



Etude géologique et géologique du Massif de Vanoise méridionale (Savoie)

Philippe Dambrine, Catherine Langaney

► To cite this version:

Philippe Dambrine, Catherine Langaney. Etude géologique et géologique du Massif de Vanoise méridionale (Savoie). Minéralogie. Université Paris Sud - Paris XI, 1979. Français. NNT: . tel-00720450v1

HAL Id: tel-00720450

<https://theses.hal.science/tel-00720450v1>

Submitted on 24 Jul 2012 (v1), last revised 21 Aug 2013 (v2)

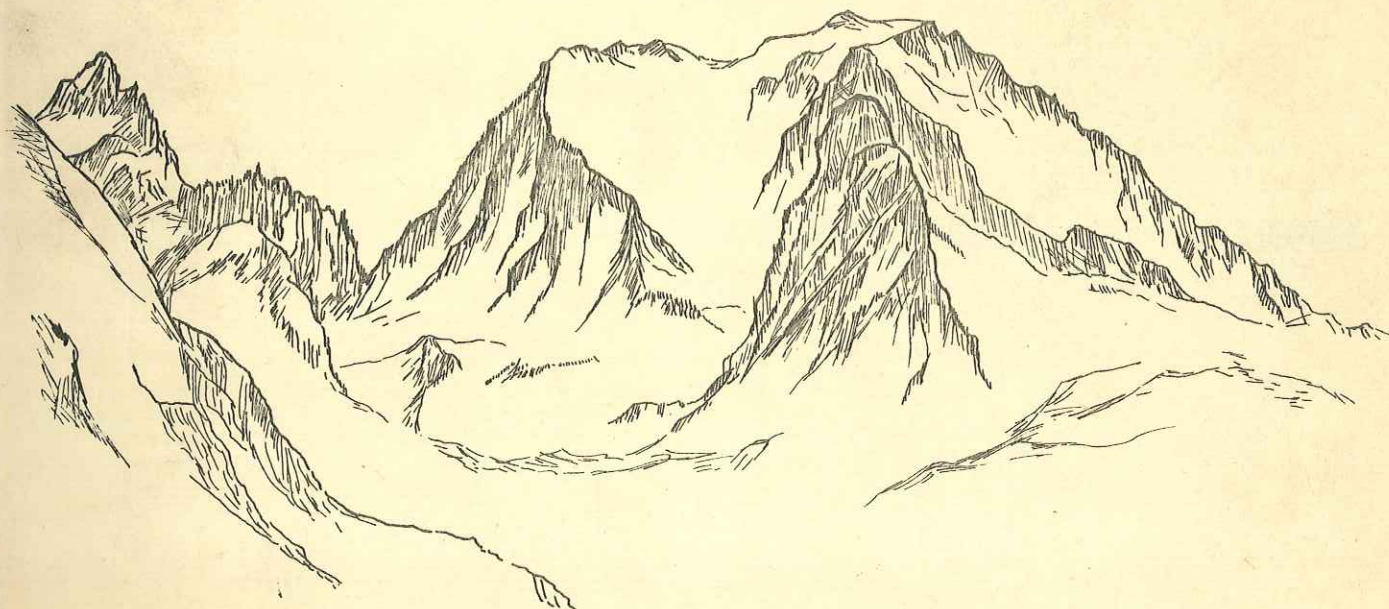
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

~~XXXXXXXXXX~~
THÈSE PRÉSENTÉE À L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD, CENTRE D'ORSAY

ETUDE GEOLOGIQUE ET GITOLOGIQUE
DU MASSIF DE VANOISE MERIDIONALE (SAVOIE)

PAR
PHILIPPE DAMBRINE ET CATHERINE LANGANEY



TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GÉOLOGIE STRUCTURALE ET APPLIQUÉE.

AVANT - PROPOS

Au moment d'achever ce mémoire, il nous est agréable d'exprimer tous nos remerciements aux personnes qui ont participé à son élaboration.

En premier lieu, nous tenons à remercier:

Monsieur le Professeur F. Ellenberger de nous avoir confié ce sujet, sur un terrain qu'il connaît si bien, de nous en avoir présenté le cadre géologique et de nous avoir fait bénéficier de sa grande expérience de géologue alpin.

Monsieur G. Tamain, qui n'a jamais hésité à examiner nos problèmes de la Vanoise et qui nous a aidés par sa grande compétence dans le domaine de la Métallogénie.

Monsieur A. Emberger, Coordinateur de la Carte Métallogénique de l'Europe, qui a bien voulu accepter de juger ce travail et qui nous a apporté sa grande expérience des minéralisations, en particulier alpines.

Messieurs J. Bouladon, J. Meloux et Y. Moussu, du Département de Géologie du B.R.G.M. d'Orléans, avec lesquels nous avons eu des entretiens fort instructifs.

Monsieur E. Raguin qui nous fait l'honneur de bien vouloir s'intéresser à notre travail.

Messieurs Ch. Chopin, B. Goffé et P. Saliot, de l'E.N.S. de Paris, pour nous avoir initiés à la microanalyse, nous avoir accompagnés sur le terrain et pour leurs précieux conseils.

Monsieur le Professeur A. Bernard, J.J. Guillou, J.L. Ainardi de l'E.N.S. de Nancy, B. Poty et F. Saupé du C.R.P.G. de Nancy pour l'aide qu'ils nous ont apportée et les moyens techniques qu'ils ont mis à notre disposition pour l'étude des sections polies de roche, pour l'exploitation des résultats géochimiques et pour l'observation des inclusions fluides.

Monsieur le Professeur M. Steinberg pour son analyse critique de la géochimie.

Les assistants, maîtres-assistants et chercheurs des laboratoires qui nous ont accueillis et conseillés dans la rédaction de ce travail (Y. Fuchs, J.C. Guezou, A.R. Lefèvre, F. Orszag).

Nous tenons aussi à exprimer notre profonde gratitude à tous ceux qui ont joué un rôle irremplaçable dans la réalisation de ce mémoire:

Monsieur R. Klein qui a effectué avec compétence toutes les lames minces nécessaires à cette étude, Madame J. Phalippou qui n'a pas hésité à se lancer dans la confection de sections polies, Monsieur G. Coquelle dont les conseils techniques nous furent d'un grand secours pour la présentation de cette thèse et qui nous a effectué les tirages photos de ce mémoire, Monsieur J. Didelot qui s'est occupé du tramage des planches photographiques, Monsieur M. Le Goff qui a effectué avec beaucoup de patience un tirage offset de qualité, Madame F. Degrave pour la dactylographie de ce texte, Madame M. Julien qui a facilité nos recherches bibliographiques, Madame J. Coté pour la pagination et la reliure des volumes.

Tous nos remerciements vont à Monsieur Sourzat et la Municipalité de Pralognan-la-Vanoise pour avoir mis un logement à notre disposition et pour avoir rendu toutes nos campagnes de terrain très agréables.

Nous avons rencontré à Pralognan-la-Vanoise un accueil chaleureux et nous tenons à remercier tous nos amis savoyards et en particulier Monsieur René Favre qui nous a initié à l'escalade et qui nous a guidé sur les sommets environnant Pralognan.

Nos plus vifs remerciements vont à Mlle L. Rouverol et à tous nos amis du "Petit Mont Blanc", dont l'enthousiasme, la bonne humeur et l'accueil chaleureux ont éclairé et séché nos retours "ruisselants".

Nous remercions le Comité Scientifique du Parc National de la Vanoise et celui du Club Alpin Français pour leur aide financière.

Et enfin... tous nos camarades, géologues (à leurs heures) ou non, qui sont venus, été comme hiver, sur notre terrain, se pencher sur les divers problèmes de la Vanoise (chamois, gentiane, Grande-Casse...), qui nous ont aidés à porter les échantillons par un temps quelquefois fort capricieux: Z. Deloche, D. Simon, Ph. Dangla, Ch. Dixsaut, M. Crousilles, P. Droin, A. et J.F. Le Gall, Ch. Villard, M.A. et B. Le Roy, F. et P. Pougnaud.

Comment ne pas remercier nos parents, qui nous ont permis d'entreprendre ces études et qui nous ont encouragés jusqu'à leur terme.

FAITS DIVERS

Dans le massif de la Vanoise une cordée dévisse sur les pentes de la Grande Casse : Trois blessés

Albertville. — Jeudi, une cordée formée de deux hommes et une femme a dévisse sur les pentes de la Grande Casse dont le point culminant est à 3 807 mètres d'altitude, dans le massif de la Vanoise.

M. René Favre, 59 ans, employé aux remontées mécaniques de Pralognan-la-Vanoise, Patrick Pougnaud, 25 ans, demeurant à Paris, en séjour à Pralognan-la-Vanoise et Mlle Catherine Lunganey, 21 ans, étudiante en géologie, également en séjour à Pralognan-la-Vanoise, étaient partis du refuge Félix-Faure jeudi vers 4 heures du matin pour effectuer l'ascension de la petite face nord de la Grande Casse.

Arrivés à 100 mètres du sommet vers 8 h 45, la cordée a dévisse et après une chute d'environ 300 mètres s'est arrêtée, par miracle, sur un rognon rocheux à 200 mètres environ de la rimée. L'alerte fut donnée par une autre cordée qui effectuait la même ascension.

Aussitôt l'hélicoptère de la gendarmerie basé à Modane, piloté par le gendarme Puccelli, avec à ses côtés le mécanicien Dumunier, décollait et après avoir pris à son bord deux C.R.S. basés à Pralognan-la-Vanoise, le guide Bourgeois et l'aspirant-guide Chaillant, se portait au secours

des trois alpinistes.

Les deux C.R.S. furent déposés sur le rognon rocheux et par treuillage firent évacuer les trois blessés. L'opération de secours qui avait débuté à 10 h 45 était terminée à 13 h. Elle avait nécessité onze treuillages avec la perche Piguillem.

M. René Favre qui souffre de plusieurs fractures aux bras et aux jambes a été transporté à l'hôpital de Moutiers, ainsi que Mlle Lunganey qui, souffrant de plaies et de bosses, devra rester quelques jours en observation. Quant à M. Pougnaud, il souffre seulement de contusions multiples. Il rejoignait son domicile dans la station après avoir reçu, sur place, les soins nécessaires à son état.

OBJECTIF ET INTRODUCTION

Ce travail traite des minéralisations liées aux différents types de formations du Massif de Vanoise méridionale :

- la série des micaschistes gris paléozoïques, anté-namuriens constituant "le socle" ;
- la série siliceuse permienne et permotriasique ;
- la série carbonatée mésozoïque.

On observe des minéralisations aussi bien dans le "socle" que dans les couvertures siliceuse et carbonatée ; elles se sont révélées très discontinues ; elles sont très variées mais n'atteignent jamais des proportions très importantes. On peut cependant noter, de place en place, des petites galeries d'exploitation anciennes et maintenant abandonnées.

Les minéralisations du massif de Vanoise ont fait l'objet jadis de quelques descriptions systématiques à l'époque où certaines mines (fer, cuivre, plomb argentifère, zinc...) étaient encore exploitées (G. de Mortillet, 1858). Une étude tout à fait ponctuelle a été menée par J. Sandréa, *in litt.* Depuis, de nombreuses recherches structurales et pétrographiques ont été effectuées dans le massif. La stratigraphie et l'analyse structurale de la Vanoise ont été approfondies par F. Ellenberger (voir surtout 1958) et, pour sa frange occidentale par J. Fabre (1961). L'étude surtout pétrographique et minéralogique a été reprise plus récemment par d'autres auteurs : J. Bocquet (1974), B. Goffé (1975) et P. Saliot (1978).

Ces derniers se sont attachés à décrire les paragenèses du métamorphisme alpin et à en préciser les conditions thermodynamiques et géochimiques. Du point de vue métallogénique, P. Rogel (1961) s'est intéressé essentiellement au gisement de plomb de La Plagne. Une étude précise des caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement a été faite dans le Permo-Trias de la région de Champagny-en-Vanoise (J.L. Ainaudi, 1976).

Outre l'intérêt général posé par l'étude de minéralisations dans un climat très spécial de métamorphisme de haute pression et basse température (faciès à glaucophane-jadéite), la première question qui se pose à nous est de savoir s'il existe des différences entre les minéralisations appartenant aux séries distinctes, d'un point de vue morphologique, minéralogique et métallogénique. Cette étude pourrait préciser les rapports structuraux des séries du complexe anté-triasique et intervenir, ou non, en faveur de l'existence d'un socle anté-namurien en Vanoise méridionale.

Il faut rappeler ici le problème que pose l'âge des séries anté-triasiques de la Vanoise.

Dès 1929 et 1942, M. Gignoux et R. Staub ont vu dans le complexe des micaschistes de Chasseforêt, les restes d'un ancien socle hercynien ou même précambrien (R. Staub).

Par contre, F. Ellenberger (1958, 1962), frappé par la concordance de ces "micaschistes de l'Arpont" avec leurs enveloppes, a préféré les attribuer à un Houiller, ou plus prudemment, à un "Carbonifère".

Dès lors, plusieurs auteurs ont fait valoir des arguments nouveaux en faveur de la première opinion. Notre étude a entre autres objets d'étudier ce problème sous un angle nouveau, celui de la métallogénie en nous limitant essentiellement au massif de Vanoise méridionale. C'est ici le lieu de rappeler pour mémoire l'existence à l'Ouest du massif de Vanoise de massifs gneissiques jalonnant le bord interne de la zone houillère sur plus de 50 kilomètres de Modane à l'Archeboc : gneiss ou migmatites du Sapey associés à un faciès versicolore et conglomératique constituant un étage stratigraphique : le Stéphano-Permien. En Vanoise méridionale, les différents auteurs proposent un certain nombre d'arguments en faveur ou non du "socle".

ARGUMENTS EN FAVEUR DE L'EXISTENCE D'UN SOCLE EN VANOISE MERIDIONALE

J. Bocquet, B. Goffé et P. Saliot sont d'accord pour considérer l'ensemble des micaschistes gris de "Chasseforêt" comme étant le "socle", anté-namurien, d'un Permien caractérisé.

J. Bocquet (1974) a affirmé l'âge anté-namurien de la série des micaschistes gris en développant les arguments suivants :

- existence de reliques minérales d'un métamorphisme anté-alpin : hornblendes vertes, grenats, feldspaths potassiques et micas blancs qui pourraient identifier une paragenèse de métamorphisme de faciès amphibolite. F. Ellenberger (1958) avait déjà vu localement ces feldspaths potassiques ainsi que des reliques de biotite brune. Nous avons trouvé fréquemment des reliques de mica brun en fines lamelles cassées, déformées et partiellement destabilisées en chlorite et mica blanc.

- présence d'un dérivé granitique, trouvé en éboulis par F. Ellenberger (1958) et observé à l'affleurement en rive gauche du glacier de l'Arpont par suite du recul de ce dernier (vers 2700 à 2800 m) par J. Bocquet (1974). Pour J. Bocquet, cette roche doit être le résultat d'un magmatisme antérieur au cycle alpin.

- la nature des roches magmatiques associées aux micaschistes gris et ces derniers évoquent, selon J. Bocquet, un ancien ensemble ophiolitifère à grauwackes. Ceci est basé sur l'étude du chimisme de la série basale de Vanoise méridionale et de l'ensemble du socle briançonnais :

- un ensemble sédimentaire peu évolué (grauwackes passant à des shales) ;

- des roches mafiques à chimisme gabbroïque à dioritique, à caractère spilitique plus ou moins accentué. (J. Bocquet, 1974). En Vanoise méridionale, on n'observe pas de roches ultrabasiques sur le terrain.

- la différence de cristallinité et d'associations minérales entre micaschistes permien et permo-triasiques et micaschistes gris. Il faudrait ici tenir compte du fait que les associations sont alpines et n'ont rien à voir avec celles initiales du socle.

B. Goffé (1975) a présenté un certain nombre d'arguments en faveur de l'hypothèse de l'existence d'un socle polymétamorphique en Vanoise méridionale :

- la base du Permien est généralement soulignée par des conglomérats mono ou polygéniques et localement par une brèche dont les blocs proviennent des micaschistes gris. Les contacts entre la brèche et les micaschistes seraient tranchés. Ils sont normaux entre la brèche et les roches basiques ; la brèche aurait donc une origine sédimentaire. Cela suppose que les lits quartzeux du micaschiste, retrouvés en "bloc" dans la brèche, étaient donc anté-permiens et déjà structurés avant la transgression permienne.

Le caractère discordant du Permien est marqué par :

- "présence de discordance, à l'échelle de l'affleurement des conglomérats sur les roches basiques liées aux micaschistes (Cirque du Gény) ;

- "existence de discordance à grande échelle, sur le versant oriental, sur les micaschistes gris de l'Arpont et les metabasites dont l'âge ancien a été montré par J. Bocquet".

OBJECTIONS CONTRE LES THESES PRECEDENTES

A l'heure actuelle, F. Ellenberger (in litt.) s'est rallié avec réserves à l'hypothèse de l'âge hercynien sudète, ou plus ancien, du complexe des micaschistes gris anté-permiens de Vanoise méridionale. Il exprime par contre diverses objections contre l'argumentation de J. Bocquet, B. Goffé et P. Saliot, parmi lesquelles :

- les reliques "chaudes" pourraient tout aussi bien dater de la phase saalienne qui a formé, plus à l'Ouest, les gneiss du Sapey ;

- le phénomène de concordance générale des micaschistes gris de Chasseforêt avec le Permien et l'apparence de passage continu sur le versant oriental du massif ;

- l'absence de structures superposées visibles, autres qu'alpines ;

- la présence de grenats alpins à inclusions sédimentaires (s'ils appartiennent bien aux micaschistes de l'Arpont (F. Ellenberger 1958) ;

- l'existence, au moins locale, du quartz exsudé en rubans dans le Permien et le caractère alpin évident au moins dans la structuration des exsudats quartzeux dans les micaschistes.

Le problème du "socle" de Vanoise n'est pas sans rappeler celui posé par les Schistes de "Casanna" inférieurs du Valais (voir notamment E. Halm, 1935 ; P. Bearth, 1959).

Un certain nombre de problèmes concernant la métallogénie de Vanoise méridionale sont à examiner :

- Quelle est l'origine première de ces diverses minéralisations ponctuelles ?
 - Les concentrations géochimiques anormales ont-elles précédé, accompagné ou succédé le métamorphisme alpin de haute pression ?
 - Ce dernier a-t-il eu une influence sur la répartition actuelle des éléments métalliques ?
 - Y-a-t-il eu des remobilisations au cours des phases métamorphiques récentes ?
 - Doit-on faire intervenir des processus hydrothermaux ?
 - Quelle est l'importance des concentrations diagénétiques ?
- Ont-elles existé ?
- Quel est le rôle de la tectonique alpine dans la mise en place des ensembles filoniens du massif de Chasseforêt ?
 - Quel est l'âge de ces minéralisations ?

LOCALISATION DE LA REGION ETUDIEE

Le secteur étudié appartient à la zone Vanoise-Mont Pourri et correspond plus précisément à la Vanoise méridionale. D'un point de vue géographique, il s'étend du Col de la Vanoise au Nord, au Col d'Aussois et à Termignon au Sud ; il est limité par le Doron de Chavière à l'Ouest et à l'Est par le Doron de Termignon et Plan du Lac (fig. 1).

L'altitude varie de 1300 mètres (Village de Termignon) à 3586 mètres (Dôme de Chasseforêt). Cependant, du sommet de la Grande Casse (3855 m) point culminant du massif, on découvre un magnifique panorama de l'ensemble du terrain étudié. La plupart des affleurements se situent au-dessus de 2000 mètres avec des défauts de continuité dus aux moraines et glaciers. Leur accès n'est pas toujours des plus aisés. Le relief est très accidenté, l'enneigement souvent tardif (cas des étés 1977 et 1978 où il restait environ 2 m de neige à 2 500 m à la fin de juillet 1978).

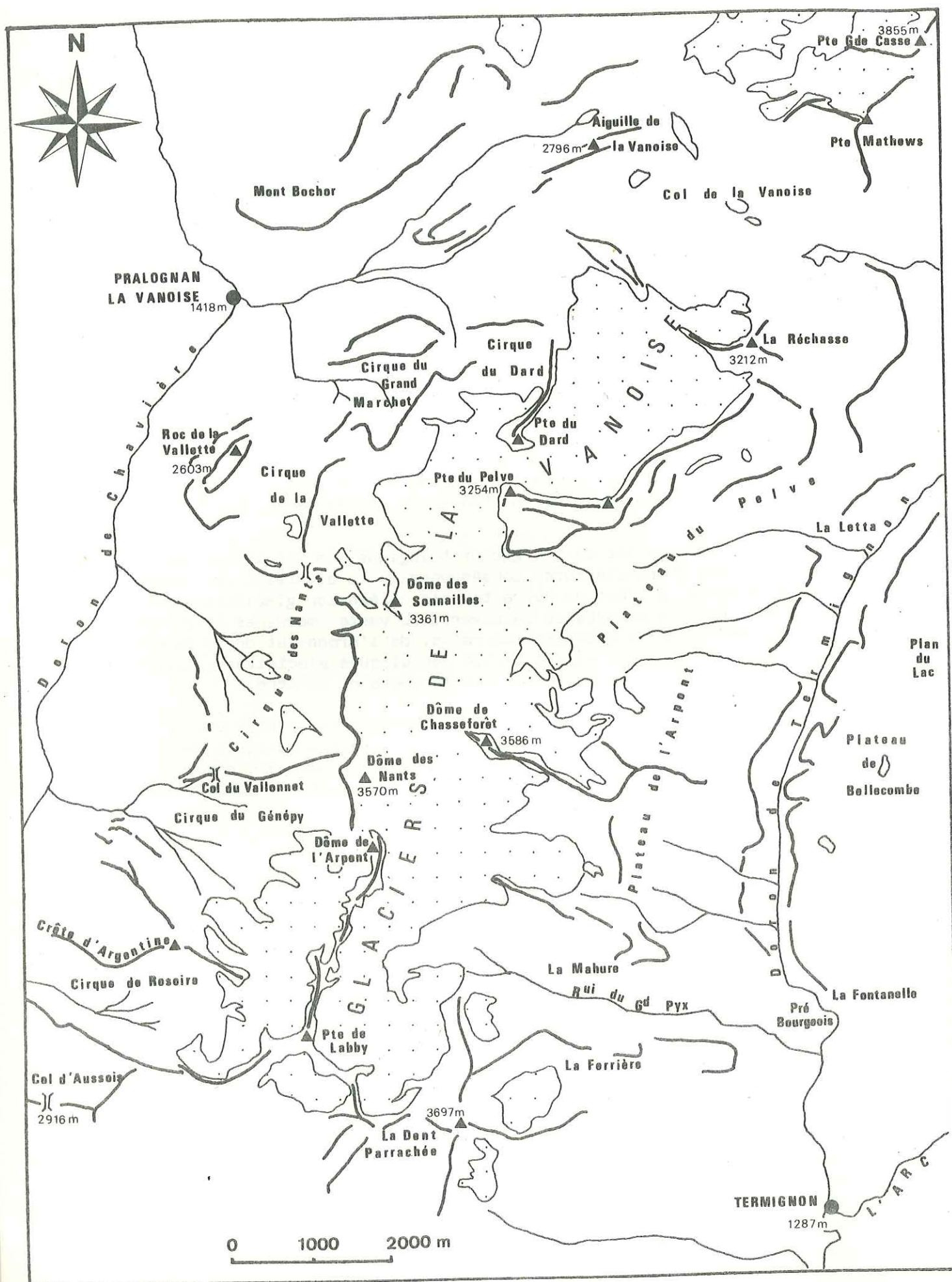
Les glaciers de la Vanoise couronnent l'ensemble du terrain et descendent dans les cirques sous forme de langues crevassées (glaciers de l'Arpont, de Chasseforêt, du Pelve, de la Réchasse, des Nants, du Génepy, etc...).

D'un point de vue géomorphologique, la Vanoise présente une grande variété d'architecture, conséquence de la diversité des formations lithologiques. A l'Est de notre terrain, l'érosion glaciaire a modelé des grands plateaux dénudés ou recouverts de vastes moraines largement fleuries : plateaux de la Réchasse, du Pelve, de l'Arpont et de la Mahure. A l'Ouest et au Nord-Ouest, elle a taillé des cirques glaciaires : cirque du Génepy, des Nants, de la Vallette, des Marchets et du Dard.

Rappelons enfin que l'ensemble du terrain fait partie du Parc National de la Vanoise où les botanistes ont relevé quelques 2500 espèces de plantes. Les chamois et les bouquetins n'y sont pas rares et les marmottes n'ont qu'un ennemi, fort rare au demeurant : l'aigle royal.

Légende de la Figure 1 : Schéma orohydrographique de Vanoise méridionale

-  torrents et lacs
-  glaciers
-  lignes de crêtes
-  principaux cols
-  sommets et leurs altitudes



METHODES EMPLOYEES.

L'étude métallogénique de la Vanoise méridionale nécessite une bonne reconnaissance des facies lithologiques encaissants. La limite entre ceux-ci n'est pas toujours très nette.

Nous avons levé la carte géologique à l'échelle 1/10000 de la retombée orientale du Dôme de Chasseforêt, B. Goffé ayant déjà levé en détail et en partie la bordure occidentale et septentrionale du massif. Les levés inédits et attentifs de F. Ellenberger, au 1/20000 (mais sur un fond topographique défectueux), ainsi que ceux de B. Goffé et P. Saliot nous ont été fort précieux. Nous avons synthétisé l'ensemble de ces relevés et les avons portés sur les nouveaux fonds topographiques à l'échelle 1/25000 de Moûtiers et de Modane (I.G.N. 1976).

Du point de vue de l'échantillonnage, il est difficile de prélever selon une maille régulière vu le relief et la discontinuité des affleurements.

De plus, les minéralisations sont tellement ponctuelles que leur découverte se fait au hasard des courses. Il faudrait pouvoir accéder systématiquement à tous les affleurements, tâche impossible et parfois même périlleuse.

Au laboratoire, l'étude pétrographique a d'abord été faite à partir de lames minces au microscope polarisant. Mais bien des métaux ne sont pas identifiables de cette façon. Cette étude a donc été complétée par celle de sections polies au microscope métallographique.

Certains échantillons minéralisés ont fait l'objet d'analyses chimiques des éléments majeurs et des traces sur roche totale. Elles ont été réalisées à Nancy (C.R.P.G.).

Un bon nombre de minerais et de carbonates ont été étudiés aux moyens des R.X. au laboratoire de Pétrographie d'Orsay (90 échantillons environ).

D'autre part, les associations minérales à chlorite, mica blanc, albite et chloritoïde liées aux minéralisations stratiformes carbonatées du "socle" ont été analysées à la microsonde électronique (Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris), avec l'aide de P. Saliot et de B. Goffé.

Liste des abréviations utilisées pour les minéraux.

ab	albite
amph	amphibole
amph bl	amphibole bleue
amph bl v	amphibole bleu vert
ank	ankérite
ap	apatite
bi	biotite
bi br	biotite brune
bi v	biotite verte
carb	carbonate
carph	carpholite
cc	calcite
chalco	chalcoppyrite
chl	chlorite
chtd	chloritoïde
dol	dolomie
ép	épidote
fK	feldspath potassique
glauc	glaucophane
goe	goethite
gr	grenat
hb	hornblende
hé	hématite
ilm	ilménite
jd	jadéite
ma	magnétite
mi bl	mica blanc
mu	muscovite
ol	oligiste
oxy	oxyde
pa	paragonite
ph	phengite
plag	plagioclase
preh	prehnite
pu	pumpellyite
py	pyrite
pyrr	pyrrhotite
qz	quartz
ru	rutile
sid	sidérite
sph	sphène
stilp	stilpnomélane
sulf	sulfure
tour	tourmaline
zi	zircon

Première Partie

Etude Structurale et Pétrographique.

*" Ce n'est pas le sommet qui importe,
mais la lutte pour le sommet.
Non pas la victoire, mais le jeu lui-même."*

James Ramsey Ullman.



CHAPITRE PREMIER : PLACE DE LA VANOISE DANS LE CADRE ALPIN

Les Alpes franco-italiennes sont recourbées en forme d'arc de la Méditerranée au lac Léman sur 400 kilomètres de long et 150 kilomètres de large.

Rappelons brièvement les différentes zones alpines internes situées à l'Est du chevauchement pennique frontal : d'Ouest en Est, on distingue :

- la zone valaisane (ou zone des brèches de Tarentaise)
- la zone subbriançonnaise
- la zone briançonnaise
- la zone piémontaise
- le domaine austro-alpin. (Fig. 2).

La zone briançonnaise *sensu lato* de Maurienne et de Tarentaise comprend essentiellement deux ensembles structuraux séparés par un contact tectonique majeur d'âge alpin, probablement hérité de l'Hercynien tardif (F. Ellenberger, 1958). Ce sont :

- la zone houillère productive (J. Fabre, 1961) à l'Ouest,
- la zone Vanoise-Mont Pourri et d'Ambin à l'Est.

Toutes deux ont un recouvrement sédimentaire commun, formé par deux séries totalement distinctes, à savoir la couverture briançonnaise (décollée) et la nappe des schistes lustrés piémontais.

Géographiquement, la zone Vanoise-Mont Pourri est l'un des massifs alpins de Savoie, situé entre la haute vallée de l'Isère au Nord et celle de l'Arc au Sud.

"Le pays de Vanoise est un lieu de transition, une charnière privilégiée". "On y voit la zone du Briançonnais (ou plutôt son prolongement un peu plus interne) devenir progressivement métamorphique sous les lambeaux de la "nappe des Schistes Lustrés" " (F. Ellenberger, 1958).

Au Nord-Est, elle s'articule au Val d'Aoste ; au Sud, la Vanoise semble bien se raccorder au massif d'Ambin ; les analogies entre les séries de Vanoise méridionale et d'Ambin ont été soulignées par P. Termier, M. Bertrand (in F. Ellenberger, 1958) puis par J. Goguel et P. Laffite, 1952, F. Ellenberger, 1958 et plus récemment par M. Gay, 1972, J. Bocquet, 1974, B. Goffé, 1975 et P. Saliot, 1978.

I. LIMITES ENTRE LA ZONE HOUILLÈRE ET LA ZONE VANOISE-MONT POURRI

Les deux ensembles sont séparés par un contact tectonique majeur de direction Nord-Sud et d'âge alpin ; la zone houillère est pratiquement dépourvue de couverture mésozoïque ; la zone Vanoise-Mont Pourri se distingue de la précédente par ses caractères sédimentaires et magmatiques ; le métamorphisme alpin y est plus intense. La zone Vanoise Mont Pourri chevauche la zone houillère au Nord. Les deux régions ont subi un rapprochement horizontal de plusieurs kilomètres (F. Ellenberger, 1958). Du Col de Chavière à Pralognan-la-Vanoise, il est possible de dessiner une zone de cicatrice matérialisée par des cargneules et des roches broyées au fond de la vallée du Doron de Chavière : ce liséré gypseux, fin au Sud, (Modane), s'élargit considérablement au niveau du Pays de Vanoise.

II. LES GRANDES SUBDIVISIONS DE LA ZONE VANOISE - MONT POURRI ET L'OMBILIC DE PRALOGNAN-LA-VANOISE

Il est possible de distinguer quatre grands ensembles :

- la Vanoise septentrionale : ensemble disjoint orographiquement, comprenant des arkoses métamorphiques et des dérivés basiques. C'est pour F. Ellenberger (1958-1962) un Permo-houiller métamorphique.
- la Vanoise méridionale surtout micaschisteuse.
- la Vanoise médiane calcaire.
- La Vanoise orientale essentiellement constituée des schistes lustrés reposant sur des terrains encore briançonnais. (Fig. 3).

A cela, s'ajoute l'unité de la "nappe de la Grande Motte", constituée des massifs de la Grande Motte, Grande Casse et Dent Parrachée, et formée par une série ayant pour F. Ellenberger des caractères "prépiémontais" intermédiaires entre la série briançonnaise et celle des schistes lustrés.

La Vanoise médiane (zone du Col de la Vanoise) sépare la Vanoise septentrionale de la Vanoise méridionale : on y observe une cicatrice gypseuse très mince qui se prolonge vers Pralognan-la-Vanoise. C'est en fait un grand synclorium transverse. La Vanoise septentrionale s'est rapprochée de la Vanoise méridionale selon un sens Nord-Sud et en la chevauchant. L'accident du Col de la Vanoise rejoint la cicatrice Nord-Sud zone houillère - zone Vanoise - Mont Pourri au niveau du village de Pralognan-la-Vanoise (c'est en fait le même accident) : "l'ombilic structural de Pralognan est un carrefour tectonique (F. Ellenberger, 1958).

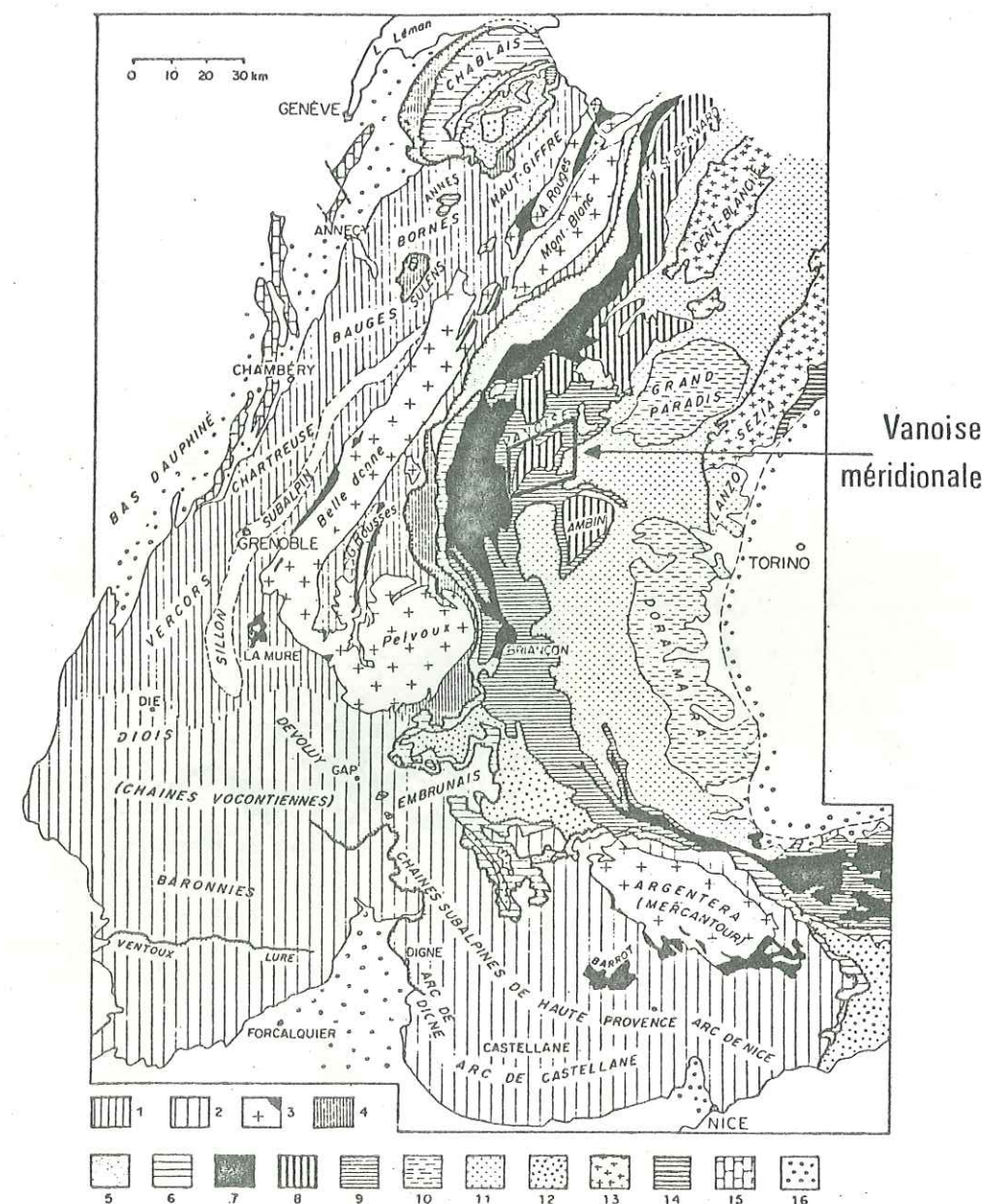
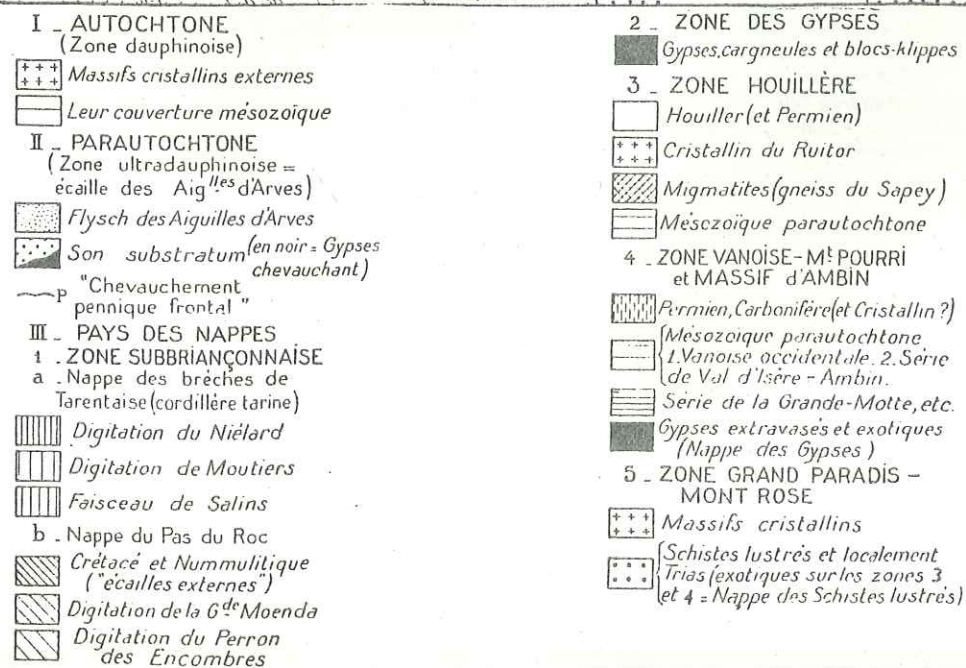


Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes.

1. Chaînes subalpines septentrionales. - 2. Chaînes subalpines méridionales. - 3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultra-dauphinoise. - 5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise. - 8. Zone Vanoise-Mt Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique). - 9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des schistes lustrés piémontais. - 12. Nappes de Flysch néocènes (Flysch à Helminthoïdes, Flysch de la Simme s.l.). - 13. Zone Sesia-Dent Blanche. - 14. Zones du Canavèse et d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques péri-alpins.

Fig. 2. Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes
J. Debelmas, 1974.

CHAPITRE DEUXIEME : LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA VANDOE MERIDIONALE



Nous allons maintenant examiner les différents faciès de Vanoise méridionale.

I. LES MICASCHISTES GRIS

Ils forment une série monotone grise et puissante, appelée aussi série des micaschistes de l'Arpont (F. Ellenberger, 1958) où sont insérées, en moins grande abondance qu'en Vanoise septentrionale, des roches éruptives metabasiques.

Les effets du métamorphisme alpin y sont très importants ; ils augmentent d'Ouest en Est et du haut vers le bas pour devenir maximum dans les Gorges de Termignon.

Ce sont des roches très cristallines, sans textures sédimentaires conservées, plus ou moins micacées, de couleur grise, quelquefois verte (chlorite) ou franchement bleue (glaucophane). La structure complexe est en gros orientée et la foliation est, en général, plissée. Elles renferment souvent des filons couches plissés de quartz d'exsudation.

Les micaschistes nous offrent souvent en lame mince de belles aiguilles bleues de glaucophane et quelques plages de grenat. La paragenèse est la suivante, d'après J. Bocquet (1974) et P. Saliot (1978) : quartz, mica blanc, hématite (sic) ± albite ± chlorite ± biotite verte ± épidote ± calcite ± grenat ± jadéite ± glaucophane ± rutile ± apatite ± tourmaline ± zircon ± carbonate de fer.

Pour J. Bocquet, le quartz, le mica blanc et l'hématite sont toujours présents. Nous avons examiné le minéral opaque mentionné : parfaitement opaque en lumière naturelle et en lumière analysée, on s'aperçoit qu'en lumière "rasante", aucun éclat métallique (typique de Fe_2O_3) n'est discernable, mais par contre, on observe une auréole blanchâtre à brun-ocre très clair autour d'une plage centrale parfaitement opaque : il s'agit, à notre avis, d'ilménite partiellement transformée en leucoxène. Nous reviendrons sur ces minéraux opaques, dans un chapitre ultérieur traitant des disséminations dans le socle.

On observe l'albite pratiquement dans tous les échantillons. P. Termier (1891) a signalé un échantillon à chloritoïde (Pralognan, Cirque des Nants) et F. Ellenberger (1958) du stilpnomélane (Pralognan, Cirque du Dard).

Nous avons trouvé, dans plusieurs échantillons, des paragenèses à chloritoïde : aux anciennes mines de La Letta, ainsi que dans le socle micaschisteux des écaïlles du Pelve. Ces échantillons particuliers de micaschiste gris montrent de fines baguettes automorphes de chloritoïde. Nous reviendrons sur le chimisme de ce minéral dans le chapitre relatif au métamorphisme.

Quant au stilpnomélane, il est présent en gerbes ou en grandes aiguilles millimétriques dans les sidérites des lentilles carbonatées de La Letta. Nous l'étudierons dans le chapitre sur les minéralisations strafiformes.

Les micaschistes de Chasseforêt peuvent se présenter sous divers types : micaschiste à glaucophane et grenat, micaschiste à glaucophane, micaschiste feldspathique et chloriteux, micaschiste à glaucophane et jadéite... F. Ellenberger signale quelques niveaux charbonneux à l'entrée amont de la galerie d'Aussois et au chalet de la Fontanelle (minces feuillets de séricite, de charbon, de quartz et de pyrite). Nous avons retrouvé ce type de micaschiste à Pré Bourgeois et à La Letta. Quant aux roches basiques, elles se présentent souvent sous un faciès rubané, où alternent ovardites et prasinites. De nombreuses transitions existent

entre les deux types ; elles dépendent du degré d'évolution des transformations métamorphiques ou des variations originelles de composition. Selon F. Ellenberger (1958), ces metabasites intercalées dans les micaschistes peuvent avoir une composition normative de basalte, indépendamment de la présence ou non de glaucophane.

Rappelons, au sens de V. Novarèse (1895 a), qu'on appelle prasinite une roche metabasique contenant de l'albite, de l'amphibole, de l'épidote avec ou sans chlorite (et ankérite). L'ovaridite est une roche à albite, chlorite, épidote sans amphibole (ou presque). En Vanoise, l'albite est poéciloblastique.

II. LA SÉRIE SILICEUSE PERMIENNE ET PERMO-TRIASIQUE

1. Le Permien de Vanoise méridionale

Il est en contact direct avec le socle de Chasseforêt ; il comprend des conglomérats, des micaschistes, des gneiss chlorito-albitiques... etc.. Il passe au sommet, en continuité, au Permo-Trias. L'ensemble est plus tendre et en général plus fissile que les micaschistes gris. Le clivage schisteux alpin y est fortement marqué.

A la base de la série permienne, on observe quelquefois des conglomérats (Cirque du Génepy, Cirques des Nants et de la Valbte). Monogéniques au Nord, ces conglomérats deviennent polygéniques au Cirque du Génepy et renferment des galets de quartz, de micaschiste et de marbre. Ils ont toujours une couleur verte due à la matrice quartzo-chlorito-albitique. Quelquefois, ces conglomérats prennent une teinte bleutée et un éclat métallique : le ciment est alors très riche en hématite, la rayure de l'acier sur la roche est rouge caractéristique de Fe_2O_3 (Cirque des Nants). On peut trouver des lentilles conglomératiques plus claires (quartzesuses) à des niveaux plus élevés (Col d'Aussois).

Les micaschistes du Permien se différencient de ceux du socle par l'absence générale d'exsudats plissés de quartz et celle de la glaucophane, par l'abondance de l'albite exprimée et la taille des ocelles blanches de ces feldspaths visibles à l'œil nu. L'ensemble des roches du Permien, a une couleur verte due à l'abondance de la chlorite dans ces faciès. Les structures tectoniques sont plus simples que celles des roches du socle (plis en chevrons à schistosité plane de plan axial). Les roches présentent une structure orientée. Quelquefois, on observe des bancs à texture détritique grossière conservée et des décharges conglomératiques à galets de quartz (micaschiste vert de la Crête Ariande).

"L'une des caractéristiques essentielles du Permien métamorphique chlorito-albitique de Vanoise est la présence générale d'hématite libre" (F. Ellenberger, 1966). Nous avons, en effet, retrouvé cet oxyde, dans l'ensemble des roches du Permien, ce qui permet, une fois de plus, de l'individualiser du socle qui contient lui, de l'ilménite.

Le Permien constitue la base de la couverture "siliceuse" des micaschistes gris de Chasseforêt.

2. Le Permo-Trias

C'est en fait, le terme supérieur du Permien de Vanoise méridionale, annonçant le Trias inférieur. Il constitue la série "argentée" de Vanoise. Il comprend des alternances de quartzites grossiers, impurs et sériciteux et des séricito-schistes argentés ; on le distingue du Permien sensu stricto, par l'absence de l'albite en ocelles, la rareté de l'hématite et de la chlorite. D'un point de vue chimique, on assiste à un remplacement progressif de la soude par la potasse, des micaschistes gris au Permo-Trias. La même tendance potassique persiste pendant le Werfénien.

Le Permo-Trias représente un ensemble clair, fissile ; les zones d'affleurement correspondent à des cols entre les Cirques (Col du Grand Marchet, Col du Vallonnet...). Les échantillons renferment souvent des carbonates de couleur miel en petites tâches ponctuelles ou en lentilles (Cirque de la Vallette).

Entre les quartzites impurs et les séricito-schistes, tous les intermédiaires existent et le passage est toujours continu. La série peut atteindre 100 à 150 mètres d'épaisseur (au Nord de la Fournache, Plan d'Aval-Aussois), mais en général elle se trouve malmenée par la tectonique et de ce fait considérablement amincie ; le Permo-Trias a joué le rôle de "couche-savon" : c'est un niveau de décollement. Les roches qui surmontent en continuité le faciès "argenté" sont les quartzites du Werfénien ; mais souvent, c'est la couverture mésozoïque qui repose sur les séricitoschistes du Permo-Trias (Cirques des Marchets et de la Vallette, Pralognan la Vanoise).

III. LE MESOZOIQUE POST-WERFENIEN ET LE PALEOGENE INFERIEUR

Les faciès du Mésozoïque et du Paléogène sont fort variés. Du bas vers le haut, la série comprend (selon F. Ellenberger, 1958 et 1967) :

- les calcaires et dolomies du Trias moyen (400 à 700 m) ;
- les dolomies, calcaires et brèches du Carnien ; ils sont plus ou moins érodés, quelquefois même absents. Le Keuper gypseux puissant est allochtone ;
- les quartzites et argilites du Dogger basal continental (1 à 5 m) ;
- les calcaires en plaquettes du Dogger marin : il est transgressif, de couleur sombre et renferme quelques fossiles : Dogger à Mytilus", (0 à 35 m) ;
- le Malm est surtout calcaire : ce sont des marbres plus ou moins purs, en général très clairs et transgressifs (50 à 300 m) ;
- le hard-ground entre le Jurassique et le Crétacé : ferrugineux et phosphaté et souvent riche en microfaune ;
- les marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène (environ 100 m) ;
- le flysch noir de l'Eocène ou "schistes de Pralognan" (10 à 50 m).

Dans la couverture carbonatée, il existe quelques indices locaux de minéralisation, sous forme de pyrite en petits cristaux souvent associés à la chalcoppyrite. On rencontre également quelques traces de cuivre sous forme de malachite et d'azurite. Souvent, on peut noter des recristallisations de carbonate, quelquefois en filon et peut-être dûes au métamorphisme alpin.

CHAPITRE TROISIEME : STRUCTURE DE LA VANOISE MERIDIONALE

I. GENERALITES

Les micaschistes gris forment un énorme bombement dissymétrique, allongé du N-NE au S-SW et plus ou moins dégagé de ses enveloppes : nous l'appellerons : "la coupole de Vanoise méridionale". Ces micaschistes affleurent notamment dans la retombée orientale du Dôme de Chasseforêt : plateaux de l'Arpont, du Pelve et de la Letta ; ils sont profondément entaillés par les gorges du Doron de Termignon, de direction N-S. Du côté occidental, on les rencontre au fond des cirques glaciaires creusés dans le Permien, plus tendre ; ils y opposent leurs hautes parois grises et ruisselantes, immédiatement à l'aplomb sous les Glaciers de la Vanoise (Fig. 1).

Le noyau de micaschistes de l'Arpont supporte l'ensemble des terrains permien et mésozoïques ; au Nord et à l'Ouest, la coupole s'enfonce avec un fort pendage sous la série des micaschistes permien et permo-triasiques.

Les micaschistes du Permien affleurent largement sur le versant sud du Dôme de Chasseforêt (région dominant Aussois). A l'Ouest du Dôme, ils forment les crêtes en contrebas des falaises de micaschistes de l'Arpont (Col d'Aussois, Crête d'Argentine, Crête de Vallonnet..., crêtes envahies par les chamois). A l'Est, ils se développent aux limites inférieures du Glacier du Pelve et sur le plateau de l'Arpont. Enfin, des affleurements du Permien existent sur le faite de la structure (Dômes du Génepy et des Nants, Arêtes de Labby...).

Le Mésozoïque post-Werfénien et le Paléogène inférieur se rencontrent en grandes falaises verticales autour de la station de Pralognan ; le Mésozoïque forme le Roc de la Vallette, les Grand et Petit Marchets, les aiguilles de l'Arcellin, etc... ainsi que les sommets dominant la Vallée des Prioux en rive gauche du Doron de Chavière (Roc de la Pêche, Portetta, etc...), et enfin les grands massifs alpins de la Grande Casse et de la Dent Parrachée (voir Figure 1).

Sur la déclivité S-E de la coupole de Vanoise méridionale, le puissant Lias "piémontais" de l'unité de la Grande Motte peut venir reposer tectoniquement, en contact direct sur les micaschistes gris : région de la Mahure-la Ferrière au Nord de la Dent Parrachée.

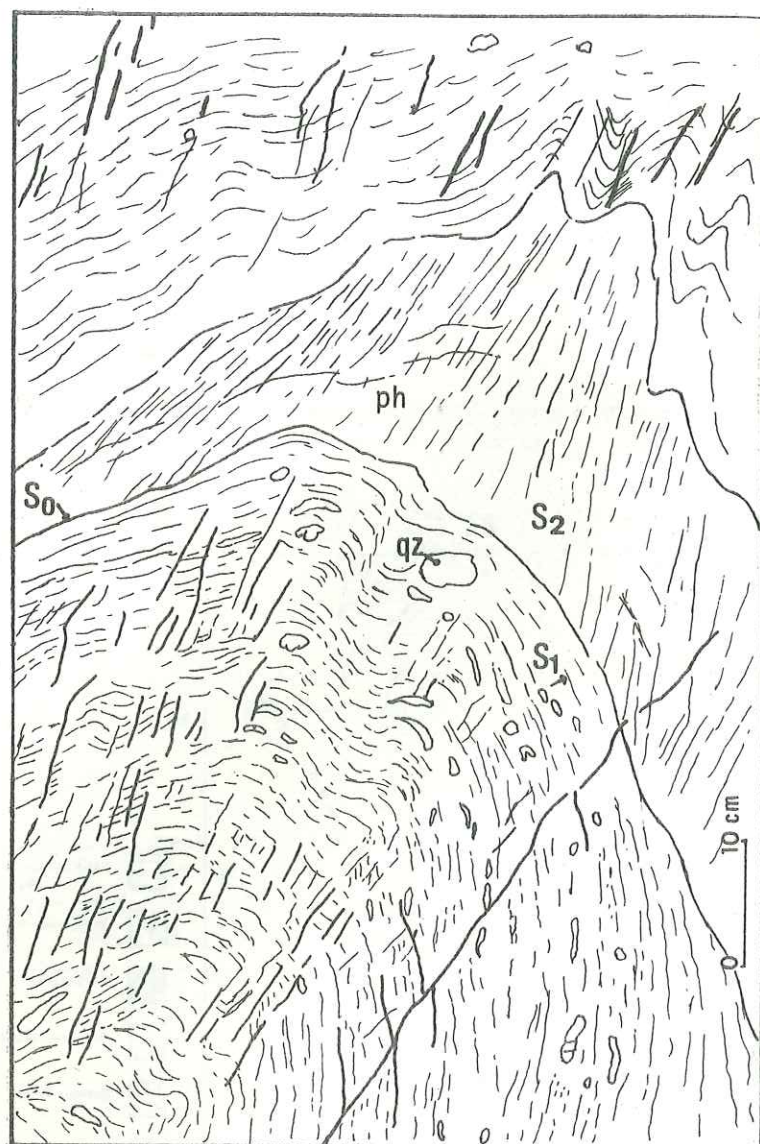


Fig. 5. Pli de 2° phase affectant les micaschistes du Permien du Cirque du Gény, schéma réalisé d'après un affleurement vertical, face au Nord.

qz : petits amas quartzeux

ph : niveau phylliteux

S₀ : surface lithostratigraphique

S₁ : surface de foliation métamorphique

S₂ : schistosité de plan axial.

Le Permien est bien individualisé à Entre-Deux-Eaux. F. Ellenberger le rattacherait maintenant au massif de Vanoise septentrionale. Il est moins net dans le socle de la Dent-Parrachée. Nous l'avons rencontré en replis dans les micaschistes gris et les roches basiques aux extrémités orientales des Glaciers de la Vanoise, vers les altitudes de 2300 m à 2700 m : au front des glaciers de l'Arpont et de Chasseforêt, près du Lac de Chasseforêt, dans la Combe du Pelve (voir carte géologique au 1/25.000). Les limites entre les formations sont souvent difficiles à tracer. (Fig. 6).

On observe sur le haut plateau de l'Arpont de grands accidents quasi horizontaux, affectant le matériel paléozoïque. Ce serait, d'après nous, des écaillages du même style que ceux observés par F. Ellenberger (1958) sur l'arête SE du Dôme de Chasseforêt. (Fig. 7)

Ces accidents mettent en contact les roches basiques avec des micaschistes permien intimement plissés avec les micaschistes gris du socle.

1 Exemple de replis de matériel paléozoïque à l'Est de la coupole de Vanoise méridionale

Si à l'Ouest, les replis isoclinaux sont très redressés (Col d'Aussois), Cirque des Nants...), à l'Est, au contraire, les surfaces de contact et d'inconformité sont quasiment horizontales, quelquefois légèrement inclinées vers l'Ouest.

A l'Est, sur le haut plateau de l'Arpont, les micaschistes ont une foliation métamorphique peu inclinée vers le SSW ou SSE et présentent une linéation minérale (glaucophane) de direction moyenne N-130° et de plongement variable. On rencontre également la glaucophane en rosettes disposées dans de petits "nids" quartzeux où elle est alors cristallisée en rosettes, à l'abri du "vent tectonique" (Termignon, Ruisseau des Gorges, alt. 2500 m). Les micaschistes sont intensément microplissés et on observe une linéation par microplis (dont les charnières sont "anguleuses"). Elle est elle-même déformée, reprise par une phase tectonique postérieure.

Les schistes verts sériciteux du Permien affleurent en bandes, quasi-parallèles, d'une dizaine de mètres d'épaisseur ; eux aussi sont microplissés et montrent des linéations sinueuses.

A l'échelle de l'affleurement, les plis affectant le socle et le Permien (près du Lac de l'Arpont) sont anisopaques, amples, de type semblable ; les charnières sont assez pointues et épaissies ; les flancs sont étirés et minces ; on y observe quelquefois des phénomènes de glissement (Fig. 8). La trace du plan axial n'est pas rectiligne. Ce dernier peut être vertical mais aussi s'incliner vers le NNW ou le SSE. Il est délicat d'envisager la direction et la valeur du plongement de l'axe du pli. Les plis de type "P2" bien développés à l'Ouest de la coupole dans les affleurements permien du Cirque du Gény sont nettement moins clairs à l'Est et, en tout cas, ne présentent pas les mêmes caractéristiques.

Les mêmes types de pli affectent les micaschistes gris du socle (Fig. 9), sur le plateau de l'Arpont. Sur des affleurements quasi-horizontaux, on remarque une schistosité de plan axial ; elle est sécante à la foliation métamorphique 1 dans la charnière ; elle devient mal visible au niveau des flancs où elle serait sensiblement parallèle à F1.

Sur les échantillons, et en lame mince la schistosité de plan axial est bien développée ; elle approche parfois le "strain-slip". Elle est pénétrative.

2. Exemples d'écaillages à l'Est de la coupole de Vanoise méridionale

Nous avons vu précédemment des écaillages affectant le Paléozoïque. Les pincées comprennent même des lambeaux de matériel triasique : dolomies, cargneules et anhydrite (Pelve - Chasseforêt) et des bandes de roches mésozoïques calcaires du Lias et du Malm (Pelve). Selon F. Ellenberger, il s'agirait "d'écaillage tectonique à rebours" ou "rétro-écaillage". Ce phénomène n'est pas caractéristique de la Vanoise méridionale mais se retrouve également dans les massifs de Bellegôte et du Mont-Pourri.

2.1. Les écaillages de l'arête Est du Dôme de Chasseforêt

Ils impliquent le socle et des lames triasiques : calcaire et cargneules. Pour F. Ellenberger, "sur le versant Est, c'est la voûte de la coupole elle-même qui s'éaille et qui glisse vers l'Est en lames et replis superposés". Nous avons retrouvé sous ces écaillages, des pincées, dont les surfaces de contact sont sub-horizontales, quasiment parallèles aux précédentes et affectant le Permien, les micaschistes gris et les roches basiques associées (Fig. 7).

