et feldspath albitique (ab_{97}).

ii. Rétromorphose de la jadéite

Dans les pélites à grenat -disthène, aucune jadéite relique n'est observée au sein des pseudomorphoses albitiques millimétriques.

Dans les niveaux à jadéite rétrotransformée (e. g. éch. 7-417b), les pseudomorphoses de pyroxène sodique contiennent feldspath ($ab = 74.5 \text{ mol\%}$), chlorite et biotite plus ou moins chloritisée, phengite ($Si_{3.15}$) + zoïsite (?).

Dans une jadéite à rare disthène de la formation d'Isasca (éch. 7-66), la déstabilisation de la jadéite forme un pyroxène secondaire (fig. IV.13). La réaction mise en jeu est la suivante :



Le pyroxène aegyrienne ($aeg = 27 \text{ à } 44 \text{ mol\%}$, cf. fig. IV.14) se développe du côté du quartz, le plagioclase (ab_{86}) au contact de la jadéite ($jd 85-90\%$). La zone médiane est formée d'albite (ab_{99}) contenant de petits cristaux de paragonite (pa_{86}) et d'amphibole (taramite, cf. fig. IV.15, anal. 32 et 33).

La réaction fondamentale mise en jeu est $jd + qz = ab$, déterminée expérimentalement par Holland (1979) : l'association rétrotransformique est stable, à $P = 15 \text{ kbar}$, pour une température d'environ 600°C . Nos observations montrent qu'il s'agit en fait d'une réaction plus complexe. A partir de l'association $jd + qz$, et parce que le pyroxène contient quelques % du pôle augite, on a :

- oxydation d'une partie du Fe^{2+} ,
- formation d'albite à partir du composant jd du pyroxène ; le reste du sodium se combine avec le fer trivalent pour former l'aegyryne et la taramite,
- Ca et Al libérés par le pyroxène initial sont réutilisés pour former le composant anorthite de la couronne interne du plagioclase.

Il est intéressant de noter ici la présence de plagioclase an_{15-20} (et an_{25} dans l'éch. 7-417b), minéral métamorphique quasi-inconnu dans les Alpes occidentales, où l'albite pure est ubiquiste. Son existence dans les paragenèses rétrotransformiques de l'unité à coesite traduit le passage transitoire à des températures plus élevées que celles connues dans les autres unités du massif et ailleurs dans les Alpes occidentales, ou une

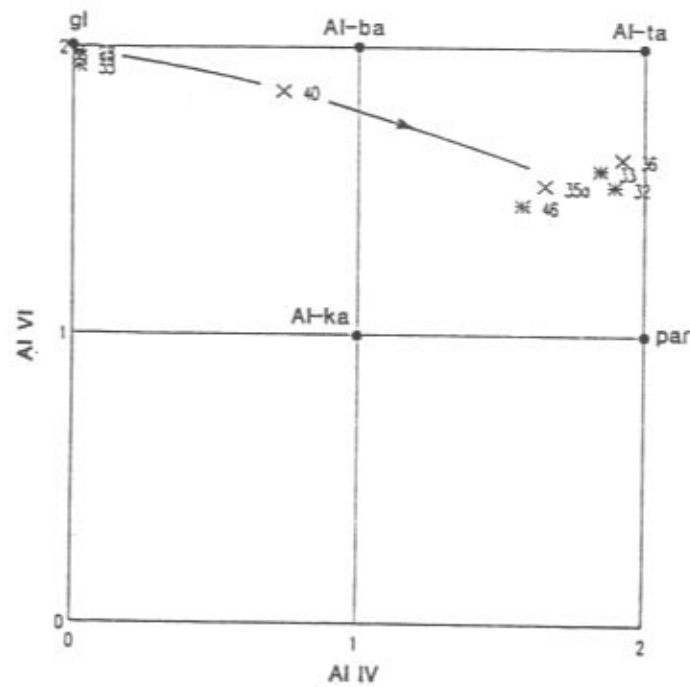
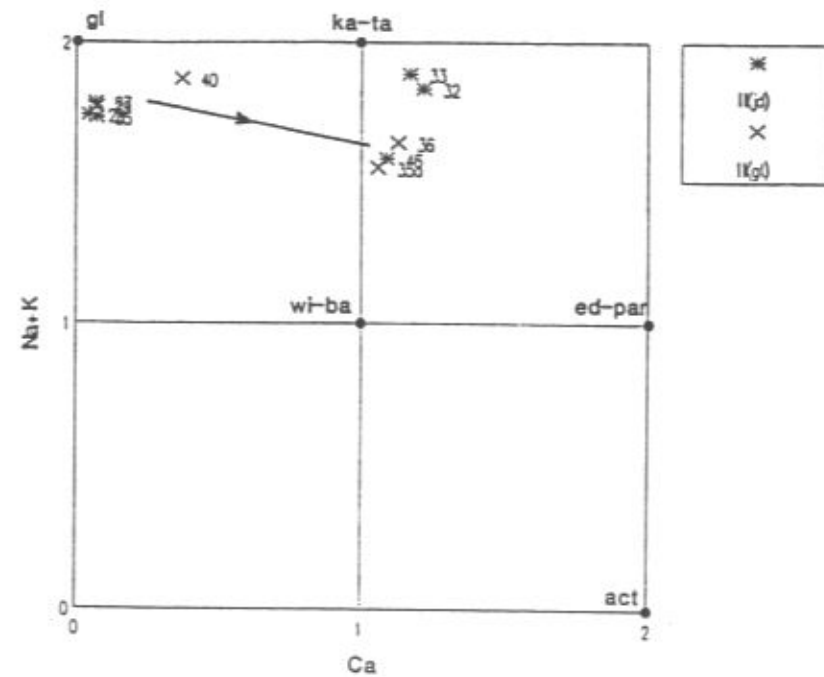


Figure IV.15 : Composition des amphiboles rétro-morphiques sur grenat et jadéite dans les niveaux à jadéite de l'unité I.

formation métastable lors de la déstabilisation de la jadéite impure, les deux hypothèses n'étant pas exclusives.

iii. Amphiboles secondaires sur grenat et jadéite (fig. IV.15)

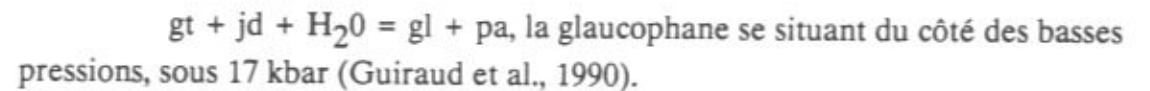
J'ai observé la formation d'amphiboles secondaires dans les niveaux sodiques (à jadéite) de l'unité I. Elles se développent, soit aux dépens de la jadéite, soit aux dépens du grenat, soit lors de réactions entre grenat et jadéite. Contrairement aux amphiboles secondaires des éclo-gites, toutes les amphiboles analysées ici sont caractérisées par $Na + K > 1.5$ (formule structurale calculée sur 23 O).

Les amphiboles secondaires sur jadéite et sur grenat sont de deux types : des amphiboles proches du pôle glaucophane et des amphiboles plus calciques, proches de taramites. Il semble qu'une évolution rétro-morphique depuis les glaucophanes vers les taramites puisse être mise en évidence :

- sur jadéite : les glaucophanes secondaires apparaissant dans des échantillons plus frais (e. g. 4-4a2) que les taramites (e. g. 6-37) ;
- sur grenat : glaucophane dans l'échantillon frais 4-4a2, amphibole "intermédiaire" dans une fente de grenat dans l'échantillon rétro-morphosé 6-37, taramite en altération de grenat, même échantillon.

Cette évolution est essentiellement à relier à une décompression (diminution de NaAl, augmentation de CaMg) (Holland et Richardson, 1979).

Toujours dans les niveaux à jadéite, j'ai observé une réaction très intéressante (photo IV.10) : entre un grenat almandin et une jadéite, on observe une croissance secondaire de glaucophane et de mica blanc paragonitique (anal. C. Chopin). La réaction mise en jeu est :



Il est important de souligner, dans ces niveaux à jadéite de l'unité I (à coesite), la formation de glaucophane secondairement, au début de la rétro-morphose, à haute pression. Notons que la présence d'amphibole bleue relique en inclusion dans les grenats du quartzite à pyrope (Chopin, 1986) et, dans la matrice, de l'association talc - jadéite pseudomorphosée, suggère que le champ de stabilité de la glaucophane a été quitté du côté des hautes pressions durant l'évolution métamorphique prograde, puis réatteint lors de la décompression, dans l'unité de THP.

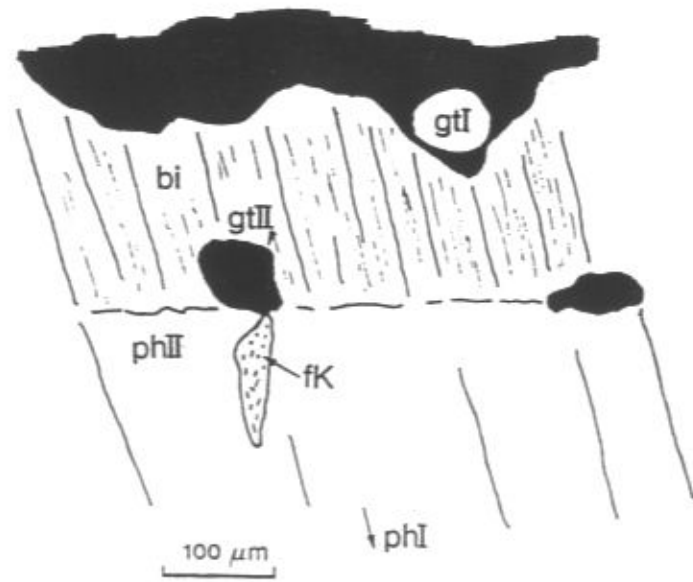
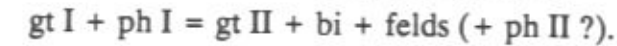


Figure IV.16 : Réaction entre grenat et phengite primaires dans un niveau à jadéite rétroformosé de l'unité I. Ech. 7-417b, Pian d'Ame. Croquis de lame mince.

iv. Réaction entre grenat et phengite de haute pression

J'ai observé cette réaction, formant une biotite secondaire, dans les pélites ferro-magnésiennes et dans les niveaux à jadéite. Une réaction équivalente dans le quartzite à pyrope (Chopin, 1984) forme de la phlogopite (+ disthène + talc).

Dans l'échantillon 7-417b (fig. IV.16), les différentes phases mises en jeu lors de cette réaction sont clairement exprimées. On a :



Le grenat primaire est riche en pyrope (37 mol%) et contient plus de 10 mol% de grossulaire ; le grenat secondaire (cf. fig. IV.8) contient moins de pyrope en solution solide (23 mol%), moins de grossulaire (6.5 mol%) et plus de spessartine (3.4 mol%). La biotite possède un FM de 37.5. La phengite primaire (coeur) présente un taux de substitution de $Si_{3,47}$, la phengite secondaire (bord de la phengite I, au contact de la biotite), est guère moins substituée ($Si_{3,45}$). Le feldspath secondaire, petit et très "altéré", n'a pas pu être analysé de façon satisfaisante (total analytique en poids d'oxydes inférieur à 90%) ; néanmoins, la formule structurale calculée nous montre qu'il s'agit d'un feldspath plutôt potassique (or_{72}).

Cette réaction est significative, soit d'une baisse de température, soit, et plus probablement, d'une baisse de pression (cf. Massonne et Schreyer, 1987). De plus, la formation de biotite secondaire sur grenat et, de façon ténue, disthène montre la stabilité temporaire de l'association biotite - disthène, association de haute température, équivalente à haute pression de talc - grenat - muscovite, à basse pression de staurotide - chlorite - muscovite : on a là une limite supérieure en température très importante, franchie uniquement au début du métamorphisme rétrograde, passant approximativement par (700°C, 21 kbar) et (600°C, 15 kbar). Notons que, dans le système magnésien, la limite de stabilité de phlogopite - disthène est abaissée vers des températures plus basses, expliquant de ce fait l'existence de cette association en pseudomorphoses de pyrope.

b) Les associations rétroformiques dans les pélites des unités II, III et DS (cf. tabl. IV.III)

Dans ces unités, la rétroformose se traduit par l'altération des minéraux typomorphes grenat, chloritoïde, disthène et glaucophane, mais ne montre pas d'aussi belles réactions que dans l'unité à coesite.

Les grenats sont en général bien conservés dans toutes les unités. Dans l'unité II, ils présentent un début d'altération, soit en biotite, soit en chlorite, qui, le plus souvent, se localisent dans des fractures des grenats ou en queue de recristallisation sur ceux-ci. Dans les unités III et DS, seule la chlorite, parfois oxydée, est présente dans les

fentes ou en queue de recristallisation sur grenats. Il est important de signaler qu'on observe également cette chloritisation, tardive (cf. chap. III), des grenats, dans l'unité de THP (unité I à coesite).

Quelle que soit l'unité dans laquelle on se trouve, les chloritoïdes des métapélites, lorsqu'ils sont rétrotransformés, présentent systématiquement des queues de recristallisation et des fractures remplies de chlorite : cette altération, ubiquiste, est spécialement prononcée dans l'unité de Dronero-Sampeyre, et est en grande partie à relier à la phase de crénulation tardive (chap. III). La transformation du chloritoïde en chlorite est essentiellement à relier à une baisse de température (réactions d'hydratation).

Le disthène est très rarement altéré dans les pélites alumineuses des unités III et DS, contrairement à ce qui est observé dans l'unité I ; de rares chlorites secondaires ont été observées dans l'unité DS (éch. 6-4667P). Dans l'unité II, le disthène fait partie de pseudomorphoses de staurotide (cf. § 5) ; il peut être partiellement altéré en produits micacés (paragonite, phengite).

La glaucophane des gneiss fins de Chiaronto (unité II) et celle des micaschistes amygdalaires de l'unité III présentent une altération comparable en produits micacés (biotite, mica blanc) ± albite.

Dans les unités II (éclogite froide), III et DS (schistes bleus), on observe donc des assemblages rétrotransformés similaires, caractéristiques du faciès "schistes verts". Certains de ces minéraux rétrotransformés sont présents dans l'unité de THP, montrant ainsi une évolution rétrotransformée tardive commune à tout le bâti caractérisée par une baisse de température (e. g. chlorite sur grenat : Hsü, 1968).

4) Les pélites ferro-magnésiennes à staurotide de l'unité I : témoins de l'enfouissement éo-alpin

Dans de nombreux échantillons de métapélites à almandin - disthène - ex-jadéite de l'unité I (THP), les grenats présentent des inclusions diverses et intéressantes : chloritoïde, chlorite, paragonite, staurotide, disthène, pseudomorphoses d'amphibole (?) (e. g. éch. 6-06a, Rocca Dritta), ilménite, i. e. de nombreuses phases absentes de la matrice de la roche, et qui peuvent nous renseigner sur l'histoire précoce.

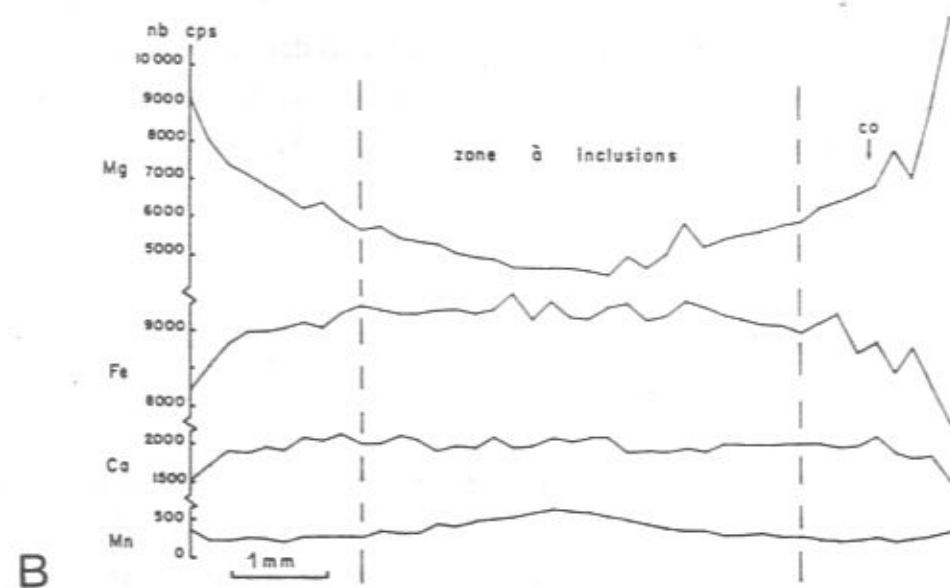
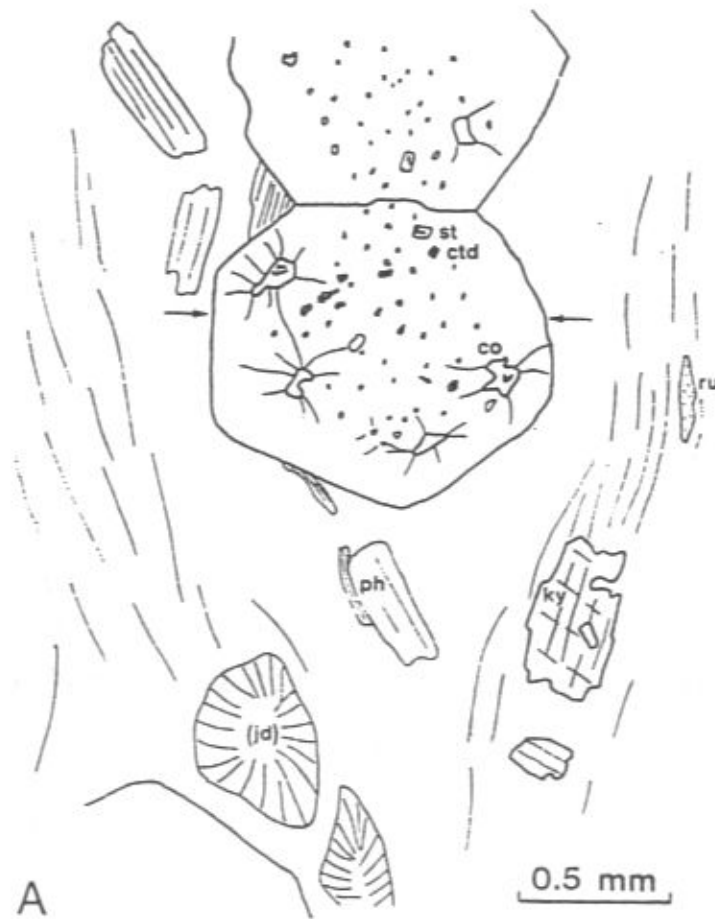


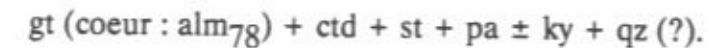
Figure IV.17 : Inclusions zonées dans un grenat d'une métapélite à almandin - disthène de l'unité à coesite.
 Ech. 4-22Mo, val Gambaasca.
 A : Schéma de lame mince.
 B : Traversée : → ←

a) Evolution prograde

L'échantillon 4-12Mo (Val Gambaasca) est particulièrement intéressant puisqu'on observe une zonation des inclusions dans un grenat centimétrique (fig. IV.17 A) :

- la partie interne du grenat est riche en petites inclusions, mono- ou multi-minérales à quartz (?), chloritoïde, paragonite, disthène, staurotide, rutile ;
- la partie externe est caractérisée par la présence de quelques grosses inclusions à coesite conservée.

Les assemblages observés au coeur des grenats sont antérieurs à la formation de coesite (fig. IV.17 A), et nous permettent donc d'accéder aux conditions d'évolution prograde du schiste à almandin - disthène. La zonation du grenat, avec augmentation du magnésium et diminution du fer divalent vers le bord (cf. traversée : fig. IV.17 B), confirme qu'une augmentation de pression a eu lieu pendant la croissance du grenat. Signalons que le grenat présente deux zones : dans la zone externe, à inclusions de coesite, l'augmentation du composant pyrope vers le bord est rapide et importante ; dans la zone centrale, riche en inclusions, la composition est beaucoup plus homogène. Le même type de zonation a été mis en évidence dans d'autres échantillons (e. g. BR9, Pinardon, 1990) : ce dernier auteur envisage, dans la partie centrale du grenat, un tamponnage de sa composition par les inclusions de ferromagnésiens. La paragenèse prograde est donc :



La coexistence des trois phases grenat, chloritoïde et staurotide, implique des conditions d'équilibre autour de 600°C - 12 kbar ; l'évolution prograde mise en évidence se fait avec forte augmentation de la pression et faible augmentation de température (cf. Pinardon, 1990), comme l'indique en particulier l'absence de biotite.

b) Fractionnement Fe/Mg

Le fractionnement du fer et du magnésium entre les minéraux ferromagnésiens dans l'échantillon 4-12Mo se fait de la manière suivante :

$$X_{Fe}(gt) \geq X_{Fe}(st) > X_{Fe}(ctd),$$

aussi bien en bordure ($X_{Fe}(gt) = 0.80$, $X_{Fe}(st) = 0.78$) qu'au coeur du grenat ($X_{Fe}(gt) = 0.84$, $X_{Fe}(st) = 0.83$, $X_{Fe}(ctd) = 0.74$). On se trouve donc là dans le cas d'un fractionnement faible, dans le sens "normal", surtout observé dans les pélites de basse pression.

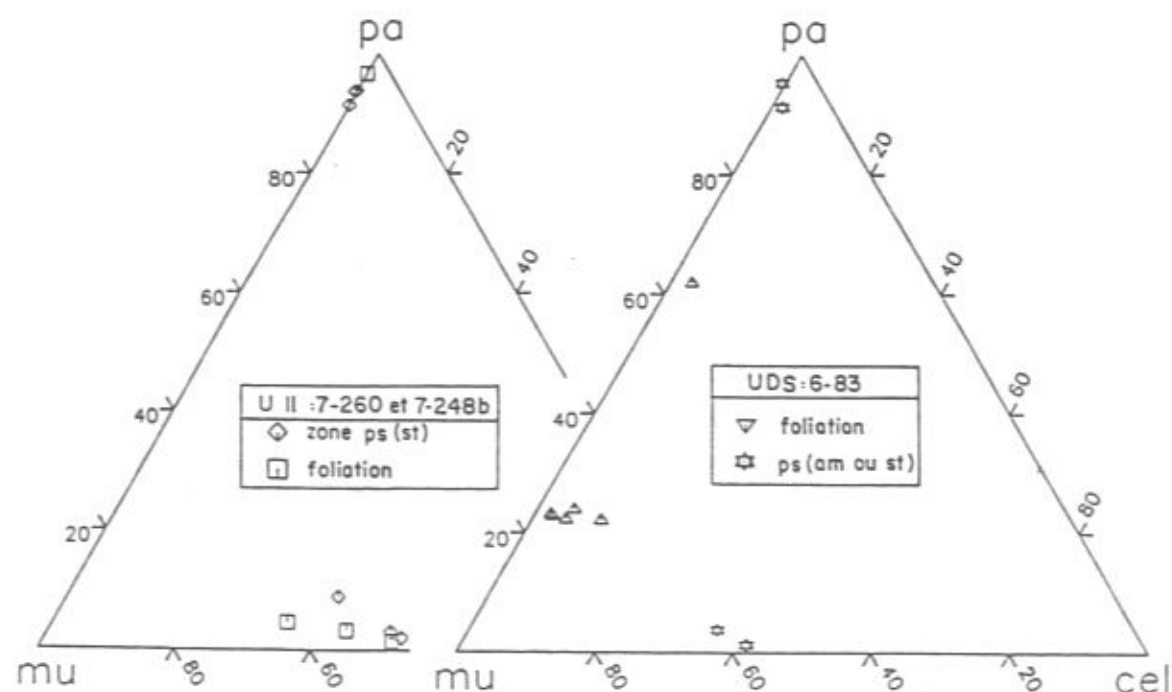


Figure IV.18 : Composition des micas blancs dans les pélites à staurotide relique.

Cependant, C. Chopin (1985), J.L. Pinardon (1990), et moi-même, observons, dans d'autres échantillons de ces mêmes pélites, une nette inversion de fractionnement Fe/Mg entre grenat et staurotide : $X_{Fe}(st) > X_{Fe}(gt)$:

- $X_{Fe}(st) = 0.80 > X_{Fe}(gt) = 0.62$ à 0.70 dans l'échantillon 4-30b2 (Chopin, 1985) ;

- $X_{Fe}(st) = 0.89$ à $0.87 > X_{Fe}(gt) = 0.69$ (bord) à 0.81 (coeur) dans l'échantillon BR9 (Pinardon, 1990) ;

- $X_{Fe}(st) = 0.86$ à $0.87 > X_{Fe}(gt) = 0.78$ à 0.82 dans l'échantillon 7-20 (cette étude).

Cette inversion de fractionnement semble être courante dans les pélites de haute pression (Ballèvre et al., 1989 ; Pinardon, 1990) ; elle n'est néanmoins pas générale, comme le montre l'éch. 4-12Mo. Le caractère "aberrant" de cet échantillon ne semble pas lié à la composition du grenat ni à la teneur en Zn de la staurotide, mais peut-être à la présence de lithium qui peut s'incorporer dans le site du zinc (mais échappe à l'analyse à la microsonde électronique). Le fractionnement st/gt, inverse dans la plupart des échantillons, ainsi que la richesse en Mg du chloritoïde (jusqu'à $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 48\%$), montrent que le coeur du grenat est bien alpin et ne constitue pas une relique anté-alpine.

5) Les schistes à staurotide du socle hercynien : transformation de la staurotide lors du métamorphisme éo-alpin de haute pression

J'ai observé (une "première" dans le massif Dora-Maira) de la staurotide relique, vraisemblablement hercynienne (cf. chap. II A et infra), dans des schistes cornés des unités II et de Dronero-Sampeyre.

a) La staurotide de l'unité II et ses pseudomorphoses

Je l'ai observée dans un niveau gris lité, à la Rocca Sole (éch. 7-260) et en pseudomorphoses au nord de Frassino (éch. 7-248b).

Le micaschiste se compose d'une alternance de lits quartzo-micacés à grenat ± fantômes d'amphibole, et de lits plus riches en micas dans lesquels j'ai découvert la staurotide. Dans le détail, les relations texturales entre minéraux montrent que :

- les lits à staurotide sont formés de micas blancs (paragonite et phengite $Si_{3.52}$: cf. fig. IV.18) + chloritoïde ± disthène ± grenat ± biotite + rutile entouré d'ilménite ; le quartz est absent ; des amas albitiques à structure radiale, évoquant les pseudomorphoses de jadéite de l'unité I, ont été observés dans ces lits micacés (éch. 7-

260) ; la staurotide n'a été observée qu'en particules xénomorphes très petites (taille max. : 150 µm), et de surcroît très rares : ceci nous a conduit à considérer la staurotide comme un minéral relique. Elle est incluse dans des amas de paragonite, avec chloritoïde et disthène : ces trois minéraux sont interprétés comme les produits de déstabilisation de la staurotide. Le grenat, même s'il est souvent présent dans les lits micacés, n'est jamais en contact avec la staurotide, rarement avec le disthène, jamais (?) avec le chloritoïde ;

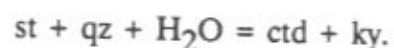
- les lits quartzeux, plus riches en grenat, contiennent phengites ($Si_{3,36}$ à $3,52$) et paragonites (fig. IV.18), mais sont dépourvus de chloritoïde et de disthène.

Dans l'échantillon 7-260, la staurotide relique contient 2.5%pd de ZnO. Le fractionnement du fer et du magnésium dans les divers minéraux se fait de la façon suivante : $XFe(st) = 0.80-0.82 \geq XFe(gt) = 0.79-0.84 > XFe(ctd) = 0.64-0.69$. Le fractionnement entre grenat et staurotide appelle les commentaires suivants :

- les grenats présentent des zones noirâtres très riches en inclusions fluides ; il a été, de ce fait, difficile d'en obtenir des analyses satisfaisantes (déficit général en Si) ;

- les grenats, on le rappelle, ne sont jamais en contact avec la staurotide, ce qui rend ici hasardeuse toute interprétation de la quasi-absence de fractionnement Fe/Mg entre grenat et staurotide.

La réaction de disparition de la staurotide ne met pas le grenat en jeu. Elle peut s'écrire :



La staurotide analysée possède une composition plus ferreuse (FM = 80-82) qu'une staurotide qui se situerait sur le joint chloritoïde -disthène (FM = FM(ctd) = 64-69) : ceci met en évidence une réaction de disparition de la staurotide avec diminution de température (si la staurotide était alpine), ou, plus probablement, si la staurotide est hercynienne, que le métamorphisme alpin s'est fait à plus basse température, dans cette unité, que le métamorphisme hercynien.

b) La staurotide des micaschistes polymétamorphiques

Un seul échantillon (6-83, haut Valmala, unité de Dronero - Sampeyre) nous a livré de la staurotide fraîche, mais de nombreuses pseudomorphoses ont pu être reconnues :

- dans les micaschistes du haut Valmala (éch. 6-85 et 6-86) ;

- dans une petite écaille de socle incluse au contact du faisceau ophiolitifère et des faciès permo-carbonifères de l'unité de Dronero (rive g. de la Combale Bruido, 1,5 km au SSW de Venasca : éch. 8-207 à 8-211) ;

- au sud du secteur étudié, en val Maira, dans une écaille micaschisteuse du contact basal de l'unité de Sampeyre (N de San Damiano Macra : éch. 8-93).

L'échantillon 6-83 est un schiste gris corné, formé de masses ovoïdes (amygdales) micacées prises dans une foliation quartzo-phengitique plus ou moins riche en petits grenats (100 µm). L'oxyde primaire présent est le rutile. Une ilménite tardive, xénomorphe, se développe localement dans la foliation avec la chlorite. Les amygdales, de 0.35 mm de grande longueur en moyenne, sont essentiellement formées de petits micas blancs plus ou moins enchevêtrés, et contiennent souvent de petits grenats.

Au sein des plus grandes de ces amygdales, j'ai découvert la staurotide, encore bien conservée (photo IV.11). La staurotide, présente au coeur de l'amygdale, contient en inclusions grenat et rutile. Cette staurotide est fracturée. Du chloritoïde se développe à partir des clivages et fractures, souvent entre grenat inclus et staurotide. La couronne externe de la pseudomorphose est constituée de micas blancs (paragonite essentiellement) ; une phengite peut s'y associer, en bordure externe de la pseudomorphose. Le disthène est absent. Je n'ai pas observé le quartz à l'intérieur de la pseudomorphose.

Dans le même échantillon, j'ai observé un deuxième type de pseudomorphoses, plus petites (150 µm), riches en grenat et mica blanc (paragonite, phengite) et contenant un peu d'albite. Au sein de ces pseudomorphoses, on distingue de petits grains corrodés reliques à fort relief : les analyses nous montrent qu'il s'agit d'une glaucophane.

L'analyse de la composition des différentes phases met en évidence les faits suivants :

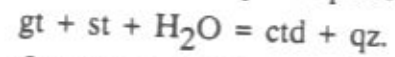
- les micas blancs (fig. IV.18) des pseudomorphoses de staurotide sont essentiellement des paragonites. Un mica blanc, qui ne présente que 62 mol% de paragonite, a été analysé dans une queue de recristallisation sur pseudomorphose de staurotide, associé à une chlorite : il représente probablement une interstratification submicroscopique de phengite et de paragonite. Les phengites observées dans les pseudomorphoses sont plus substituées ($Si_{3,37}$) que celles de la foliation (quasi-muscovites) : ceci indique une transformation de la staurotide à pression relativement élevée ;

- on n'observe pas de différence nette de la composition des grenats inclus dans la staurotide (hercyniens probables) et de ceux de la matrice : ils sont tous proches du pôle almandin, avec moins de 20 mol% de grossulaire et de pyrope en solution solide

(cf. fig. IV.8). Cependant, de nombreux grenats de la matrice présentent une mince couronne en "chou fleur", plus riche en grossulaire (quelques mol% : je n'ai pas compilé ces analyses, de mauvaise qualité du fait de la minceur de la couronne) : cette partie externe du grenat pourrait représenter la phase alpine.

- le grenat, la staurotide (riche en ZnO : 8%pd) et le chloritoïde sont en contacts mutuels, le dernier se formant au dépens des deux premiers ; le fractionnement Fe/Mg se fait selon la succession suivante : $X_{Fe}(gt) = 0.85-0.88 > X_{Fe}(st) = 0.74-0.77$ dans la paragenèse relique ; le $X_{Fe}(ctd)$ est de 0.77-0.79. Ce fractionnement net entre grenat et staurotide est en accord avec les données existantes dans les métapélites de basse et moyenne pression (Ballèvre et al., 1989 ; Pinardon, 1990), et est inverse de celui observé dans le coeur des grenats des métapélites de l'unité I (et peut-être de celui du schiste à staurotide de l'unité II, cf. supra). C'est un bon argument pour considérer le grenat I et la staurotide (+ muscovite ?) comme anté-alpins.

Ici, et contrairement à ce qui est observé dans l'unité II, la déstabilisation de la staurotide se fait avec la participation du grenat, selon la réaction de base :



On peut considérer que le quartz, existant dans la lame mince, était présent lors de la déstabilisation de la staurotide, même s'il n'a pas été observé à l'endroit même de la réaction.

c) Conséquences

Dans les deux unités (unité II et Dronero - Sampeyre), une transformation à haute pression (phengites $Si_{3.50}$ à 3.35 dans les pseudomorphoses) d'une staurotide a été observée. Dans les deux cas, la réaction de transformation est une réaction d'hydratation, la staurotide étant du côté des hautes températures. Ces transformations nous apprennent que le métamorphisme hercynien était caractérisé par des températures plus élevées que le métamorphisme alpin dans les unités II (éclogite froide) et DS (schiste bleu).

6) Récapitulation : évolution métamorphique des pélites

L'étude pétrographique des métapélites et des roches apparentées nous indique trois stades dans leur évolution métamorphique (cf. fig. IV.26 B) :

1°) Le stade prograde : il n'est conservé que dans les métapélites ferreuses et magnésiennes de l'unité de THP.

Dans les micaschistes ferro-magnésiens, il est caractérisé par la costabilité de grenat - chloritoïde - staurotide, qui indique des conditions de métamorphisme autour de 600°C, 12 kbar. Le passage à l'association typomorphe à grenat - disthène - coesite se fait par une forte augmentation de pression et une augmentation de température.

2°) Le stade typomorphe : dans les lithologies pélitiques considérées, on met en évidence un net contraste de métamorphisme entre l'unité I (THP) et les autres unités (HP) ; notons que l'unité II, éclogitique "froide" (cf. § B), n'a pas enregistré un métamorphisme typomorphe très différent de celui des unités "schistes bleus" (unités SP et III à DS).

- dans l'unité THP : la présence de coesite en inclusions dans grenat et disthène impose des pressions minimales de l'ordre de 28 kbar ; l'association talc - phengite $Si_{3.55}$ - disthène - quartz/coesite indiquerait une pression de 35 kbar (Massonne et Schreyer, 1989). L'association almandin - disthène impose des températures minimales de l'ordre de 600°C ; la costabilité, dans les pélites magnésiennes, de talc - pyrope - disthène - coesite, indique des températures de 700 à 800°C selon a_{H_2O} .

- dans l'unité II : la costabilité de talc - chloritoïde et talc - chlorite - disthène dans les pélites magnésiennes, et les paragenèses à chloritoïde - quartz (+ grenat) dans les compositions ferreuses, imposent des conditions (P,T) voisines de 15 kbar, 550°C.

- dans l'unité III : des températures maximales de 550-600°C nous sont fournies par la présence d'associations à chloritoïde - disthène et chloritoïde - quartz (+ grenat) ; une température minimale d'environ 500°C nous est fournie par la présence de grenat typomorphe et l'absence d'association primaire à chlorite - chloritoïde (Powell et Holland, 1990). Les pressions sont mal contraintes : pression minimale d'une dizaine de kbar donnée par l'existence de glaucophane + quartz dans le secteur étudié, pression minimale d'une quinzaine de kbar donnée par la présence probable d'éclogites (connues plus au nord), pression maximale d'environ 20 kbar imposée par la présence de paragonite et l'absence d'omphacite - disthène.

- dans l'unité Dronero-Sampeyre : mêmes associations et mêmes conditions (P,T) que pour l'unité III, avec cependant des températures d'équilibration de l'association à grenat - chloritoïde légèrement plus faibles (fractionnement Fe-Mg plus

oimportant) et des pressions minimales plus faibles (env. 10 kbar : absence d'éclogites reconnues).

- dans l'unité Sanfront-Pinerolo : mises à part les absences d'associations à glaucophane - quartz dans les micaschistes et à chloritoïde - disthène (manque de lithologies alumineuses), les autres contraintes sont les mêmes que pour les unités III et DS. Le fractionnement Fe-Mg entre grenat et chloritoïde livre des températures d'équilibre plus faibles que dans l'unité DS, la substitution phengitique ($Simax = 3.34$) indique des pressions également plus faibles que dans les autres unités SB : $P_{max} = 8$ kbar (Massonne et Schreyer, 1987).

3°) Le stade rétrograde : il est caractérisé, dans toutes les unités, par un stade "schistes verts" tardif ; l'unité I (THP) présente des associations rétrogrades précoces, de plus hautes pressions et températures.