2.2. Les écaillages du Pelve

Sous le Mont Pelve, essentiellement constitué d'une puissante barre redoublée de quartzites blancs triasiques, on observe des replis ou écaillages reprenant le faciès "schiste vert" du Permien, les micaschistes du socle, les quartzites phylliteux et les schistes sericiteux du Permo-Trias ainsi qu'une bande calcaire du Lias et de Malm (au niveau du Lac du Pelve). Les contacts entre les diverses formations sont parallèles, légèrement inclinés vers le N-W, sous le Mont Pelve.

2.3. Les écaillages de Werfénien et de Mésozoïque

Les assises quartzitiques du Werfénien reposent quelquefois en position stratigraphique normale sur la série siliceuse permienne et permo-triasique. Cependant, on peut les trouver en position anormale sur le Paléozoïque, sur un mince coussin de dérivées évaporitiques : Pointe Sans Nom et Crête de la Frêt.

La retombée orientale du Dôme de Chasseforêt est également le domaine des écaillages flottantes de couverture mésozoïque : elles reposent en position normale ou inversée sur n'importe quel terme du Paléozoïque (klippes du Pelve, Calcaires liasiques de la Dent Parrachée...).

Parfois, à la base de ces lambeaux décollés, on retrouve des traces d'un coussinet gypsifère (évaporites du Werfénien supérieur ou dérivés). Ailleurs, le contact est direct.

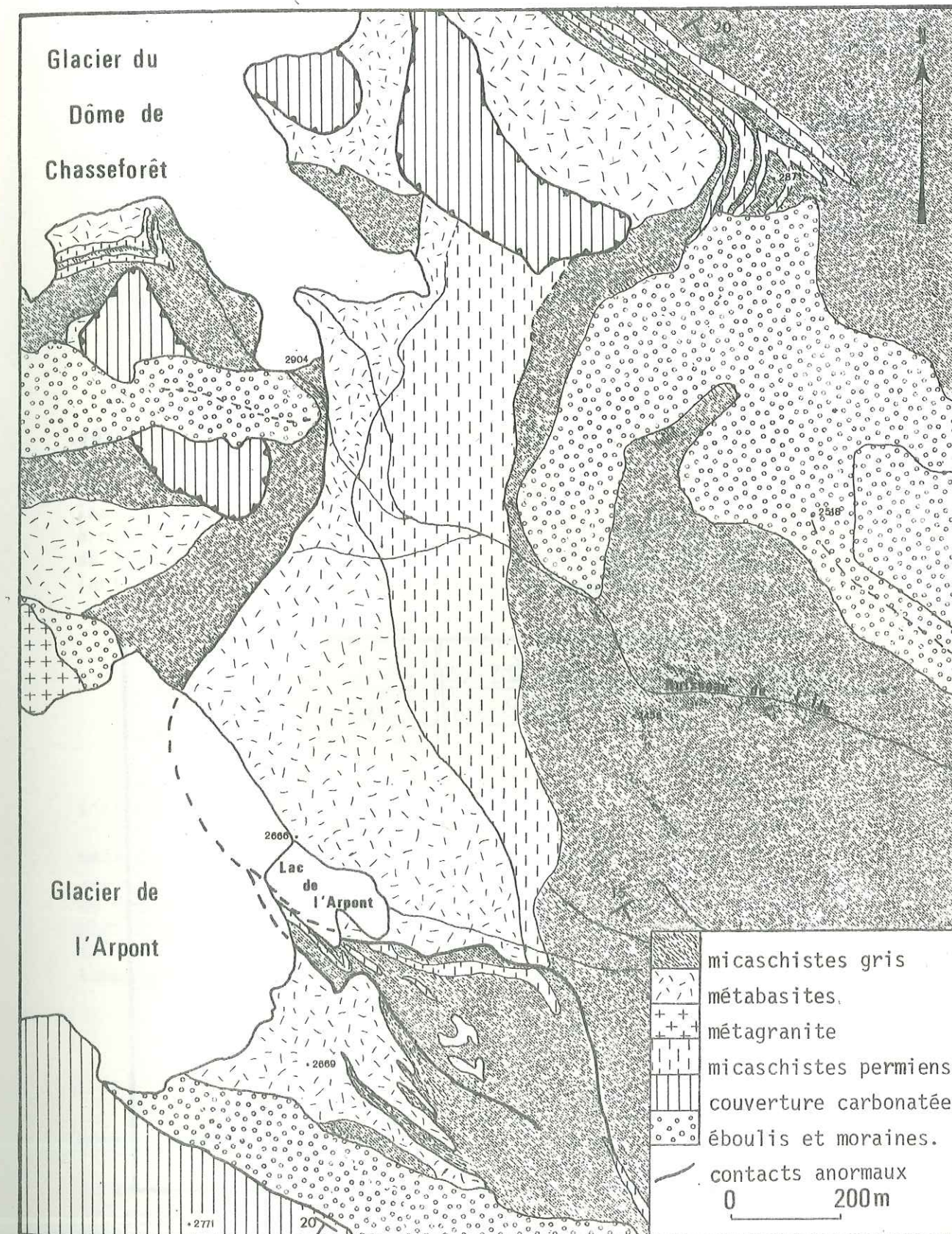


Fig. 6. Schéma cartographique du Plateau de l'Arpont.

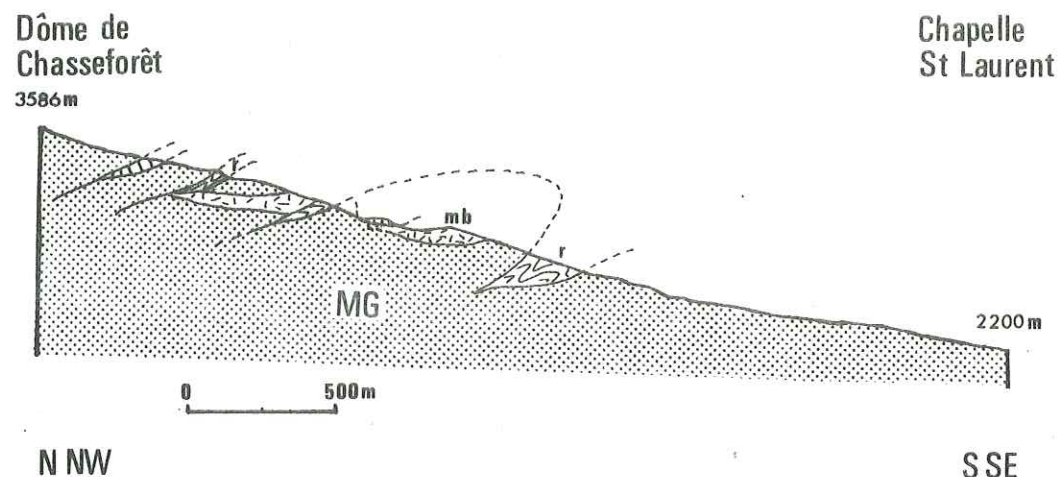


Fig. 7. Coupe interprétative de la Retombée orientale du Dôme de Chasseforêt.
(d'après F. Ellenberger, 1958, modifiée).

MG : micaschistes gris
mb : métabasites
r : micaschistes permians
▣ : lambeaux de couverture carbonatée, ici triasique.

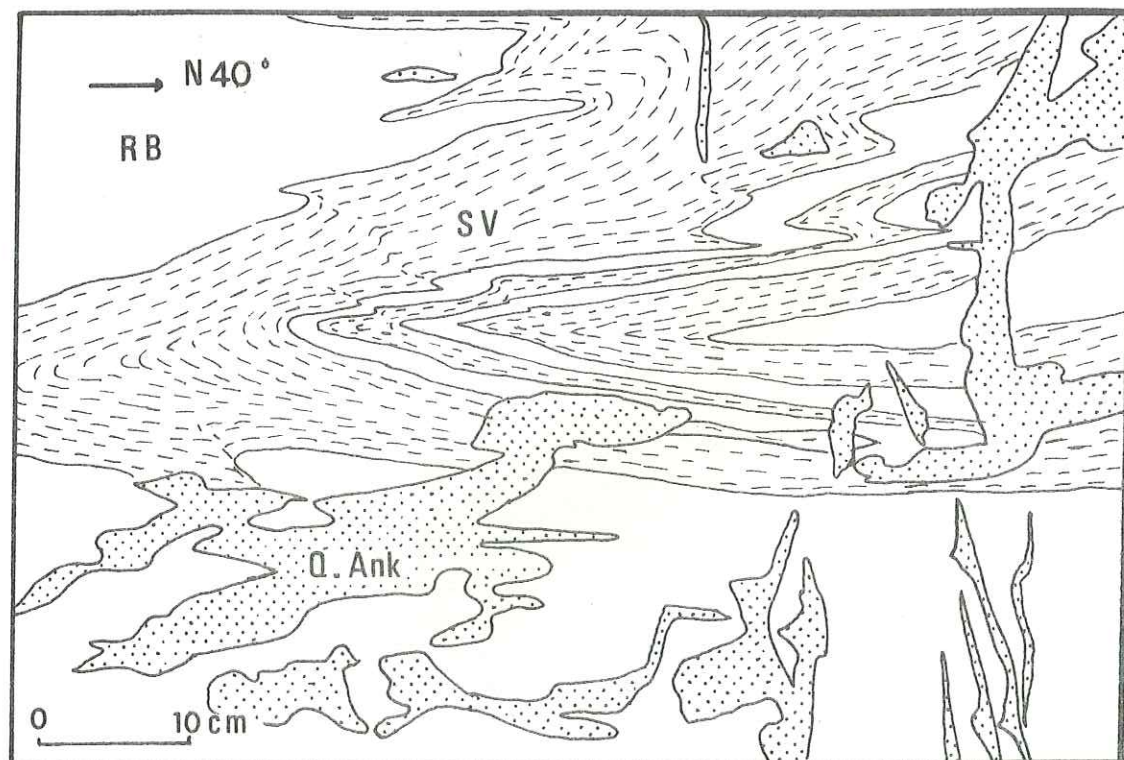


Fig. . Replis de métabasites et de micaschistes permians (poli glaciaire de l'Arpont); schéma réalisé d'après un affleurement horizontal.

RB : métabasites; SV : micaschistes verts albitiques et ankéritiques du Permien; Q-Ank : amas sécants de quartz et d'ankérite.

2.4. La "nappe des gypses" et celle des "Schistes Lustrés"

La partie orientale de la coupole tectonique de Vanoise méridionale supporte également sur son bord oriental, les grandes masses évaporitiques, appartenant au "Trias exotique" et localisées à l'Est du Lac de Bellecombe et à l'Est de la Dent Parrachée. Ces gypses, anhydrites et cargneules reposent en discordance tectonique sur le Paléozoïque ou sur n'importe quel autre terrain.

Un peu plus au Sud-Est, sur la rive gauche du Doron de Termignon, nous entrons dans le domaine de la nappe des Schistes Lustrés.

3. Conclusions

Il semble, pour F. Ellenberger (1958), que les écaillages à rebours de la retombée orientale de la coupole soient synonymes des replis isoclinaux "en cours de hache" observés à l'Ouest. Même si on doit les attribuer à la même phase tectonique (phase 2 de B. Goffé), ce sont, à notre avis, deux phénomènes tectoniques différents, l'un plicatif moulant et accordant le socle et sa couverture siliceuse permienne, l'autre cisailant et laminant le Paléozoïque et le Mésozoïque.

IV. LA FRACTURATION (DANS LA RETOMBEE ORIENTALE) DU DOME DE CHASSEFORET - ETUDE STATISTIQUE

Elle est surtout visible dans les micaschistes gris de l'Arpont, des crêtes E-W de la Ferrière au Sud, au lac du Pelve au Nord.

Les cassures, diaclases, filons sont particulièrement nets en photographie aérienne; l'observation est d'autant plus aisée que les micaschistes affleurent là en grands plateaux d'origine glaciaire plus ou moins polis et dépourvus de végétation. Le dépouillement de plusieurs photographies à l'échelle 1/33 000 a été nécessaire pour réaliser une statistique qualitative et quantitative des directions, du nombre et de la longueur des fractures. Le Nord géographique est pris comme référence.

1. Méthodes d'analyses (d'après G. Tamain, 1974).

Deux types de diagrammes ont été effectués pour chaque photographie :

- un diagramme de fréquence quantitative N %. Il est obtenu en portant, pour chaque classe de 5°, le rapport du nombre d'éléments "n" de fracture de la classe au nombre total "n_T" de fractures relevées sur chaque photographie :

$$N \% = \frac{n \times 100}{n_T} \text{ pour chaque classe de } 5^\circ.$$

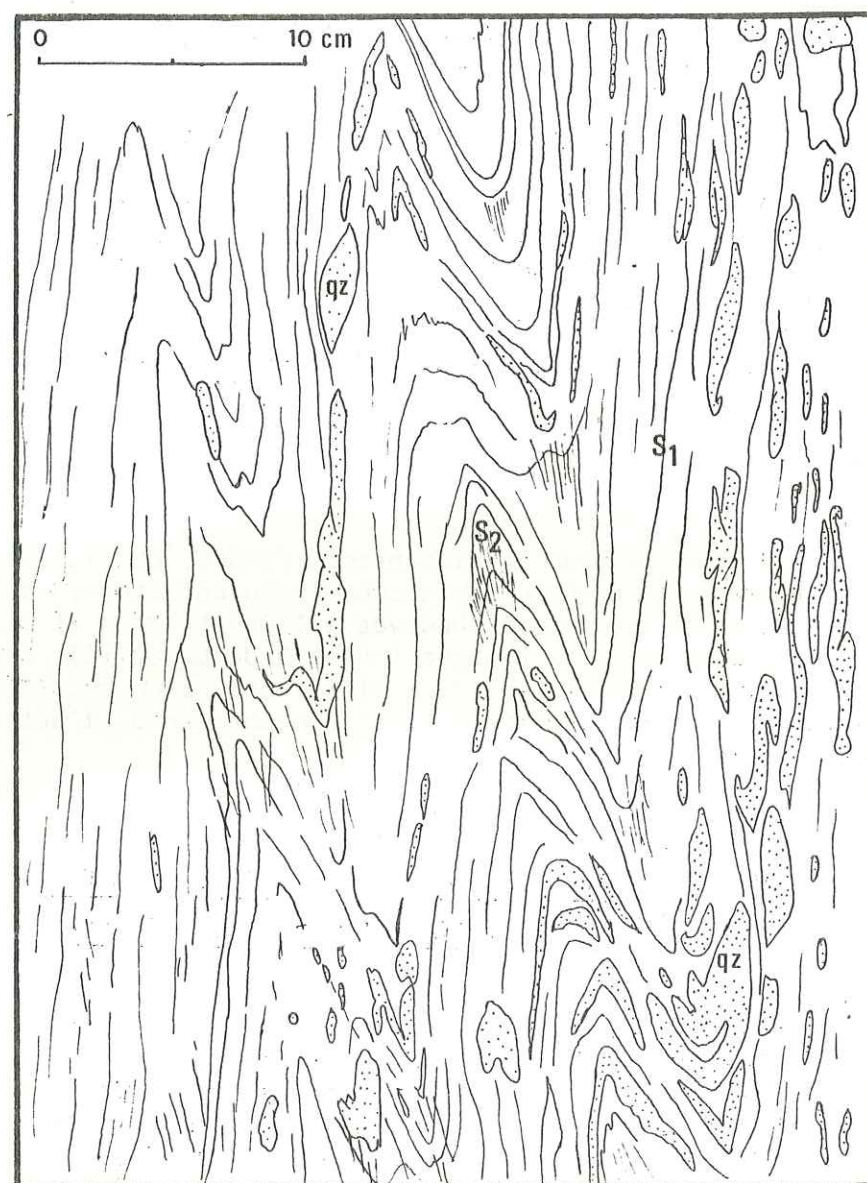


Fig. 9. Micaschiste gris à exsudats de quartz, de la série de Chasseforêt; schéma réalisé d'après l'affleurement.

S₁ : foliation métamorphique plissée;
S₂ : schistosité de fracture au niveau des charnières.

- un diagramme de fréquence qualitative L % : il est réalisé en reportant, pour chaque classe de 5°, le rapport de la somme de la longueur des éléments "l" de la fracture de la classe à la longueur totale "l_T" pour chaque photographie :

$$L \% = \frac{l \times 100}{l_T} \text{ pour chaque classe de } 5^\circ.$$

L'étude détaillée de la fracturation sera faite ultérieurement dans le chapitre relatif à la métallogénie des filons, les directions principales de ces derniers étant intimement liées aux directions majeures des cassures.

CHAPITRE QUATRIEME : LE METAMORPHISME ALPIN EN VANOISE MERIDIONALE

I. GENERALITES ET RAPPELS SUR LE METAMORPHISME ALPIN

Les effets du métamorphisme alpin sont bien visibles dans cette région aussi bien au niveau des micaschistes du socle que dans la couverture siliceuse permienne et permotriasique et dans la couverture carbonatée mésozoïque. L'orogénèse alpine y a développé des paragenèses métamorphiques typiques. On observe une inégalité de susceptibilité métamorphique selon la nature des roches ; certaines ont résisté aux effets thermodynamiques alpins, d'autres sont très recristallisées : les micaschistes gris, ceux du Permien, les marbres chloriteux du Crétacé...

Selon P. Saliot (1978) et J. Bocquet (1974), dans le socle, les paragenèses alpines se superposent à des paragenèses plus anciennes ; pour J. Bocquet, elles sont caractéristiques d'un faciès amphibolitique de pression intermédiaire (à élevée) : reliques de hornblende, grenat, mica blanc ± biotite brune ± disthène ± staurotide.

Les minéraux de la paragenèse alpine de Vanoise méridionale sont : quartz, albite, chlorite, phengite, paragonite, glaucophane, biotite verte, chloritoïde, jadéite et certains grenats (B. Goffé, 1975). Selon B. Goffé, le métamorphisme peut être séparé en deux phases :

- une phase de basse température et de haute pression (8 Kb, 350°C) à glaucophane, chlorite, phengite, paragonite ± grenat ± jadéite ;

- une phase de plus basse pression et de plus haute température (4 Kb, 400 à 450°C) à albite-chlorite-phengite-paragonite ou biotite verte-chlorite-albite-paragonite dans certaines roches basiques (B. Goffé, 1975).

L'évolution du métamorphisme se traduit par une baisse de pression et une augmentation de la température. Les transformations métamorphiques affectant le socle et la couverture se sont développées après l'Eocène (dernier terrain métamorphique daté en Vanoise méridionale).

P. Saliot (1978) a mis en évidence un certain nombre d'isogrades en Vanoise ; la carte qu'il a établie montre "les discontinuités métamorphiques dues aux déplacements tectoniques et l'accordance" entre les isogrades du métamorphisme alpin de H.P. et les éléments structuraux, donc la mobilité des zones métamorphiques de H.P. après leur édification". D'autre part, il soulève le problème posé par la présence de jadéite. Elle n'est pas seulement présente dans le socle briançonnais (J. Bocquet, 1974) mais également dans des grès évaporitiques de Savoie. (P. Saliot, 1978). Selon P. Saliot, la seule présence de jadéite dans quelques roches isolées ne constitue pas un critère de très haute pression mais reste cependant significative du gradient géothermique initial

quelque soit son évolution ultérieure (H.P., B.T.). L'étude des paragenèses des associations minérales et la quantité de quartz qui lui est associé sont déterminantes.

Dans les micaschistes du Permien, la paragenèse alpine^{xx} est la suivante : qz + ab + mi.bl (ph ± mu ± pa) + chl + oxy + tour ± cc. Dans ceux du Permo-Trias, l'albite est absente : qz + ph + carb. + oxy. de Fe ± chl (± ab).

La série mésozoïque et paléogène est en général peu atteinte en apparence par les transformations métamorphiques ; celles-ci se traduisent par la recristallisation plus ou moins intense des carbonates, le développement de l'albite, du quartz, de la phengite, de la chlorite, paragonite, biotite verte, amphibole sodique, ferro-carpholite magnésienne, chloritoïde... et de minéraux accessoires (sphène, épidote, hématite, rutile, tourmaline, apatite...) (B. Goffé et P. Saliot, 1975, 1978).

Nous n'avons pas l'intention d'aborder les problèmes liés au métamorphisme alpin qui sont, depuis quelques années, particulièrement étudiés par de nombreux pétrographes et géochimistes. Cependant, la mise en évidence de paragenèses particulières dans le socle, liées à des lentilles carbonatées au sein des micaschistes gris, doit être mentionnée ici.

II. L'ASSOCIATION A CHLORITE, CHLORITOÏDE ET MICA BLANC DU SOCLE DE CHASSEFORET.

Nous l'avons observée aux anciennes mines de La Letta et un peu plus à l'Ouest, au pied du glacier du Pelve. Dans les deux cas, le micaschiste sert d'encaissant à une lentille riche en carbonate, quartz, chlorite et sulfures. Dans le corps stratiforme minéralisé et plus précisément dans les lits quartzeux, les chloritoïdes se développent en gerbes. (Fig. 10).

Dans le micaschiste, ce sont de petites lames maclées, au sein des albites et disposées dans la dernière foliation métamorphique. (Fig. 11).

La présence de chloritoïde dans ces roches peut laisser présager une teneur en aluminium plus forte que la normale. Dans les roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise, les gerbes de chloritoïdes sont associées à la pyrophyllite, diaspore, magnésio-carpholite, paragonite, chlorite et muscovite, associations permettant d'envisager des conditions de métamorphisme se situant à 360°C et 5Kb (B. Goffé et P. Saliot, 1977). B. Goffé (1977) signale que la chlorite est (aussi) hyperalumineuse et lithinifère : cookéite (Si_3Al) ($\text{Al}_4\text{LiO}_{10}\text{OH}_8$).

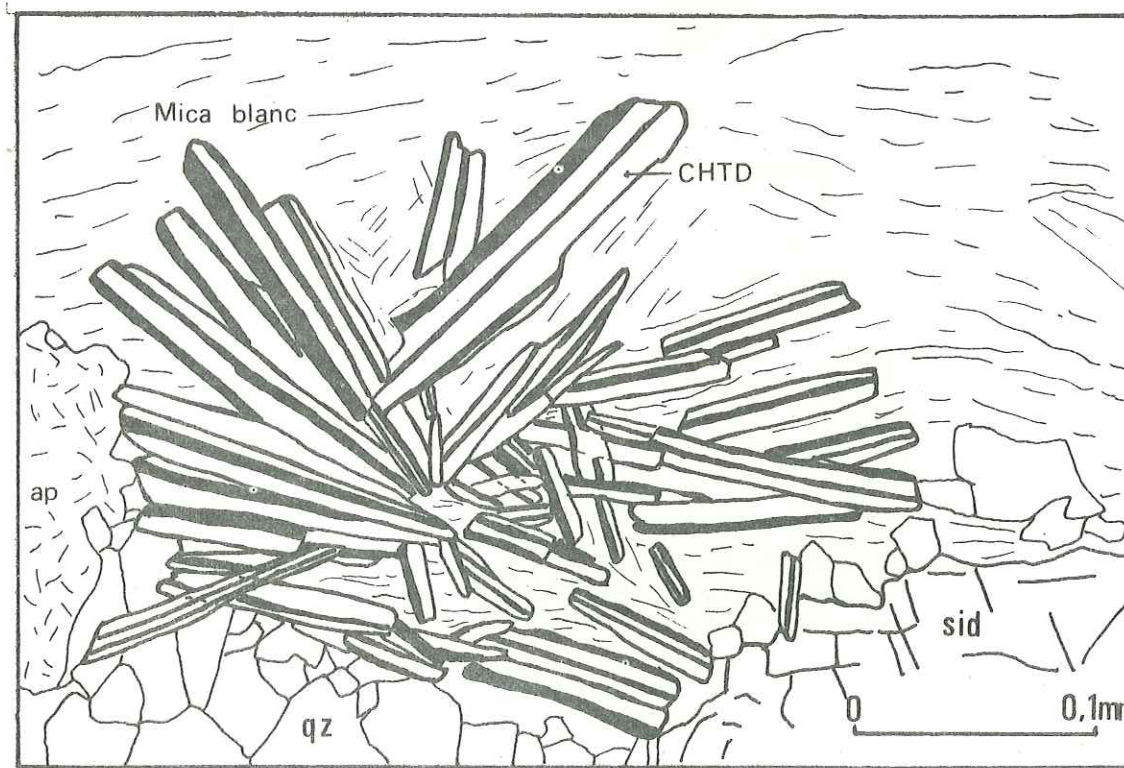
Nous avons donc recherché, parallèlement à ces travaux si les chlorites et les micas blancs associés au chloritoïde étaient quelque peu alumineux; un certain nombre de chlorites vertes et de micas blancs ont été analysés aux R.X. Deux sites présentant des associations minérales Chdt + chl + mi.bl. ont été analysés à la microsonde électronique.

^{xx} : F. Ellenberger (1958) signale la présence de reliques de glaucophane.

Fig.10. ROSETTE DE CHLORITOÏDE DANS UN NODULE

MINERALISE DU PELVE.

Schéma réalisé d'après lame mince (éch. 144).



-  CHTD : Baguettes de chloritoïde.
-  ap : apatite.
-  qz : quartz.
-  sid : sidérite manganésifère.

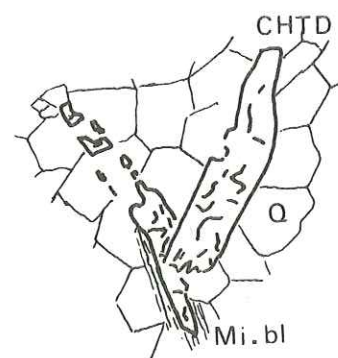
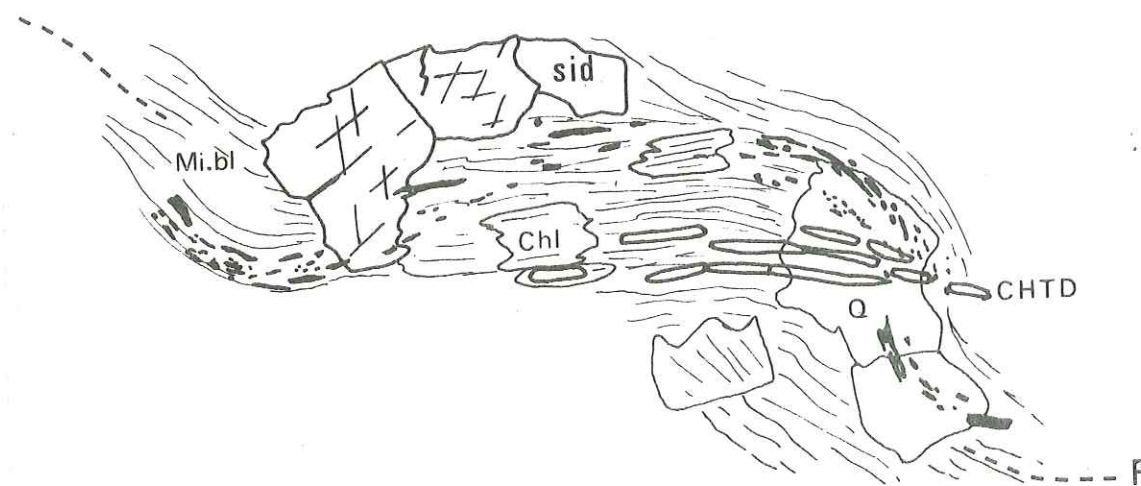
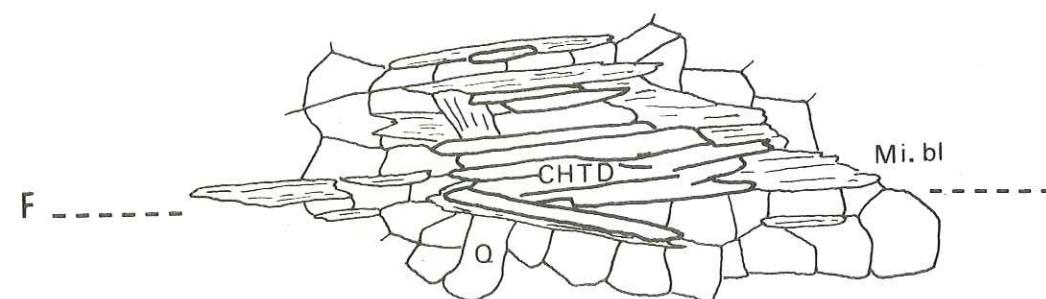


Fig. 11. Baguettes de chloritoïde disposées dans la foliation du micaschiste de la Letta.

Schéma réalisé d'après lame mince (éch. 141).



0 0,1 mm



quartz
mica blanc
chlorite
chloritoïde
sidérite
minéraux opaques
trace de la foliation

1. Analyses diffractométriques des chlorites

1.1. Observations

Les chlorites sont, macroscopiquement, souvent très vertes ; on les rencontre en amas ; ce sont alors de petits grains ; elles peuvent être tardives dans les fentes à quartz et albite ; elles recouvrent ces minéraux d'une fine pellicule verte.

Au microscope, les lamelles sont couramment disposées selon le plan principal de la foliation métamorphique des micaschistes du socle et du Permien. Quelquefois, elles sont associées lames à lames avec des micas blancs. En lumière naturelle polarisée, elles sont généralement très vertes et très pléochroïques : du vert foncé au jaune clair très pâle. En lumière polarisée analysée, elles sont d'un bleu violacé, quelquefois gris bleuté ou gris bleu sombre à noir. Quand elles proviennent de la destabilisation des glaucophanes, elles sont franchement brunâtres.

1.2. Classification des chlorites

Les données des analyses diffractométriques montrent que toutes les chlorites étudiées (dans l'encaissant et dans les gîtes) sont trioctaédriques et que les variations de composition chimique sont dues à des remplacements isomorphiques de cations. Nous les avons déterminées en utilisant la méthode mise au point par R. Aumaître et G. Buffet (1973), consistant à calculer le nombre d'atomes lourds-y = Fe total =

$$Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+} + Cr^{3+}$$

par la méthode des intensités des réflexions basales.

1.3. Résultats des analyses diffractométriques

A titre de comparaison, nous avons analysé les chlorites contenues dans les roches du socle, celles des lentilles carbonatées et celles des filons à qz + ab + ol + py + chl.

Le spectre de ces chlorites, compris entre de très bas angles (2°) et jusqu'aux abords de 40°, montre qu'elles sont trioctaédriques. En effet, nous n'observons pas le pic de la raie [060] vers 1,48 Å mais vers 1,58 Å. D'autre part, on remarque que les intensités des raies (h k l) sont "anormales" : l'intensité décroît selon l'ordre suivant : (h k l) 004 → $\frac{I}{I} = 100$

puis (002), (003), (005), la plus faible étant la raie (001). Pour toutes les chlorites analysées, la raie (001) a une intensité anormalement faible.

Pour deux des échantillons analysés, il existe un pic vers 2°, soit un d (h k l) voisin de 22. Ce pic suggère la présence de minéraux argileux ou d'une surstructure qui existe dans les minéraux dioctaédriques.

Les intensités des réflexions sont liées à la répartition atomique des ions dans la structure. D'après G. Brown (1961), les chlorites riches en fer ont des réflexions (001), (003) et (005) relativement faibles et de fortes réflexions (002) et (004). L'identification de ces chlorites est moins aisée que celles des chlorites magnésiennes, les raies (002) et (004) pouvant être confondues avec celles des kaolinites.

Les résultats des analyses diffractométriques des chlorites sont présentés dans le tableau n° 1.

Nous avons pu identifier une shéridanite (raie (001) présentant un $d(hkl)$ faible $< 14 \text{ \AA}$), aux anciennes mines de La Letta (échantillon 138). Les autres chlorites analysées se classent dans les ripidolite ou pycnochlorite (classification de HEY, 1954). Cependant, les intensités des raies laisseraient supposer qu'il s'agit des pôles les plus riches en fer de ces dernières. La méthode de Aumaitre et Buffet montre que nos échantillons seraient assez pauvres en Si et par contre, qu'ils contiennent beaucoup de Fe. Mais la diffractométrie R.X. n'est pas une méthode assez précise pour permettre d'écrire la formule structurale de la chlorite analysée (20 % d'erreur).

2. Analyses diffractométriques des micas blancs

Nous avons testé aux R.X. les micas blancs associés aux chlorites. Dans les associations à sid + sulf + chtd + qz + mi. bl + chl, cette étude montre la nature potassique des micas blancs. Les résultats sont regroupés dans le tableau n° 2.

Tableau n° 2

$d(hkl)$ en $\text{\AA}$	$I \downarrow$ $d(006)$	$d(002)$	$d(004)$	$d(20\bar{2})$	$d(204)$
éch. 135-1	3,33	10,10	4,98	2,57	
éch. 138	3,31	9,98	4,99	2,56	
éch. 140-1	3,32	10,16	4,98		
éch. 140-2	3,32	10,16	4,99		1,99

Ces micas auraient une composition de "vraies" muscovites, de formule générale $K Si_3 Al Al_2 O_{10} (OH)_2$.

Tableau n°1. Résultats des analyses diffractométriques (R.X) des chlorites.

éch	135.1	135.2	138	140.2	140.1	141
hkl	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100
001	14.44 1	14.44 37	13.60 5	14.61 35	14.44 17	14.24 1
002	7.13 67	7.08 84	7.00 72	7.16 100	7.16 57	7.11 52
003	4.72 33	4.70 36	4.68 32	4.75 32	4.75 23	4.72 16
020						
004	3.55 100	3.54 100	3.52 100	3.55 75	3.55 100	3.54 100
005	2.89 40	2.84 36	2.81 21	2.83 20	2.84 17	2.86 11
060	1.55 -	1.57 64	1.56 18	- -	1.57 13	1.57 9

éch	454.2	468.3	280.1	468.1	227.1
hkl	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100	$d(\text{\AA})$ I/100
001	14.24 38	13.86 4	14.40 25	14.32 14	14.53 21
002	7.07 80	6.99 55	7.14 100	7.15 90	7.15 95
003	4.71 43	4.72 42	4.73 38	4.73 42	4.74 23
020					
004	3.54 100	3.54 100	3.54 100	3.55 100	3.54 100
005	2.83 17	2.83 26	2.83 19	2.84 21	2.84 20
060	1.56 20	1.57 44	1.56 21	1.56 18	1.54 27

éch. 135.1, 135.2, 138 : micaschistes encaissant la lentille de La Letta;

éch. 140.1, 140.2, 141 : lentille de La Letta;

éch. 454.2 : chlorite associée à l'oligiste des mines de la Ferrière;

éch. 468.1, 468.3 : chlorite associée à l'oligiste et l'albite des calcaires liasiques de la Mahure;

éch. 280.1 : chlorite associée à l'oligiste, le quartz, l'ankérite et l'albite dans des filons encaissant dans le Permien du Cirque de Rosoire;

éch. 227.1 : chlorite des lentilles carbonatées de l'Arpont.

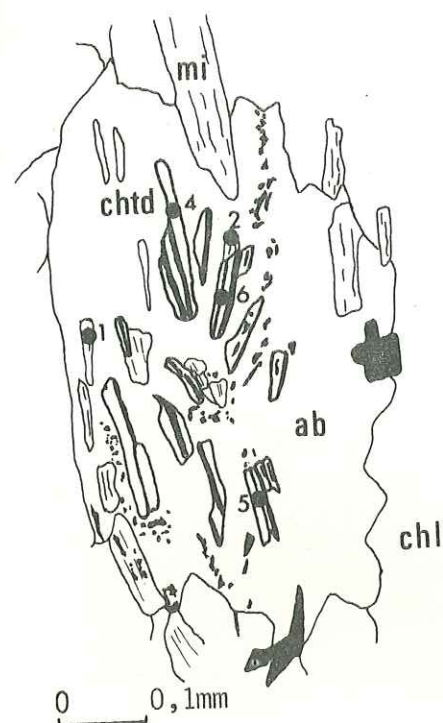


Fig. 12. Micaschiste de La Letta, site n°1 analysé à la microsonde, schéma réalisé d'après lame mince.

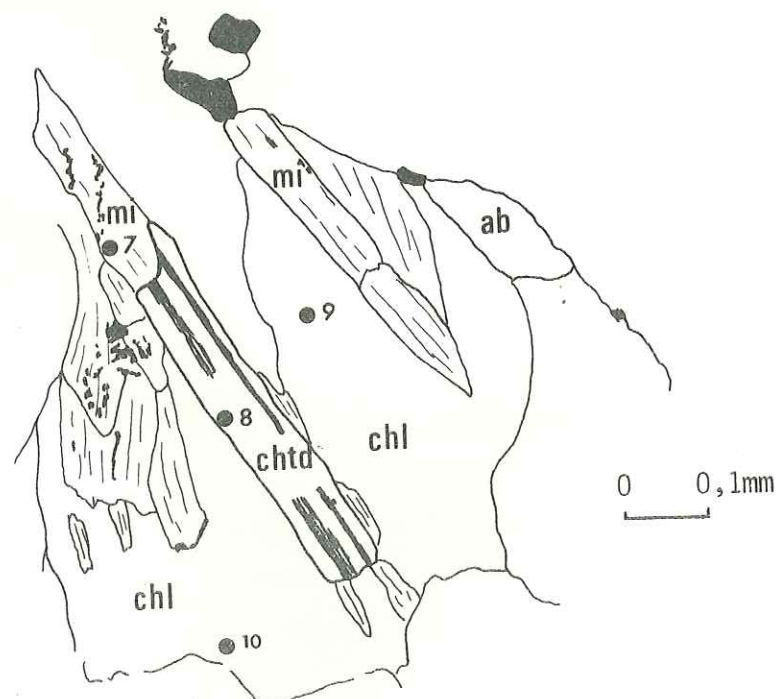


Fig. 13. Site n°2 analysé à la microsonde.

3. Analyses à la microsonde électronique

Elles ont été effectuées en collaboration avec B. Goffé au laboratoire de Pétrographie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris.

3.1. Les sites étudiés

Les analyses portent sur un échantillon de micaschiste du socle de Chasseforêt ; localisé aux anciennes mines de La Letta, il est l'encaissant d'une lentille de taille décamétrique et polyminéralisée (carbonates, sulfures, cuivres gris, oligiste...). La roche (ech. 140) est située à la limite de la lentille.

Le micaschiste contient les minéraux suivants : qz + ab + mi. bl. + chl + gr. + glauc + chtd + ép + carb + ru + sph + hé + py ...

Nous avons analysé la paragenèse à chtd + chl + mi. bl en deux sites différents (Fig. 12 et 13).

a) site 1 - Fig. 12.

Les analyses portent sur des micas blancs (1 et 2) et sur des chloritoïdes (4, 5 et 6) : voir le tableau de résultats.

Ces minéraux sont contenus dans une albite poëcilitique d'âge alpin. Ils y dessinent la foliation métamorphique principale de la roche. Les micas sont en petits grains ou en lamelles. Ils peuvent entourer les chloritoïdes et sont alors le principal produit de leur destabilisation. Ils sont incolores en lumière naturelle polarisée.

Les chloritoïdes ont une taille légèrement supérieure aux micas. Ils sont peu colorés (bleu vert pâle) et polarisent dans des teintes gris bleu du 1er ordre. Les macles polysynthétiques sont bien visibles.

En outre, l'albite contient des minéraux opaques souvent en grains plus ou moins dispersés, traversant parfois micas et chloritoïdes on distingue des cristaux d'ilménite et de pyrite.

b) site 2 - Fig. 13.

Les analyses correspondantes sont :

7 : mica blanc

8 : chloritoïde

9 et 10 : chlorite verte.

Le chloritoïde est allongé selon un plan parallèle au plan principal de la foliation métamorphique de la roche. Il est partiellement altéré en mica blanc (7). L'altération se localise tout d'abord à la bordure des cristaux ainsi que dans les clivages puis s'étend à tout le minéral. Dans ce même site, deux chlorites, ont été analysées : pléochroïques du vert sombre au jaune pâle, elles polarisent dans les gris sombre bleuté. Elles sont associées aux chloritoïde, mica blanc, albite et minéraux opaques.

c) site 3

Nous avons analysé en troisième lieu les carbonates qui constituent l'ensemble de la minéralisation lenticulaire de La Letta :

analyse 11 : carbonates

analyse 12 : clivage et cassures remplies d'oxydes.

Le pourcentage d'oxydes à l'intérieur du carbonate varie selon les cristaux au sein d'un même nodule. Nous reviendrons sur les résultats dans le chapitre consacré au gisement stratiforme.

3.2. Résultats

Ils sont présentés dans le Tableau n° 3. Nous n'avons pas figuré ici le détail des analyses brutes données en pourcentage d'oxydes. Seuls les totaux sont indiqués dans le Tableau n° 3 qui fournit directement les formules structurales des différents minéraux :

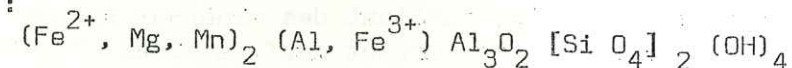
- chloritoïdes : analyses 4, 5, 6 et 8, en nombre d'atomes sur la base de 14 atomes d'oxygène ;
- micas blancs : analyses 1, 2 et 3, en nombre d'atomes sur la base de 12 atomes d'oxygène ;
- chlorites : analyses 9 et 10, en nombre d'atomes sur la base de 18 atomes d'oxygène ;
- carbonates : analyse 11, en nombre d'atomes sur la base de 6 atomes d'oxygène ;
- oxydes de clivages des carbonates : analyse 12, en nombre d'atomes sur la base de 2 atomes d'oxygène.

Il faut remarquer que les totaux des pourcentages d'oxydes sont un peu faibles mais le calcul des formules structurales est correct ; ceci est dû aux phénomènes d'absorption des R.X. (sur une section plus ou moins bien polie).

3.3. Les chloritoïdes

Rappelons que la formule structurale des chloritoïdes

s'écrit :



Les analyses faites à la microsonde donnent le fer sous forme de Fe_2O_3 . Pour le calcul des formules structurales, le fer total doit être converti en FeO . On estime la part de Fe^{2+} et celle de Fe^{3+} des chloritoïdes en équilibrant les charges entre les sites tétraédriques et les sites octaédriques, sur une base de 14 atomes d'oxygène.

A titre de comparaison, nous avons relevé trois analyses de chloritoïdes dans la littérature : tableau n° 4 :

- chloritoïdes d'Ambin et de Vanoise méridionale (Bauxites du Dogger).

Nous constatons d'après les tableaux n° 3, 4 que les chloritoïdes du gisement de La Letta (analyses 4, 5, 6 et 8) sont très pauvres en MgO par rapport à ceux d'Ambin et ceux des bauxites de Pralognan. Ils sont beaucoup plus riches en MnO et plus pauvres en CaO .

Tableau n°3: formules structurales des minéraux analysés à la microsonde (E.N.S. Paris).

n° d'anal.	4	5	6	8	1	2	7	9	10	11	12
Si	2.051	2.007	2.018	2.048	3.114	3.148	3.196	2.465	2.501		-
Ti	0.005	0.006	0	0.010	0.015	0.007	0.010	0.016	0.018		
Al ^{IV}	3.000	3.000	3.000	3.000	0.886	0.852	0.804	1.535	1.499		
Al ^{VI}	0.930	0.865	0.942	0.909	1.774	1.772	1.756	0.861	0.837		
Fe ³⁺	0.065	0.129	0.058	0.091	0.081	0.080	0.056	0.123	1.145	-	0.807
Fe ²⁺	1.708	1.759	1.776	1.730	0.082	0.081	0.056	3.404	2.353	1.409	-
Mn	0.095	0.074	0.083	0.084	0	0	0	0.043	0.059	0.274	0.181
Mg	0.036	0.048	0.048	0.064	0.061	0.068	0.064	0.608	0.602	0.369	0.037
Ca	0.006	0.005	0.002	0	0.003	0.002	0	0.012	0.015	0.044	0.012
Na	0.015	0.023	0.025	0.022	0.035	0.004	0.039	0.030	0.039		
K	0.008	0.011	0.007	0	0.863	0.862	0.912	0.020	0.021		
OH	4.142	4.256	4.134	4.081	2.067	2.064	2.138	10.461	10.512	-	1.118
CO ₃										1.952	
Total en % d'oxyde	93.17	91.37	93.77	94.93	96.50	96.55	92.95	96.03	95.44	98.53	88.90

N.B. Les teneurs en H_2O sont arbitraires.

Tableau n°4. Analyses de chloritoïde des massifs d'Ambin et de Vanoise.
Pourcentages d'oxydes et formules structurales.

	Ambin	B.G Vanoise	J.B Vanoise
SiO ₂	24.35	25.06	23.25
TiO ₂	tr.	1.07	0.30
Al ₂ O ₃	41.43	37.92	38.40
Fe ₂ O ₃	3.086	3.60	11.00
FeO	19.26	23.58	16.85
MnO	0.20	0.09	0.05
MgO	3.86	1.20	1.70
CaO	0.59	0.10	0.95
Na ₂ O	-	-	0.25
K ₂ O	-	-	0.30
P ₂ O ₅	-	0.15	0.10
H ₂ O ⁺	5.41	7.19	6.35
H ₂ O ⁻	0.05	-	0.05
Total	99.06	99.96	99.55

	Ambin	J.B Vanoise
Si	1.973	1.918
Ti	-	0.020
Al ^{IV}	3.000	3.000
Al ^{VI}	0.957	0.732
Fe ³⁺	0.235	0.684
Fe ²⁺	1.305	1.165
Mn	0.014	0.005
Mg	0.393	0.208
Ca	0.051	0.084
Na	-	0.040
K	-	0.030
OH	4.	-

Ambin: données de M. Gay, 1972, lentille d'exsudation essentiellement quartzeuse du groupe d'Ambin (quartz, phengite, chlorite, trémolite, chloritoïde, ankérite, hématite).

B.G Vanoise: données de B. Goffé, 1975, bauxite du Dogger, Pralognan La Vanoise, analyse par voie humide.

J.B Vanoise: données de J. Bocquet, 1974, roche du Jurassique moyen de Vanoise méridionale, Col du Mone, Pralognan La Vanoise, analyse par voie humide.

CHLORITOÏDE : DIAGRAMMES TRIANGULAIRES d'après L. B. HALFERDAHL, 1961.

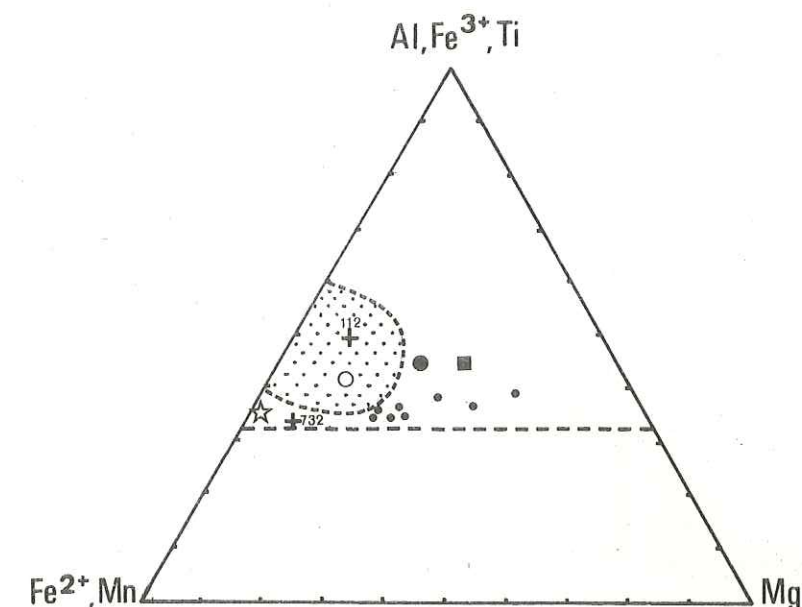


Fig. 14. Composition de la couche octaédrique.

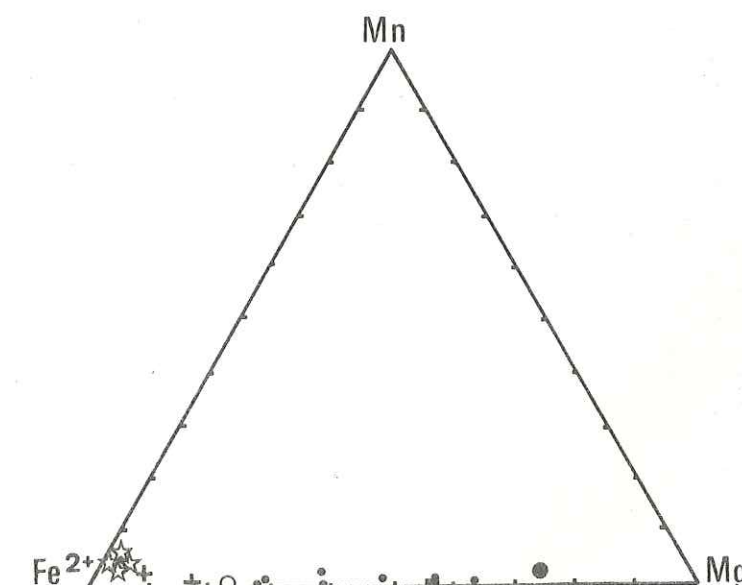


Fig. 15. Distribution des atomes bivalents.

Légende des fig. 14 et 15:

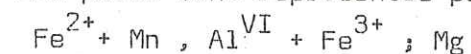
- zone piémontaise (in J. Bocquet, 1974)
- + 112: Vanoise méridionale, Jurassique
- + 732: zone piémontaise, micaschiste mésozoïque } in J. Bocquet, 1974.
- Ambin, M. Gay, 1972
- Groix, B. Velde, 1967 (in J. R. Kienast et C. Triboulet, 1972.
- Cortina, J. R. Kienast et C. Triboulet, 1972.
- ☆ Vanoise méridionale, micaschiste de La Letta, éch. de cette étude.
- ⊙ zone représentative de chloritoïde de composition "normale".

Tableau n°5. Formules structurales des micas blancs (nombre d'atomes sur la base de 12 atomes d'oxygène).

	1	2	7	894 b			Portetta	Ambin
Si	3.114	3.148	3.196	3.200	3.288	3.193	3.26	3.124
Ti	0.015	0.007	0.010	0.009	0.014	0.025	-	0.039
Al ^{IV}	0.886	0.852	0.804	0.800	0.712	0.802	0.74	0.726
Al ^{VI}	1.774	1.772	1.756	1.780	1.706	1.751	1.82	1.709
Fe ³⁺	0.081	0.080	0.056	-	-	-	-	0.071
Fe ²⁺	0.082	0.081	0.056	0.144	0.095	0.083	0.02	0.015
Mn	0	0	0	-	-	-	-	-
Mg	0.061	0.068	0.064	0.130	0.217	0.171	0.07	0.143
Ca	0.003	0.002	0	0.010	0.002	0.002	0.03	0.051
Na	0.035	0.004	0.039	0.064	0.093	0.106	0.14	0.184
K	0.863	0.862	0.912	0.795	0.869	0.833	0.76	0.829
OH	2.067	2.064	2.138	-	-	-	-	1.931
Total en % d'oxydes	96.50	96.55	92.95	94.83	93.95	96.23	-	100.42

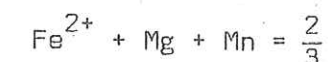
- analyses 1, 2 et 7: micas blancs de la lentille de la Letta (éch. 140.1)
- analyses 894b : micas blancs des micaschistes gris du socle, à glaucophane rétro-morphosée, Cirque du Gênépy, Pralognan La Vanoise, données de B. Goffé, 1975-1977, analyses microsonde
- analyse Portetta : micas blancs (mélange de paragonite et muscovite) des bauxites du massif de la Portetta, Pralognan La Vanoise, données de B. Goffé, 1975, analyses par voie humide
- analyse Ambin : muscovite phengitique d'un gneiss à deux micas du Groupe de La Claréa (partie inférieure), données de M. Gay, 1972.

Nous avons représenté la composition chimique de la couche octaédrique sur le diagramme triangulaire de Halferdhal (1961) (Fig. 14), dont les pôles sont représentés par :



Un second diagramme (Fig. 15) traduit la distribution des atomes bivalents dans le triangle Fe^{2+} , Mg, Mn.

Ces diagrammes sont réalisés en tenant compte des proportions atomiques des éléments considérés. La ligne en tireté du triangle (Fig. 14) représente la position des chtd de composition idéale :



Nous y avons également reporté des données sur les chloritoïdes de la zone piémontaise, d'Ambin, de Vanoise, de Groix et de Cortina (J. Bocquet 1974, M. Gay 1972, B. Velde 1967, J.R.Kienast et C. Triboulet 1972).

Les quatre analyses des chloritoïdes de La Letta se regroupent en un seul point (Fig. 14). Elles sont quasiment identiques, les compositions chimiques sont homogènes quelque soit la position texturale du chloritoïde (dans la foliation ou inclus dans l'albite). La position du point représentatif montre que les chloritoïdes sont beaucoup plus pauvres en Mg que ceux des bauxites jurassiques de Pralognan. La teneur en Mn est supérieure à celle des autres échantillons alpins en particulier à ceux de Vanoise méridionale de J. Bocquet et B. Goffé. La teneur en fer est normale.

La faible teneur en Mg et l'abondance en Fe^{2+} et Mn^{2+} sont peut-être dues au contexte minéralisé de La Letta. La lentille contient en effet une forte proportion de sidérite, dialogite, de l'oligiste et de la pyrite... etc...

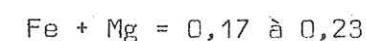
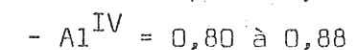
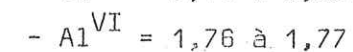
3.4. Les micas blancs

L'observation en lame mince a montré que les micas blancs peuvent être les produits de destabilisation des minéraux du métamorphisme ; ils sont largement répandus dans l'ensemble des roches de Vanoise, notamment dans les micaschistes gris du socle de Chasseforêt.

Les chloritoïdes de La Letta se destabilisent en micas blancs. Nous avons fait quelques analyses afin de voir si la composition du mica blanc reflétait celle du chdt destabilisé.

Les analyses confirment et précisent les données obtenues par diffractométrie X.

Les principaux paramètres des micas blancs ont les valeurs suivantes :



Ces micas blancs sont peu "substitués". Rappelons que la valeur $\text{Si}^{\text{IV}} = 3,65$ est fréquente pour les phengites alpines (P. Saliot, 1978).

Par contre, nos résultats sont proches de ceux de B. Goffé (1975) ; les micas blancs appartenaient à la paragenèse contenue dans les micaschistes gris du socle : (Cirque du Génépy - éch. 894 b). (Voir Tableau 5).

- $\text{Si}^{\text{IV}} = 3,20$; $\text{Al}^{\text{VI}} = 1,7$ à $1,8$ et $\text{Fe} + \text{Mg} = 0,2$ à $0,3$.

Dans tous ces échantillons, affectés par une rétro-
morphose importante de la glaucophane, le mica blanc est peu substitué (Si =
3,2) (B. Goffé et P. Saliot 1975 à 1978). Ce qui se vérifie dans les mi-
caschistes des anciennes mines de La Letta où la glaucophane se présente
en prismes losangiques disposés suivant le plan de foliation métamorphi-
que, quelquefois inclus dans les poeciloblastes d'albite et entièrement
rétromorphosés en chl. brune ± mi.bl ± ép.

La substitution paragonitique des micas analysés ici, est quasiment nulle ($\text{Na} < 0,5 \%$) ; la plus forte valeur pour les phengites des Alpes françaises est de l'ordre de 15 à 17 % (P. Saliot, 1978). Nous pouvons comparer les teneurs en Na des micas blancs de La Letta (micaschistes) avec celles des micas blancs des micaschistes du Génèpy (éch. 894 b ; B. Goffé, 1975-1977). A La Letta, nous relevons, 0,26 % ; 0,30 et 0,28 % de Na_2O ; 0,52, 0,73 et 0,86 au cirque du Génèpy. A La Letta, la paragonite semble absente de la paragenèse chl + chdt + mi.bl.

3.5. Les chlorites

Dans les résultats, le fer total est donné en FeO ; les formules structurales des minéraux analysés figurent dans le Tableau 3. A titre de comparaison, nous avons relevé quelques analyses à la microsonde, de chlorite des micaschistes du socle de Chasseforêt : Tableau n° 6 (B. Goffé, 1975-1977).

Nous avons placé les chlorites dans le diagramme triangulaire Al-Fe-Mg (Brown, 1967) (Fig. 16), ainsi que celles provenant des diverses formations de Vanoise (données de J. Bocquet, 1974). Les chlorites des micaschistes et des metabasites de Vanoise sont des variétés magnésiennes et ferrières (J. Bocquet, 1974). Celles du micaschiste de La Letta, sont légèrement enrichies en Fe aux dépens du Mg ; ceci est sans doute dû au contexte minéralisé que représente la lentille stratiforme (sidérite, oligiste, pyrite, etc...).

Dans la classification de Hey, nous obtenons deux points très proches, situés de part et d'autre de la verticale $Si = 5,0$: ripidolite - pseudothuringite. Aux R.X., nous étions dans le domaine des ripidolites. Toujours à titre comparatif, nous avons reporté les chlorites analysées par J. Bocquet, (1974) (Fig. 17).

Les chlorites ferrifères pourraient être spécifiques des roches où la glaucophane est rétrotransformée.

On peut cependant remarquer la forte teneur en Mn de ces minéraux (0,45 à 0,62 %).

Tableau n°6. Formules structurales des chlorites (nombre d'atomes sur la base de 18 atomes d'oxygène; analyses à la microsonde).