- Dans l'unité I, la rétrogenèse précoce est caractérisée par la formation de minéraux secondaires de haute pression (ex : glaucophane + paragonite rétrogenés entre grenat et jadéite) et de minéraux stables à des températures relativement élevées (ex : plagioclase sur pyroxène jadéitique au lieu d'albite, amphiboles de type taramite sur grenat ou jadéite). Le chemin de rétrogenèse mis en évidence est essentiellement caractérisé par une décompression, comme en témoignent la formation de glaucophane secondaire à partir de grenat + jadéite et l'évolution des amphiboles secondaires (gl vers ta). La formation de biotite secondaire entre grenat et phengite pourrait refléter une augmentation de température ; néanmoins, le chemin de rétrogenèse est contraint vers les hautes températures par la limite de stabilité de l'association biotite - disthène, rarement observée, et de surcroît de façon ténue, dans les pélites ferro-magnésiennes de l'unité I : cette limite impose une diminution de température simultanément à la décompression.

Dans cette unité, la rétrogenèse tardive, en faciès schistes verts, est marquée par la chloritisation des grenats (baisse de température essentiellement).

- Dans les autres unités : la rétrogenèse se traduit par l'apparition de minéraux du faciès "schistes verts". Le chemin est défini essentiellement par une baisse de température (e. g. formation de chlorite secondaire sur chloritoïde et sur grenat). Il est intéressant de noter que la formation de biotite secondaire sur grenat, à un stade plus précoce (observée dans l'unité I à coesite) n'apparaît ici que dans l'unité II : ceci est un argument pour considérer que de plus hautes températures ont régné au début du chemin rétrogenésique dans l'unité II, par rapport aux unités Sanfront-Pinerolo, III et Dronero-Sampeyre.



roche	ech	localisation	qz	fK	ab	ph	bi	chl	gt	ep	ru	ilm	sph	hem	autres
UNITE I															
granite	7-104	S Brossasco	+	+	+	+	x,+		I,II	zo	?	?			ap
gn ocellé	7-105	S Brossasco	+	+	+	+	+			zo/czo			+		
mylonite	7-103	S Brossasco	+		+	+	+	II		zo/czo			+		ap
granite/go	6-35	W Brossasco	+	+	+	+	x,+		I,II	ep	?	?	+		to
granite/go	8-268	SE Rca Dritta	+	+	+	+	+		I,II	ep					ap
granite	8-133	SB Agnelli	+	+	+	+	+			zo/czo	?	?	+		to
gn ocellé	8-134	SB Agnelli	+	+	+	+	+			zo			+		to
gf Parigi	5-40	W Brossasco	+	+	+	+	+		+	ep			+		
id	6-60	Pratoluogo	+		+	+	+	II	+	zo/czo			+		
id	7-388	S SB Agnelli	+	+	+	+	+		+	ep/zo			+		ap
id	3-56	Parigi	+	+	+	+	+		+	ep	x		+		zr
id	3-58	Parigi	+	+	+	+	+		+	ep			+		
id	4-23	Cia Ramassa	+	+	+	+	+		x,+	ep			+		ap
id	4-48	V Gamba	+	+	+	+	+			ep/zo			+		zr
gn fin ab	6-28	Isasca	+		+	+	+	II	+	ep			+		
UNITE II															
go Melle	6-67	NW Venasca	+	+	+	+	+			zo/czo			+		
gn mylon	8-87	NE S Maurizio	+		+	+	+		+	zo/czo		?	+	II	ap
gn oe-am	7-310	rS V Gilba	+	+	+	+	+			zo/czo			?		calc
myl Gilba	7-85	SB Sottole	+	+	+	+	+			zo/czo		?	+	II	
sb myl Gilba	8-116	Mra Vignasse	+		+	+		II					?	II	
gn fin /sab	8-84	Mra Cru	+		+	+	+	+	+		+	?	+	II	
UNITE DS															
porph ocellé	6-98	Valmala	+	+		+	+	+					?		
go Birrone	6-82	M Roccere	+	+		+	+			zo/czo			+	II	

Tableau IV.4 : Associations minérales des principaux gneiss étudiés.

+ , I : paragenèse principale (BP)
 x : minéral relique
 II : phases tardives

D- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES GNEISS

Les roches gneissiques sont présentes dans les trois unités principales (I, II et DS), sous forme de gneiss ocellés ou de gneiss fins.

Dans l'unité I (cf. dépl. 1), ce sont les gneiss ocellés intrusifs (?) de Brossasco, les gneiss fins de Parigi (encaissant du quartzite à pyrope), quelques gneiss fins albitiques présents dans la formation d'Isasca, ainsi qu'une partie des mylonites de Gilba.

Dans l'unité II, ce sont les gneiss ocellés de Melle, des gneiss fins encaissant les éclogites de Rore et quelques écaïlles de mylonites de Gilba. Les gneiss fins de Chiaronto ne sont pas considérés dans ce paragraphe, leur composition chimique et minéralogique les rapprochant plus de micaschistes ferro-magnésiens et sodiques.

Dans l'unité de Dronero-Sampeyre, ce sont des prophyroïdes filoniens dans le Permo-Carbonifère, ainsi que la dalle des gneiss ocellés du M. Birrone.

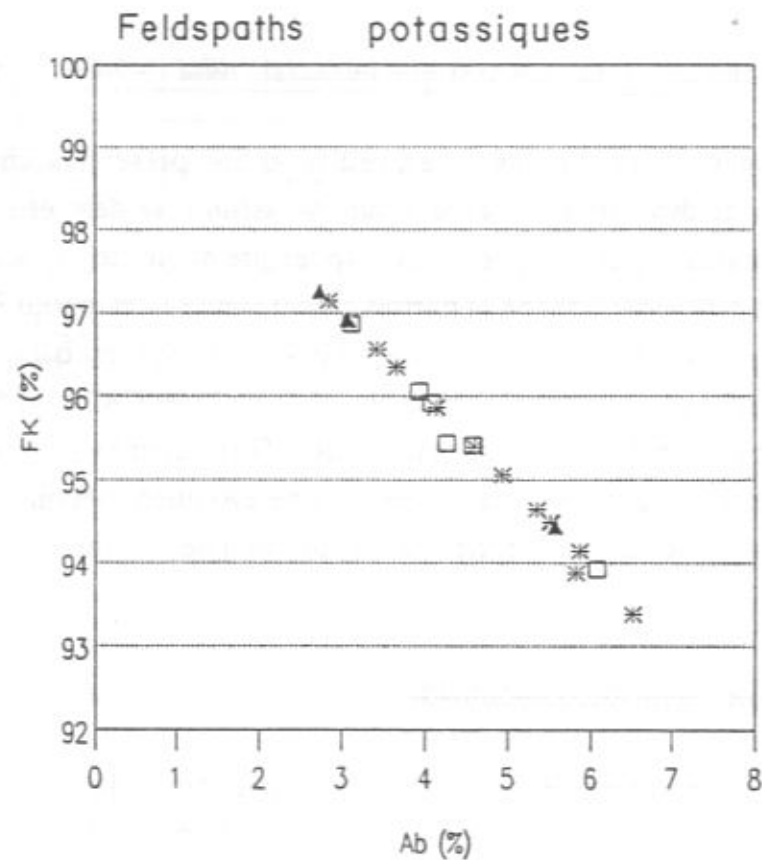
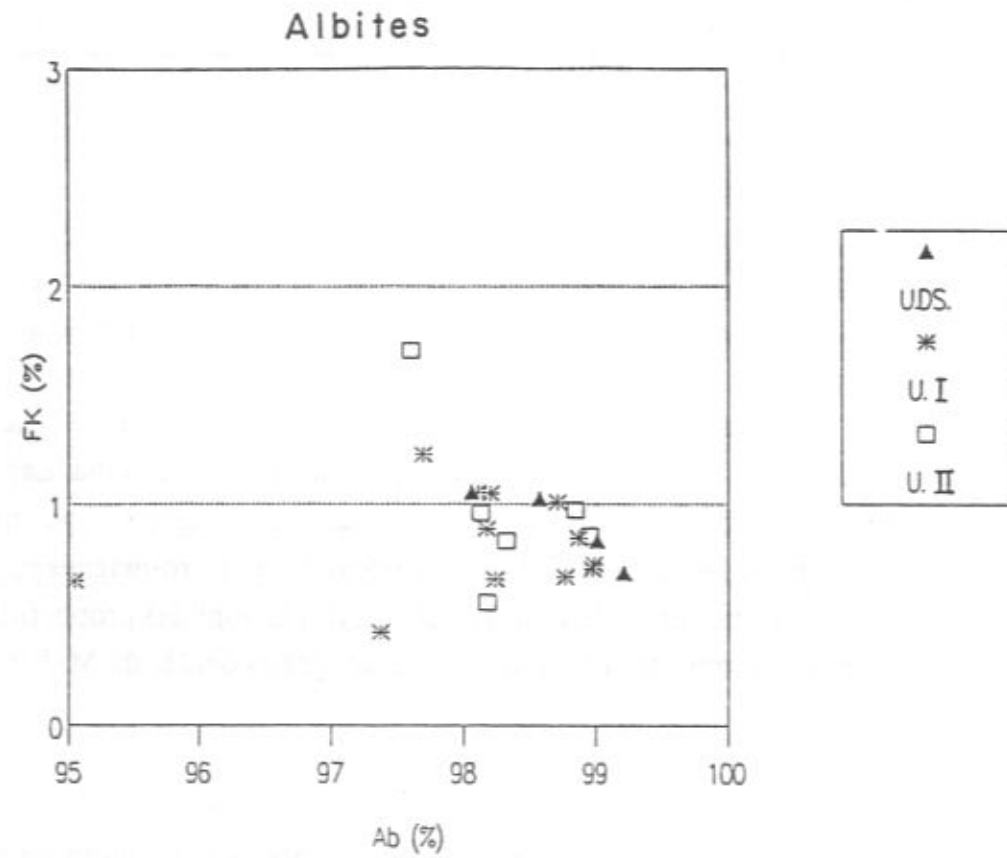
1) La paragenèse principale : sa place dans l'évolution structurale et métamorphique

a) Associations minérales et structures régionales (tableau IV.4)

Les gneiss de toutes les unités, ocellés ou fins, présentent une paragenèse classique à deux feldspaths (albite et feldspath potassique, ce dernier pouvant être absent dans certains gneiss fins), deux micas (phengite et biotite), quartz, épidote (à coeur d'allanite fréquent), sphène et parfois grenat (unité I : cf. photo IV.14, et unité II) : cette paragenèse principale, ubiquiste, de basse pression, est contemporaine de l'épisode de déformation régionale (cf. chap. III : structures C-C' et C-S dans lesquelles se développent en particulier biotite et phengite). Texturalement, le grenat est plutôt relique dans cette paragenèse (en atoll, etc...). Une évolution métamorphique plus tardive est caractérisée dans ces faciès par l'apparition de chlorite.

b) Thermométrie et barométrie

J'ai tenté une étude thermométrique comparative dans les gneiss : feldspath potassique - albite et biotite - grenat. Ces minéraux font partie de la paragenèse principale, syn-déformation principale (on le rappelle). Cette approche thermométrique



échantillon	5-40	7-104	7-388	4-23	3-58	3-56
roche	gn fin	granite	gn fin	gn. fin	gn. fin	gn. fin
formation	PARIGI	BROSSASCO	PARIGI	PARIGI	PARIGI	PARIGI
localisation	W Bross.	Pt Bross.	SB Agn.	Cta Ramassa	Parigi	Parigi
date	29.06.89	29.06.89	29.06.89	11-12-84	16-2-84	16-2-84
FELDSPATHS POTASSIQUES						
n°sonde	53	56	58	60	33	63
site	petit	petit	petit	petit	z alt	petit
ab	3.435	5.511	2.856	3.662	5.822	4.138
or	96.565	94.489	97.144	96.338	93.877	95.862
an	0.000	0.000	0.000	0.000	0.302	0.000
Xab(fK)	0.034	0.055	0.029	0.037	0.058	0.041
PLAGIOCLASES						
n°sonde	54	55	57	62	32	64
site	interst.	interst.	interst.	interst.	z alt	petite
ab	98.179	97.695	98.973	98.205	98.111	98.990
or	0.888	1.228	0.707	1.051	1.052	0.728
an	0.933	1.076	0.320	0.744	0.837	0.282
Xab(pl)	0.982	0.977	0.990	0.982	0.981	0.990
THERMOMETRIE						
P = 5 kbar						
Kd	0.035	0.056	0.029	0.037	0.059	0.042
T (°C)	364	410	347	370	415	380

échantillon	6-67	7-85	7-310	6-82	6-98
roche	gn oeillé	mylonite	gn oe-am	gn oeillé	orph. oe.
formation	MELLE	GILBA	MELLE	BIRRONE	P.CARB.
localisation	Venasca	SB Sottole	rd Gilba	M.Roccere	Valmala
date	29.06.89	25.05.87	29.06.89	24.02.87	29.06.89
FELDSPATHS POTASSIQUES					
n°sonde	50	52	25	39	41
site			près bi	alt	
ab	4.260	4.582	3.940	4.083	6.076
or	95.440	95.418	96.060	95.917	93.924
an	0.301	0.000	0.000	0.000	0.000
Xab(fK)	0.043	0.046	0.039	0.041	0.061
PLAGIOCLASES					
n°sonde	49	51	32	40	42
site	alt		près bi	alt	
ab	98.134	98.183	98.952	98.324	98.842
or	0.962	0.556	0.856	0.835	0.976
an	0.903	1.261	0.192	0.841	0.182
Xab(pl)	0.981	0.982	0.990	0.983	0.988
THERMOMETRIE					
P = 5 kbar					
Kd	0.043	0.047	0.040	0.042	0.061
T (°C)	384	391	375	379	418

Tableau IV.5 : Thermométrie feldspath potassique - albite dans les gneiss : résultats

Figure IV.19 : Evolution de la composition des albites et des feldspaths potassiques dans les unités I, II et Dronero.

doit donc nous renseigner plus précisément sur les conditions du métamorphisme "schistes verts", contemporain de la déformation régionale (cf. chap. III).

i. Thermométrie feldspath potassique - albite

Des faciès gneissiques à deux feldspaths étant représentés dans les trois unités métamorphiques principales (unités I, II et Dronero-Sampeyre), l'étude comparative du fractionnement du sodium entre feldspath potassique et plagioclase coexistants dans les différentes unités peut être intéressante.

On a choisi, pour cette étude comparative, d'utiliser le thermomètre de Whitney et Stormer (1977, équ.8), qui repose sur les bases suivantes :

- système de travail : $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O$,

- approche théorique avec : solution solide idéale dans les plagioclases, solution non idéale régulière dans les feldspaths alcalins, état standard : albite BT. Ce thermomètre est valable pour des albites et des microclines ordonnés.

La température est une fonction de P, de la fraction molaire de l'albite dans le feldspath potassique $X_{ab}(fK)$ et du K_d ($X_{ab}(fK)/X_{ab}(pl)$).

La figure IV.19 représente les compositions des albites et feldspaths potassiques coexistants dans les différentes unités ; les résultats de l'analyse thermométrique sont reportés dans le tableau IV.5. On peut faire les constatations suivantes :

- la composition des feldspaths potassiques est proche de celle du pôle et similaire dans toutes les unités : 2.9 à 6.5 mol% d'albite dans l'unité I (THP), 3.1 à 6.1 ab mol% dans l'unité II (HP), 2.7 à 5.8 ab mol% dans l'unité Dronero-Sampeyre (SB) ;

- les albites coexistantes de toutes les unités sont regroupées, sauf pour quelques unes d'entre elles, dans le même champ : 98 à 99 mol% d'ab, 0.5 à 1 mol% de fK et 0.2 à 2.2 mol% d'an ;

- les températures calculées, homogènes dans les trois unités métamorphiques, sont, pour $P = 5$ kbar, de $390 \pm 50^\circ C$ (350 à $430^\circ C$ dans l'unité I, 360 à $420^\circ C$ dans l'unité II, 340 à $410^\circ C$ dans l'unité Dronero-Sampeyre) ;

- la différence d'une centaine de degrés entre les températures les plus faibles et les températures les plus élevées peut paraître forte. Cette variation peut être due, soit à un état structural désordonné dans les feldspaths (thermomètre non adapté), soit au fait que feldspath potassique et albite ne sont pas en équilibre, soit encore cette différence est le reflet d'une évolution thermique dans les gneiss. Ces variations s'observent souvent au sein du même échantillon (unité I : éch. 5-40, unité II : éch. 7-310), pour des feldspaths se présentant dans le même site (e. g. éch. 5-40 : fK interstitiel,

albite au contact) : ceci indiquerait plutôt que feldspath potassique et albite ne se sont pas entièrement rééquilibrés au cours de l'évolution rétro-morphique.

ii. Thermométrie grenat-biotite

N'ayant pas observé de grenat dans les gneiss des unités supérieures, je n'ai pu mener cette étude que dans les unités éclogitiques. Cette absence de grenat dans les gneiss des unités supérieures doit être soulignée, puisqu'elle y impose des températures plus faibles que dans les autres unités pendant l'évolution précoce.

On a choisi d'utiliser le thermomètre de Ferry et Spear (1978), dont les fondements sont les suivants :

- système de travail : $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$;

- étude expérimentale de l'échange Fe-Mg entre grenat et biotite synthétiques entre $550^\circ C$ et $800^\circ C$ à $P = 2.07$ kbar.

On y a introduit la correction de Hodges et Spear (1982), qui tient compte du modèle de solution solide symétrique dans le binaire grossulaire - pyrope des grenats (programme B. Patrick, 1985).

La température est une fonction de la pression P, du coefficient de partage Fe-Mg entre grenat et biotite ($K_d = (Mg/Fe)_{gt}/(Mg/Fe)_{bi}$) et des fractions molaires X_{alm} , X_{py} , X_{gr} et X_{sp} dans le grenat.

Dans la plupart des gneiss, la biotite fait partie, avec les phengites peu substituées, d'une paragenèse tardive, et souvent les biotites semblent se former aux dépens des grenats. Dans de rares cas cependant, le grenat et la biotite présentent des contacts mutuels nets et paraissent en équilibre :

- dans l'unité I, 4 couples grenat - biotite (éch. 5-40 : gneiss de Parigi) ont été analysés. Les grenats (cf. figure IV.20) sont des grossulaires - almandins (49 à 56 mol% gr, 36 à 39 mol% alm), contenant moins de 5 mol% d'andradite, de 3 à 6 mol% de spessartine et pratiquement dépourvus de pyrope (< 1 mol%). Les biotites au contact ont un FM compris entre 0.72 et 0.74, contiennent entre 0.40 et 0.51 atome d'Al en site octaédrique, 1.20 en site tétraédrique, et 0.06-0.08 atome de Ti (dans une formule structurale calculée sur 11 O). Les températures calculées, à $P = 5$ kbar, varient de 475 à $514^\circ C$;

- dans l'unité II, seuls deux couples grenat - biotite en équilibre probable ont été analysés (éch. 8-87 : gneiss de Melle). Par rapport à ceux de l'unité I, les grenats (bords) de cet échantillon (cf. figure IV.20) contiennent moins de grossulaire (43 à 46 mol%), sont un peu plus riches en almandin (44 mol%) et en pyrope (1.25 mol%), contiennent moins de spessartine (< 1.5 mol%) et sont dépourvus d'andradite ; les biotites sont légèrement plus magnésiennes (FM = 0.61-0.64), moins alumineuses (0.4

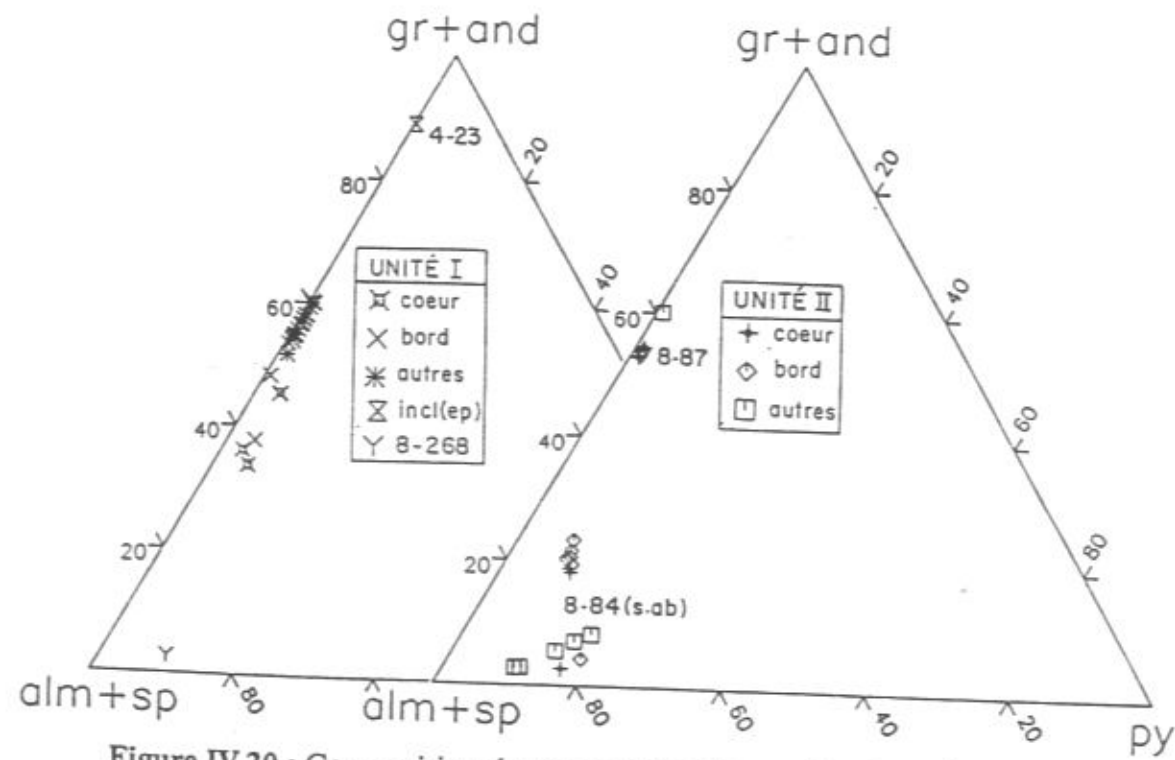


Figure IV.20 : Composition des grenats dans les gneiss des unités I et II.

atome d'Al dans l'octaèdre, 1.15 dans le tétraèdre) et moins riches en Ti (≤ 0.04 atome) que celles de l'unité I ; ces différences se traduisent par une température d'équilibre plus faible dans l'unité II, autour de 420°C à P = 5 kbar;

- la différence de température fournie par grenat - biotite dans l'unité I et dans l'unité II est certainement à relier à une évolution rétro-morphique plus avancée dans l'échantillon 8-87 que dans l'échantillon 5-40;

- le thermomètre grenat - biotite fournit des températures plus élevées que le thermomètre microcline - albite : ceci peut s'expliquer par une réhomogénéisation plus tardive de la composition des feldspaths, c'est à dire une température de fermeture plus faible que celle de grenat - biotite.

iii. Barométrie : la substitution phengitique

Les gneiss ocellés et la plupart des gneiss fins ont l'avantage de présenter une association minérale à fK-bi-ph-qz, dans laquelle la substitution phengitique est fixée et maximale à P et T données. Dans le système magnésien ($K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$), cette association présente un champ de stabilité compris entre 350 et 700°C, et limité en pression vers 20 kbar ; dans ce champ, la substitution phengitique dans le mica blanc potassique augmente avec la pression (Massonne et Schreyer, 1987).

Les phengites orientées dans la foliation régionale des gneiss ont une substitution de l'ordre de $Si_{3.25}$ à $Si_{3.08}$, toutes unités confondues (cf. § suivant) : à des températures respectives de 500°C et 350°C, les pressions obtenues avec le thermomètre de Massonne et Schreyer (1987) sont respectivement de 7.5 et 1 kbar.

c) La question

Les gneiss présentent donc une paragenèse de basse pression ubiquiste, contemporaine de l'épisode "schistes verts" enregistré dans les autres roches (roches vertes, métapélites).

Le problème fondamental de ces gneiss se résume en une question : ont-ils, comme certaines des roches qu'ils encaissent (e. g. le quartzite à pyrope), subi la haute pression ? ou bien les roches de THP et HP sont-elles insérées tectoniquement dans ces gneiss ?

On ne dispose que de peu de moyens pour mettre en évidence une éventuelle haute pression relique dans ces faciès : une étude plus détaillée de la substitution phengitique (§ 2) et la recherche d'associations reliques de haute pression (§ 4) constituent les deux piliers de cette enquête.

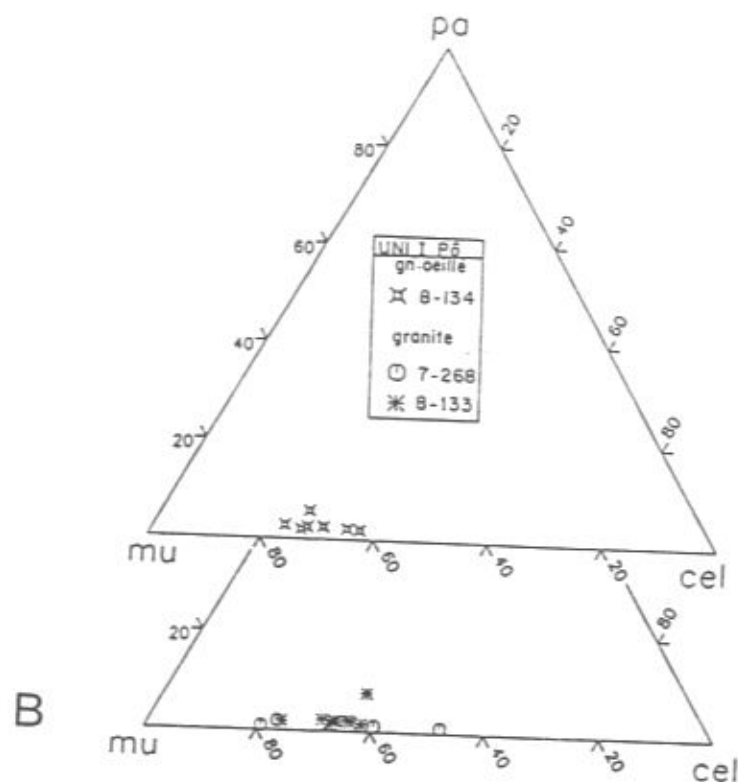
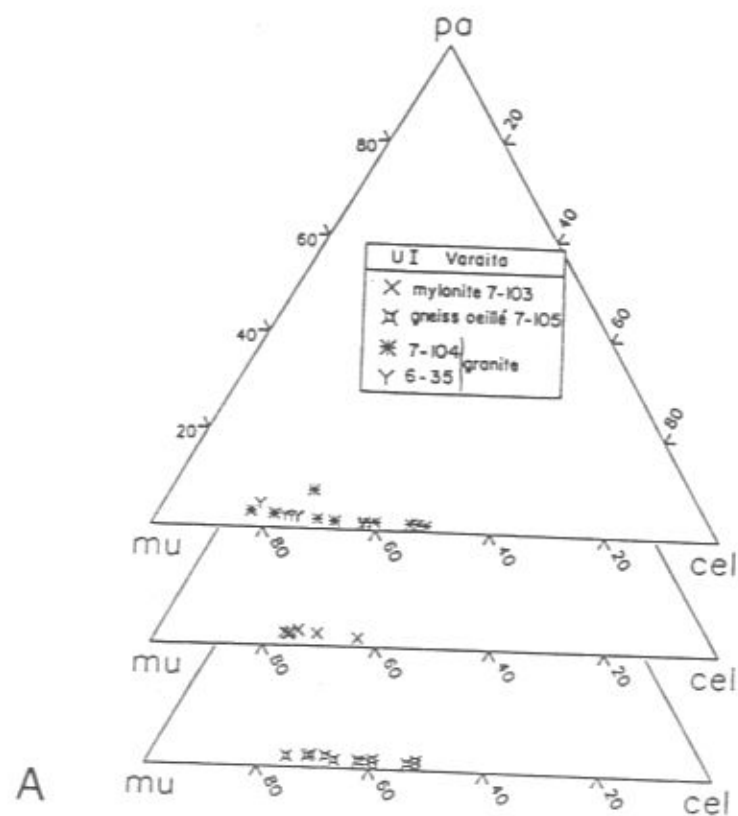


Figure IV.21 : Evolution de la substitution phengitique au cours de la déformation dans les métagranites de l'unité I.

A : granite de Brossasco, pont de Brossasco (val Varaita).
 B : granite de Brossasco, S. B. Agnelli et SE Rocca Dritta (val Pô).

2) La substitution phengitique dans les gneiss : analyse barométrique

On aura, à priori, des chances de trouver des compositions phengitiques reliques de haute pression (substitution élevée), soit dans des faciès peu déformés (e. g. granites), soit dans les coeurs des plus grandes phengites des faciès plus déformés. Ceci m'a conduit :

- à étudier, dans la même unité (I en l'occurrence), la substitution phengitique et son évolution au cours de la déformation cisailante (épisode régional), dans les granites, gneiss oeillés et mylonites de Brossasco (faciès peu déformés à l'origine), ainsi que dans les gneiss fins de Parigi (riches en grandes phengites) ;
- de comparer cette substitution phengitique et son évolution dans les diverses unités, dans des gneiss avec (et sans) feldspath potassique.

a) Evolution de la substitution phengitique au cours de la déformation cisailante

Le métagranite de Brossasco constitue un bon matériel de base pour cette étude, puisqu'il se présente sous divers aspects selon l'intensité de la déformation qu'il a subie : granite quasi-équant, gneiss oeillé et mylonite. J'ai mené l'étude sur deux lots d'échantillons de métagranite : l'un en val Varaita (granites 7-104 et 6-35, orthogneiss 7-105 et mylonite 7-103), l'autre en val Pô (granites 8-133 et 8-268, gneiss oeillé 8-134). Dans la même optique, j'ai également étudié la substitution phengitique dans les gneiss fins à deux feldspaths de Parigi.

L'analyse des métagranites nous amène aux constatations suivantes (fig. IV.21) :

i. Dans le métagranite peu déformé, l'étendue de la composition des phengites est très grande ($Si_{3,5}$ à $Si_{3,18}$ en val Varaita, $Si_{3,52}$ à $Si_{3,20}$ en val Pô). Texturalement, toutes les phengites, fortement substituées ou non, se présentent dans les mêmes sites : altération du feldspath potassique ou du plagioclase, nids à biotite-épidote (ancien ferromagnésien).

ii. Dans le gneiss oeillé, la même gamme de variation est observée. Les phengites analysées sont :

- des petites particules d'altération du feldspath potassique : elles présentent, comme dans le métagranite, un taux de substitution très variable ($Si_{3,40}$ à $Si_{3,28}$ dans l'éch. 7-105, par ex.) ;

- des phengites disposées dans la foliation, soit en grandes lamelles (ph I), soit en petites lamelles tardives (ph II) associées à la biotite dans les queues de recristallisation dynamique des phengites I (photo IV.12). Les grandes phengites présentent typiquement un coeur plus substitué ($Si_{3,37}$, éch. 7-105) que le bord ($Si_{3,25}$, éch. 7-105) ; les petites phengites, plus tardives, ont une substitution phengitique plus faible ($Si_{3,25}$).

Il est intéressant de mentionner, dans le méta-granite et le gneiss oeilé de Brossasco, la présence de phengites anormalement riches en titane. De taille millimétrique, elles se présentent toujours dans le même type de site, en inclusion dans les yeux de microcline (photo IV.13), entourées d'une structure coronitique à gt-bi-ab-fk. Ces phengites contiennent entre 3.35 et 3.75 %pd TiO_2 (i. e. 0.09 à 0.11 atome Ti dans une formule structurale calculée sur 11 O, cf. annexe 3) ; la substitution phengitique varie de 3.33 à 3.38. La réalisation de plusieurs profils, longitudinaux et transversaux, montre une bonne reproductibilité des analyses et exclut donc la possibilité d'expliquer ces teneurs en titane élevées par la présence d'inclusions sub-microscopiques de rutile. En domaine métamorphique, les teneurs en titane observées classiquement dans les phengites sont de 0.01 à 0.06 (sur 11 O), et semblent augmenter avec le degré métamorphique (Guidotti, 1984, p. 370 et 406). Ces phengites titanifères ont été également observées par Biino et Compagnoni (1990) dans le méta-granite de Brossasco : ces auteurs expliquent leur haute teneur en Ti comme un héritage des biotites magmatiques que ces phengites semblent parfois remplacer. Ailleurs dans les Alpes, de telles phengites ont été reconnues dans les méta-granitoïdes à jadéite de la zone Sesia (Monte Mucrone : Oberhänsli, comm. pers.), ce qui souligne leur caractère de haute pression.

iii. Dans la mylonite, la tendance amorcée dans l'orthogneiss se confirme. Le feldspath potassique a disparu. Les phengites, généralement de petite taille et recristallisées dans la foliation mylonitique, sont peu substituées ($Si_{3,25}$) ; quelques coeurs plus substitués peuvent subsister (e. g. éch. 7-103, anal. 56 : $Si_{3,37}$).

iv. Comparaison et généralisation : évolution des phengites dans les gneiss fins de Gilba, encaissant du quartzite à pyrope

Dans les gneiss fins mylonitiques de Parigi, deux familles de micas blancs potassiques sont clairement observées (photo IV.14) :

- grandes lamelles (parfois centimétriques), allongées dans la foliation rétro-morphique et présentant souvent des traces de déformation interne (extinction onduleuse, kinks dans les particules dont les clivages sont perpendiculaires à la foliation) ;

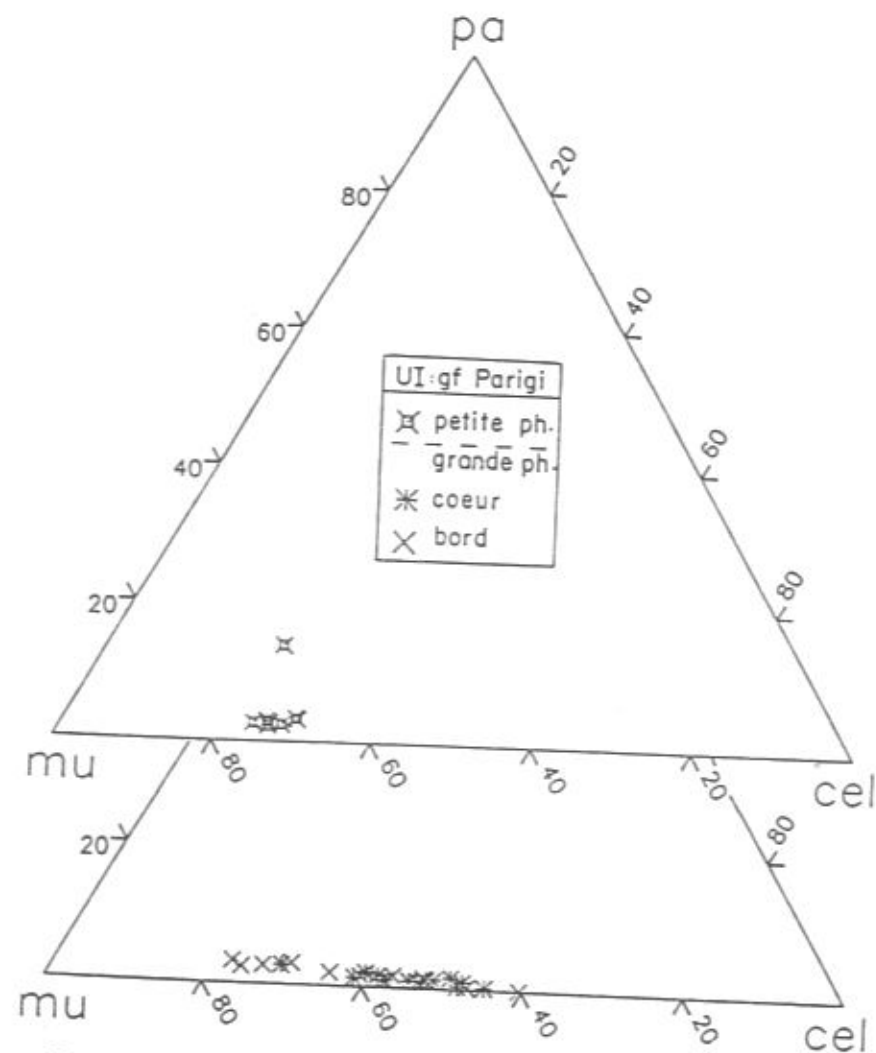


Figure IV.22 : Evolution de la substitution phengitique dans les gneiss fins de Parigi.

- petites lamelles, visiblement tardives, se formant en queue de recristallisation dynamique, avec la biotite.

Des analyses des deux familles de phengites ont été effectuées dans 7 échantillons provenant du val Pô et du val Varaita. Elles mettent en évidence les points suivants (fig. IV.22):

- les grandes lamelles de phengite présentent une zonation minéralogique nette et systématique : coeur à substitution phengitique élevée ($Si_{max} = 3.59$, éch. 7-388), bord moins substitué ($Si_{3.48}$, éch. 7-388 à $Si_{3.23}$, éch. 3-56) ;
- les petite phengites présentent un taux de substitution faible, homogène et équivalent de celui des bords les moins substitués des grandes phengites : $Si_{3.30}$, éch. 4-23 à $Si_{3.25}$, éch. 6-60) ;
- on n'observe pas de différence significative dans la composition et dans l'évolution minéralogique des phengites selon qu'elles appartiennent aux gneiss du val Pô (structuralement sous la série variée d'Isasca, cf. dépl. 2) ou à ceux du val Varaita (au-dessus de cette même série variée).

Cette étude des gneiss granitoïdes de Brossasco et des gneiss de Parigi met donc en évidence, dans l'unité I, l'existence de substitutions phengitiques reliques de haute pression, ainsi qu'une évolution de la composition des phengites au cours du temps et de la progression de la déformation :

- les substitutions maximales sont enregistrées, soit dans les faciès les moins déformés, soit dans les coeurs de grandes phengites dans les échantillons plus déformés. Les Si_{max} (3.52 dans le métagranite, 3.59 dans les gneiss de Parigi), dans un assemblage critique à bi-fK-ph, indiquent des pressions de 13 à 15 kbar pour une température de 500°C (Massonne et Schreyer, 1987) ; la biotite ne coexistant probablement pas avec les phengites les plus substituées, ces pressions sont minimales. Les phengites substituées montrent que des pressions relativement élevées ont affecté les gneiss de l'unité I.

- les substitutions phengitiques minimales sont enregistrées dans les faciès les plus déformés (e. g. mylonite ou gneiss oillé mylonitique), dans des petits micas blancs potassiques recristallisés pendant l'épisode de charriage (cf. chap. III B). Les Si_{min} de 3.25 (mylonite de granite) à 3.23 (gneiss de Parigi) indiquent, à 350°C, une pression de 4 à 5 kbar : celle-ci correspond à la pression atteinte lors de la mylonitisation des gneiss, pendant l'épisode de charriage.

- l'évolution rétro-morphique, contemporaine de la progression de la déformation cisailante, s'est donc effectuée essentiellement pendant une chute de pression.

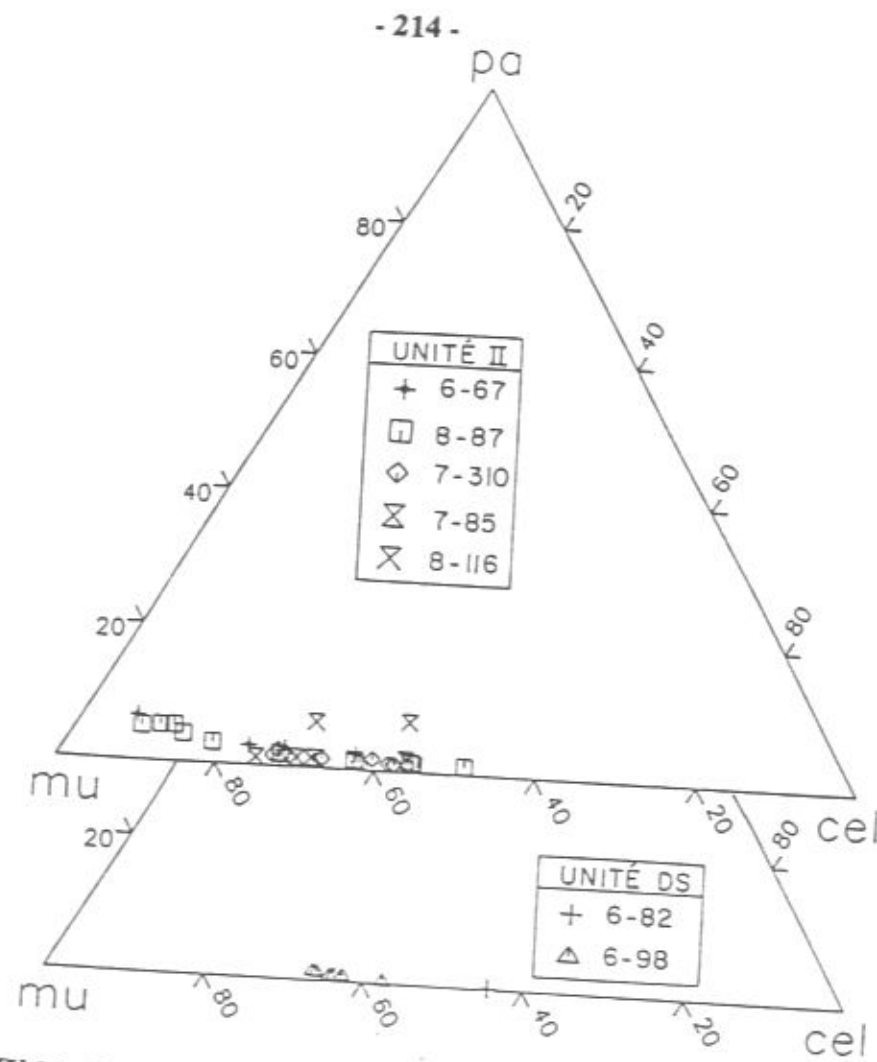


Figure IV.23 : La substitution phengitique dans les gneiss ocellés des unités II et Dronero-Sampeyre.

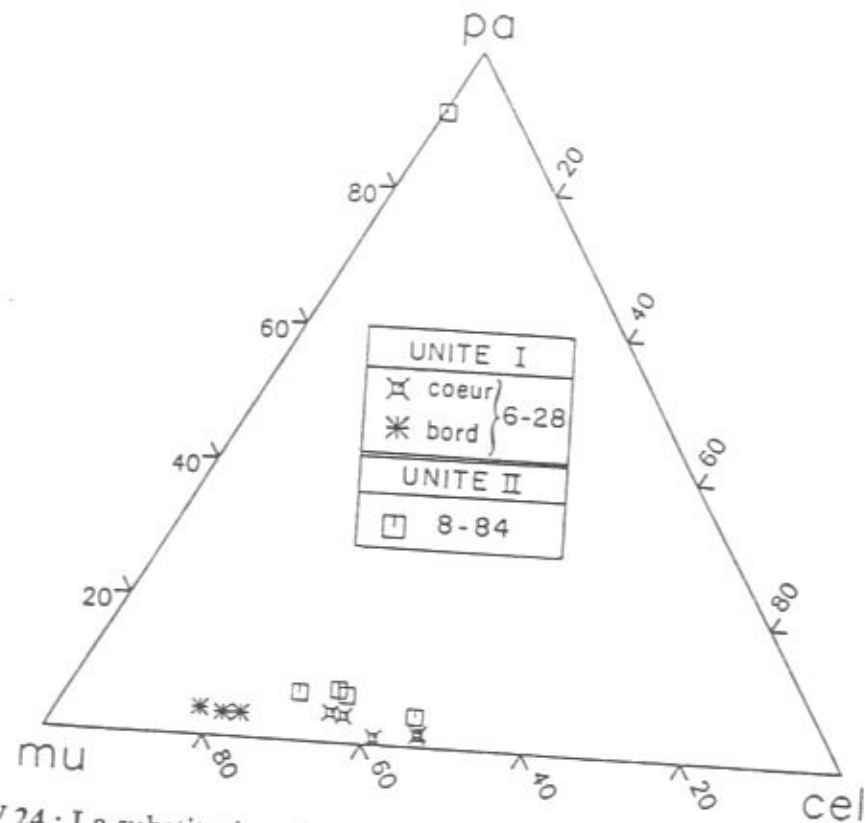


Figure IV.24 : La substitution phengitique dans les gneiss albitiques des unités I et II.

b) Comparaison de la substitution phengitique dans les gneiss des différentes unités

i. Dans les gneiss ocellés (à deux feldspaths)

La figure IV.23 montre un éventail de substitutions phengitiques grosso-modo équivalentes à celles de l'unité I, dans les unités II et Dronero-Sampeyre. Dans le détail :

- dans l'unité II, les substitutions extrêmes $Si_{3.51}$ (coeur) et $Si_{3.08}$ (bord) sont enregistrées dans l'échantillon de gneiss ocellé mylonitique 8-87 (Melle). Il est intéressant de noter que la phengite la moins substituée indique à peine 1 kbar à 350°C (Massonne et Schreyer, 1987) : ceci montre que la fin de l'évolution rétro-morphique a été mieux enregistrée dans l'unité II (deux échantillons à $Si_{3.08}$) que dans l'unité I (pas d'échantillon sous $Si_{3.20}$).

- dans l'unité Dronero-Sampeyre : je possède beaucoup moins d'analyses (et d'échantillons) dans cette unité. La substitution maximale observée est de $Si_{3.56}$, pour une petite phengite en contact avec une biotite (éch. 6-82) ; les substitutions minimales ($Si_{3.34}$) sont plus élevées que dans les autres unités et on n'observe pas ici (e. g. 6-98) de zonation nette des phengites et les petits micas secondaires ne sont pas moins substitués : ceci est un argument pour dire que le cisaillement, responsable de la cristallisation des phengites secondaires, a débuté à des pressions relativement élevées (7.5 kbar à 500°C, cf. Massonne et Schreyer, 1987). C'est d'ailleurs ce que montrent aussi les phengites secondaires les plus substituées de l'unité I ($Si_{3.30}$).

ii. Dans les gneiss albitiques (fig. IV.24)

Ces gneiss fins font partie des séries variées d'Isasca (éch. 6-28, unité I) et de Rore (éch. 8-84, unité II), où ils constituent l'encaissant normal des metabasites éclogitiques. En l'absence de feldspath potassique, la substitution phengitique, non tamponnée, peut nous fournir des indications de pressions minimales.

Dans les deux unités, Si_{max} est de 3.47. Dans l'unité I, ce sont des coeurs de phengites qui présentent cette substitution ; dans l'unité II, il s'agit d'une phengite au contact avec un grenat. Les substitutions minimales ($Si_{3.18}$), observées uniquement dans l'unité I, correspondent à des analyses de bords de phengites.

La présence de phengites de haute pression, ainsi que le même schéma d'évolution rétro-morphique, lié à une décompression, sont ici à nouveau mis en évidence.

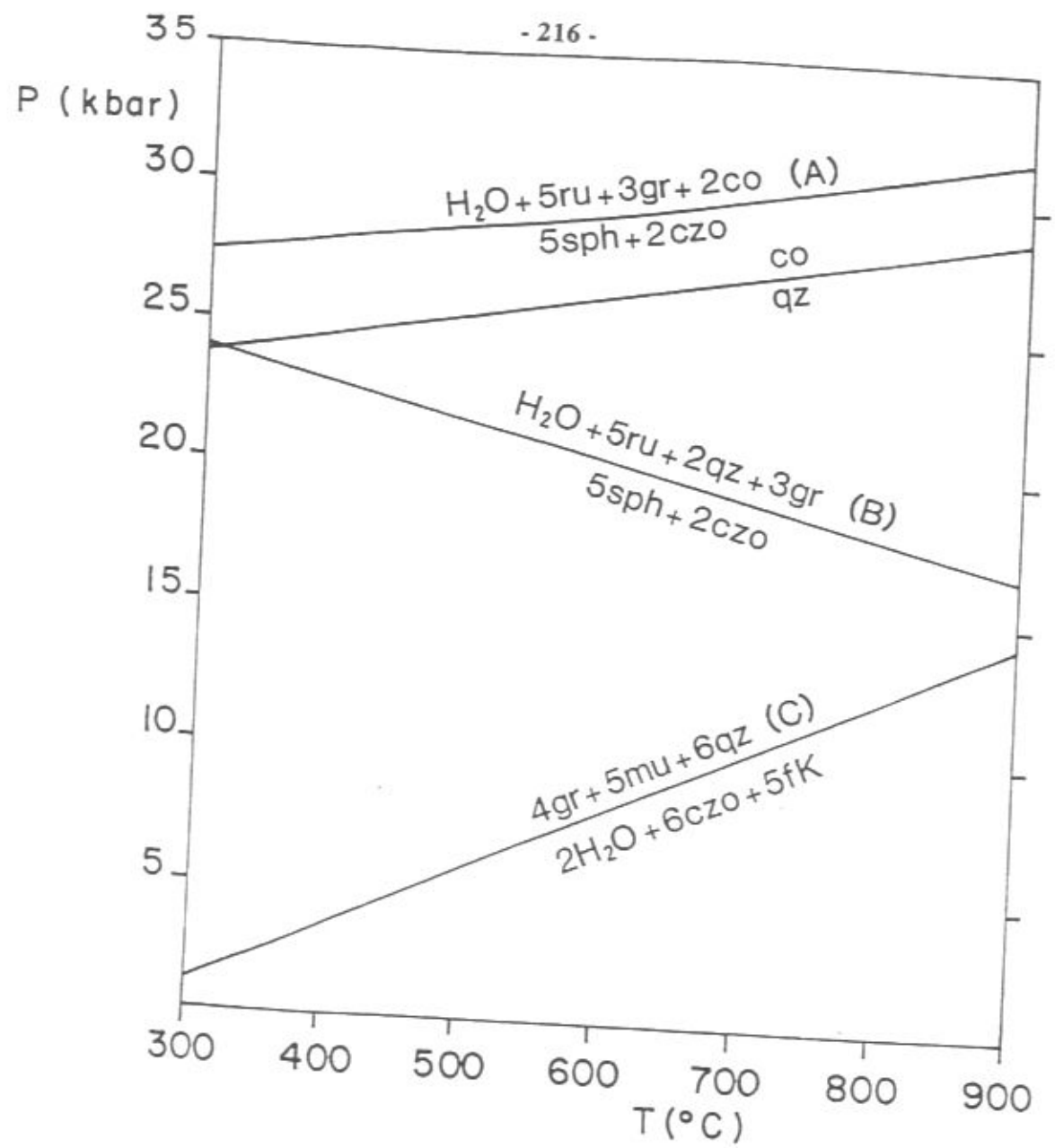


Figure IV.25 : Associations à grenat calcique dans les gneiss (et les éclogites) : réactions mises en évidence.

Calculs effectués avec le logiciel PTAX et le modèle de mélange de Berman pour les grenats (1990).

Courbe A : éch. 4-23, gneiss de Parigi, Cresta Ramassa.
Association relique de haute pression, calculée avec :
 $X_{gr} = 0.85, a_{sph} = 1, a_{czo} = 1.$

Courbe B : éch. 6-57, éclogite calcique d'Isasca, Cresta Monforte.
Association de haute pression calculée avec $X_{gr} = 0.40, a_{sph} = 1, a_{zo} = 1.$

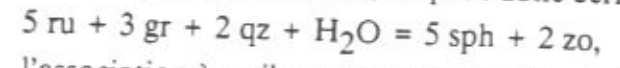
Courbe C : éch. 4-23, gneiss de Parigi, Cresta Ramassa.
Association rétro-morphique, calculée avec :
 $X_{gr} = 0.50, a_{sph} = 0.8, a_{czo} = 0.79, a_{fK} = 0.97$ et une activité arbitraire de la muscovite $a_{mu} = 0.80$ (pH Si_{3.2}).

3) Autres témoins de haute pression dans les gneiss

a) Un assemblage à grenat calcique

Dans un échantillon de gneiss fin de l'unité de Parigi (éch. 4-23, Cresta Ramassa), on a observé une paragenèse intéressante (photo IV.15) : un grenat en atoll est conservé au sein d'une épidote. Les analyses montrent que ce grenat est très proche du pôle grossulaire ($gr + and = 89 \text{ mol\%}$, $alm = 8.4 \text{ mol\%}$, $py = 0.3 \text{ mol\%}$, cf. fig. IV.20). Une phengite Si_{3.51} (coeur de grande lamelle) et du rutile complètent cette paragenèse relique : on a observé ce dernier, inclus dans le sphène de la paragenèse de "basse pression" d'un échantillon équivalent (éch. 3-58, Parigi).

Dans le système TiCASH, on peut donc écrire la réaction :

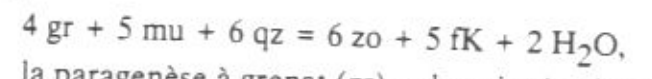


l'association à rutile - grossulaire se situant du côté des hautes pressions, à $P > 30 \text{ kbar}$ pour une température de 500°C : ceci constitue une pression maximale du fait que l'épidote, et non la zoïsite, est mise réellement en jeu. Pour les compositions effectivement observées dans l'éch. 4-23 (fig. IV.25, courbe A), la stabilité de rutile - grossulaire au lieu de sphène - clinozoïsite impose une pression minimale de 28 kbar à 500°C (calcul avec le modèle de mélange dans les grenats de Berman, 1990).

Il est intéressant de noter que l'association de haute pression, grenat riche en grossulaire - rutile, est également présente dans certaines éclogites de l'unité I (éch. 6-57 : éclogite calcique interlitée dans les marbres, $X_{Ca(gt)} = 0.41$; éch. 9-36 et 6-49 : éclogites à disthène, $X_{Ca(gt)} \text{ max} = 0.37 \text{ à } 0.39$). Pour les compositions de l'éch. 6-57, les calculs indiquent une $P_{\text{H}_2\text{O}}$ minimale de 19 kbar pour 700°C (fig. IV.25, courbe B).

Dans la matrice de ces gneiss fins de Parigi, la paragenèse classique est, nous l'avons dit : $gt + ph$ peu substituée + $ep + fK + ab + qz + sph$.

Le grenat de la matrice gneissique possède également beaucoup de grossulaire en solution solide ($gr + and = 52 \text{ mol\%}$, $alm = 36 \text{ mol\%}$, $py = 1.3 \text{ mol\%}$). Cette composition inhabituelle se retrouve dans les grenats de l'unité II (cf. figure IV.20) et constitue également un indice de haute pression. On peut en effet écrire l'équilibre :



la paragenèse à grenat (gr) - phengite (mu) se situant du côté des hautes pressions - basses températures. Pour des phases pures et un feldspath potassique de type orthose, cette courbe d'équilibre se situe vers 15 kbar à 500°C . Avec des compositions similaires à celles de la paragenèse principale du gneiss, cet équilibre est

déplacé vers de plus basses pressions, à environ 5 kbar pour des températures de 400 - 500°C (fig. IV.25, courbe C).

Le sphène de la paragenèse principale est riche en aluminium ($Al_{0.16}$ dans l'éch. 4-23, $Al_{0.29}$ dans l'éch. 3-56, dans une formule structurale calculée sur 5 O). J'ai déjà décrit de tels sphènes dans les éclogetes (§ B). Evans et Patrick (1987) en décrivent également dans des orthogneiss ; ils relient la haute teneur en Al à de fortes activités de fluor dans la roche (par la substitution $AlF = TiO$).

b) Haute pression dans les aplites des gneiss de Parigi

Les lentilles aplitiques sont fréquentes dans la série gneissique de Parigi (unité de THP, cf. chap. II C). Elles présentent en général une paragenèse à quartz - deux feldspaths - phengite + épidote ± grenat et sont largement déformées lors de l'épisode régional. Dans une aplitite moins déformée (éch. 4-14, Parigi), nous avons observé deux types de pseudomorphoses dans un fond de quartz :

- des pseudomorphoses prismatiques essentiellement formées d'albite, avec actinote développée le long des clivages préexistants en bordure de la pseudomorphose : elles ressemblent fort aux pseudomorphoses de jadéite observées dans les métapélites de l'unité I ;

- des pseudomorphoses plus problématiques, de forme losangique : la partie externe est formée de margarite (anal. C. Chopin) ± albite, la zone interne de prismes de zoïsite automorphes et enchevêtrés, et parfois d'une chlorite magnésienne. Le minéral originel devait donc être calcique et alumineux ; la forme losangique de la pseudomorphose pourrait évoquer celle de la lawsonite.

Ces pseudomorphoses constituent des arguments, indirects, de l'existence d'un métamorphisme antérieur au métamorphisme régional "schistes verts". En l'occurrence, il s'agit d'un métamorphisme de haute pression (jadéite), que la paragenèse relique trouvée dans les gneiss encaissants nous permet d'identifier au métamorphisme de THP bien exprimé dans les roches vertes et les métapélites de l'unité I.

4) Résumé : histoire métamorphique enregistrée par les gneiss

(cf. fig. IV.26 C)

Le point essentiel à retenir de l'analyse pétrographique des gneiss est le suivant : les gneiss des trois unités métamorphiques principales (unités I, II et Dronero-Sampeyre) ont subi, comme les roches qu'ils encaissent, un métamorphisme de haute pression antérieur au métamorphisme "schistes verts" le plus apparent. Des indices de THP sont mis en évidence dans les gneiss de Parigi (unité I).

1°) Le métamorphisme de haute pression est mis en évidence par :

- une paragenèse relique à grossulaire - rutile dans l'unité I, équivalente de haute pression de sphène - zoïsite (association stable dans la matrice) : cette association indique des pressions minimales de 28 kbar à 500°C ;

- la présence de grenat calcique plutôt précoce dans les unités I et II et l'absence de grenat dans l'unité Dronero-Sampeyre : ceci indique des conditions (P,T) typomorphes plus élevées dans les unités I et II que dans l'unité DS ;

- des substitutions phengitiques élevées ($Si_{max} = 3.59$) dans des associations non tamponnées à fK-ph dans les unités I, II et DS : les pressions minimales qui en résultent sont d'environ 16 kbar à 500°C, pour toutes les unités ;

- on n'a aucun moyen d'estimer la température à laquelle s'est faite le métamorphisme de haute pression dans les gneiss, mais elle est certainement plus élevée que 500°C (température "rétromorphique" évaluée avec gt-bi).

2°) Le métamorphisme rétrograde est défini, dans toutes les unités, par la paragenèse principale à deux feldspaths - phengite peu substituée - biotite - clinozoïste ± grenat (unité I et II). La variation de la substitution phengitique ($Si_{3.35}$ à $Si_{3.08}$) des phengites tardives, couplée aux indications thermométriques gt-bi et fK-ab, indiquent une évolution rétrograde commune aux trois unités, entre (500°C, 7,5 kbar) et (350°C, 1 kbar).

E- EVOLUTION METAMORPHIQUE DES DIFFERENTES UNITES DU MASSIF DORA-MAIRA MERIDIONAL : CHEMINS (P,T)
(figure IV.26 A à D)

L'étude pétrographique successive des roches vertes, des métapélites et des gneiss nous permet de contraindre plus ou moins clairement les chemins (P,T) des différentes unités tectonométamorphiques.

Avant de détailler ces chemins, il faut rappeler :

- que seule l'unité I (THP) nous a livré des témoins d'histoire précoce (chemin prograde) ;
- que les conditions de climax métamorphique sont très différentes dans l'unité I (THP), par rapport aux autres unités qui présentent des conditions (P,T) de climax grosso modo "semblables" ;
- qu'une évolution rétrograde tardive est commune à toutes les unités.

i. Dans l'unité I :

Un stade de l'évolution prograde, mis en évidence dans les pélites à grenat - disthène, est caractérisé par une paragenèse à staurotide, chloritoïde, disthène, paragonite, grenat. Les conditions de stabilité de cet assemblage sont proches de 12 kbar, 600°C.

Le stade typomorphe, de très haute pression, est contraint :

- en température, par les Kd(Fe-Mg)(gt-px) dans les élogites et l'association à talc - disthène - coesite - pyrope dans les pélites magnésiennes : $700^{\circ}\text{C} < T < 800^{\circ}\text{C}$, selon $a_{\text{H}_2\text{O}}$;
- en pression, par la présence de coesite, par l'association ph $\text{Si}_{3,55}$ - tc - ky - co dans le quartzite à pyrope ($P_{\text{max}} = 35$ kbar), ainsi que par une probable association grossulaire - rutile dans les gneiss ($P_{\text{min}} = 28$ kbar).

La rétrograde précoce est caractérisée, dans les élogites et les métapélites, par la formation de minéraux secondaires de haute pression et de températures relativement élevées (plagioclase, association à phlogopite - disthène - quartz dans le quartzite à pyrope). Ceci nous fait préférer une évolution horaire (par rapport au chemin prograde) pour le chemin de rétrograde. Celui-ci est contraint vers les hautes températures par la limite de stabilité de l'association biotite - disthène, rarement observée dans les pélites ferro-magnésiennes de l'unité I : cette limite impose une diminution de température simultanément à la décompression.

L'évolution rétrograde tardive est essentiellement exprimée dans les gneiss et se traduit par une baisse de température plus marquée qu'au début de la rétrograde : la variation de la substitution phengitique ($\text{Si}_{3,35}$ à $\text{Si}_{3,08}$) des

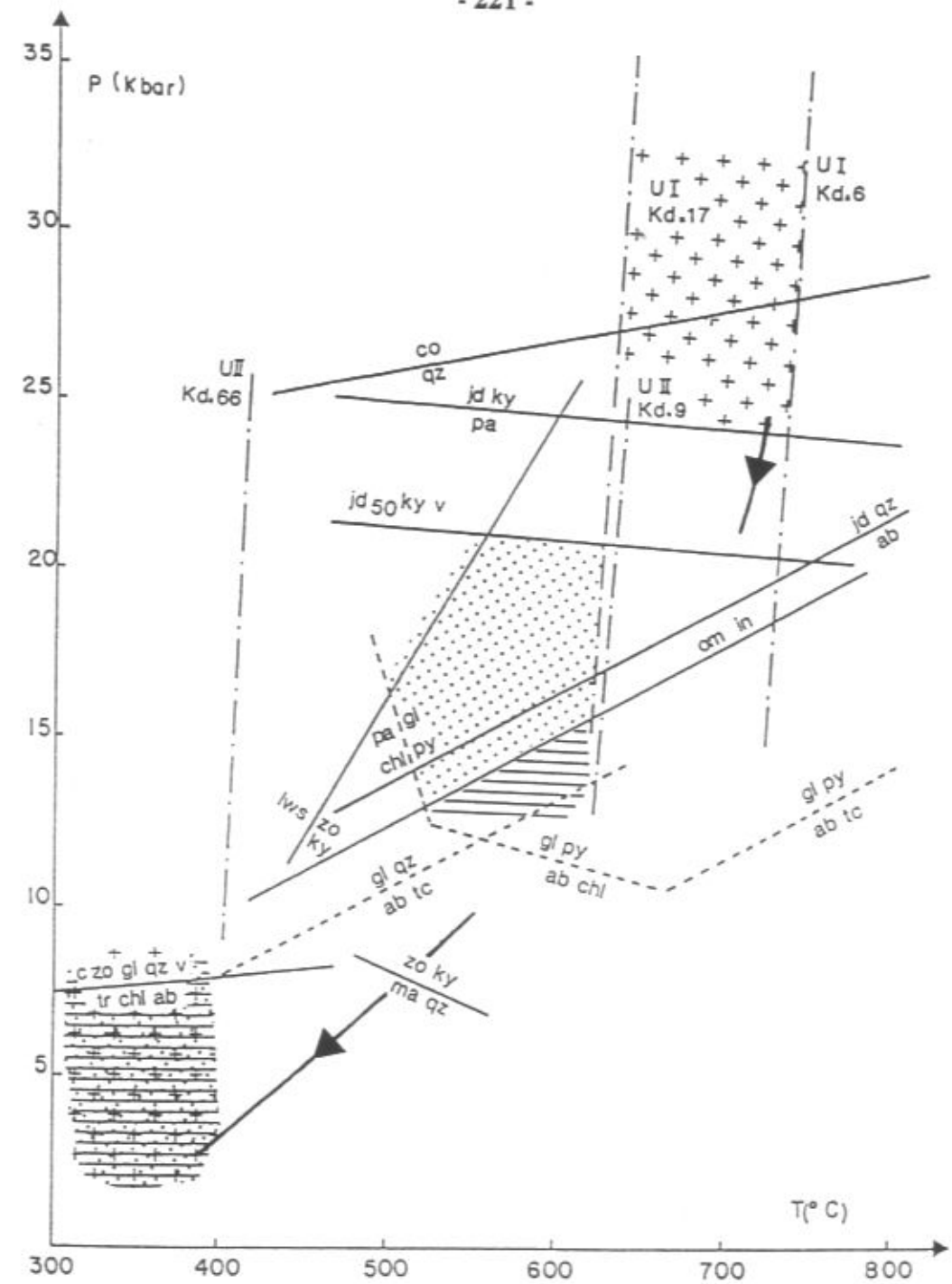


Figure IV.26 A : Conditions (P,T) typomorphes et rétrogrades déduites des assemblages des roches vertes.
petits pointillés : système magnésien.

☒ unité I.

☒ unité II (et III).

☒ unités Sanfront-Pinerolo, faisceau ophiolitifère et Dronero-Sampeyre.

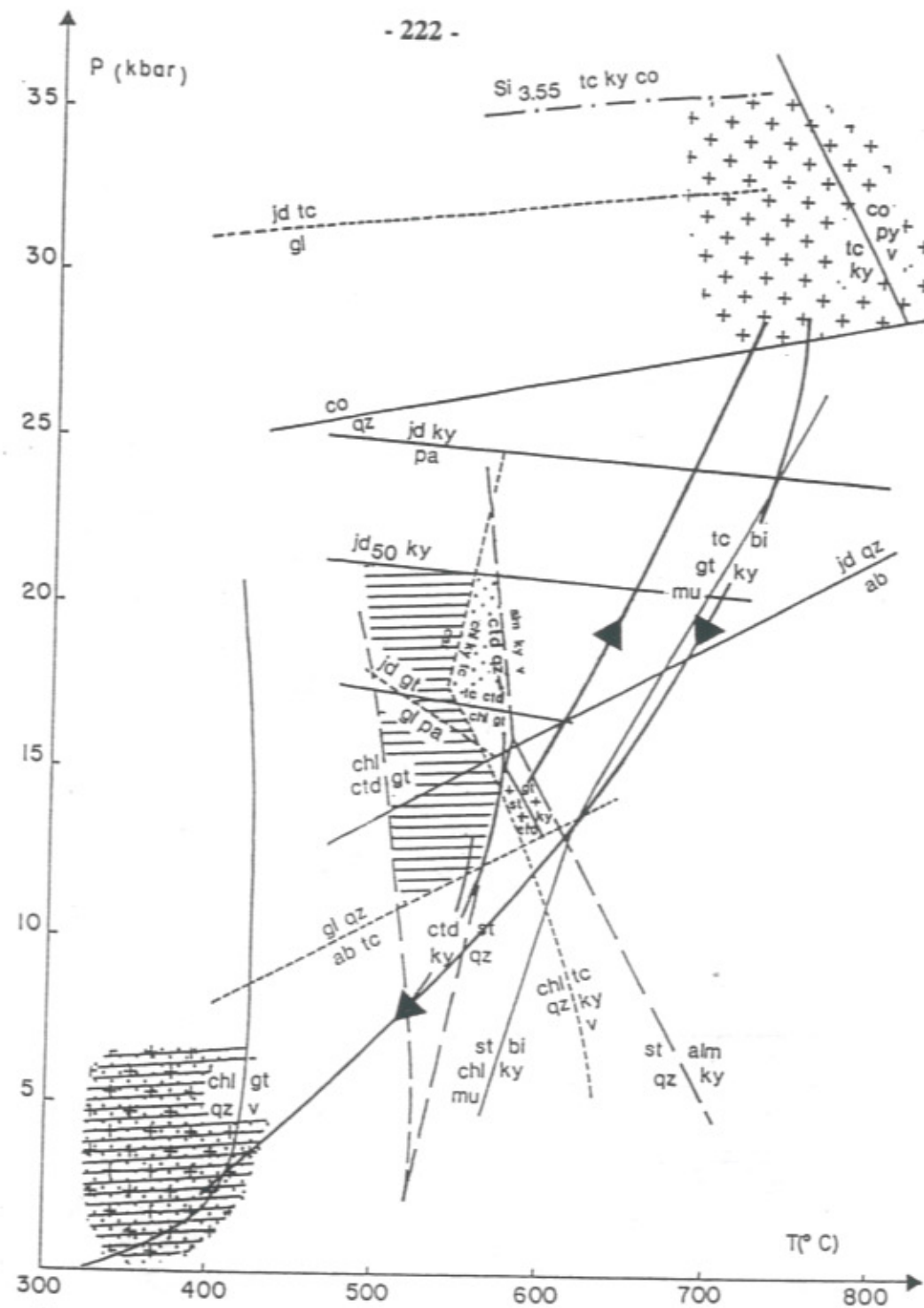


Figure IV.26 B : Conditions ((P,T) progrades, typomorphes et rétrogrades déduites des assemblages des métapelites.
 petits pointillés : système magnésien.
 grands pointillés : système ferreux.



unité I.



unité II.



unités Sanfront-Pinerolo, III, faisceau ophiolitifère et Dronero-Sampeyre.

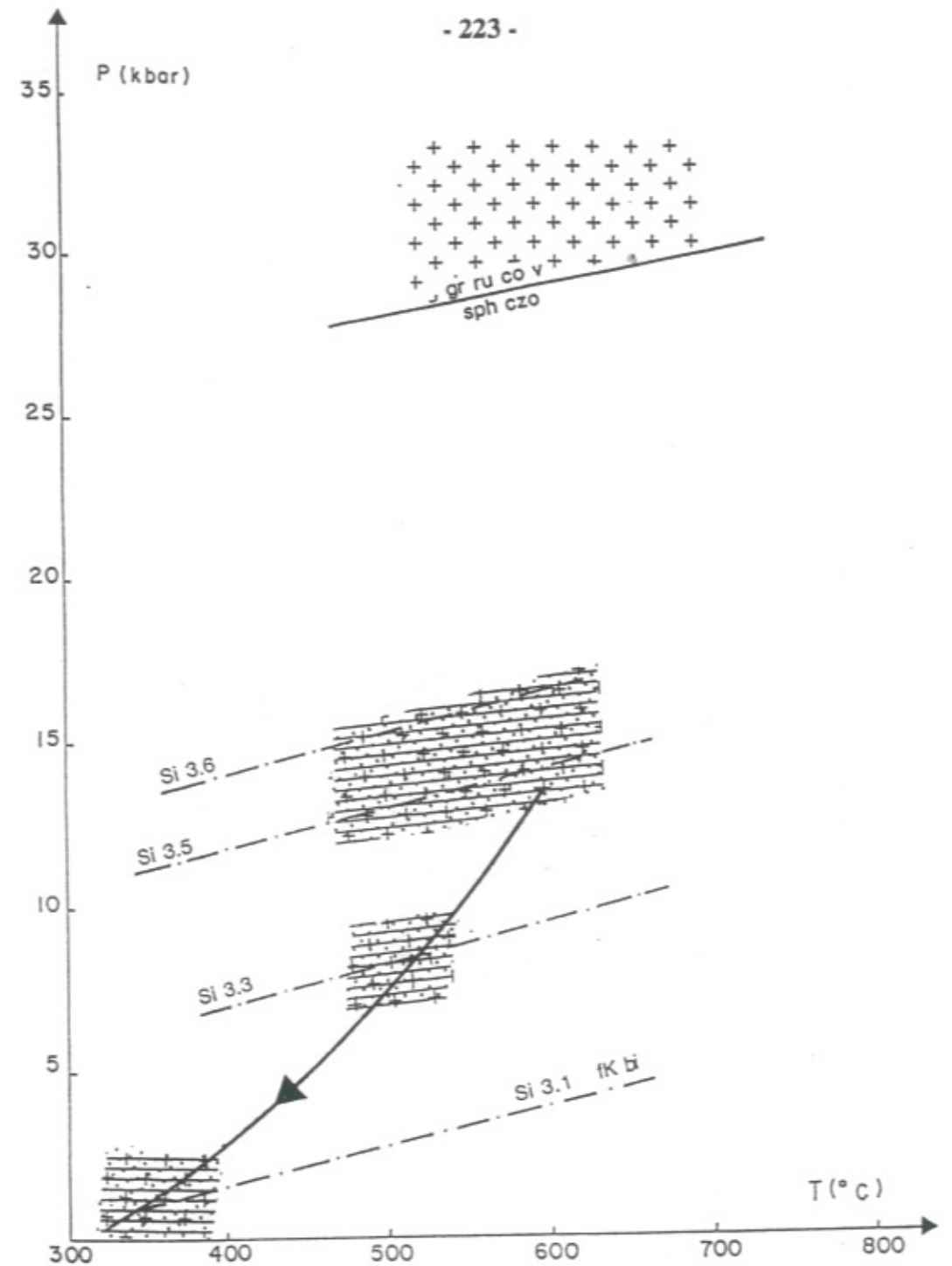


Figure IV.26 C : Conditions (P,T) typomorphes et rétrogrades déduites des assemblages des gneiss.



unité I.



unité II.



unité Dronero-Sampeyre.

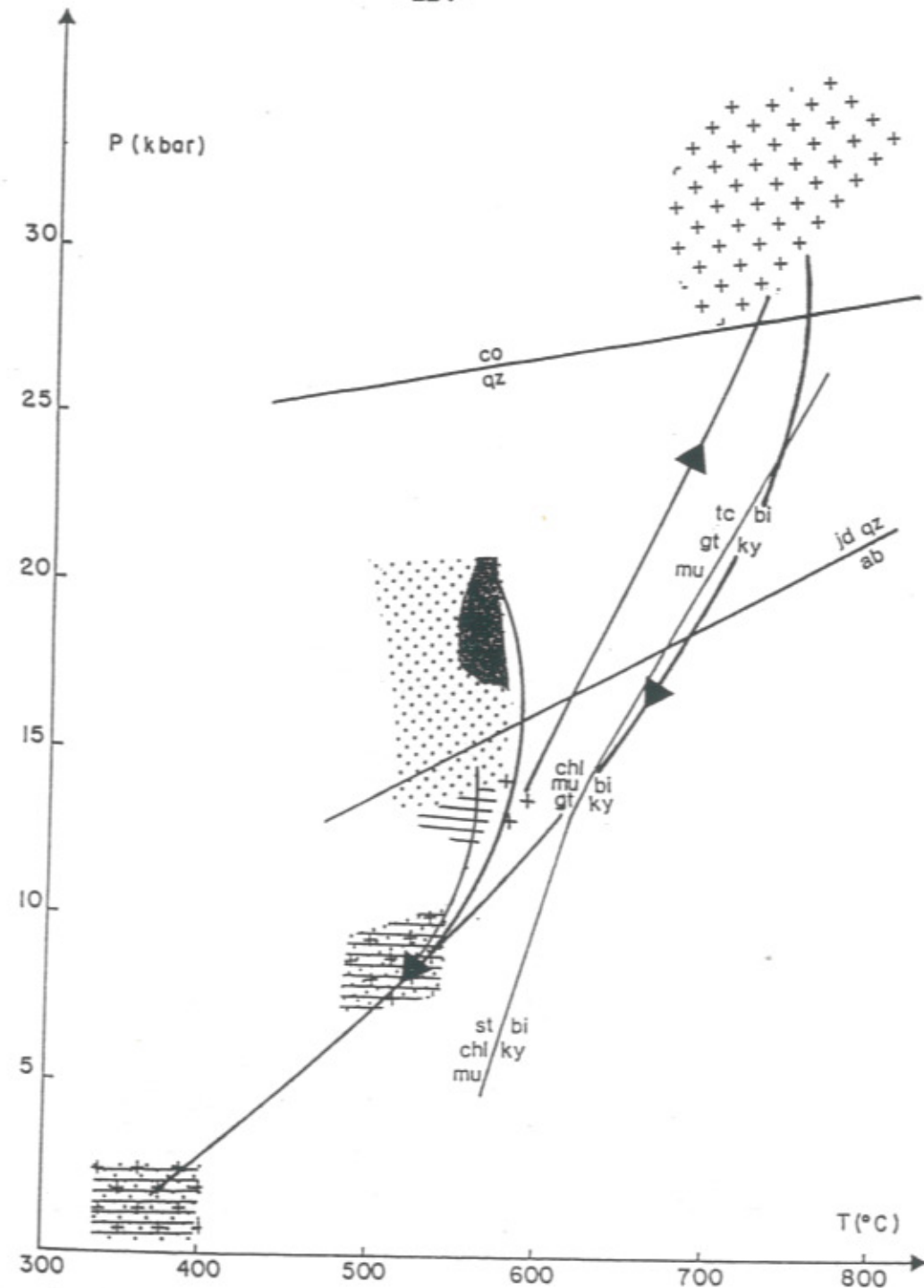


Figure IV.26 D : Chemins métamorphiques synthétiques.