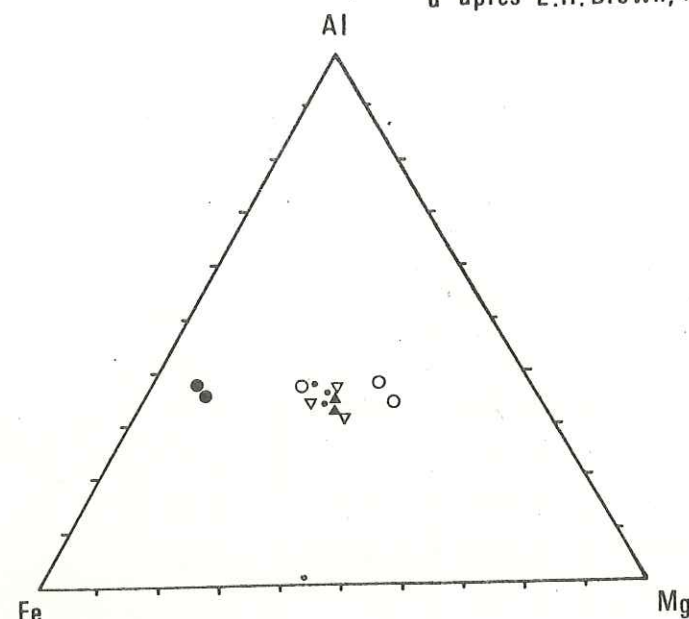
	9	10	894 b	
Si	2.465	2.501	2.836	2.848
Ti	0.016	0.018	0.	0.
Al ^{IV}	1.535	1.499	1.164	1.152
Al ^{VI}	0.861	0.837	1.442	1.371
Fe ²⁺	3.404	2.353	2.57	2.61
Fe ³⁺	0.123	1.145	-	-
Mn	0.043	0.059	0.1	0.07
Mg	0.608	0.602	1.125	1.807
Ca	0.012	0.015	0.	0.01
Na	0.030	0.039	0.	0.
K	0.020	0.021	0.03	0.
OH	10.461	10.512	-	-
Total en % d'oxydes	96.03	95.44	85.86	84.62

Détermination des chlorites analysées dans la classification de Hey (1954).

	9	10	894 b	
2 (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	7.054	6.996	5.14	5.22
2 $\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}^{2+}}$	0.853	0.853	1.391	1.182
2 Si	4.930	5.002	5.672	5.696

Fig. 16 Chlorites : diagramme triangulaire Al-Fe-Mg.

d'après E.H. Brown, 1967.



- micaschiste ou gneiss
- ▽ calcshiste, schistes lustrés
- ▲ metabasite
- filon, concentration des roches siliceuses
- micaschiste de La Letta.

J. Bocquet, 1974

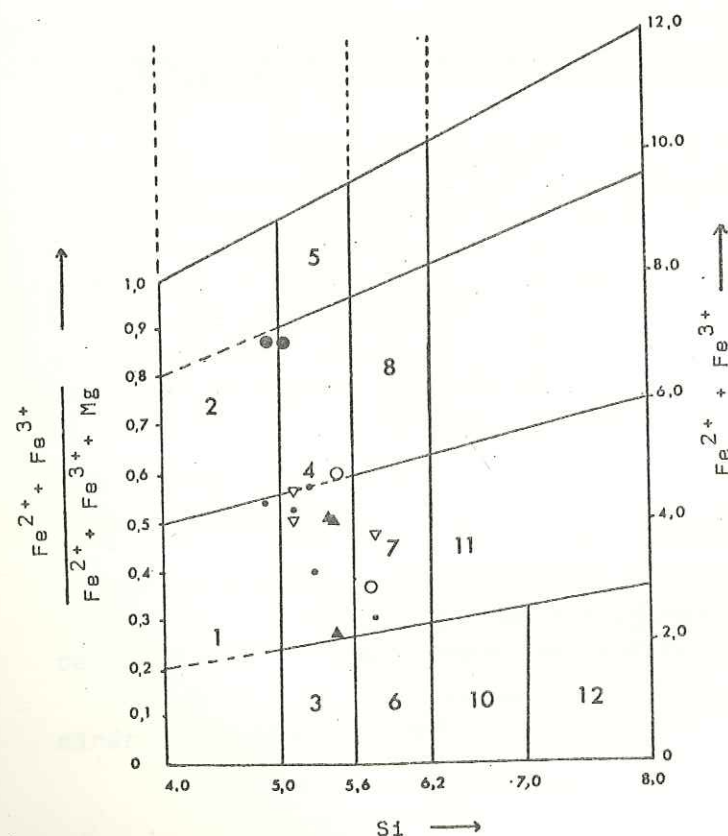


Fig. 17. Classification des chlorites (Hey, 1954)

même légende que la figure 16

- 1 : corundophilite
- 2 : pseudothuringite
- 3 : shéridanite
- 4 : ripidolite
- 5 : daphnite
- 6 : clinocllore
- 7 : pycnochlorite
- 8 : brunsvigite
- 10 : penninite
- 11 : diabantite
- 12 : talc-chlorite.

D'après B. Goffé (1977), il existe souvent une corrélation entre la composition de la chlorite et de la phengite, "les chlorites riches en Al $\left\{ \frac{Al_2O_3}{FeO+Mg} > 0,6 \right\}$ sont associées aux micas blancs les moins substitués".

A La Letta, les micas blancs sont peu substitués Si = 3,2.

Si on calcule les rapports $\frac{Al_2O_3}{FeO+Mg}$ des chlorites associées, ils sont de l'ordre de 0,45. Les chlorites de La Letta sont donc pauvres en Al, bien qu'associées à des muscovites.

Nous avons cherché s'il n'y avait pas dans cette paragenèse - chl + chdt + mi.bl - d'autres types de chlorites, notamment des chlorites di-octaédriques hyperalumeuses comme celles que l'on rencontre dans les associations des bauxites jurassiques (cookéite, B. Goffé 1977). Aux R.X. comme à la microsonde, elles semblent faire défaut à La Letta.

Conclusions sur la paragenèse à chdt + chl + mi.bl.

Divers auteurs ont montré que la série lithologique inférieure de Vanoise méridionale est très proche de celle du socle du massif d'Ambin. Les faciès métamorphiques sont à peu près identiques minéralogiquement : anciens grenats, hornblende, jadéite relique, amphiboles bleues... (J. Bocquet, M. Gay, P. Salot...).

La principale différence résidait en la présence fréquente (dans le socle du massif d'Ambin) de chloritoïde frais ou se transformant en chlorite et mica blanc, ainsi que la présence de la biotite brune se transformant en amphibole bleue. En Vanoise méridionale, seul P. Termier (1891) avait signalé un gisement de chloritoïde. D'après J. Bocquet (1974), il n'est cependant pas impossible que les micaschistes à chlorite constitue l'équivalent rétrotransformé des micaschistes à chloritoïde du type "socle d'Ambin." De même, dans le socle du massif de Rutor, le chloritoïde se trouve dans les micaschistes à gr. ± glauc. (s.l.) en amas serrés de cristaux non orientés : il correspondrait à d'anciennes staurotides ? (J. Bocquet, 1974). J. Fabre (1961) signale des staurotides encore reconnaissables dans le massif de Rutor.

La mise en évidence de petits gîtes de micaschistes à chloritoïde est une autre analogie entre les roches anciennes de Vanoise méridionale et celles des socles d'Ambin et de Rutor. Elle permet également de renforcer les comparaisons établies par F. Ellenberger et J.P. Schaer (1959) entre la série de certains "schistes de Casanna inférieurs" (Valais) et les micaschistes gris de Vanoise méridionale et d'Ambin ; la série de Casanna inférieure est un ensemble micaschisteux polymétamorphique à roches vertes et prasinites contenant localement des affleurements de pillow-lavas. "Les roches des schistes de Casanna inférieurs forment une "association splitique" qui s'accorde bien avec l'idée du géosynclinal briançonnais archaïque de F. Ellenberger" (J.P. Schaer, 1959).

La présence de chloritoïde, disposé dans les plans de foliation métamorphique des micaschistes à glaucophane grenat, mica blanc, chlorite..., pourrait être un argument supplémentaire en faveur de l'existence d'un socle anté-permien dans cette région.

CHAPITRE CINQUIEME : GEOCHIMIE

INTRODUCTION

Nous avons bénéficié d'un certain nombre d'analyses chimiques. Les unes ont été faites au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, au quantomètre, les autres ont été obtenues par l'intermédiaire de J.L. Ainardi, à Nancy, par spectrographie d'émission. Les premières (9) fournissent les teneurs en pourcentages d'oxydes des éléments majeurs et quelques teneurs des éléments en trace (en ppm) : V-Cr-Co-Ni-Cu-Rb-Sr-Ba. Les secondes ne portent que sur les éléments en trace (ppm) : 20 éléments dont As-Sb-Ag-Pb-Zn-Sn-Mn-Cu... Les résultats sont présentés dans les tableaux 7 et 8.

Quelques divergences apparaissent sur ces tableaux pour les éléments en trace dosés par deux techniques différentes. La spectrographie d'émission a en général une erreur analytique plus élevée que la quantométrie. Cependant, les résultats restent dans un même ordre de valeur, ou varient proportionnellement.

Comme nous n'avons pu obtenir que 9 analyses portant sur les éléments majeurs, nous avons surtout choisi des échantillons de lentilles carbonatées à minerais polymétalliques et leur encaissant proche.

D'autres analyses de roches du socle (micaschistes, métabasites, niveaux albito-gneissiques) ont été relevées dans la littérature afin de compléter ces données (F. Ellenberger, 1958 ; J. Bocquet, 1974 et B. Goffé, 1975). Elles ne fournissent que les éléments majeurs et figurent dans les tableaux n° 9 et 10.

La plupart des échantillons analysés proviennent de la retombée orientale du Dôme de Chasseforêt, plus riche en lentilles minéralisées et en filons.

Etant en présence d'une série métamorphique, comportant des roches d'origine sédimentaire et des roches ignées, les analyses chimiques des échantillons ont été reportées sur 3 diagrammes de H. de La Roche, "pour la recherche des survivances géochimiques dans les domaines métamorphiques" (H. de La Roche, 1972). Un premier diagramme triangulaire est celui des "Roches totales", destiné à l'examen global de la composition ; les tendances de différenciation sédimentaire y sont obliques par rapport aux tendances ignées qui forment une dorsale. Les interférences étant trop larges, on utilise un second triangle $MgO-Na_2O-K_2O$ permettant de tirer parti de la diversité de composition des silico-aluminates spécifiques de différents milieux ignés ou sédimentaires. Un

troisième diagramme, rectangulaire, sera utilisé pour l'étude du comportement différentiel des alcalins. Les compositions chimiques des metabasites seront reportées dans le diagramme de H. de La Roche et J. Leterrier (1973).

De plus, un certain nombre de diagrammes binaires ont été établis afin d'observer les liaisons possibles des éléments entre eux et avec les minéraux des roches.

I. GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS DANS LES LENTILLES CARBONATEES ET LES ROCHES ASSOCIEES.

Nous ne disposons que de 5 analyses des éléments majeurs pour traiter de la géochimie de ces lentilles ; il est assez délicat d'en tirer des conclusions d'ordre général. Cependant, les échantillons choisis semblent être les plus représentatifs parmi la récolte que nous avons réalisée.

Quatre des analyses correspondent à des lentilles carbonatées à minerais polymétalliques encaissant dans les micaschistes (éch. 140, 144, 70 et 218). L'échantillon 58 provient du gisement stratiforme du Col du Vallonnet encaissant dans les micaschistes du Permien.

Pour les roches associées, s'ajoutent à nos quatre analyses, celles données dans la littérature (F. Ellenberger, 1958 ; J. Bocquet, 1974 ; B. Goffé, 1975).

1. Distribution des éléments

Les compositions en pourcentage d'oxyde sont assez homogènes pour les 4 lentilles de socle. On note quelques différences avec l'échantillon du Permien, notamment au niveau de Al, Mn, Mg, Ca, Na et de la perte au feu.

-- le pourcentage de SiO₂ varie d'une lentille à l'autre, de 18,14 à 52,02 %. La silice intervient dans les minéraux silicatés associés aux paragenèses métalliques mais surtout sous forme de cristallisation de quartz tardif interstitiel, ce qui explique les différences nettes du % de SiO₂. Les lentilles sont donc pauvres en silice, si on exclue le quartz et l'albite, tardifs.

-- Al, lié aux phases minérales métamorphiques est faible dans le socle (de 15 à 16 %) ; pour les lentilles il est plus faible et atteint 3 % au maximum, ceci est dû à la présence de minéraux tel que le chloritoïde.

Tableau n° 7. Analyses des éléments majeurs et de quelques éléments en trace réalisées au Quantomètre (C.R.P.G. Vandoeuvre, mai 1978, analyste K. Govindaraju).

	140	144	70	218	58	136	130	23	19
SiO ₂	18.14	31.02	13.74	47.16	52.02	47.20	66.00	61.12	62.37
Al ₂ O ₃	3.21	3.23	1.39	1.77	9.47	15.43	16.95	13.83	17.24
Fe ₂ O ₃	40.20	35.46	51.39	33.50	25.73	12.04	5.96	8.57	6.36
MnO	9.00	7.54	6.40	6.07	2.66	1.05	0.08	0.09	0.10
MgO	2.00	1.60	1.16	1.52	0.26	3.99	1.93	2.74	2.67
CaO	4.43	0.32	0.35	0.23	tr.	5.00	tr.	0.58	0.79
Na ₂ O	0.56	0.29	0.54	0.01	4.25	2.29	3.06	2.63	4.29
K ₂ O	0.34	0.71	0.14	0.40	0.75	2.96	2.79	2.86	2.35
TiO ₂	0.35	0.36	0.23	0.19	0.52	1.21	0.68	1.43	0.83
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.19	0.07	0.07	0.18	0.12	0.25	0.14
P.F.	21.21	20.96	24.91	8.94	4.02	6.48	2.63	3.92	3.18
Total	99.55	101.57	100.44	99.86	99.75	97.83	100.20	98.02	100.32
S	1.26	0.55	0.33	0.21	0.35	0.90	-	1.53	-
CO ₂	23.96	23.30	27.64	0.94	0.26	4.73	-	0.43	-
ppm									
V	130	121	118	100	305	229	104	195	127
Cr	52	59	52	57	59	301	68	108	95
Co	72	54	59	72	98	35	32	212	34
Ni	60	79	80	69	98	80	38	904	47
Cu	2700	2700	< 10	18	10	3000	20	3000	<10
Rb	19	27	15	16	28	106	85	89	73
Sr	179	34	63	22	36	99	85	34	45
Ba	117	182	62	92	112	703	440	694	431
Paramètres de Niggli.									
al	3.84	5.00	22.72	3.17	17.30	26.30	45.24	34.34	39.80
fm	84.56	92.04	75.60	95.57	68.00	45.84	33.52	44.69	34.75
c	9.92	0.94	0.60	0.70	-	16.19	-	2.53	3.28
alk	1.74	1.95	1.04	0.74	14.51	11.76	21.25	18.43	22.20
si	37.45	79.60	22.71	138.35	161.26	136.15	299.75	229.50	243.36
ti	0.50	0.70	0.30	0.41	0.10	2.60	2.32	4.55	2.34

Tableau n° 8. Analyses de quelques éléments en trace par spectrographie optique d'émission
(E.N.S.G. Nancy, avril 1977, analyses obtenues par l'intermédiaire de J.L.Ainardi).

	297	15	225	128	215	65	23	138	136	85	218	70	471	141	41	
Be	-	195	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sr	<10	60	<10	178	90	n.p	43	138	112	n.v	10	n.p	<10	90	204	
Ba	2000	250	n.v	n.v	120	98	615	561	598	n.v	151	n.v	n.v	289	163	
B	39	209	<10	-	14	14	84	17	14	-	34	-	-	13	-	
Li	1260	178	537	3000-1%	2290	219	3000-1%	3160	3160-1%	n.v	2140	400	460	1230	960	
V	1000	148	480	525	94	107	289	145	276	-	234	400	138	178	331	
Cr	296	224	-	129	<10	-	57	71	250	-	49	-	-	-	38	
Mn	550	92	71	310	234	103	630	1150	5610	1900	1%	>1%	8200	>1%	>1%	
Co	31	160	n.p	42	n.p	72	296	35	44	n.p	100	22	43	195	82	
Ni	126	117	-	52	42	-	1350	50	96	-	120	204	80	155	178	
Cu	54	224	>10	>10	31	>10	>1%	43	>1%	>10	33	>10	800	>1%	>1%	
Ag	>10	>10	>10	-	>10	>10	10-31	>10	2340	-	>10	>10	>10	940	785	
Sn	-	123	-	-	-	-	>10	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pb	-	590	-	-	-	-	22	-	550	-	-	-	-	>1%	675	
Zn	n.v	316	n.v	n.v	n.v	n.v	31-100	186	1170	n.v	31-100	tr?	n.v	900	601	
As	tr?	440	-	-	-	-	>1%	-	1070	-	-	-	-	>1%	>1%	
Sb	-	100	-	-	-	-	-	-	0370	-	-	-	-	6450	4600	
Bi	-	31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	tr?	
Ga	n.v	160	229	46	n.v	p.u	31	28	19	n.v	28	p.u	n.v	p.u	37	
Ge	-	195	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

-55-

Tableau n° 9. Analyses des éléments majeurs des métasédiments et des gneiss albitiques du socle de Chasseforêt, d'après les données de F. Ellenberger (1958), J. Bocquet (1974) et B. Goffé (1975).

	265	267	338	349	526	786	931	894b	7215f	7245i	2171	19	793
SiO ₂	64.10	66.65	64.35	60.40	66.40	62.75	68.25	60.89	66.84	70.35	66.69	74.60	74.90
Al ₂ O ₃	16.35	15.55	16.40	18.35	16.30	17.55	14.45	18.83	15.21	18.87	16.31	13.25	12.55
Fe ₂ O ₃	2.65	2.40	2.55	3.70	4.80	2.45	4.55	1.35	5.03	1.58	3.04	1.00	1.95
FeO	2.95	3.20	2.25	3.30	0.45	3.65	1.05	4.38	-	3.73	2.92	0.85	0.15
MnO	0.10	0.10	0.05	0.20	0.05	0.20	0.05	0.09	0.08	0.10	0.07	0.06	0.05
MgO	3.05	2.70	3.05	2.40	2.35	2.60	2.25	2.46	2.02	2.04	2.62	0.55	0.90
CaO	0.90	1.35	1.70	1.40	0.90	0.50	0.75	0.37	0.64	0.44	0.35	1.75	0.90
Na ₂ O	3.65	2.05	1.90	2.65	3.05	2.85	1.65	3.76	2.58	2.64	2.88	2.30	6.40
K ₂ O	2.05	3.15	4.20	4.20	3.15	3.40	3.30	3.16	3.52	2.40	2.96	3.35	0.50
TiO ₂	0.60	0.70	0.40	0.65	0.50	0.85	0.45	0.79	0.62	0.66	0.47	0.45	0.30
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.25	0.20	0.20	0.20	0.15	0.14	-	0.14	0.14	0.26	0.15
H ₂ O ⁺	2.75	2.10	3.10	2.40	2.20	2.45	3.00	3.22	3.18	2.40	2.58	0.24	0.95
H ₂ O ⁻	0.10	0.20	0.10	-	0.05	0.10	0.05	-	-	-	-	0.25	tr
Total	99.40	100.35	100.30	99.85	100.40	99.55	99.95	99.44	99.72	100.35	101.03	98.91	99.70

-57-

Tableau n°10. Analyses des éléments majeurs des metabasites du socle de Chasseforêt,
d'après les données de F. Ellenberger (1958), J. Bocquet (1974) et B. Goffé (1975).

	747	792	794	680	682	894a	7217f	20	21	22	795	798
SiO ₂	55.75	52.35	58.35	45.85	43.81	52.57	49.70	52.62	47.90	44.20	46.90	51.10
Al ₂ O ₃	14.95	13.40	14.50	15.30	16.49	12.77	14.61	14.10	14.90	15.00	20.55	15.95
Fe ₂ O ₃	4.40	6.60	6.35	4.95	4.98	2.88	3.37	2.75	3.10	4.90	4.40	5.20
FeO	6.20	7.20	1.60	9.30	8.38	10.14		8.75	9.50	8.30	7.30	5.40
MnO	0.20	0.20	0.15	0.25	0.37	0.11	0.23	0.18	0.19	0.14	0.25	0.15
MgO	4.50	4.90	4.10	5.20	7.41	3.59	5.14	3.80	8.50	3.60	3.55	7.00
CaO	5.45	6.05	2.80	7.40	9.27	3.96	8.51	6.50	5.80	10.40	4.30	5.10
Na ₂ O	3.50	4.15	0.35	4.10	3.24	2.68	3.12	4.15	4.10	3.80	2.20	4.45
K ₂ O	0.15	0.55	6.10	0.55	0.06	0.10	0.44	0.60	0.30	2.80	3.05	1.65
TiO ₂	1.90	2.50	1.65	3.30	2.67	1.86	2.21	2.45	1.55	2.00	1.90	1.15
P ₂ O ₅	0.30	0.35	0.25	0.50	0.56	0.22	0.28	0.24	0.65	0.53	0.45	0.25
H ₂ O ⁺	2.25	1.45	3.20	2.60	2.74	4.60	3.03	0.45	0.10	0.15	2.80	2.25
H ₂ O ⁻	0.20	0.05	0.10	tr	0.12	-	-	1.75	2.60	1.50	0.05	0.05
S								0.40	0.08	0.19		
Total	99.75	99.75	99.50	99.30	100.00	95.48	100.73	98.74	99.27	97.51	99.90	99.70

Dans toutes les lentilles, on remarque donc un déficit en Al par rapport aux encaissants. La lentille 58, contient 9,47 % d'Al : elle a subi une albitisation intense et tardive. Les cristaux d'albite poéclitiques ou maclés envahissent l'ensemble de la minéralisation "fossilisant" les restes de carbonates sidéritiques, les sulfures et les oxydes.

-- la teneur en fer est élevée ; le fer entre dans la composition des carbonates (en moyenne 45 % de Fe²⁺ et jusqu'à 65 % dans les clivages : voir les analyses de carbonate à la microsonde) , dans les sulfures et dans bon nombre d'oxydes.

La part de Fe₂O₃ entrant dans les phases silicatées est sans doute faible. En l'absence de la teneur en FeO, il n'est pas possible d'estimer le degré d'oxydation atteint dans ces occurrences.

-- les amas carbonatés présentent un enrichissement notable en Mn par rapport aux micaschistes et ovardites : ces derniers contiennent de 0,05 à 0,37 % de Mn, alors que les amas carbonatés en contiennent jusqu'à 9 %. Le manganèse entre essentiellement dans les carbonates ; les analyses à la microsonde de Castaing donnent entre 6,57 et 8,60 % de MnO dans les sidérites. La paragenèse métamorphique associée est également riche en MnO (voir les résultats d'analyses des minéraux et les représentations dans les triangles d'Halfordhal, chapitre métamorphisme). Le manganèse entre en quantité notable dans le chloritoïde mais également dans les grenats (J. Bocquet, 1974). Dans les ovardites ces grenats contiennent jusqu'à 9,6 % de Mn au coeur des cristaux, la teneur décroît vers la périphérie : le centre a une teneur en spessartine de l'ordre de 20 %. On observe également de brusques enrichissements en bordure des cristaux ainsi que dans les fissures et les golfes de corrosion : auréole manganésifère des grenats des roches metabasiques. Les grenats des micaschistes gris sont plus pauvres en spessartine et les teneurs restent inférieures à 7,8 % (J. Desmons, D. Laduron et P. de Bethune, 1977).

Il y a donc un enrichissement en MnO lié aux occurrences carbonatées affectant aussi bien les carbonates que les roches encaissantes (éch. 138 et 136 : metabasites encaissant les amas carbonatés à polymétalliques de La Letta) à proximité des lentilles. Une exception, l'échantillon 58 ne contient que 2,66 % de MnO.

-- la pauvreté en calcium est assez surprenante pour des niveaux carbonatés. La cristallisation de calcite tardive dans l'échantillon 140 est bien traduite au niveau de l'analyse. Il y a un déficit en CaO par rapport aux micaschistes gris et surtout par rapport aux metabasites dont la teneur en CaO peut atteindre 10 % et même 18,65 % (éch. 682 J. Bocquet, 1974).

-- la même tendance d'appauvrissement affecte Na₂O et K₂O. K₂O semble prendre des valeurs peu différentes de celles observées dans certaines roches basiques (éch. 680, 792, 793, 745, etc...). Dans nos échantillons, le potassium entre quasi-exclusivement dans les muscovites.

-- TiO₂ suit également la loi relative aux alcalins. Le sphène, abondant dans les metabasites et les micaschistes, est rare dans les niveaux carbonatés. Cependant, certains minéraux opaques tels que l'ilménite... contiennent fréquemment des inclusions de rutile. Le titane entre également dans la formule structurale des magnétites.

Un échantillon d'ovardite (136), proche de la lentille minéralisée de La Letta (140-141) montre les mêmes variations que les roches minéralisées :

- augmentation des pourcentages en MnO, Fe₂O₃, S et CO₂.

Les échantillons 218 et 58 sont anormalement pauvres en CO₂ ; les sidérites y sont, cependant, abondantes mais elles sont très largement oxydées, la phase carbonatée est, nous l'avons vu, envahie par les oxydes de fer et de manganèse.

2. Etude des relations binaires

2.1. Avec la silice

Dans le diagramme des roches totales (Diagramme n° 1), on peut étudier la relation Si-Al.

-- Dans les lentilles, comme on pouvait s'y attendre, le rapport Si/Al est peu significatif et varie énormément.

-- Dans les roches encaissantes, on observe une certaine constante - que ce soit pour les metabasites ou pour les métasédiments -, mais les deux domaines s'individualisent ; les points représentatifs des amas sont dispersés ; les échantillons 793 et 19 (correspondant à des niveaux albito-gneissique des metabasites), s'isolent.

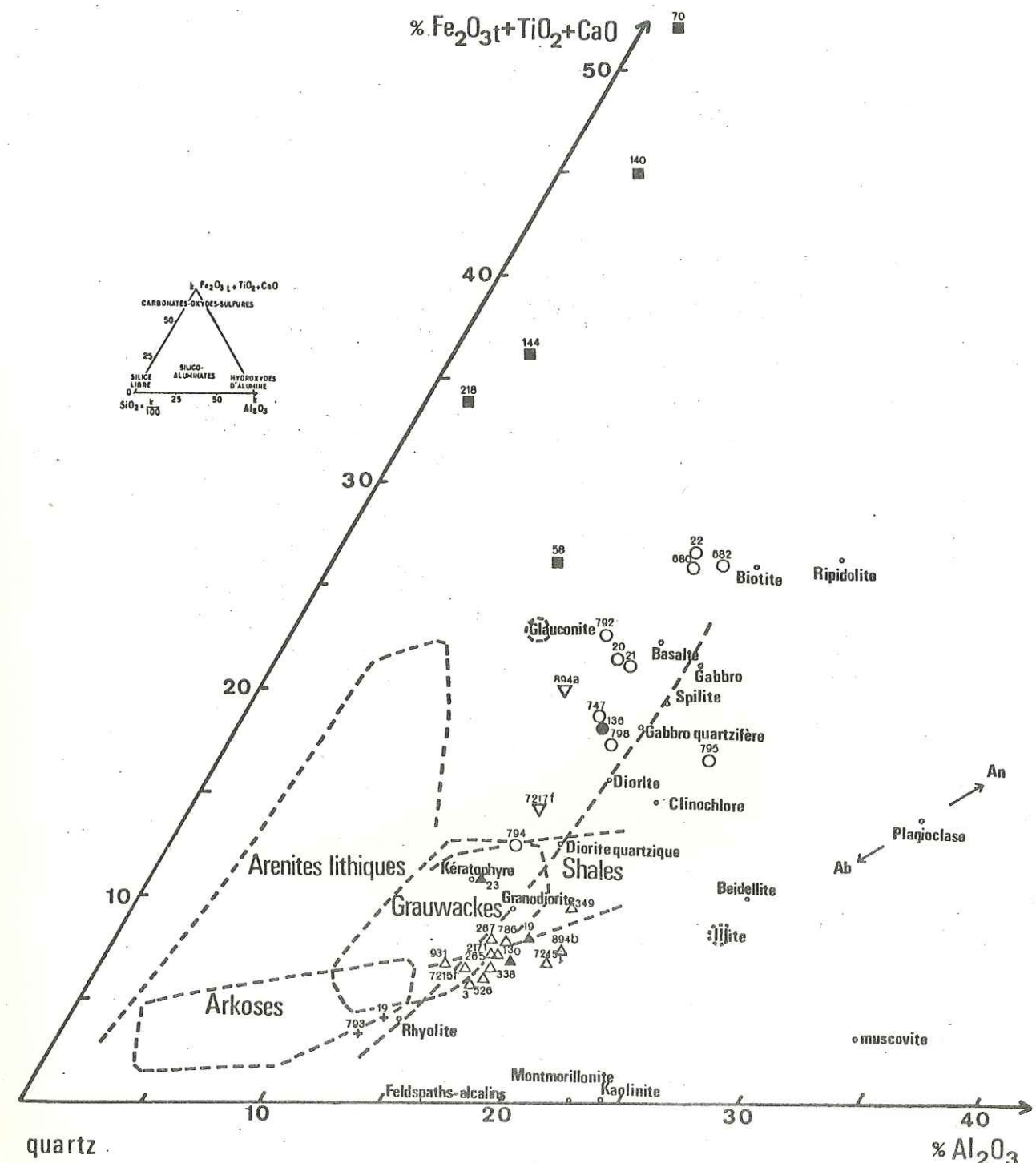
2.2. Avec l'aluminium

Dans le diagramme binaire Al/Ti (Diagramme n° 2), on observe une répartition en deux zones pour les roches encaissantes :

-- l'une correspondant aux métasédiments ;
-- l'autre correspondant aux metabasites.

En fait, les deux nuages obtenus semblent se prolonger l'un l'autre. Ceci pourrait s'expliquer par une dilution variable des sédiments par du matériel basique (tufts, par exemple). L'échantillon 23 tend à se déplacer vers les roches basiques : augmentation de la teneur en TiO₂ liée à une baisse en Al₂O₃. A cet égard, on peut se demander s'il n'existerait pas une relation avec l'anomalie géochimique en Ni de cette roche (904 ppm) comme dans les roches basiques. Par contre l'échantillon 136 tend à se déplacer vers les sédiments.

Sur le diagramme n° 2, apparaît un 3^e secteur : celui des lentilles : elles se groupent en un cadre < 4 % de Al₂O₃ et < 0,4 % de TiO₂, seul l'échantillon 58 sort du champ (toujours à cause de l'albite tardive). La droite que l'on peut tracer pour réunir ces lentilles signifierait une covariance de Al et de Ti ; ces deux éléments ne sont pas liés dans les phases micacées puisque les analyses à la sonde ont montré qu'il s'agissait de muscovite, ne contenant donc pas de titane. Le titane entre dans la composition de nombreux minéraux opaques tels que l'iménite, le sphène et le rutile. Ces opaques seraient donc liés à des minéraux tels que le chloritoïde ou les grenats.

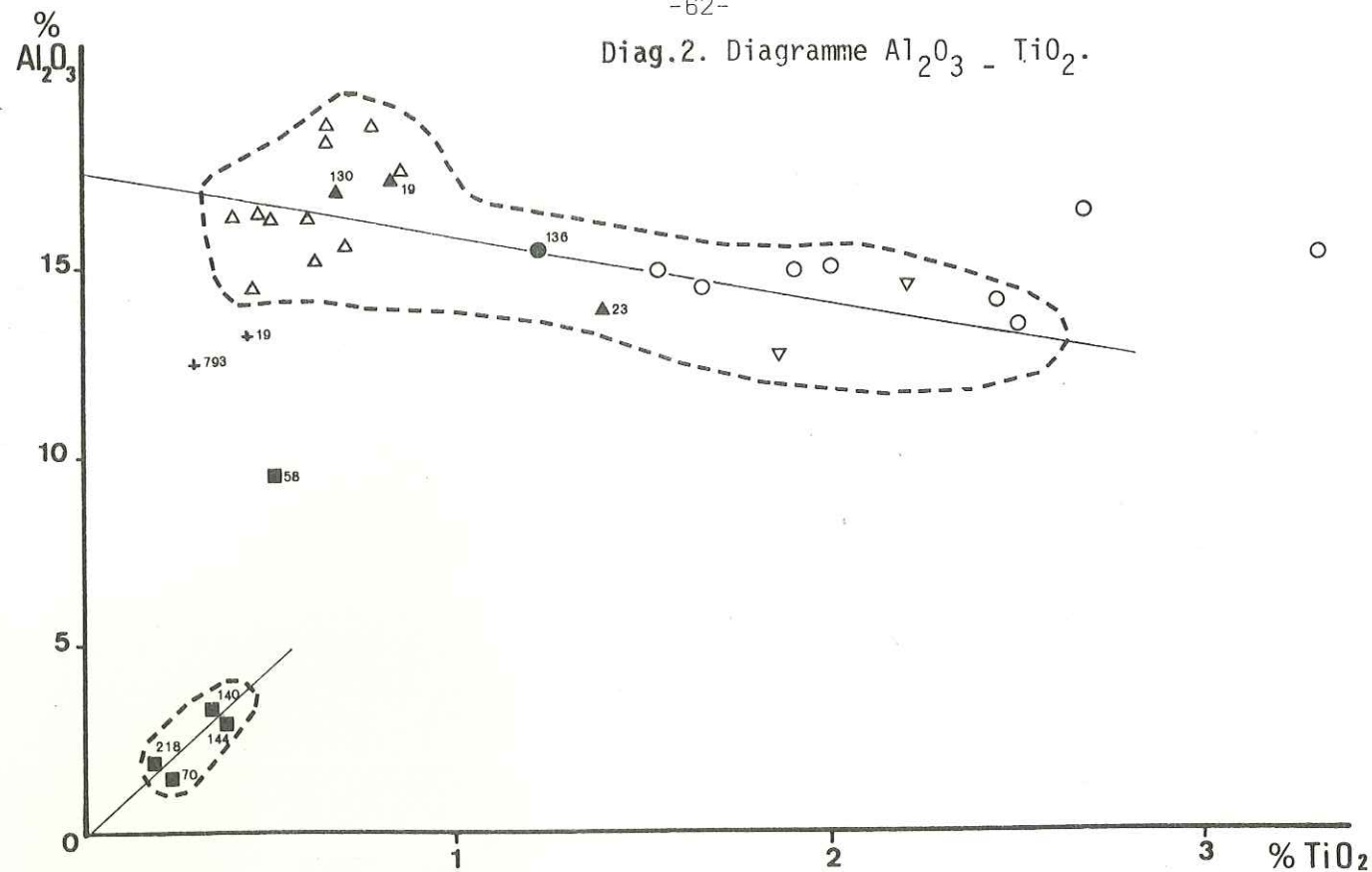


Diag. 1. Triangle des roches totales (d'après H. de La Roche, 1965).

- | | |
|---|---|
| Liste des symboles utilisés dans les diagrammes | <ul style="list-style-type: none"> ■ : lentilles carbonatées à polymétalliques ▲ : métasédiments △ : métasédiments ● : metabasites ○ : metabasites ▽ : roches basiques + gneiss albitiques acides |
| | <p>Symboles pleins : échantillons de cette étude
Symboles creux : échantillons relevés dans la littérature.</p> |

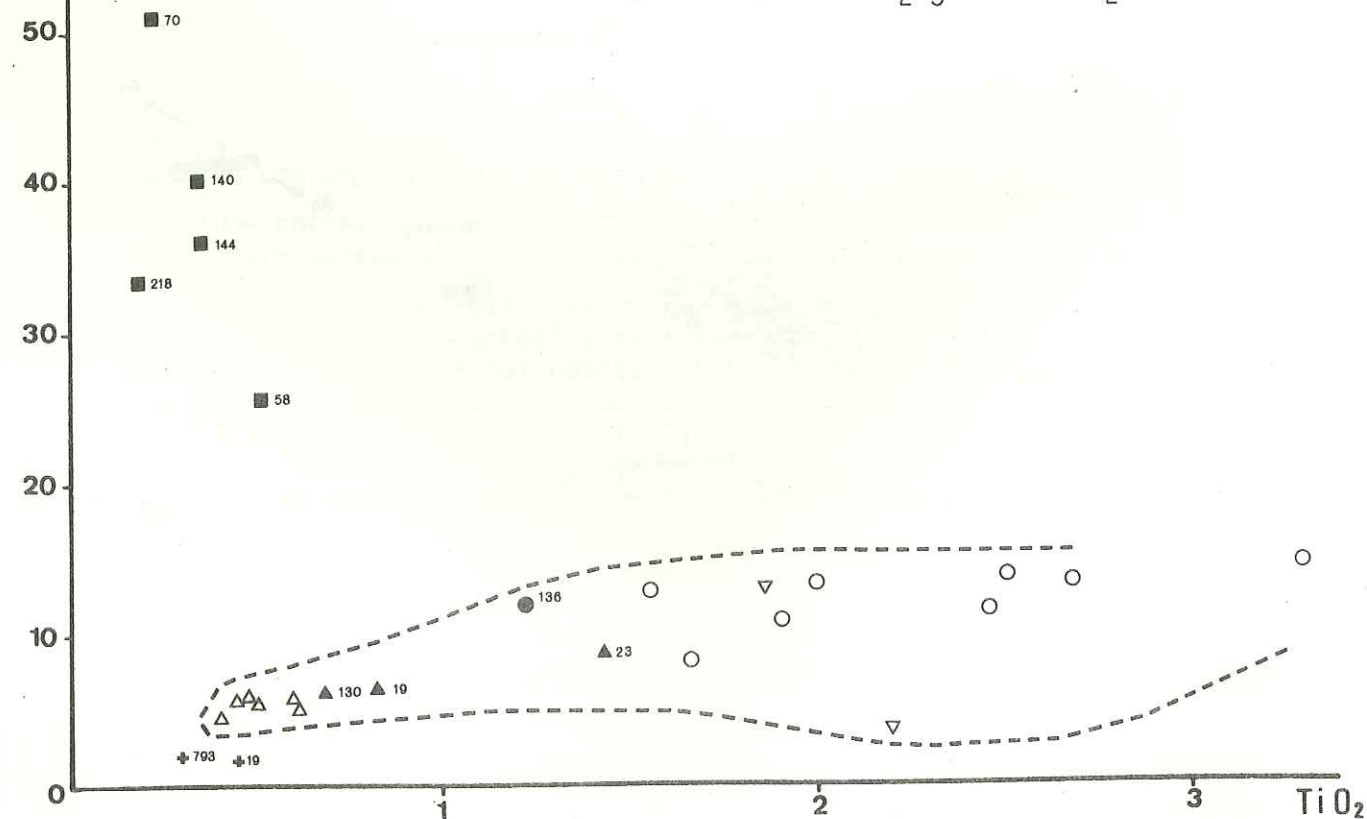
-62-

Diag.2. Diagramme $Al_2O_3 - TiO_2$.



$Fe_2O_3 + FeO$

Diag.3. Diagramme $Fe_2O_3 + FeO - TiO_2$.



2.3. Avec le fer (Diagramme n° 3).

Le parallélisme Fe-Mn pour $Fe \geq 20\%$ dans les amas carbonatés à minerais polymétalliques sera abordé à propos du Mn.

Dans les micaschistes, le pourcentage de fer reste assez constant ($\approx 5,5\%$) alors que le pourcentage de titane varie de 0,25 à 1,2 %.

Dans les métabasites, au contraire, le rapport Fe/Ti est relativement constant. Cette relation linéaire impliquerait l'existence d'un minéral contenant à la fois du fer et du titane : l'ilménite. Mais ce minéral ne saurait expliquer, à lui seul, cette relation : son rapport Fe/Ti $\approx 1,17$ est très différent de celui calculé ici. On pourrait penser que l'ilménite provient d'anciennes plages de biotites.

2.4. Avec le manganèse

Tableau n° 11 : calculs des rapports Mn/Fe et Mn/Ti

	MnO	Fe_2O_3 Tot.	Ni	Mn/Fe	Mn/Ni
140	9,00	40,20	60×10^{-6}	0,22	$0,15 \times 10^6$
144	7,54	35,46	79 "	0,21	0,10 "
70	6,40	51,39	80 "	0,12	0,08 "
218	6,07	33,50	69 "	0,18	0,09 "
58	2,66	25,73	98 "	0,10	0,03 "
136	1,05	12,04	80 "	0,09	0,01 "
130	0,08	5,96	38 "	0,01	0,002 "
23	0,09	8,57	904 "	0,01	0,001 "
19	0,10	6,39	47 "	0,02	0,002 "

Le rapport Mn/Fe est constant, de l'ordre de 0,20 dans les lentilles carbonatées manganésifères à minerais polymétalliques et 0,01 dans les encaissants. Dans le Dévonien de la Montagne Noire, de tels nodules ou encroûtements dans la série sédimentaire, ont eux aussi, un rapport Fe/Mn = 0,20 (Tucker, M.E. 1973).

Sur le diagramme binaire Fe-Mn (Diagramme n° 4, en pourcentage d'oxyde), nous voyons que les encaissants sont regroupés à l'exception de l'échantillon 136. Il y a une concentration des échantillons, le rapport Fe/Mn étant faible (de 0,01 à 0,09) dans l'ensemble des roches encaissantes.

L'échantillon 136 a plusieurs raisons de contenir plus de Mn que les autres roches :

- en liaison avec la nature basique de la roche originelle (d'après Vinogradov, 1962 : Roches basiques : 2000 ppm ; roches intermédiaires : 1200 ppm ; roches acides : 600 ppm).

- la présence de chloritoïde, de grenats et de petites sidérites manganésifères dans la roche, peut être liée à la proximité de la lentille de La Letta.

La seconde hypothèse paraît plus plausible car, dans les diagrammes de de La Roche, l'ovardite 136 reste assez éloignée des domaines ultrabasiques. Cependant, les deux cas peuvent contribuer à l'augmentation de la teneur en Mn.

Dans les lentilles, Fe et Mn sont covariants pour une valeur de Fe > 20 %. En Montagne Noire, la corrélation est positive entre ces deux éléments. On n'observe pas ce type de variation pour Mn/Ni ni pour Mn/Ca alors qu'elle existe en Montagne Noire. (Diagramme n° 5).

Le manganèse semblait, à l'origine, être stocké dans les sidérites comme le témoignent les élévations de % MnO dans les lentilles et les analyses sur minéraux à la microsonde. A la suite de recristallisations métamorphiques le manganèse peut entrer dans la composition des silicates (la spessartine par exemple), et former des oxydes riches en Mn (au niveau des clivages des sidérites), ces oxydes se formant à basses température et pression.

La relation linéaire entre Fe et Mn dans les lentilles est due au fait qu'ils coexistent dans certains minéraux.

Par suite, on peut imaginer l'existence de niveaux carbonatés au sein des micaschistes gris comme il en existe dans les "Schistes de Casanna", progressivement enrichis en fer et manganèse par suite d'apports pouvant être liés à la mise en place de roches basiques sous-marines.

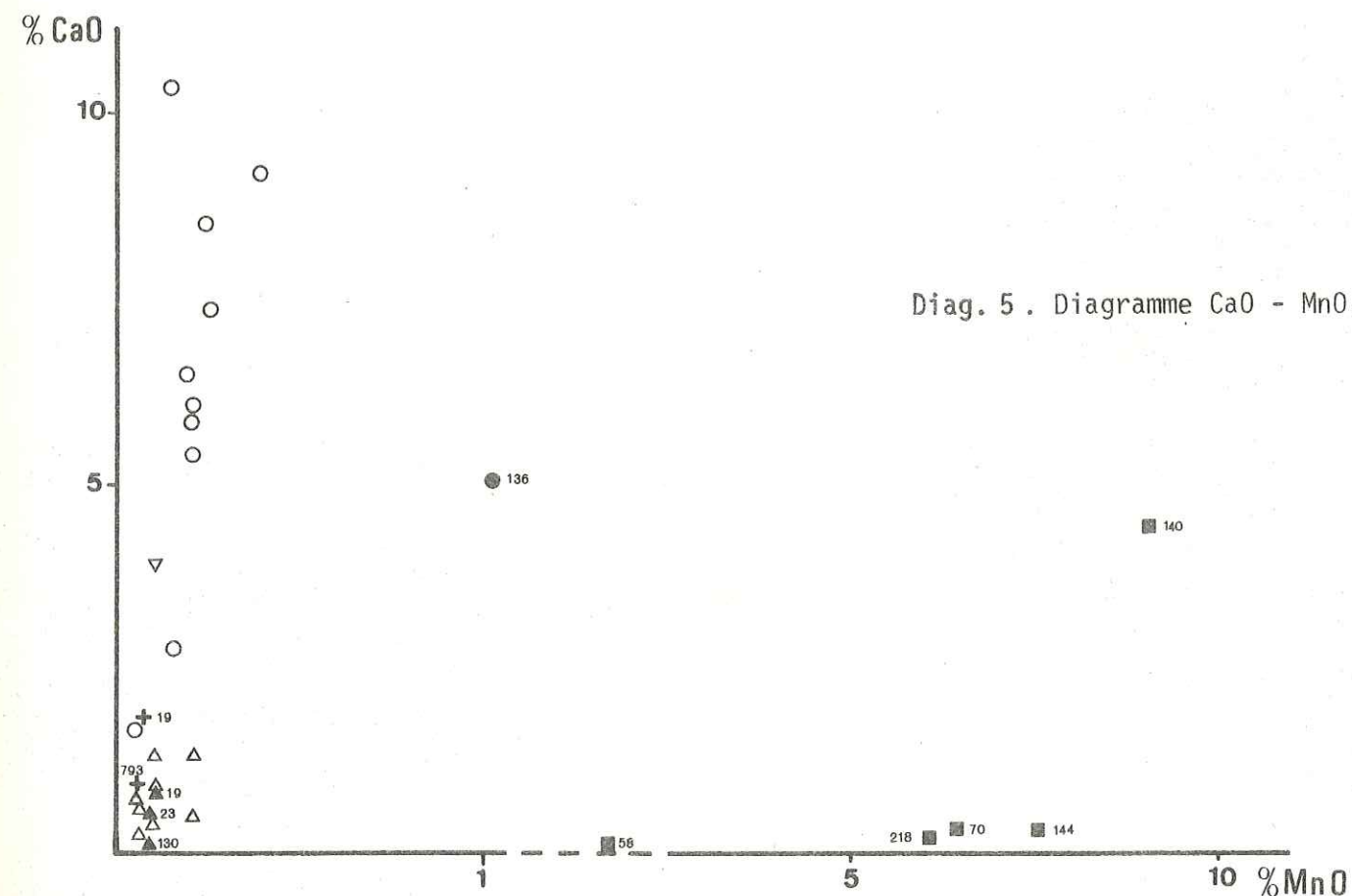
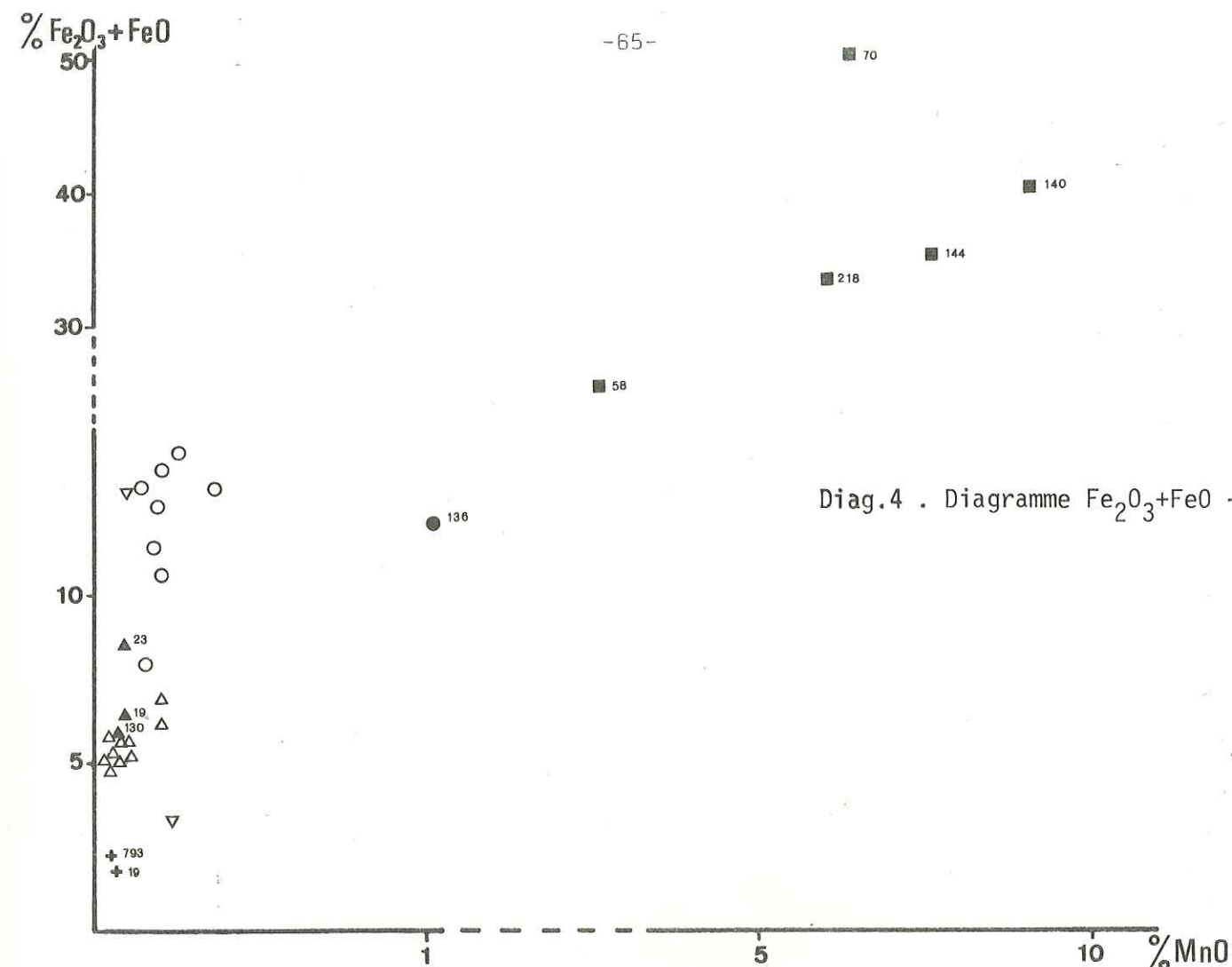
Les carbonates pourraient également être riches en Fe et Mn dès la diagenèse. (Voir le chapitre : gisements stratiformes du socle).

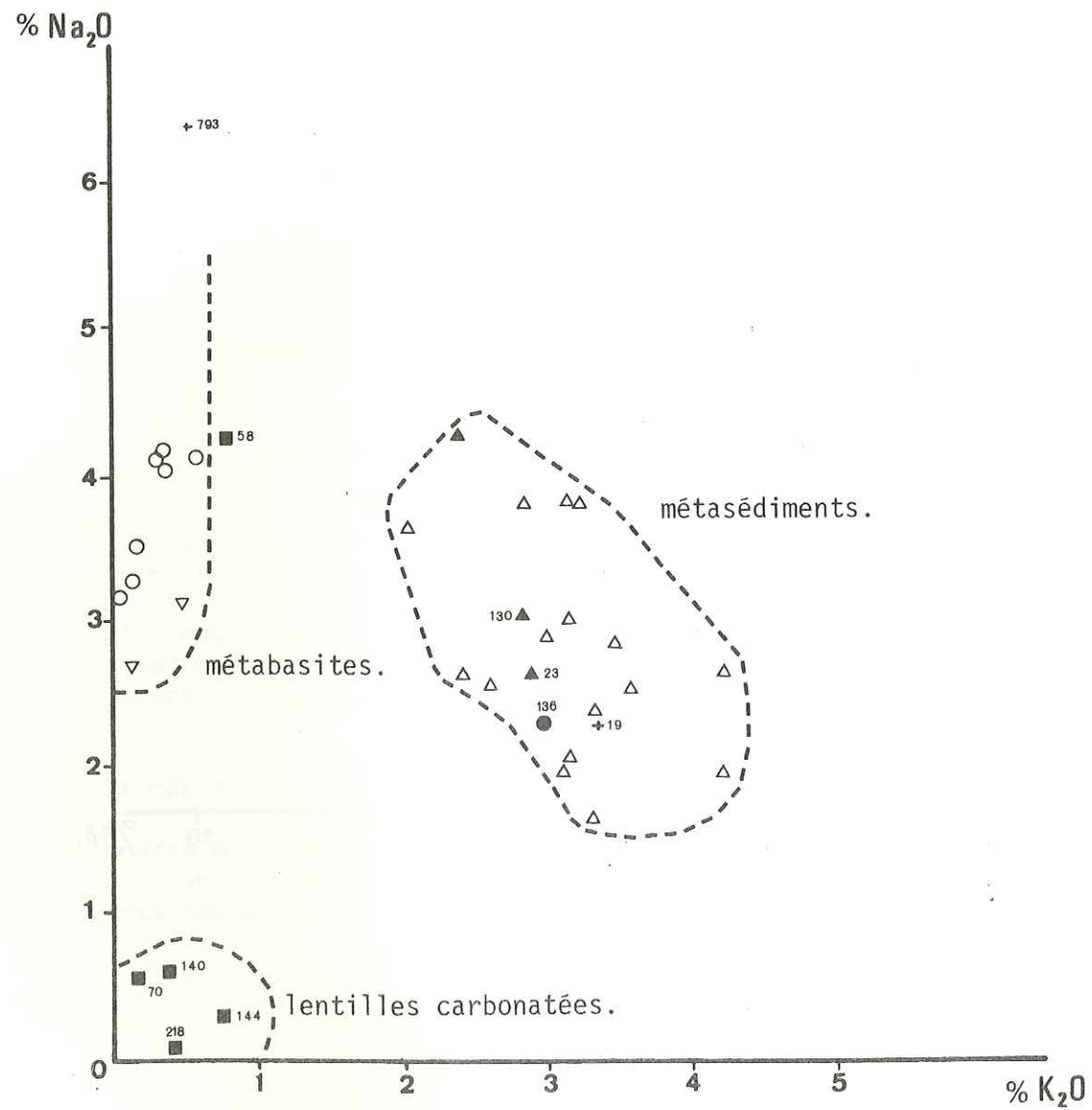
A titre de comparaison, nous avons relevé deux exemples de la teneur en Mn dans les sédiments et leurs dérivés métamorphiques (K. RANKAMA et T.G. SAHAMA, 1968) :

- Marine siderite ores (Landergren, 1948) : 2600 ppm
- Siderite, Scania, Sweden (Palmqvist, 1935) : 2800 ppm.

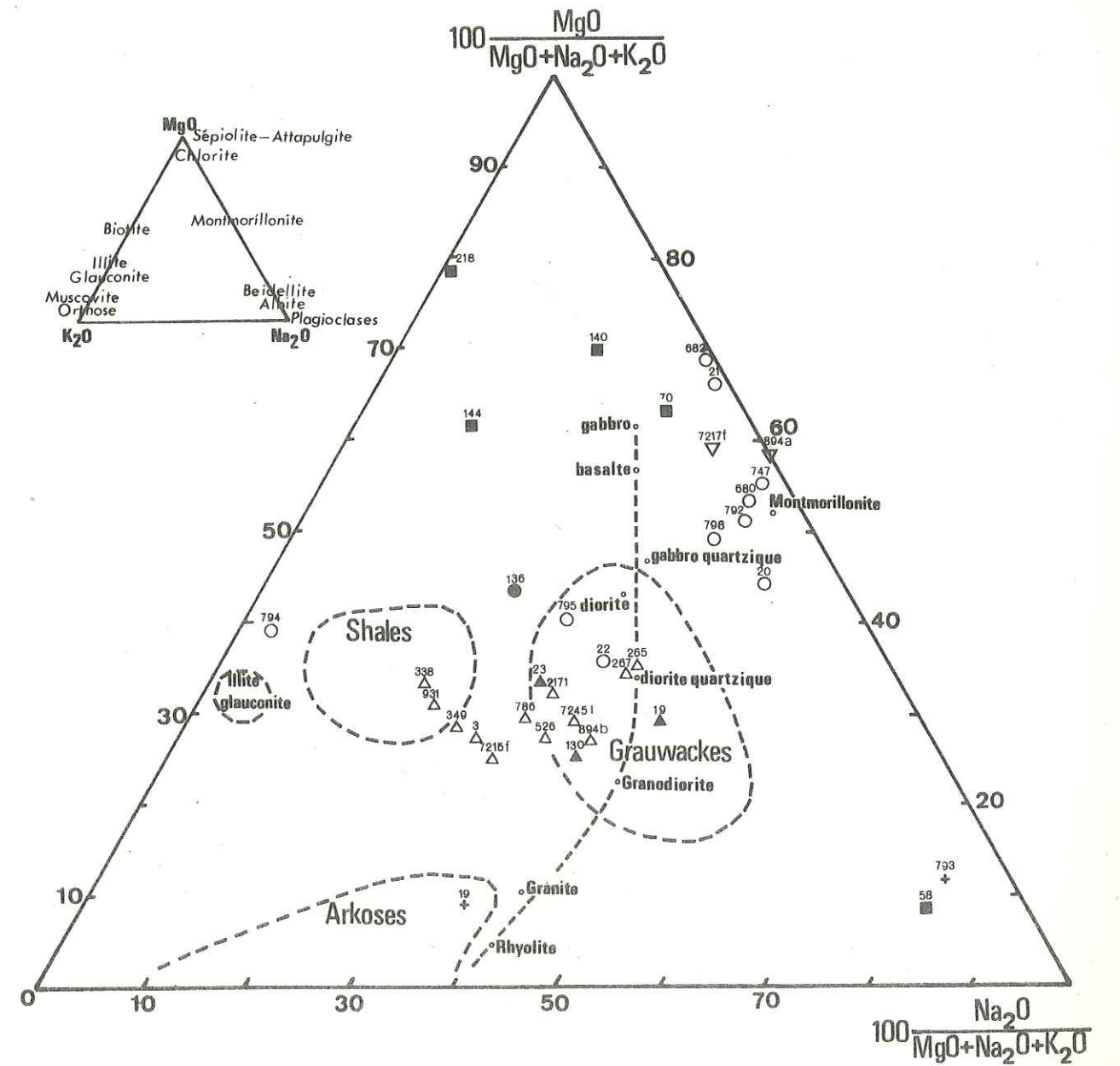
2.5. Avec le calcium

-- Ca-Mn : dans le diagramme binaire, comme dans les cas précédents (Diagramme n° 5), les metabasites sont séparées des métasédiments, surtout à partir de la teneur en calcium car le manganèse ne montre qu'une très faible augmentation du pourcentage : en conséquence, on a du grenat manganésifère et calcique, de l'épidote et du sphène dans les roches basiques.