- + + unité I.
- unité II.
- unité III.
- = = = = unité Sanfront-Pinerolo, faisceau ophiolitifère et unité Dronero-Sampeyre.

phengites tardives, couplée aux indications thermométriques gt-bi et fK-ab, indiquent une évolution rétro-morphique, entre (500°C, 7.5 kbar) et (350°C, 1 kbar).

ii. Dans l'unité II :

Le métamorphisme de haute pression est le mieux contraint dans les métapélites :

- le champ des températures est très restreint : $550^{\circ}\text{C} < T < 580^{\circ}\text{C}$, par la présence de chl-ky-tc dans les compositions magnésiennes et de ctd-qz dans les compositions ferromagnésiennes ;

- en pression, une limite inférieure est donnée, vers 15-17 kbar, par la stabilité de tc-ctd, toujours dans les pélites magnésiennes ; les pressions maximales atteintes (20 kbar) dans cette unité sont contraintes dans les élogites, par la présence de paragonite au lieu d'omphacite - disthène.

Le métamorphisme rétrograde précoce pourrait se traduire par une légère augmentation de température (présence de biotite secondaire).

L'évolution tardive est identique à celle de l'unité I (cf. supra).

iii. Dans l'unité III :

Pour le métamorphisme typomorphe, des températures maximales de 550-580°C nous sont fournies par la présence d'associations à chloritoïde - disthène et chloritoïde - quartz (+ grenat) dans les métapélites ; une température minimale de l'ordre de 500°C est fournie par la présence d'associations à grenat - glaucophane dans les roches vertes. Les pressions sont mal contraintes : pression minimale d'une quinzaine de kbar donnée par la présence probable d'élogites (connues plus au nord), pression maximale de 20 kbar imposée par la présence de paragonite et l'absence d'omphacite - disthène.

Le métamorphisme rétrograde est mal contraint en l'absence de faciès gneissiques dans cette unité. On y observe néanmoins des indices de chemin caractérisé essentiellement par une baisse de température (chlorite sur grenat et chloritoïde).

iii. Dans l'unité Dronero-Sampeyre :

Le métamorphisme de haute pression est contraint :

- en température, par la stabilité de gt - gl dans les roches vertes ($T > 500^{\circ}\text{C}$), et par celle de ctd - qz et ctd - ky dans les pélites ($T < 580^{\circ}\text{C}$) ;

- en pression, par l'absence d'élogites ($P < 14$ kbar) et la présence de glaucophanites à grenat dans les roches vertes ($P > 10-12$ kbar).

Le métamorphisme rétro-morphique, tardif, est identique à celui décrit dans les unités I et II (gneiss).

iv. Dans l'unité Sanfront-Pinerolo :

Le métamorphisme typomorphe est contraint de la même manière que dans l'unité DS.

En l'absence de gneiss, on ne peut rien dire de plus pour le métamorphisme rétrograde de cette unité que pour celui de l'unité III.

En résumé, les chemins pression - température que l'on a pu définir sont caractérisés par :

- une forte augmentation de pression pendant la phase prograde, lorsque celle-ci a pu être mise en évidence (unité I) ;
- des chemins rétromorphiques essentiellement caractérisés par une forte chute de pression, avec diminution de température s'accroissant dans la partie finale du chemin ; une légère augmentation de température existe peut-être au début du chemin rétromorphique des unités I et II.

Quoiqu'il en soit, ce type de chemin, vraisemblablement horaire et sans grande augmentation de température en début de rétromorphose, est caractéristique d'un enfouissement et d'une remontée rapides (England et Thompson, 1984).

Chapitre V

L'EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE : VUE D'ENSEMBLE ET INTERPRETATION

Le présent chapitre :

- résume la constitution et l'évolution tectonique et métamorphique du Dora-Maira méridional telles qu'elles sont décrites dans les chapitres précédents (§ A),
- présente les données géochronologiques concernant cette région (§ B),
- discute de la mise en place de l'unité à coesite dans les nappes alpines en fonction des concepts actuels sur l'évolution de la chaîne et sur la problématique des roches de haute pression (enfouissement et remontée) (§ C).

A- NATURE ET EVOLUTION DES ROCHES DU DORA MAIRA MERIDIONAL (RESUME)

1) Les unités lithologiques

Dans le sud du massif cristallin Dora-Maira, entre Pô et Varaita, une unité à coesite épaisse de 200 à 600 mètres est prise en "sandwich" entre des unités de plus bas degré métamorphique (dépl. 1 et 3).

L'unité de Sanfront - Pinerolo, sous-jacente à l'unité I ou directement à l'unité II, comporte des schistes graphiteux et des gneiss fins permo-carbonifères à permo-triasiques et des écaillés quartzitiques et dolomitiques (Trias inf-moy.). Au nord du secteur étudié, cette unité montre un socle métagranitique (M. Freidour, cf. Borghi et al., 1985).

L'unité à coesite (unité I) est formée d'un socle polymétamorphique à lithologie variée : micaschistes, marbres, roches vertes, gneiss fins. Un quartzite à pyrope fait partie de cet ensemble. Il est encaissé par les gneiss fins sous la forme d'un chapelet de lentilles métriques et constitue probablement un ancien niveau métasomatique (cf. gisement de talc - chlorite) de la série métamorphique anté-alpine. Ce socle ne possède pas de couverture solidaire. Il est intrudé de granitoïdes hercyniens (métagranite prophyroïde de Brossasco, daté de 303 Ma) et peut à ce titre être considéré comme un fragment de croûte moyenne hercynienne. Cette unité I est vraisemblablement subdivisée en deux ou plusieurs écailles, de degré métamorphique légèrement différent, d'après l'étude en cours des inclusions de certains pyropes du quartzite (Chopin et al., 1989).

L'unité "éclogite froide" (unité II) directement sus-jacente est formée du même matériel que l'unité I (socle hercynien). Du fait de son métamorphisme alpin moins extrême, la staurotide anté-alpine y est localement conservée. Elle ne possède, pas plus que la première unité, de couverture post-hercynienne. Son épaisseur maximale est de 500 mètres (val Varaita).

L'unité III et, superposée à elle, l'unité de Dronero-Sampeyre, sont formées d'écailles de socle micaschisteux à staurotide (métamorphisme hercynien) et d'écailles de couverture. Les terrains de couverture sont essentiellement constitués de Permo - Carbonifère (quartzo-micaschistes plus ou moins graphiteux), Permien (quartzo-micaschistes à chloritoïde-disthène plus ou moins conglomératiques, porphyroïdes), Permo - Trias (quartzite conglomératique) et Trias inférieur (quartzite) à moyen (- sup. ?) (calcaire dolomitique). Dans l'unité de Dronero-Sampeyre, une série de calcaires gréseux et calcschistes à blocs (série des Fortini di Crosa, Jurassique - Crétacé sup ?) est apparemment transgressive sur les terrains précédents.

Un faisceau de calcschistes ophiolitifères (serpentinites, métagabbros) s'intercale tectoniquement entre l'unité III et l'unité Dronero - Sampeyre. Cette dernière, la seule à posséder une série jurassico-crétacée probable, se distingue donc aussi par sa position du reste du massif.

2) Le métamorphisme

Les associations minérales alpines du pic de haute pression varient remarquablement d'une unité à l'autre, tandis que les associations rétro-morphiques les plus tardives sont homogènes.

Les associations typomorphes (voir chap. IV) ont permis de déterminer les conditions d'équilibre de plus haut degré (climax métamorphique) suivantes dans les différentes unités :

- P = 28 à 35 kbar, T = 700 à 800°C dans l'unité I (association à talc - disthène - pyrope - coesite, éclogite à disthène),

- P = 15 à 20 kbar, T = 550 à 580°C dans l'unité II (éclogite "froide", associations à talc - chloritoïde, talc - chlorite - disthène et chloritoïde - quartz),

- P = 15 à 20 kbar, T = 550 à 580°C dans l'unité III (éclogites, associations à chloritoïde - disthène et chloritoïde - quartz),

- P = 10 à 14 kbar, T = 500 à 580°C dans les unités Dronero-Sampeyre et Sanfront-Pinerolo, ainsi que dans le faisceau ophiolitifère (glaucophanites à grenat, associations à chloritoïde - disthène et chloritoïde - quartz).

Ces conditions (P,T) correspondent à des profondeurs d'enfouissement maximales très différentes pour ces diverses unités, respectivement 100 km (unité I), 50 km (unité II), 30 km (faisceau ophiolitifère, unités Dronero-Sampeyre et Sanfront-Pinerolo).

Un stade prograde a pu être déterminé dans l'unité de THP (inclusions de staurotide, chloritoïde, disthène dans les grenats des schistes à almandin-disthène): il indique des conditions (P,T) de l'ordre de 12 kbar, 600°C.

Une évolution rétro-morphique précoce, spécifique de l'unité I (et peut-être II) est caractérisée par des assemblages stables à relativement haute température (plagioclase, biotite). Ceci pourrait impliquer, dans ces deux unités, une baisse de pression à haute température.

Un stade rétro-morphique tardif est mis en évidence dans toutes les unités : il est stabilisé vers 1 kbar, 350°C, en climat "schistes verts", quelle que soit l'unité considérée.

Les chemins métamorphiques sont vraisemblablement de type horaire (chap. IV), avec un chemin rétrograde cependant proche du chemin prograde (décompression

avec faible réchauffement). Les conditions (P,T) des diverses unités sont identiques au moins à partir de 7 kbar, 500°C pendant l'évolution rétrograde, soit à partir d'une vingtaine de kilomètres de profondeur avec un gradient géothermique normal.

3) La déformation

Des résidus de foliations attribuables à la phase de THP ont pu être mises en évidence dans les quartzites à pyrope de l'unité I, dans les pyropes (alignements d'ellenbergerite, de disthène,...) et dans la matrice (alignements micacés antérieurs à la rétrogenèse de la coesite).

En dehors de ces reliques structurales de THP propres à l'unité I, une évolution structurale parallèle à l'évolution métamorphique, des hautes pressions vers les basses pressions, est mise en évidence : elle est semblable dans toutes les unités, avec cependant un meilleur enregistrement des structures les plus tardives dans les unités supérieures (unité III, faisceau ophiolitifère, unité Dronero-Sampeyre = DS) et dans l'unité la plus basse (Sanfront-Pinerolo).

- Déformation de haute pression :

Les structures correspondantes ne sont conservées qu'à l'état de reliques dans quelques lithologies particulières. Ce sont, soit des fabriques L>S (boudins d'éclogite à disthène de l'unité I, quartzite conglomératique des unités III et DS) dont les orientations sont dispersées, soit des structures d'aplatissement quasi-coaxial (C'-C'' symétriques dans les schistes à grenat-disthène de l'unité I, les quartzomiaschistes permians des unités III et DS, etc...). Cependant, on rencontre aussi des associations de THP à fabrique équante (quartzite à pyrope et à jadéite, unité I).

- Déformation rétrograde régionale :

On y reconnaît la succession suivante :

- stade majeur, caractérisé par un régime de déformation non-coaxial. Le plan de cisaillement, matérialisé par la foliation régionale, est peu penté (si l'on annule la voûture périclinale tardive du massif). Le sens de cisaillement est vers le sud-ouest, sauf dans quelques secteurs particuliers (Frassino) où le cisaillement est à vergence NNE. Ce type d'inversion est également observé par Philippot (1989) peu au nord (entre val Pô et val Pellice) : il s'agirait du résultat d'hétérogénéités de l'intensité du cisaillement majeur (à vergence WSW) de part et d'autre de corps lenticulaires kilométriques. Quelle que soit la vergence du cisaillement, les recristallisations associées sont de type "schistes verts".

- stade(s ?) tardif(s ?), avec plissement crénelant déformant la foliation principale. Le régime de déformation mis en évidence est non coaxial. La direction du mouvement d'enroulement de la foliation n'est pas cohérent dans toute la pile : vergence occidentale dans l'unité profonde de Sanfront-Pinerolo, déversement vers le NE dans les unités supérieures (unité III, faisceau ophiolitifère, unité DS). Les cristallisations associées sont toujours de type "schistes verts", avec cependant un développement plus important de la chlorite et une déstabilisation plus prononcée des minéraux de haute pression.

- Déformation "fragile", ou à la limite ductile - fragile : il s'agit :

- de "pseudotachylites" (dans les gneiss des unités I et II et dans les schistes de l'unité Sanfront-Pinerolo) dont on observe localement l'association à la crénelation citée plus haut ;

- de cataclasites dans les calcschistes du faisceau ophiolitifère (indiquant localement une vergence nord).

B- DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

1) Données stratigraphiques

L'âge de l'évolution tectonique et métamorphique alpine est mal contraint par la stratigraphie, surtout pour ce qui est des unités dépourvues de toute couverture post-hercynienne (unité I à coesite et unité II à éclogite "froide").

Dans une unité du nord du massif équivalente à notre unité Dronero-Sampeyre, des termes analogues à ceux de la série des Fortini di Crosa ont livré à Marthaler et al. (1986) des restes attribuables à des Globotruncanidés du Crétacé supérieur. Si l'on admet cette détermination, l'âge maximum du métamorphisme des unités supérieures du Dora-Maira supérieur serait d'environ 80 Ma. L'âge minimum est Oligocène inférieur (env. 30 Ma) (discordance des conglomérats du Stampien inf. sur les Alpes ligures : Lorenz, 1979).

2) Données isotopiques

Paquette et al. (1989) ont obtenu, sur un échantillon de quartzite à pyrope (éch. 2-39) un âge U-Pb sur zircon de $121 \pm 12-29$ et un âge Rb-Sr sur phengite de $96 \pm$

4 Ma. Par la méthode $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$, Monié et Chopin (1990) obtiennent pour le même échantillon un âge-plateau sur phengite de 105 ± 3 Ma et, dans une éclogite à disthène fraîche de la même unité, un âge de 99 ± 2.5 Ma. Selon Monié et Chopin, la différence d'environ 20 Ma entre les âges U-Pb et $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ ou Rb-Sr représenterait l'intervalle de temps maximal entre le pic thermique à 750°C et la fermeture isotopique des phengites à environ 450°C .

Dans cette unité de THP, des phengites peu substituées donnent des âges de 37-40 Ma, aussi bien dans un quartzite à pyrope rétro-morphosé que dans les gneiss encaissants. Des âges sur biotite à 30-32 Ma résultent, soit de la fermeture isotopique de ces minéraux à plus basse température que les phengites, soit d'un stade de réchauffement en relation éventuelle avec le magmatisme tardi-alpin connu plus au nord (Biella). L'association structurale étroite, dans les gneiss, des biotites avec les phengites peu substituées (chap. IV D) serait plutôt en faveur de la première hypothèse.

Dans l'unité "éclogite froide" (II), les phengites d'une éclogite (éch. 7-82) ont fourni à Monié et Chopin (1990) des spectres d'âge complexes, qui suggèrent cependant que la haute pression est du même âge que dans l'unité I, ainsi que l'évolution rétrograde.

Dans l'unité III, des mesures $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ sur phengites isolées (technique laser) d'un micaschiste à grenat-chloritoïde ont fourni des âges étalés entre 114 ± 4 et 47 ± 1.4 Ma, dont les plus nombreux se situent entre 96 et 74 Ma. Les âges les plus anciens dérivent de grandes phengites prises en écharpe par la foliation principale ; les âges les plus jeunes dérivent de phengites synfoliaires.

Ces résultats se trouvent confortés par l'étude de Scaillet et al. (1990) effectuée plus au nord en val Pellice, dans un équivalent probable de notre unité III. Ces auteurs obtiennent, par la méthode laser $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ un âge-plateau de 40 Ma sur phengites isolées dans un gneiss rétro-morphique. Des phengites de microlithons résiduels d'un micaschiste polydéformé montrent une zonation des âges depuis 87 Ma au coeur des cristaux jusqu'à 68 Ma en bordure.

Dans des quartzites conglomératiques de l'unité Dronero-Sampeyre, les phengites peu substituées ($\text{Si}_{3.30-3.35}$) livrent des âges-plateau entre 36.8 ± 0.4 et 39.8 ± 0.4 Ma. La phase de haute pression n'a pas été datée dans cette unité.

Dans l'unité Sanfront-Pinerolo, une datation Rb-Sr sur une biotite provenant des orthogneiss granodioritiques du val Chisone a fourni un âge de 29 ± 4 Ma (Viallette et Vialon, 1964).

3) En résumé

Les unités moyennes (I, II et III) du Dora-Maira méridional ont subi un métamorphisme de HP et THP (unité I) dès le Crétacé inf-moy., et une évolution rétrograde entre 450°C et 350°C durant l'Eocène-Oligocène inf. (40-30 Ma).

L'unité supérieure Dronero-Sampeyre, superposée aux précédentes par l'intermédiaire d'un faisceau ophiolitifère, a subi un métamorphisme HP non daté isotopiquement, mais qui serait postérieur à 80 Ma d'après les données stratigraphiques régionales (nord du massif). Son évolution rétro-morphique est du même âge que celle des unités précédentes (36-40 Ma).

Dans l'unité profonde de Sanfront-Pinerolo, seule l'évolution rétro-morphique tardive (30 Ma) a été datée jusqu'à présent, et seulement dans le nord du massif.

C- MISE EN PLACE DE L'UNITE A COESITE : INTERPRETATION

Si l'on admet que le Dora-Maira profond (unité Sanfront-Pinerolo) est une fenêtre de terrains Briançonnais (Pennique inférieur), c'est à dire de la paléomarge européenne (Lemoine et al., 1986), les unités éclogitiques du Dora-Maira moyen, y compris l'unité à coesite, sont assimilables à la partie distale de cette même marge puisqu'il n'y a pas d'ophiolites coincées entre ces deux ensembles. C'est l'opinion classique pour l'ensemble des "massifs cristallins internes" Grand Paradis - Mont Rose - Dora Maira (Pennique supérieur).

Dans le Grand Paradis, l'unité du Valnontey comportant les métaclastites de Money serait une fenêtre de Briançonnais comparable à celle de Sanfront-Pinerolo (Compagnoni et al., 1974 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986). Au contraire, les unités polymétamorphiques constituant l'essentiel du Grand Paradis et du Mont Rose sont comparables aux unités I, II et III du Dora-Maira moyen. Elles sont comme elles caractérisées par un métamorphisme éclogitique "éolpin" d'âge Crétacé moyen suivi par une rétro-morphose d'âge Eocène - Oligocène inf. (Dal Piaz et Lombardo, 1986 ; Hurford et Hunziker, 1989 ; Chopin et Monié, 1984).

Les unités ophiolitiques enveloppent ces antiformes de socle européen polymétamorphique, ce qui conduit à localiser la suture téthysienne sur leur flanc SE

(entre eux et les unités austro-alpines). Philippot (1988) et Monié et Philippot (1989) suggèrent l'existence d'un domaine océanique entre le Briançonnais s. str. et le massif Dora-Maira, domaine où s'enracineraient les ophiolites du M. Viso et du Queyras. Cependant, aucun argument contraignant n'est apporté en faveur de cette hypothèse, qui contredit les données les plus générales sur la structure des Alpes.

Le dispositif tardif

Dans le cas du massif Dora-Maira, un problème particulier est posé par la présence d'une écaïlle cristalline supérieure (unité Dronero-Sampeyre), séparée du reste du massif par un faisceau ophiolitifère.

L'interprétation la plus simple est celle de l'entraînement d'une écaïlle cristalline dans la semelle de l'ensemble ophiolitique obducté. L'intensité des fabriques de cisaillement dans l'ensemble de la pile tectonique et la quasi-constance de leur vergence externe, ainsi que le découpage systématique en écaïlles, sont en faveur de cette interprétation. Ce transport tectonique à vergence occidentale (charriage), contemporain des recristallisations rétro-morphiques, est attribué aux événements d'âge Eocène moy. à Oligocène inf.

Durant cette période, les charriages ont échantillonné des lambeaux d'un bâti métamorphique plus ancien, d'âge Crétacé moyen. Ils ont pu également échantillonner des domaines métamorphisés à une période intermédiaire (Crétacé sup. - Paléocène), parmi lesquels se rangeraient les terrains de Dronero - Sampeyre avec leur couverture jurassico - crétacée probable. Le métamorphisme des Schistes Lustrés semble de même s'échelonner entre 85 ± 3 (Bonhomme et al., 1980 : galets de métaradiolarites dans l'Oligocène de Barrême ; Liewig et al., 1981) et 38 ± 2 Ma (Liewig et al., 1981 ; Dal Piaz et Lombardo, 1985).

A cette époque, les 20 km de surcharge indiqués par les associations métamorphiques contemporaines, auraient correspondu pour moitié au prisme tectonique constitué par les Schistes Lustrés ophiolitifères et pour moitié aux unités austro-alpines superposées.

Le dispositif actuel sera ensuite atteint essentiellement par une voûture d'ensemble de la pile tectonique et quelques effets (plis crénulants, rejeu des foliations) de rétrocharriage, un phénomène essentiellement défini plus à l'ouest, à la lisière de la zone briançonnaise, et exprimée ici seulement dans la partie occidentale du secteur étudié (région M. Ricordone - Garitta Nuova).

On peut tenter de calculer la vitesse moyenne de dénudation des unités du Dora-Maira depuis la période de leur charriage (40 Ma env.) en faciès "schistes verts" (20 km de profondeur), sachant que des galets métamorphiques de haute pression se rencontrent dans les terrains oligocènes de Ligurie et des Alpes de haute Provence (30

Ma). Avec les valeurs citées, c'est un taux de dénudation de 2 mm/an, tout à fait compatible avec les vitesses habituelles d'érosion.

Que s'est-il passé avant cette période de charriages tardifs à vergence occidentale ?

L'unité à coesite, et avec elle toutes les unités éoalpines piémontaises, ont subi le même métamorphisme éclogitique que les unités austro-alpines de Sesia (p.p.) et des klippe du M. Emilius et Rafray (e.g. Martinotti et Hunziker, 1985, à la même époque du Crétacé moyen. Elles font logiquement partie de la même chaîne, créée par la subduction (subduction A) de la paléomarge européenne sous la plaque africaine (Martinotti et Hunziker, 1985 ; Hurford et Hunziker, 1989 ; Oberhänsli et al., 1985).

Dans ce système de subduction, l'unité à coesite s'est trouvée dans une position particulièrement profonde (100 km). Il faut noter qu'un enfouissement de croûte continentale à de telles profondeurs est, certes, inhabituel, mais pas "impossible", malgré la faible densité initiale d'une telle croûte : des données géophysiques indiquent que de la croûte continentale a été "subductée" à au moins 150 km de profondeur sous le Pamir (Roecker, 1982). Son amincissement préalable (paléomarge européenne) favorise évidemment sa subduction, ainsi que les transformations minéralogiques (éclogitisation) qui augmentent sa densité.

Les hautes températures atteintes dans l'unité à coesite (750°C), sont probablement en rapport avec un phénomène de "surcharriage" (overstacking), i.e. du clivage et enfouissement du front de la plaque supérieure (apulienne), comme l'ont suggéré Davy et Gillet (1986) sur la base de leurs modélisations thermo-mécaniques. Ce point est corroboré par le développement d'un même métamorphisme éoalpin éclogitique dans l'unité austro-alpine de Sesia - M. Emilius.

La conservation des associations minérales de THP et HP impose ensuite que les unités qui les contiennent aient été "sous-charriées" (understacking) par des unités crustales froides (Oberhänsli, 1982 ; Rubie, 1984 ; Davy et Gillet, 1986 ; Gillet et Goffé, 1988). Cependant, un problème capital est celui des lacunes de tranches de terrains métamorphiques (cf. Goffé et Chopin, 1986) entre les diverses écaïlles de THP et HP du Dora-Maira méridional : les sauts de métamorphisme entre les unités I, II et III indiquent des suppressions, entre elles, respectivement de 50 et 20 km de roche en épaisseur verticale.

De tels sauts entre séquences métamorphiques ont été imputées à des phénomènes d'extension des parties hautes de la chaîne (collapse gravitaire) par failles listriques, consécutifs à l'épaississement de la chaîne par "underplating" ou collage profond (Platt, 1986). Cependant, dans ce modèle, on aboutit à une superposition des

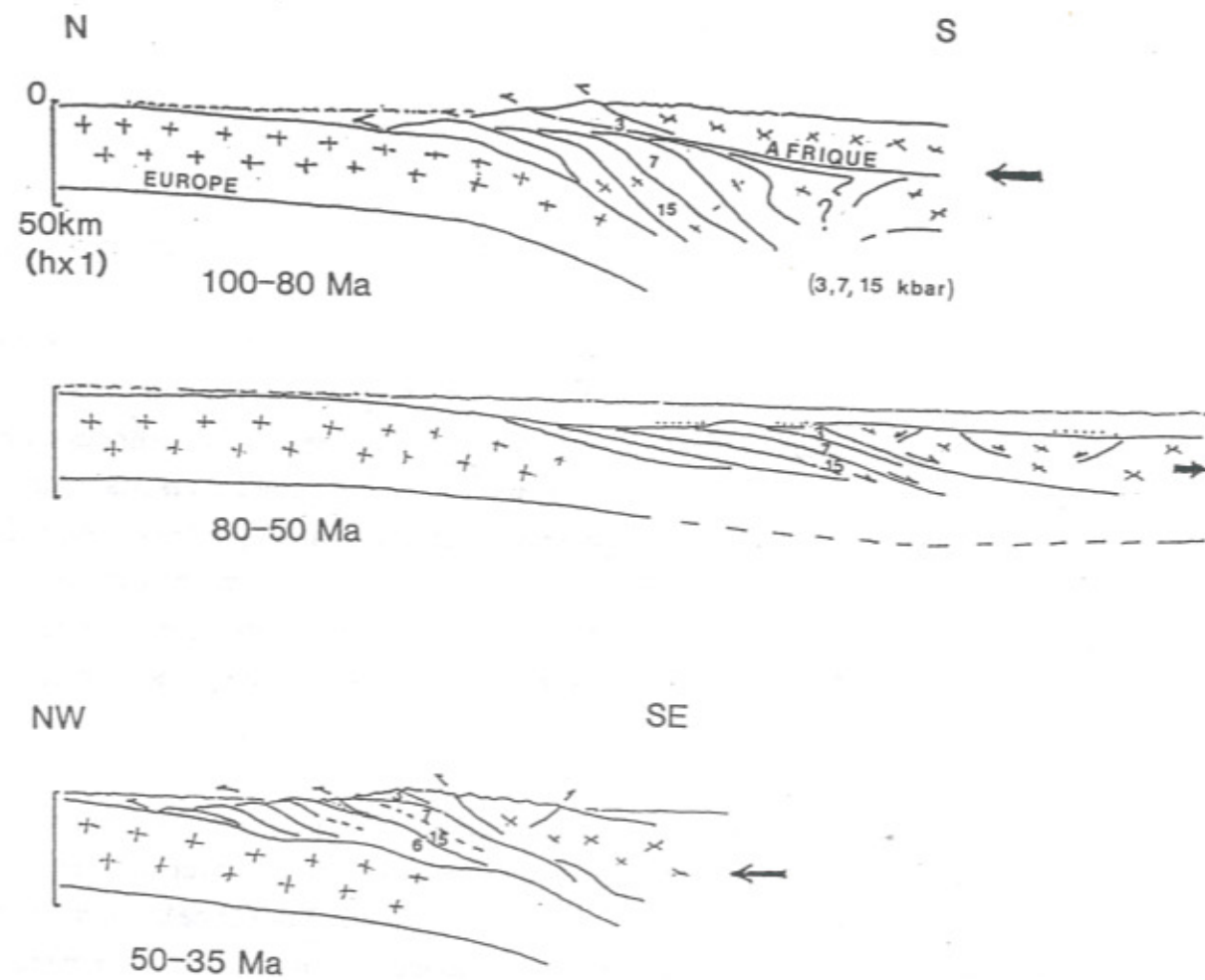


Figure V.1 : Modèle de remontée des roches HP-BT par inversion (proposé pour les Alpes par A. Michard, 1989).

terrains les plus métamorphiques sur les moins métamorphiques, ce qui ne correspond pas à la disposition observée dans les unités du Dora-Maira moyen (unités I, II, III).

Une autre approche a été proposée par Butler (1986), qui suggère une phase d'extension au Crétacé supérieur avec inversion du sens de cisaillement sur le plan de subduction éoalpin. Ce phénomène est semblable à celui qui caractérise les "metamorphic core complex" (Crittenden et al, eds, 1980 ; Lister et Davis, 1989). La superposition en ordre métamorphique normal des unités I, II et III se trouverait expliquée dans un tel mécanisme d'inversion, la déformation tertiaire affectant ensuite ce bâti. Un schéma analogue (fig. V.1) a été envisagé par Michard (1989). Cependant, ce type d'hypothèse se heurte à deux obstacles : 1°) l'ampleur de l'extension lithosphérique qu'il faudrait postuler durant la phase d'inversion est du même ordre de grandeur en valeur absolue que la convergence antérieure et difficile à concilier avec le mouvement général des plaques à la même époque, qui reste convergent (e.g. Dercourt et al., 1985) ; 2°) le fait qu'une telle extension générale entraînerait inéluctablement le réchauffement des roches de haute pression dès cette période (Crétacé sup.).

Il semble en fait nécessaire d'envisager l'interprétation de la structure métamorphique régionale en 3D, suivant en cela les recommandations de Laubscher (1975), et dans le cadre d'une convergence Afrique - Europe à la fois permanente et de direction variable du Crétacé moyen au Néogène (Le Pichon et al., 1988 ; Coward et Dietrich, 1989). On pourrait ainsi concevoir que le plan de subduction crétacé, à pendage sud, et la pile de nappes associée, se soit trouvés pris en écharpe par une plan de subduction oblique à pendage est (fig. IV.2 A), forçant les fragments crustaux à THP et HP à se soulever et à se resserrer tout en même temps. Ainsi disposés, ces terrains seraient "échantillonnés" par les charriages paléogènes à vergence WSW (fig. IV.2 B) en respectant un ordre métamorphique normal, conformément à la disposition observée pour les unités I-II-III du Dora-Maira méridional.

Ce modèle permettrait d'intégrer les données microstructurales indiquant une réorientation des directions cinématiques synmétamorphiques au cours de l'évolution alpine, avec des cisaillements "éoalpines" à vergence N à NW passant à des cisaillements "mésoalpines" à vergence W à SW (Choukroune et al., 1986 ; Ratschbacher, 1986 ; Philippot, 1988 ; Vuichard, 1989). Du point de vue thermique, ce modèle en "understacking" permanent (après "l'overstacking" de Sesia au Crétacé) assurerait également la conservation d'un faible gradient géothermique jusqu'à la période du métamorphisme lépontin oligo-miocène, qui est associé au quasi-blocage de la convergence et au collapse de l'orogène alpin (e.g. Selverstone, 1985 ; Schmid et al., 1989). Dans notre secteur d'étude, ces stades tardifs correspondraient aux dernières phases rétro-morphiques à 35-30 Ma et aux pseudotachylites et cataclasites ultérieures.

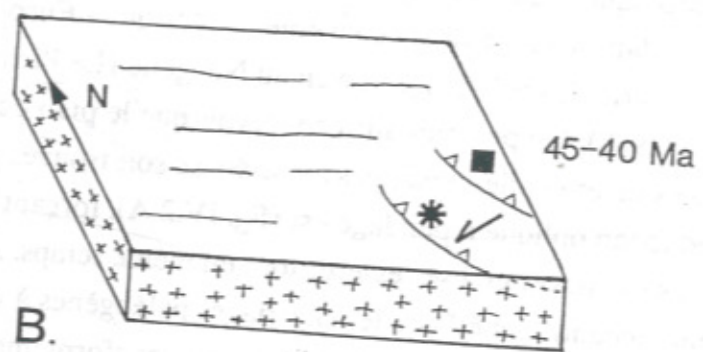
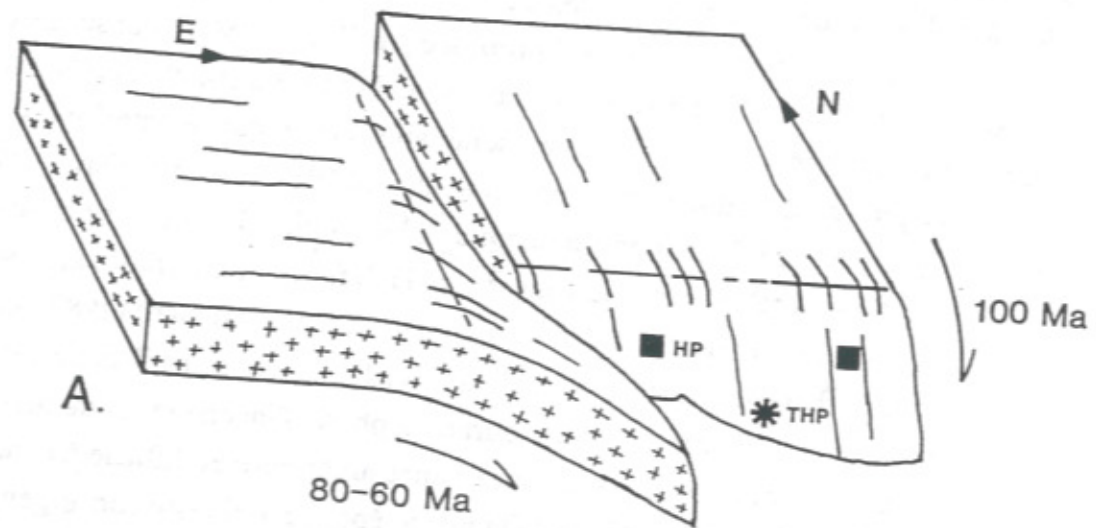


Figure V.2 : Modèle de remontée des roches HP-BT par subductions croisées.
A : Plan de subduction "éoalpin" à pendage sud, repris par un plan de subduction "mésosalpin", à pendage est.
B : Charriages à vergence sud-ouest (Eocène).

CONCLUSION

Cette thèse est basée en premier lieu sur un travail de terrain incluant une cartographie assez détaillée (minutes au 1/25.000e) et un relevé systématique des petites structures. En second lieu, elle est basée sur l'étude de quelques centaines de lames minces, essentiellement du point de vue pétrologique (analyses microsonde, voir Annexes, vol. II), mais aussi du point de vue microstructural. Elle aboutit à définir plus précisément la lithostratigraphie, l'évolution structurale et les conditions métamorphiques des différentes unités exposées dans le massif Dora-Maira méridional, incluant les roches à coesite découvertes par C. Chopin en 1984.

Les apports de ce travail sont :

1°) d'un point de vue lithostratigraphique (chap. II) :

- la mise en évidence, entre Pô et Varaita, d'une unité continentale hercynienne cohérente, métamorphisée au Crétacé moyen à très haute pression (coesite). Cette "unité I", d'environ 50 km² de surface, est associée à des unités continentales analogues mais de degré métamorphique moindre ("unités II et III", unité Dronero-Sampeyre DS) ;
- la découverte de staurotide, probablement hercynienne, dans deux des unités tectono-métamorphiques (unités II et DS) ;
- la description détaillée d'un niveau de quartzite à pyrope et de ses relations avec son encaissant : ce quartzite à pyrope forme un chapelet de lentilles alignées dans la foliation d'un gneiss fin et pourrait dériver d'un ancien niveau métagéologique (cf. gisement de talc - chlorite) de la série anté-alpine ;
- la mise en évidence, dans l'unité supérieure (Dronero-Sampeyre), d'une série de calcschistes à blocs (Jurassique - Crétacé sup ?), probablement transgressive sur la couverture permo-triasique de cette unité.

2°) du point de vue du métamorphisme et des structures (chap. III et IV) : la mise en évidence, par les méthodes pétrographiques (relations de phases, thermobarométrie) et structurales (analyse méso- et microstructurale) appropriées - et notamment par l'étude des métapélites :

- d'un métamorphisme typomorphe de THP (30 kbar, 700-750°C) dans l'unité à coesite, de HP dans les unités associées (10 à 20 kbar selon les unités, 550-580°C) ; la déformation contemporaine se fait en régime quasi-coaxial ;

- d'un métamorphisme rétrograde précoce (HP-MT) spécifique des unités de plus haute pression (unité I à coesite, unité II éclogitique "froide") ;
- d'un métamorphisme rétrograde en climat "schistes verts", commun à toutes les unités et associé à une tectonique de cisaillement général vers l'ouest.

Ainsi, l'étude du Dora-Maira méridional montre un massif plus complexe encore qu'on ne le concevait. C'est un véritable agglomérat d'écailles lenticulaires, d'épaisseur hectométrique, de longueur kilométrique, à matériel continental européen (Pennique sup.). Les écailles supérieures apparaissent déjà entraînées dans le complexe des nappes ophiolitifères. La partie moyenne et principale apparaît elle-même comme un paquet d'au moins trois écailles, dont la base est l'unité à coesite, charrié sur des terrains rattachés au Briançonnais (Pennique inf.). C'est, à petite échelle, la même image que celle que présente à grande échelle la chaîne alpine au travers du profil ECORS-CROP (Bayer et al., 1987, 1989), avec la même incertitude dans son interprétation (Tardy et al., 1990).

L'emploi conjoint d'une cartographie détaillée, d'une analyse structurale et d'une description approfondie du métamorphisme a été nécessaire pour mener à bien le décriptage de cette structure complexe. Des données géochronologiques s'y sont ajoutées, faisant apparaître qu'à la complexité géométrique s'ajoute une complexité chronologique : les unités éclogitiques HP et THP sont des lambeaux de chaîne éoalpine entraînés dans la chaîne méso-alpine - tardi-alpine.

La "structure métamorphique" complexe ainsi décrite obligera à repenser les modèles tectoniques proposés pour rendre compte de l'édification des Alpes, ou plus généralement pour expliquer la mise en place (dénudation) des ceintures métamorphiques de HP-BT. Des données complémentaires seront cependant souhaitables pour développer complètement un modèle, telles que des données métamorphiques et géochronologiques sur les unités les plus profondes du massif (à affinité briançonnaise), aussi bien que sur les unités qui le recouvrent ("Schistes Lustrés" à éclogite et à carpholite stable ou déstabilisée).

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Photo II.1 : Schiste massif typique de la formation d'Isasca, à grenat (gt), disthène (ky) et albite en pseudomorphose de jadéite (ab). Rocca Dritta, éch. 6-10a, section sciée.

Photo II.2 : Eclogite à disthène (ky). gt : grenat, px : pyroxène, qz : quartz, am : amphibole tardive. Sf : foliation, le : linéation éclogitique. Rocca Ussa, éch. 9-36.

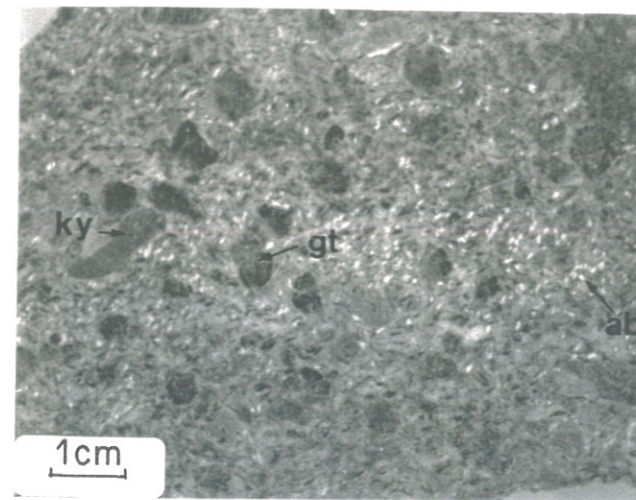
Photo II.3 : Le membre marmoréo-amphibolique dans la formation de Rore (cf. fig. II.2 B).

Casale Ressia, rive droite de la Varaita.

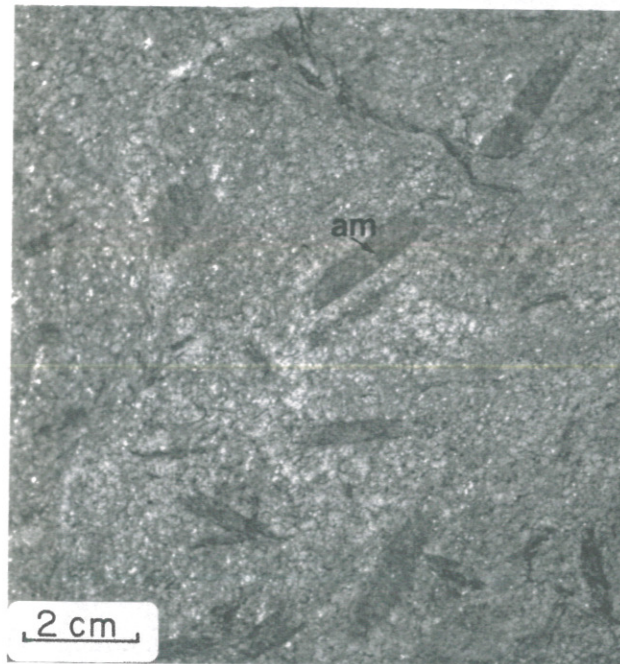
- 1 : boudins creux d'amphibolite massive à coeur carbonaté (?) (pli précoce boudiné ?).
- 2 : gneiss biotitique gris-vert sombre, très fin, mylonitique, à lits plus ou moins riches en amphibole.
- 3 : lits lenticulaires de quartzites blancs micacés.
- 4 : quartzo-micaschiste verdâtre à grenats millimétriques.
- 5 : marbre blanc.

Photo II.4 : Gneiss fin beige lité de la formation de Chiaronto, à amphiboles (am) centimétriques. Bedale Chiaronto, éch. 8-117.

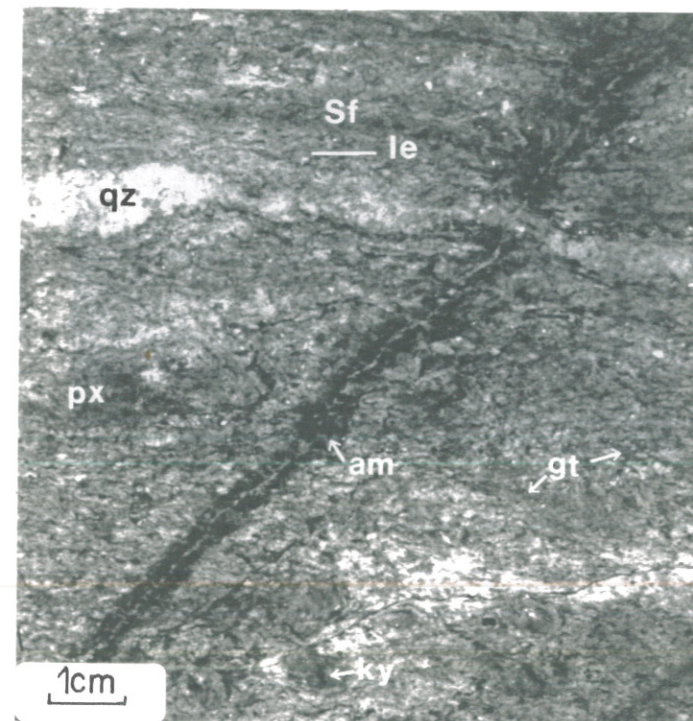
Photo II.5 : Micaschiste amygdalaire typique du socle polymétamorphique micaschisteux, à rubans de quartz replissés (qz) et amandes sombres à chloritoïde, mica blanc (ctd+mb) et grenat (gt). Piste du Pian Mune, 1500 m, éch. 8-259, bloc, section sciée.



II.1



II.4



II.2

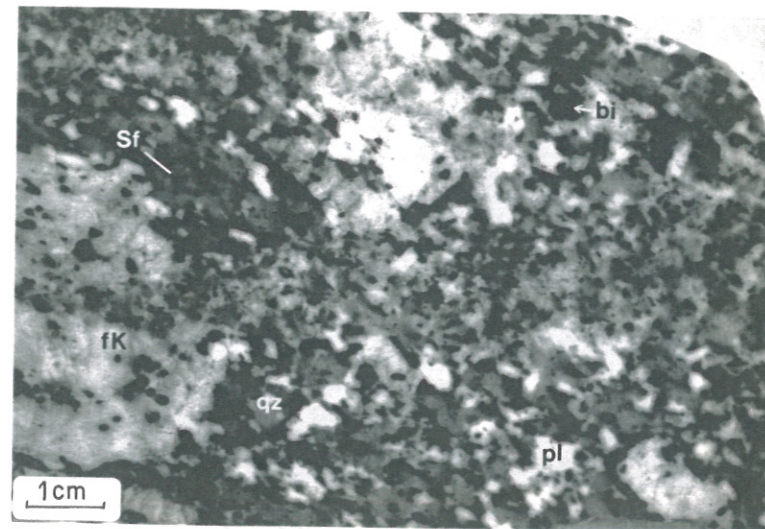


II.3



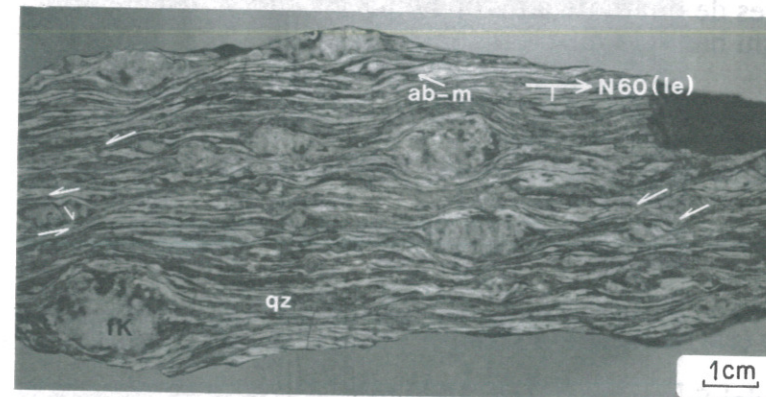
II.5

Photo II.6 : Granite de Brossasco typique, à phénocristaux de feldspath potassique (fK), quartz globulaire (qz), nids à biotite (bi) et plagioclases albitisés (pl). Sf : foliation débutante.
Chemin Pratoluogo-Brossasco, éch. 9 24, bloc, section sciée.



II.6

Photo II.7 : Gneiss oillé de Brossasco, à yeux de feldspath potassique (fK) moulés par une foliation où alternent des lits quartzeux (qz) et à albite-mica (ab-m). Sens de cisaillement à vergence ouest (cf. chap. III).
Pont de Brossasco, éch. 7-104, section sciée.



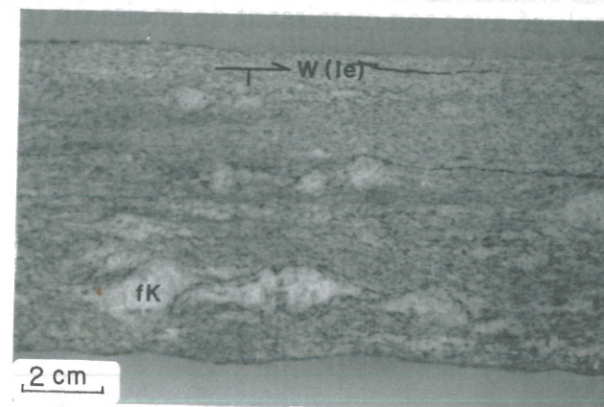
II.7

Photo II.8 : Ancienne carrière de lauze dans les mylonites de Gilba. La Sibona, val Gilba, alt. 950 m.



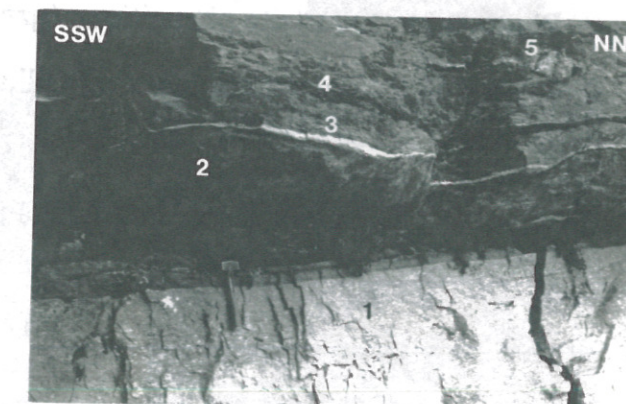
II.8

Photo II.9 : Gneiss mylonitique leucocrate de la formation de Gilba, à yeux feldspathiques (fK) centimétriques. Les queues asymétriques sur fK indiquent un cisaillement à vergence ouest (cf. chap. III) parallèlement à la linéation (le).
Route de S. Eusebio, éch. 8-64, section sciée.



II.9

Photo II.10 : Contact intrusif (?) des mylonites de Gilba dans des gneiss fins (cf. fig. II.9 B).
Falaises du val Gilba, sous la piste du S. Bernardo Sottole.



II.10

- 1 : gneiss mylonitique en lauze de Gilba.
- 2 : gneiss fin biotitique.
- 3 : filon d'aplite.
- 4 : veine metabasique boudinée, à grenat-amphibole.
- 5 : veine à quartz-épidote.

Photo II.11 : Quartzite à pyrope et "pyropite".

Photo II.12 : Quartzo-micaschiste à pyropes aplatis et chloritisés (pychl).
Chemin de Meira Micone, 881 m, rive gauche du val Gilba, éch. 8-255, bloc.

Photo II.13 : Lentilles intrafoliaires de quartzite à pyrope dans les gneiss fins de Gilba.
Ancienne carrière en rive droite du bas val Gilba, alt. 700 m.

1 : gneiss fin mylonitique massif.

2 : feuillet micacé lenticulaire.

3 : quartzite micacé à rares pyropes.

4 : lentille de longueur décamétrique de quartzite micacé, prise entre des bancs de gneiss fin mylonitique.

5g-5q : lentille de gneiss fin (5g) avec quartzite micacé (5q) à ses extrémités.

Photo II.14 : Enclave surmicacée (em) et niveau aplitique (a) dans le gneiss fin de Parigi.

Ancienne carrière du chemin Parigi-S. Bernardo (alt. 1000 m).

Photo II.15 : Quartzite phengitique (qzph) replissé avec son encaissant de gneiss fin (gf) lité (cf. fig. II.11 C).

Niveau de S. Giacomo, r.d. bas val Gilba.

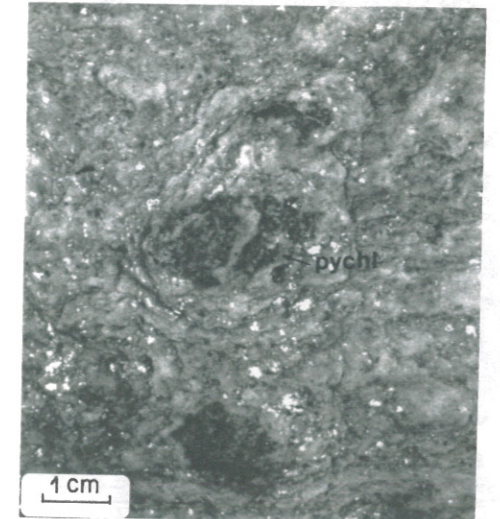
Photo II.16 : Alternance de quartzite à jadéite (qzjd) et quartzite à pyrope (qzpy).

pychl : pyrope chloritisé.

Pian d'Ame, bloc.



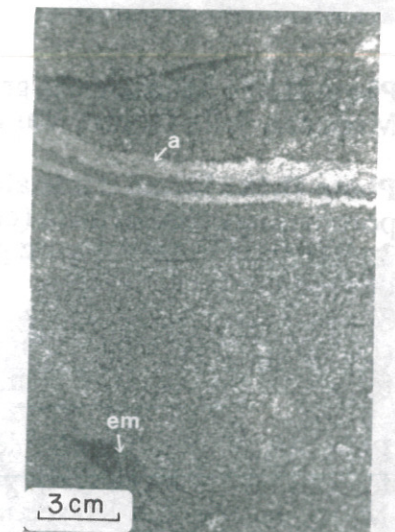
II.11



II.12



II.13



II.14

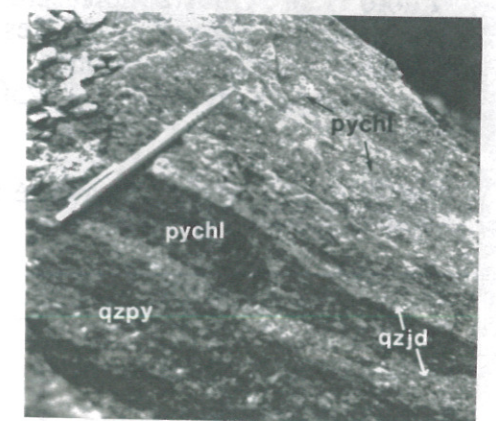
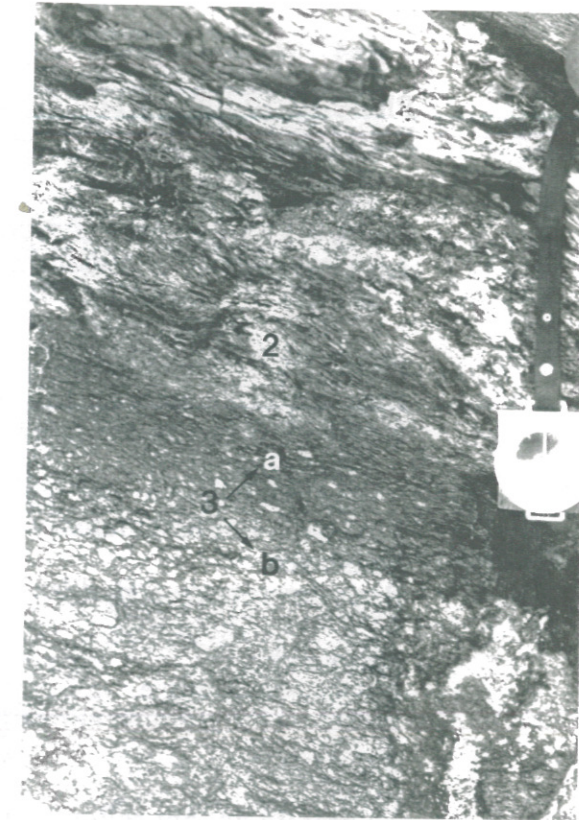


Photo II.17 : Micaschistes graphiteux à l'affleurement.
Madonna delle Grazie, Val Bronda.



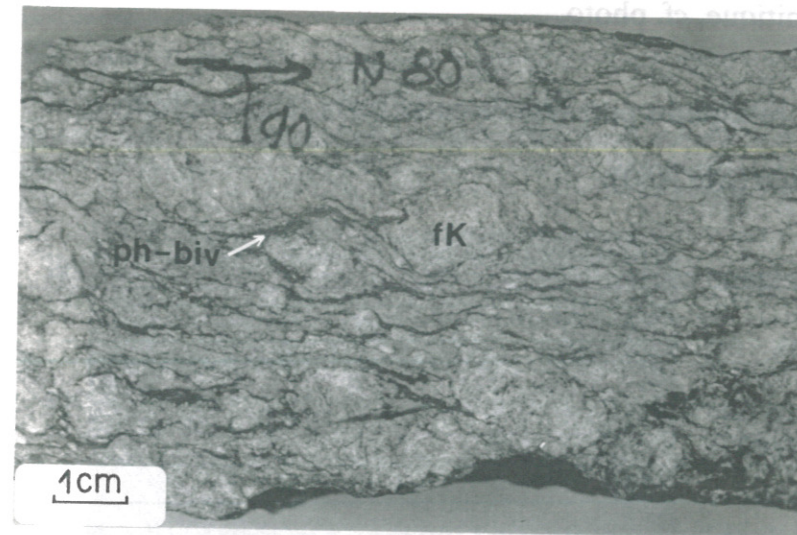
II.17

Photo II.18 : Détail d'une alternance volcano-sédimentaire probable dans les porphyroïdes du Valmala (cf. fig. II.17 D).
2 : banc phylliteux à quartz granulaire et petits grains feldspathiques (banc métadétritique).
3 : banc oillé inférieur - a : toit du banc contenant uniquement des granules de quartz (diamètre max. = 1 cm) - b : association de granules de quartz avec des yeux feldspathiques (diamètre max. = 2 cm).



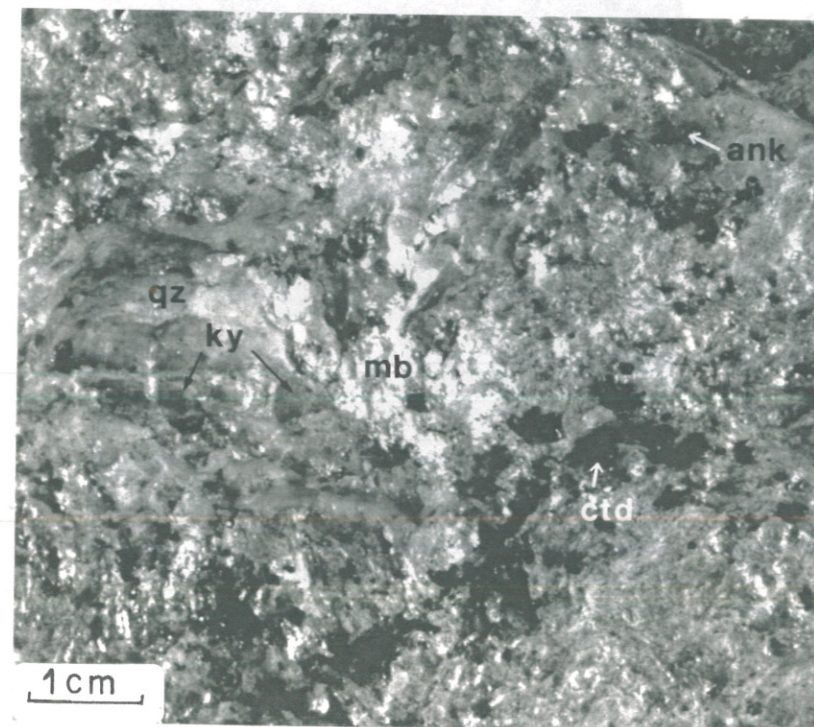
II.18

Photo II.19 : Gneiss oillé leucocrate du M. Birrone, à phénocristaux centimétriques de feldspath potassique (fK), phengites et biotites vertes (ph-biv).
M. Roccere, éch. 6-82, section sciée.



II.19

Photo II.20 : Quartzo-micaschiste ankéritique (ank) typique du Permien, à grandes lamelles de mica blanc (mb), quartz (qz), chloritoïde (ctd) et disthène (ky) centimétriques.
Testa Garitta Nuova, éch. 8-250.



II.20

Photo II.21 : Quartzite micacé conglomératique du Permo-Trias.
San Maurizio, éch. 8-88.



II.21

Photo III.1 : Plis intrafoliaires en cascade dans les gneiss fins de Parigi.
Rive gauche de la Cumbal di Nari, rive sud du Pô.

Photo III.2 : Foliation complexe C-C' dans le métagranite de Brossasco.
Affleurement du confluent Bedale d'Isasca - Comba Creusa, 1,5 km au sud d'Isasca.

Photo III.3 : Sens de cisaillement sur feldspath potassique dans le métagranite de Brossasco : fracturation synthétique et queues asymétriques.
Route de S. Lorenzo, 1km au S-SW de Brossasco et éch. 7-111.

Photo III.4 : Plissement intrafoliaire affectant le granite de Brossasco.
Piste de crête du S.B. d'Isasca, 1300 m.

cartouche :

a : flanc mylonitisé.

b : zone charnière à relique granitique, cf. photo.

photo :

1 : granite équant relique, où les feldspaths potassiques conservent leurs contours cristallographiques.

2 : zone foliée, puis microcraquelée (axe N60).

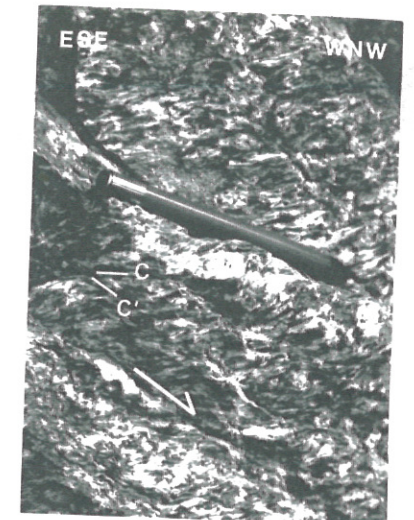
Photo III.9 : Déformation hétérogène et cisaillement à vergence occidentale dans les gneiss amygdalaires de Melle.
Crête Varaita-Gilba, alt. 1400 m.
C = Sf : foliation régionale.
S : foliation dans les microlithons marquée par l'orientation des amygdales albitiques recristallisées pendant le cisaillement.

Photo III.10 : Plan C' métrique dans les mylonites de Gilba.
Route de Tacca, rive gauche de la Varaita, 2 km à l'WNW de Melle.
C = Sf : foliation régionale.
C' : plan de cisaillement.

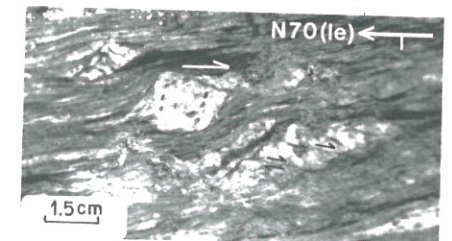
Photo III.11 : Pli conique d'entraînement (axe N 160) dans les mylonites de Gilba.
Piste du col S.B. Sottole, crête Varaita-Gilba, alt. 1150 m.
C = Sf : foliation régionale.
S : foliation de plan axial.
Les relations C-S, ainsi que le sens d'enroulement de la Sf, indiquent un mouvement à vergence occidentale.



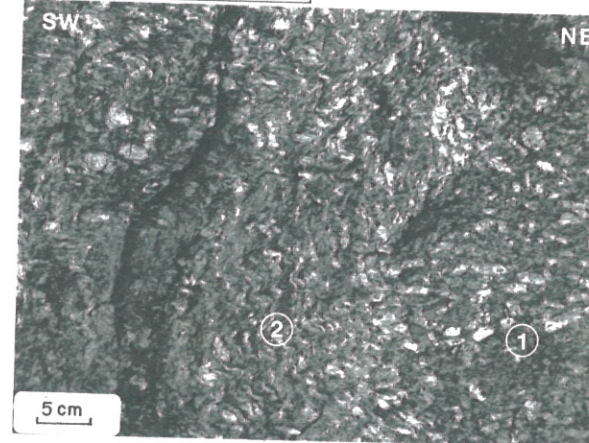
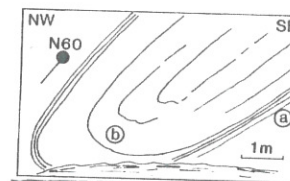
III.1



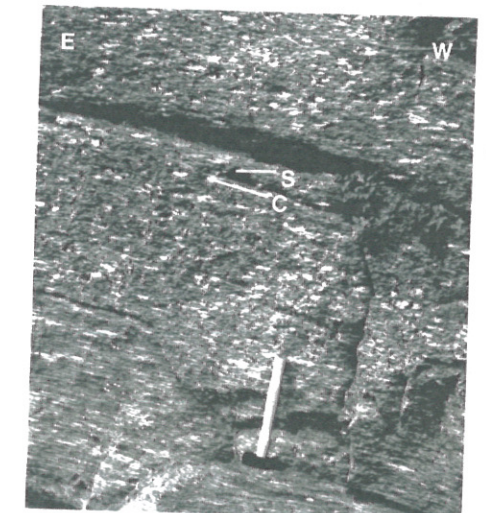
III.2



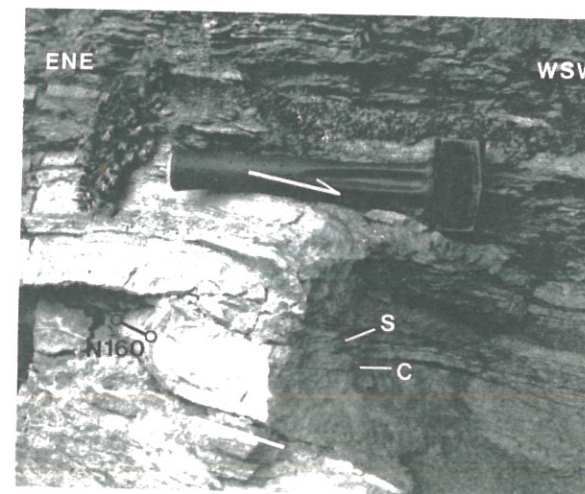
III.3



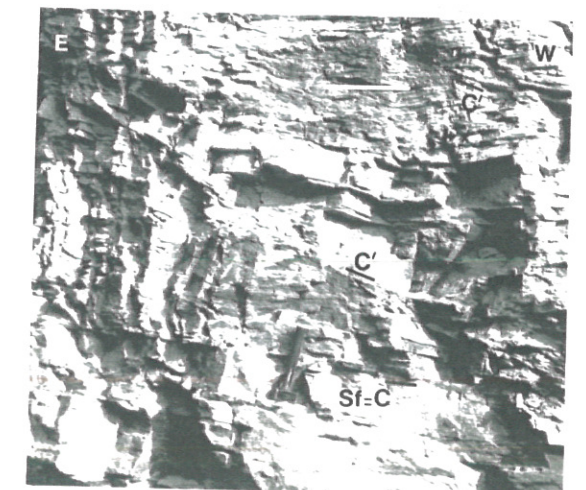
III.4



III.9



III.11



III.10

Photo III.5 : Granite équant

Ech. 9-25. Chemin Pratoluogo-Brossasco.
Lame mince, LP.

qz : quartz à texture polygonale.
pl : plagioclase altéré (texture enchevêtrée).
fK : feldspath potassique.
m : nid micacé à biotite - phengite (site de l'ancienne biotite magmatique).

Photo III.6 : Structure domaniale de la foliation dans l'orthogneiss de Brossasco.
Ech. 7-105. Pont de Brossasco. Lame mince, Section XZ.

cartouche : Schéma de lame mince.
Zone cerclée : photo.
fK : feldspath potassique.

photo : LN.
ab-m : lit à albite - mica blanc ± biotite ± zoïsite.
bi-zo : lit à biotite - zoïsite, sphène, à rares albites et mica blanc.
qz : lit quartzeux, à OPF fruste.
ph : grosse phengite métamorphique (primaire).

Photo III.7 : Foliation dans la mylonite s.s. de granite de Brossasco.
Ech. 7-103. Pont de Brossasco. Lame mince, LP.

qz : lit quartzeux, présentant une forte OPF.
ab-m : matrice quartzo-albitique et micacée.
Les relations C = Sf - S indiquent un cisaillement à vergence occidentale.
Zone cerclée : photo III.8.

Photo III.8 : Structure C-S dans la mylonite, indiquant un mouvement à vergence occidentale.

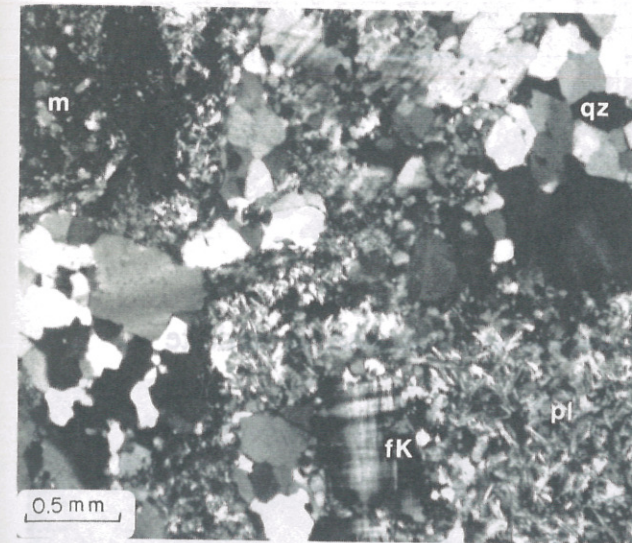
Ech. 7-103. Pont de Brossasco. Lame mince, LN.
ph : phengite, bi : biotite, ab : albite, qz : quartz, sph : sphène.
Les relations C = Sf - S indiquent un cisaillement à vergence occidentale.

Photo III.12 : Structure C-C' avec développement de chlorite en queue de recristallisation dynamique sur albite dans un schiste blanc feldspathique.
Ech. 7-116, chemin de Meira Vignasse, 1 km au NNE du confluent Varaita - Valmala.

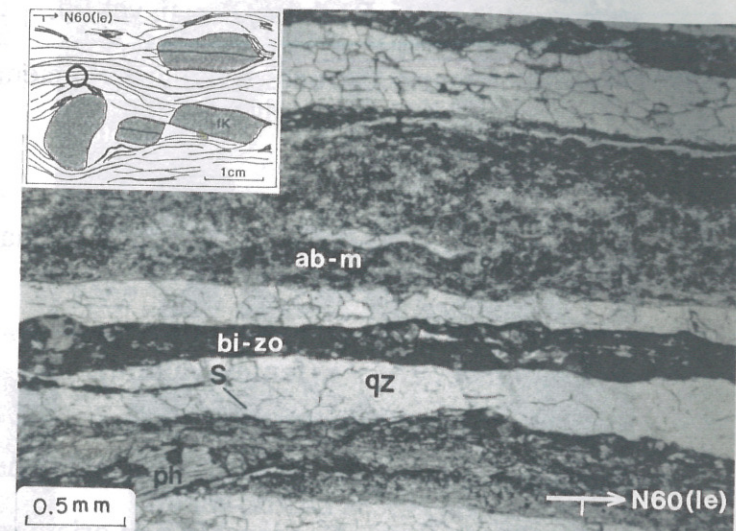
Lame mince, LP. Section XZ non orientée.
ph : phengite, chl : chlorite, ab : albite, qz : quartz.

Photo III.13 : Mica en poisson et OPF du quartz dans un schiste blanc.
éch. 8-63. Route de S. Eusebio, r.g. de la Varaita, 500 m au NW du confluent Valmala-Varaita.

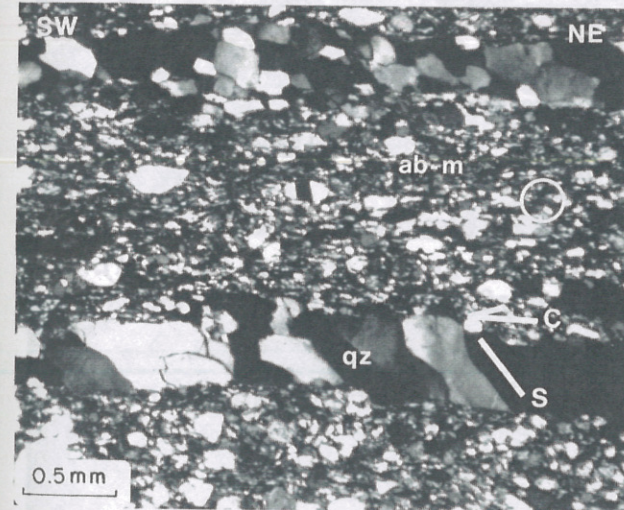
Lame mince, LP. Section XZ.
Plans C marqués par l'effilochage des phengites (ph) en poisson.
Plans S marqués par la cristallisation de petits micas blancs néoformés et l'orientation préférentielle du quartz (qz).
Les relations C-S indiquent un sens de cisaillement vers l'ouest.