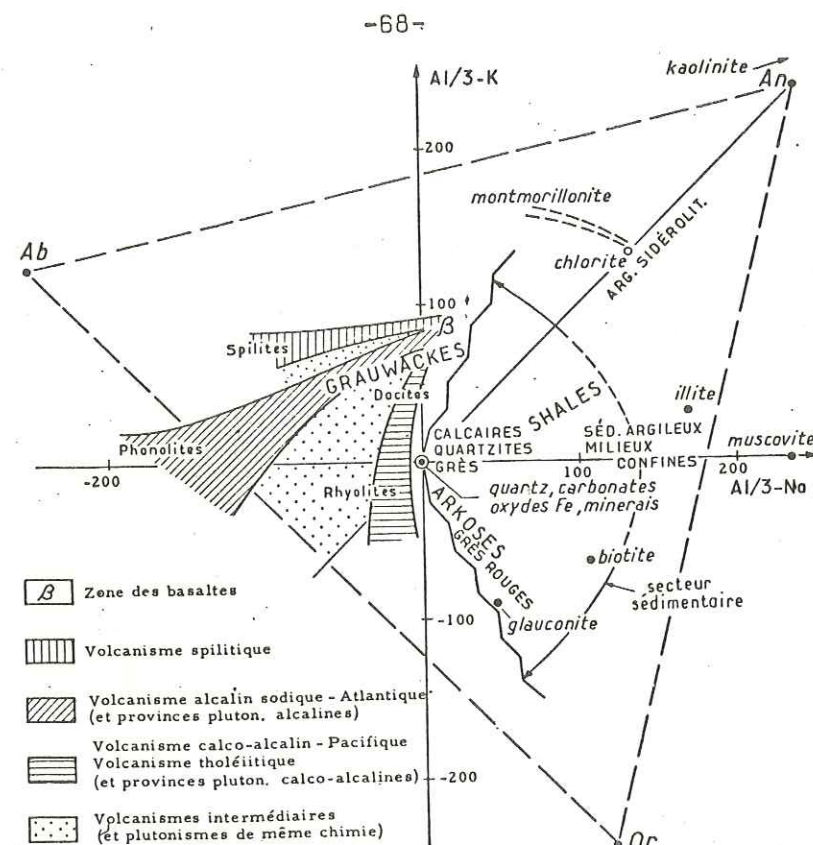




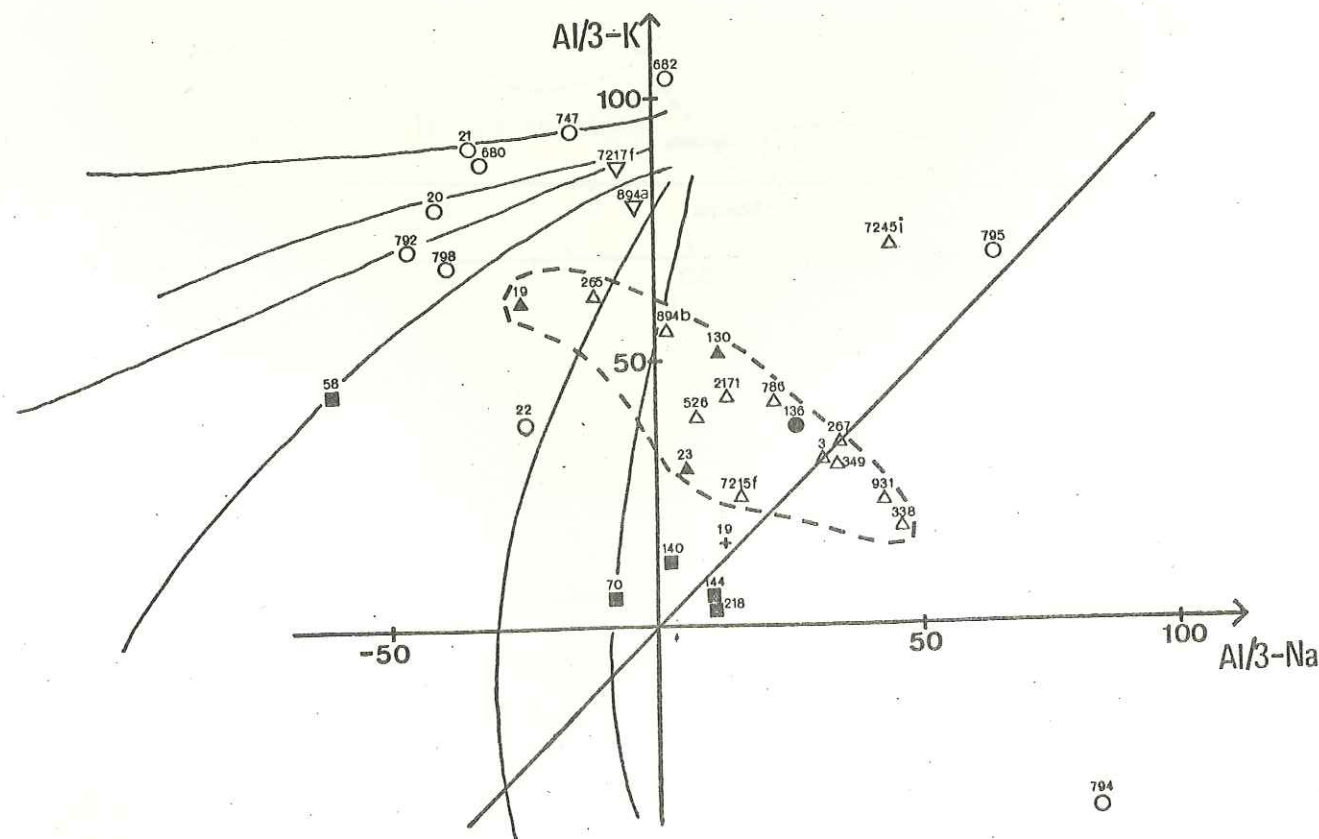
Diag. 6. Diagramme $K_2O - Na_2O$ (en pourcentage d'oxydes).



Diag. 7. Triangle des silico-aluminates (H. de La Roche, 1965).



Diag.8. Diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na et K, d'après H. de La Roche (1968).
Position de divers minéraux et roches. Délimitation des principales associations ignées (à gauche) et du secteur des roches sédimentaires évoluées (à droite, limité par une ligne irrégulière en dents de scie). Les sédiments élastiques grossiers, peu évolués (grauwackes et arkoses), occupent une position intermédiaire.
On utilise les millièmes-grammes dans 100 grammes.



-- Ca-Mg : même type de constatation : metabasites et métasédiments + lentilles avec une variation quasi-linéaire de Ca et Mg dont les pourcentages augmentent proportionnellement des roches métasédimentaires aux roches metabasiques.

2.6. Avec le sodium (Diagramme n° 6)

-- Na-K : regroupement des lentilles carbonatées, à l'exception de l'échantillon 58 ;

-- individualisation des roches encaissantes dans les deux domaines, déjà cités, par suite d'une teneur très faible en K_2O des metabasites (voir le triangle $(Al/3 - Na) - (Al/3 - K)$ diagramme n° 8).

Pour les analyses relevées dans la littérature, les rapports Na/K restent faibles pour les métasédiments (en général ≤ 1). On note de grandes variations pour les metabasites : $0,06 < R < 54$.

3. Recherche des matériaux originels.

3.1. Metabasites et métasédiments

Les métasédiments s'écartent peu de la dorsale ignée, ils sont donc peu évolués ou peu différenciés. Ils ont des compositions à affinités de shales et de grauwackes surtout. Ils restent groupés sur les deux triangles (diagrammes 1 et 7) formant un ensemble évoluant des grauwackes aux shales sur le diagramme des alumino-silicates.

On aurait donc une série sédimentaire variée depuis des sédiments détritiques grossiers (des arkoses même) jusqu'à des sédiments plus fins (grauwackes, puis shales) et des sédiments chimiques (carbonates).

Dans cette série, s'intercalent donc des roches basiques. Dans le diagramme 8 on note que la lignée grauwackes-shales "s'enracine" dans le domaine des metabasites. La position intermédiaire de l'ovardite de La Letta pourrait signifier la présence de tufs.

Nous avons des termes franchement volcaniques (tendance spilitique) des termes volcano-sédimentaires (des tufs) et d'autres purement sédimentaires (grauwackes-shales).

Si l'on reporte les points représentatifs des metabasites sur le diagramme 9 de H. de La Roche et J. Leterrier, ils dessinent une lignée de différenciation (ligne pointillée) qui s'apparente à celle de la série tholéïtique ; mais recoupe la "droite critique" de saturation, peut-être par enrichissement en fer lors des premiers stades de différenciation (H. de La Roche et J. Leterrier, 1973), mais plus probablement par enrichissement en Na lors du métamorphisme alpin. Toutefois, les termes de la souche sont absents, mais la "forme" de la lignée nous incite à voir ici une série tholéïtique. Dans le diagramme AFM (diagramme n° 10), les points sont plus dispersés et tendent à se rapprocher de la tendance calcoalcaline. Mais les effets du métamorphisme sont difficiles à évaluer et peuvent modifier considérablement la position des points sur ce diagramme, en particulier à partir du pôle $Na_2O + K_2O$.

3.2. Les lentilles carbonatées

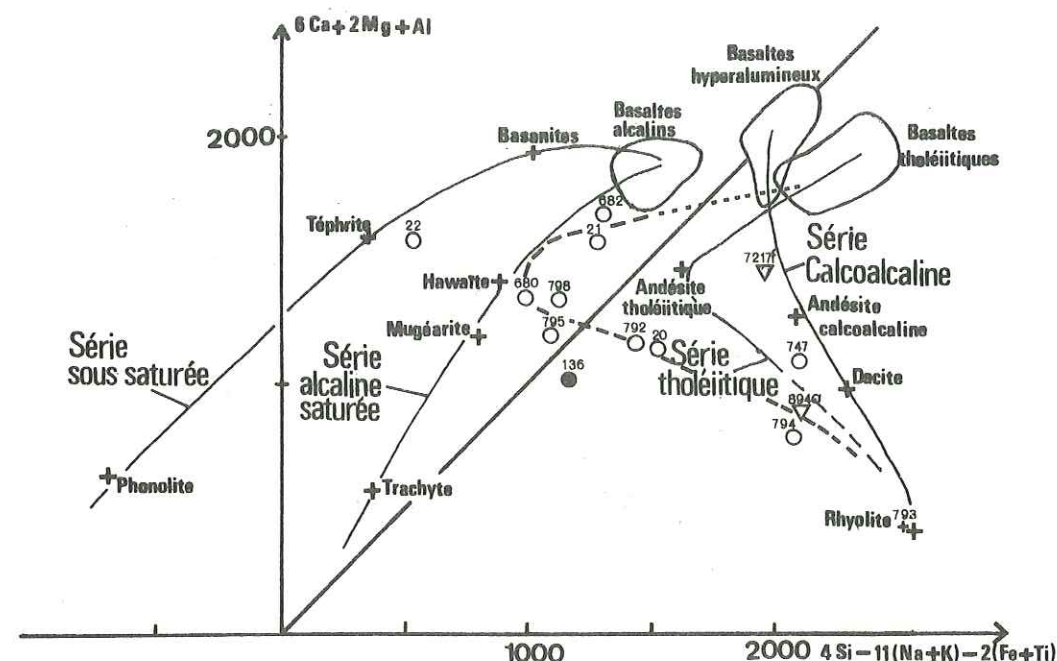
Nous avons comparé nos analyses à celles d'amas carbonatés interstratifiés au sein de formations sédimentaires du Sud de l'Espagne (M. Rivièrre). Ces amas ou miches sont constitués essentiellement de sidérite et de rhodochrosite. Ils forment des niveaux plus ou moins continus et sont parfois fossilifères. Mais leurs rapports avec les autres formations restent à préciser. Ces analyses sont assez semblables pour les éléments majeurs. Seuls le fer et le magnésium ont des teneurs un peu plus fortes dans les amas d'Espagne. La différence la plus importante est l'absence de sulfures dans ces amas, principalement de cuivre et de fer (Tableau d'analyse n° 12).

4. Conclusions sur l'étude des éléments majeurs

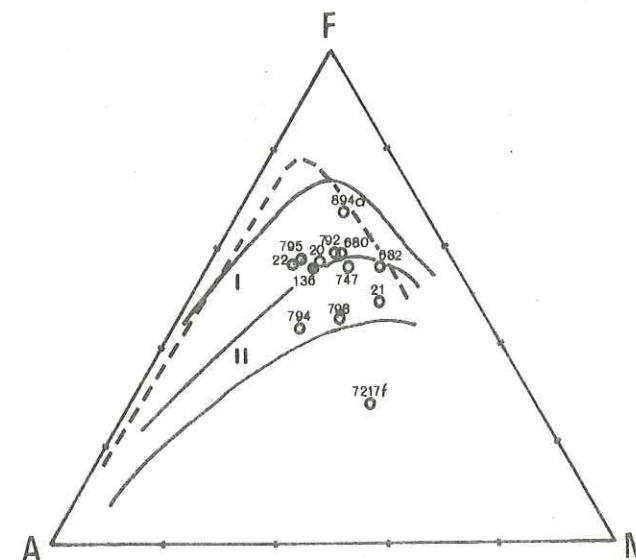
Il est difficile d'interpréter dans de tels diagrammes les données sur la composition respective des lentilles carbonatées. Il faut remarquer que certaines d'entre elles semblent beaucoup plus altérées (218) que d'autres et que la lentille encaissant dans le Permien a une nette tendance à s'isoler des autres gisements stratiformes :

- à cause de son albitisation générale et tardive ;
- à cause de son grand état d'oxydation.

Les diagrammes permettent cependant de vérifier l'existence de deux domaines, l'un métasédimentaire, l'autre metabasique plus riche en fer, magnésium, titane et calcium aux dépens de l'aluminium et de la silice. L'échantillon 793 (J. Bocquet, 1974) correspondant à un niveau albito-gneissique, est toujours à l'écart de ces zones. Le domaine métasédimentaire évolue des grauwackes aux shales et les metabasites ont une tendance spilitique et pourraient être issues d'une lignée tholéiitique.



Diag. 9. Composition chimique des metabasites dans le diagramme de H. de La Roche et J. Leterrier (1973).



Diag. 10. Diagramme AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = $FeO + Fe_2O_3$; M = MgO)

La courbe I indique la position des laves de la série tholéiitique et la courbe II celle de la série calcoalcaline du Japon (d'après Kuno, 1968); le trait discontinu correspond à la série tholéiitique du Skaergaard au Groenland (in Girod, 1978).

Les cercles indiquent la position des metabasites de Vanoise méridionale.

Tableau n°12. Analyses d'amas carbonatés stratiformes dans les formations sédimentaires mésozoïques du Sud de l'Espagne (communication M. Rivière, 1979).

n°éch.	409	693	694	696	697	657	662
SiO ₂	23.10	8.10	7.80	12.70	9.70	15.50	41.10
Al ₂ O ₃	8.10	3.0	2.50	3.90	3.0	6.10	6.15
Fe ₂ O ₃	46.20	57.70	61.80	58.60	64.60	42.30	40.80
MnO	8.60	10.10	8.85	7.10	6.40	16.80	1.64
MgO	7.80	11.84	10.66	9.97	9.72	15.00	7.01
CaO	5.94	8.15	6.60	5.65	6.90	4.90	2.90
Na ₂ O	0.45	0.33	0.26	0.53	0.35	0.25	0.44
K ₂ O	0.70	0.24	0.08	0.46	0.30	0.30	0.40
TiO ₂	0.41	0.16	0.15	0.21	0.18	0.32	0.37
%PF	22.90	28.44	30.90	29.37	31.24	28.22	19.07
Total	101.30	99.62	98.70	99.12	101.15	101.47	100.81

II. GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACE

Nous disposons de deux séries d'analyses portant sur les éléments en trace :

- au quantomètre : V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Sr et Ba ont été dosés. Tabl.:17
- par spectrométrie : Be, Sr, Ba, B, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ag, Sn, Pb, Zn, As, Sb, Bi et Ga... Tabl. : 8.

La première série ne porte que sur les lentilles carbonatées à minerais polymétalliques et leurs encaissants.

Les échantillons choisis pour l'analyse spectrométrique sont de deux types :

- certains appartiennent à l'ensemble des micaschistes gris de Chasseforêt : lentilles carbonatées du Pelve, de La Letta, filons minéralisés de La Ferrière... et leurs encaissants respectifs ;

- les autres proviennent de la couverture siliceuse permienne et permotriasique : lentilles, filons et micaschistes.

Un échantillon de la zone houillère (flysch) a été analysé.

Les comparaisons entre les valeurs obtenues au quantomètre et celles fournies par le spectromètre sont données dans le Diagramme n° 11.

Pour les sept éléments dosés dans les deux cas, les variations des valeurs (en ppm) peuvent être dues d'une part, à l'utilisation de deux méthodes différentes, d'autre part, à des défauts de manipulations lors de l'homogénéisation des poudres après le broyage.

Vanadium : - teneurs plus faibles mais plus homogènes au quantomètre : ≈ 200 ppm
- anomalie pour l'échantillon 58 : 305 ppm au quantomètre alors que rien ne sort au spectromètre.

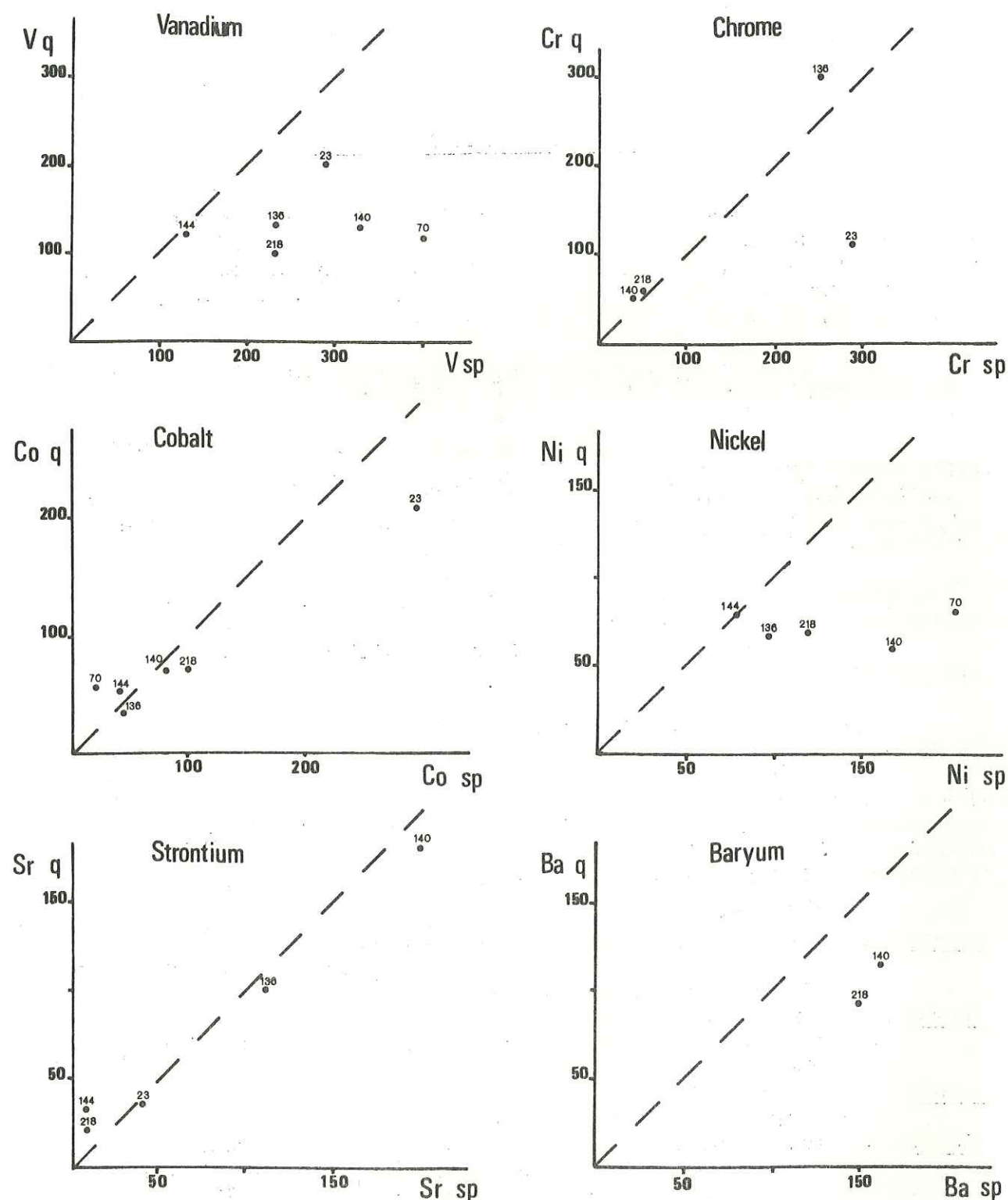
Chrome : - même ordre de valeurs dans les deux cas
- mêmes variations des teneurs en fonction des échantillons
- même anomalie pour le 58

Cobalt : - remarques identiques à celles du Chrome
- toujours le problème de l'échantillon 58

Nickel : - teneurs plus basses et plus homogènes par quantométrie
- bonne corrélation des variations selon les échantillons
- anomalie du 70 : 80 ppm au quantomètre contre 204
- " du 140 : 60 ppm " " 178

Cuivre : - excellentes corrélations entre les deux séries d'analyses
Strontium : - valeurs légèrement supérieures au quantomètre
- au maximum 50 ppm d'écart entre les deux séries

Baryum : - légère variation pour les échantillons 144, 70 et 58
- mêmes pics caractéristiques des échantillons dans les deux cas.



Diag.11. Comparaison des résultats obtenus par Quantométrie et par Spectrographie. Diagrammes établis en p.p.m.

1. Béryllium

1.1. Quelques teneurs moyennes des roches (in Wedepohl, H.K. 1970)

- basaltes et gabbros 0,3 à 1,6 ppm
- roches sédimentaires 0,2 à 2,9 ppm
- roches métamorphiques 0,5 à 8 ppm

1.2. En Vanoise méridionale

-- les résultats obtenus s'accordent avec ceux des auteurs : les anciennes roches basiques et sédimentaires ne contiennent pas de Be, pas plus que les occurrences carbonatées (Fe-Mn) à minerais polymétalliques.

-- l'absence du Be est normale car l'enrichissement en Be provient essentiellement de granites albitiques et muscovitiques et des formations de greisen ou de pegmatite, inexistantes en Vanoise méridionale.

2. Le Bore

2.1. Quelques teneurs moyennes des roches (in Rankama, K. & Sahama, Th.G., 1968)

- gabbro-dolérites 9 ppm
- shales 310 ppm
- occurrences marines riches en fer 310 ppm (au maximum)
- occurrences marines à sidérite 28 ppm
- sidérite 30 à 160

2.2. En Vanoise méridionale

-- les lentilles carbonatées à sidérite manganésifère sont pauvres en bore (entre 0 et 34 ppm).

-- dans les métasédiments les teneurs ne sont guère plus élevées.

-- de même, les metabasites sont pauvres en bore.

-- cependant, on note de légères augmentations de teneurs (jusqu'à 84 ppm) peut-être en relation avec la présence de tourmaline dans les échantillons.

-- l'échantillon 51 présente une anomalie de 209 ppm.

3. Le Vanadium

3.1. Quelques teneurs moyennes (in Rankama, K. et Sahama Th.G., 1968)

- orthogneiss 5 ppm
- paragneiss 20-70 ppm
- shales 120 ppm
- occurrences marines à sidérite 70 ppm

3.2. En Vanoise méridionale

-- Les roches analysées au quantomètre montrent des valeurs comprises entre 100 et 300 ppm.

-- Les encaissants ont des teneurs plus élevées mais on n'observe jamais de minéraux typiques du vanadium ; cependant, les substitutions sont fréquentes : il se peut que l'excès de V entre dans le sphène, le rutile et l'ilménite, particulièrement abondants, par substitution diadochique des ions V^{4+} et Ti^{4+} ; V^{3+} peut se substituer à Al^{3+} dans les micas muscovitiques des micaschistes. D'autre part, l'enrichissement en V peut traduire la nature réductrice du milieu de dépôt mais aussi la richesse en matière organique ; il faudrait donc s'attendre à trouver aussi du Ni, Cu et Co dans ce cas. Dans l'ensemble du massif, la matière organique a disparu.

-- Dans les lentilles, on note une homogénéité des teneurs en Vanadium $\approx$ 100 ppm.

-- Les diagrammes binaires n'ont pas montré l'existence de relations entre les teneurs en V et celles en Cu, Pb et Zn.

4. Le chrome

4.1. Quelques teneurs moyennes

(in Rankama, K et Sahama, Th.G., 1968)

- gabbros et dolérites 410 ppm
- quartzites 68 à 200 ppm
- occurrences marines à sidérite 20 ppm
- ultrabasiques > 2000 ppm

4.2. En Vanoise méridionale

-- Les teneurs en Cr sont très homogènes dans les lentilles : de 52 à 59 ppm au quantomètre et peu différentes de celles proposées par les auteurs pour les occurrences marines à sidérite. Les plus fortes teneurs observées dans nos lentilles sont sans doute causées par la présence de magnétite et d'ilménite.

-- Dans les roches encaissantes, les teneurs en Cr sont plus fortes (beaucoup de rutile). De plus, dans ces échantillons, Cr^{3+} peut remplacer l' Al^{3+} dans la muscovite.

-- Nous n'avons jamais observé de chromite au microscope métallographique, que ce soit dans les lentilles ou dans les roches encaissantes ou dans les filons.

-- Nous constatons que l'origine de l'échantillon 136 (ovardite de La Letta) est encore une fois prouvée par sa forte teneur en Cr.

-- Les teneurs en Cr des filons s'avèrent très variables.

-- Dans les diagrammes binaires, nous n'avons pas observé de relations entre les teneurs en Cr et les teneurs en Ni et Co.

5. Le cobalt et le nickel

5.1. Quelques exemples des teneurs en Ni et Co

(Rankama, K. et Sahama, Th.G., 1968)

	Co	Ni	Co/Ni
- gabbros	79 ppm	158 ppm	0,50
- ultrabasiques	237	$\approx$ 790	0,30
- shales	60	150	0,40
- occurrences marines à sidérite	300	50	6,00
- roches carbonatées	0	0	0

5.2. Cobalt et nickel en Vanoise méridionale

Calcul des rapports Co/Ni Tableau n° 13

éch.	Co/Ni quant.	Co/Ni spectr.	paragenèses observées en métallographie ou déterminées aux R.X.
140	1,2	0,46	pyrite + chalcoppyrite + pyrrhotite... sidérite
144	0,68	0,54	id.
70	0,74	0,11	sidérite + pyrite + pyrrhotite + peu de chalcoppyrite
218	1,04	0,84	sidérite
58	1,00	-	sidérite + oligiste + magnétite + chalcoppyrite
136	0,44	0,46	pyrite >>> chalcoppyrite
130	0,84	-	glaucophanite
19	0,72	-	petits lits de pyrite et magnétite
23	0,23	0,22	amas de chalcoppyrite
141	-	1,26	pyrite - pyrrhotite - chalcoppyrite
138		0,71	
128		0,81	filon à calcite et oligiste + pyrite
51		1,37	quartzite filonien broyé à pyrite
297		0,25	flysch de la zone houillère

Analyses au quantomètre

-- on peut noter la remarquable homogénéité des valeurs, aussi bien dans les lentilles que dans les encaissants.

-- l'augmentation de la teneur en nickel des roches orthodérivées par rapport aux métasédiments (teneur $\approx$ des gabbros des auteurs).

-- Présence d'une anomalie géochimique pour la roche 23.

Nous pensons que la contamination par les roches basiques n'est pas la seule hypothèse pour expliquer ce phénomène ; la présence d'amas centimétriques - plus ou moins continus dans la foliation métamorphique - à chalcopryrite dominante et un peu de pyrite, n'est sans doute pas étrangère à ce piégeage du nickel (selon Ramdohr, 1968). D'autre part, l'abondance de minéraux titanés et ferreux peut intervenir dans cet enrichissement.

Toutes les roches de La Letta, présentant la triade pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite liée aux sidérites manganésifères, ont des rapports Co/Ni supérieurs à ceux fournis par la littérature. Ceci peut s'expliquer par l'abondance de ces trois minéraux opaques qui incluent cobalt et nickel dans leurs réseaux (moyenne de 0,95 pour Co/Ni).

Diagrammes binaires

Le nickel n'est pas lié de manière linéaire au chrome, comme dans les roches basiques. Par contre, nickel et cobalt varient de la même façon, comme le montre le diagramme binaire Co-Ni. Diagramme n° 12.

On y observe également le regroupement des lentilles et l'anomalie en nickel de l'échantillon 23 se traduit par une augmentation de la teneur en cobalt (en liaison avec les sulfures).

6. Le cuivre

6.1. Quelques teneurs moyennes

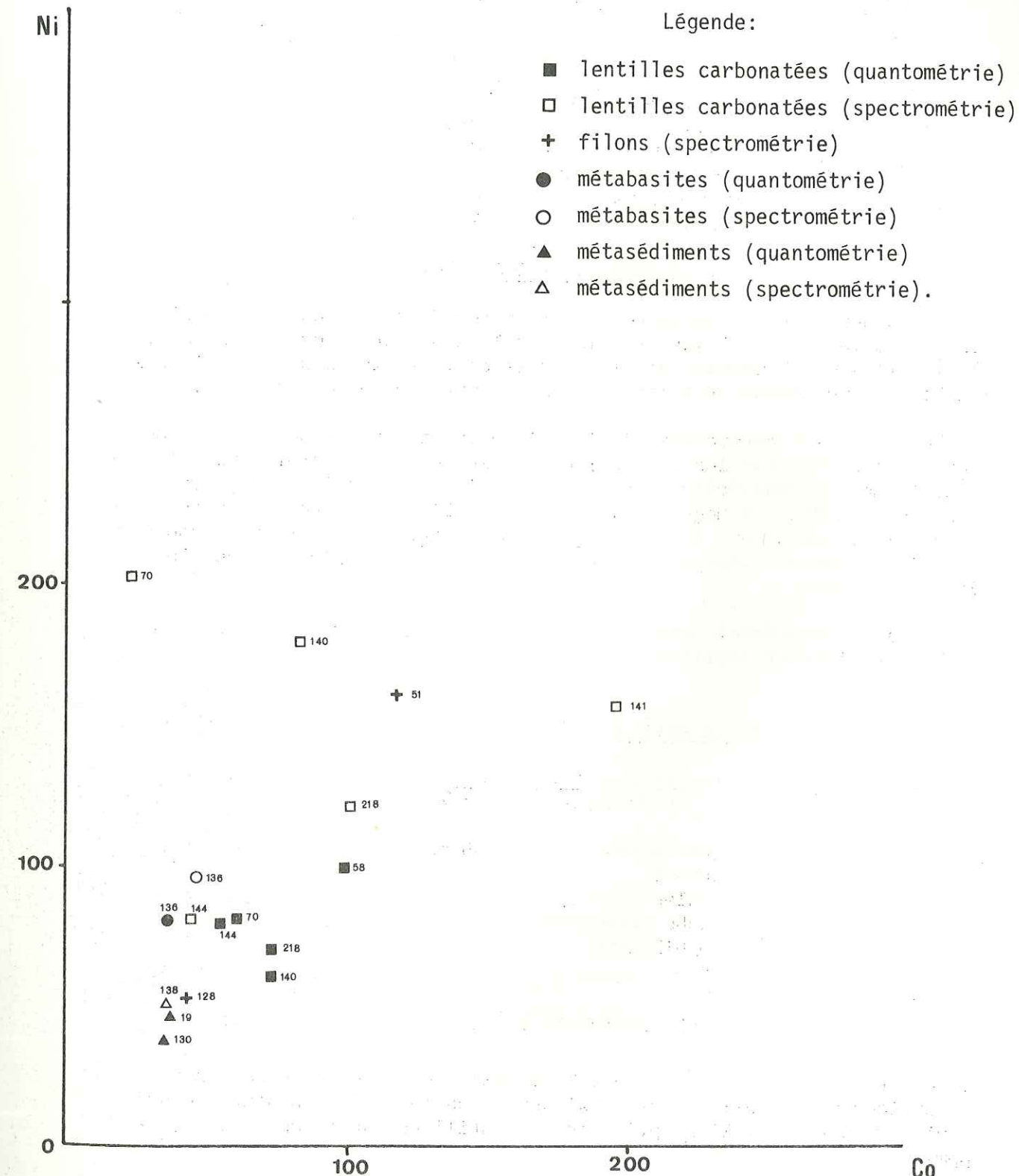
(Rankama, K. et Sahama, TH.G., 1968).

- roches ignées acides 16 ppm
- roches ignées basiques 149 ppm
- nodule de manganèse 3000 ppm

6.2. En Vanoise méridionale

- Certains échantillons présentent de fortes teneurs en Cu : ≈ 3000 ppm : ils contiennent tous de la chalcopryrite et de la pyrite ainsi que certains minerais de Cu : cuivres gris (140) ou bornite (23).
- La présence de cuivre est liée à celle de Pb, de Zn, de Sb, d'Ag et de As. Il est également lié au Mn, surtout dans les lentilles et dans les encaissements contenant un peu de sidérite.
- La présence d'éléments chalcophiles peut traduire des conditions de sédimentation particulières dans des zones de faibles dimensions où régnaient des conditions réductrices. Ceci s'applique bien aux lentilles à Mn-Fe.
- Le cuivre est un élément très mobile : sur certains échantillons (136-23), l'altération superficielle a donné naissance à de la malachite.

Diag. 12. Diagramme binaire Ni-Co (en ppm).



7. Le zinc.

7.1. Quelques teneurs moyennes (in Wedepohl K.H. 1970).

- gabbro	100 ppm
- basalte	100
- diorite-andésite	70
- shales	130-46
- grauwackes	116-70
- roche carbonatée	20
- micaschiste	80
- amphibolite	77

7.2. En Vanoise méridionale.

-- Les teneurs en Zn des roches encaissantes sont faibles voire nulles sauf dans le cas de l'ovardite (136) où le zinc aurait pu migrer depuis la lentille de La Letta. Dans les autres cas, le zinc peut être lié aux phyllites (muscovite et chlorite) par substitution de Mg et de Fe.

-- Les lentilles carbonatées à minerais polymétalliques contiennent des teneurs non négligeables en zinc; ce dernier est quelquefois exprimé sous forme de sphalérite. Des traces de zinc peuvent être incluses dans les cristaux de magnétite. Le zinc est lié aux autres éléments sulfophiles. Ce serait donc dans les amas riches en fer et en manganèse que s'effectue le piégeage des ions métalliques, en relation avec le milieu réducteur.

-- Le zinc est présent dans les filons où on observe de petits cristaux de sphalérite (sur sections polies).

8. Le gallium.

8.1. Quelques teneurs moyennes. (in Wedepohl K.H. 1970).

- grauwackes	36 ppm
- arkose	8-20
- shales	23
- roche carbonatée	2.5
- amphibolite	20
- gneiss	12-25

8.2. En Vanoise méridionale.

-- Les teneurs varient de 19 à 160 ppm dans le socle. Dans la couverture siliceuse, le gallium est inexistant. Les lentilles en sont presque toutes dépourvues à l'exception des échantillons 140 (37ppm) et 218 (28 ppm).

-- Le gallium peut être lié aux sulfures, ce qui n'apparaît pas ici, mais aussi aux phyllites par substitution de l'Al³⁺.

-- l'échantillon 51 est riche en gallium (160ppm) ainsi qu'en germanium.

9. Le germanium.

Le germanium est un élément largement distribué, toujours en petite quantité (0-4ppm) parmi les silicates des roches ignées, sédimentaires ou métamorphiques.

Dans nos échantillons, seul un filon (éch. 51) en contient en grande quantité: 195 ppm. Cette roche est riche quartz et chalcopryrite.

10. L'arsenic.

10.1. Quelques teneurs moyennes. (in Wedepohl K.H. 1970).

- basalte	1.5 ppm
- shales	13
- roches carbonatées	1

10.2. En Vanoise méridionale.

-- L'arsenic est présent dans la lentille carbonatée de La Letta (éch. 140) — où il se manifeste sous forme d'arsénopyrite —, et dans les roches encaissantes de cette même lentille (éch. 141 et 136), riches en chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite (+ cuivres gris).

-- L'échantillon 23 contient également environ 1% d'As mais il n'est pas exprimé sous forme de minéral-type. Cependant, il est fort probable que l'arsenic soit dans les cristaux de pyrite-bornite-pyrrhotite-chalcopryrite abondants dans ce micaschiste.

11. Le rubidium

11.1. Quelques teneurs moyennes. (in Wedepohl K.H. 1970).

	Rb (ppm)	K/Rb.
- gabbro	28-30	
- diorite-andésite	40-88	
- spilite	40	650
- andésite	46	363
- sédiment carbonaté	60±11	
- shale	143	origine marine 150 à 200 origine non marine 250 à 300
- dolomie	33	

11.2. En Vanoise méridionale.
Tableau n°14.

		Rb ppm	K ppm	K/Rb
Lentilles carbonatées	140	19	3400	179
	144	27	7100	263
	70	15	1400	93
	218	16	4000	250
	58	28	7500	268
ovardite	136	106	29600	279
glauconite	130	85	27900	382
micaschistes	23	89	28600	321
	19	73	23500	322

- Les teneurs en Rb sont faibles et homogènes dans les lentilles carbonatées (moyenne = 21 ppm);
- Elles sont un peu plus faibles que celles fournies par les auteurs pour des sédiments carbonatés.
- Les teneurs sont plus élevées dans les encaissants, en particulier dans l'ovardite; cet échantillon renferme de nombreuses plages de mica blanc muscovitique (analyses R.X + microsonde) qui constituent habituellement des sites favorables pour les substitutions Rb-K. Ces rapports sont normaux, légèrement supérieurs à ceux fournis par les auteurs pour les sédiments d'origine marine.
- Le métamorphisme peut dissocier K et Rb. Lambert et Heier (1968) ont montré que le rapport K/Rb est nettement plus élevé dans les roches subacides et intermédiaires des faciès granulite de moyenne et haute pression (300-600) que dans les roches correspondantes du faciès amphibolite (150-250).

12. Le strontium.

12.1. Quelques teneurs moyennes.
(in Rankama K. et Sahama Th.G. 1968).

- gabbro 140-170 ppm
- gabbro et dolérite 80
- shales 170
- roche carbonatée 850

12.2. En Vanoise méridionale.

- Les teneurs restent faibles dans tous les échantillons à l'exception du flysch de la zone houillère (éch. 297).
- Un diagramme Ba-Sr permet d'isoler deux domaines: celui des roches encaissantes et celui des lentilles carbonatées à Fe-Mn (diagramme n°12).

13. L'argent.

L'argent est lié aux occurrences à cuivre, plomb, zinc, antimoine et arsenic donc aux lentilles carbonatées à Fe-Mn et minerais polymétalliques.

- L'échantillon 23, très riche en cuivre ne contient que très peu d'argent, ce dernier n'est pas lié à la chalcopryrite. D'après G. de Mortillet, l'argent serait contenu dans la galène, les mines de La Letta ont été exploitées, rappelons le, pour le "plomb sulfuré argentifère". Nous pensons que l'argent se trouve également dans les cuivres gris: la tétraédrite serait argentifère.
- Les teneurs en Ag des anciennes mines de La Letta ne sont pas négligeables: 700 à 2300 g/T; les lentilles à Fe-Mn seraient donc enrichies en argent, comme l'a signalé V.M. Goldschmidt.

Tableau n°15: calcul des rapports Pb/Ag et Cu/Ag.

n°éch.	Pb	Cu	Ag	Pb/Ag	Cu/Ag
140	675	>1%	785	0.86	≈1300
141	>1%	>1%	940	> 10	≈1100
144	-	800	<10	-	≈80
70	-	<10	<10	-	≈ 1
58	-	-	<10	-	-
136	550	>1%	2340	0.23	≈430
138	-	43	<10	-	≈ 4.3
23	22	>1%	10-31	2.2 à 0.7	≈100000
51	590	224	<10	>59	<22

14. L'étain.

14.1. Quelques teneurs moyennes.
(in Wedepohl K.H. 1970).

- roches intermédiaires 1.3 à 1.5 ppm
(diorite-andésite-gabbro)
- roches basaltiques 0.9 à 1.2

14.2. En Vanoise méridionale.

Nos échantillons ne contiennent pas d'étain, à l'exception de deux d'entre eux: un micaschiste (éch.23) ou Sn peut être dans le réseau du sphène ou dans la chalcopryrite; un filon (éch.51) dont la teneur est de 123 ppm échantillon également riche en chalcopryrite.

15. Le plomb.

15.1. Quelques teneurs moyennes. (in Rankama K et Sahama Th.G. 1968).

- roches basiques 9 ppm
- roches granitiques 30 ppm

15.2. En Vanoise méridionale.

-- Le plomb est incontestablement lié aux lentilles carbonatées à minerais polymétalliques où il s'exprime sous forme de galène, localement argentifère (à La Letta). Les analyses montrent que de fortes teneurs en plomb correspondent à des teneurs notables en argent.
-- Il est également présent dans l'ovardite (éch.136) de La Letta.
-- Dans le filon à quartz-pyrite-chalcoppyrite (éch.51), on note également une forte teneur en Pb (590 ppm) mais aucune cristallisation de galène n'est visible en section polie.

16. L'antimoine.

16.1. Quelques teneurs moyennes. (in Wedepohl K.H. 1970)

- roche basique (basalte et gabbro) 0.1-0.2 ppm
- roche intermédiaire et granitique 0.2
- shales 1-2

16.2. En Vanoise méridionale.

-- Comme l'arsenic, il est présent dans les lentilles carbonatées du socle et dans leur encaissant: As et Sb sont liés aux occurrences sulfurées et sont exprimés sous la forme de cuivres gris (tennantite (Sb) tétraèdrite (As)).
-- La présence de Sb semble être déterminante dans le socle: une teneur importante en Sb se traduit par une augmentation des teneurs en Pb, Zn, et Ag (mine de La Letta).

17. Le baryum.

17.1. Quelques teneurs moyennes. (in Wedepohl K.H. 1970).

en ppm	- grauwackes et arkoses	189 - 670	moy: 370
	- shales	250 - 800	moy: 628
	- schistes à glaucophane		moy: 92
	- schistes pélitiques		moy: 1300
	- amphibolites	67 - 800	
	- gabbros		moy: 246
	- basalte alcalin		moy: 613
	- basalte tholéitique		moy: 246
	- roches carbonatées		moy: 90.

Dans les roches métamorphiques, les teneurs en baryum varient beaucoup sans liaison apparentes avec les phénomènes liés aux métamorphisme.

17.2. En Vanoise méridionale.

Tableau n° 16: Calcul des rapports Sr/Ba.

AU QUANTOMETRE	Sr	Ba	Sr/Ba
éch. 140	179	117	1.53
144	34	182	0.19
70	63	62	1.02
218	22	92	0.24
58	36	112	0.32
136	99	703	0.14
130	85	440	0.19
23	36	721	0.05
19	45	431	0.11
AU SPECTROMETRE			
éch. 140	204	163	1.23
141	90	289	0.31
218	10	151	0.07
136	112	598	0.19
138	138	561	0.24
23	43	615	0.07
215	90	120	0.75
51	250	209	1.20
297	2000	39	51.28

-- Les rapports sont cohérents dans les deux séries d'analyse;
-- On note une augmentation nette des teneurs en Ba dans les métasédiments (shales et grauwackes)
-- Même tendance quand on se trouve dans un contexte riche en Fe-Mn-Cu.
-- Les teneurs en Ba sont variables dans les lentilles (entre 60 et 180 ppm) et sont inférieures à celles des encaissants.
-- Le diagramme binaire Ba-Sr (diagramme 13) permet d'isoler deux domaines: celui des roches encaissantes et celui des lentilles carbonatées, et des filons.

18. Le bismuth.

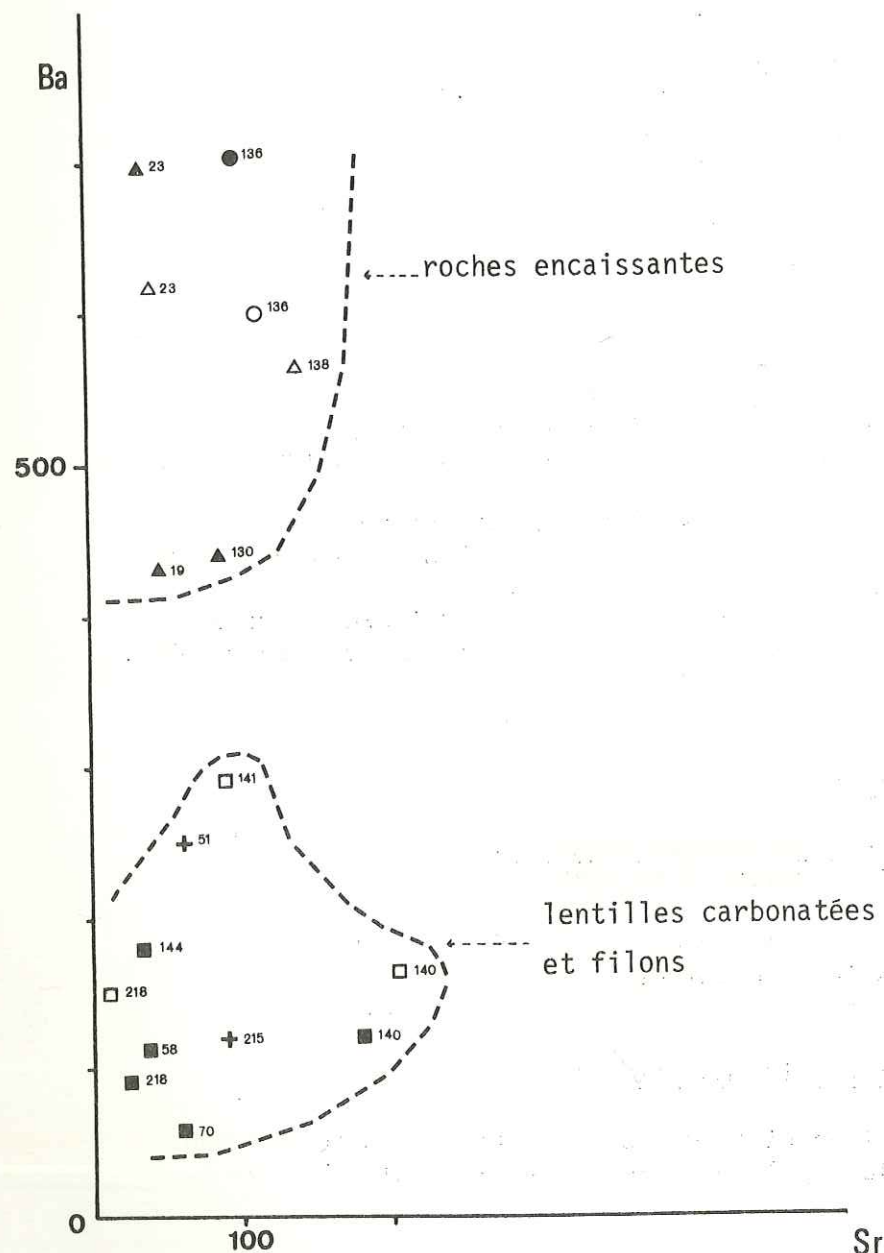
18.1. Quelques teneurs moyennes. (in Wedepohl K.H. 1970)

- shales et grauwackes 0.06 à 2 ppm
- roches intermédiaires 0.03 à 0.12
- basaltes 0.02 à 0.9

18.2. En Vanoise méridionale.

Seul un micaschiste du socle contient une teneur non négligeable en bismuth (100 ppm). Dans les lentilles, il est absent.

Diag.13 . Diagramme binaire Ba-Sr (en ppm).
Même légende que le diagramme 12.



19. Conclusions de l'étude des éléments en traces.

L'étude géochimique des éléments en traces est limitée dans sa portée par un nombre trop faible d'analyses, du fait que celles-ci ont porté sur des roches totales ou des matériaux filoniens au lieu de minéraux séparés et enfin parce qu'il ne nous a pas été possible d'étudier la distribution de ces éléments dans les divers minéraux à la microsonde.

Nous pouvons tout de suite remarquer que les échantillons de socle sont beaucoup plus riches en éléments en traces que ceux de la couverture siliceuse: en effet, Bi, Zn, Sr, Ga, Be, As, Sb, Pb, Sn et Cr n'ont pu être dosés dans le Permien et le Permo-Trias. Seuls Bi, Be, Ge et Sn ne sont pas ou peu représentés dans les micaschistes gris et dans leurs minéralisations.

En ce qui concerne les lentilles carbonatées stratiformes, nous constatons qu'elles sont les supports géochimiques des éléments chalcophiles: Pb, Zn, Sb, As, Cu et Ag.

Les associations observées laissent entrevoir l'hypothèse d'une origine sédimentaire, en milieu réducteur: fortes teneurs en manganèse, cristallisation de sulfures: pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite et galène.

Le métamorphisme a eu pour effet la recristallisation sur place de certains minéraux comme la magnétite, la pyrrhotite et même la pyrite et la chalcopyrite. Certains cristaux de sulfure ne sont pas déformés, d'autres, au contraire le sont. Mais il est difficile de relier ces différentes recristallisations aux phases des métamorphismes successifs: hercynien avec un facies amphibolite puis un second indéterminé à biotite (J. Bocquet, 1974),

-alpin avec au moins deux phases.

L'absence de filonnets sulfurés et la présence d'une minéralisation dispersée dans les micaschistes suggèrent que ces phases métamorphiques n'ont pas entraîné la migration des éléments. Le stock métal observé dans ces roches serait dès lors, syngénétique et peut-être à rattacher à un volcanisme basique local.

En ce qui concerne les filons de socle et ceux de la couverture, on peut remarquer leur pauvreté en éléments en trace (notamment les éléments bien représentés dans les lentilles). Un seul échantillon échappe à ces constatations: le filon broyé à quartz et pyrite (éch. 51).

Liste et localisation des échantillons analysés dans cette étude.

Lentilles carbonatées:

- 140 : Ancienne mine de la Letta, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 328.70 y = 5024.73 alt. 2200m.
 Lentille à sidérite manganésifère, polymétalliques et minéraux de gangue, gisement stratiforme dans la série des micaschistes de Chasseforêt.
- 144 : Moraine sud du glacier du Pelve, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 326.20 y = 5023.94 alt. 2600m.
 Lentille à sidérite manganésifère, polymétalliques et minéraux de gangue, gisement stratiforme dans les micaschistes de Chasseforêt.
- 70 : Cirque des Nants, Pralognan-la-Vanoise.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 321.75 y = 5023.70 alt. 2250m.
 Lentille à sidérite manganésifère et minéraux de gangue, gisement stratiforme dans les micaschistes de Chasseforêt.
- 218 : Le Mont, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 327.39 y = 5019.12 alt. 2100m.
 Lentille à sidérite manganésifère, polymétalliques et minéraux de gangue, gisement stratiforme dans les micaschistes de Chasseforêt.
- 58 : Col du Vallonnet, Pralognan-la-Vanoise.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 321.22 y = 5022.20 alt. 2690m.
 Gisement stratiforme à sidérite, albite et oligiste dans les micaschistes verts du Permien.

Métabasite:

- 136 : Ancienne mine de La Letta, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 328.70 y = 5024.73 alt. 2200m.
 Ovardite servant d'encaissant à la lentille minéralisée de La Letta.

Métasédiments:

- 130 : Montafia, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 326.70 y = 5018.00 alt. 2250m.
 Glauconite de la série de Chasseforêt.
- 23 : Les Fontanelles, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 328.40 y = 5019.00 alt. 1552m.
 Micaschiste de la série de Chasseforêt renfermant des disséminations de pyrite et chalcopryrite.
- 19 : Pré-Bourgeois, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 328.30 y = 5018.30 alt. 1450m.
 Micaschiste gris charbonneux de la série de Chasseforêt.
- 138 : Ancienne mine de La Letta, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 328.70 y = 5024.73 alt. 2200m.
 Micaschiste de la série de Chasseforêt.
- 141 : Ancienne mine de La Letta, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 328.70 y = 5024.73 alt. 2200m.
 Micaschiste de La Letta à lentilles centimétriques de sidérite manganésifère (éléments en trace uniquement).

- 65 : Bois des Bévériers, Pralognan-la-Vanoise.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 320.40 y = 5024.15 alt. 1900m.
 Permien conglomératique à oligiste diffus (éléments en trace uniquement).

Filons:

- 215 : Refuge de l'Arpont, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 327.20 y = 5020.85 alt. 2310m.
 Filon à albite, quartz, oligiste et pyrite encaissant dans les micaschistes gris de Chasseforêt (éléments en trace).
- 128 : Montafia, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 326.00 y = 5017.90 alt. 2200m.
 Filon à quartz, albite, oligiste et calcite encaissant dans les micaschistes à glaucophane de la série de Chasseforêt (éléments en trace).
- 225 : La Ferrière, Termignon.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 326.25 y = 5018.50 alt. 2500m.
 Filon à albite et oligiste encaissant dans les micaschistes de la série de Chasseforêt (éléments en trace).
- 51 : Cirque des Nants, Pralognan-la-Vanoise.
Modane 3-4, 1976, 1/25000; coordonnées: x = 322.40 y = 5024.00 alt. 2650m.
 Echantillon de quartz et pyrite provenant de la zone broyée affectant les micaschistes de la série de l'Arpont (éléments en trace).
- 297 : Hautecour.
 Filon à quartz et plagioclase encaissant dans le Flysch de Tarentaise de la Zone Houillère.

Les coordonnées sont relevées dans le système UTM 32, Ellipsoïde de Clarke.

Analyses relevées dans la littérature.

D'après F. ELLENBERGER, 1958.

- 3 : Micaschiste gris de la fenêtre 5 de la galerie d'Aussois, au débouché de La Letta.
- 19 : Banc de "gneiss" à feldspaths potassiques et albite, rive nord du bas du glacier de l'Arpont.
- 20 : Ovardite prasinitique à glaucophane abondant, base est de la Dent Parrachée au dessus de Termignon. Deux prélèvements.
- 21 : Ovardite prasinitique semblable, sans glaucophane, éperon au Nord du Grand-Pyx, vers 2500m.
- 22 : Glaucophanite massive à zoïsite et gros grenats, associée aux micaschistes gris à glaucophane, rive sud du glacier du Pelve (moraines).

D'après J. BOCQUET, 1974.

Métasédiments:

- 267 : Micaschiste albitique à glaucophane, Termignon fenêtre de la Gorge-Dessus.
- 265 : Micaschiste à glaucophane, Termignon ruines de Miribel.
- 338 : Micaschiste, Termignon fenêtre du Mont.
- 349 : Micaschiste à grenat, Termignon Doron éboulis de la fenêtre sous la Chapelle Saint-Laurent.
- 526 : Micaschiste à glaucophane, Termignon N.W. des chalets de Bellecombe.
- 931 : Micaschiste, Termignon Combe d'Enfer, moraine rive gauche.
- 786 : Micaschiste à glaucophane et grenat, Termignon Cirque de l'Arpont, rive droite du ruisseau du Baraquin, vers 2460m.

Métabasites:

- 680 : Glaucophanite à grenat, Termignon rive sud du glacier du Pelve.
- 682 : Ovardite à grenat, Termignon moraine du versant est de Chasseforêt.
- 747 : Lit albitique-gneissique de roche rubanée à grenat, Termignon Est du point 3052 (Nord du Cirque de l'Arpont).
- 792 : Glaucophanite à épidote, Termignon front du glacier de l'Arpont.
- 793 : Lit albitique-gneissique de roche rubanée, Termignon front du glacier de l'Arpont.
- 794 : Micaschiste ovarditique, Termignon front du glacier de l'Arpont.
- 795 : Ovardite, Termignon front du glacier de l'Arpont.
- 798 : Glaucophanite, Termignon front du glacier de l'Arpont.

D'après B. GOFFE, 1975.

Métasédiments:

- 894b : Micaschiste gris du socle, à glaucophane rétro-morphosé, au contact de la roche basique 894a, Cirque du Génepy, Pralognan-la-Vanoise.
- 7215f : Micaschiste gris du socle, à quelques rares baguettes d'amphiboles rétro-morphosées, Pralognan-la-Vanoise Cirque des Nants.

- 7245i : Micaschiste gris à grandes baguettes de glaucophane tardif, partiellement rétro-morphosé, Pralognan-la-Vanoise Cirque des Nants.
- 2171 : Glaucophanite, glaucophane très peu destabilisé, Pralognan-la-Vanoise Cirque du Dard.

Roches basiques:

- 894a : Roche basique très sombre à amphiboles sodiques, Pralognan-la-Vanoise Cirque du Génepy.
- 7217f : Roche basique verte à pumpellyite, Pralognan-la-Vanoise Cirque des Nants.

Deuxième Partie

Etude Métallogénique .

*" La montagne n'est pas dangereuse, on n'y
risque que d'y perdre la vie, tandis qu'à
Paris on devient bête et méchant. "*

Voltaire.



CHAPITRE PREMIER : HISTORIQUE ET GENERALITES

I. RAPPEL HISTORIQUE SUR LES MINES DE SAVOIE

1. L'art minier en Savoie

Ont été recherchées les substances minérales utiles suivantes : cuivre, plomb argentifère, fer, combustibles minéraux, sel, marbres, ardoises, et plus récemment sables de verrerie.

On estime généralement que la Savoie a été exploitée depuis des temps très reculés et c'est aux Romains que l'on attribue les exploitations les plus anciennes. A Macot, en 1828, on découvrit d'anciennes galeries de mine : elles dateraient du XI^e siècle et seraient l'oeuvre des Sarrasins (plomb argentifère exploité à la "Mine des Sarrasins", près de Modane).

En Tarentaise, les sources auraient, selon J.J. Roche (ancien directeur des salines de Salins), été utilisées dès l'an 534 de Rome, c'est-à-dire dès 219 av. J-C.

De 1560 à 1580, de nombreuses fonderies traitent les minerais de plomb, de cuivre et de fer locaux. C'est aussi à cette époque que les exploitations (Fe) de la Ferrière (anciennement commune de Pralognan) furent abandonnées, à la suite d'une épidémie.

Au XVIII^e siècle, recherches et exploitations se multiplièrent : la mine (Pb-Ag) de Peisey est alors découverte : des anglais entreprennent l'exploitation de nombreux filons, mais ils furent bientôt supplantés par les notables du pays, autrement puissants.

Arriva la Révolution française. Avec l'occupation de la Savoie, par les armées de la République (1795) reprit l'étude des gîtes métallifères. On se mit à exploiter -- outre le plomb, le cuivre et le fer -- le charbon, la houille, la lignite, l'anthracite. Des compagnies, des sociétés se forment, se multiplient un peu partout en Savoie, pour en extraire les ressources minérales.

L'activité minière ancienne se traduit aujourd'hui par des travers-bancs et des galeries abandonnés, des fosses et des tranchées en partie comblées, des tas de scories, des ruines...

2. Les mines de galène argentifère de La Plagne et de Peisey.

Les deux principales exploitations de Tarentaise, aux XIX^e et XX^e siècles, furent les mines de La Plagne et de Peisey (galène argentifère).

Elles ont été fermées en 1973. Depuis le début du XX^e siècle, elles ont fourni les tonnages suivants:

- La Plagne: 125600 T de Pb et 360 T d'Ag;
- Peisey : 22000 T de Pb et 53 T d'Ag.

(Voir les tableaux de production en annexe).

3. "Richesses" de la Savoie.

Au XIX^e siècle existaient de nombreuses exploitations, mines ou carrières, actuellement fermées ou effondrées. Les richesses minérales, même faibles, n'étaient pas laissées au hasard; on exploitait: fer, cuivre, plomb, argent, or, platine, antimoine, bismuth, nickel, cobalt, arsenic, zinc et manganèse. En Maurienne, on extrayait dans de petites carrières l'amiante (Termignon), la serpentine, les lauzes; le gypse, l'anthracite et la tourbe fibreuse.

3.1. Le fer.

Il se présente sous sa forme carbonatée et contient du manganèse. G. de Mortillet signale que les carbonates renferment également du platine. La principale mine a été celle de Saint Georges de Hurtières en Maurienne, qui a fourni 700000 tonnes de fer. La mine de Saint Georges de Hurtières est le centre d'un champ filonien (à carbonates de fer) qui s'étend surtout en Maurienne, dans les terrains cristallins et anthracifères.

Sous forme d'oligiste, les principales concessions de Maurienne et de Tarentaise furent Modane, Termignon, Bonneval, Pralognan...

3.2. Le cuivre.

Il a été exploité en Savoie depuis les temps les plus anciens. La principale mine est celle de Saint Georges de Hurtières: 430 tonnes de cuivre. Les autres mines n'ont jamais été très importantes: filons de faible puissance. Ce sont des gisements de "cuivre pyriteux" associé à des carbonates de fer, de l'oligiste, de la galène et des cuivres gris argentifères: Termignon, Lanslebourg, St Michel et St Jean de Maurienne, Champagny, Peisey, Macot...

3.3. Le plomb

Les filons de plomb sont plus abondants que ceux de cuivre, plus puissants et aussi plus riches. Ils ont donné lieu à des grandes exploitations : Peisey, La Plagne ; d'autres filons de plomb argentifère étaient signalés dans toute la Savoie : Bessans, Lanslebourg, Termignon...

3.4. L'argent

Il n'existe pas de mines d'argent à proprement parler mais des mines de cuivres gris argentifères et de galène argentifère dont les teneurs en Ag ont pu être très importantes (Peisey).

3.5. L'or

Il était recherché dans les alluvions, les mines d'or faisant défaut.

3.6. Le platine

G. de Mortillet le signale dans les carbonates de fer.

3.7. L'antimoine

Les sulfures d'antimoine sont connus en Maurienne (Modane). Le bismuth, l'arsenic, le nickel et le cobalt ont été trouvés associés à l'antimoine.

3.8. Le zinc

La sphalérite est abondante dans les filons de galène, surtout en Maurienne (Modane, Fourneaux, Saint Jean...)

3.9. Le manganèse

Il est associé aux carbonates de fer de la Maurienne.

4. Distribution géographique des minerais

4.1. En Maurienne

En Maurienne, G. de Mortillet signale un certain nombre d'exploitations, parmi lesquelles nous retiendrons celles de Lanslebourg, Termignon et Modane, en relation directe avec notre étude métallogénique de Vanoise méridionale.

- . A Lanslebourg, il y a : un gisement de chalcopryrite et sphalérite.
- . A Termignon, on aurait des occurrences de :
 - galène au "Pelvo", à une demi-heure de marche des chalets d'Entre-Deux-Eaux, associée à des cuivres gris et des sidérites. Il pourrait s'agir de la lentille des Gorges de La Letta.

- oligiste dans le remplissage de plusieurs filons, vers la Combe d'Enfer et la Machère. Nous avons également retrouvé ces gisements.

- A Modane, ont été exploités :
 - la stibine avec cuivres gris argentifères et chalcopryrite ;
 - la galène argentifère aux Sarrasins ;
 - l'anthracite ;
 - le gypse.

4.2. En Tarentaise

Ont été exploitées les substances minérales utiles suivantes :

- A Bozel : les lauzes, l'anthracite, le gypse et le fer oligiste (+ pyrite) ;
- A Pralognan : le gypse, le marbre, l'anthracite et le fer oligiste de la Ferrière.

Nous avons également consulté les cartes géologiques de Saint-Jean-de Maurienne au 1/80.000. Seule la première édition (1894) porte les localisations des diverses concessions. Pour certaines d'entre elles, le service des mines de Savoie a indiqué la nature du minerai exploité. En Maurienne, la plupart des concessions sont toutes situées dans les terrains houillers, de même qu'en Tarentaise. Les exploitations du "Pelvo" et de la Combe d'Enfer n'ont pas été reportées sur la carte.

II . GENERALITES

Nous avons étudié les minéralisations encaissées dans les terrains paléozoïques et dans la couverture carbonatée mésozoïque à l'Est et à l'Ouest du Dôme de Chasseforêt. Dans le plus grand nombre des cas, on ne peut parler que d'occurrences, et non pas de "gisement" car les substances minérales représentées sont loin d'y être exploitables, même à l'échelle artisanale.

Indépendamment de toutes considérations utilitaires, nous allons donc nous intéresser ici à ces diverses occurrences et tenter une approche de leur genèse.

Nous avons distingué quatre types morphologiques de gisements en Vanoise méridionale :

- les minéralisations diffuses et les amas
- les stockwerks
- les corps stratiformes
- les filons.

Chacun de ces types se caractérise fondamentalement par sa forme. Nous verrons que celle-ci peut également être spécifique de la position structurale des occurrences considérées, de la nature et de l'âge des diverses roches encaissantes.

Disséminations et amas, eux, sont ubiquistes: ils se rencontrent tout le long de la colonne stratigraphique depuis les micaschistes gris anté-namuriens jusqu'aux schistes noirs éocènes.

On appelle dissémination , "toute minéralisation diffuse: présence de grains isolés ou d'inclusions métalliques dans la roche". En Vanoise, les micaschistes gris ainsi que les schistes permians et permotriasiques sont particulièrement riches en minéraux opaques disséminés. Ce genre de minéralisation ne constitue pas de gisement. Il existe tous les intermédiaires entre les disséminations et les amas.

Parfois les roches encaissantes sont intensément fracturées; on observe des fissures millimétriques à centimétriques, où ont cristallisé un certain nombre de minéraux (quartz, carbonate, oligiste...); ces cassures ne sont pas orientées, on parle alors de stockwerk.

Les lentilles stratiformes sont des amas de dimension variable, plus ou moins homogènes et limités par des surfaces de stratigraphie ou de foliation métamorphique. Dans le massif de la Vanoise méridionale, nous avons rencontré des corps stratiformes constitués d'une suite de lentilles discontinues s'amincissant aux extrémités, très boudinées et limitées par des surfaces de foliation métamorphique. Il paraît difficile de relier les différents indices au sein d'un même niveau.

Les filons sont des corps qui se sont mis en place dans une cassure, fracture ou fissure, assimilés morphologiquement à une lame à deux faces parallèles et dont la nature du contenu est différente de celle de l'encaissant. Les filons sont abondants dans les micaschistes gris du socle. Ils sont rarement isolés et on peut les regrouper d'abord en champs filoniens puis en districts.
ex: la zone filonienne de La Ferrière-La Mahure au N.E. de la Dent Parrachée (Modane 3-4, 1.25000).

De nos premières observations de terrain, des différences nous sont apparues dans la nature des minerais contenus dans les quatre types de gisement. D'autre part, un type morphologique de gîte n'a pas les mêmes caractéristiques selon qu'il encaisse dans le socle ou dans la couverture siliceuse et carbonatée. De même, on note une opposition majeure entre les complexes anté-permians respectifs de Vanoise septentrionale et de Vanoise méridionale.

Nous allons traiter les quatre types morphologiques en essayant de préciser les propriétés des minéralisations en fonction de la lithostratigraphie, de la structure du bâti et en tenant compte des événements tectoniques et métamorphiques. Pour chacun des cas, nous nous baserons sur des exemples précis.

CHAPITRE DEUXIEME : LES DISSEMINATIONS

I. MINERAUX HERITES ET MINERAUX NEOFORMES

Parmi les minéraux métalliques, certains sont des témoins de la roche initiale ou d'une paragenèse relique de celle-ci, ou d'un épisode métamorphique ou tectonique antérieur : ils sont hérités ; ces minéraux présentent souvent des textures caractéristiques permettant d'apprécier le comportement de la roche au cours des diverses déformations. D'autres minéraux sont néoformés ou ont recristallisé ; ils renseignent alors sur les conditions de métamorphisme durant les différentes phases tectoniques.

Pour certains minéraux métalliques, il est assez aisé de montrer qu'ils sont hérités. Dans de nombreux échantillons tant de micaschiste du socle que de la couverture siliceuse permienne, les minéraux sont disposés dans le plan de la foliation métamorphique F principale de la roche. Les grains opaques sont moulés par cette foliation F. Ils sont antérieurs à F et à la phase qui l'affecte. Des ombres de pression s'observent fréquemment autour de petites lentilles de quartz et de carbonate. En général, le quartz recristallise dans les lacunes créées aux extrémités des lentilles.

II. LES MINERAUX OPAQUES DES MICASCHISTES DE L'ARPOINT, DES OVARDITES ET DES PRASINITES DU SOCLE DE CHASSE- FORET.

Chaque lame mince faite dans ces diverses roches contient une proportion non négligeable (jusqu'à 10 %) de minéraux opaques, que l'échantillon soit "banal" ou localisé à proximité d'une zone minéralisée (filon ou lentille). Ces minéraux sont habituellement : le sphène, l'ilménite, le rutile, la pyrite, la chalcopryrite et plus accessoirement la magnétite, l'azurite et la malachite, le carbonate sidéritique.

1. Les minéraux du titane

Nos analyses chimiques des éléments majeurs et en trace de quelques échantillons de micaschistes montrent une teneur relativement forte en titane (moyenne de 4733 ppm).

L'examen de lames minces et de sections polies de roches révèle l'abondance de sphène, de rutile et la présence d'ilménite relique en cours de transformation en sphène.

1.1. Le sphène et l'ilménite

Le sphène, observé dans nos lames, est rarement transparent. Au microscope il a une couleur brun-miel, plus ou moins foncée et assez souvent le coeur du minéral est complètement opaque. En lumière rasante, il prend une couleur beige blanchâtre typique des minéraux titanés, le centre ayant un éclat légèrement métallique. La plus grande partie du sphène semble provenir de la transformation d'ilménite. Quand la réaction n'est pas trop avancée, on retrouve la forme originelle en baguette de l'ilménite. (Fig. 18).

Le sphène se dispose en chapelets ou en "trainées" dans la roche ou bien il est inclus dans les minéraux du métamorphisme alpin (et surtout dans l'albite et le grenat). C'est un minéral ubiquiste des micaschistes gris, ovardites, prasinites, et roches basiques associées. Dans tous les cas, les cristaux sont orientés, leur grand axe étant sensiblement parallèle au plan de la foliation métamorphique de la roche. Dans les poeciloblastes d'albite, ils dessinent avec les micas, le rutile et d'autres opaques, la foliation antérieure au développement du feldspath. (Fig. 19).

1.2. Le rutile

Le nombre de petits cristaux de rutile est très important ; le rutile toujours en inclusions dans d'autres minéraux (albite, mica, grenat, glaucophane, ilménite...). Très finement cristallisé, il apparaît transparent, très biréfringent et on peut observer de petits prismes très allongés, souvent maclés : macle en genou, macle de la sagénite (Fig. 20).

En 1891, P. Termier a décrit les cristaux de rutile : rarement isolés, généralement en "buissons" d'aiguilles enchevêtrées se compénétrant, et quelquefois maclées.

Les cristaux sont rarement isolés, souvent les aiguilles de rutile définissent un litage parallèle à la foliation. Il se rencontre en rosettes, il se dispose également dans les directions de clivage des micas blancs ainsi que dans les deux directions de clivage de la glaucophane. Parfois, on observe des masses informes de rutile : il semble alors remplacer un autre minéral : sphène et/ou ilménite.

Au col des Thurges, nous avons échantillonné un filon de quartz en pyramide, recouvert par de l'oligiste. Dans les cristaux limpides de quartz, le rutile se dispose en zone parallèle aux minéraux opaques et aux faces de cristallisation du quartz (Fig. 21).

Sphène et rutile proviennent en partie d'ilménite, mais le titane a pu également directement cristalliser sous forme de sphène et de rutile.

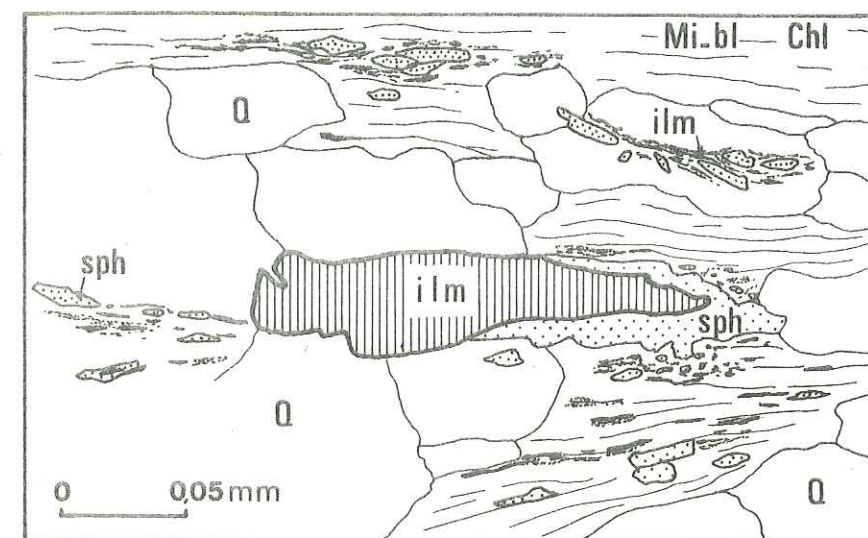


Fig. 18. Transformation d'une plage d'ilménite en sphène; schéma réalisé d'après lame mince d'un micaschiste du socle de Chasseforêt, éch. 130.

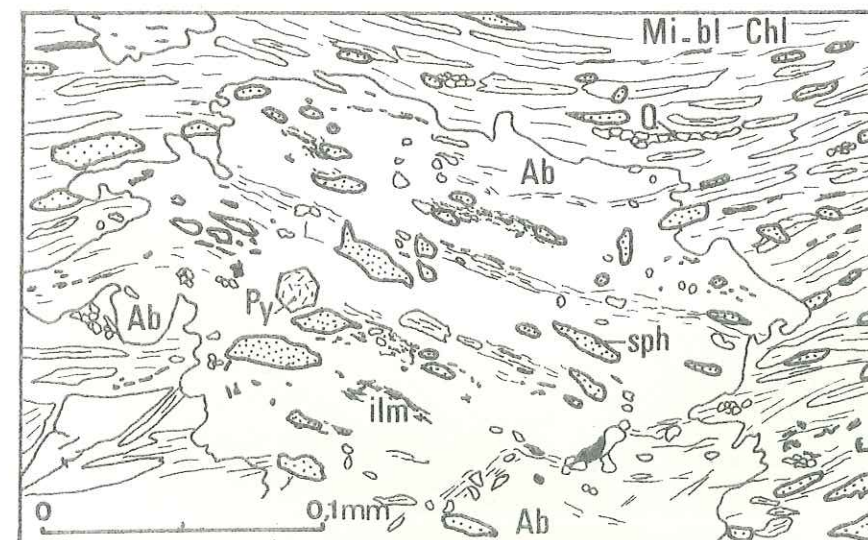


Fig. 19. Chapelet de sphène disposé selon la foliation métamorphique du micaschiste gris du socle et inclus dans un cristal d'albite poeciloblastique, schéma réalisé d'après lame mince, éch. 41.

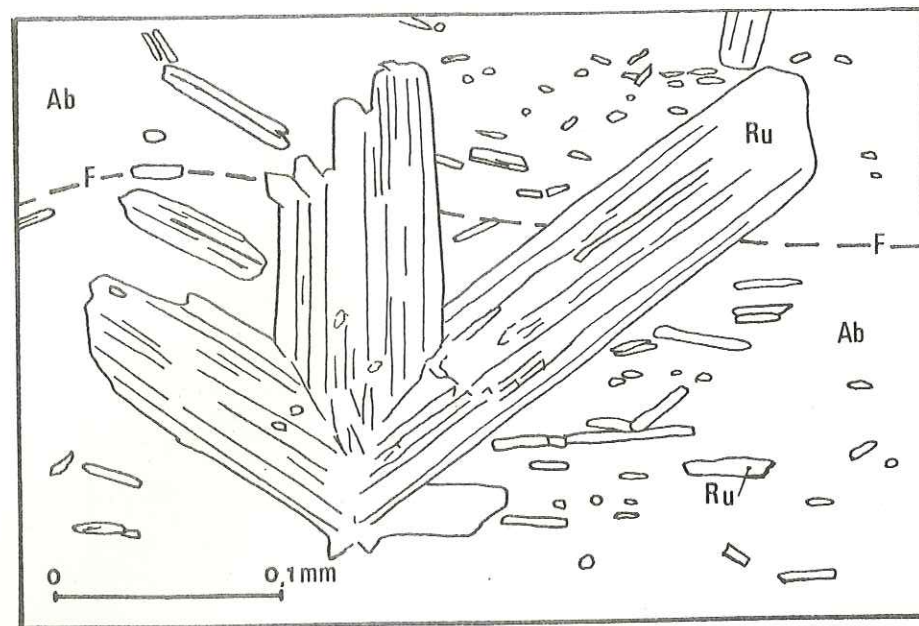


Fig. 20. Cristal maclé de rutile, schéma réalisé d'après lame mince, éch. 211.

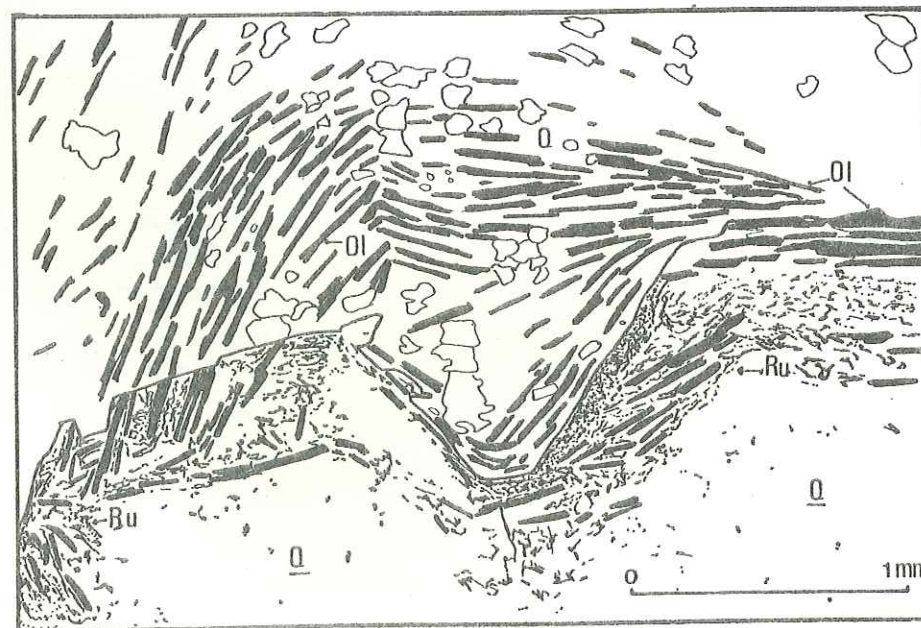


Fig. 21. Aiguilles de rutile cristallisées parallèlement aux faces cristallines du quartz, schéma réalisé d'après lame mince, éch. 113.

Il faut noter que les nodules à carbonates sidéritiques des micaschistes sont beaucoup moins riches en titane que leur encaissant. Pour expliquer ce phénomène, plusieurs hypothèses sont à envisager :

- le titane pourrait être lié aux minéraux argileux primitifs du sédiment, et manque ipso facto dans les lentilles carbonatées d'origine sédimentaire probable.
- le calcium nécessaire à la cristallisation du sphène est entré dans les réseaux des carbonates.

1.3. Considérations pétrogénétiques

D'un point de vue pétrogénétique, les résultats de R.D. Schuiling et B.W. Vink (1967) et de W.G. Ernst (1972) indiquent que des pressions totales élevées favorisent la présence de sphène ; ce dernier serait sensible à la présence de gaz carbonique :

(sph + CO₂ = cc + qz + anatase (rutile) = courbe extrapolée à 7 kb par W.G. Ernst (1972) pour qui le sphène ne serait stable qu'en présence de f_{CO₂} < 69 pour 360°C et < 200 pour 440°C).

En Vanoise méridionale, le sphène et le rutile, contenus dans presque tous les minéraux du métamorphisme, semblent en équilibre avec ceux-ci et leur présence n'entraîne pas de modifications du minéral hôte. Leur orientation est déterminée par la structure de la roche au moment de leur cristallisation. Par la suite, les minéraux ont été englobés (albite). La présence d'ilménite atteste un climat "réducteur" au contraire du Permien où c'est l'hématite qui prédomine.

2. La pyrite

C'est un minéral ubiquiste et probablement d'origines variées, qui se trouve aussi bien dans les micaschistes que dans les zones filoniennes et lenticulaires et dans les complexes basiques associés. Plusieurs épisodes de cristallisation de la pyrite ont certainement eu lieu. On rencontre dans le socle de Chasseforêt, des pyrites "héritées" et des pyrites néoformées ou recristallisées.

La pyrite est disséminée dans la plupart des roches du socle mais aussi dans la couverture siliceuse et carbonatée.

Les cristaux sont, soit isolés, soit groupés en amas millimétriques. Lorsque la pyrite n'est pas automorphe, elle dessine des lits grossièrement parallèles à la foliation et est assez souvent associée aux trainées de sphène et d'ilménite ; dans les albites, elle est alors disposée en lits très minces et ondulés (dans les roches basiques au pied du glacier de l'Arpont, dans les micaschistes bleus du Cirque du Génepy...etc...).

Les cristaux automorphes de pyrite sont soit isolés, soit formant des groupements de plusieurs cristaux : les formes cristallines caractéristiques sont celles de l'octaèdre ou du cube ; dans ce cas, aucune orientation préférentielle n'est à noter.

Les recrystallisations de pyrite sont fréquentes : on observe des lits "concordants" de sulfures où la pyrite est automorphe (Cirque du Gény) (Fig. 22).

Certains cristaux de pyrite se sont développés pendant l'une des phases de déformation des micaschistes : le cristal est cubique et on remarque sur les côtés du cristal des régions de "pressure-shadows" (halo d'étirement des anciens auteurs) où certains minéraux ont recrystallisé : quartz, feldspath albitique, mica blanc... (Fig. 23).

Les pyrites tardives, associées à d'autres minéraux opaques cristallisent dans des fractures ou dans les charnières de certains microplis ; ce sulfure est le principal minéral de remplissage des vides intercrystallins : ses contours épousent alors la forme des cristaux préexistants.

2.1. Caractères optiques et métallographiques

Opaque en lumière naturelle polarisée et en lumière analysée, la pyrite se reconnaît très bien en lumière rasante avec son éclat jaune brillant et sa surface granuleuse. Au microscope métallographique, elle se distingue bien de l'ilménite et de la chalcopirite par son pouvoir réflecteur assez fort et sa couleur blanc jaunâtre.

2.2. Altération des pyrites

Les bordures des cristaux sont fréquemment altérées. Au microscope pétrographique, on observe des réflexions brunâtres à rougeâtres, qui envahissent également les cassures du minéral. L'analyse au R.X. permet de déterminer la goéthite. La pseudomorphose de la pyrite en goéthite peut être totale et on peut alors confondre, en lames minces, ces grains rougeâtres avec de l'hématite. Au microscope métallographique, l'observation montre que les produits d'altération sont la goéthite et la lépidocrocite et même la limonite. Plusieurs épisodes de dépôts sont souvent visibles : structure concentrique (Fig. 24).

La transformation de la pyrite n'affecte nullement les minéraux avoisinants. Le phénomène n'apparaît pas dû aux agents atmosphériques mais bien à des conditions particulières au sein des roches. Cette pseudomorphose implique l'existence de conditions oxydantes et un départ de fer puisque la réaction se fait à volume constant. Ce phénomène a été également observé par P. Termier en 1891, comme étant général dans toutes les roches.

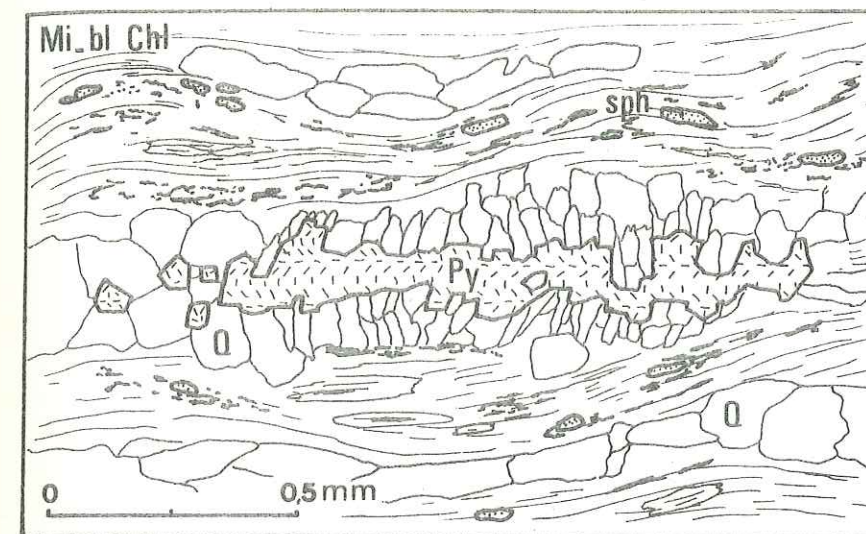


Fig. 22.

Recrystallisation de la pyrite et du quartz dans la foliation du micaschiste gris, schéma réalisé d'après lame mince, éch. 86.

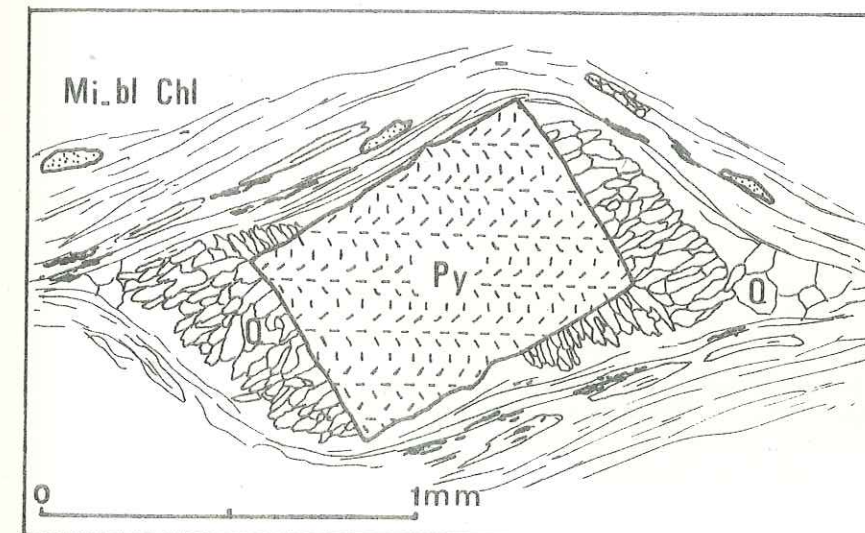


Fig. 23.

Figure de "pressure-shadow" affectant un cristal de pyrite, schéma réalisé d'après lame mince, éch. 86.

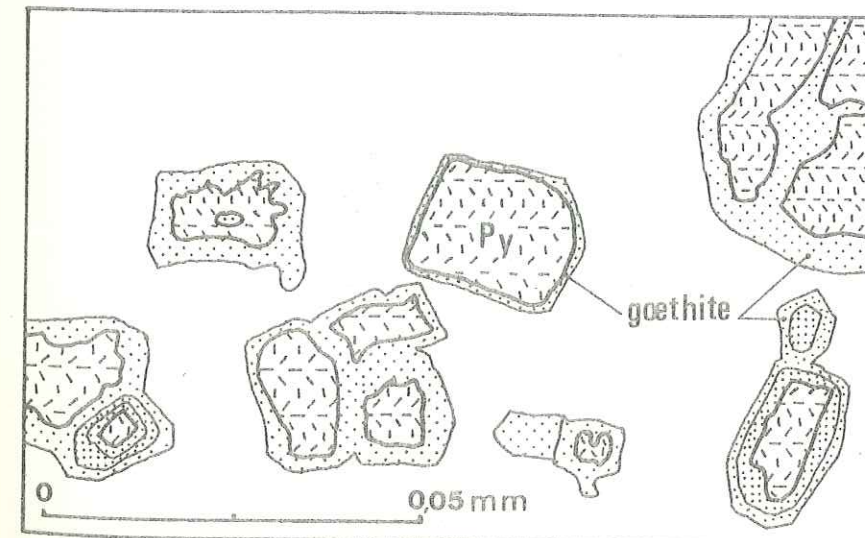


Fig. 24.

Altération de la pyrite avec des dépôts successifs de goéthite en structure concentrique, schéma réalisé d'après section polie.

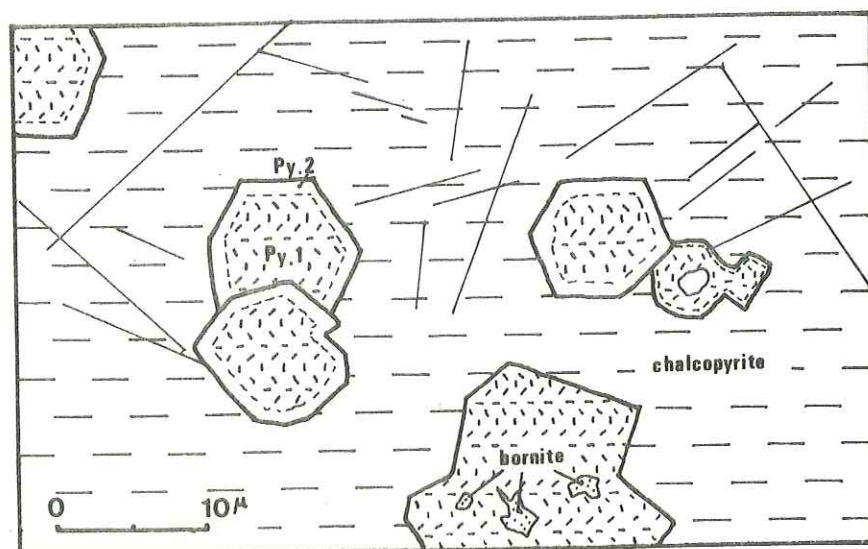


Fig. 25. Pyrite primaire et recristallisation de pyrite secondaire dans la chalcopryrite disséminé de La Fontanelle, schéma réalisé d'après section polie, éch 23.

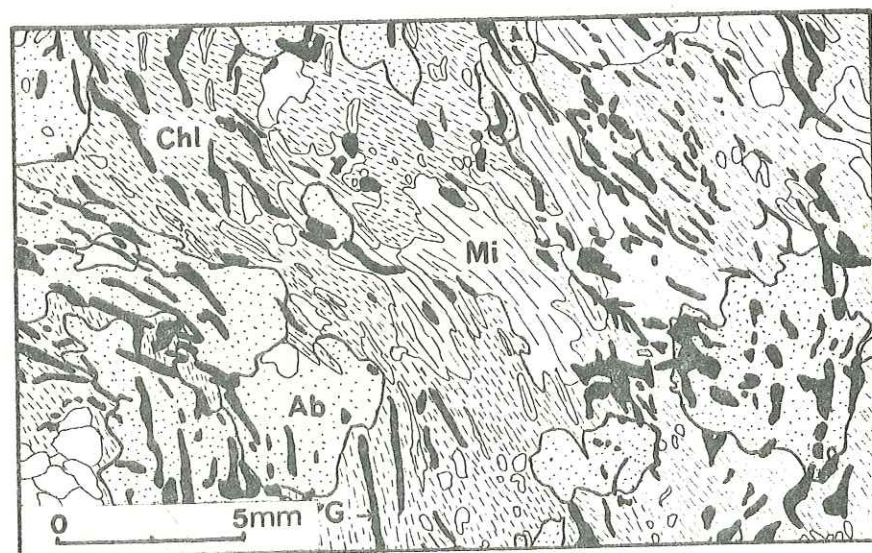


Fig. 26. Dissémination de matière carbonneuse (G) dans les micaschistes gris de Pré-Bourgeois, schéma réalisé d'après lame mince, éch. 19.

3. La chalcopryrite

Elle est beaucoup moins abondante que la pyrite et les minéraux titanés. On ne rencontre que quelques plages de chalcopryrite, souvent associée à la pyrite et de manière ponctuelle dans les micaschistes et les roches basiques associées. Par endroits, la chalcopryrite devient prédominante. Nous avons observé ce phénomène, au lieu dit La Fontanelle (Modane 3-4 ; 950,94 - 3343,30), en amont de Termignon. De petits amas et de fins lits de chalcopryrite soulignent la foliation microplissée du micaschiste à ocelles d'albite nettes et nombreuses (éch. 23). Le micaschiste montre une altération verte caractéristique de la présence de cuivre.

Au microscope métallographique, nous avons déterminé la paragenèse suivante : chalcopryrite - pyrite - pyrrhotite - bornite - nickélite - sphène - rutile - gœthite.

Une analyse géochimique sur roche totale (éch. 23) fournit de fortes teneurs en Ni (904 ppm). Le nickel entre en grande partie dans la nickélite mais la chalcopryrite et la pyrite peuvent également contenir une faible quantité de Ni.

-- Observations au microscope métallographique

La chalcopryrite se présente en grandes plages ou en "lits" associés au quartz, au mica et à la pyrite. Ses bordures peuvent être transformées en goëthite ou corrodées par le quartz. Elle contient des inclusions de pyrite, bornite et nickélite.

La pyrite forme des agrégats de cristaux automorphes au sein de la chalcopryrite. Par endroit, on observe une recristallisation des inclusions de pyrite affectant la bordure d'anciens cristaux (Fig. 25). Quelques fractures de la chalcopryrite sont cimentées par la pyrite et des oxydes. Cette pyrite tardive inclut quelques petits grains de bornite et de chalcopryrite.

La pyrrhotite est peu abondante : quelques cristaux associés à la chalcopryrite ou isolés dans le micaschiste.

La bornite est souvent en inclusion dans la chalcopryrite et la pyrite. Les plus grands cristaux de bornite montrent des exsolutions de chalcopryrite et des bordures altérées en covellite bleue.

Dans la gangue, le sphène est très abondant, quelques cristaux automorphes, le plus souvent fuselés et toujours orientés selon la foliation. Il contient du rutile en inclusion.

Nous sommes donc, à La Fontanelle, en présence d'une paragenèse sulfurée - avec des minéraux du Ni - typique des gîtes liés aux roches basiques. Dans le cas présent, les intercalations basiques sont toutes proches (voir carte géologique au 1/25.000) : les metabasites forment une bande N-S quasi-continue en rive gauche du Doron de Termignon (F. Ellenberger 1958).

4. Les matières charbonneuses

F. Ellenberger (1958) a décrit et cartographié des "bancs charbonneux" dans les micaschistes gris de l'Arpont : à l'entrée amont de la galerie EDF d'Aussois (point kilométrique 250). Nous avons retrouvé de telles passées charbonneuses près des chalets de la Juliette (Combe d'Enfer) et notamment au lieu dit "Le Pré-Bourgeois". (Modane 3-4, 1.25 000 ; 950,80 - 3342,7). Les micaschistes du socle sont presque noirs, quelques lits blancs quartzo-feldspathiques soulignent la foliation microplissée. L'examen de lame mince et de sections polies montrent une alternance de lits clairs et de lits sombres.

Les albites amiboïdes et poëcilitiques contiennent un bon nombre de minéraux opaques dessinant des trainées très sombres parallèles à la foliation des micaschistes : matière charbonneuse (graphite ?) ilménite et quelques plages de pyrite. Micas blancs et chlorite renferment également des grains opaques dispersés dans leurs clivages déformés (Fig. 26).

Les "chevelus" graphiteux sont étroitement associés au sphène à inclusions de rutile. Les cristaux de pyrite, xénomorphes à sub-automorphes, sont interstitiels. Quelques plages de pyrrhotite non altérées se sont développées pendant ou après la phase métamorphique principale qui a déterminé la foliation ; elles contiennent des inclusions de chlorite, quartz...

Il est difficile de relier les différents affleurements de bandes charbonneuses entre eux et d'en faire un niveau particulier au sein des micaschistes.

5. Conclusions

Nous venons de voir quelques exemples ponctuels de dissémination de minéraux opaques dans le socle de Chasseforêt. En ne nombreux endroits, ilménite, sphène, rutile, pyrite sont largement distribués dans toutes les roches (micaschistes et metabasites). Les matières charbonneuses sont plus localisées.

III . DISSEMINATIONS DANS LES "MICASCHISTES DE LA PONTILLE" (Vanoise septentrionale).

A titre de comparaison, et bien que ne faisant pas partie à proprement parler de notre terrain d'étude, il est intéressant d'examiner rapidement les disséminations en Vanoise septentrionale.

Les faciès lithologiques de la Vanoise septentrionale, notamment dans la région de Champagny-Le Laisonnay et dans le vallon du Cul des Nants, sont différents de ceux de la Vanoise méridionale ; le "socle anté-permien" est représenté par les "micaschistes de la Pontille" : c'est une roche sombre, presque noire, microplissée, alternant avec des bancs clairs arkosiques et des lits de metabasites. Certains échantillons contiennent des passées charbonneuses. Parfois, la patine devient rouille et de grandes tâches sont alors visibles dans le paysage à l'affleurement (Champagny le Haut - Le Laisonnay) : la roche est, à ces endroits, chargée de petits cubes disséminés de pyrite (3 à 5 mm d'arête). C'est le seul minéral que nous ayons observé. Aucun gîte n'a, du reste, été signalé par nos prédécesseurs.

Comme dans le massif de Chasseforêt, des prasinites sont associées aux micaschistes ; elles sont riches en lits pyriteux.

Les micaschistes de la Pontille renferment donc quelques minéraux disséminés mais on note une moins grande variété dans les minerais ; la différence pétrographique établie entre les deux types de micaschistes (ceux de "La Pontille" et ceux de "l'Arpont") correspond également à une différence métallographique.

IV . LES MINÉRAUX OPAQUES DISSEMINÉS DANS LA COUVERTURE SILICEUSE PERMIENNE ET PERMO-TRIASIQUE.

Ces minéraux sont proportionnellement moins abondants ici que dans le socle de Chasseforêt et leur nature est légèrement différente : si l'hématite vraie est bien représentée, on rencontre également des traces de cuivre, de titane et surtout des carbonates très largement dominants.

1. Les minéraux du Titane

Le sphène et le rutile sont présents dans les micaschistes de la couverture siliceuse mais ils sont cependant moins abondants que dans les micaschistes du socle.

Le sphène est rare dans la série siliceuse et le titane s'exprime souvent sous forme de rutile.

Les aiguilles de rutile s'alignent parallèlement aux plans de foliation de la roche.

D'un point de vue géochimique, les roches permienues et permotriasiques sont moins riches en titane que les roches du socle. Ceci se remarque notamment à partir des analyses chimiques.

2. La pyrite

C'est l'un des minéraux opaques le plus souvent représenté dans cette série. Comme dans le socle, elle est ubiquiste. Les micaschistes, localement, peuvent contenir de la pyrite en quantité importante : la roche après action des intempéries devient alors entièrement "poreuse", décolorée et le plus souvent il ne reste que les "boxworks" (Cirque des Nants).

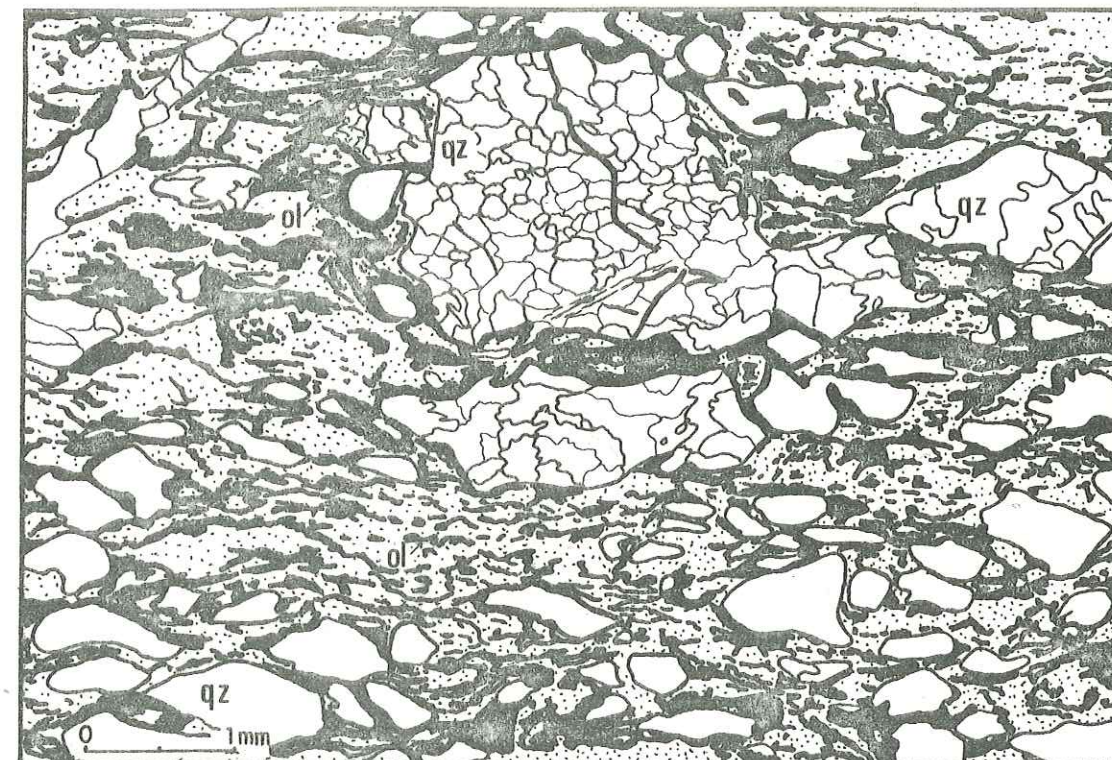
La pyrite a dû se développer selon plusieurs phases associées à la tectonique et au métamorphisme. Certains cristaux d'origine sédimentaire ont recristallisé.

La pyrite est souvent fracturée et plus ou moins altérée en goethite et limonite.

3. L'hématite

Omni-présente dans le Permien et le Permo-Trias, elle est caractéristique de cette série. Certains faciès conglomératiques du Permien contiennent une forte proportion d'hématite. Nous avons prélevé de tels échantillons (n° 65) en montant au Cirque des Nants, dans le "bois" d'aulnes verts et de rhododendrons ferrugineux des Bévériers (Modane 3-4 1/25.000 ; 942,5 - 3342,2). Ces échantillons ont une patine grise très sombre et un éclat métallique prononcé, gris-bleuté, en cassure fraîche. Les galets de ce conglomérat sont essentiellement quartzux, leur taille varie du millimètre à quelques centimètres et leur teinte du blanc au rose pâle.

Au microscope, la structure de la roche est orientée, les galets sont étirés, mono ou polycristallins ; dans ce dernier cas, les cristaux sont indentés et on observe quelques lames de mica blanc (muscovite). Le ciment de la roche est constitué de petits cristaux de quartz engrenés les uns dans les autres, de petites paillettes de micas blancs déformés et d'un feutrage d'hématite. C'est cette dernière qui donne la couleur et l'éclat métallique de la roche ; l'altération colore les minéraux en rouge (Fig. 27). A l'échelle de la lame mince, on remarque la présence de petites fractures, obliques au plan d'aplatissement des galets et de la roche en général et qui sont restées vides ou ont été remplies de quartz et d'hématite. Certaines plages de quartz contiennent de



- Fig. 27 -

Dissémination d'oligiste dans le faciès conglomératique permien ; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 65).

nombreuses inclusions d'hématite en grains très fins.

L'hématite se rencontre plus sporadiquement dans les puissantes séries de quartzites blancs du Werfénien. Elle est localisée dans des plans particuliers de la roche, parallèles entre eux et il s'agit en fait d'une fine couche d'hématite en grain. Ces plans semblent correspondre à des limites de bancs. Certains plans de fracture sont également tapissés de grains d'oxyde de fer.

L'hématite disséminée, observée dans les séries siliceuses permienne et permo-triasique a probablement une origine sédimentaire :

-- les dépôts de Fe_2O_3 sont apparemment concordants avec le litage des roches ;

- l'hématite, finement cristallisée, se moule sur la forme arrondie d'anciens grains détritiques (F. Ellenberger, 1958, imagine un ancien sédiment rouge, avant que le métamorphisme ne provoque le regroupement du minéral).

L'hématite peut également être contemporaine de certains minéraux métamorphiques qui l'englobent. On note également des phénomènes de recristallisation de l'oxyde de fer.

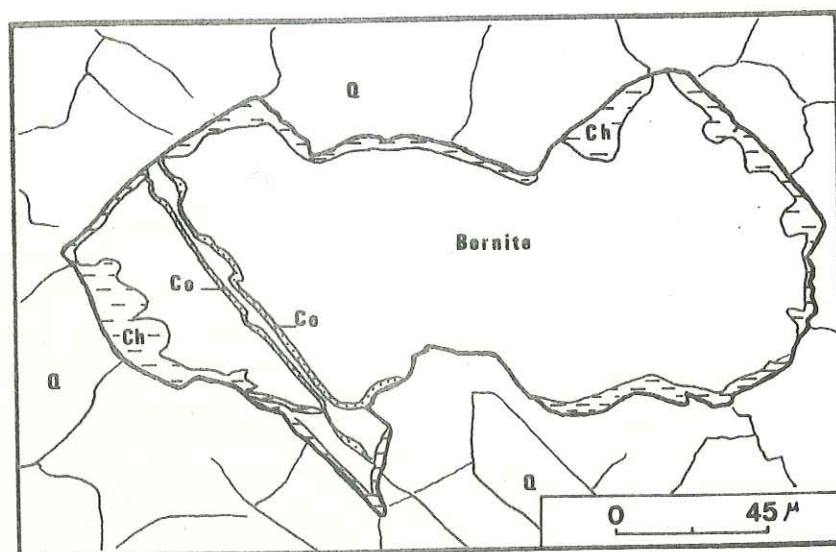


Fig. 28. Dissémination de minéral de cuivre dans les micaschistes verts du Permien du Cirque du Gënëpy; la bornite s'altère en covellite (Co) et en chalcopyrite (Ch). Schéma réalisé d'après section polie (éch 435).

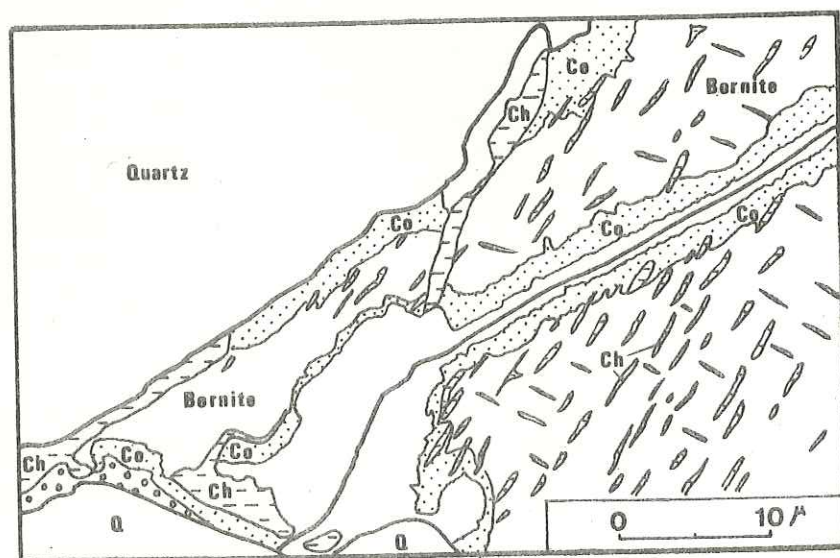


Fig. 29. Détail d'un cristal de bornite renfermant des exsolutions de chalcopyrite et de chalcocite. L'altération de la bornite le long des cassures et sur ses bords implique la covellite, la chalcopyrite et la chalcocite. Schéma réalisé d'après section polie (éch. 435).

4. Les minerais du cuivre

Nous avons localisé quelques indices de Cu dans les quartzites blancs du Werfénien : Pointe du Dard, Pointe Sans Nom (terminaison occidentale de la Crête d'Argentine...). A l'affleurement, on observe de grandes tâches vertes caractéristiques sur les parois de ces pointes rocheuses. Le plus souvent, les échantillons contiennent des petits cristaux de chalcopyrite irisée, plus ou moins altérés en malachite.

Ces indices de cuivre sont également présents dans les schistes verts du Permien : au Cirque du Gënëpy, très localement ($\approx 1 \text{ m}^2$); la roche est entièrement tachetée de "mouches" vertes. Au microscope, la couleur persiste, presque opaque, sur les lits micacés fibreux. Sur sections polies, on observe des agrégats fibreux de malachite souvent associés à de la goethite. Les cristaux sont disposés selon la foliation. Le rutile est abondant dans ces zones : inclus dans les micas, il est orienté ; inclus dans le quartz, les aiguilles se disposent en rosettes. Quelques plages de sphalérite très ferrifère (marmatite) sont également présentes, montrant parfois des structures botryoïdales. De nombreuses réflexions internes rouges sont visibles au sein des cristaux et sont caractéristiques de la sphalérite. L'altération, qui se manifeste par la présence d'oxyde, est déjà importante.

D'autres disséminations de cuivre sont visibles dans les faciès plus massifs du Permien (plus quartzeux et plus carbonaté). L'observation métallographique montre l'association pyrite-chalcopyrite-bornite-covellite-malachite. La minéralisation se présente en amas, d'une taille maximale de deux millimètres, dispersés dans toute la roche, et composés essentiellement de pyrite, entourée de chalcopyrite. Parfois, cette dernière est incluse dans la pyrite, formant un réseau vermiculé. Ceci évoque le remplacement de la pyrite cataclastique par de la chalcopyrite, remplacement qui se fait à partir des clivages et des fractures. Dans ces amas, la bornite est en inclusion, de forme quelconque ou en plages pluricristallines dispersées ; les plages de bornite sont toujours auréolées de covellite bleue et, dans un seul cas, d'un minéral blanc (en lumière transmise) qui pourrait être de la chalcocite. (Fig. 28). La covellite forme des lamelles disposées dans tous les sens. Lamelles et auréoles de covellite sont des produits d'altération de la bornite ; le degré d'altération varie d'une plage à l'autre. Bornite et covellite présentent des exsolutions de chalcopyrite, ceci dans deux ou trois directions, celles des clivages (Fig. 29). Par contre, la chalcocite et la chalcopyrite ne contiennent pas d'exsolutions, elles sont donc plus tardives. A cette paragenèse est associée de la malachite, reconnaissable à sa teinte, et à ses réflexions internes vertes. De plus, elle a un pouvoir de coloration intense sur les minéraux voisins. Le rutile est également abondant, en belles aiguilles bien cristallisées mais non orientées.

Le quartz est bien automorphe ; certains cristaux sont postérieurs à la minéralisation et comportent en inclusion de nombreuses aiguilles noires ou d'un rouge très vif d'hématite.

5. Les carbonates

Ils sont présents et visibles à l'œil nu dans toutes les roches du Permien et du Permo-Trias.

En faible quantité, ils se présentent alors sous forme de "mouches" de couleur beige à miel, disposées dans le plan de foliation principal : ce sont principalement des cristallisations d'ankérite et de dolomie et parfois de calcite. L'ankérite, la dolomie et la calcite diffuses, sont absentes dans les micaschistes de Chasseforêt.

Localement, les roches se chargent de carbonates et prennent alors un faciès particulier : elles sont rubanées et on observe une alternance de lits séricito-chlorito-albitiques et de lits ankéritiques : ce faciès s'observe fréquemment dans les affleurements de Permien du Cirque de Gagnépy et des Crêtes de l'Argentine.

Quelquefois, l'ankérite et la calcite forment de petits amas boudinés au sein des séricito-schistes (Cirque de la Vallette). Nous traiterons ces deux cas dans le chapitre sur les gisements stratiformes de la couverture siliceuse.

Au microscope, les cristaux sont souvent xénomorphes et les macles peu ou pas déformées. Ils englobent quelquefois des quartz ou des micas. Ce sont le plus souvent des éléments néoformés ou recristallisés : l'ankérite peut avoir une origine sédimentaire et avoir subi des recristallisations métamorphiques (Ainardi, 1976).

Parfois, les cristaux de carbonates sont de grande taille, automorphes disséminés ou quelquefois dans de petites lentilles quartzueuses : ces éléments seraient postérieurs à la deuxième phase tectonique affectant le Permo-Trias.

V . DISSEMINATIONS DANS LA SERIE PERMO-WERFENIENNE DE CHAMPAGNY-EN-VANOISE (Vanoise septentrionale).

Cette série a été étudiée par J.L. Ainardi (1976). A la suite de F. Ellenberger (1958) il distingue trois unités lithologiques surmontant les "micaschistes de la Pontille" :

- des schistes et conglomérats pourprés, des schistes albitiques, des gneiss albito-chloritiques à oligiste : c'est le faciès Versicolore du Permien ;
- des quartzites sériciteux et des schistes argentés : c'est le faciès Argenté du Permo-Trias ;
- des quartzites francs du Trias inférieur (Werfénien),

J.L. Ainardi a montré que certaines parties du faciès Argenté sont minéralisées (soit la base, soit le sommet de ce faciès). Le minéral le plus abondant est la pyrite souvent associée à de la chalcopyrite et des cuivres gris. Les minéraux titanés sont également fréquents en particulier dans les phengites. Des plages uranifères sont abondantes, sous forme de pechblende ou le plus souvent indéterminées. Quelques sphalérites et une petite plage de graphite ont pu être déterminées. L'altération entraîne l'épigénie totale ou partielle des pyrites en goethite et limonite.

J.L. Ainardi constate donc que les indices uranifères sont essentiellement liés à des sulfures. Il propose un modèle métallogénique comparable dans ses grandes lignes à ceux généralement admis pour les gîtes de type red-bed. Il insiste sur le fait que les événements métamorphiques et structuraux alpins n'ont d'action que sur la morphologie et non sur le chimisme des minéralisations.

VI . CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DES DISSEMINATIONS

Il est difficile de différencier les séries étudiées uniquement à partir des disséminations de minéraux opaques. Cependant quelques caractères propres aux diverses formations peuvent être dégagés :

- le titane dans le socle, cristallisé sous forme de sphène est plus rare dans le Permien et le Permo-Trias ;
- l'ilménite est caractéristique des micaschistes gris de Chasseforêt ;
- l'hématite est, en revanche, le minéral typique de la série siliceuse et est particulièrement abondante dans certains niveaux permien ;
- les carbonates ankéritiques font défaut dans les micaschistes du socle et abondent dans les micaschistes du Permien et les séricito-schistes et quartzites phylliteux du Permo-Trias.

Cette étude comparative doit être complétée par celle des minéralisations stratiformes et filoniennes afin de mettre ou non en évidence une surface d'inconformité socle-série siliceuse et de définir des particularismes métallogéniques propres à chacune des deux séries.

CHAPITRE TROISIEME : LES GISEMENTS STRATIFORMES DU SOCLE DE CHASSEFORET

Les micaschistes gris de la série de l'Arpont sont caractérisés par l'omni-présence d'exsudats de quartz blancs. Les lentilles stratiformes minéralisées sont beaucoup plus localisées et plus ponctuelles ; leur extension latérale varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres ; il en est de même pour leur épaisseur. Les phénomènes qui sont à l'origine des lentilles de quartz sont différents de ceux qui ont engendré les lentilles minéralisées. Exsudats et lentilles minéralisées ont subi des déformations, aussi leurs épaisseurs respectives ne sont-elles pas constantes. De plus, les phénomènes de boudinage les ont étirés, quelquefois même jusqu'à la rupture.

I. LE GISEMENT STRATIFORME A SIDERITE MANGANESIFERE ET SULFURES DE LA LETTA (OU DU PELVOZ).

Nous avons choisi d'étudier plus en détail les anciennes exploitations de La Letta comme exemple d'une minéralisation stratiforme encaissant dans la série des micaschistes de Chasseforêt.

La zone minéralisée des Gorges de La Letta est située au Nord-Est du Dôme de Chasseforêt, sur la rive gauche du ruisseau de La Letta, à une altitude de 2200 m environ. (Modane 3-4, 1.25 000 ; 950,5 - 3348,8, alt. 2200 m).

1. Description de l'affleurement

Il s'agit d'un corps stratiforme, de grande taille (pour la région) : une quarantaine de mètres de long et trois à quatre mètres d'épaisseur au maximum. Actuellement, on observe encore quelques déblais, mais la plupart des galeries sont effondrées. Cette "mine" avait été exploitée artisanalement jusqu'au début du siècle dernier, par les habitants de Termignon. Le transport du minerai se faisait à dos de mulets.