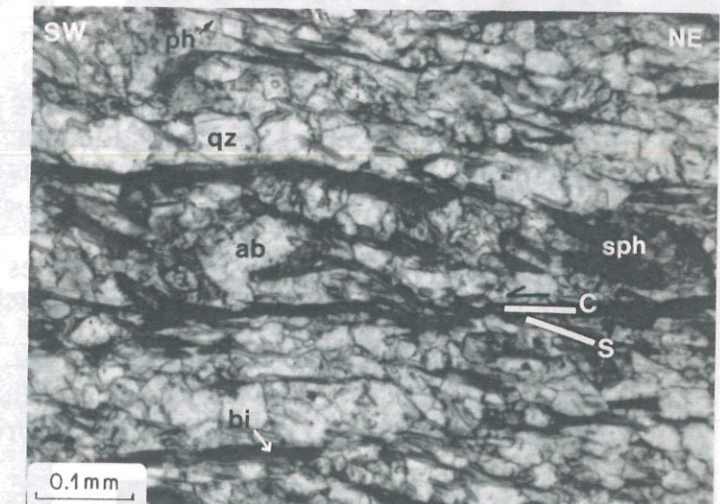
III.5



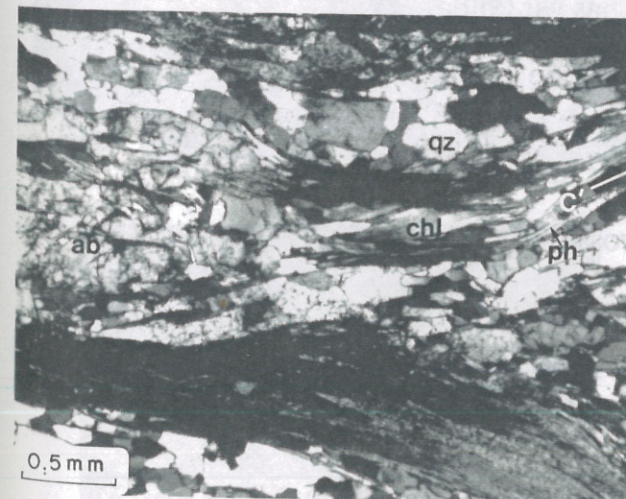
III.6



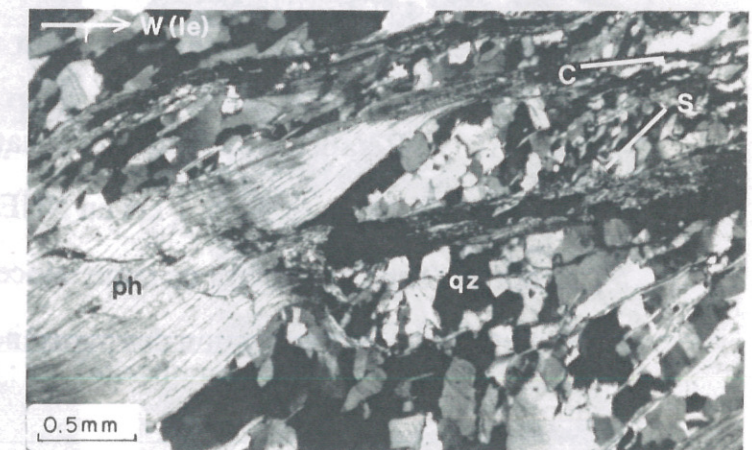
III.7



III.8

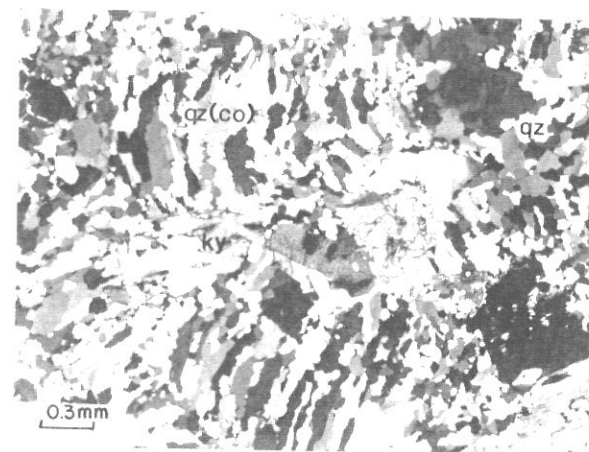


III.12

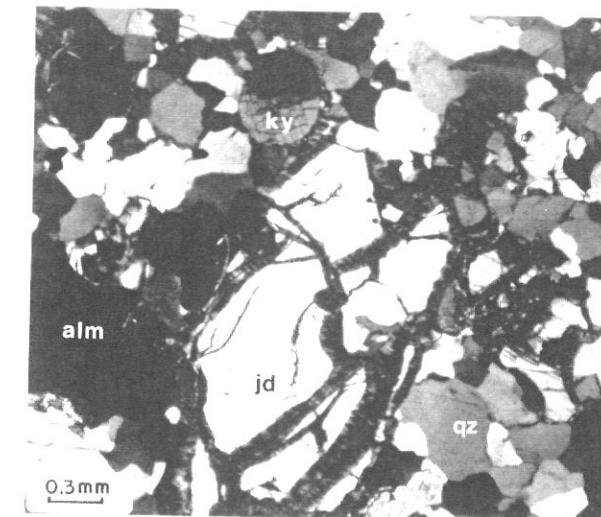


III.13

Photo III.14 : Aspects du quartz dans le quartzite à pyrope équant.
 Ech. coll. Univ. Bochum, Parigi, val Pô.
 Lame mince, LP.
 qz(co) : quartz à structure radiaire (ancienne coesite).
 qz : quartz à texture polygonale.
 ky : disthène.



III.14



III.15

Photo III.15 : Texture équante dans le quartzite à jadéite.
 éch. 6-13b, Parigi, val Pô.
 Lame mince, LP.

qz : quartz à texture polygonale, alm : grenat almandin, ky : disthène, jd : jadéite légèrement altérée (fentes à albite).

Photo III.16 : Quartzite à pyrope légèrement folié.
 éch. 6-04b, Rocca Dritta, val Pô.

Lame mince, LP. Section XZ non orientée.

py : grenat pyrope.

ky : disthène.

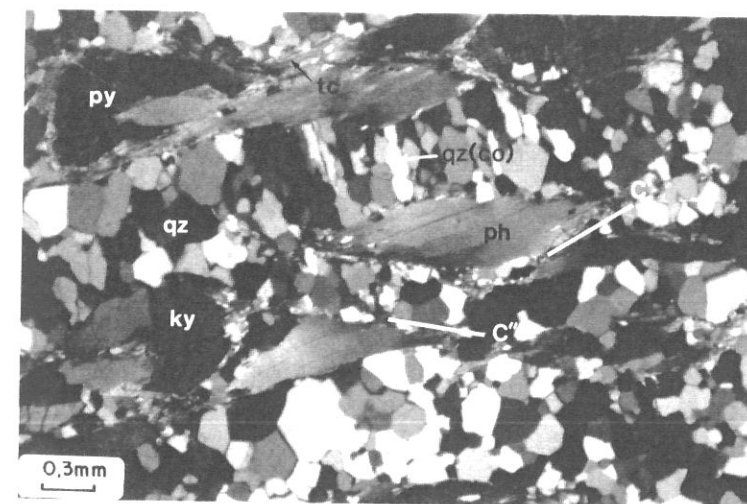
ph : phengite.

tc : talc.

qz : quartz polygonal.

qz(co) : quartz en pseudomorphose de coesite (texture radiaire).

Structure C'-C'': les plans de cisaillement conjugués sont marqués par la granulation des phengites et les ombres sur pyrope et disthène.



III.16

Photo III.17 : Boudins d'éclogite dans les gneiss fins de la formation de Rore (unité II).
 Meira Cru, route de S. Claudio, rive gauche de la Varaita, 900 m au NNE de Frassino,
 alt. 990 m.

gf : gneiss fin.

rve : boudin replissé (axe moyen N40, courbe) de roche verte éclogitique, montrant une linéation éclogitique enroulée (le), de direction moyenne N130.



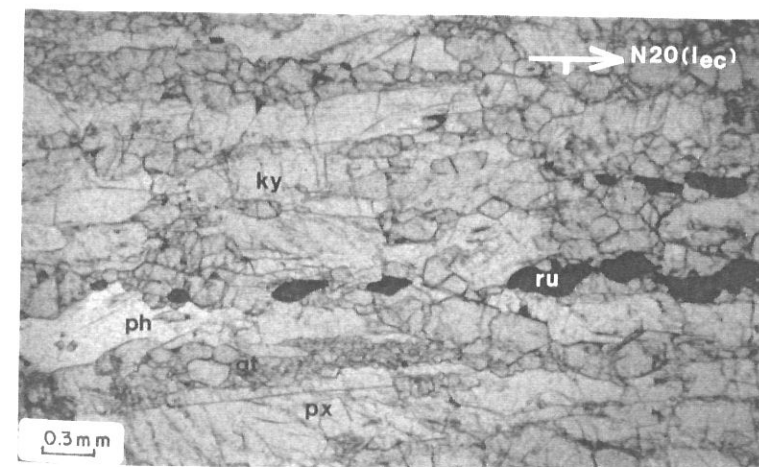
III.17

Photo III.18 : Foliation et linéation éclogitiques dans une éclogite quartzreuse à fabrique L > S.

Ech. 9-36a, Rocca Ussa, falaises de rive droite du bas val Gilba.

Lame mince, LN. Section XZ.

px : pyroxène, gt : grenat, ky : disthène, ph : phengite, ru : rutile.



III.18

Photo III.19 : Relations minéraux-déformation dans un pli enroulant une foliation éclogitique.

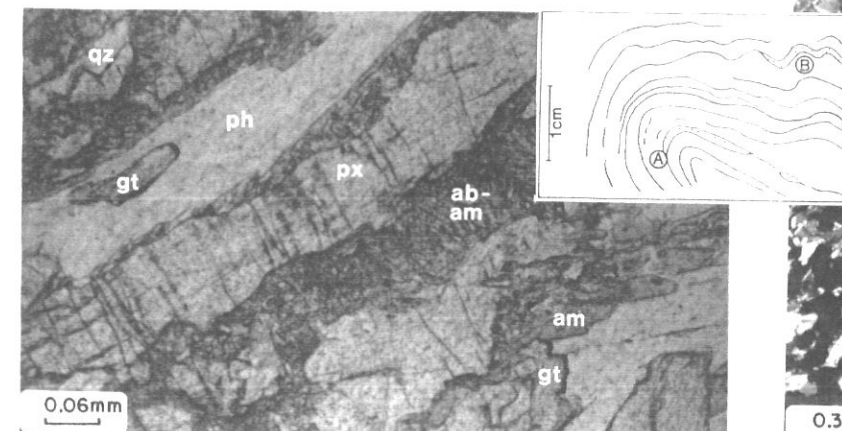
Ech. 6-54, bloc, Casale Sasia, 1 km au NNE de Brossasco.

Cartouche : Schéma général de lame mince.

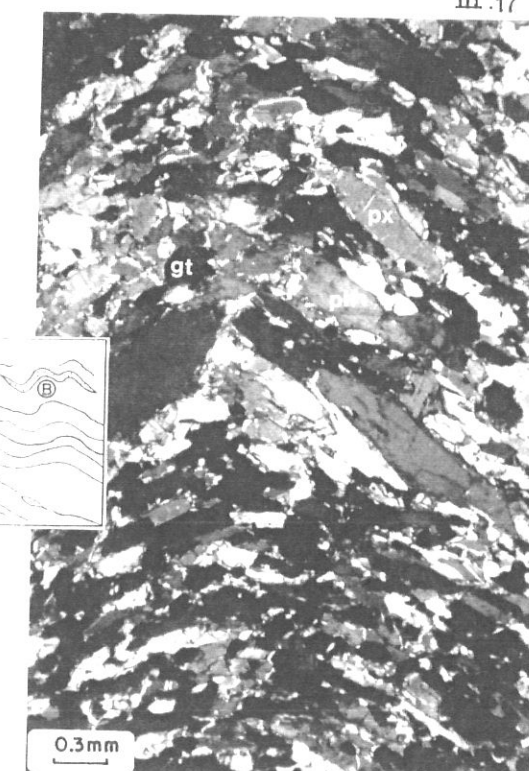
A : Détail de la déstabilisation des pyroxènes dans un flanc du pli isoclinal principal. LN.
 gt : grenat, px : pyroxène (omphacite), qz : quartz, ph : phengite, ab : albite, am : amphibole.

B : Pli éclogitique relique, plus ouvert, à plan axial sécant sur le plan axial du pli principal. LP.

gt : grenat, px : pyroxène (omphacite), ph : phengite.



III.19 A



III.19 B

Photo III.20 : Crénulation observée en section YZ dans un schiste massif à grain fin de l'unité I.
 Ech 6-58, flanc est du Bric Voli, 1 km au NE de Brossasco.
 lame mince, LP. Section perpendiculaire à l'axe de la crénulation (YZ).
ph : phengite, **ky** : disthène, **alm** : almandin, **qz** : quartz, **(jd)** : pseudomorphose de jadéite en albite.

Photo III.21 : Structures C-C'-C'' à l'affleurement dans un micaschiste de l'unité II, indiquant un cisaillement à vergence occidentale.
 Rocca Sole, crête Varaita-Gilba, alt. 1046 m.

Photo III.22 : Structures C-C' à vergence occidentale dans un micaschiste albitique à grenat de l'unité II.
 Ech. 7-157, crête Varaita-Gilba, est de la Guglia del Nivo.
 lame mince, LN. Section XZ.
gt : grenat, **ph** : phengite.
chl : chlorite en queue de recristallisation sur les amygdales quartzo-albitiques (qz-ab).

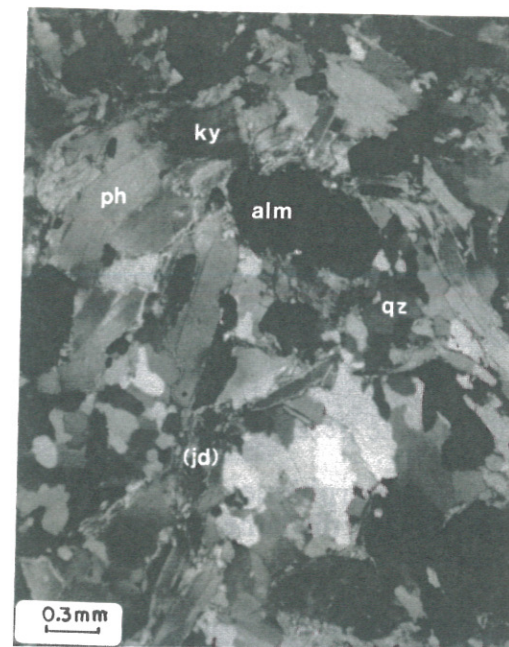
Photo III.23 : Plissement précoce (P1), en fourreau, dans les gneiss fins de Parigi.
 Piste Parigi - M. S. Bernardo, alt. 1000 m, ancienne carrière.
a : niveau marqueur aplitique.
li : linéation d'intersection.

Photo III.24 : Plissement régional synfoliaire dans les gneiss fins de Parigi.
 Ech. 9-37, piste Parigi - M. S. Bernardo, alt. 1000 m, ancienne carrière.
Sf : foliation de plan axial marquée par les micas.
 Zone cerclée : lame mince, cf. photo III.25.

Photo III.25 : Charnière de pli isoclinal dans les gneiss fins de Parigi.
 Ech. 9-37, piste Parigi - M. S. Bernardo, alt. 1000 m, ancienne carrière.
 lame mince, LN. Section perpendiculaire à l'axe du pli.
Sf : foliation de plan axial.
zo : zoïsite, **bi** : biotite, **ab-qz** : albite-quartz, **chl-ph** : intercroissances de chlorite et de phengite.

Photo III.26 : Cataclasite proche de pseudotachylite.
 Ech. 6-32, route Pratoluogo - Venasca, 200 m à l'est de Pratoluogo.
 lame mince, LP.
gn : gros claste d'encaissant gneissique au coeur (c) de la veine.
br : zone bréchique très fine vers la bordure (b) de la veine.

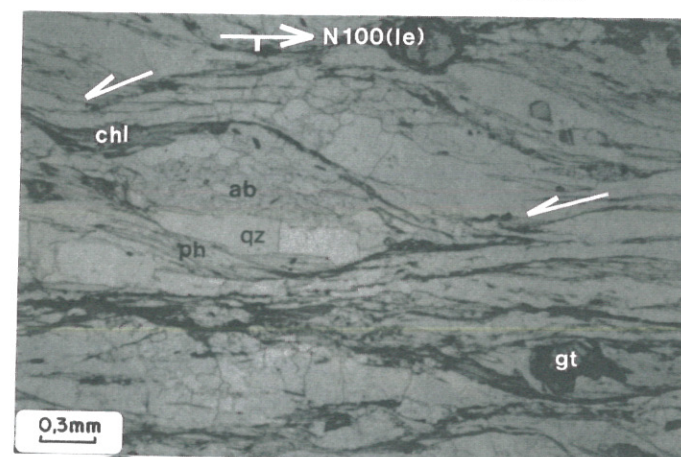
Photo III.27 : Structures C-C' à vergence NE dans les gneiss perlés de Chiaronto.
 Ech. 9-75, falaises de rive sud de la Varaita, SE de Frassino, alt. 800 m.
 lame mince, LN. Section XZ.
gt : grenat, **am** : amphibole bleutée, **bi** : biotite, **ph** : phengite, **chl** : chlorite développée préférentiellement dans les plans C'.



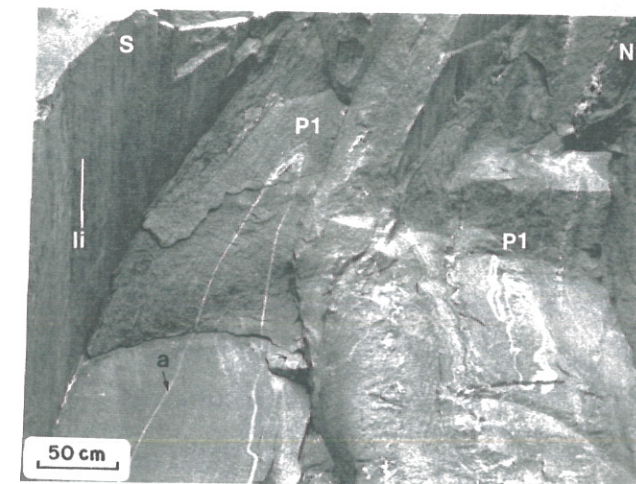
III.20



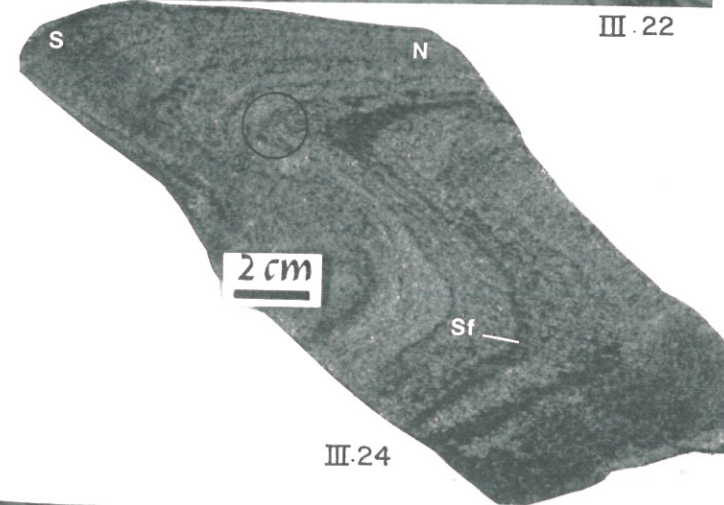
III.21



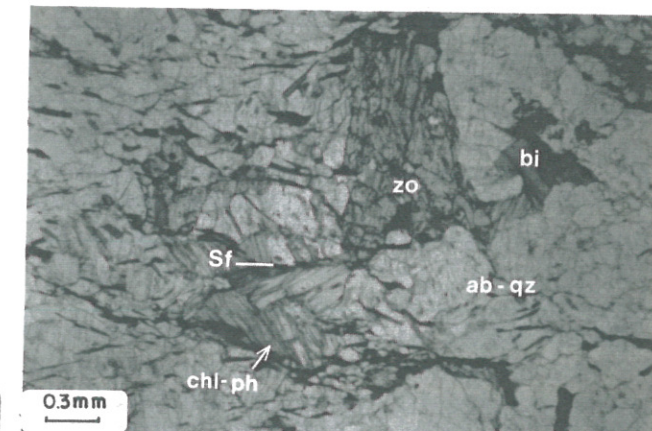
III.22



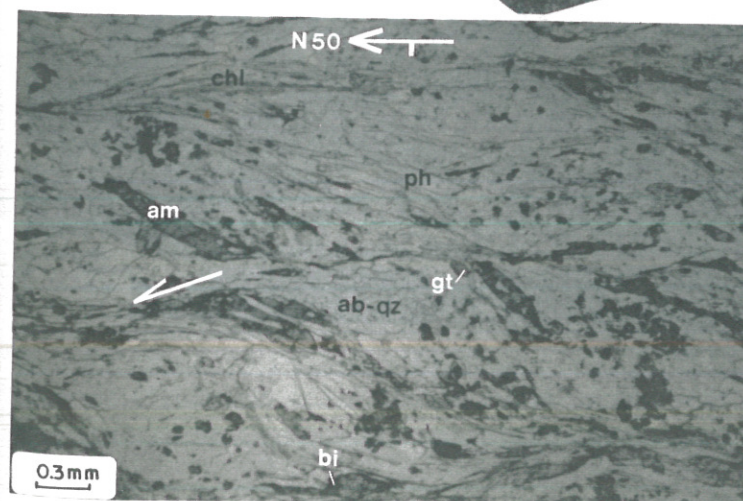
III.23



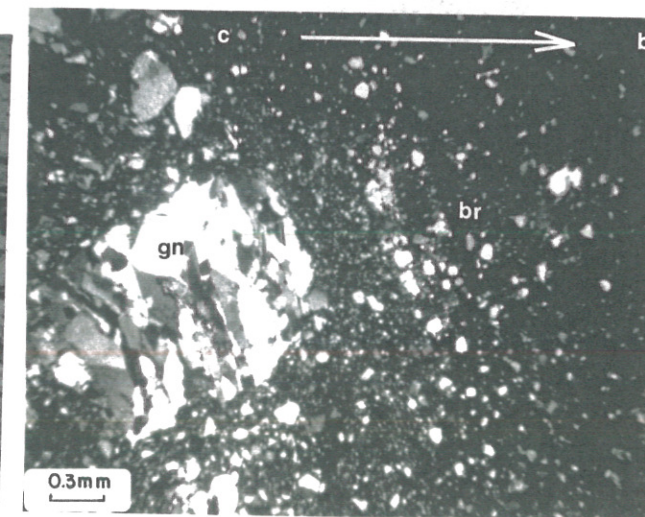
III.24



III.25



III.27



III.26

Photo III.28 : Surface de foliation naturelle (Sf) dans la partie rétomorphosée d'un quartzo-micaschiste permien.
 Ech. 7-204, Norastra, 2 km au SSW de Melle, unité III.
 chl : chlorite matérialisant la linéation d'étirement rétomorphique (le, orientée N-S).
 ctd : chloritoïde.

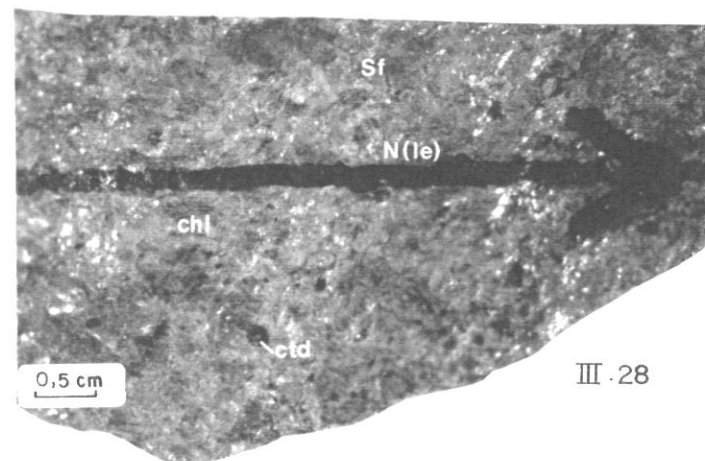


Photo III.29 : Texture équante d'un quartzo-micaschiste permien.
 Ech. 7-204, Norastra, 2 km au SSW de Melle, unité III.
 Lame mince, LP. Section XY (Sf) de la foliation rétomorphique.
 ph : phengite, qz : quartz polygonal, ctd : chloritoïde, ky : disthène.

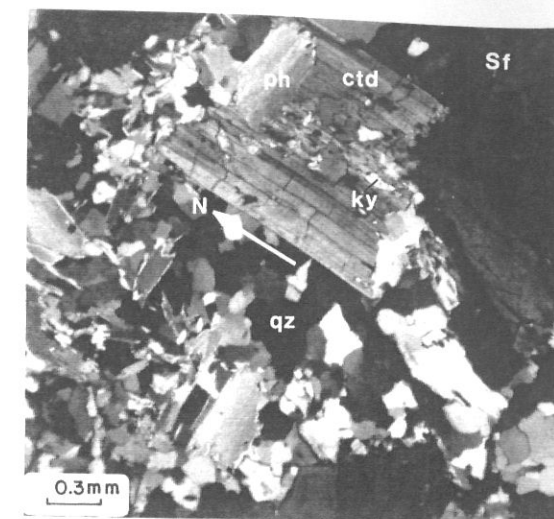


Photo III.30 : Section XZ dans un quartzo-micaschiste ankéritique permien à chloritoïde.
 Ech. 7-204, Norastra, 2 km au SSW de Melle, unité III.
 Les relations C-S indiquent un mouvement à vergence nord, contemporain de l'étirement rétomorphique.

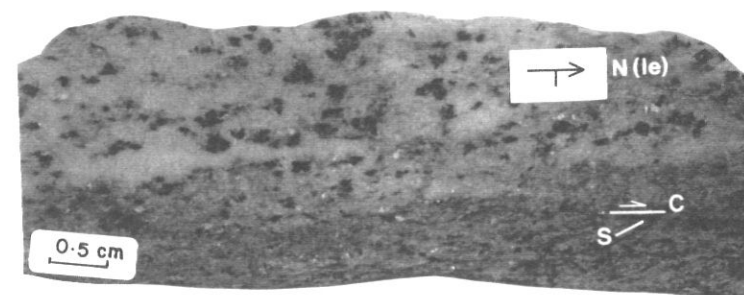
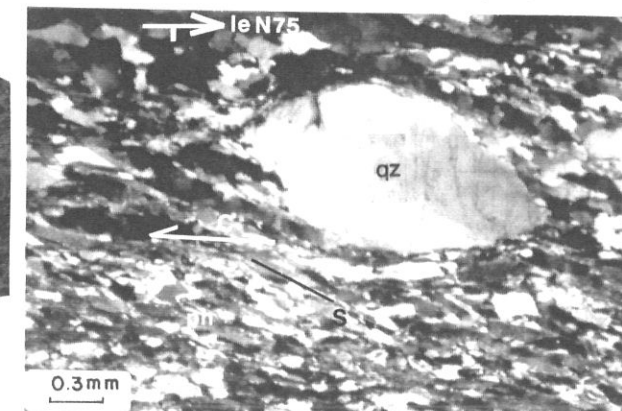


Photo III.31 : Cisaillement à vergence occidentale enregistré par un quartzite micacé conglomératique du Trias inférieur.
 Ech. 6-21, Combetta, 200 m au NW de Brondello, val Bronda.
 Lame mince, LP. Section XZ.



A : Structure C-S et galet de quartz (qz) asymétrique.

B : Boudinage - cisaillement antithétique d'un feldspath potassique (fK).

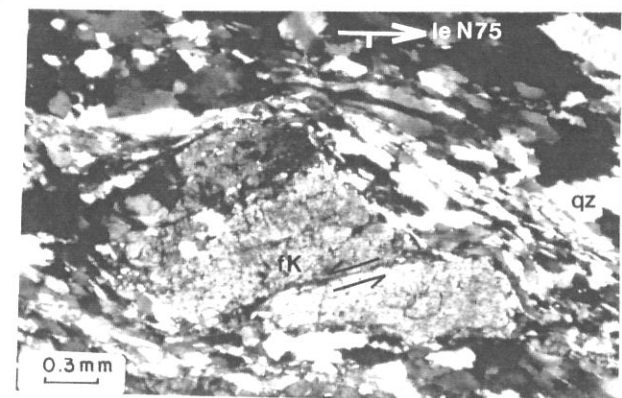


Photo III.32 : Superposition de plis dans les micaschistes graphiteux.
 Ech. 6-18, Madonna delle Grazie, val Bronda.
 Lame mince, LN. Section perpendiculaire à l'axe de la crénulation tardive.
 P2 : pli isoclinal régional, P3 : crénulation tardive.
 gt : grenat, ph : phengite, gra : praphite, chl : chlorite, développée préférentiellement dans les charnières P3.

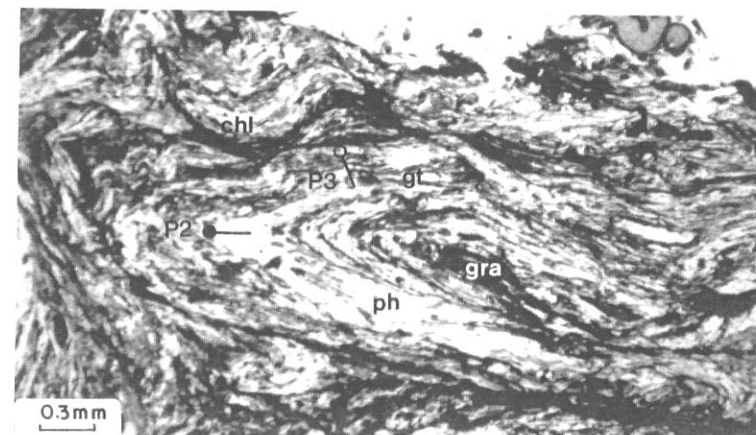


Photo III.33 : Albite poecilitique (ab) à foliation interne indiquant un enroulement à vergence occidentale contemporain de la crénulation.
 Ech 6-16, Madonna delle Grazie, val Bronda.
 Lame mince, LP. Section perpendiculaire à l'axe de la crénulation.
 Les foliations, interne et externe, sont marquées par grenat (gt), phengite (ph), etc ...
 qz : quartz en queue de recristallisation sur albite.

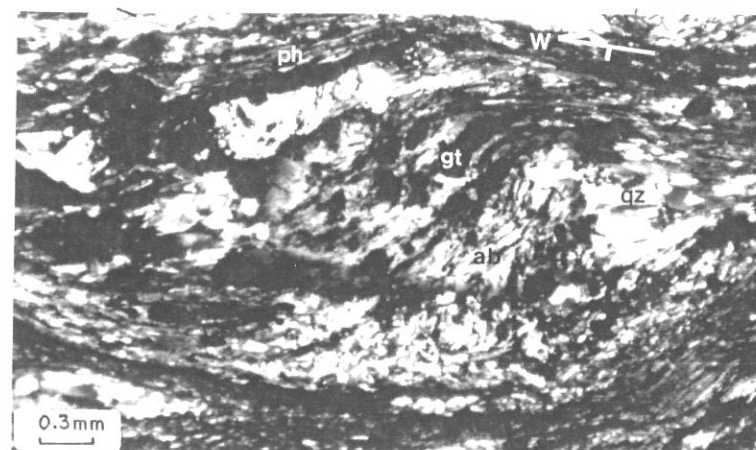


Photo III.34 : Cataclase dans les zones de charnière crénulante tardive (P3).
 Ech. 6-18, Madonna delle Grazie, val Bronda.
 Lame mince, LN.
 ab-qz : matrice quartzo-albitique cataclasée.
 chl : chlorite intersticielle.

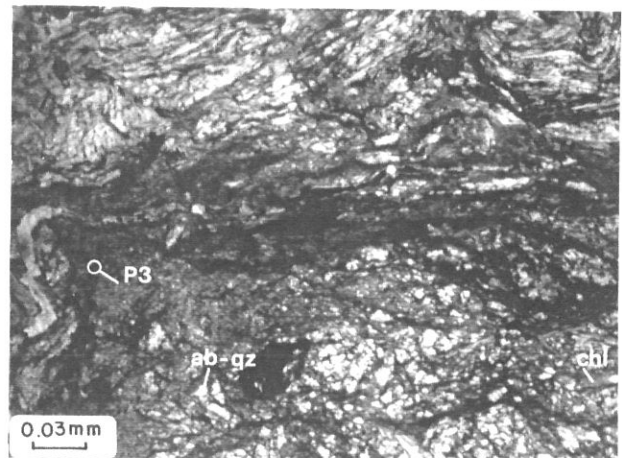


Photo III.35 : Structure C-S à vergence nord-est dans un micaschiste du Permien.
Ech. 7-200, Ballatori, r. d. Varaita, unité III.
Lame mince, LN. Section XZ.

ank : ankérite, qz : quartz, ph : phengite, chl : chlorite en queue de recristallisation sur grenat (gt).

Photo III.36 : Crénelation tardive à l'affleurement dans des micaschistes à rubans de quartz de l'unité III (socle).

Crête du M. Ricordone, sommet 1735 m.

pa3 : plan axial de la crénelation déformant la foliation régionale (Sf).

Photo III.37 : Crénelation dans un micaschiste du Permien.

Ech. 6-97, aval du village de Valmala, unité Dronero-Sampeyre.

Lame mince, LN. Section perpendiculaire à la crénelation.

qz : quartz, ph : phengite, ilm : ilménite, ctd : chloritoïde, chl : chlorite dans les zones de charnière.

Photo III.38 : Cataclasites tardives à vergence nord dans les calcschistes (cs).

Bedale Feil, alt. 1200 m.

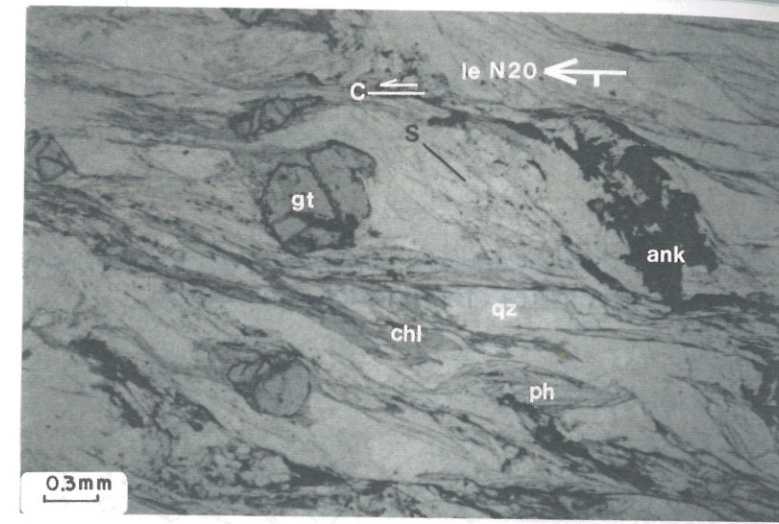
Détail du clivage interne indiquant un mouvement vers le nord (cf. fig. III.13).

Photo III.39 : Structures C-C' à l'affleurement dans des gneiss albitiques du faisceau ophiolitifère.

Bedale Feil, alt. 1200 m.

Vergence occidentale.

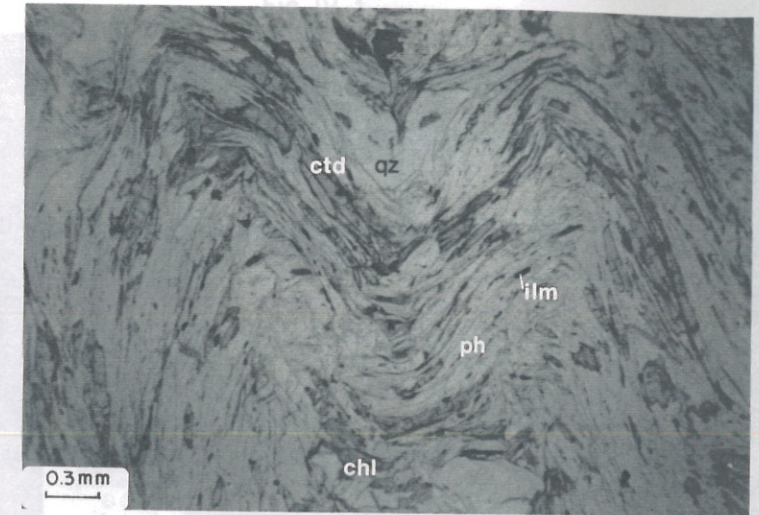
Les relations C-C' indiquent un mouvement à vergence nord-ouest.



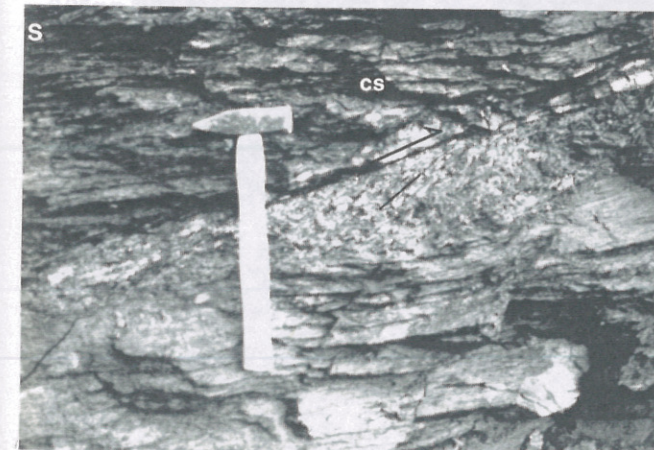
III.35



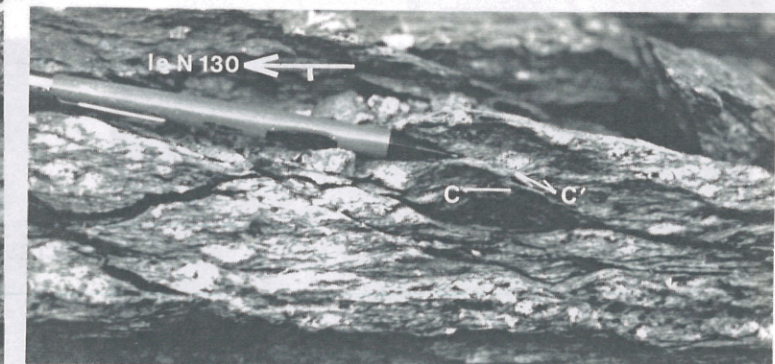
III.36



III.37



III.38



III.39

Figure IV.1 : Coesite dans la matrice du quartzite à pyrope.

Ech. 5-77, Parigi, val Pô.

Schéma de lame mince.

co : coesite, fraîche ou rétrotransformée ().

qz : quartz.

gt : grenat pyrope.

ky : disthène

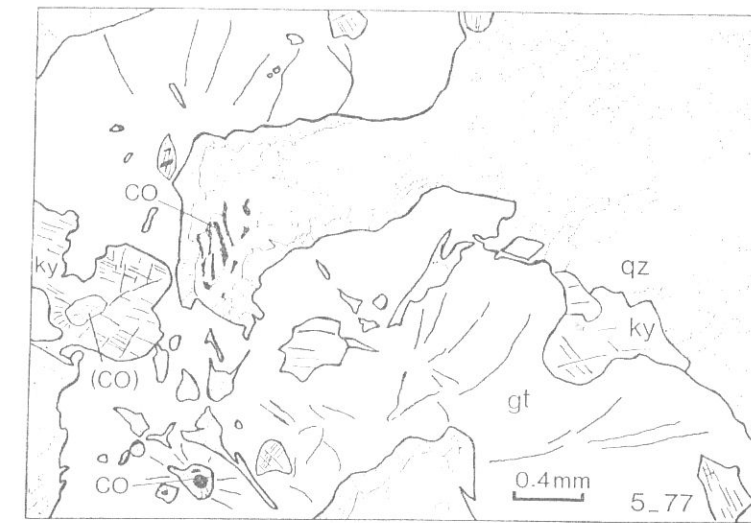


Fig IV.1

Photo IV.1 : Coesite en inclusion dans pyrope.

Ech. 6-02, Rocca Dritta.

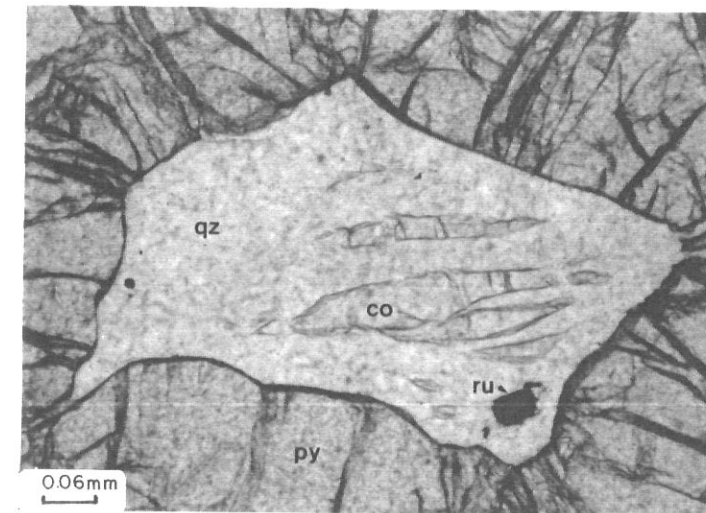
Lame mince, LN.

co : coesite, à relief plus élevé que le quartz.

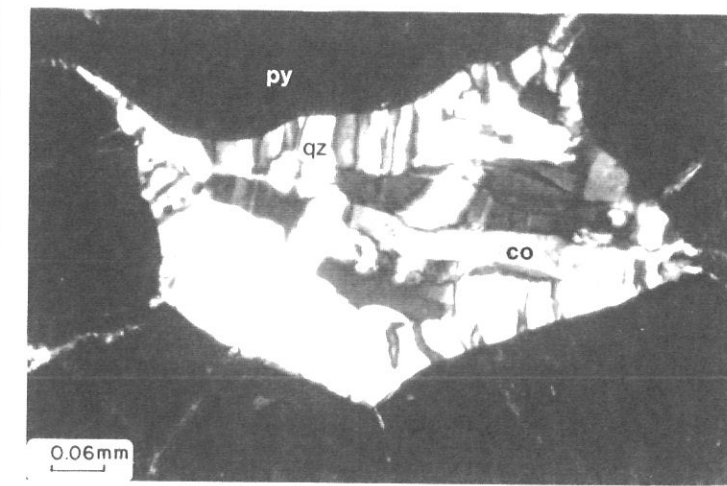
qz : quartz.

ru : rutile.

py : pyrope à fractures radiales autour de l'inclusion de coesite.



IV.1



IV.2

Photo IV.2 : Coesite dans pyrope.

Ech. 6-02, Rocca Dritta.

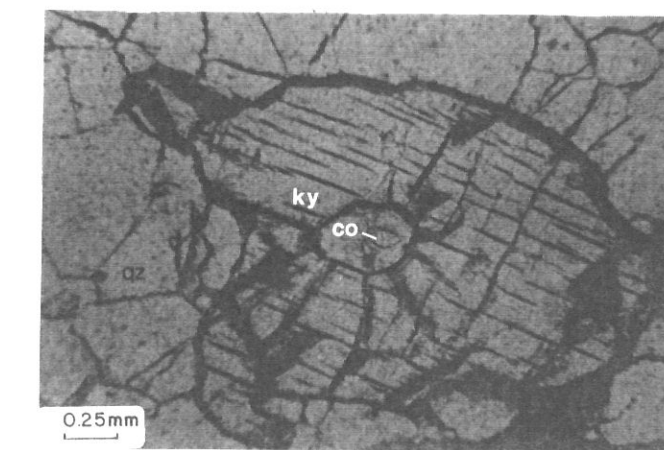
Lame mince, LP.

co : coesite.

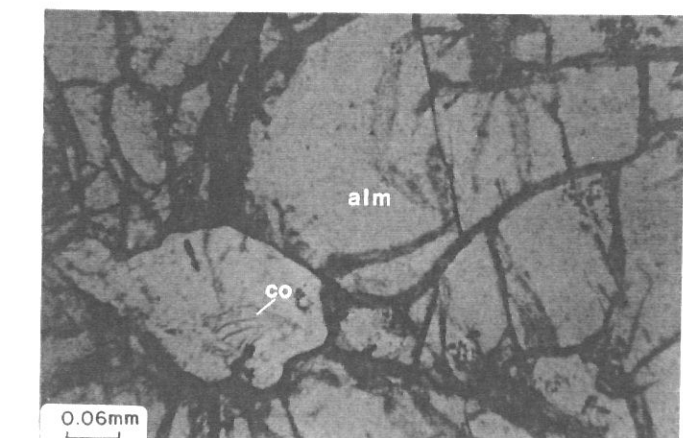
qz : quartz à structure radiale rétrotransformant la coesite.

ru : rutile.

py : pyrope.



IV.3



IV.4

Photo IV.3 : Coesite (co) dans disthène (ky) d'un niveau à jadéite associé au quartzite à pyrope.

Ech. 5-41b, r. d. val Gilba.

Lame mince, LN.

Photo IV.4 : Coesite (co) dans grenat d'un schiste à almandin (alm) - disthène de la formation variée d'Isasca.

Ech. 4-12Mo, val Gambaasca.

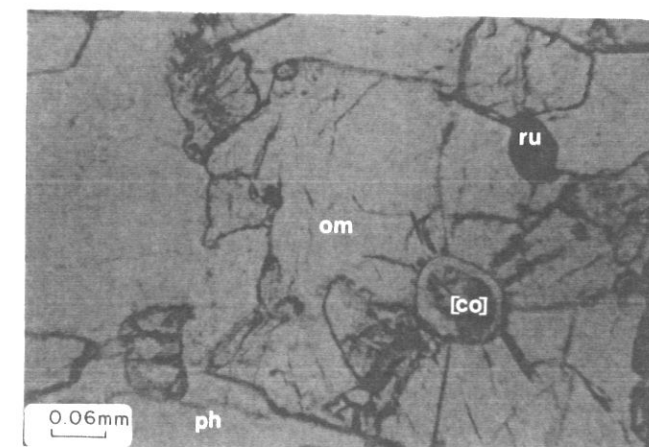
Lame mince, LN.

Photo IV.5 : Pseudomorphose de coesite (co) en inclusion dans une omphacite (om) d'éclogite.

Ech. 4-10, Piano Ruota, val Pô.

Lame mince, LN.

ru : rutile, ph : phengite.



IV.5

Photo IV.6 : Micas blancs primaires et secondaires dans une éclogite à disthène de l'unité I.

Ech. 9-36b, Rocca Ussa, r. d. bas val Gilba.

Lame mince, LP.

om : omphacite, gt : grenat, phI : phengite primaire (éclogitique), paII : paragonite secondaire, zo : zoïsite.

Photo IV.7 : Margarite secondaire (ma) sur disthène (ky) dans une éclogite de l'unité I.

Ech. 6-49, Via Marmorea, 500 m à L'ENE de Brossasco.

om : omphacite, gt : grenat, phI : phengite éclogitique.

Photo IV.8 : Amphibole poecilitique dans une éclogite de l'unité I.

Ech. 7-219, chemin Meira Chiot - Bruna, 1 km au NW de Pratoluogo, r. d. val d'Isasca.

Lame mince, LP.

am : amphibole incolore rétro-morphique précoce incluant omphacite (px) et grenat (gt) de l'association éclogitique.

Photo IV.9 : Association à talc - phengite - disthène dans une pélite magnésienne de l'unité II.

Ech. 8-148, S.B. Agnelli, val Pô.

Lame mince, LP.

tc : talc, ph : phengite, ky : disthène, chl : chlorite, qz : quartz.

Photo IV.10 : Glaucophane (gl) - paragonite (pa) en association rétro-morphique sur grenat (gt) + jadéite (jd).

Niveau à jadéite associé au quartzite à pyrope, unité I.

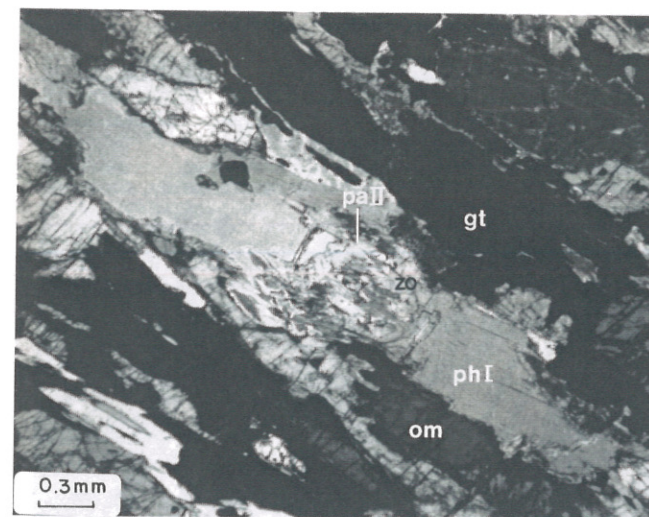
Lame mince, LP.

Photo IV.11 : Staurotide (hercynienne ?) relique dans un schiste polymétamorphique de l'unité de Dronero-Sampeyre.

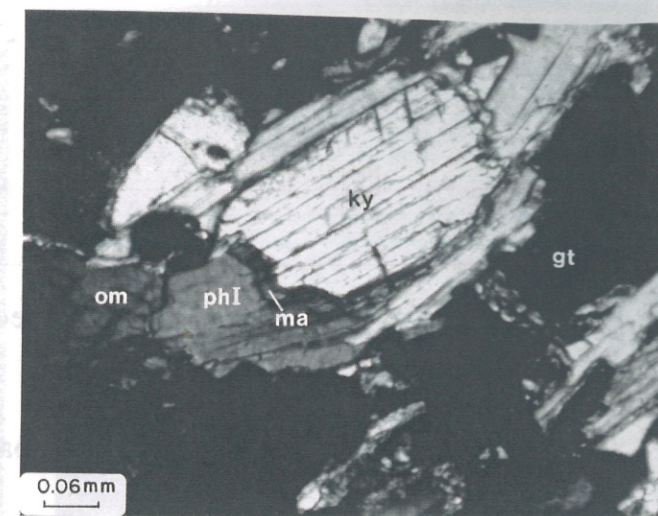
Ech. 6-83, haut Valmala.

Lame mince, LP.

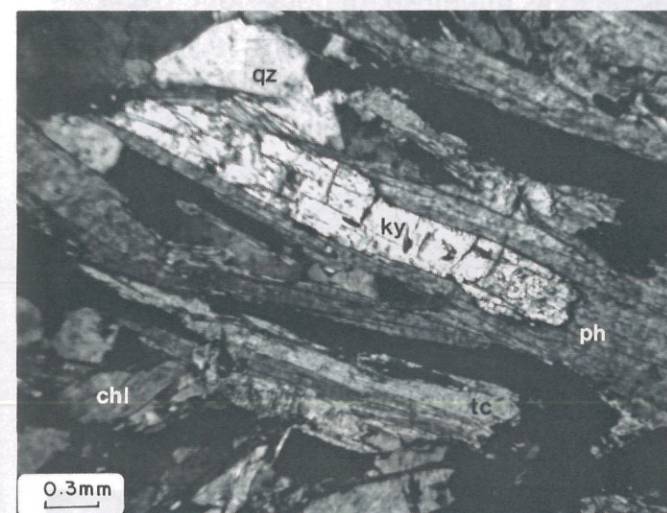
st : staurotide, rétro-morphosée une association à chloritoïde (ctd) - paragonite (pa).
gt : grenat, ru : rutile.



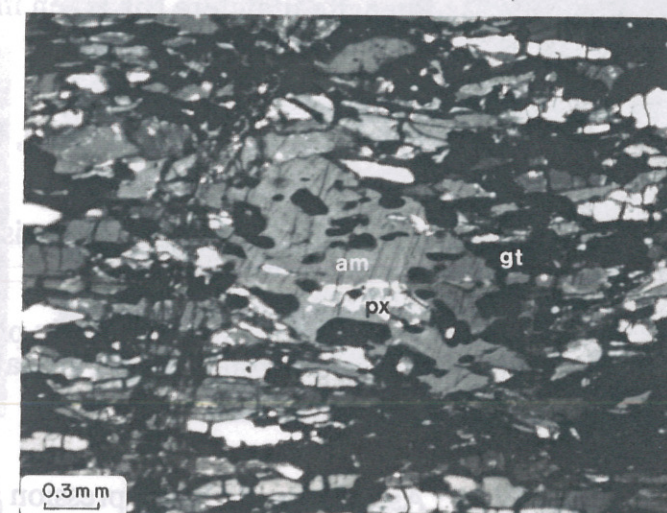
IV.6



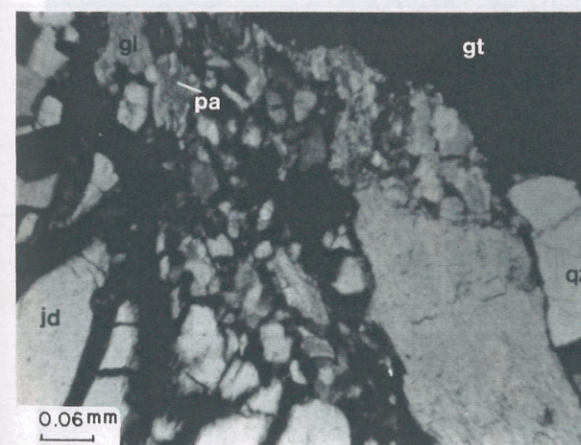
IV.7



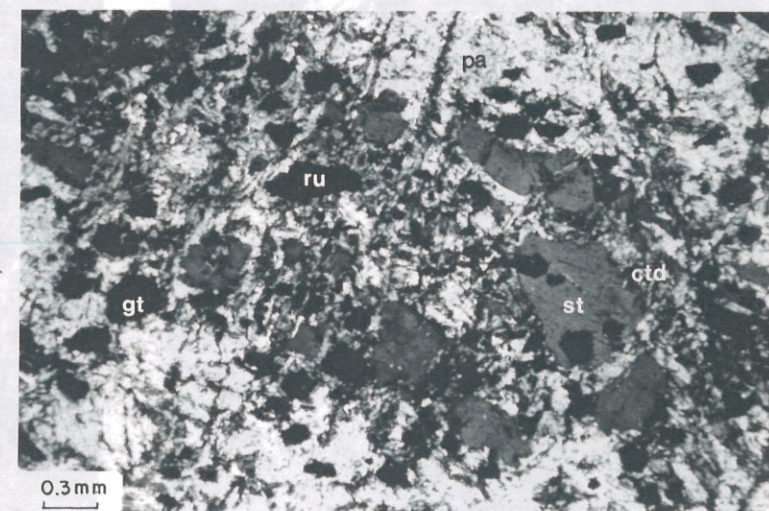
IV.9



IV.8



IV.10



IV.11

Photo IV.12 : Phengites primaire (phI) et secondaire (phII) dans le gneiss oillé de Brossasco.

Ech. 7-105, pont de Brossasco.

Lame mince, LP.

biII : biotite secondaire, qz : quartz, ap : apatite.

Sf : foliation.

Photo IV.13 : Phengite titanifère (phTi) en inclusion dans un feldspath potassique (fK) du gneiss oillé de Brossasco.

Ech. 7-105, pont de Brossasco.

Lame mince, LP.

c : zone coronitique à grenat, biotite, albite, feldspath potassique.

Photo IV.14 : Paragenèse classique des gneiss fins de Parigi.

Ech. 6-36b, r. d. bas val Gilba.

Lame mince, LP.

fK : feldspath potassique, ab : albite, phI : phengite primaire (HP), phII : phengite secondaire, associée à biotite (bi), gt : grenat, ép : épidote.

Sf : foliation.

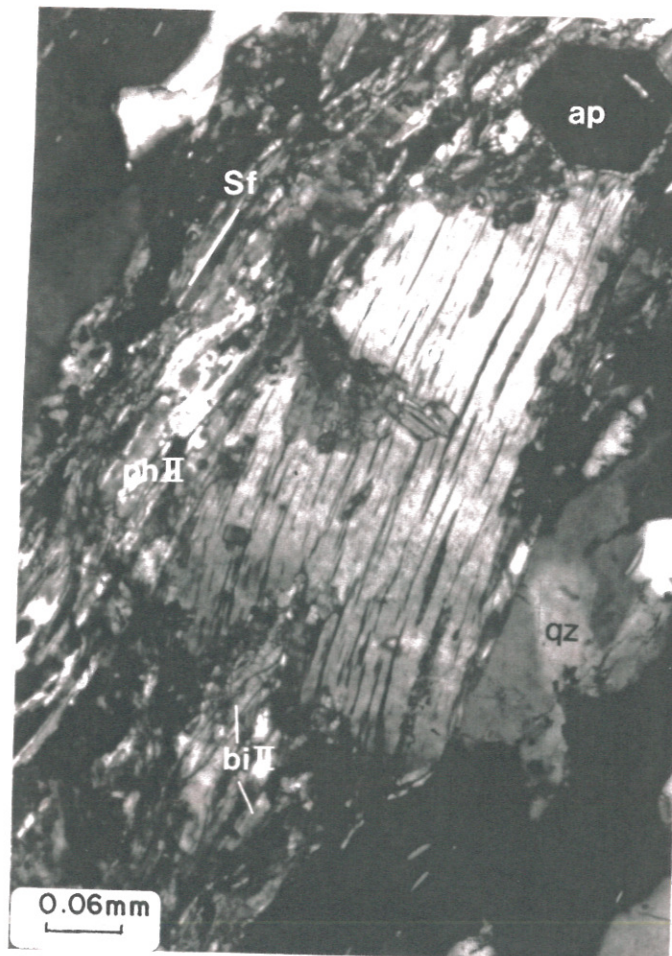
Photo IV.15 : Association de haute pression à grenat calcique dans les gneiss fins de Parigi.

Ech. 4-23, Cresta Ramassa, val Pô.

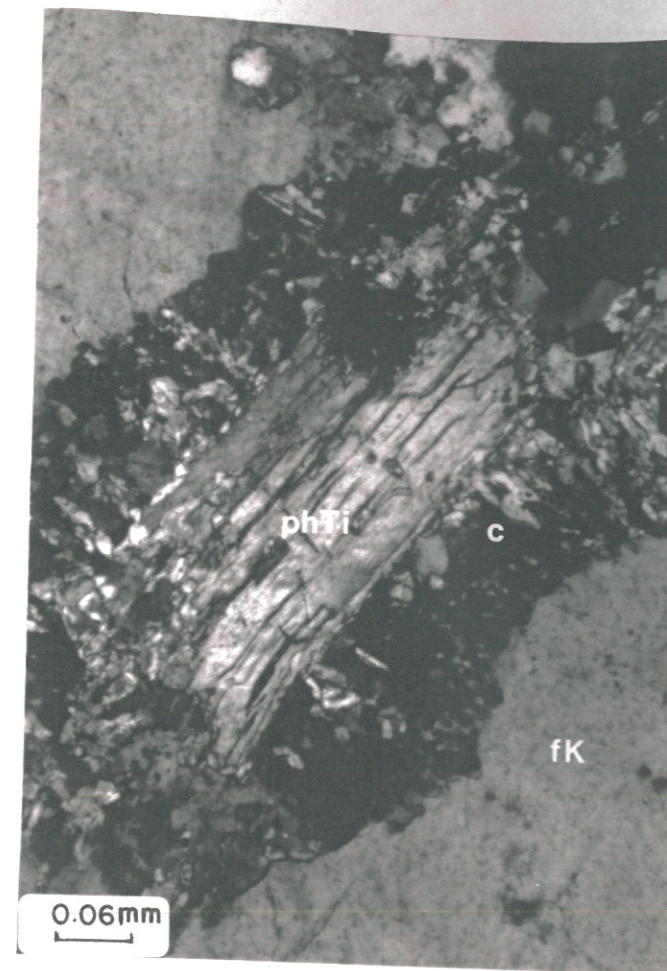
Lame mince, LP.

gtI : grenat grossulaire relique (HP), inclus dans une clinozoïsite (czo).

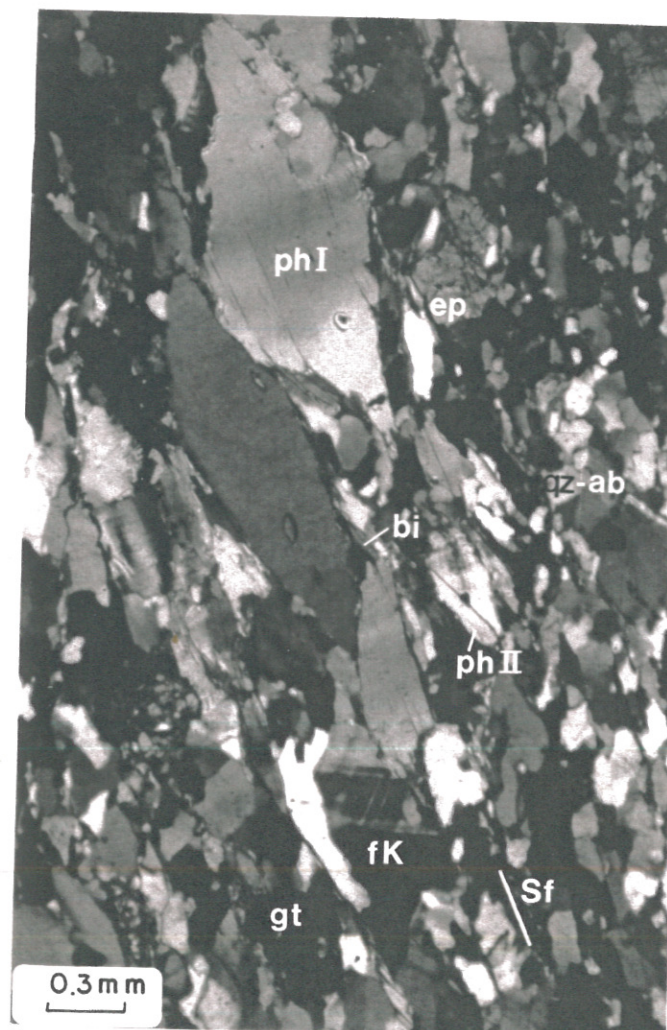
gtII : grenat almandin-grossulaire de la paragenèse rétro-morphique, ph : phengite, bi : biotite, qz-ab : matrice quartzo-albitique.



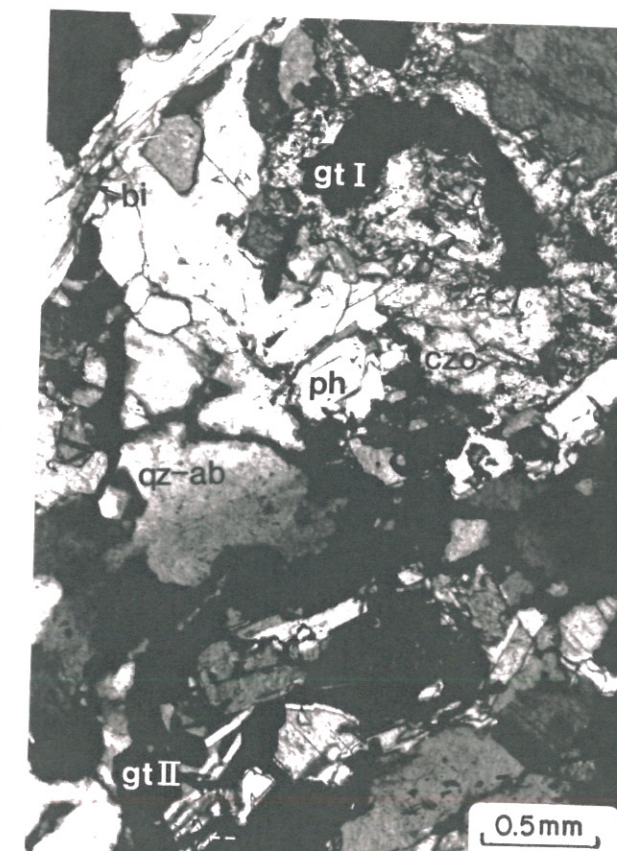
IV.12



IV.13



IV.14



IV.15

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADDITIF AUX REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BONHOMME M.G., SALIOT P. & PINAULT Y. (1980) : Interpretation of Potassium-Argon isotopic data related to metamorphic events in South-Western Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 60, 81-98.
- BUTLER R.W.H. (1986) : Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas. *Journ. Geol. Soc.*, London, 143, 857-873.
- CRITTENDEN M.D., CONEY P.J. & DAVIS G.H., eds (1980) : Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera. *Mem. geol. Soc. Am.*, 153.
- LISTER G.S. & DAVIS G.A. (1989) : The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journ. Struct. Geol.*, 11, 65-94.
- MARTINOTTI ET HUNZIKER (1984) : The austroalpine system in the Western Alps : a review. *Mem. Soc. Geol. It.*, 29, 233-250. (cité, p. 235, avec la date erronée de 1985).
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) : The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 45, 153-171.
- TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL S., GUELLEC S., MENARD G., THOUVENOT F. & VIALON P. (1990) : Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). *Mém. S. G. F.*, 156, sous presse.

- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - 1e ed. (1930) : 1/100 000 . Feuille Dronero-Argentiera, 78-79.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - 2e ed. (1971) : 1/100 000 . Feuille Dronero-Argentiera, 78-79.
- CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE . (1980) : 1/250 000e. Feuilles Gap et Annecy, Ed. BRGM.
- ARGAND E. (1911) : Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales et les territoires environnants. *Essai de carte struct.* 1/500 000. *Matér. Carte Géol. Suisse*, 27, p.
- ARGAND E. (1934) : La zone pennique. *Guide Géol. Suisse. Wepf.* Bâle, 3, 149-189.
- BALLEVRE M. (1988) : Collision continentale et chemins P-T dans les Alpes occidentales: l'unité pennique du Grand-Paradis et son encaissant océanique. *Thèse de Doctorat, Univ. Rennes*, 258p.
- BALLEVRE M., PINARDON J.L., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P. (1989) : Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Britanny, France). *J. Petrol.*, 30, 1321-1349.
- BAYER R. et al. (23 auteurs) (1987) : Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS - CROP). *C. R. Ac. Sci. Paris*, 305-2, 1461-1470
- BAYER R., CAROZZO M.T., LANZA R., MILETTO M. & REY D. (1989) : Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflexic profile through the western Alps. *Tectonophysics*, 162, 203-218.
- BEARTH P. (1952) : *Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, NF 132, 130p.
- BEARTH P. (1962) : Versuch einer Gliederung alpin metamorpher Serien des Westalpen. *Schweiz. Miner. Petro. Mitt.*, 42, 127-138.
- BELL T.H. & CUFF C. (1989) : Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *J. Metam. Geol.*, 7, 425-447.
- BERMAN R.G. (1990) : Mixing properties of Ca-Fe-Mg-Mn garnets. *Amer. Miner.*, 75, 328-344.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. & JEGOUZO P. (1979) : Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BERTRAND J.M. (1965) : Données nouvelles sur la géologie de la partie française du Massif du Grand Paradis (Haute Maurienne). *C. R. Ac. Sci. Paris*, 260, 6405-6408.
- BERTRAND J.M. (1968) : Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géol. Alpine*, 44, 55-87.

- BIINO G. & COMPAGNONI R. (1990) : Very high pressure eclogitic re-equilibration in the Brossasco meta-granite, Dora Maira massif, western Alps. Submitted to Eur. J. Miner.
- BLOCH J.P. (1965) : Le Permien du domaine Briançonnais ligure, etc. Atti Symp. sul Verrucano, Pise, 99-115.
- BOCQUET J. (1974) : Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble, 489p.
- BOGDANOFF S. (1980) : Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris-Sud Orsay, 316 p.
- BORDET P. & BORDET C. (1960-63) : Belledonne, Grandes-Rousses, Mont Blanc, Aiguilles Rouges; quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Mém. hors série Soc. Géol. France, 2, 309-316.
- BORGHI A., CADOPPI P., PORRO A. & SACCHI R. (1985) : Metamorphism in the north part of the Dora-Maira massif (Cottian Alps). Bull. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, 3, 369-380.
- BORGHI A., CADOPPI P., PORRO A., SACCHI R. & SANDRONE R. (1984) : Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie). Bull. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, 2, 503-530.
- BORTOLAMI G. & DAL PIAZ G.V. (1970) : Il substrato cristallino dell' Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) e alcune considerazioni sull' evoluzione paleogeografica e strutturale della eugeosinclinale piemontese. Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. e Mus. Civ. Storia nat. Milano, 18, 125-169.
- BOYER S.E. (1984) : Origin and significance of compositional layering in late Precambrian sediments, Blue Ridge Province, North Carolina, USA. J. Struct. Geol., 6, 121-133.
- BURG J.P. & LAURENT P. (1984) : Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics, 47, 1-42.
- CALLEGARI E., SACCHI R., BOVO S. & TORASSA G. (1980) : Osservazioni strutturali sul versante italiano del massiccio di Ambin (Alpi Graie). Boll. Soc. Geol. It., 99, 395-404.
- CARON J.M. (1977) : Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse. Sci. Géol., Mém., 48, 326 p.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. & SACCHI R. (1970) : Serie di Valpelline e II Zona Diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente della Zona Ivrea-Verbano. Mem. Soc. Geol. It., 9, 197-224.
- CARRERAS J., JULIVERT M. & SANTANACH P. (1980) : Hercynian mylonite belts in eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. Journ. Struct. Geol., 2, 5-9.

- CHAO E.T.C., SHOEMAKER E.M. & MADSEN B.M. (1960) : First natural occurrence of Coesite. Science, 132, 220-222.
- CHATTERJEE N.D., JOHANNES W. & LEISTNER H. (1984) : The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological applications. Contrib. Mineral. Petrol., 88, 1-13.
- CHESSEX R., DELALOYE M., LAURENT R., BERTRAND J. & VUAGNAT M. (1964) : Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. N. Jb. Miner. Abh., 114, 181-245.
- CHOPIN C. (1979) : De la Vanoise au massif du Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris VI, 145p.
- CHOPIN C. (1981) : Talkführende Hochdruckparagenesen aus den Westalpen. Fortsch. Miner., 59, 30-31.
- CHOPIN C. (1984) : Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 107-118.
- CHOPIN C. (1985) : Les relations de phase dans les métagéolites de haute pression. Approche expérimentale et naturaliste, conséquences géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 80p.
- CHOPIN C. (1986) : Phase relationships of ellenbergerite, a new high-pressure Mg-Al-Ti-silicate in pyrope-coesite-quartzite from the Western Alps. Geol. Soc. Amer. Mem., 164, 31-42.
- CHOPIN C. (1987) : Very high pressure metamorphism in the Western Alps: implications for subduction of continental crust. Phil. Trans. R. Soc. London, A321, 183-197.
- CHOPIN C., HENRY C. & MICHARD A. (1989) : Geological setting of a coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. 28th Int. Geol. Congress, Washington D.C., USA, Abstracts.
- CHOPIN C. & MONIE P. (1984) : A unique Mg-chloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and ³⁹Ar-⁴⁰Ar radiometric study. Contrib. Mineral. Petrol., 87, 388-398.
- CHOPIN C. & SCHREYER W. (1983) : Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Amer. J. Sci., 283-A, 72-96.
- CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O. & VUICHARD J.P. (1986) : Deformation and notion in the western alpine arc. Tectonics, 5, 2, 215-226.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & LOMBARDO B. (1974) : Eterogeneità stratigrafica del complesso degli gneiss minuti del massiccio cristallino del Gran Paradiso. Mem. Soc. Geol. It., 13, 227-239.

- COMPAGNONI R. & LOMBARDO B. (1974) : The alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 30, 233-237.
- COWARD M. & DIETRICH D. (1989) : Alpine tectonics - an overview. In "Alpine tectonics". Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. eds. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 45, 1-29.
- CREVOLA G. (1987) : Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfert de matière : principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du sud de la France. *Geodin. Acta*, 1, 207-221.
- DAL PIAZ G.V. (1966) : Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 85, 103-132.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972) : La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi occidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 433-460.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985) : Review of radiometric dating in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 40, 125-137.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986) : Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164, 249-264.
- DAVY P. & GILLET P. (1986) : The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5, 913-929.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1957) : Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita. *C.R. som. Soc. Géol. France*, , 38-40.
- DERCOURT J. et al. (1985) : Présentation de neuf cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Afrique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, 1, 637-653.
- DETRAZ G. (1984) : Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pecllet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3ème Cycle, Univ. Grenoble, 163p.
- DROOP G.T.R., LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1990) : Formation and distribution of eclogite facies rocks in the Alps. in "Eclogite facies rocks". Ed. by D.A. Carswell. Blackie. Glasgow, , 225-259.
- ELLENBERGER F. (1958) : Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. expl. Carte Géol. dét. France*, , 560p.
- ELLENBERGER F. (1960-63) : La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. Livre à la mémoire du Pr. Fallot. *Mém. hors série Soc. Géol. France*, 2, 383-393.

- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1977) : An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- ELTER G. (1971) : Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). *Géol. Alpine*, 47, 147-169.
- ENAMI M. & ZANG Q. (1990) : Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from Shandong Province, east China. *Amer. Miner.*, 75, 381-386.
- ENGLAND P.C. & THOMPSON A.B. (1984) : Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25, 894-928.
- EVANS B.W. & PATRICK B.E. (1987) : Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward peninsula, Alaska. *Can. Miner.*, 25, 141-158.
- FABRE J. (1958) : Contribution à l'étude de la Zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. (1978) : Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- FLINN D. (1965) : On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- FRANCHI S. (1898) : Sulla geologia di alcuni punti delle Alpi Maritimi e Cozie. Osservazioni a proposito di una nota del Prof. A. Portis. *Boll. Soc. Geol. It.*, 17, 261-271.
- FRANCHI S. (1900) : Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 31.
- FRANZ G., HINRISCHEN T. & WANNEMACHER E. (1977) : Determination of the miscibility gap on the solid solutions series paragonite-margarite by means of infrared spectroscopy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 307-316.
- FRANZ G. & SPEAR F.S. (1985) : Aluminous titanite (sphen) from the eclogite zone, south-central Tauern Window, Austria. *Chem. Geol.*, 50, 33-46.
- FREY M., HUNZIKER J.C., O'NEIL J.R. & SCHWANDER H.W. (1976) : Equilibrium-desequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps: Petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 147-179.
- GANGULY J. (1972) : Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *J. Petrol.*, 13, 335-365.

- GAY M. (1970) : Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés. Evolution paléogéographique antéalpine. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 3, 5-81.
- GILLET P. & GOFFE B. (1988) : On the significance of aragonite occurrences in the western Alps. Contrib. Miner. Petrol., 99, 70-81.
- GILLET P., INGRIN J. & CHOPIN C. (1984) : Coesite in subducted continental crust: P-T history deduced from an elastic model. Earth Planet. Sci. Lett., 70, 426-436.
- GOFFE B. & CHOPIN C. (1986) : High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66, 41-52.
- GROS Y. (1974) : Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Thèse 3ème Cycle, Univ. Grenoble, 123 p.
- GUIDOTTI C.V. (1984) : Micas in metamorphic rocks. In "Micas". Bayley S.W. ed. Reviews in mineralogy, Miner. Soc. Amer., 13, 357-467.
- GUIRAUD M., HOLLAND T. & POWELL R. (1990) : Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Methods, results and geological applications. Contrib. Miner. Petrol., 104, 58-98.
- HODGES K.V. & SPEAR F.S. (1982) : Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. Amer. Miner., 67, 1118-1134.
- HIGGINS M.W. (1971) : Cataclastic rocks. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 687, 1-97
- HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) : An outline of structural geology. Wiley Ed. Intern., 571 p.
- HOLLAND T.J.B. (1979) : Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with applications to eclogites and blueschists. Contrib. Miner. Petrol., 68, 293-301.
- HOLLAND T.J.B. (1988) : Preliminary phase relations involving glaucophane and applications to high pressure petrology: new heat capacity and thermodynamic data. Contrib. Miner. Petrol., 99, 134-142.
- HOLLAND T.J.B. & RICHARDSON S.W. (1979) : Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. Contrib. Miner. Petrol., 74, 143-148.
- HOUFFLAIN B. & CABY R. (1987) : Rétrocharriages précoces en climat schiste bleu à lawsonite-grenat: la bande d'Acceglio-Longet (Alpes Cottiennes). C. R. Ac. Sci. Paris, 304-2, 199-204.
- HSU C. (1968) : Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. J. Petrol., 9, 40-83.