La lentille est allongée d'Est en Ouest et présente un léger pendage vers le Nord. Les galeries sont horizontales et ont une direction N-S. La forme de la lentille est fort bien définie grâce à une forte altération rouille et des tâches verdâtres révélant la présence de cuivre. On n'en retrouve aucune trace sur la rive droite du ruisseau de La Letta.

L'encaissant de la lentille n'est pas homogène. Il est constitué par une alternance de micaschistes albitiques vert clair et de micaschistes beaucoup plus fissiles gris-verdâtres. Nous verrons, lors de l'étude pétrographique des échantillons, qu'il s'agit là d'une succession métrique locale de micaschistes albitiques clairs et d'ovardites à la manière d'amphibolites rubanées. Le soubassement de la lentille est constitué par les micaschistes albitiques, le toit étant constitué par les ovardites (Fig. 30). Les ovardites renferment des petites lentilles millimétriques à centimétriques de carbonate sombre dont sont apparemment dépourvus les micaschistes albitiques.

2. Pétrographie des roches encaissantes

2.1. Les ovardites

Elles sont riches en exsudats plissotés de quartz et en petites lentilles de carbonate sombre. La foliation est ondulée et son pendage est de 20° vers le Nord. Sur les surfaces structurales, on observe une linéation par microplis dont l'inclinaison est de 20° vers le Nord. A cela, s'ajoute une linéation minérale de fines aiguilles d'amphibole bleue (environ 2 millimètres de longueur) ayant une direction moyenne N 130 ; une autre structure linéaire, plus ancienne et légèrement déformée, apparaît sur certaines surfaces d'échantillons (éch. 141), Fig. 31.

-- Macroscopiquement, sur les échantillons de micaschistes ovarditiques récoltés en bordure de la zone minéralisée, on observe une répétition millimétrique à centimétrique de niveaux clairs phylliteux et quartzeux et de niveaux sombres à amphibole et chlorite. Sur l'ensemble des sections de roches, on distingue des petites tâches millimétriques marron de carbonate qui s'alignent parallèlement aux bancs décrits. Un échantillon (n° 135) nous offre la charnière d'un pli "en champignon", légèrement déversé vers l'Est ; on note un épaississement des charnières et un amincissement des flancs du pli avec des phénomènes de rupture et de glissement. Dans les lits phylliteux, une schistosité de fracture apparaît, parallèle au plan axial du pli. Cette alternance lit-par-lit pourrait peut-être correspondre à un litage stratigraphique souligné par les nodules de sidérite. (Fig. 32).

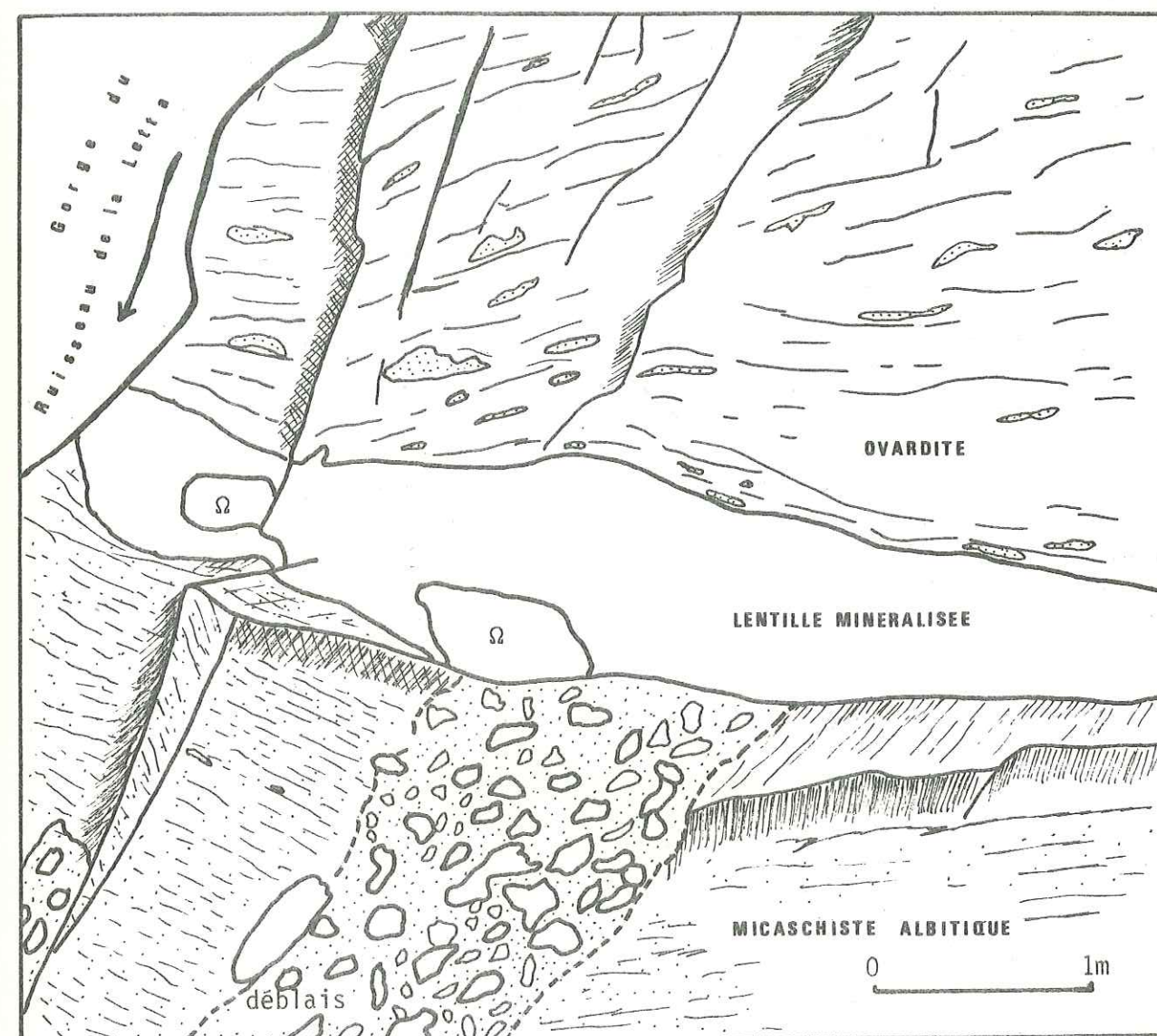


Fig. 30: Le gisement stratiforme de la Letta.

Le schéma est réalisé d'après l'affleurement vertical, en rive gauche du Ruisseau de la Letta (2200 m.).

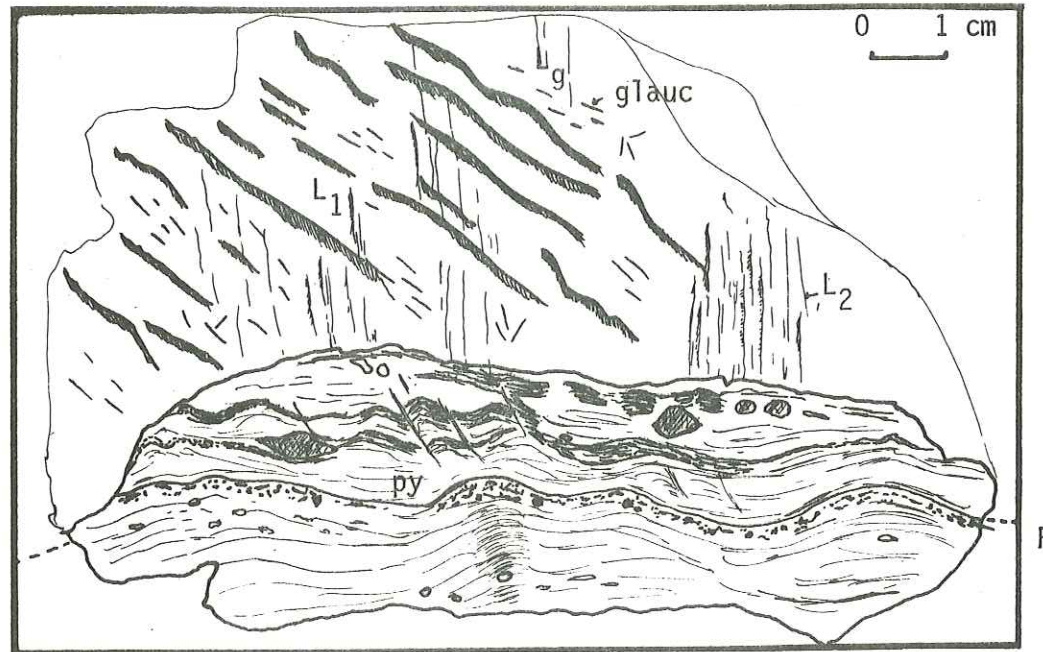


Fig. 31: ovardite de la Letta (éch. 141);

- L₁ : linéation 1 par microplis
 L_g : linéation minérale : glaucophane
 L₂ : linéation 2 par microplis
 F : foliation métamorphique de la roche (=S₀?).

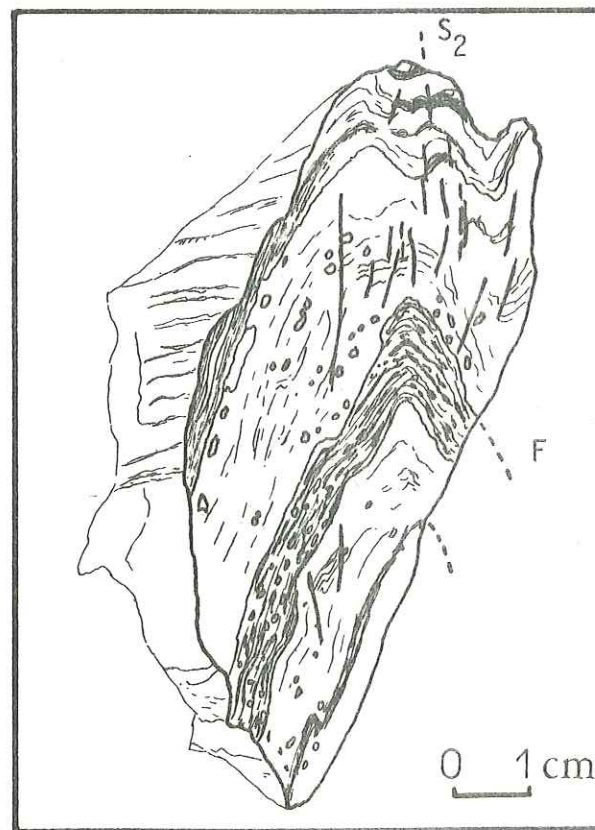


Fig. 32: ovardite de la Letta
 (éch. 135)

- même légende que la figure 31;
 S₂ : schistosité de fracture
 parallèle au plan axial
 du pli.

-- Microscopiquement, la structure est grano-poëciloclastique. Elle est déterminée par l'orientation des minéraux phylliteux et par l'allure de l'albite. La foliation est plissée. Il est possible de distinguer quelques replis intra-foliaux à mica blanc muscovitique plus ancien.

-- Minéralogiquement, la roche contient les éléments suivants :

- quartz	: 30 à 40 %	- stilpnomélane,
- albite	: environ 10 %	- chloritoïde,
- mica blanc	: 20 %	- ilménite (± magnétite)
- chlorite	: 20 %	- pyrite
- carbonate	: 5 %	- sphène
- épidote (pistachite + allanite)		- rutile
- amphibole bleue	: ± 3 %	- tourmaline
- grenat		

En bordure de la lentille minéralisée, le pourcentage des minéraux opaques et des carbonates augmentent dans l'ovardite.

La taille des cristaux de quartz n'est pas constante ; le plus souvent, ils sont engrenés les uns dans les autres ; parfois, ils sont de forme polygonale et dessinent des mosaïques où les points triples sont fréquents ; leur extinction est roulante.

L'albite est rarement automorphe sans être cependant amiboïde ; certaines plages présentent des macles polysynthétiques ou la macle de Carlsbad ; les autres, en général les plus abondantes, sont riches en inclusions : elles englobent apparemment tous les autres minéraux, en particulier des opaques, qui y dessinent la foliation de la roche. Fig. 33. Quelquefois, les cassures des plages de feldspath sont remplies de calcite interstitielle que l'on rencontre fréquemment, aussi, entre les dites plages.

La chlorite montre un pléochroïsme allant du vert kaki au vert jaune pâle en lumière naturelle ; elle est bleu sombre à gris en lumière analysée. Elle résulte souvent de l'altération du mica blanc. Elle renferme de nombreux minéraux opaques. Cependant, il reste des plages de chlorite presque automorphes, aux clivages nets et qui ne semblent pas orientées : au niveau des charnières, elles pourraient correspondre à un phénomène de "bourrage".

Les plages de mica blanc forment généralement des lits déformés et plus ou moins continus ; des traînées de minéraux opaques y sont incluses. En lumière naturelle, ces plages sont limpides, légèrement vert pâle ; elles dessinent la foliation générale de la roche et sont plissées, parfois mêmes cassées. Il n'est pas rare de rencontrer des replis intrafoliaux où le mica blanc est alors réduit "en purée". Les analyses à la microsonde de Castaing ont montré qu'il s'agissait de mica muscovitique.

L'amphibole bleue, peu pléochroïque, se présente en cristaux losangiques, isolés dans les lits à quartz ou en lits très minces (millimétriques), parallèles à la foliation. Mais, en général, on les trouve à l'état de "fantômes", épigénisés par la chlorite et le mica blanc intimement liés, dans les lits chloriteux ou englobés dans l'albite.

L'épidote (pistacite ou clinozoïsite), en petits prismes automorphes ou en grains limpides, semble associée au carbonate et au mica blanc.

Le stilpnomélane est peu abondant ($< 0,5\%$) ; il apparaît en gerbes ou en baguettes isolées, automorphes et non orientées. Pléochroïque allant du brun très pâle au marron en lumière naturelle, il se présente quelquefois en altération des lames de chlorite.

C'est dans cette roche que nous avons trouvé quelques cristaux de chloritoïde, dont l'étude pétrographique et la minéralogie ont été faites dans le chapitre relatif au métamorphisme.

Dans les ovardites de La Letta, les carbonates ne sont pas rares. Ils se présentent en petits nodules polycristallins, centimétriques, associés au quartz et aux minéraux opaques : ce sont des "yeux" étirés parallèlement à la foliation ; cette dernière les contourne ; ils sont boudinés et souvent entourés d'une auréole de chlorite et de minéraux opaques. Aux extrémités des yeux, on observe une recristallisation de quartz en plages engrenées et à extinction roulante. Fig. 34. Les contours des carbonates ne sont pas réguliers ; les cassures abondantes se chargent d'oxydes et de minéraux opaques. Les analyses aux R.X ont montré la nature ferrière des carbonates : il s'agit donc de sidérite ; cependant, les spectres obtenus révèlent la présence de manganèse (quelques raies de l'ankérite). On rencontre fréquemment la calcite : elle est interstitielle, tardive.

Le sphène est abondant dans les ovardites de La Letta ; en prismes plus ou moins automorphes, il est disposé suivant la foliation.

Le rutile cristallise en fines aiguilles dans les plages de mica blanc et d'albite. Sphène et rutile proviennent sans doute de l'altération de l'ilménite.

La pyrite, la chalcoppyrite et la pyrrhotite sont de plus en plus abondantes au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone minéralisée : elles se présentent alors soit en plages interstitielles, soit en baguettes orientées parallèlement à la foliation, soit en prismes hexagonaux.

En conclusion, cette roche encaissante, de La Letta, correspond à une ovardite, selon la définition de V. Novarèse (1895 a).

2.2. Les micaschistes albitiques

Les ovardites alternent, nous l'avons dit, avec des micaschistes albitiques clairs, de couleur verte, moins fissiles. Ils présentent les mêmes caractères structuraux que les roches décrites précédemment (linéations, foliation). Les contacts entre les micaschistes albitiques clairs et les ovardites se font de manière franche.

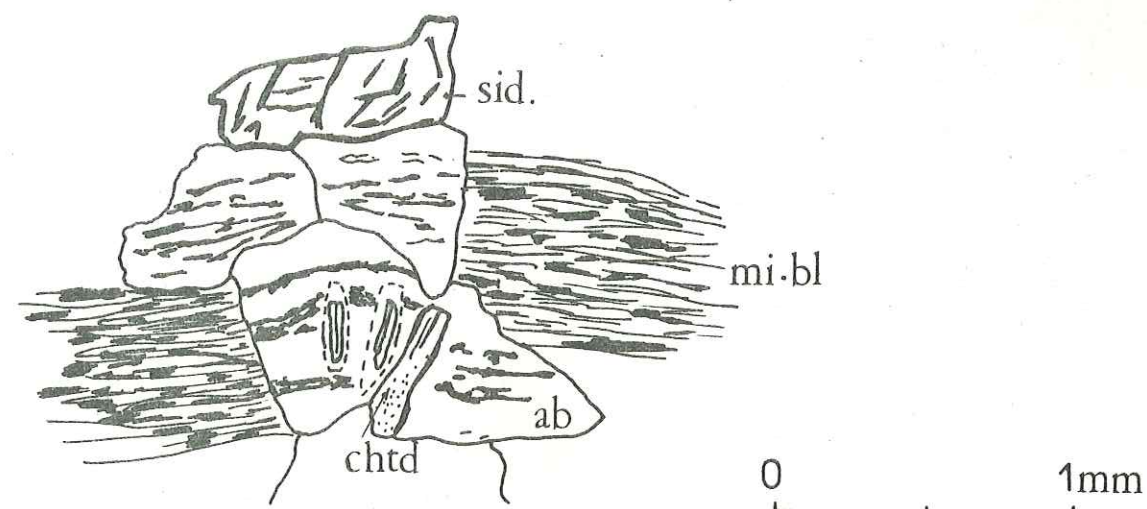
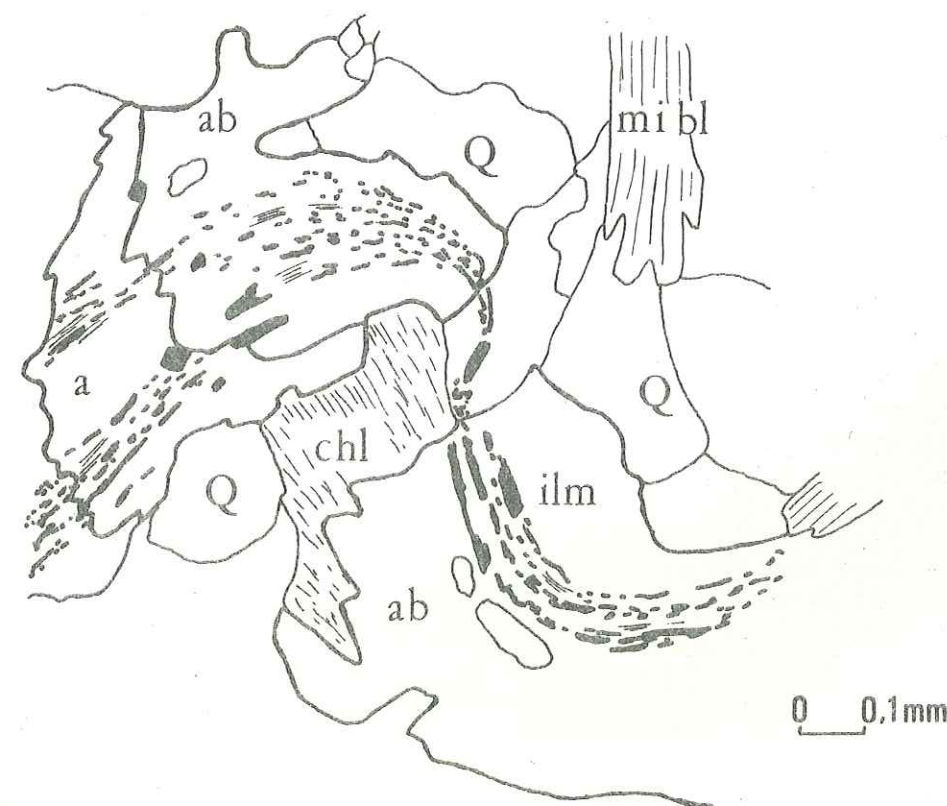


Fig. 33: plages d'albite, dans les ovardites de la Letta, englobant des minéraux opaques (ilménite, sulfures...) dessinant la foliation métamorphique, et des baguettes maclées de chloritoïde.



Schémas réalisés d'après lame mince, éch. 141.

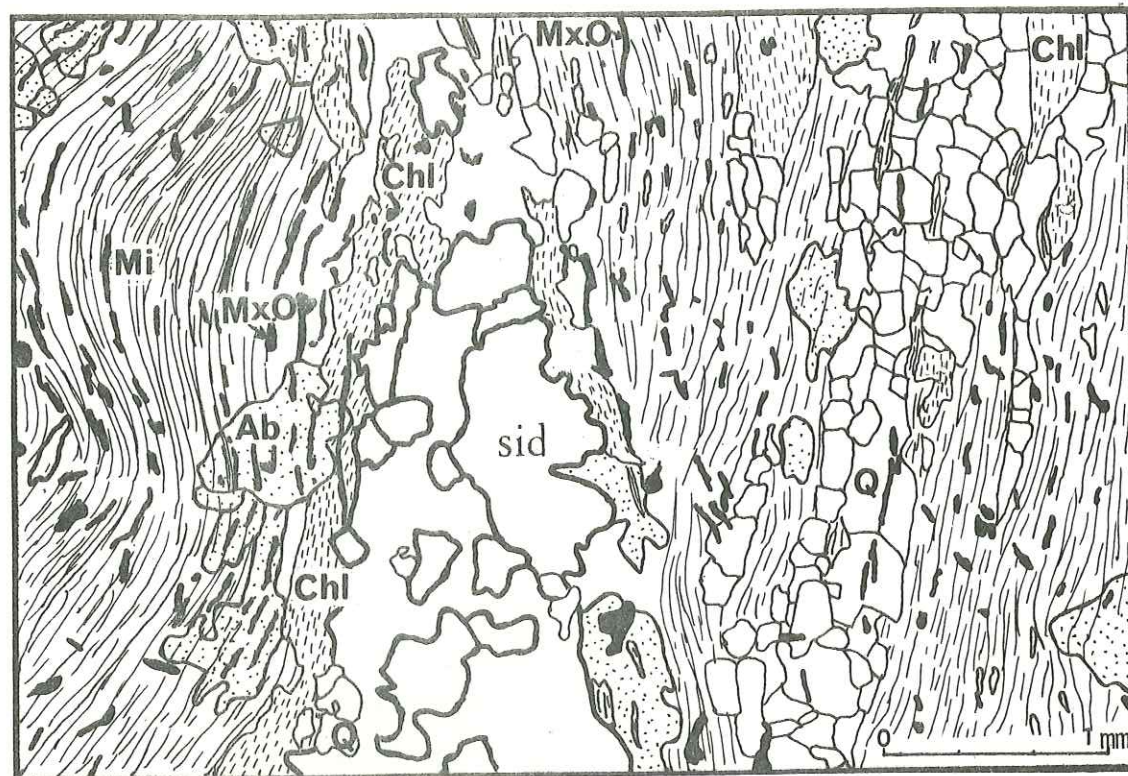


Fig. 34: plage pluricristalline de sidérite, dans l'ovardite de la Letta, "moulée" par la foliation métamorphique postérieure, schéma réalisé d'après lame mince (éch. 141).

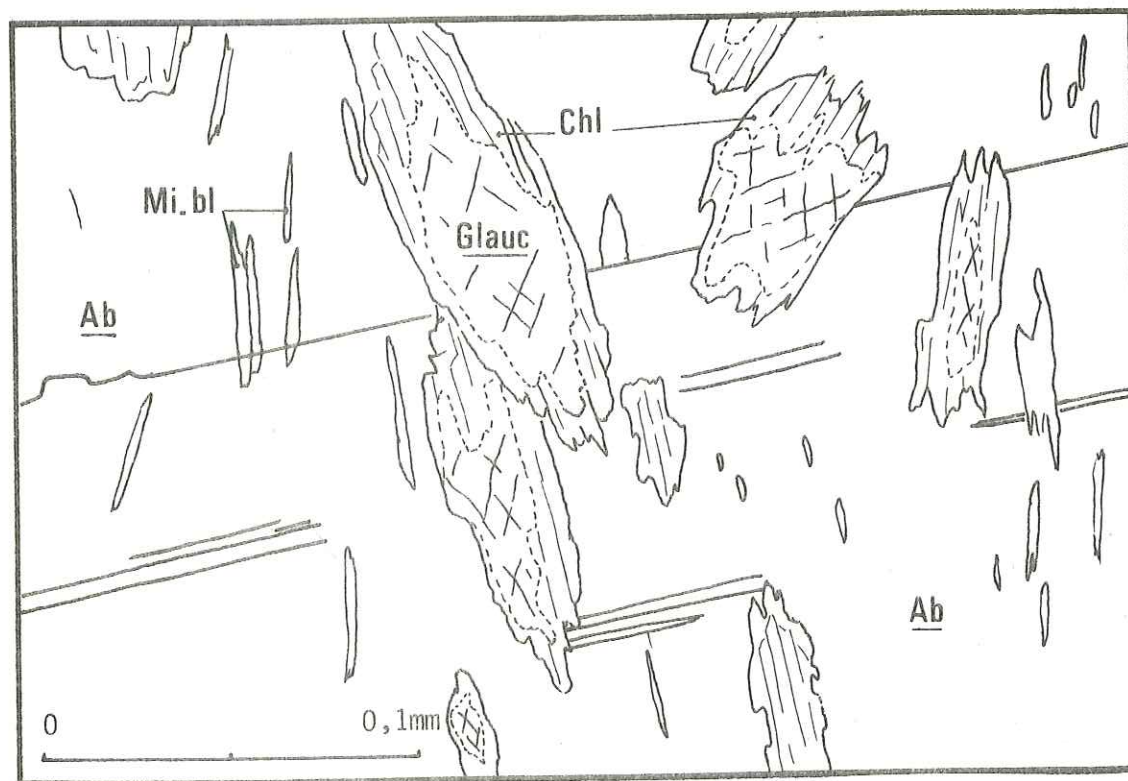


Fig. 35: plages de glaucophane relique, dans les micaschistes albitiques de la Letta, pseudomorphosées en chlorite et incluses dans un cristal maclé d'albite; schéma réalisé d'après lame mince.

-- Microscopiquement, la foliation est microplissée et on observe des phénomènes de rupture sur certains flancs des microplis.

-- Minéralogiquement, les micaschistes sont formés de :

- albite	: ± 40 %	- grenat
- quartz	: ± 20 %	- épidote
- mica blanc	: ± 15 %	- calcite
- chlorite	: ± 5 %	- sidérite : ± 20 %
- amphibole bleue	: 5 %	- apatite
- sphène et rutile	: 5 %	- minéraux opaques : ± 1 %

Le fond leucocrate de la roche est constitué de quartz + albite + mica blanc + calcite. Mica blanc et chlorite sont intimement mêlés et constituent des lits millimétriques bien individualisés, quoique déformés et souvent interrompus. On peut noter l'abondance de l'albite ; elle recoupe à l'emporte-pièce les lits phylliteux ; ses cristaux d'assez grande taille, sont xénoblastiques et poécilitiques ; elle englobe, en outre, tous les autres minéraux et est rarement maclée.

Le quartz se trouve, dans des petites lentilles, en grains de taille homogène, dessinant souvent une mosaïque ; son extinction est roulante.

Le mica blanc, peu abondant, incolore à vert pâle, forme un feutrage ; lui est associée la chlorite verte.

La chlorite, très pléochroïque, passe du bleu foncé (Ng) à noir (Nm) en lumière analysée ; elle se présente en amas de lamelles plus ou moins distinctes parfois associée lame-à-lame au mica blanc. Poécilitique, elle renferme des minéraux opaques, du quartz et du sphène.

L'amphibole bleue ne subsiste qu'à l'état de fantôme : elle forme un véritable "cimetière minéral". Elle est entièrement destabilisée en chlorite brune, quelquefois le cœur du minéral conserve encore son pléochroïsme bleu-violet et quelques clivages y sont visibles : on a une pseudomorphose fidèle de la glaucophane par la chlorite. L'amphibole bleue est abondante en inclusions dans les plages d'albite : dans ce cas, elle a conservé ses teintes de polarisation initiales. Fig. 35.

Le sphène est abondant dans l'ensemble de la roche ; il est autoblastique et disposé parallèlement à la schistosité S1 de la roche ; il suit les surfaces de microplissement. Il peut être isolé ou regroupé en plages de 3 à 5 cristaux ; il entoure souvent les grains de grenat.

Le rutile peut se rencontrer au cœur des cristaux de sphène et est lié aux opaques. On le retrouve de manière ubiquiste dans les autres minéraux de la roche.

La pistacite est présente sous forme de grains incolores à jaune pâle, en lumière naturelle polarisée. On observe également des cristaux d'allanite, parfois zonés ; ces derniers sont localisés dans

les niveaux riches en minéraux opaques.

La calcite est en général interstitielle. Les autres carbonates sont rarement automorphes.

Le stilpnomélane, peu fréquent, forme de belles lamelles brunespléochroïques, ou, quelquefois des plages xénoblastiques dans l'albite.

Le grenat est peu abondant, de petite taille, non automorphe, fragmenté et partiellement "digéré" par le mica blanc, le quartz, la chlorite, l'albite et le sphène.

3. Description de la minéralisation

La zone minéralisée se délimite de façon franche sur le terrain, avec l'apparition d'une altération rouille très prononcée et l'enrichissement très important en carbonates et en minéraux métalliques (oxydes et sulfures, le tout, dans une "gangue" quartzeuse plus claire). A l'intérieur de la lentille minéralisée, on retrouve cependant des lambeaux centimétriques à décimétriques de micaschiste.

-- Macroscopiquement, les échantillons de La Letta sont toujours très massifs et très sombres ; ils ont un éclat gras nacré et métallique. On distingue une forte proportion de carbonates en rhomboédres plus ou moins parfaits, couleur "terre de sienne brûlée" et dont la taille peut atteindre le centimètre. Ces carbonates occupent la partie centrale de la lentille. D'autres carbonates, moins nombreux, aux formes anguleuses, de couleur miel, millimétriques (± 5 mm) voisinent étroitement avec les précédents.

On trouve également des minéraux gris-acier, à éclat métallique, en grains, dispersés dans l'ensemble de la roche, quelquefois regroupés en petits amas ou en veines tardives. Dans certains échantillons ils sont répartis à la périphérie de la zone carbonatée selon des "bandes" presque parallèles à l'encaissant. Ils s'infiltrèrent aussi dans des fissures entre les carbonates.

On distingue encore des mouches de chlorite vert sombre, de chalcopryrite à l'éclat cuivré, et de minéraux quasi noirs.

Des veines et veinules tardives, de calcite blanche et de quartz hyalin remplissent les interstices de la minéralisation.

Notons enfin, de petits lambeaux de métamorphites très riches en chlorite et mica blanc et qui viennent mouler les carbonates (Fig. 36).

Il faut remarquer que la zone minéralisée est rubanée parallèlement à la foliation de l'encaissant métamorphique aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la lame mince.

-- Microscopiquement, ce sont les carbonates qui, évidemment, occupent la majeure partie de la minéralisation. Ils forment de grandes plages pluricristallines, entre lesquelles on rencontre des cristaux de quartz, chlorite, albite, mica blanc, chloritoïde, glaucophane et minéraux opaques.

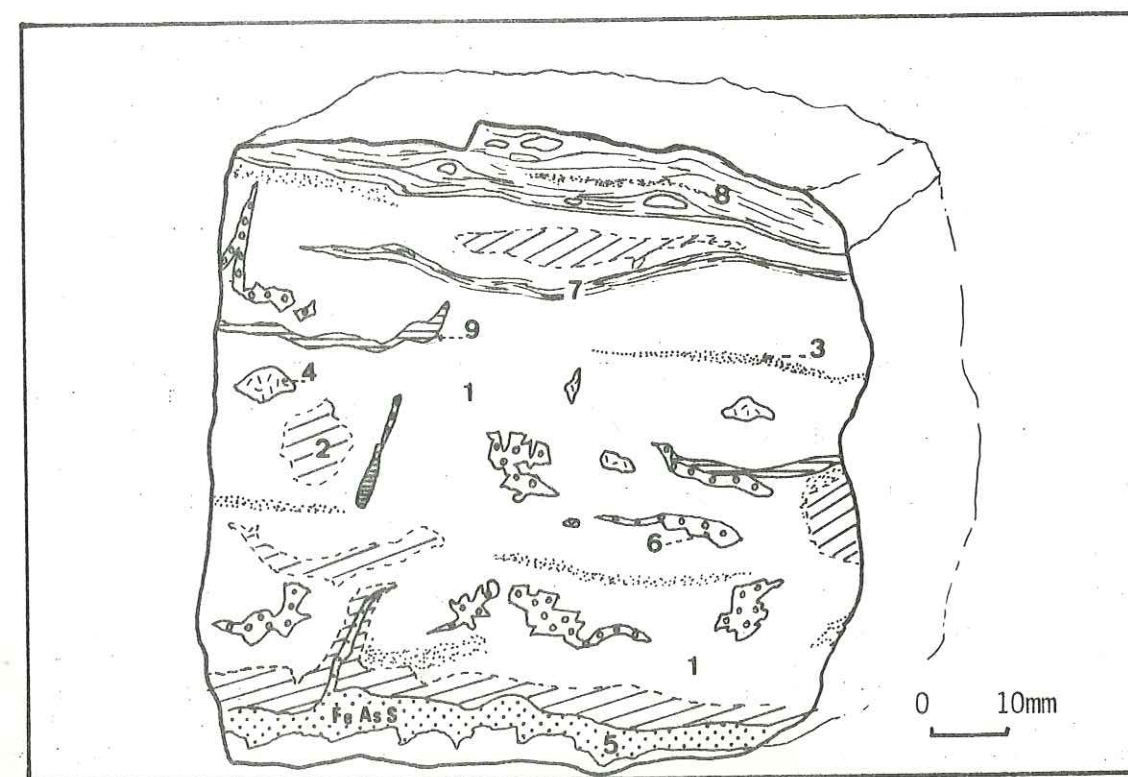


Fig. 36: schéma d'un échantillon minéralisé de la Letta.



- 1: zone centrale à sidérite sombre;
- 2: zone à sidérite claire;
- 3: lits de sulfures: pyrite-chalcopryrite-pyrrhotite;
- 4: nids riches en pyrite;
- 5: FeAsS: lits d'arsénopyrite et de cuivres gris;
- 6: quartz et calcite tardifs;
- 7: lambeaux de micaschiste;
- 8: encaissant riche en sulfures et renfermant des yeux de sidérite;
- 9: chlorite tardive.

Nous allons étudier maintenant les divers minéraux en distinguant les minéraux métalliques, des carbonates et des minéraux de "gangue", et en nous basant sur les observations faites au microscope polarisant et au microscope métallographique.

3.1. Les minéraux non métalliques de la lentille de La Letta

Les principaux minéraux rencontrés sont : le quartz, la chlorite, l'albite, le mica blanc, l'épidote, la calcite, le chloritoïde, la glaucophane, le stilpnomélane, le sphène, le rutile, des minéraux opaques.

Ils s'organisent selon une structure grano-lépidoblastique.

-- le quartz, en lits ou en lentilles, isogranulaire, a une forme polygonale ou, alors, est complètement xénomorphe. Polygonaux, les cristaux forment une mosaïque et les points triples ne sont pas rares ; xénomorphes, leur taille varie et leurs contours traduisent un remplissage tardif : contours rectilignes ou sinueux, épousant parfaitement la forme des carbonates de fer. Les plages contiennent de nombreuses petites inclusions et leur extinction est roulante.

-- la calcite se trouve, comme le quartz tardif, dans des veines en une multitude de petits cristaux xénomorphes de taille homogène, dont les clivages sont déformés et les macles rares. Quand la taille augmente, les contours deviennent plus "souples". Les analyses au diffractogramme de R.X ont confirmé qu'il s'agissait bien de carbonate calcique.

-- les cristaux d'albite sont rares au sein de la minéralisation. On les rencontre dans des lambeaux de micaschistes localisés au sein de lits chloriteux et micacés : xénomorphe et poéciloblastique, englobant la foliation métamorphique principale, elle renferme du quartz, du mica blanc, des minéraux opaques, etc... ; elle présente quelquefois la macle de Carlsbad ou des macles polysynthétiques.

-- la chlorite se présente en lames de bonne taille, vertes, pléochroïques (allant du vert pâle au vert brun olive). Elle reste verte à noire en lumière analysée. Les clivages sont déformés et chargés de minéraux opaques. L'extinction est roulante et incomplète. Elle semble s'être mise en place postérieurement aux carbonates dans des fissures ou entre des cristaux préexistants. On peut remarquer que quelques plages de chlorite ont des teintes anormales de polarisation : pâles en lumière naturelle, très biréfringentes en lumière analysée, elles se confondent presque avec le mica blanc. Les analyses aux R.X et à la microsonde de Castaing ont montré qu'il s'agissait de chlorites riches en Fe et Mn, de type ripidolite ou pycnochlorite.

-- le mica blanc souligne la foliation métamorphique à l'intérieur même de la lentille. Ses plages sont déformées, chargées de rutile et de minéraux opaques, associées à la chlorite verte, à l'albite et au chloritoïde.

Les analyses aux R.X et à la microsonde révèlent la nature muscovitique "vraie", ce qui est assez surprenant dans ce milieu par ailleurs riche en Fe, Mn et Al... De petites plages de muscovite tardive, en baguettes non orientées, coincées entre des grains de quartz polygonaux se rencontrent également ici.

Quartz, chlorite, albite, calcite et mica blanc sont les principaux minéraux associés aux carbonates au sein de nos lentilles minéralisées de La Letta. Les autres minéraux sont plus rares : chloritoïde, stilpnomélane, épidote et glaucophane. D'autre part, la morphologie des cristaux tardifs de quartz et de calcite, la déformation observée dans les lames de chlorite et de mica blanc révèlent une forte cataclase.

Nous avons déjà donné une description du chloritoïde dans le chapitre réservé au métamorphisme. Nous rappellerons seulement qu'il est riche en manganèse, caractère qui se retrouve avec la sidérite.

-- Le stilpnomélane semble tout-à-fait tardif à La Letta : on l'observe dans les carbonates de fer, en aiguilles fines disposées en gerbes, de un à deux millimètres de longueur et surimposées à la sidérite.

-- l'épidote se présente en grains incolores ou en lames pléochroïques rose "lilas", associées à la sidérite. Ce pourrait être de l'allanite ou de la piedmontite.

-- la glaucophane est volontiers rétro-morphosée en chlorite et mica blanc. On ne retrouve en général que sa forme losangique caractéristique et dont le coeur reste quelquefois encore bleu-violacé.

3.2. Les carbonates de la lentille de La Letta

Macroscopiquement, on distingue trois types de carbonate :

-- les carbonates marron sombre, cristallisés en rhombèdres plus ou moins parfaits, de taille à peine centimétrique ($\pm 0,5$ cm) et qui occupent 60 à 70 % de la minéralisation ;

-- les carbonates de couleur miel, moins abondants et plus petits que les précédents et intimement mêlés à ces derniers ;

-- les carbonates blancs ou légèrement beiges, interstitiels.

Des analyses au diffractogramme de R.X ont permis de déterminer respectivement :

-- la première variété est une sidérite, riche en Mn et présentant quelques pics de la goëthite ; elle est donc altérée.

-- la seconde, une sidérite peu altérée ;

-- la troisième, de la calcite.

Des études à la microsonde de Castaing et l'examen métallographique de sections polies ont confirmé les résultats obtenus aux R.X ainsi que des dosages au calcimètre.

3.2.1. Les carbonates sidéritiques altérés

Ils sont souvent en grandes plages xénoblastiques ; quand ils sont automorphes, ils sont prismatiques et les contours des cristaux sont nets et anguleux. Parfois, ils sont réduits à des amas informes pluricristallins de taille milli- à centimétrique. Leur surface est très corrodée. Ces carbonates ont une structure "en vitrail" ; ils sont très fracturés, fractures et clivages sont peu distincts ; les cassures sont larges et remplies de goëthite et d'autres minéraux opaques.

En lumière naturelle, au microscope pétrographique, ils montrent un pléochroïsme de relief très net, ils sont incolores ou faiblement colorés en brun. En lumière polarisée analysée, les teintes de polarisation sont vives : beiges à miel avec des irisations multicolores (rouges, vertes, jaunes...). Les macles sont rares. Les carbonates peuvent contenir d'autres minéraux : quartz, sphène, minéraux opaques, chlorite, épidote... (Fig. 37).

Les carbonates sombres de La Letta ont été analysés à la microsonde ainsi que leurs fissures. (Tableau n°17).

3.2.2. Les carbonates de couleur miel

De couleur miel, à l'oeil nu, ils sont beaucoup moins abondants que les précédents. En lame mince, on voit de grandes plages incolores en lumière naturelle (microscope pétrographique), "poussiéreuses" et présentant un pléochroïsme de relief, des clivages fins et nets donnant un quadrillage losangique. Ces carbonates présentent des teintes de polarisation dans les blancs d'ordre supérieur avec des irisations roses et bleues. Quelquefois, on observe des macles. Ils ont déjà subi un début d'oxydation au niveau des cassures. Entre ces cristaux de sidérite plus claire, on distingue un fond leucocrate à quartz, calcite et apatite avec quelques minéraux opaques et des chlorites vertes (pynochlorite et ripidolite).

Nous avons également effectué des analyses à la microsonde sur ces cristaux de carbonate plus clair. Les résultats sont donnés dans le tableau n°17.

Tableau n° 17. Analyses à la microsonde électronique de sidérite de la lentille de La Letta et des oxydes de leurs clivages.

Analyses en pourcentages d'oxydes.

	1	2	3	4
FeO	44.26	46.38	44.65	46.07
MnO	8.60	7.38	7.15	7.27
MgO	6.58	1.98	2.18	2.32
CaO	1.09	1.36	1.51	2.03
CO ₂	39	39	39	39
Total	98.53	96.10	94.49	96.69

Analyses 1 et 2 : sidérite sombre ;
Analyses 3 et 4 : sidérite claire ; } corrigées sur la base de 3 O₂.

	5	6	7	8
Fe ₂ O ₃	64.00	63.25	64.84	54.30
MnO	12.74	10.24	9.70	8.89
MgO	1.47	7.30	6.40	1.68
CaO	0.69	-	-	-
H ₂ O	10	10	10	10
Total	88.90	84.22	85.25	74.87

Analyse 5 : oxyde contenu dans les clivages du carbonate 1 ;
Analyses 6, 7, 8 : oxyde contenu dans les clivages du carbonate 2.
Analyses corrigées sur la base de 2 O₂.

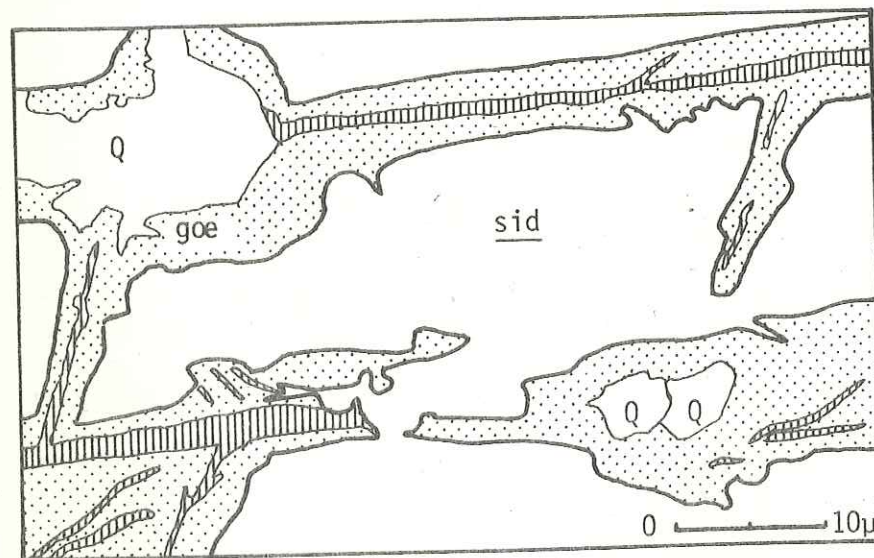
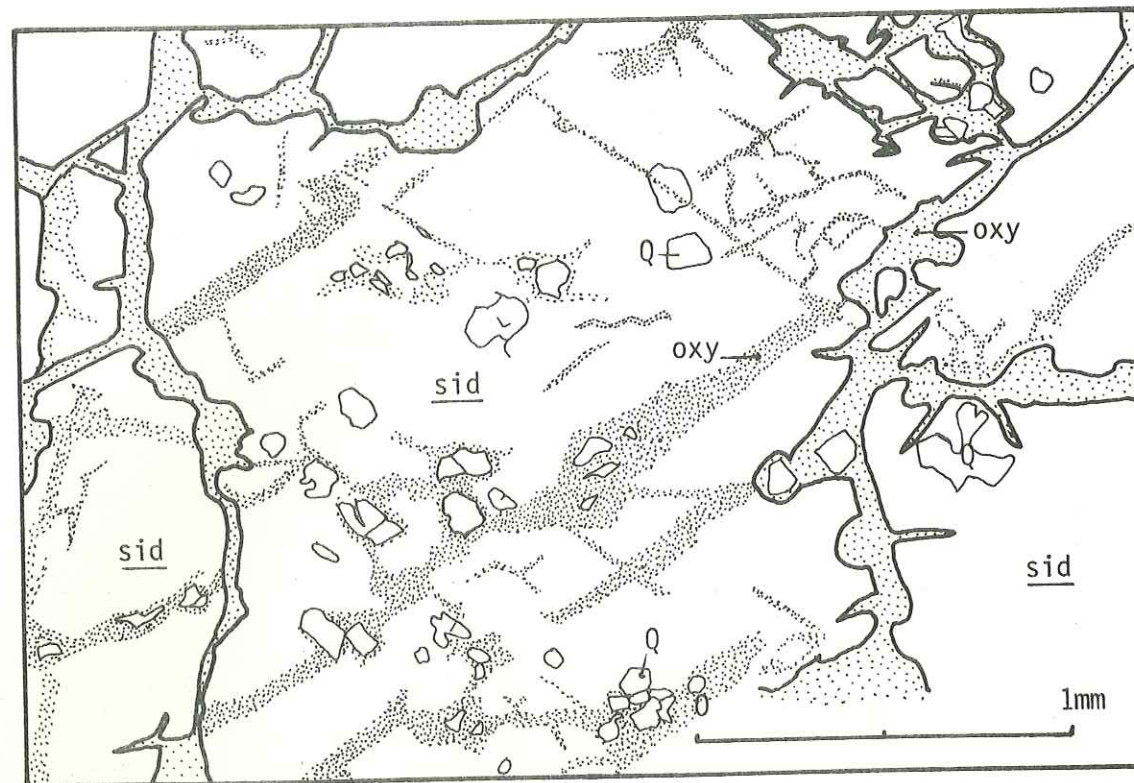


Fig. 37: sidérite sombre des mines de la Letta, dont les clivages et les cassures sont remplis d'oxydes: goéthite et pyrolusite; schémas réalisés d'après lame mince et section polie.

sid: sidérite
goe: goéthite
pyr: pyrolusite
Q: quartz.

3.2.3. La calcite

Elle est souvent interstitielle, liée aux petits cristaux de quartz. Elle se présente en cristaux plus ou moins automorphes, limpides en lumière naturelle et dont les clivages sont très déformés. Elle forme un ciment entre les deux autres carbonates et s'insinue même jusque dans leurs cassures. Elle est donc tardive dans la minéralisation.

3.3. Etude métallographique des minéraux opaques de la lentille

L'observation a été faite sur sections polies de roches et de minéraux. Les espèces minérales métalliques principales ont été déterminées à l'aide du microscope métallographique. Cependant, il s'est révélé impossible d'étudier ainsi certaines inclusions fines en l'absence d'analyses ponctuelles à la microsonde électronique.

Les ordres de succession de cristallisation des minéraux sont délicats à établir à cause de la petite taille des sections polies et des cristaux métalliques et des diverses interactions entre les minéraux (silicates, carbonates, sulfures, sulfosels...). D'autre part, les relations entre minéral hôte et inclusions diverses, permettant de déterminer une succession minéralogique de cristallisation, se sont révélées le plus souvent locales et non généralisées.

Par ordre d'importance décroissante, on distingue : le carbonate sidéritique et manganésifère, l'arsénopyrite, la triade pyrrhotite-pyrite-chalcoppyrite, l'oligiste, les cuivres gris et la galène. La goéthite est importante en tant que minéral principal d'altération.

3.3.1. L'arsénopyrite (Fe As S, d'après P. Ramdhor, (1969))

C'est le minéral le plus abondant, après la sidérite. L'arsénopyrite forme des lits gris sombre à gris acier, à éclat métallique, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, bien individualisés et situés en bordure des carbonates, à la limite entre ces derniers et les parties micacées.

Les lits d'arsénopyrite sont légèrement déformés. Ils recoupent les bordures des bandes sidéritiques et parfois même "s'infiltrant" à l'intérieur de celles-ci à la faveur de fractures. Fig. 38.

Chaque lit ou plage arsénié est constitué d'une multitude de petits cristaux automorphes et non orientés : losangiques ou en prismes tabulaires ; ils ne sont pas maclés ; ils sont isolés ou en agrégats grenus, dans une gangue essentiellement quartzeuse. La taille des cristaux ou des agrégats varie d'un lit à l'autre (0,5 mm à 0,01 mm) mais elle reste homogène dans un même niveau. Fig. 39.

Au microscope métallographique, nous avons observé les relations entre l'arsénopyrite, les carbonates et les autres sulfures et sulfosels.

caractères de l'arsénopyrite

- ne contient pas d'exsolutions ;
- contient des inclusions très petites et non orientées de pyrrhotite non automorphe, de chalcoppyrite, de cuivres gris, de sphalérite et de minéraux de gangue ; en général, on ne remarque pas de bordures réactionnelles autour des inclusions ;
- est incluse, sous forme de cristaux idiomorphes dans : la pyrrhotite oxydée et la chalcoppyrite ; ceci évoque une recristallisation de l'arsénopyrite ;
- est remplacée par des plages automorphes de calcite tardive ;
- cristallise en se surimposant : à la sidérite - l'arsénopyrite se développe dans les rhomboèdres et dans leurs clivages - ; et à la pyrrhotite ;
- est en contact, sans auréole réactionnelle avec : les cuivres gris, la pyrrhotite oxydée ;
- interrompt et fragmente : les lames d'oligiste disposées dans la foliation ; la foliation micacée des lambeaux de micaschistes.

(Fig. 40).

En conclusion, toutes ces observations au microscope métallographique, tendent à démontrer que la cristallisation de l'arsénopyrite est un phénomène tardif dans l'ensemble des venues métallifères de La Letta. Les cristaux ne semblent pas déformés, cependant les lits d'arsénopyrite suivent plus ou moins l'ondulation générale de la foliation métamorphique.

3.3.2. Les cuivres gris $\text{Cu}_3(\text{Sb, As})\text{S}_{3,25}$ (H. STRUNZ, 1966)

Les cristaux de cuivres gris sont essentiellement localisés dans les lits d'arsénopyrite ; ils sont inclus dans l'arsénopyrite ou situés en bordure de cette dernière. Ils sont automorphes à subautomorphes en tablettes ou en petits prismes trapus.

Les cuivres gris sont ici, aux anciennes mines de La Letta, dans un milieu contenant à la fois de l'arsenic, de l'antimoine et de l'argent. Une analyse au diffractogramme de R.X a montré qu'il s'agissait de tétraédrite : (pôle antimoné : $\text{Cu}_3\text{SbS}_{3,25}$ de la solution solide). Il n'est pas impossible que, dans de telles paragenèses, on ait également tenanite ($\text{Cu}_3\text{AsS}_{3,25}$) et freibergite (tétraédrite argentifère pouvant contenir jusqu'à 18 % d'Ag).

Les cuivres gris :

- sont fréquemment en contact avec l'arsénopyrite sans aucune trace d'auréole réactionnelle ;
- ne contiennent ni inclusions, ni exsolutions visibles au microscope métallographique ;
- sont inclus (tétraédrite) dans l'arsénopyrite et vice-versa.

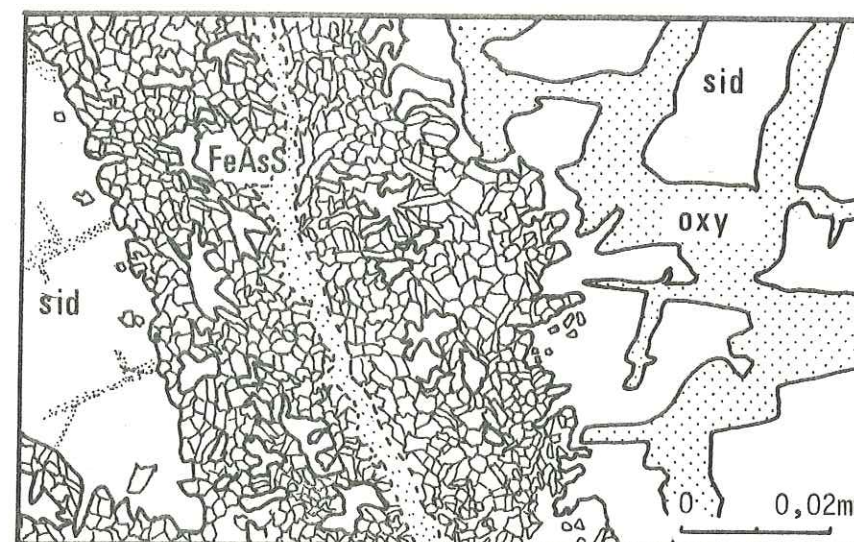


Fig. 38: lit d'arsénopyrite (FeAsS) en très petits cristaux recoupant les plages de sidérite; on retrouve des restes du carbonate à l'intérieur du lit arsénifié; schéma réalisé d'après section polie.

sid : sidérite manganésifère
oxy : oxyde (goethite et pyrolusite)
FeAsS: lit d'arsénopyrite.

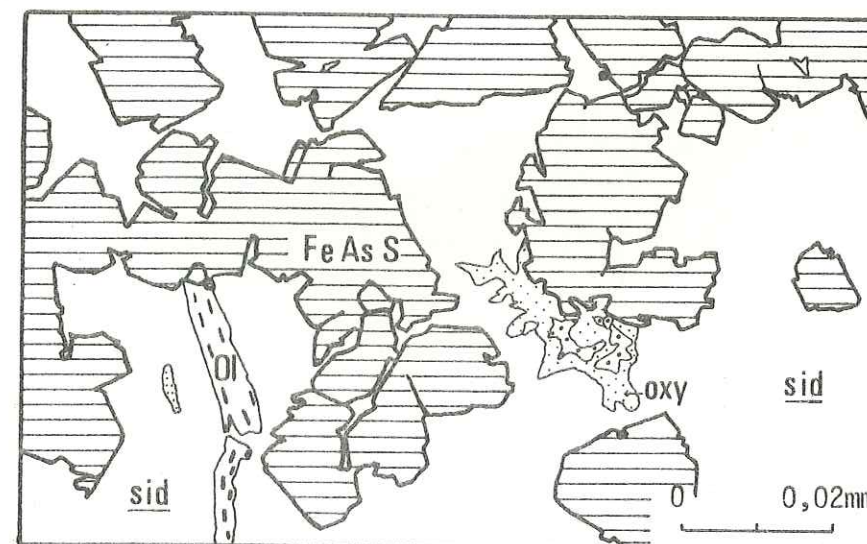
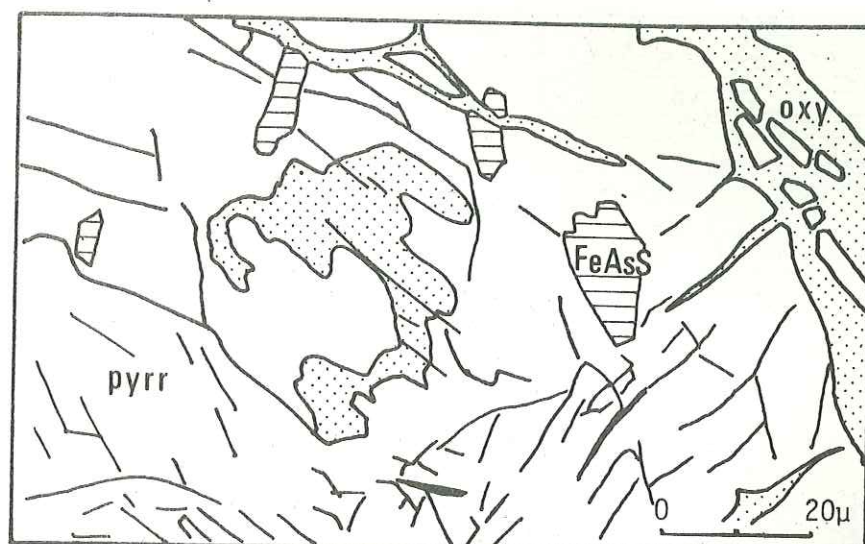
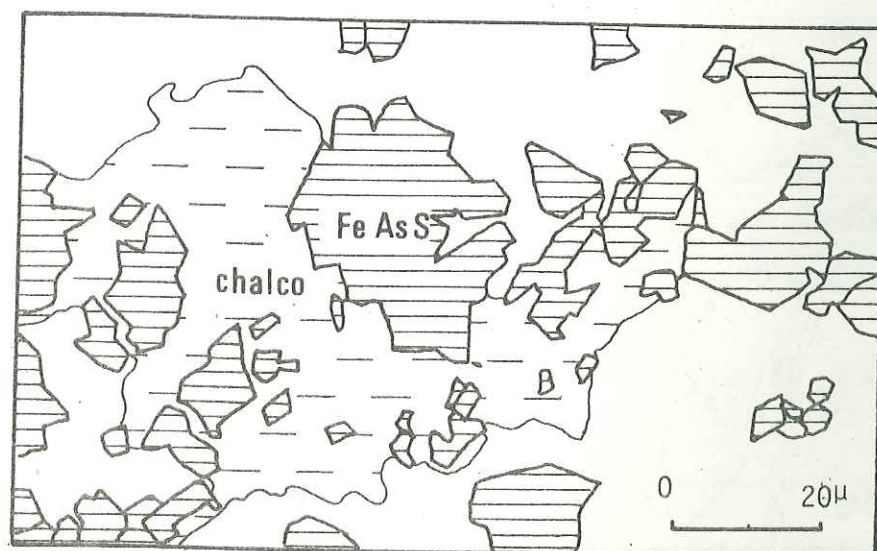


Fig. 39: cristaux et agrégats pluricristallins d'arsénopyrite dans des plages de sidérite manganésifère; une baguette d'oligiste est interrompue par la cristallisation de FeAsS; noter la présence de pyrrhotite altérée en goethite; schéma réalisé d'après section polie.

Ol : oligiste
pyrrhotite.



Cristallisation d'arsénopyrite automorphe dans la pyrrhotite (pyrr) cataclasée et oxydée.



Cristallisation d'arsénopyrite automorphe dans des plages de chalcopyrite (chalco), dans une gangue quartzeuse.

Fig. 40: relations entre l'arsénopyrite et les autres minéraux métalliques; aucune auréole réactionnelle n'est discernable; schémas réalisés d'après section polie.

A partir de ces remarques, cuivres gris, et arsénopyrite semblent appartenir à la même paragenèse métallique tardive.

3.3.3. Pyrrhotite (FeS), pyrite (FeS_2) et chalcopyrite (Cu Fe S_2).

Ces trois minéraux sulfurés sont, ici toujours liés. Ils se présentent en grains dispersés, rarement en petits amas millimétriques, au sein des minéralisations carbonatées et dans les encaissants micaschisteux de La Letta.

Les cristaux sont xénomorphes, leur taille est fort variable : de quelques microns à un millimètre.

On observe cependant de très beaux cristaux idiomorphes de pyrite tardive ou recristallisée.

Les relations entre cette triade sulfurée et les autres minéraux métalliques ne sont pas évidentes.

a - La pyrrhotite : elle se présente en plages millimétriques, de couleur brun-rosé plus ou moins foncé selon le degré d'oxydation de la surface polie. On observe au moins deux types de pyrrhotite : --- pyrrhotite non automorphe mais non altérée et non fracturée, en équilibre avec la chalcopyrite ; --- pyrrhotite non automorphe montrant de magnifiques structures cataclastiques, les réseaux de fractures étant cimentés par plusieurs dépôts de goethite. (Fig. 41).

b - on n'observe que quelques petites plages de pyrite.

c - La chalcopyrite est xénomorphe ; elle semble remplir les interstices et les lits entre les minéraux de gangue. Elle ne contient pas d'exsolutions ; elle juxtapose des plages d'argentite : chalcopyrite et argentite sont souvent associées dans ces niveaux carbonatés. (Fig. 42).

Certaines plages à pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite sont "mangées" par des minéraux de l'encaissant (quartz, mica, chlorite...). Les "amas" sulfurés ainsi définis semblent se disposer parallèlement à la foliation. Ils sont certainement précoces dans la minéralisation et associés aux sidérites.

3.3.4. L'oligiste (Fe_2O_3).

L'oligiste est toujours disposé dans la foliation principale métamorphique des encaissants. Dans les nodules minéralisés, les lamelles non automorphes de Fe_2O_3 ont leur grand axe disposé dans la

foliation ; elles sont généralement tordues et cassées. L'oligiste est en partie "digéré" par l'encaissant et par les lits d'arsénopyrite. Il est souvent inclus dans les micas. Il renferme quelquefois des aiguilles de rutile. Par endroits, l'orientation des lames est moins nette et on le retrouve très localement en "rosettes". L'oligiste a pu subir des recristallisations au cours des différentes phases métamorphiques mais il reste néanmoins un minéral "précoce" de la minéralisation.

3.3.5. la galène (PbS)

Elle est isolée au sein des carbonates, peu abondante, en grains souvent arrondis. Parfois elle est associée à la chalcopryrite.

3.3.6. Les minéraux d'Argent

Les analyses chimiques des éléments en trace des échantillons de La Letta ont révélé des teneurs importantes en argent (de 700 à 2340 ppm). Il est vraisemblable que l'argent soit distribué dans certains minéraux métalliques sulfurés (galène, cuivres gris...). Cependant, nous avons recherché en section polie des plages de minéraux d'argent.

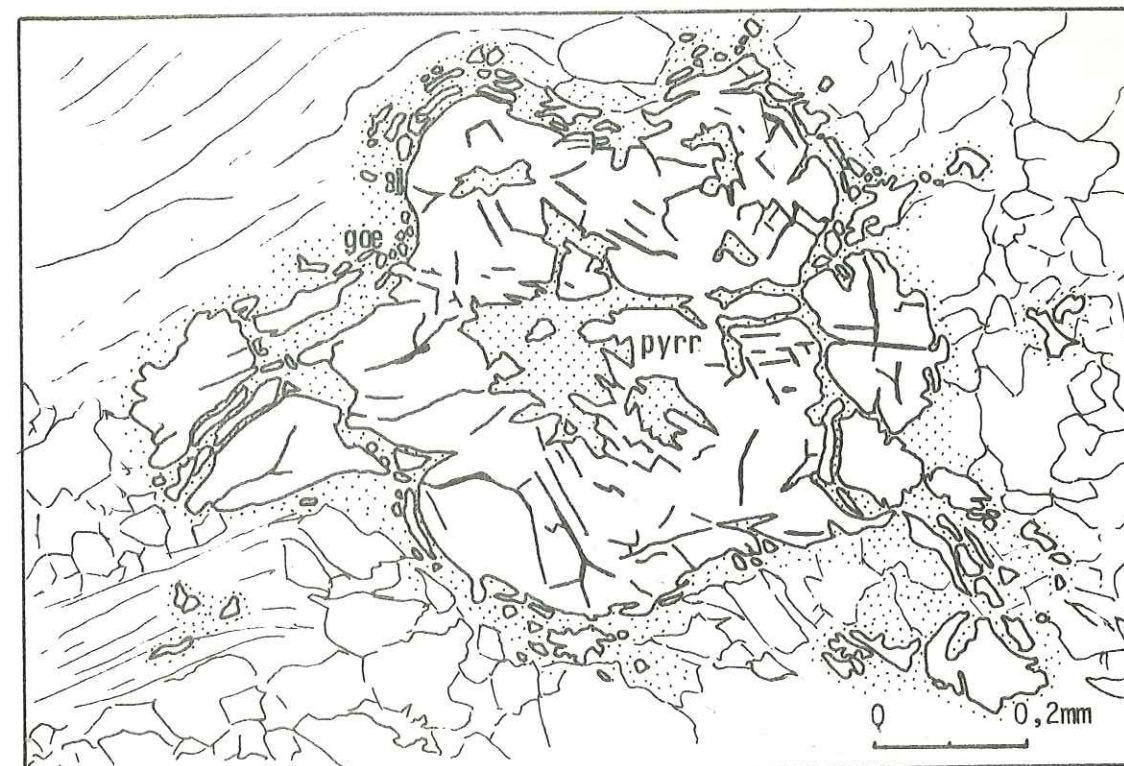
L'argentite (Ag_2S) est souvent associée à la chalcopryrite. Nous avons observé d'autres petits minéraux liés au couple argentite-chalcopryrite. Le très fort pouvoir réflecteur et l'isotropie laissent supposer qu'il s'agit d'argent ; il se présente en petits agrégats réunis en lits très minces au sein des cristaux de quartz, à la limite entre la zone à sidérite et le micaschiste ; ces petits amas sont filamenteux et montrent de fines ramifications dendroïdes. Ils sont difficilement observables à cause de leur très petite taille et de leur structure spongieuse. Les lits argentifères sont grossièrement parallèles à la foliation du micaschiste.

3.3.7. la goéthite ($FeO OH$)

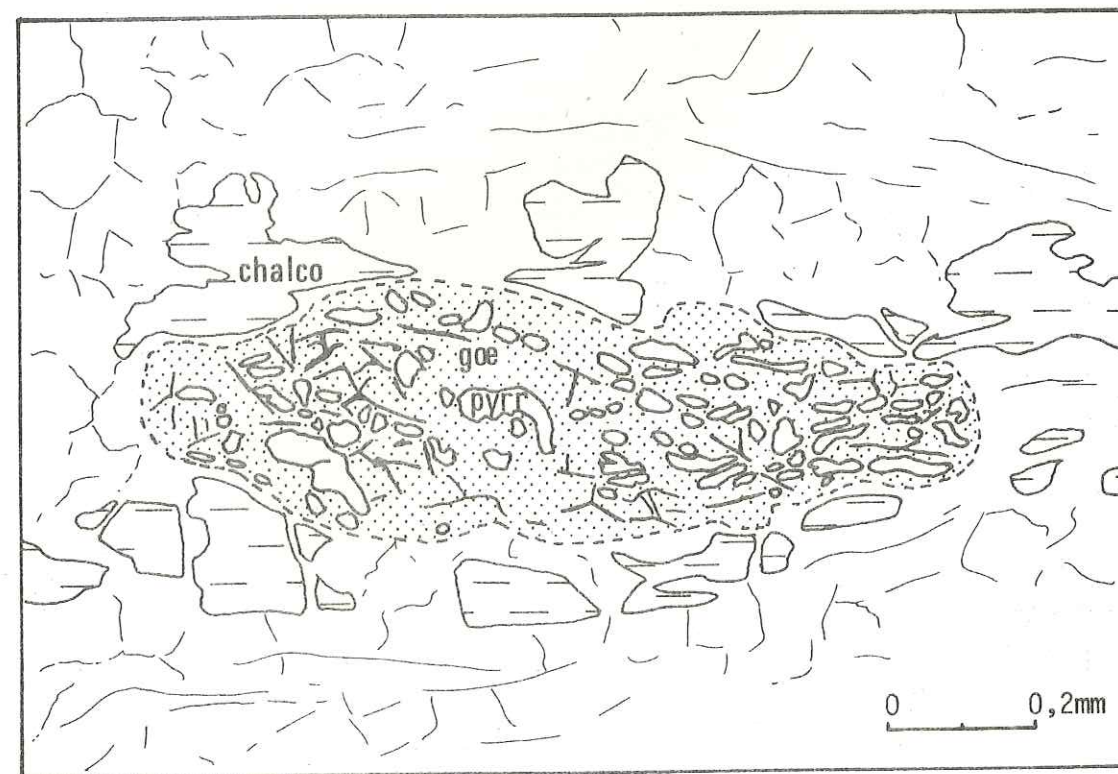
Elle est ubiquiste, présente surtout dans la sidérite brune. Mais elle remplace également de nombreux sulfures ; en général, l'oxydation se fait à partir des bordures cristallines, des fractures et des clivages. On observe souvent plusieurs épisodes de dépôt de l'oxyde.

4. Conclusions et paragenèses

Nous sommes ici en présence d'une lentille carbonatée portant une minéralisation sulfurée. Il est quasiment impossible, vu la variété des minerais et l'hétérogénéité de leurs contacts et interpénétrations, de déterminer toutes les paragenèses de ce gisement et de tenter de les relier à quelque épisode métamorphique alpin ou antérieur. (Tableau n° 18).



Pyrrhotite (pyrr) cataclastique oxydée en goéthite, dans une gangue quartzo-micacée.



Pyrrhotite cataclasée, goéthisée et associée à la chalcopryrite.

Fig. 41: pyrrhotite primaire cataclastique, schémas réalisés d'après section polie.

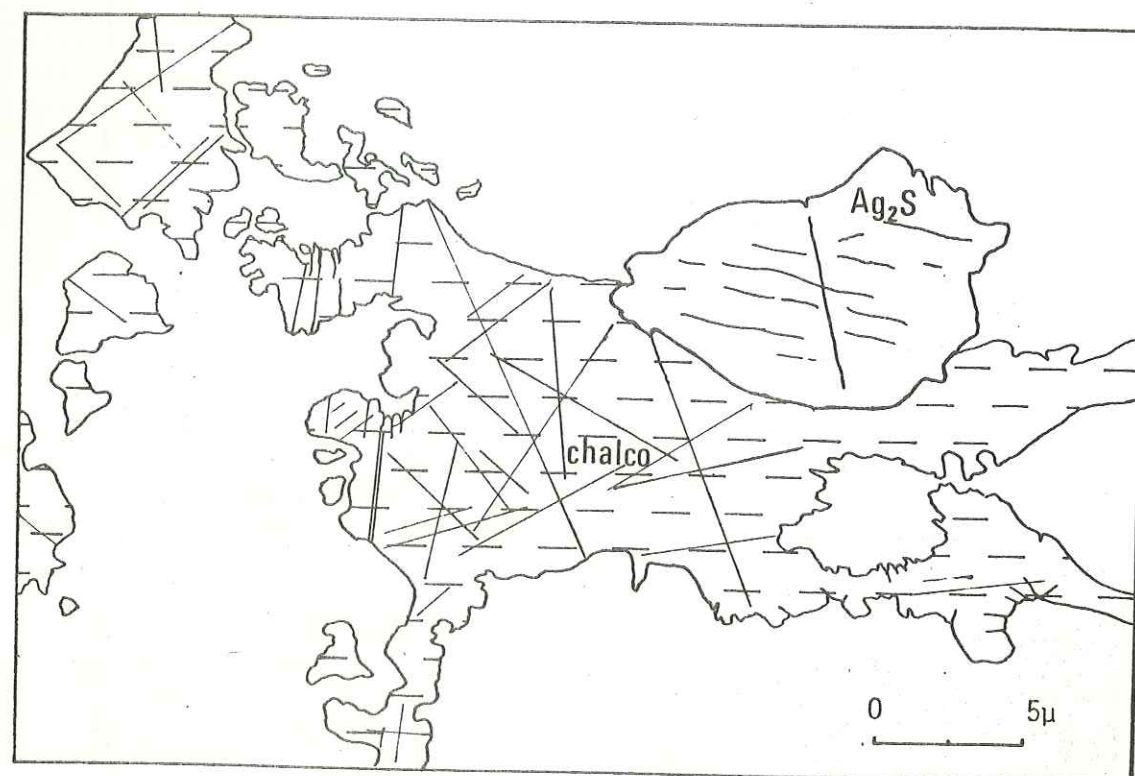


Fig. 42: plages de chalcopyrite xénomorphe, associées à de rares cristaux d'argentite (Ag_2S); aucune auréole réactionnelle n'est visible; schéma réalisé d'après section polie (éch. 140).

	minéraux anté-namurien	minéraux alpins recristallisations tardives
quartz	+	+
mica blanc	+	+
chlorite	+	+
albite		+
chloritoïde		+
stilpnomélane		+
glaucophane		+
sphène	+	+
rutile	+	+
ilménite	+	
épidote		+
sidérite à Mn I	+	
sidérite à Mn II	+	
pyrrhotite	+	
pyrite	+	
chalcopyrite	+	
goethite	+	+
arsénopyrite		+
cuvres gris		+
galène		+
oligiste		+
calcite		+
minéraux d'argent	?	+?

Tableau n°18.
Paragenèses de la
lentille carbonatée
de La Letta.

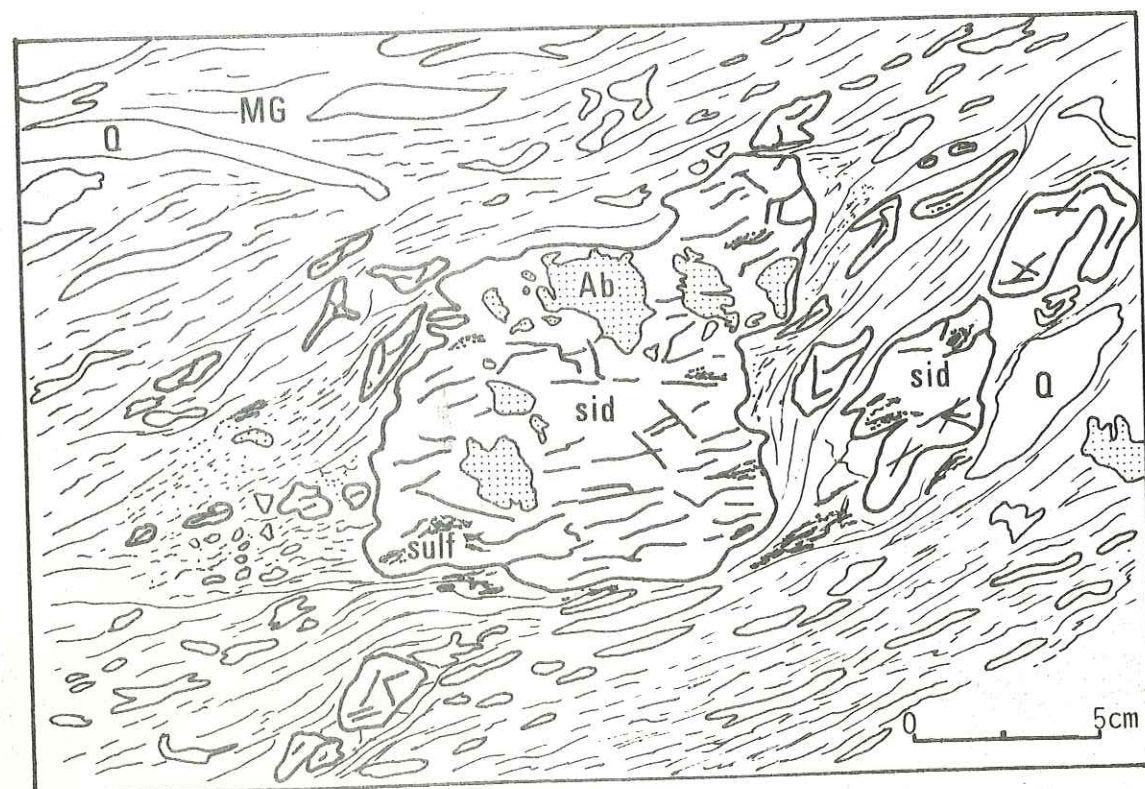


Fig. 43: petite lentille minéralisée en sidérite manganésifère et sulfures (py+chalco) dans les micaschistes gris (MG) du Cirque de l'Arpont; on remarque la cristallisation tardive d'albite (Ab) au sein de la lentille; schéma réalisé d'après l'affleurement sub-vertical.

sid : sidérite
sulf: sulfure: pyrite et chalcopryrite en mouches
Ab : albite tardive
MG : micaschiste gris
Q : exsudats de quartz des micaschistes gris.

II . LES AUTRES GISEMENTS STRATIFORMES DU SOCLE A L'EST DU DOME DE CHASSEFORET

1. Généralités

La lentille carbonatée de La Letta, importante par sa taille et relativement riche en minéral, n'est pas unique dans les micaschistes gris de Chasseforêt. Il est fréquent de rencontrer de tels gisements stratiformes, mais de moindre importance, surtout dans la retombée orientale du Dôme de Chasseforêt : Le Mont, Bellecombe, Pelve, Combe d'Enfer, Cirque de l'Arpont,...etc.

Ce sont toujours des lentilles où la sidérite manganésifère prédomine, accompagnée ou non de sulfures et sulfosels, d'oligiste, d'ilménite, de magnétite, de rutil, de sphène, de quartz et de calcite. Elles sont parfaitement concordantes à la foliation métamorphique, souvent boudinées et étirées jusqu'aux limites de la rupture.

2. Les lentilles de l'Arpont

Dans la Combe de l'Arpont, notamment entre le ruisseau de l'Ile au Nord et le ruisseau de Thibaud au Sud, et à des altitudes comprises entre 2300 m et 2650 m, il s'agit de simples nodules de taille modeste (10 à 20 centimètres de diamètre), très riches en sidérite, avec du quartz et de l'albite. Pyrite et chalcopryrite sont présentes en petites mouches disséminées.(Fig. 43).

Au fond du Cirque de l'Arpont, sous la crête de calcaire et de dolomie (3052 m), sur la rive gauche du glacier de l'Arpont et à une altitude d'environ 2750 mètres, (Modane 3-4, 1.25 000, 948,3-3346), on observe une zone "blanchie", quasiment horizontale, dans la paroi (Fig. 44).

Cette zone encaissée dans les prasinites à glaucophane, elle est parallèle à la foliation ainsi qu'aux surfaces de contact entre le socle et le Permien. Elle est constituée de nodules pluricentimétriques à métriques, boudinés et minéralisés en sidérite, sulfures Fe-Cu, oligiste, calcite, etc... (Fig. 45). Ces nodules sont situés dans la zone "blanchie". Ils ont été fracturés (Fig. 45), par les phases tectoniques alpines tardives (sans que l'on observe de modifications ni de "filons" dans les épontes). Nous avons retrouvé une petite galerie d'exploitation creusée à l'horizontale, au milieu de la paroi rocheuse et située sous une cascade... vestige d'une ancienne recherche minière artisanale de fer.

D'autres lentilles identiques se rencontrent au N-NE du Mont (Modane 3-4, 1.25.000 ; 949,80 - 3343,35 - ≈ 2200 m). Il s'agit d'un alignement de petits corps stratiformes, étirés et boudinés jusqu'à la

rupture : on aboutit à un tronçonnage général de la lentille initiale. Ces petites lentilles affleurent sur une vingtaine de mètres de long, et elles ont une épaisseur variable de 2 à 10 centimètres ; elles sont parallèles à la foliation du micaschiste gris encaissant et sont pareillement déformées. La minéralisation renferme exclusivement de la sidérite manganésifère très altérée en goëthite et pyrolusite (R.X., éch. 218), quelques sulfures (pyrite et pyrrhotite) ; on remarque, aux extrémités de chaque petite lentille, la présence de quartz tardif.

3. Les gisements du Pelve

Au pied du glacier du Pelve, sur sa moraine latérale sud, de nombreux éboulis de lentilles carbonatées à polymétalliques peuvent être récoltés. Sur les échantillons, le contour de la minéralisation apparaît parallèle à la foliation. La roche est marron sombre, massive identique à celle de La Letta, veinée de quartz et de calcite et renfermant de nombreux minéraux opaques à éclat métallique. La sidérite est le constituant principal de cette lentille.

D'un point de vue minéralogique, l'encaissant est soit une ovarite soit une glaucophanite. La minéralisation renferme les minéraux suivants : sidérite, calcite, quartz, oligiste, pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, cuivres gris, chlorite, chloritoïde, stilpnomélane... Il est aisé d'observer sur ces échantillons la zonéographie de la lentille, sa paragenèse et ses contacts avec l'encaissant.

3.1. Zonéographie et métallographie de la lentille

Le contact entre la lentille et la glaucophanite encaissante est franc et parallèle à la foliation.

-- dans l'encaissant, à quelques centimètres de la lentille, on observe une zone de transition, millimétrique à centimétrique :

- les minéraux opaques sont plus abondants, inclus dans la chlorite et les ocelles d'albite ;
- l'iménite, en grains ou en baguettes cassées et déformées, forment des festons dans ces deux derniers minéraux ;
- le rutile se présente en grains ou en aiguilles ;
- on note la présence de petits cristaux de pyrite et des remplissages de pyrite secondaire interstitielle (1 %).

-- la périphérie de la lentille correspond à une zone centimétrique très riche en quartz, chlorite et minéraux opaques ;

- le quartz est cristallisé en grandes plages xénoblastiques à extinction roulante ;
- localement, on remarque quelques lames de plagioclase albitique aux macles polysynthétiques ;
- la chlorite verte forme de grands amas pluricristallins ;
- pyrite et oligiste sont très abondants, en cristaux automorphes ou en phase interstitielle.

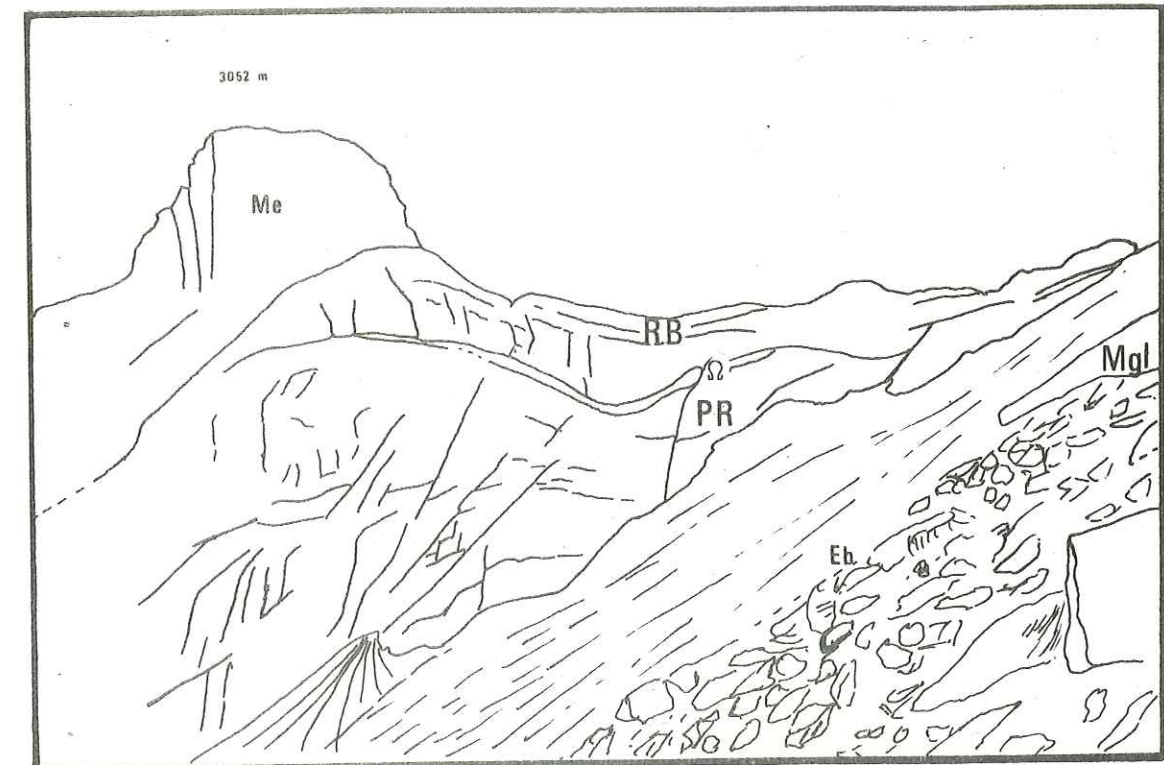


Fig. 44: panorama vers le N.W, pris depuis la moraine inférieure du glacier de l'Arpont, l'ancienne galerie d'exploitation est localisée dans une zone blanchie entre les prasinites (PR) et les roches basiques (RB); Mgl: micaschiste à glaucophane, Me: crête mésozoïque, Eb: éboulis.

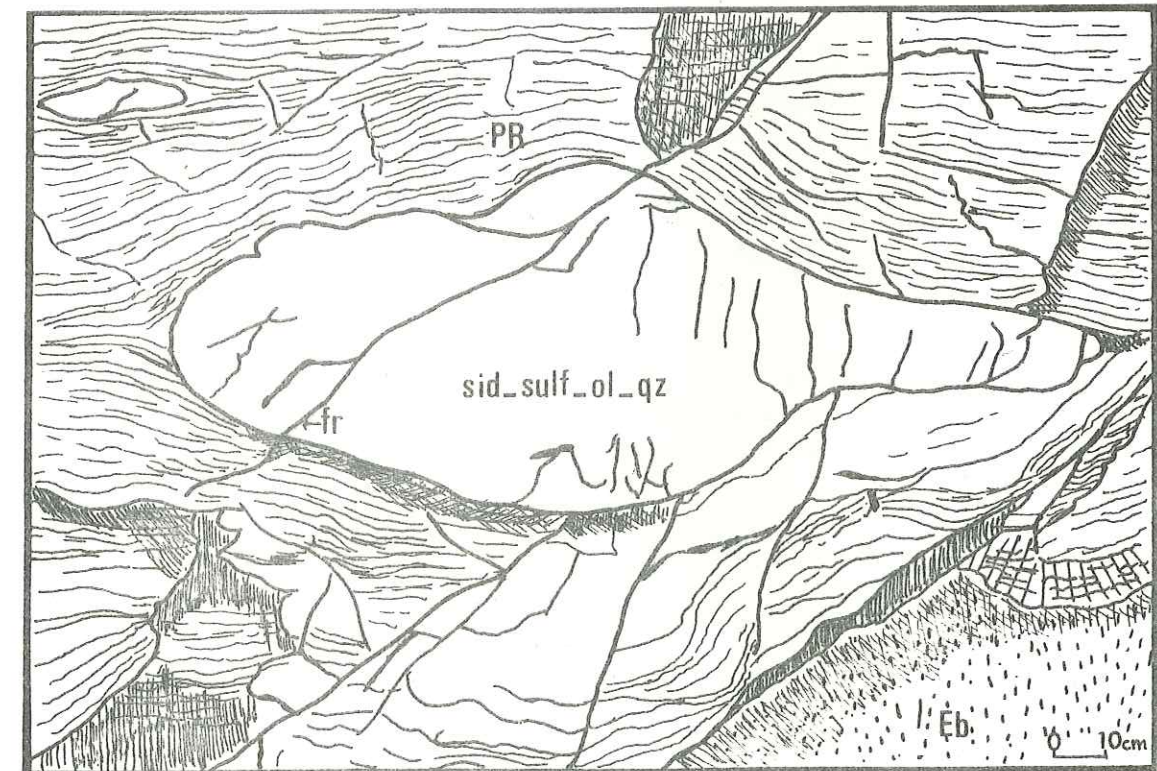


Fig. 45: lentille à sidérite manganésifère et sulfures (+oligiste +quartz tardifs) de la zone blanchie du Cirque de l'Arpont; schéma réalisé d'après l'affleurement.

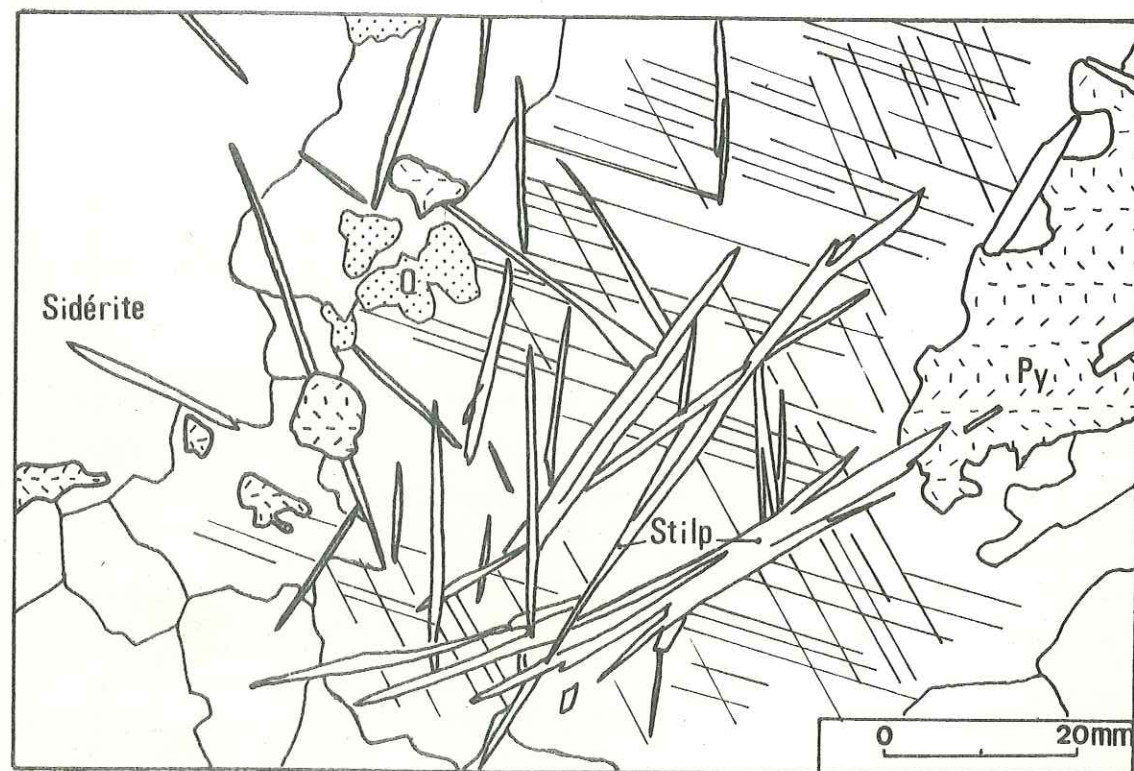
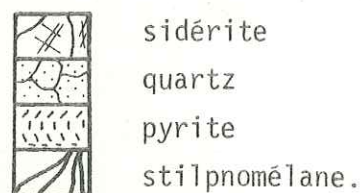


Fig.46: cristallisation tardive de stilpnomélane (stilp.) en aiguilles dans des plages de sidérite manganésifère; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 143).



sidérite
quartz
pyrite
stilpnomélane.

-- le coeur de la minéralisation est riche en carbonate et renferme de nombreux minéraux opaques de nature variée :

- carbonate de fer, riche en manganèse ;
- la gangue est constituée de quartz, de chlorite, de calcite et de minéraux opaques.
- c'est également dans cette zone centrale que nous avons observé le chloritoïde et le stilpnomélane ;
- les principaux minéraux opaques sont : pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotite, gœthite, oligiste.
- comme à la Letta, on note une phase interstitielle tardive composée de quartz et de calcite.

Nous avons fait une étude métallographique systématique des minéraux situés au coeur de la lentille.

3.1.1. La sidérite

Les caractères macroscopiques et métallographiques de ces cristaux de sidérite sont identiques de ceux de La Letta ; il existe une première phase de sidérite brune très riche en gœthite et pyrolusite (R.X.) et contenant du manganèse (5 à 6 %) ; la sidérite a recristallisé par endroit, dans de petites veines, en rhomboédres limpides où les clivages sont fins et nets mais cependant légèrement déformés.

3.1.2. Pyrite, pyrrhotite et chalcoppyrite

Ces trois minerais sont liés ; la pyrite est souvent automorphe et les cristaux sont localisés dans la pyrrhotite et la chalcoppyrite ; ces deux derniers minéraux forment des plages xénoblastiques, ils sont interstitiels et cimentent les minéraux de gangue qu'ils peuvent contenir en inclusions. Il y aurait deux venues de chalcoppyrite : de nettes différences d'altération entre les diverses plages sont visibles.

3.1.3. L'oligiste

Les lames d'oligiste sont tordues et cassées : elles contiennent quelques inclusions de chalcoppyrite ; elles sont postérieures aux plages de pyrrhotite-chalcoppyrite, qu'elles recoupent nettement.

3.1.4. Le stilpnomélane

En fines aiguilles brunes, millimétriques, il est identique à celui des anciennes "mines de La Letta" ; isolés ou en gerbe, les cristaux ne sont pas orientés et se développent spécifiquement dans les carbonates de fer. (Fig. 46).

Le stilpnomélane semble lié aux gisements métalliques riches en fer de la Vanoise méridionale ; d'après J. Bocquet (1974), il

est l'un des éléments majeurs des roches ferrières ou filoniennes de la zone piémontaise. Le stilpnomélane avait été signalé dans les micaschistes anciens de la Vanoise méridionale par F. Ellenberger en 1958 et n'avait pas été retrouvé par J. Bocquet.

3.1.5. Le chloritoïde

Nous l'avons déjà décrit dans le chapitre relatif au métamorphisme. Nous avons vu, d'après les analyses à la microsonde qu'il était riche en Fe et Mn. Il serait donc particulièrement sensible à ces occurrences sidéritiques manganésifères.

4. Le gisement de Bellecombe

Nous n'avons pas pu localiser précisément ce gisement. En effet, les échantillons ont été récoltés dans un éboulis riche en micaschistes gris et lentilles minéralisées. Il s'agit effectivement d'un gisement stratiforme, car sur certains échantillons, on observe l'encaissant microplissé et le bord de la lentille : le contact est franc et parallèle à la foliation du micaschiste. Ce gisement sub-en place se trouve un peu au Sud des lacs de Bellecombe, sur le plateau oriental dominant le Doron de Termignon. (voir la carte métallogénique).

4.1. Description macroscopique des échantillons minéralisés

Ils sont particulièrement massifs et denses. De couleur brune, très sombre avec des petits "lits" déformés, interrompus, de taille millimétrique, et constitués de chalcoppyrite. La majeure partie de la minéralisation est formée de sidérite (R.X) en grands cristaux, parfois entièrement transformée en limonite pulvérulante. L'ensemble des échantillons est très altéré. On observe, là encore, des petites plages tardives de calcite (R.X) et de quartz, (éch. 46).

4.2. Métallographie de la lentille

La lentille renferme les minéraux suivants : sidérite, goëthite, pyrite, chalcoppyrite, magnétite, ilménite, rutile, galène, quartz, calcite, limonite.

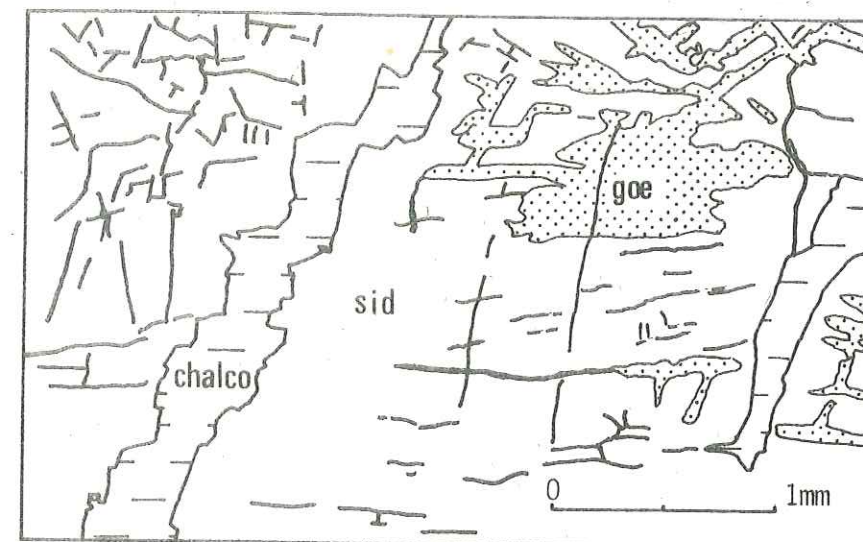


Fig. 47: chalcoppyrite cimentant des fractures dans des plages de sidérite manganésifère altérée en goëthite de la lentille de Bellecombe; schéma réalisé d'après section polie (éch. 46).

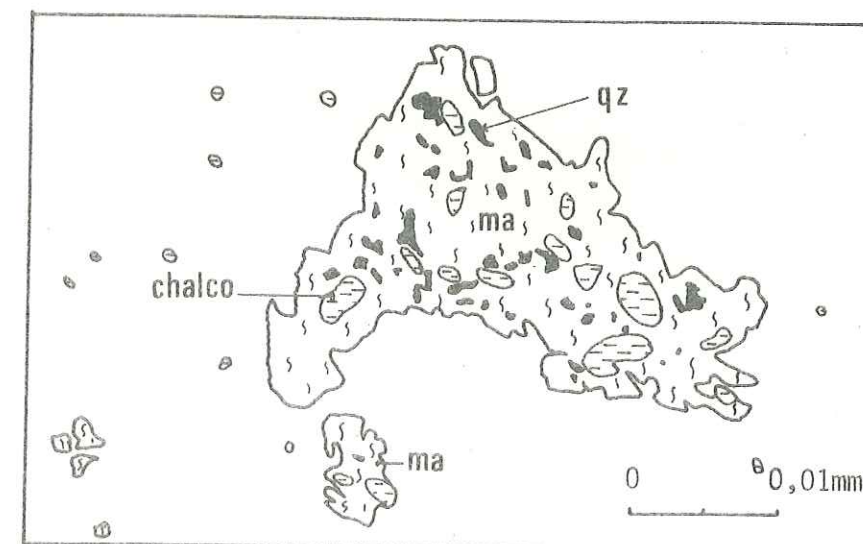


Fig. 48: plages ovoïdes de chalcoppyrite et inclusions de quartz dans la magnétite; les plages de magnétite sont localisées, ici, au sein de la minéralisation carbonatée de la lentille de Bellecombe; schéma réalisé d'après section polie (éch. 46).

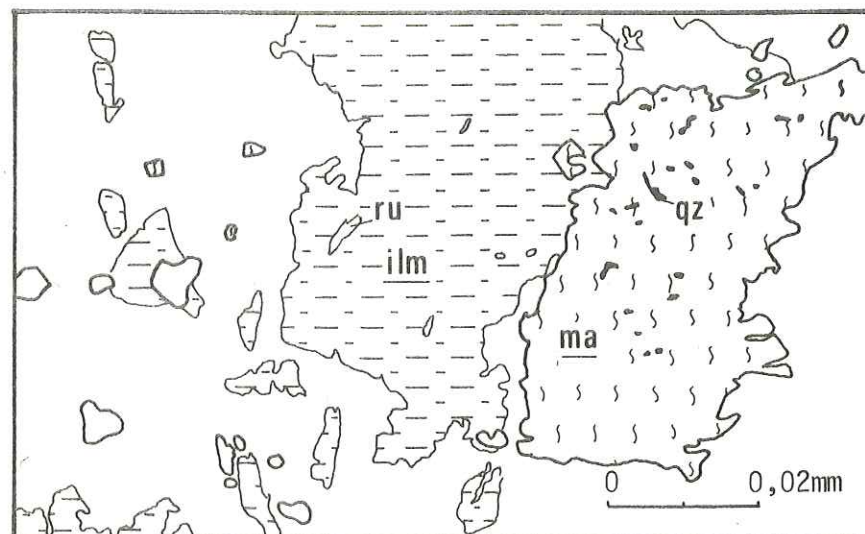


Fig. 49: magnétite à inclusion de quartz et renfermant des exsolutions de rutile et de chalcopyrite; elle est associée ici à l'ilménite dans la lentille carbonatée de Bellecombe; schéma réalisé d'après section polie (éch. 46).

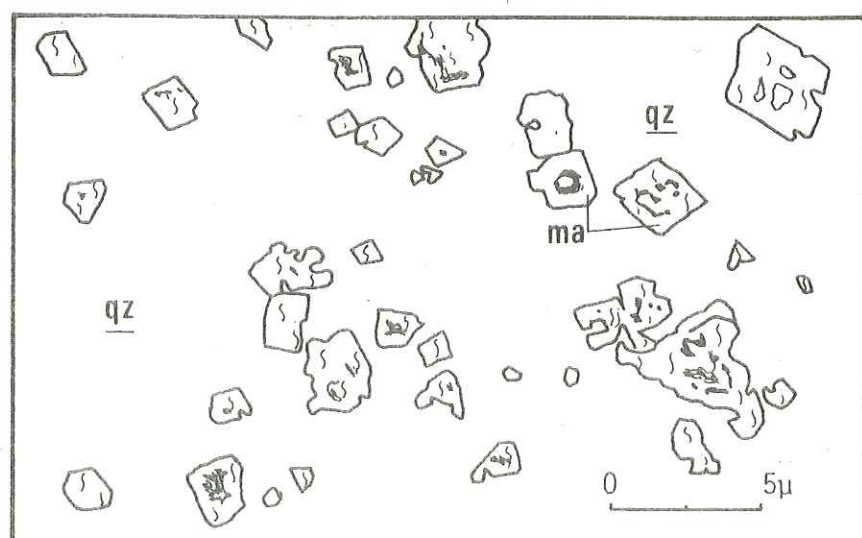


Fig. 50: petits cristaux automorphes de magnétite dans un petit filon de quartz tardif de la lentille carbonatée de Bellecombe; schéma réalisé d'après section polie (éch. 46).

4.2.1. La sidérite

En rhomboédres millimétriques à centimétriques, très déformés et fracturés, la sidérite est en général très altérée; les diffractogrammes de R.X. de tels minéraux donnent le spectre presque complet de la goëthite. Au microscope métallographique, nous avons observé des pseudomorphoses presque complètes de sidérite en goëthite. L'altération s'est faite en plusieurs épisodes successifs, à partir des bordures, des clivages et des fractures; nous avons remarqué parfois plusieurs générations concentriques de goëthite; dans quelques cas, le cœur des rhomboédres est resté intact. Comme à La Letta et au Pelve, une seconde génération de sidérite moins altérée a recristallisé.

4.2.2. La pyrite et la chalcopyrite

Il y a plusieurs générations de pyrite et de chalcopyrite :

- la pyrite primaire :
 - est généralement non automorphe ;
 - est incluse dans la chalcopyrite secondaire ;
 - est moins abondante que cette dernière ;
 - est fragmentée et altérée en goëthite.
- la pyrite secondaire :
 - est automorphe ;
 - cristallise dans les sidérites et se surimpose aux fractures de la chalcopyrite primaire ;
 - est peu abondante.
- la chalcopyrite primaire :
 - se présente en plages très fracturées dont les bordures et les cassures sont remplies de goëthite ;
 - existe à l'état de relique, au centre de plages entièrement oxydées.
- la chalcopyrite secondaire :
 - est abondante dans les liserés millimétriques déformés, ou en "amas" pluricristallins ;
 - cristallise dans les fractures des carbonates de fer ou ciment les cassures de la roche ; (Fig. 47) ;
 - contient de nombreuses inclusions de minéraux de gangue et de pyrite ;
 - a recristallisé sous forme de petites plages ovoïdes dans la magnétite ; (Fig. 48).
 - c'est le sulfure le plus abondant de la minéralisation (10 %).

4.2.3. La magnétite

La différence majeure avec les autres gisements stratiformes du socle de Chasseforêt consiste en la présence et en l'abondance de magnétite.

Caractères de la magnétite

- est présente en grandes plages xénomorphes et très corrodées dispersées au sein de la minéralisation ;
- est associée et englobe la chalcoppyrite ;
- contient, dans les rares plages plus saines, des exsolutions de rutile sous forme de gouttelettes irrégulières et des exsolutions de chalcoppyrite ; Fig. 49.
- est présente dans les filonnets de quartz tardif sous forme de petits cristaux presque toujours automorphes dont le centre est souvent corrodé ; Fig. 50 ; la chalcoppyrite est incluse dans ces plages ;
- des filonnets de quartz à magnétite recoupent les cristaux de carbonate de fer les plus tardifs (sidérite claire) .

4.2.4. L'ilménite

- les plages d'ilménite sont très corrodées et leur forme en lamelle tend à disparaître ;
- l'extinction roulante prouve que ces minéraux ont subi des efforts notables ;
- elle contient des exsolutions de rutile sous forme de gouttelettes plus ou moins allongées dans le sens des lames ;
- elle renferme des inclusions de petits minéraux blancs (pyrite ou galène ?) ;
- les plages d'ilménite recoupent les sidérites ;
- elle est incluse dans les cristaux de quartz qui contiennent la magnétite automorphe.

4.2.5. La galène

Dispersés dans tous les minéraux de la lentille, on rencontre de petits cristaux automorphes de galène associés aux cristaux de pyrite secondaire.

4.3. Paragenèses

Comme à La Letta, au Pelve..., les minéraux les plus anciens de la lentille sont la sidérite très largement oxydée, l'ilménite, une partie de la pyrite et de la chalcoppyrite. Une deuxième cristallisation de sidérite, accompagnée d'un développement de cristaux de quartz, semble porter l'essentiel des minéraux métalliques : pyrite et chalcoppyrite secondaires, magnétite, ilménite recristallisée. Une troisième venue, plus tardive, est celle des filonnets de quartz, de calcite, et de magnétite. Les dernières phases de fracturation (et de métamorphisme) ont entraîné le développement de chalcoppyrite, pyrite et galène.

III . LES GISEMENTS STRATIFORMES AU NORD ET A L'OUEST DU DÔME DE CHASSEFORET.

Les gisements stratiformes, à carbonate de Fe et sulfures, se retrouvent dans le socle des Cirques, mais ils n'atteignent jamais l'importance de ceux de la retombée orientale du dôme. Nous les avons observés dans les parois ruisselantes du fond du Cirque des Marchets, sous le Dôme des Sonnaillies, aux Cirques de la Vallée, des Nants et du Génepy.

D'une manière générale, sidérite et quartz sont omniprésents au sein des lentilles ; s'y rencontrent également quelques sulfures : pyrite, pyrrhotite et chalcoppyrite. Les lentilles sont souvent plus altérées que les précédentes et paraissent parfois, aussi, plus déformées. D'autre part, des venues tardives de quartz et d'albite, beaucoup plus abondantes qu'à l'Est du dôme, ont parfois envahi bon nombre de gisements : on observe de véritables "bouffées" de quartz hyalin, souvent schistosées et cataclasées et plus ou moins recouvertes de chlorite verte, tardive, en petits grains.

Au microscope métallographique :

- les petits cristaux de pyrite automorphes se surimposent à la pyrrhotite : la pyrite tend à remplacer la pyrrhotite, dans une phase tardive, peut-être résultant du métamorphisme alpin ; (Fig. 51) ;
- la chalcoppyrite s'associe normalement à la pyrrhotite ; la proportion de ces deux minéraux varie d'une lentille à l'autre ; l'altération est intense sauf dans la pyrite secondaire tardive ;
- les grains de pyrrhotite sont intensément fracturés et déformés ; l'altération en goëthite se fait à partir des cassures ;
- le sphène, souvent présent, est également cataclasé et oxydé ; on observe des exsolutions mais de taille infiniment petite et difficilement identifiables (ilménite ou ilménorutile ?) ;
- l'oligiste peut être inclus dans la pyrite et la pyrrhotite ; ses lamelles millimétriques et plissées renferment des exsolutions de rutile ;
- le rutile, en cristaux fins et abondants, est lui-même inclus dans tous les minéraux de gangue (dans le quartz en particulier) et est présent en exsolutions dans de rares plages xénomorphes d'ilménite.
- quelques cristaux non automorphes de magnétite sont dispersés dans l'ensemble de la gangue.

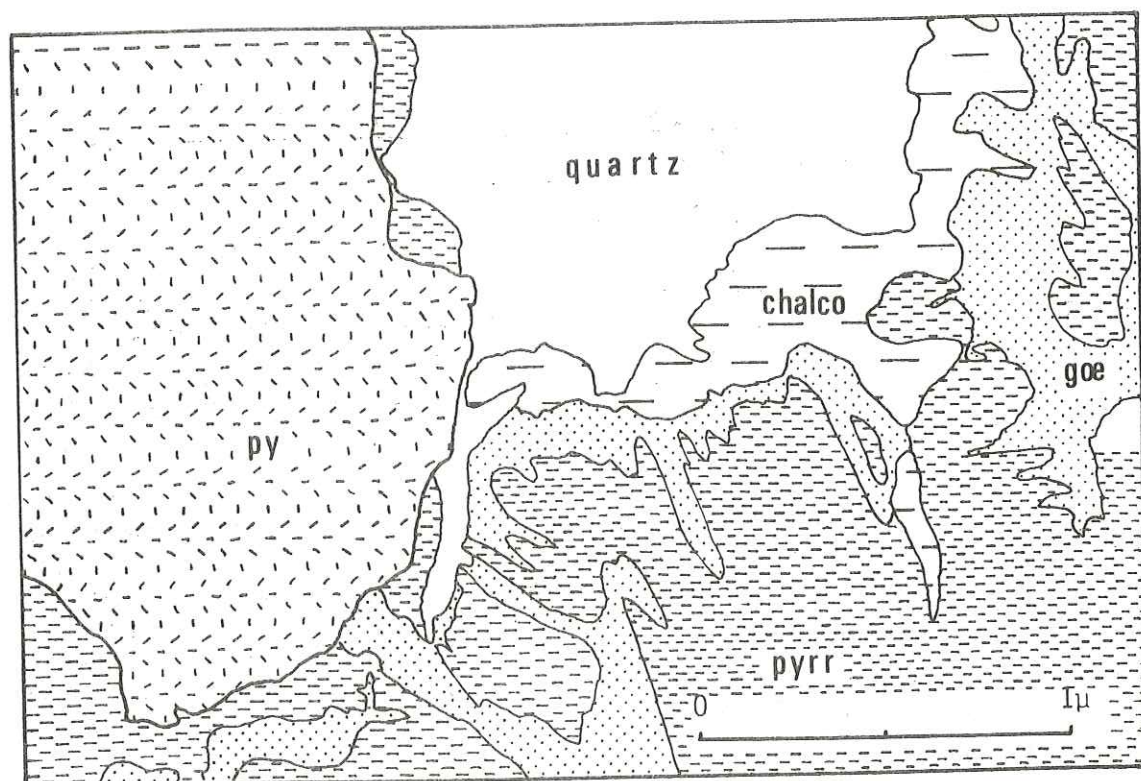


Fig.51 . Pyrite secondaire se surimposant à la pyrrhotite altérée en goëthite dans une lentille carbonatée à sidérite manganésifère. Cirque du Gënëpy, schéma réalisé d'après section polie (éch. 124).

.IV. LES DIFFÉRENTES PARAGÈNESES DES LENTILLES DU SOCLE DE CHASSEFORET (tableau 19).

Il s'avère délicat d'établir, à partir des échantillons, des lames minces et des sections polies, une chronologie relative très détaillée du développement des minéraux métalliques.

L'intensité de leur déformation et l'importance de leur altération, ainsi que le développement de fractures suggèrent que ces minéraux sont très anciens, voire synsédimentaires.

Un certain nombre d'observations portant sur la forme et la position structurale des lentilles dans l'ensemble des micaschistes de Chasseforêt, sur la texture des minéraux carbonatés et métalliques, et les données géochimiques, nous amènent à penser que de tels gisements ont une origine syngénétique; les carbonates de Fe-Mn, les sulfures primaires, une partie du quartz,... sont hérités et se sont comportés comme des objets tectoniques au cours des phases de déformation et de métamorphisme:

-- l'existence de déformations mécaniques: extinctions roulantes, présence de macles mécaniques dans la sidérite, importance de la fracturation des carbonates...;

-- la schistosité externe postérieure est moulée complètement autour des cristaux ou des lentilles de sidérite; cependant, l'absence d'une schistosité interne aux lentilles, sans rapport avec la foliation métamorphique, laisse l'interprétation délicate;

-- la présence d'ombres de pression aux extrémités des amas carbonatés (recristallisation de quartz, calcite);

-- les éléments sont microboudinés, à l'échelle minérale, mais aussi à l'échelle de la lentille; au chalet du Mont (Modane 3-4), on peut suivre une lentille parfaitement concordante et hachée en petits amas sur plusieurs dizaines de mètres;

-- on observe à l'intérieur des "gisements", des textures bréchiques: présence de fragments de micaschiste de taille et de forme variées; la trame micacée semble s'être dispersée dans le corps stratiforme, la gangue est rare ou très peu abondante.

Les carbonates sidéritiques, d'origine sédimentaire probable, permettent de localiser en Vanoise méridionale un horizon riche en Fe-Mn. La paragenèse à sidérite manganésifère est primaire dans la minéralisation.

Le dépôt de la triade pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite serait contemporain de celui de Fe-Mn, ces trois sulfures seraient donc primaires.

Tableau n°19. Paragénèses observées dans les lentilles du socle et dans leur encaissant, d'après sections polies, lames minces et R.X.

quartz	+	+	+	+	+		+	+	+
quartz tardif	+	+		+	+		+	+	+
chlorite primaire	+	+	+	+	+		+	+	+
chlorite tardive	+	+	+	+	+				
mica blanc (K)	+	+	+	+	+		+	+	+
albite	+								
chloritoïde	+			+	+				
stilpnomélane	+			+	+			+	+
glaucophane	+			+					
grenat	+	?							
épidote	+								
sphène	+	+	+					+	+
rutile	+	+	+	+				+	+
ilménite	+	+	+	+		+		+	+
sidérite manganésifère 1	+		+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
sidérite manganésifère 2			++	++	++	++	++	++	++
pyrite	+	+	+	+	+	+	+	+	+
pyrrhotite	+		+	+	+	?	+	+	+
chalcopryrite	+		+	+	+	++	+	+	+
goethite	+	+	++	++	++	+++	++	++	++
pyrolusite			+	+	+	+	+	+	+
arsénopyrite	+		++	++					
cuivres gris			+	+					
sphalérite			+			+			
galène	+		+	+		+			
magnétite						++		+	+
oligiste			+	+	+			+	+
calcite	+	+	+	+	+	+	+	+	+
minéraux d'argent			+	+					
	135	138	139	140	143	46	B217	124 ₁	124 ₂

Mines de la Letta: échantillons 135, 138 (encaissants), 139, 140. (éch. minéralisés).

Lentille du Pelve: échantillon 143.

Lentille de Bellecombe: échantillon 46.

Lentille du Gënëpy: échantillons 124₁ et 124₂.

Lentille des Nants: échantillon B217.

Il semble plausible qu'une partie du sphène et du rutile provienne de la transformation de l'ilménite, encore visible en lame mince ou en section polie de roche. Une partie de l'ilménite peut avoir une origine magmatique (magmatisme hercynien ou plus ancien), cependant vu l'abondance et l'omni-présence de ce minéral dans tous les facies de la série de l'Arpont, il serait logique d'évoquer une origine métamorphique d'âge anté-alpin. Le fait important est que l'ilménite traduise un climat réducteur pour l'ensemble des micaschistes gris.

Il y a eu ensuite, postérieurement aux événements métamorphiques et orogéniques varisques (ou plus anciens), recristallisation secondaire de sulfures, tels que la pyrite et la chalcopryrite, avec recristallisation éventuelle de nouveaux sulfures: galène, cuivres gris, arsénopyrite,... et oxydes: magnétite, oligiste, goethite.

Il est difficile de placer les minéraux accessoires argentifères dans un cycle orogénique particulier bien qu'ils se trouvent dans des lits parallèles à la foliation métamorphique des encaissants.

Quant à la goethite, elle a pu se développer depuis la diagenèse des sédiments hercyniens ou plus anciens jusqu'aux phases d'altération post-alpines; cependant l'absence d'oxydation des pyrites de la galerie d'Aussois montre qu'une grande proportion de la goethite est très récente.

.V. LES LENTILLES A SIDERITE MANGANESIFERE ET SULFURES ET LE CONTEXTE METALLOGENIQUE REGIONAL.

1. Introduction.

Nous avons essayé d'organiser les diverses informations recueillies en terme d'analyse métallogénique régionale.