- HUNZIKER J.C. (1970) : Polymetamorphism in the Monte Rosa, western Alps. Eclog. Geol. Helv., 63, 151-161.
- HUNZIKER J.C. (1974) : Rb-Sr and K-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 31, 1-55.
- HURFORD A.J. & HUNZIKER J.C. (1989) : A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 319-329.
- KULKE H.G. (1976) : Die salinare Trias des Atlas-Systems (Nordwest Afrika). Faziesverteilung, Tektonik, Morphologie, Petrographie, Mineralogie und Geochemie. Habilitation Thesis, Univ. Bochum.
- LAGABRIELLE Y. (1987) : Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Uyas, Piemont). Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Brest, 319p.
- LAUBSCHER H. (1975) : Plate boundaries and microplates in alpine history. Amer. J. Sci., 275, 865-876.
- LAURENT P. & ETCHECOPAR A. (1976) : Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales). Bull. Soc. Géol. France, 18-6, 1387-1393.
- 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 bleus à jadéite. Sci. Géol. Bull., 29, 183-222.
- LE FORT P. (1971) : Géologie du Haut Dauphiné (Alpes françaises). Thèse d'Etat, Univ. Nancy, 295 p.
- LEMOINE M. (1978) : Geological atlas of Alpine Europe and adjoining alpine areas. Elsevier ed. Amsterdam.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., RUDKIEWICZ J.L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P. (1986) : The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. Marine Petrol. Geol., 3, 179-199.
- LE PICHON X., BERGERAT F. & ROULET M.J. (1988) : Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. Geol. Soc. Amer. Sp. Pap., 218, 111-131.
- LIEWIG N., CARON J.M. & CLAUER N. (1981) : Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. Tectonophysics, 78, 273-290.
- LISTER G.S. & SNOKE A.W. (1984) : S-C mylonites. J. Struct. Geol., 6, 617-638.
- LISTER G.S. & WILLIAMS P.F. (1983) : The partitioning of deformation in flowing rock masses, Tectonophysics, 92, 1-33.

- LORENZ C. (1979) : L'oligo-miocène ligure : un exemple de transgression. Bull. Soc. Geol. France, 7-21, 357-378.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.B. & LANZA R. (1978) : Osservazioni preliminari sulle ofiolite metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 34, 253-305.
- MACAUDIERE J., BROWN W.L. & OHNENSTETTER D. (1985) : Microcrystalline textures resulting from rapid crystallisation in a pseudotachylite melt in a meta-anorthosite. Contrib. Miner. Petrol., 89, 39-51.
- MARTHALER M. (1984) : Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). Eclog. Geol. Helv., 77, 395-448.
- MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E. & RAMPNOUX J.P. (1986) : Mise en évidence du crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. C. R. Ac. Sci. Paris, 302-2, 91-96.
- MASSONNE H.J. & SCHREYER W. (1987) : Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212-224.
- MASSONNE H.J. & SCHREYER W. (1989) : Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. Eur. J. Mineral., 1, 391-410.
- MAWHIN B., JEANNETTE D. & TRICART P. (1983) : Relations entre structures longitudinales et transverse au coeur de l'arc alpin occidental : l'exemple de Val Germanesca (Massif cristallin de Dora Maira). C. R. Ac. Sci. Paris, 297, 749-752.
- MCKIE D. (1959) : Yoderite, a new hydrous magnesium iron aluminosilicate from Mautia Hill, Tanganyika. Miner. Mag., 32, 282-307.
- MICHARD A. (1965) : Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes ? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements crétacés. C. R. Ac. Sci Paris, 260, 4012-4015.
- MICHARD A. (1967) : Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. Ed. C.N.R.S., , 447p.
- MICHARD A. (1989) : L'inversion tectonique. Coll. Géol. Maroc., Strasbourg, résumé.
- MICHARD A. & HENRY C. (1988) : Les nappes briaçonnaises en Haute-Ubaye (Alpes franco-italiennes); contribution à la reconstitution paléogéographique du Briançonnais au Mésozoïque. Bull. Soc. Géol. France, 4-4, 693-701.
- MICHARD A. & VIALON P. (1965) : Permo-Trias, Permien s.l. et Permo-Carbonifère métamorphisé des Alpes cottiennes internes, etc. Atti Symp. sul Verrucano, Pise, 116-135.

- MIDDLEMOST E.A.K. (1988) : Magmas and magmatic rocks. Longman Sci. & Techn. Ed., Burnt Mill. GB. 2ème éd., 266p.
- MOINE B., GAVOILLE B. & THIEBAUT J. (1979) : Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du talc et des chlorites de Trimouns (Luzenac, Pyrénées, France). 7ème RAST, Lyon.
- MOINE B., SAUVAN P. & JAROUSSE J. (1981) : Geochemistry of evaporite-bearing series: a tentative guide for the identification of metaevaporites. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 401-412.
- MONIE P. (1984) : Etude par la méthode $^{30}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ de la distribution de l'argon dans les minéraux des socles alpins repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. Thèse de 3ème Cycle, Univ. Montpellier, 206p.
- MONIE P. & CHOPIN C. (1990) : $^{30}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ dating in a coesite-bearing and related units, Dora Maira massif, western Alps. Submitted.
- MONIE P. & PHILIPPOT P. (1989) : Mise en évidence de l'âge éocène moyen du métamorphisme de haute pression dans la nappe ophiolitique du Monviso (Alpes Occidentales) par la méthode $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$. C. R. Ac. Sci. Paris, 309, 245-251.
- MOREAU P. (1981) : Le massif du Rabenwald (Autriche) et ses minéralisations (talc, chlorite, disthène, leucophyllite). Thèse, Univ. Franche-Comté, 327p.
- NICOLAS A. (1966) : Etude pétrochimique des roches vertes et de leur minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis: tectonique et métamorphisme. Thèse, Univ. Nantes, 299p.
- NOVARESE V. (1898) : Giacimenti di grafite nelle Alpi Cozie. Boll. R. Comm. Geol. Ital., 29, 4-36.
- OBERHÄNSLI R. (1977) : Natriumamphibol-führende metamorphe, basische Gesteine aus den Bündnerschiefern Graubündens. Ph. D. Thesis, ETH-Z Nr 5982, Zürich.
- OBERHÄNSLI R. (1982) : The P-T history of some pillow-lavas from Zermatt. Ofioliti, 2/3, 431-436.
- OBERHÄNSLI R. (1986) : Blue amphiboles in metamorphosed Mesozoic mafic rocks from the central Alps. In "Blueschists and eclogites". Evans B.W. & Brown E.H. eds., Geol. Soc. Amer. Mem., 164, 239-247.
- OBERHÄNSLI R., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G. & STERN W.B. (1985) : Geochemistry, geochronology and petrology of Monte-Mucrone: an example of eoalpine eclogitisation of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, western Alps. Chem. Geol., 52, 165-184.
- OKAY A.I., SHUTONG X. & SENGOR A.M.C. (1989) : Coesite from the Dabie Shan eclogites, Central China. Eur. J. Mineral., 1, 595-598.

- PAQUETTE J.L., CHOPIN C. & PEUCAT J.J. (1989) : U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps. *Contrib. Miner. Petrol.*, 101, 280-289.
- PHILIPPOT P. (1988) : Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée: le Monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. *Doc. et trav. du Centre Géol. Géophys. de Montpellier*, 19, 269p.
- PHILIPPOT P. & KIENAST J.R. (1989) : Chemical-microstructural changes in eclogite-facies shear zones (Monviso, Western Alps, north Italy) as indicators of strain history and the mechanism and scale of mass transfer. *Lithos*, 23, 179-200.
- PINARDON J.L. (1990) : La staurotide dans les métapélites de haute pression. Relations de phases et approche thermodynamique. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 153p.
- PLATT J.P. (1986) : Dynamic and orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 1037-1053.
- PLATT J.P. & VISSERS R. (1980) : Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- POGNANTE U. (1984) : Eclogitic versus blueschist metamorphism in the internal western Alps along the Susa valley transverse. *Sci. Géol. Bull.*, 37, 29-36.
- POGNANTE U. & SANDRONE R. (1989) : Eclogites in the Northern Dora Maira nappe (Western Alps, Italy). *Min. Petrol.*, 40, 57-71.
- POUCHOU J.L. & PICOIR F. (1984) : Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayons X. Partie 1: application à l'analyse d'échantillons homogènes. *Rech. Aérosp.*, 1984-3, 167-192.
- POWELL R. & HOLLAND T. (1990) : Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Amer. Miner.*, 75, 367-380.
- RAO B.B. & JOHANNES W. (1979) : Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages. *N. Jb. Miner. Mh.*, H10, 437-447.
- RATSCHBACHER L. (1986) : Kinematics of austro-alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. *Tectonophysics*, 125, 335-356.
- REINHARDT J. (1987) : Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia: metamorphosed magnesian pelites. *Journ. Metam. Geol.*, 5, 451-472.
- ROECKER S.W. (1982) : Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.*, 87, B2, 945-959.
- RUBIE D.C. (1984) : A thermal-tectonic model for H-P metamorphism and deformation in the Sezia-Lanzo zone, western Alps. *J. Geol.*, 92, 21-36.

- SANDRONE R., CORDOLA M., FONTAN D. & SACCHI R. (1986) : Pre-Variscan granitoids in the Dora Maira Massif (Cottian Alps). *Atti Accad. Sci. Torino*, 120, 179-189.
- SANDRONE R., SACCHI R., CORDOLA M., FONTAN D. & VILLA I.M. (1988) : Metadiorites in the Dora Maira polymetamorphic basement (Cottian Alps). *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 43, 593-608.
- SCAILLET S., FERAUD G., LAGABRIELLE Y., BALLEVRE M. & RUFFET G. (1990) : ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser-probe dating from the Dora Maira nappe of the western Alps, Italy. *Geology*, in press.
- SCHERTL H.P. (1987) : Mineralogische und petrographische Untersuchungen an den Pyrop-Quarziten von Parigi, Dora Maira Massiv, Westalpen. Diplomarbeit im Fach Mineralogie. Kernfach Petrologie, Univ. Bochum, 101p.
- SCHLIESTEDT M. (1986) : Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *J. Petrol.*, 27, 1437-1459.
- SCHONEVELD C. (1977) : A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39, 453-471.
- SCHREYER W. (1977) : Whiteschists: their compositions and pressure-temperature regimes based on experimental, field, and petrographic evidence. *Tectonophysics*, 43, 127-144.
- SCHREYER W. (1985) : Metamorphism of crustal rocks and mantle depths: high-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. *Fortschr. Mineral.*, 63, 227-261.
- SCHREYER W. (1988) : Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. *Miner. Mag.*, 52, 1-26.
- SCHREYER W., MASSONNE H.J. & CHOPIN C. (1987) : Continental crust subducted to depths near 100 km: implications for magma and fluid genesis in collision zones. *Magmatic processes: physicochemical principles*. The Geochemical Society. Spec. Publ., 1, 155p.
- SELVERSTONE J. (1985) : Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplifting in the SW Tauern window, eastern Alps. *Tectonics*, 4, 687-704.
- SHACKLETON R.H. & RIES A.C. (1984) : The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol.*, 6, 111-117.
- SIMPSON C. & SCHMID S.M. (1983) : An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1281-1288.
- SMITH D.C. (1977) : Aluminium-bearing sphene in eclogites from Sunnmore (Norway). *Geolognytt*, 10, 32-33.

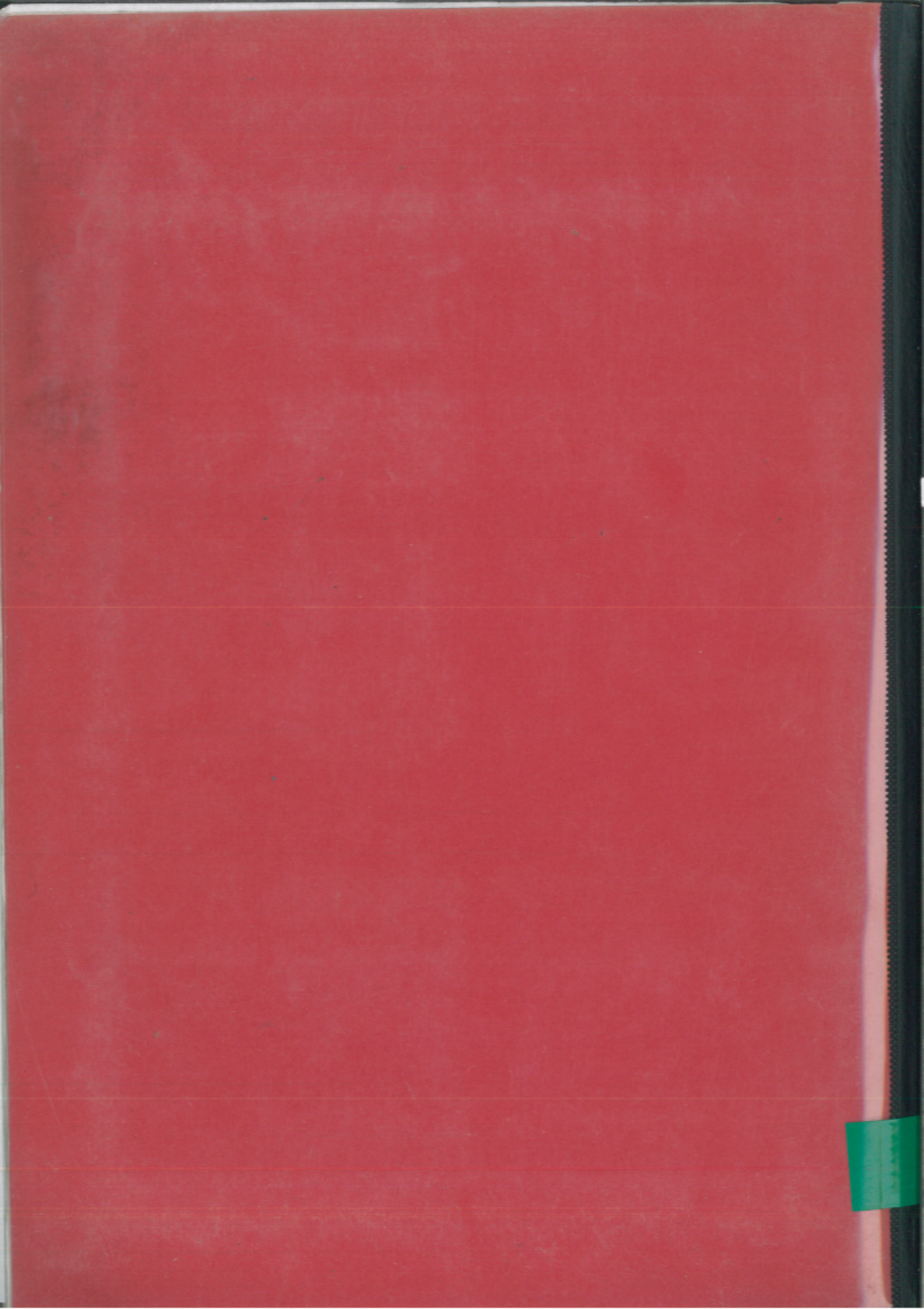
- SMITH D.C. (1981) : The pressure and temperature dependence of Al-solubility in sphene in the system Ti-Al-Ca-Si-O-F. *Prog. Exp. Petrol.*, D 18, 193-197.
- SMITH D.C. (1984) : Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implication for geodynamics. *Nature*, 310, 641-644.
- SMITH D.C. & LAPPIN M.A. (1982) : Aluminium- and fluorine-rich sphene and clino-amphibole in the Liset eclogite pod, Norway. *Terra Cognita*, 2, 317-abstract.
- SMITH D.C. & LAPPIN M.A. (1989) : Coesite in the Straumen kyanite-eclogite pod, Norway. *Terra Nova*, 1, 47-56.
- SMITH D. & ZIENTEK M. (1979) : Mineral chemistry and zoning in eclogite inclusions from Colorado Plateau diatremes. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69, 119-131.
- SMYTH J.R. & HATTON C.J. (1977) : A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts Victor kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 284-290.
- SOBOLEV N.V. (1976) : Coesite, garnet and omphacite inclusions in Yacut diamonds - first finding of coesite paragenesis. *Dokl. Akad. Nauk SSSR (Miner. Abstr.* 78-818), 230, 1442-1444.
- SPRY A. (1963) : Origin and significance of snowball structure in garnet. *J. Petrol.*, 4, 211-222.
- STELLA A. (1895) : Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpi Cozie). *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 26, 283-313.
- STELLA A. (1896) : Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Pò (Alpi Cozie) nel 1895. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 27, 268-296.
- TERRY R.D. & CHILINGARIAN G.V. (1955) : Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. Shetsov. *J. Sed. Petrol.*, 25, 229-234.
- TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERTL H.P. (1989) : Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1391-1400.
- TRAEUGUS S.H. (1983) : A theory of finite strain variation through contrasting layers and its bearing on cleavage refraction. *J. Struct. Geol.*, 5, 351-368.
- TRICART P. & LEMOINE M. (1986) : From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the western Alps. *Tectonics*, 5, 95-118.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963) : Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw Hill Ed. New York, NY, 545p.
- VAN DER MOLEN I. & VAN ROERMUND H.L.M. (1986) : The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusion during uplift. *Lithos*, 19, 317-324.

- VERJAT J.L. (1980) : Etude pétrographique et structurale des terrains cristallins du sud-est de Belledonne à l'ouest du col du Glandon, Alpes françaises. Thèse 3ème Cycle, Univ. Grenoble, 285 p.
- VIALETTE Y. & VIALON P. (1964) : Etude géochronologique de quelques micas des formations du Massif Dora Maira (Alpes Cottiennes piémontaises). *Am. Fac. Sc. Clermont-Ferrand. Et. Géochron.*, I, 91-99.
- VIALON P. (1966) : Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse, Univ. Grenoble, 293p.
- VIALON P., RUHLAND M. & GROLIER J. (1976) : Eléments de tectonique analytique. Masson Ed., Paris, 118p.
- VRANA S. (1975) : Magnesian-aluminous rocks, the associated ore mineralization and the problem of magnesium-iron metasomatism. *Krystalinikum*, 11, 101-114.
- VUICHARD J.P. (1989) : La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone Sezia-Lanzo. Thèse Doctorat, Univ. Rennes I, 307 p.
- VUICHARD J.P. & BALLEVRE M. (1988) : Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps); their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J. Metamorphic Geol.*, 6, 135-157.
- WANG X., LIOU J.G. & MAO H.K. (1989) : Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China. *Geology*, 17, 1085-1088.
- WETZEL R. (1972) : Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 52, 161-236.
- WHITNEY W.S. & STORMER J.C. (1977) : The distribution of NaAlSi₃O₈ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Amer. Miner.*, 62, 687-691.

Le dépliant 1 - carte géologique synthétique au 1/50.000e du Dora-Maira méridional - en couleur, est disponible auprès de Christian CHOPIN - Ecole Normale Supérieure - Laboratoire de Géologie - 24, rue Lhomond - 75231 PARIS Cedex 05.

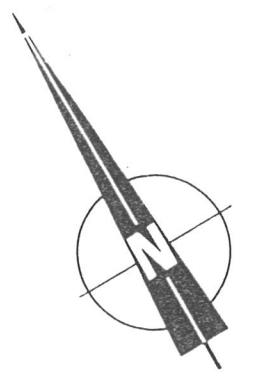


+ 9 documents.





1 km



SANFRONT
495
II.16
Case dei Frai

BRONDELLO
467

ISASCA
660

VENASCA

BROSSASCO
606

MELLE

FRASSINO

SAMPEYRE
911

RORE

M. Birrone
2131

M. Scolagarda
1545

Colle S. B. Sottile
1159

M. Ricordone
1764

Colle Gilba
1524

M. Fliur

Bric Mezzodie
1206

S. B. Agnelli
1125

R^{ca} Sole

R^{ca} Dritta
1254

II.18

3b

5b

6

3a

4

II.17

5a

II.2

II.8

II.11

II.6

II.9

II.7

II.4

II.21

II.3

II.20

II.23

II.12

1

2

LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE AU 1:50000E (DEPL. 1) ET DES COUPES SERIEES AU 1:25000E (DEPL. 2)



QUATERNAIRE

alluvions.

principaux éboulis, éboulements, terrains désagrégés ou glissés, cônes de déjection et moraines.

FORMATIONS POLYMETAMORPHIQUES

Formations variées et micaschisteuses

sm : schistes massifs, à grenat et disthène (formation d'Isasca). **ms** : micaschistes à grenat ± chloritoïde (formation de Rore). **gf** : gneiss fins. **gms** : micaschistes et gneiss indifférenciés. **ec(ky)-α-rv** : éclogites (à disthène), amphibolites et roches vertes indifférenciées. **m-md** : marbres et marbres dolomitiques.

msa : micaschistes à grenat, amygdales de chloritoïde et rare staurotide relique (écailles du Ricordone, du haut Valmala et de la Garitta Nuova). **α** : amphibolites.

Formations gneissiques

gfC : gneiss fins gris-beiges de Chiaronto, à amphiboles bleues altérées ± grenat ± perles d'albite. **ms** : micaschistes à grenat-chloritoïde (lits centimétriques). **q** : niveaux quartzitiques bruns. **α** : amphibolites.

gfP : gneiss fins à grenat de Parigi, à passées ocellées-amygdalaires (**go-am**). **ec(ky)** : éclogites (à disthène). **apl** : lentilles et filons d'aplite.

qzpy : quartzomicaschiste à pyrope.

sMg : schiste magnésien à disthène - chloritoïde.

Orthogneiss

go-γ : gneiss ocellé biotitique à reliques équantes (**γ**) (formations de Brossasco et de Melle).

gam-gl : gneiss amygdalaire (**am**) et mylonitique (**l**) à lenticelles de quartz (formation de Melle).

mG : mylonites claires de Gilba, en lauze, à yeux feldspathiques centimétriques sporadiques. **sb** : niveaux lenticulaires de schiste blanc. **gf** : faciès fin de bordure, à amphibole, épidote, et veines à minéraux.

FORMATIONS PERMO-CARBONIFERES

gms : micaschistes et gneiss fins indifférenciés. **gf(a)** : gneiss fin, gneiss fin argenté à perles d'albite (**a**). **ms(ab)** : micaschistes (albitiques) à grenat + épidote ± chloritoïde. **msgr** : micaschistes albitiques graphiteux à grenats (Carbonifère sup. ?). **ρ-α** : prasinites et amphibolites, à amphibole bleue-verte ± grenat. **qms** : quartzite micacé massif, parfois conglomératique (**c**), localement graphiteux (**gr**), à ankérite + chloritoïde ± disthène ± zoïsite ± glaucophane (Permien).

πo-f : porphyroïdes ocellés (**o**) et faciès fins (**f**) associés. **apl** : filon (?) aplitique.

gol : gneiss ocellés leucocrates du M. Birrone, à yeux centimétriques de feldspath potassique et rares filons aplitiques.

γl : faciès leucocrate équant (en filon dans le permo-carbonifère du Valmala).

FORMATIONS MESOZOIQUES

qze : quartzite micacé et feldspathique, à galets de quartz blanc (Permo-Trias). **qz** : quartzite massif verdâtre, plus ou moins micacé (Trias inf.).

cd-md : calcaire et marbre dolomitiques (Trias moy.).

egr(b) : calcaire gréseux, à blocs (**b**) de quartzite et dolomie (Crétacé sup.?)

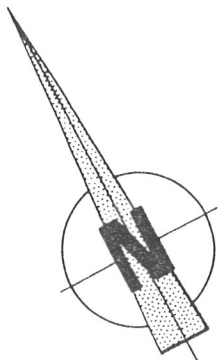
FORMATION OPHIOLITIFERE

cs-msn : calcschistes et micaschistes noirs (Crétacé inf.-moy. ?), contenant des lentilles de serpentinite (**σ**).

α-ρ : amphibolites et prasinites massives ou litées (**l**). **ε** : gabbros (rares).



1km



Pô

Sanfront

UNITÉ DE SANFRONT-PINEROLO
(Carbonifère)

Bronda

micaschistes du Ricordone

gneiss fins de Parigi

quartzite à pyrope

UNITÉ I

série variée d'Isasca

Isasca

Varaita

Gilba

UNITÉ II

mylonites de Gilba

gneiss ocellés de Brossasco

OPHIOLITIFÈRE DE LA BASSE VARAITA

Garitta Nuova

UNITÉ III

gneiss ocellés de Melle

FAISCEAU

Permo-Carbonifère du Valmala

Fortini di Crosa

M. Ricordone

série variée de Rore

calcaires à blocs

Chiaronto

Permo-Carbonifère du Ricordone

Permo-Trias et Trias de Sampeyre

Puy

Rore

gneiss fins de Chiaronto

Valmala

micaschistes du haut Valmala

Sampeyre

UNITÉ DE DRONERO -SAMPEYRE

M. Birrone

gneiss ocellés du Birrone



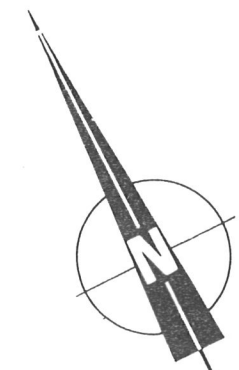
FOLIATIONS :

Direction et pendage des plans de foliation :

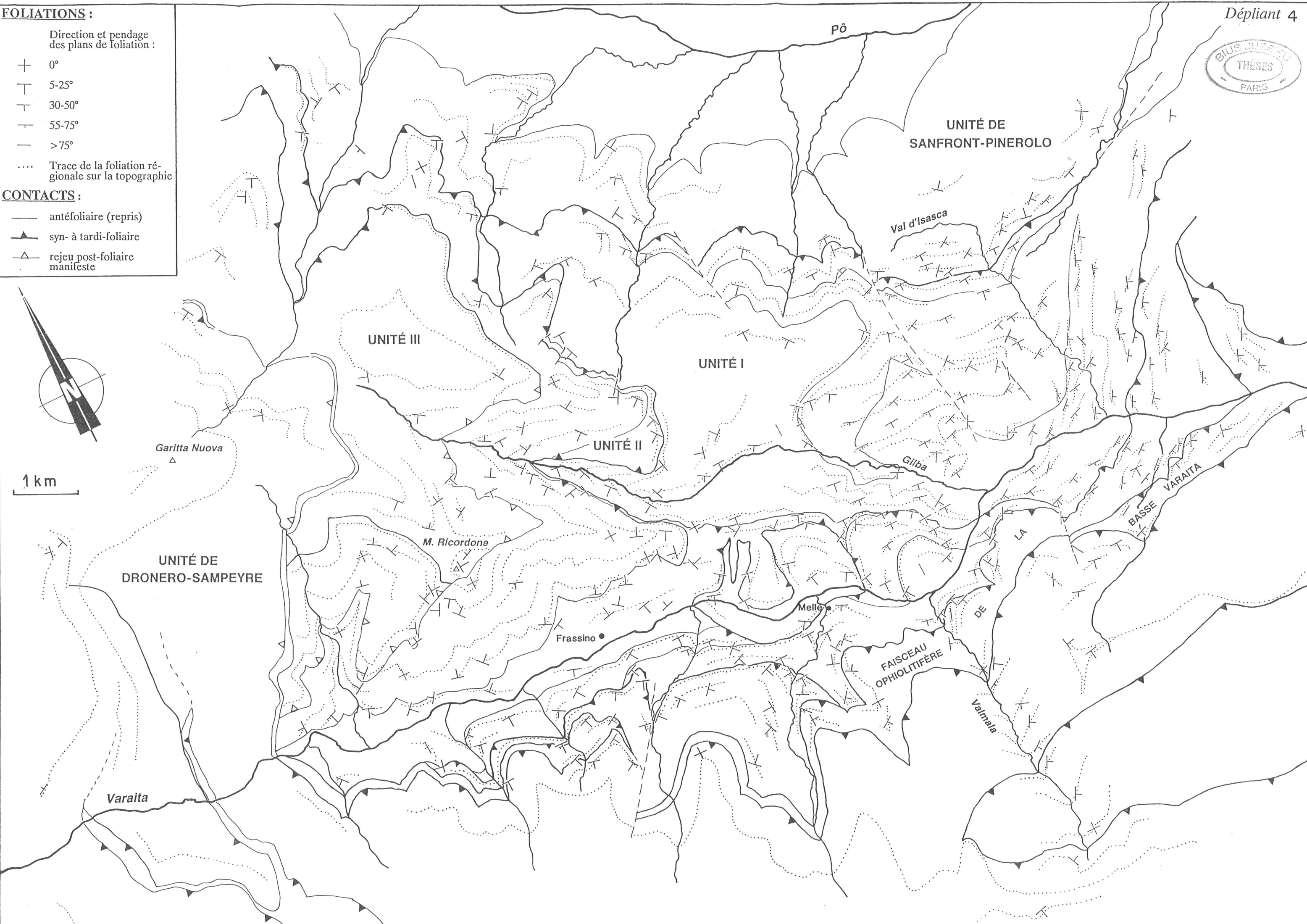
- + 0°
- T 5-25°
- T 30-50°
- T 55-75°
- >75°
- ... Trace de la foliation régionale sur la topographie

CONTACTS :

- antéfoliaire (repris)
- ▲ syn- à tardi-foliaire
- △ rejeu post-foliaire manifeste



1 km





ELEMENTS STRUCTURAUX
(direction et plongement)

LINEATIONS

linéation régionale :
→ d'étirement (± intersection ou microcrénulation)
×→ d'intersection seule

▣→ linéation éclogitique

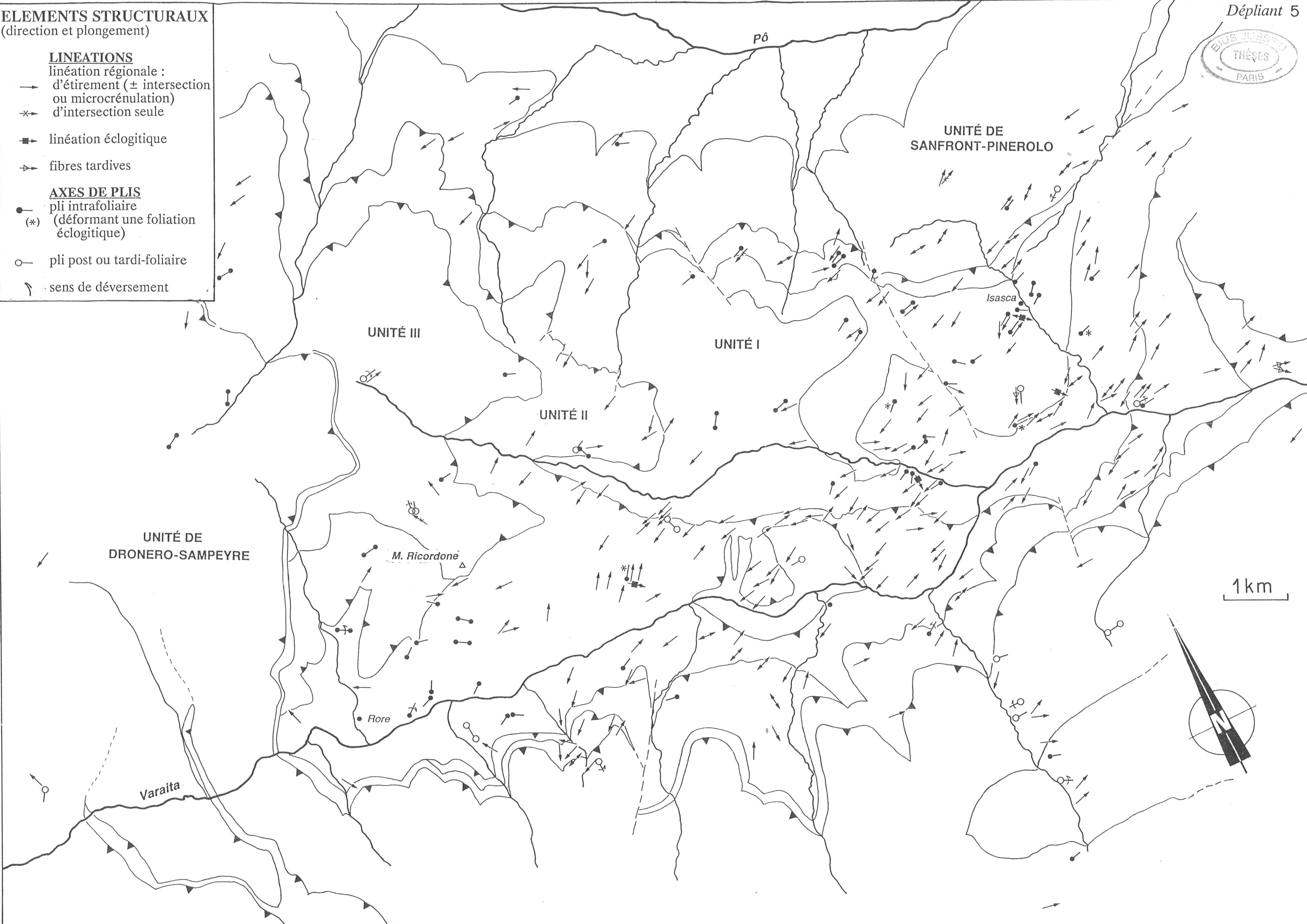
▽→ fibres tardives

AXES DE PLIS

● pli intrafoliaire
(*) (déformant une foliation éclogitique)

○ pli post ou tardi-foliaire

↘ sens de déversement



Pô

UNITÉ DE
SANFRONT-PINEROLO

Isasca

UNITÉ III

UNITÉ I

UNITÉ II

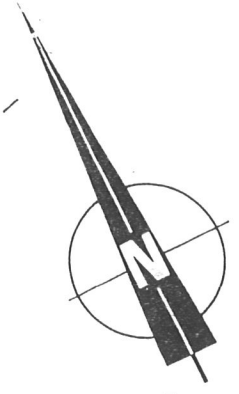
UNITÉ DE
DRONERO-SAMPEYRE

M. Ricordone

Rore

Varaita

1km



CANEVAS DE WULFF
(projection de l'hémisphère supérieur)

PLANS

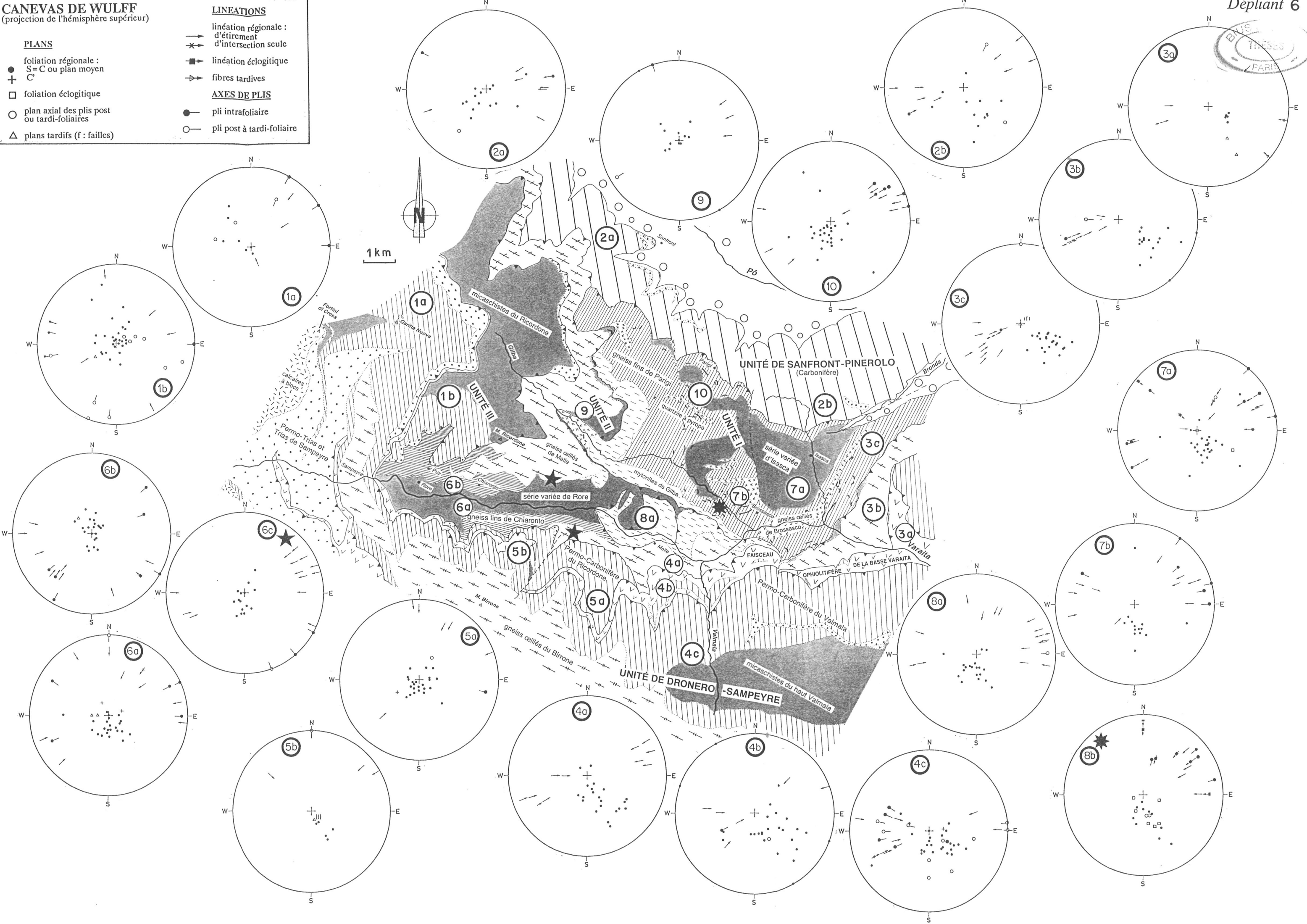
- foliation régionale :
● S=C ou plan moyen
+ C'
- foliation éclogitique
- plan axial des plis post ou tardi-foliaires
- △ plans tardifs (f : failles)

LINEATIONS

- > linéation régionale :
d'étirement
d'intersection seule
- > linéation éclogitique
- > fibres tardives
- pli intrafoliaire
- pli post à tardi-foliaire

AXES DE PLIS

- pli intrafoliaire
- pli post à tardi-foliaire



SENS DE CISAILLEMENT
(critères : S-C et C-C' essentiellement)

- ← sens de cisaillement net :
vergence SW
- sens de cisaillement net :
vergence NE
- ↔ sens de cisaillement ambigu

1 km