L'analyse métallogénique régionale constitue une branche autonome de la métallogénie; elle a connu un très grand développement à partir de 1944-1945 sous l'impulsion de S.S. Smirnov, de U.A. Bilibine et de leurs collaborateurs ou disciples (P.M. Tatarinov et al., 1957).

L'analyse métallogénique régionale est fondamentalement liée au concept de l'évolution des zones mobiles en chaînes plissées, puis en plateforme. Elle intègre tous les aspects: paléogéographique, tectonique, magmatique... structuro-facial, tectono-magmatique... de l'histoire géologique de la région considérée. Elle aboutit à:

- l'établissement des lois de répartition spatio-temporelle des gisements métalliques;

- la définition des causes d'une telle répartition.

Dans le cas général, l'évolution présente des caractères constants et définis que l'on peut regrouper dans des étapes d'évolution:

- l'étape précoce: apparition du géosynclinal, volcanisme intense de type basique associé à une sédimentation particulière: jaspes et radiolarites et caractérisé par des minéralisations en pyrite, chalcopryrite... et des niveaux riches en fer et manganèse; mise en place de roches ultrabasiques.

- étape moyenne: -- la première partie est caractérisée par l'apparition des séries flyschoides précédant la phase majeure de plissement; on connaît des minéralisations en molybdène et vanadium et des sulfures de Fe, Cu, As, Sb, ...

-- la seconde partie comprend la phase majeure de plissement, puis les mises en place de batholites, dérivés de magma acide granitique.

- l'étape tardive: développement de la sédimentation terrestre et volcanisme aérien, accompagnés de minéralisations très variées.

- étape finale: passage de la région plissée à une plateforme "jeune".

Chacune de ces étapes est donc définie par des caractères spécifiques sédimentologiques, paléogéographiques, tectoniques, structuraux, métamorphiques, magmatiques et métallogéniques.

Comme nous l'avons montré précédemment, nos lentilles de sidérite manganésifère à pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite sont concordantes dans la série des micaschistes gris et disposées parallèlement aux bandes de metabasites (Fig. 52).

A la suite de nos prédécesseurs qui se sont tous accordés sur l'âge paléozoïque des formations anté-permiennes et qui les replacent généralement dans le cycle varisque, nous les considérerons comme telles sans toutefois écarter l'hypothèse qu'elles puissent appartenir à un cycle orogénique plus ancien. Dans cette acceptation, ces formations anté-namuriennes ont été, avant l'orogénèse alpine, déformées au cours d'une orogénèse varisque, conception également admise par ces auteurs (J. Bocquet, B. Goffé, M. Gay,...).

Cependant, F. Carme (1970, 1971, 1974 et 1975) émet l'hypothèse de l'existence d'un ensemble très ancien, probablement briovérien, dans le massif de Belledonne-Aiguilles Rouges: l'étude des déformations tectoniques permettrait d'isoler deux ensembles dans l'évolution structurale anté-stéphanienne de Belledonne-Aiguilles Rouges. Il a mis en évidence une discordance cartographique à la base de la série de Taillefer. Les deux séries s'opposent par des caractères microstructuraux. F. Carme fait de cette discordance une coupure majeure et est amené à considérer l'ensemble inférieur comme anté-hercynien.

D'autre part, des caractères géochimiques différents opposent la série de Taillefer et la série du complexe de Belledonne:

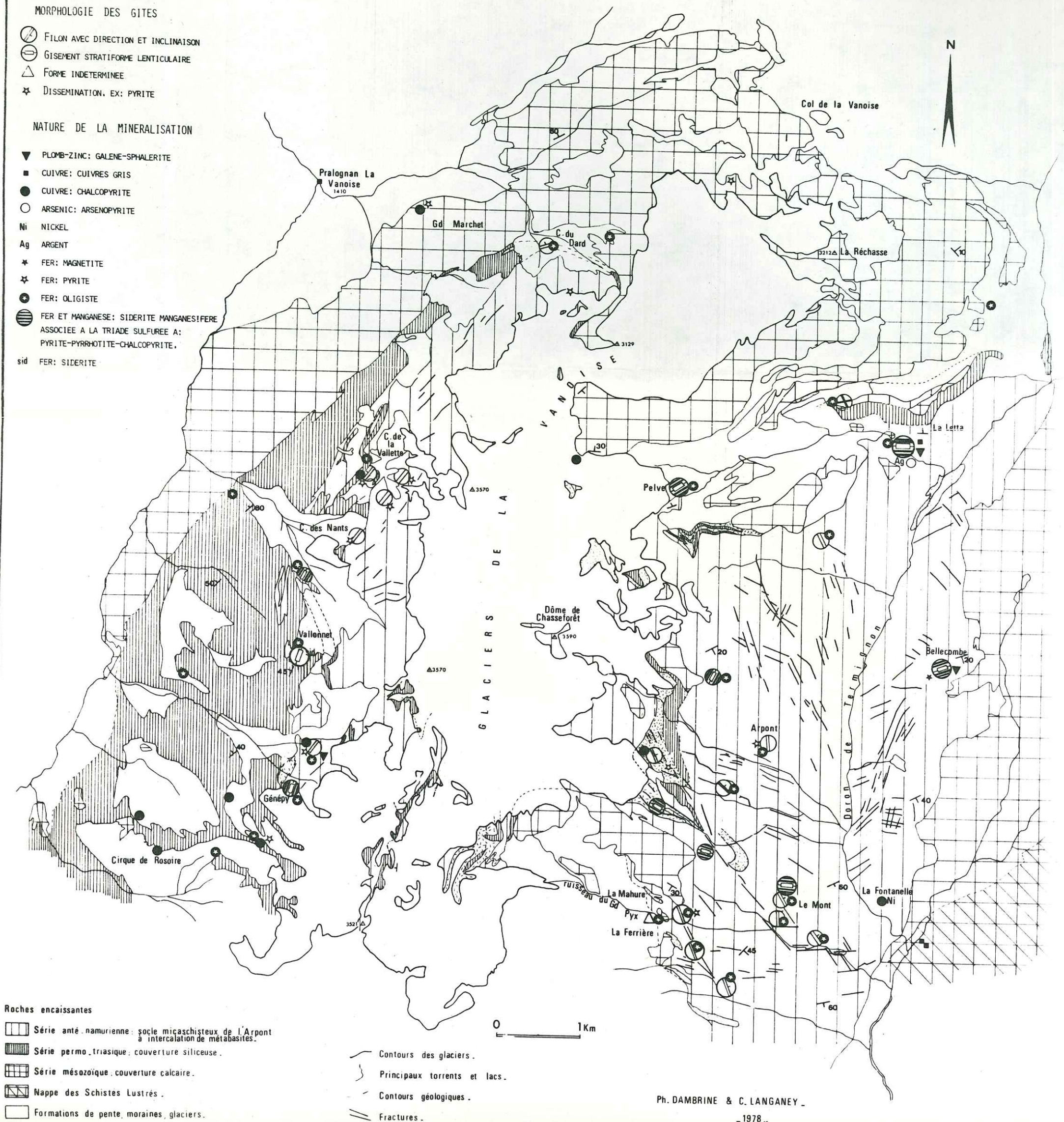
CARTE DES MINERALISATIONS DE VANOISE MERIDIONALE.

MORPHOLOGIE DES GITES

- FILON AVEC DIRECTION ET INCLINAISON
- GISEMENT STRATIFORME LENTICULAIRE
- FORME INDETERMINEE
- DISSEMINATION, EX: PYRITE

NATURE DE LA MINERALISATION

- PLOMB-ZINC: GALENE-SPHALERITE
- CUIVRE: CUIVRES GRIS
- CUIVRE: CHALCOPYRITE
- ARSENIC: ARSENOPYRITE
- Ni NICKEL
- Ag ARGENT
- * FER: MAGNETITE
- * FER: PYRITE
- * FER: OLIGISTE
- FER ET MANGANESE: SIDERITE MANGANESEIFERE
- ASSOCIEE A LA TRIADE SULFUREE A:
PYRITE-PYRRHOTITE-CHALCOPYRITE.
- sid FER: SIDERITE



- la série de Taillefer (spilites-kératophyres) présente une affinité continentale et correspond seule au concept de magmatisme hercynotype; il la compare à la série de Sain-Bel, entre autres.

- le complexe anté-hercynien de Belledonne: amphibolites, spilites-kératophyres, ensemble ophiolitique (ultrabasites, serpentinites) dans un contexte gneissique plus ou moins blastomylonitisé, dont le chimisme a incontestablement une affinité océanique: magmatisme alpino-type ophiolitique.

La série de Taillefer serait donc, pour F. Carme, dévonienne. Celle du complexe de Belledonne, en tous points comparable à celle du Briovérien moyen du Rouergue ou du Briovérien inférieur de la zone sud-armoricaine, correspondrait au Briovérien inférieur et moyen et aurait été tectonisée et métamorphisée lors de la phase cadomienne.

F. Carme n'est pas le seul auteur à proposer des âges anciens pour les socles des Alpes occidentales, puisque pour R. Staub (1948, 1955 et 1956), les Schistes de Casanna sont des formations très anciennes, l'équivalent des assises jotniennes, jatuliennes et caléviennes du Bouclier Baltique.

Quel que soit le cycle orogénique envisagé, varisque ou plus ancien, nous devons rechercher le moment de dépôt de ces minéralisations dans l'étape précoce et le début de l'étape moyenne, c'est à dire tout ce qui est antérieur aux phases paroxysmales de plissement de l'évolution de la zone mobile en chaîne plissée.

2. La triade à pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite.

Nous avons vu, dans les paragraphes précédents que l'on peut dégager cette première paragenèse sulfurée des autres venues minérales ultérieures.

Cette triade sulfurée (dont l'un des termes peut devenir dominant et dont un autre peut ne pas exister) est l'une des manifestations métallogéniques typiques des étapes précédant la / les phases paroxysmales. En effet, ce dépôt s'effectue juste après, ou à la fin de l'émission de volcanites basiques (à tendance spilitique...) ou au début des émissions acides à chimisme kératophyrique (quartz-kératophyre). En d'autres termes, cette minéralisation sulfurée caractérise la partie supérieure de la "succession normale" suivante:

-- a) coulées souvent marines, de roches basiques à ultrabasiques (basaltes, diabases,...)

-- b) produits pyroclastiques: tufs et cinérites...

-- c) jaspes, radiolarites et occurrences Fe-Mn.

Les amas sulfurés peuvent également être l'équivalent latéral de ces séries et se trouver plus ou moins proches du continent. On rencontre également des amas à Fe-Cu dans les séries flyschoides, antérieures aux phases majeures de plissement.

Nous avons relevé quelques exemples illustrant ces différents cas.

2.1. Les amas à pyrrhotite du N.W. du Costa Rica.

Dans la péninsule de Nicoya (Costa Rica, Sud de l'Amérique centrale), la série crétacée comprend du bas vers le haut:

- des péridotites chromifères serpentinisées, des norites, des gabbros-spilites, des pillows-lavas...

- une sédimentation à volcanites de moins en moins abondantes caractérisée par de puissants niveaux à Radiolaires (âge crétacé), avec à la base, quelques petites lentilles plurimétriques de pyrrhotite, avec chalcopryrite et pyrite rares. Ces amas sulfurés succèdent à un ensemble de formations ophiolitiques en ambiance géosynclinale (communication orale de G. Tamain, travaux en cours de C. Galli et J. Tournon).

2.2. La ceinture pyriteuse sud-ibérique.

Cette ceinture pyriteuse est fameuse pour ses grands amas sulfurés exploités depuis l'Antiquité; elle comprend les célèbres districts de Huelva, Río Tinto, Tharsis en Espagne... et d'Aljustrel au Portugal.

Ces amas présentent une double liaison géométrique:

- d'une part avec un ensemble de roches volcaniques basiques (spilites, pillow-lavas,...) passant à des kératophyres, quartz-kératophyres et tufs felsiques;

- d'autre part avec, à leur toit, une sédimentation schisteuse à niveaux siliceux (jaspes, lydienes, cherts) et occurrences manganésifères interstratifiées (ancienne mine "El Oriente").

La série est chronologiquement cadrée par:

- l'attribution au Faménien (et Strunien) du "Groupe des Phyllites-Quartzites" au mur des basites;

- l'appartenance au Viséen inférieur des Conodontes des calcaires lenticulaires de Sotiel.

Le dépôt des amas sulfurés date donc du Tournaisien ou Viséen inférieur peu élevé (L.J.G. Schermerhorn, 1971 et in G. Tamain 1972 et 1978). Ici la pyrite est plus ou moins massive, généralement cuivreuse avec des concentrations anormales en Pb, Zn, Co, Au, Ag.

Les corps minéralisés lenticulaires et stratiformes, de dimension variable, renferment, sous forme de minerai rubané, des oxydes et des carbonates de manganèse.

En conclusion; l'association spilites-kératophyres, amas sulfurés, sédimentation siliceuse et Fe-Mn, sont ici les termes successifs d'un cycle volcano-sédimentaire, antérieur à la sédimentation flysch du Viséen supérieur- Namurien basal, caractéristique de l'étape précoce (pré-orogénique) de l'évolution du Sud des Hespérides. Ce volcanisme typique se retrouve dans de nombreuses régions du monde, à différentes époques et en particulier à la fin du Dévonien (série de Devon et Cornwall en Angleterre, vallée de la Lahn-Dill en Allemagne...).

2.3. Les amas sulfurés de Kettara (Jebilet, Maroc).

Pendant le Viséen, se déposent de grands amas à pyrrhotite et autres sulfures, dans une ambiance volcano-sédimentaire peu différente de celle de la ceinture pyriteuse sud-ibérique (communication orale G. Tamain).

Ces amas, encaissant dans une série schisteuse flyschoides, sont en liaison géométrique avec des roches basiques en position stratigraphique inférieure. Les minerais de Kettara comportent les minéraux suivants: pyrrhotite, pyrite, chalcoppyrite, arsénopyrite, galène, sphalérite, hématite, sidérite, quartz, micas et chlorite.

Selon P. Huvelin (1970), il convient de comparer "les gîtes de sulfures de la région de Kettara à ceux, qui, si nombreux dans le monde, accompagnent des roches volcaniques appartenant aux stades initiaux du développement des ceintures géosynclinales".

2.4. Le gisement de Sain-Bel (Rhône).

Les amas pyriteux de Sain-Bel sont intercalés dans le Groupe de la Brévenne: ensemble volcano-sédimentaire - à spilites, kératophyres sodiques, schistes et grauwackes - sous marin d'âge probablement dévono-dinantien (la série renferme un granite intrusif, post-tectonique daté de 331 ± 4 MA, Rb/Sr sur les biotites).

La minéralisation est constituée par des lentilles de pyrite, ou de pyrite-chalcoppyrite-sphalérite-quartz; on rencontre également des cuivres gris (St Pierre -la-Palud) et plus rarement de la galène. (d'après J. Bardin, 1971).

2.5. Les Fahlbands du Haut Val d'Anniviers (Suisse).

Il existe dans le Haut Val d'Anniviers, une minéralisation sulfurée interstratifiée dans les Schistes de Casanna: série schisteuse épi-métamorphique monotone à lentilles de quartz d'exsudation et à intercalations d'amphibolites, d'anciennes laves basiques (spilites?)... et quelques bancs

de gneiss albitiques clairs; cette série serait d'un âge dévonien supérieur probable. Les principaux gîtes sont ceux de Baïcolliou et de Grand Praz: sous forme de fahlbands à quartz, séricite, ankérite, localement baryte et sulfures. La puissance de ces niveaux est généralement inférieure à un mètre et les lits minéralisés comportent souvent moins de 10% de sulfures: pyrite dominante, chalcoppyrite, pyrrhotite, cuivres gris et on note l'abondance du bismuth et la présence d'étain.

Cette minéralisation stratiforme apparaît dans une série volcano-sédimentaire à prédominance basique et se rattache au grand groupe des minéralisations sulfurées stratiformes liées au volcanisme. (d'après J. Bouladon, en collaboration avec A. Autran, publ. B.R.G.M. 1971).

3. La minéralisation manganésifère.

Comme nous l'avons montré précédemment, des teneurs appréciables en manganèse ont été décelées tant dans la sidérite de nos lentilles que dans leur encaissant immédiat.

La sidérite est un minéral ubiquiste et sa seule présence n'est pas symptomatique ni d'un type de gisement ni d'un mode de dépôt particulier. Par contre, la teneur relativement forte en Mn s'avère significative, et tout particulièrement si l'on tient compte des accompagnateurs sulfurés et de l'ambiance volcano-sédimentaire traduite par les roches encaissantes.

En effet, le manganèse, ou le couple Fe-Mn, caractérise la sédimentation siliceuse succédant aux émissions basiques de l'étape précoce (=précoce + la première partie de l'étape moyenne), étape pendant laquelle se dépose également les minéralisations du type "amas sulfurés".

Dans le cas présent, il nous semble tout à fait logique d'évoquer une origine identique, volcano-sédimentaire, pour le manganèse lié aux occurrences carbonatées et sulfurées du socle de Chasseforêt.

Rappelons pour mémoire, que A. Ovtracht (1964) trace, très schématiquement, les contours d'une province ferro-manganésifère de type "volcano-sédimentaire" d'âge viséenne dans la mésogée du S.W. Le dépôt de minerai (oxydes et carbonates) y est sous forme de lentilles. Quand on s'éloigne des centres volcaniques, les dépôts prennent de plus en plus, des caractères sédimentaires (Pyrénées, Angleterre...). La province ainsi définie comprend le district pyrénéen allant de la Montagne Noire aux Pyrénées centrales, un district du Nord de l'Espagne (Oviedo) et un district du Sud du Portugal et de l'Espagne (Baixo-Alenrejo-Huelva). Le même type de gisement existe au Maroc (Viséen supérieur), en Angleterre (S.W., en poches dans la formation des "cherts" des Lower Culm Measures), en Algérie (Viséen), en Egypte (dans la presqu'île du Sinaï)...

4. Hypothèse sur la situation de nos lentilles dans le segment vanoisan d'une zone mobile varisque ou plus ancienne.

Quel que soit le cycle considéré (varisque ou plus ancien) les lentilles carbonatées à Fe-Mn et les petits amas minéralisés (Fe-Cu) présentent, de par leur contenu paragenétique, des analogies avec la grande famille métallogénique bien définie, constituée par les "amas sulfurés". Cette ressemblance se verrait renforcée par le fait que, lentilles et amas, semblent géométriquement liés à un ensemble volcano-sédimentaire (métabasaltes, spilites,...), sous-marin, pré-orogénique, dans lequel les données géochimiques permettent d'isoler d'anciens tufs (voir le chapitre géochimie).

G. Pouit a d'ailleurs fait remarquer que le volcanisme basique est présent dans toutes les piles volcaniques recelant des amas sulfurés volcanogènes et qu'il ne fallait pas sous-estimer le rôle de ces roches basiques.

Dans le cas de la Vanoise méridionale, nous nous heurtons à des problèmes de dimension: en effet, la taille très réduite de nos lentilles minéralisées et le pourcentage des sulfures primaires trop faible en regard de celui des sidérites manganésifères ne permettent pas de préciser rigoureusement leurs caractères et de les rattacher de façon certaine aux grands types d'"amas sulfurés".

De plus, cette tâche se voit compliquée par l'ensemble des phénomènes tectoniques et métamorphiques qui n'ont pas épargné les lentilles carbonatées et les sulfures associés. A-t-on le droit d'évoquer ici un horizon continu à Fe-Mn et sulfures de Fe-Cu?

Malgré l'impossibilité actuelle de reconstituer l'environnement paléogéographique, on pourrait penser que la sédimentation carbonatée à Fe-Mn se serait déposée en eaux assez profondes, vu la monotonie des facies lithologiques de Vanoise méridionale, dans un climat réducteur (Fe-Mn et ilménite) et en liaison avec le volcanisme basique.

5. L'âge présumé des lentilles à sulfures et carbonates.

Nous pouvons envisager ici deux cas: soit replacer l'ensemble de la série de l'Arpont dans un contexte paléozoïque anté-namurien (J. Bocquet, M. Gay...) ou par prudence, ne pas écarter l'éventualité d'un âge beaucoup plus ancien, par exemple briovérien, pour cette série.

5.1. Les lentilles carbonatées dans le cycle varisque.

En tenant compte des minéralisations carbonatées à Fe-Mn et sulfurées à Fe-Cu, dans le contexte paléozoïque cf. supérieur, anté-namurien dans le Briançonnais (R. Feys et Ch. Greber, 1952; R. Feys, 1963) et dévono-dinantien dans le massif d'Ambin, on peut considérer que le dépôt

de cette sédimentation carbonatée et des minéralisations sulfurées s'est effectué pendant l'étape précoce s.l. (anté-phase paroxysmale) de l'orogénèse varisque, soit au dévono-dinantien.

Le dépôt des différentes expressions de type "amas sulfurés" dans le segment ouest-européen des Variscides a lieu au Tournaisien-Viséen inférieur: ceinture pyriteuse sud-ibérique, dans les Vosges, à Sain-Bel...

Dans le cas de la Vanoise, nous n'avons pas retrouvé les niveaux siliceux (jaspes et radiolarites) et les roches ultrabasiques de la base de la pile volcano-sédimentaire habituelle font défaut. Compte tenu des fluctuations dues à des particularismes régionaux et de la nature des paragenèses de nos lentilles, l'approche métallogénique de ce problème de la datation du bâti de Vanoise méridionale ne permet, hélas pas de préciser beaucoup plus l'âge du dépôt des horizons Fe-Mn et des sulfures Fe-Cu.

5.2. Les lentilles carbonatées dans le cycle cadomien.

Par analogie, et selon F. Carme (1975), avec le massif des Aiguilles Rouges Belledonne, on peut alors considérer les formations de Vanoise méridionale comme appartenant au cycle cadomien. Dans ce cas, le dépôt des sulfures et des occurrences Fe-Mn se serait fait dans la partie moyenne du Protérozoïque supérieur: comme c'est le cas en Tchécoslovaquie et nous avons pu les observer dans les Cadomides du Cerro-Muriano (Cordoue, Espagne).

Dans une telle hypothèse, le bâti de Vanoise méridionale se serait comporté comme une plateforme stable pendant environ 300 MA., plateforme non réactivée au Varisque (?) et avec érosion entière des dépôts éventuels.

Enfin, pourquoi ne pas écarter l'âge calédonien ancien probable, proposé par A. Autran (1978) pour certains massifs cristallins externes des Alpes occidentales?

CHAPITRE QUATRIEME : LES LENTILLES STRATIFORMES DE LA COUVERTURE
SILICEUSE PERMIENNE ET PERMOTRIASIQUE ET DE
LA COUVERTURE CARBONATEE MESOZOIQUE.

La série siliceuse et la série carbonatée de Vanoise méridionale étant particulièrement développées à l'Ouest et au Nord de la coupole de Chasseforêt, c'est également dans ces zones que nous avons rencontré des lentilles stratiformes carbonatées et autres : Cirques de Rosoire, du Génépy, des Nants, et de la Vallette, Roc de la Vallette, Grand Marchet, la Réchasse, Col de la Vanoise... Le terme de "gisement" serait impropre à de tels corps lenticulaires, vu l'importance économique nulle : ces petites lentilles contiennent rarement de minerais métalliques comme nous l'avons vu précédemment dans les gisements stratiformes du socle. Par contre, les carbonates, l'albite, largement dominants, sont souvent accompagnés de quartz et de chlorite.

Nous avons individualisé plusieurs types de lentilles :

- les lentilles métriques à minéralisation albitique et carbonatée avec, parfois, quelques sulfures, lentilles particulièrement rares (Col du Vallonnet) ;
- les lits carbonatés, sans doute d'origine sédimentaire, abondants dans le Permien ;
- les lentilles centimétriques essentiellement carbonatées dans les séricito-schistes du Permo-Trias (Cirque de la Vallette, Crête de l'Argentine...) ;
- quelques lentilles carbonatées et quartzeuses... de la couverture carbonatée mésozoïque ; cette série s'est révélée particulièrement pauvre en "gisements" stratiformes.

Enfin, nous aurions pu évoquer ici les enrichissements locaux en oligiste de certains faciès conglomératiques du Permien ; les occurrences n'ayant pas de limites nettes sur le terrain, nous avons préféré les traiter dans le chapitre relatif aux disséminations.

I. LES LENTILLES STRATIFORMES A SIDERITE DE LA SERIE PERMIENNE

1. La lentille du Col du Vallonnet

1.1. Localisation

Le Col du Vallonnet (2653 m) permet de passer du Cirque des Nants, au Nord, au Cirque du G n py, au Sud. Il est taillé dans les séricito-schistes permo-triasiques, en contrebas de l'arête micaschisteuse du Dôme des Nants (Modane 3-4 ; 1.25 000 ; 943,35 - 3345,30). Cette arête W-E (2660   3300 m d'alt.), du Vallonnet au Dôme des Nants, correspond à une succession de crêtes hardies où la série siliceuse et les micaschistes du socle forment des replis isoclinaux déversés vers l'Est. La lentille stratiforme affleure vers l'altitude de 2700 m.

1.2. Description de l'affleurement

La lentille stratiforme encaisse dans la série permienne à quelques mètres, à l'Est, de la limite entre les séricito-schistes du Permo-Trias et les micaschistes du Permien.

L'encaissant est un micaschiste vert clair (S.V.), bien lit , riche en minéraux phylliteux et montrant, par endroits, des petits galets centimétriques sombres (quartz et jasp  ?). Les micaschistes et la lentille ont, localement, un pendage de 45  vers l'Ouest. De part et d'autre de la lentille, on observe une zone plus claire et plus fissile (S.B.) où l'on retrouve de petites lentilles centimétriques de même nature. (Fig. 53).

A cet endroit, le micaschiste se charge d'amas tardifs de quartz, d'albite et d'oligiste, transverses à la foliation.

La lentille affleure sur une vingtaine de centimètres d'épaisseur de part et d'autre de la crête et disparaît ensuite sous les éboulis et les moraines. On ne la retrouve pas plus au Nord, dans le Cirque des Nants, qu'au Sud, dans le Cirque du G n py. Il s'agit donc bien d'une lentille stratiforme.

1.3. Description macroscopique des échantillons de la lentille

Ils sont massifs, de couleur marron sombre dominante à l'affleurement. Sur section sci e, l'échantillon est beaucoup plus clair (blanc dominant), et, dans cette masse blanchâtre, s'individualisent des

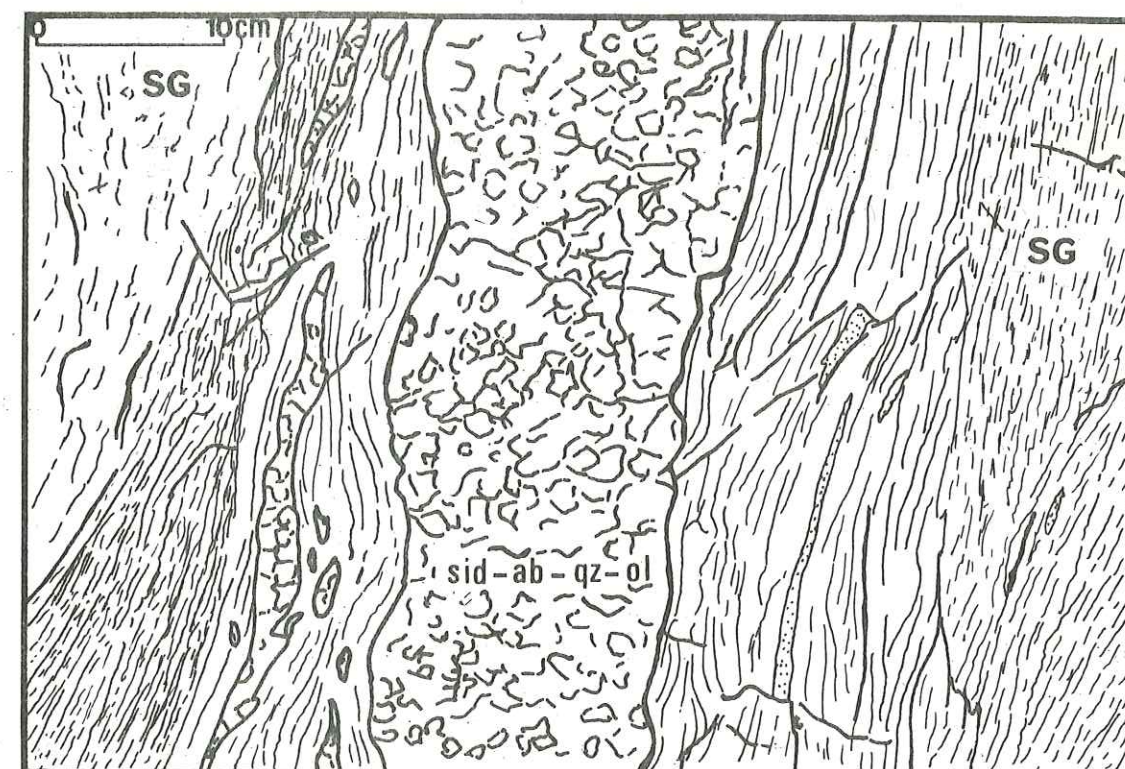


Fig. 53. Lentille stratiforme   sidérite, albite, quartz et oligiste encaissée dans les schistes permiens du Col du Vallonnet; schéma réalisé d'après l'affleurement.

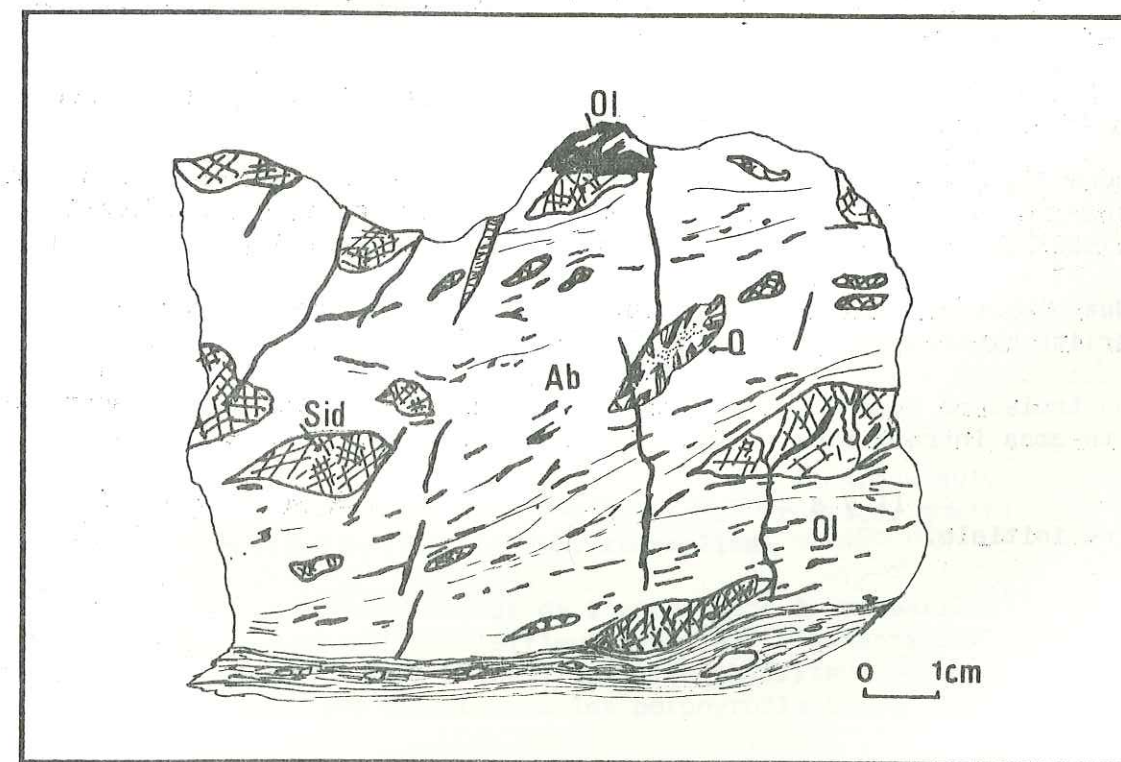


Fig. 54.  chantillon de la lentille du Col du Vallonnet: les plages ovo ides de sidérite sont très altérées et "noyées" dans l'albite; schéma réalisé d'après l'échantillon 58.

nodules centimétriques, carbonatés, marron sombre et de petites cavités ovoïdes plus ou moins remplies de limonite pulvérulente et de cristaux de quartz et d'oligiste. On remarque un "litage" parallèle à la foliation externe (celle du micaschiste), (Fig. 54). Les nodules et les cavités, tous deux ovoïdes, ont leur grand axe respectif parallèle à la trace de la foliation.

Dans les fractures transverses une recristallisation d'albite en tablettes et de quartz en pyramides est visible (minéraux de taille ± 1 mm). Ce sont des fentes ouvertes où les cristaux se sont accrus perpendiculairement aux lèvres de la fente.

1.4. Minéralogie des roches encaissantes

Le micaschiste vert contient les minéraux suivants : quartz, albite, mica blanc, chlorite, épidote, rutile, oligiste, tourmaline...

La structure de la roche est grano-lépidoblastique : les lits phylliteux millimétriques alternent avec les lits quartzofeldspathiques. On remarque, localement, quelques petits galets millimétriques polycristallins de quartz. Les fractures transverses sont remplies de grands cristaux de quartz et de feldspath albitique maclé.

Le quartz du micaschiste dessine une mosaïque isogranulaire et des petits amas lenticulaires où les cristaux sont indentés et étirés selon un plan parallèle à la foliation ; dans les deux cas, l'extinction des cristaux est roulante.

On distingue au moins deux générations nettes de mica blanc (Fig. 55) :

-- ceux qui donnent le litage métamorphique actuel de la roche : ils sont légèrement déformés, l'extinction ondule le long des lits ; ils contiennent des baguettes de rutile le long de leur clivage (1) ;

-- des plages de mica blanc complètement tordues, contenues dans les interlits micacés et quartzeux (2) ;

-- un troisième type de mica blanc est visible par endroits ; ce sont des petits amas intrafoliaux où les minéraux sont réduits en "purée" (3).

Il y a donc eu transposition secondaire de la foliation alpine initiale.

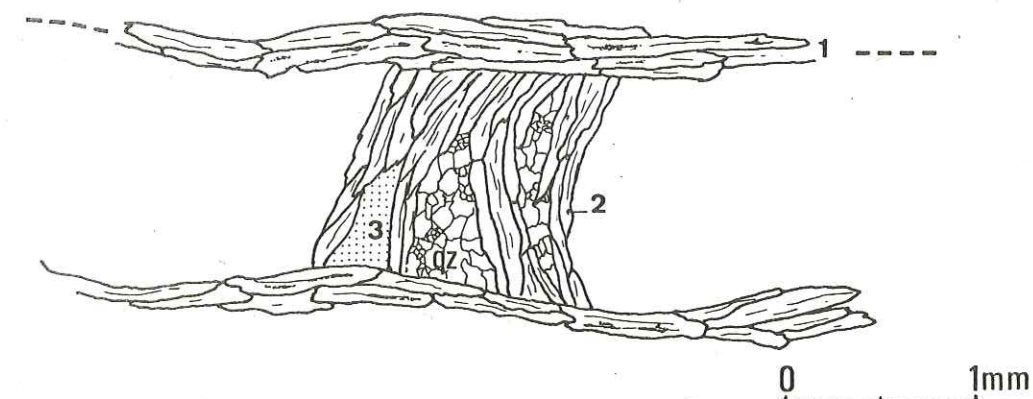


Fig. 55. Différentes générations de micas blancs du micaschiste permien du Col du Vallonnet; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 57).

L'albite est amiboïde ; les macles polysynthétiques de certains cristaux (dont la taille atteint un millimètre) sont déformés ; on observe également des macles mécaniques ; l'albite non maclée est poëciloclastique et "fossilise" la dernière foliation métamorphique micacée : elle est tardive et la recoupe à l'emporte-pièce.

Le rutile, en fines aiguilles, abonde dans la foliation ; en lumière "rasante", les traînées blanchâtres de rutile contribuent à souligner le litage métamorphique de la roche.

L'oligiste est le principal minéral opaque de l'encaissant.

1.5. Minéralogie et métallographie des échantillons de la lentille.

La lentille renferme les minéraux suivants : albite, quartz, mica blanc, chlorite, oligiste, sidérite, goëthite, pyrite, chalcopryrite, rutile, sphène, tourmaline.

On passe de l'encaissant à la lentille d'une manière nette, que ce soit à l'affleurement, sur l'échantillon ou en lame mince et section polie de roche : les lits phylliteux déformés du micaschiste sont en contact direct avec les porphyroblastes de quartz et d'albite.

Les cristaux de quartz et d'albite maclée ne sont pas automorphes, ils sont légèrement engrenés les uns dans les autres ; on ne note pas d'orientation préférentielle des macles polysynthétiques de

Fig. 56. Différentes zones de la lentille minéralisée du Col du Vallonnet, où l'albite envahit l'ensemble de la roche, ne laissant que quelques plages de sidérite goethitisée et fossilisant une foliation marquée par des trainées d'opaques, de mica blanc et d'oligiste; schéma réalisé d'après lame mince, éch.58



l'albite. L'ensemble des plages quartzo-feldspathiques est très fracturé et chargé d'inclusions de taille et de nature hétérogènes. Le litage métamorphique du micaschiste se retrouve dans la lentille, marqué par de fines baguettes déformées de mica vert très pâle, par des lits de petits quartz granoblastiques et une multitude de fines aiguilles automorphes ou de petits amas granulaires de rutile.

On observe également, quelques cristaux isolés de tourmaline bleue, sub-automorphes.

Dans cette zone quartzo-feldspathique, on observe des lames non automorphes d'oligiste : elles sont orientées parallèlement au contact lentille-encaissant micaschisteux et elles renferment de petites inclusions de quartz disposées parallèlement à la foliation métamorphique du micaschiste (Fig. 56).

Les plages de carbonate sont entièrement envahies par la goëthite et par la pyrolusite en moindre quantité. Au microscope métallographique, la trace des clivages à 120° du carbonate est encore bien visible. La pseudomorphose des cristaux de carbonate en oxyde est quasiment complète. Aux R.X. une poudre de ces plages oxydées fournit quelques raies caractéristiques de la sidérite mais la majeure partie du spectre est constituée des raies de la goëthite. Certains cristaux sont cassés et les fragments sont maintenant englobés dans la "pâte" quartzo-feldspathique. Il faut remarquer l'absence de cristallisation de sidérite secondaire à la différence des gisements stratiformes du socle.

Il semble y avoir deux générations d'oligiste, toutes deux orientées parallèlement à la foliation (Fig. 57):

- une première génération de cristaux allongés, cataclasés, xénomorphes et envahis par le quartz et l'albite ;
- une seconde génération de baguettes allongées et automorphes recoupant les plages de quartz et d'albite mais aussi, parfois, interrompue de façon nette par un cristal de quartz.

Les deux générations présentent des macles polysynthétiques parfois croisées (macles mécaniques) et des inclusions de rutile en gouttelettes allongées ou en fines baguettes le long des clivages.

La pyrite se présente en petits cristaux automorphes, octaédriques, isolés ou regroupés par plages de 5 à 10 cristaux ; elle cristallise dans le quartz, parfois dans l'albite, dans les deux générations d'oligiste et elle recoupe les carbonates. Elle est vraisemblablement tardive. Tous les cristaux montrent une pseudomorphose de goëthite affectant les bordures et les cassures des cristaux selon une épaisseur constante de quelques dixièmes de microns.

La pyrite, les fantômes de sidérite et l'oligiste semblent être regroupés au cœur de la lentille ; leur fréquence diminue quand on approche de l'encaissant micaschisteux.

Par endroits, la structure de la lentille devient très cataclastique : la croissance des porphyroblastes de quartz et d'albite a bouleversé la structure litée de la roche originelle.

1.6. Essais de métallogénie, étude des paragenèses de la lentille

Il est difficile d'établir une chronologie relative entre les cristaux d'albite, de quartz et d'oligiste automorphe. Il paraît vraisemblable que le quartz et l'albite soient contemporains et tardifs et qu'ils ont complètement envahi le micaschiste, ne laissant intacts que quelques lambeaux quartzo-micacés de la roche originelle et quelques nodules sidéritiques. Le problème de l'oligiste automorphe est beaucoup plus délicat. D'une part, il est orienté, parfois il recoupe les macles de l'albite et les cristaux de quartz, d'autre part, les baguettes d'oligiste sont "sectionnées" par le quartz ou l'albite. Il serait, à notre avis, contemporain du quartz et de l'albite sans exclure toutefois une recristallisation d'anciennes baguettes orientées.

Les carbonates sidéritiques, complètement transformés, en goëthite ± pyrolusite et regroupés en "nodules" centimétriques sont probablement très anciens. Par leur forme et leur petite taille, ils rappellent les "galets" conglomératiques du Permien ; par leur composition chimique, ils ne sont pas sans évoquer les lentilles carbonatées du Cirque des Nants et du Gény, voire même celles de la retombée orientale du Dôme de Chassefôret et encaissant dans le socle. Les sidérites du Col du Vallonet pourraient être des éléments "hérités", repris, de façon détritique par la sédimentation permienne : quartz, chlorite, mica blanc et oligiste diffus. Ceci expliquerait, l'absence de sidérite partout ailleurs dans le Permien (à l'exception du Col des Thurges), le Permo-Trias et dans la série mésozoïque. Il y aurait eu, ensuite, une phase d'albitisation tardive, accompagnée de venue du quartz et peut-être à rattacher à une des dernières phases du métamorphisme alpin, phase qui aurait partiellement détruit la structure originelle litée de la roche, conglomératique à cet endroit. Enfin, on a une phase, tout à fait finale, de cassures et de remplissage par des venues à quartz, albite et oligiste typique des filons. (Tableau n° 20)

2. La lentille du Col des Thurges

2.1. Localisation et description de l'affleurement

Le même type de lentille que celle du Col du Vallonet se retrouve au Col des Thurges, plus précisément sous la crête du Pic de la Vieille Femme (Modane 3-4 ; 1.25.000 ; 944,18-3347,65).

Tableau n°20: Paragenèse de la lentille du Col du Vallonet.

	minéraux hérités	minéraux permien	minéraux tardifs alpins minéraux recristallisés
sidérite	— — — —		
goëthite	— — — —	— — — —	— — — —
pyrite		— — — —	— — — —
oligiste		— — — —	— — — —
rutile		— — — —	— — — —
quartz	— — — —	— — — —	— — — —
albite		— — — —	— — — —
chlorite		— — — —	— — — —
mica blanc		— — — —	— — — —
tourmaline		— — — —	— — — —

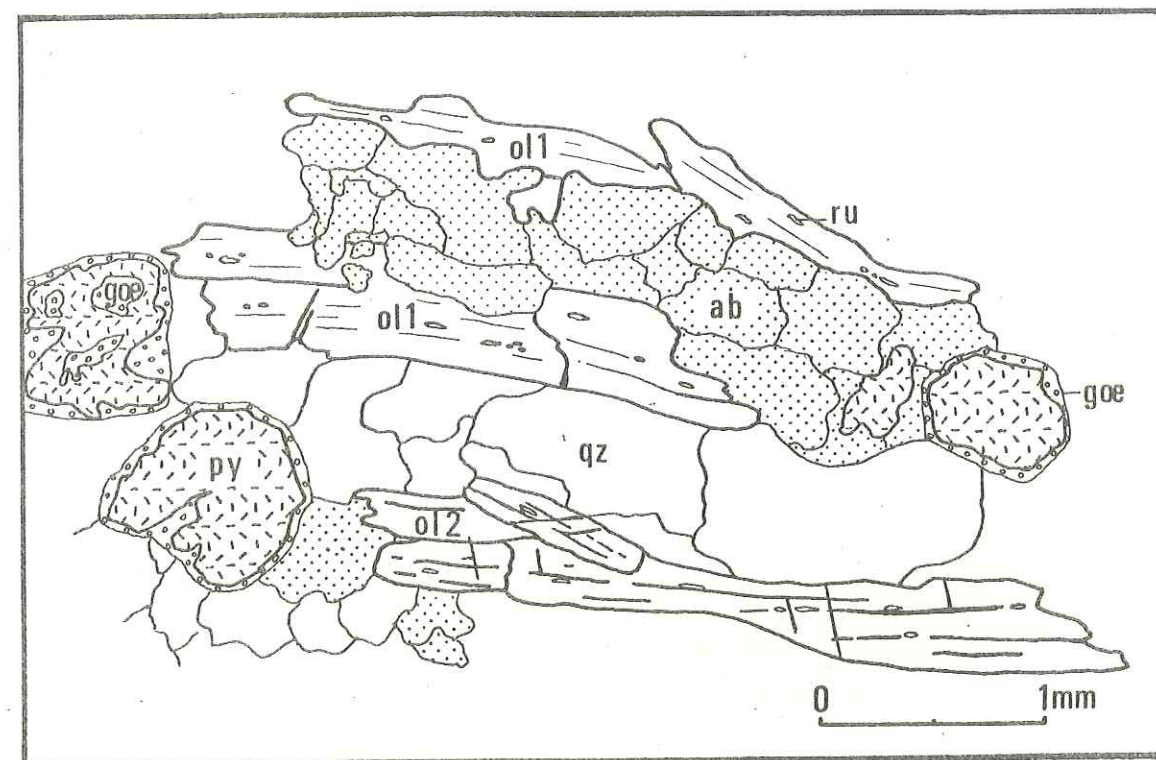


Fig. 57. Deux générations d'oligiste disposées parallèlement à la foliation et cristaux de pyrite tardive; schéma réalisé d'après section polie éch. 58.

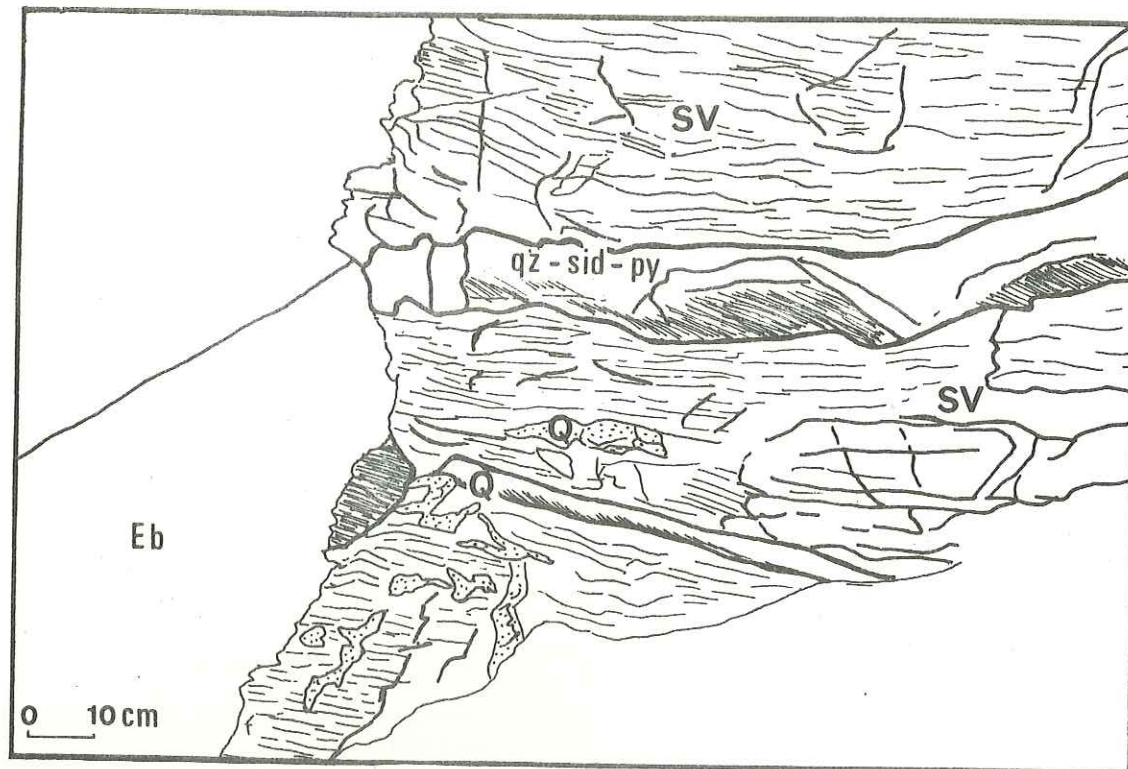


Fig. 58. Minéralisation stratiforme dans les schistes verts (SV) du Permien du Col des Thurges, schéma réalisé d'après l'affleurement.

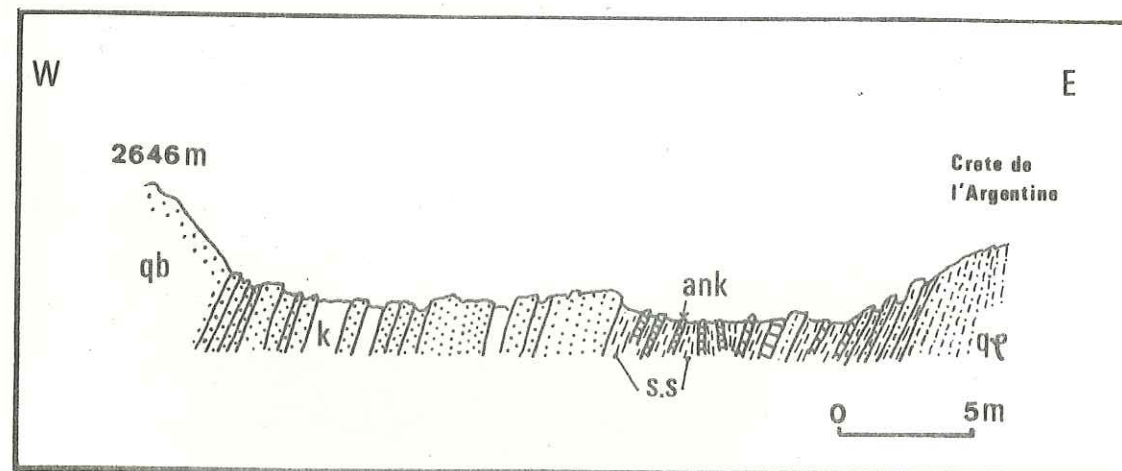


Fig. 59. Coupe de la terminaison occidentale des Crêtes de l'Argentine.

- qb : quartzites blancs: Werfénien
- K : gypses et cargneules: Keuper
- s.s: séricitoschistes verts: Permo-Trias
- ank: lits ankéritiques intercalés dans le Permo-Trias
- qp : quartzites phylliteux: Permo-Trias.

Ce sont des lentilles métriques, de 5 à 20 cm d'épaisseur, encaissant dans les micaschistes chloriteux du Permien (replis isoclinal du Permien au sein des micaschistes gris du socle). Par endroit, le micaschiste devient légèrement conglomératique ; aux abords des deux lentilles, il est beaucoup plus fissile, plus schistosé et légèrement blanchi. Comme dans le cas précédent, la minéralisation renferme quelques cristaux de carbonate sombre ferrifère : sidérite épigénésée en goethite (R.X), noyés dans une gangue surtout quartzeuse, contenant un peu d'albite. Accessoirement, quelques cristaux de pyrite et de chalcoppyrite sont visibles à l'oeil nu. (Fig. 58).

2.2. Etude pétrographique de la lentille

A l'intérieur de la zone minéralisée, la structure est grano-lépidoblastique ; la taille des cristaux n'est pas homogène.

Minéralogiquement, la lentille contient les minéraux suivants : quartz (50 %), albite (30 %), mica blanc, chlorite, sidérite goéthitisée, oligiste, tourmaline, rutile, chalcoppyrite et pyrite.

Le quartz, l'albite poécilitique ou en cristaux maclés, le mica, la chlorite sont déformés et présentent une extinction roulante. Les fantômes de carbonate sont entièrement transformés en goethite. Oligiste, chalcoppyrite et pyrite sont tardifs, l'oligiste a certainement recristallisé.

Nous ne donnerons pas plus de détail sur ces lentilles du Col des Thurges qui sont quasiment identiques à celles du Vallonnet.

3. Conclusions de l'étude des lentilles à sidérite dans le Permien.

Ces deux lentilles (Vallonnet-Thurges) sont les deux cas exceptionnels où l'on observe de la sidérite dans le Permien. Comme nous l'avons vu, la composition et la structure de ces carbonates, il est fort probable qu'ils sont des minéraux hérités des micaschistes gris du socle. Partout ailleurs, dans la série siliceuse et même dans la série mésozoïque les lentilles carbonatées et les "amas" ne renferment que de la calcite, de la dolomie ou de l'ankérite (R.X). La sidérite en général, est spécifique des micaschistes gris du socle.

II. LES "GISEMENTS" STRATIFORMES A CALCITE ET ANKERITE DE LA SERIE PERMIENNE ET PERMO-TRIASIQUE.

Ils sont caractéristiques de la série siliceuse de Vanoise. On observe tous les intermédiaires entre les disséminations d'ankérite et les lentilles métriques en passant par les "mouches" et les amas de plus en plus importants. Le Permien est très riche en ankérite et il est fréquent de rencontrer des zones où le micaschiste vert alterne avec de fins lits beiges à brun clair, ankéritiques. Il faut remarquer que l'ankérite est également abondante dans les faciès permien de Vanoise septentrionale : dans le faciès versicolore et le faciès argenté (F. Ellenberger 1958 ; J.L. Ainardi, 1975) sous forme de grains isolés ou de lentilles intraformationnelles localement manganésifères.

Nous avons rencontré de belles lentilles stratiformes au Cirque de La Vallette, dans les dalles verticales permo-triasiques. La crête Ariande et la crête de l'Argentine renferment également beaucoup de lentilles ; elles sont parfaitement stratiformes (Fig. 59). Les lentilles deviennent progressivement de véritables lits ankéritiques.

Nous avons analysé aux R.X un bon nombre de carbonate disséminé ou contenu dans les lentilles stratiformes : dans le Permien et le Permo-Trias, on n'observe que la calcite et l'ankérite, cette dernière étant largement dominante. L'ensemble des résultats (R.X) obtenus sur les divers échantillons "carbonatés" - de socle, de la couverture siliceuse et de la couverture carbonatée - est regroupé en un tableau unique : Tabl. 3 (en annexe).

Les carbonates ankéritiques des lentilles carbonatées de la série siliceuse de Vanoise méridionale ont une origine sédimentaire ; ils ont cependant pu recristalliser pendant les phases tectoniques et métamorphiques alpines.

III. LES "INDICES" STRATIFORMES DE LA COUVERTURE CARBONATÉE MESOZOÏQUE.

Nous les avons surtout observés dans les marbres chloriteux du Crétacé supérieur. Ils affleurent largement au Sud du Col de la Vanoise (Rocher du Gény, Pointe et Plateau de la Réchasse), localement, dans les parois verticales du Grand Marchet, dans le village de Pralognan... Ce sont des observations très ponctuelles vu l'énorme complexité tectonique affectant ces séries, notamment au Col de la Vanoise (carte géologique au 1/25 000) et les difficultés d'accès de certains affleurements.

Les marbres chloriteux du Crétacé supérieur sont des roches schistosées et microplissées, de couleur verte dominante et présentant quelquefois des passées plus roses. Dans la foliation métamorphique, il

existe des lentilles de longueur centimétrique à décimétrique, plus ou moins déformées et boudinées à quartz + carbonate ± pyrite ± oligiste. Nous ne donnerons ici que quelques exemples ponctuels. Nous nous sommes surtout attachés, lors de l'étude de ces petites lentilles, à analyser au R.X les carbonates afin de déceler ou non des variations de composition en fonction de l'encaissant et afin d'établir des comparaisons positives ou non avec celles du socle et du Permien.

1. Lentille du "Rocher de la Fraîche"

Le rocher de la Fraîche affleure derrière le petit village des Bieux (Pralognan) et constitue l'un des principaux rochers d'escalade de l'école d'alpinisme de Pralognan (Môûtiers 7-8 ; 1.25 000 ; 944,06-3341 - alt. 1460 m). Au pied du rocher de la Fraîche, on peut observer le contact entre les marbres chloriteux du Crétacé et les schistes noirs éocènes ("Schistes de Pralognan", F. Ellenberger, 1958). A un mètre environ du contact, dans les marbres, il existe une "passée" stratiforme de deux mètres d'épaisseur riche en lentilles à quartz et carbonates. Ces derniers sont très bien cristallisés, de teinte marron clair à beige ; il s'agit de la calcite légèrement patinée en surface (R.X éch. 501). L'encaissant est très schistosé et la foliation contourne les lentilles. Nous pourrions être ici en présence de niveaux carbonatés, au sein des marbres chloriteux, niveaux plus cassants et de ce fait plus malmenés par les phases tectoniques alpines ; plus vraisemblablement, nous y verrions la cicatrice d'un glissement tectonique puisque localisé, rappelons-le, à quelques mètres de l'"Ombilic de Pralognan" et du grand accident transverse : Pralognan-Col de la Vanoise.

2. Lentille du Grand Marchet

Au pied de l'imposante paroi nord du grand Marchet (Môûtiers 7-8 ; 1.25000 ; 944,54-3350,48 - alt. 1980 m) affleurent également les marbres verts et blancs crétacés, très déformés. Une lentille, d'une dizaine de centimètres de puissance maximale, est déformée conformément à la surface de foliation ; elle contient les minéraux suivants : quartz, carbonate blanc, pyrite, en périphérie, et au centre, carbonate beige-marron et chlorite. Les analyses aux R.X (éch. 289) montrent que le carbonate clair est calcique (CaCO_3) et que le carbonate plus sombre a une composition intermédiaire entre la dolomie et l'ankérite ; la chlorite est riche en fer : pycnochlorite. La déformation intense provoque des étirements de la lentille avec des amincissements tels que l'on atteint la rupture. Cet amas lenticulaire paraît bien être stratiforme mais la tectonique rend l'observation difficile.

3. Lentille de la Réchasse

Le même type de lentille existe sous le glacier de la Réchasse, au Sud du Col de la Vanoise, vers 2800 m d'altitude. Là aussi on observe des lentilles de 10 à 20 cm d'épaisseur, minéralisées en quartz + calcite + ankérite + chlorite. On note, en plus, la présence d'oligiste lié à l'ankérite.

4. Conclusions

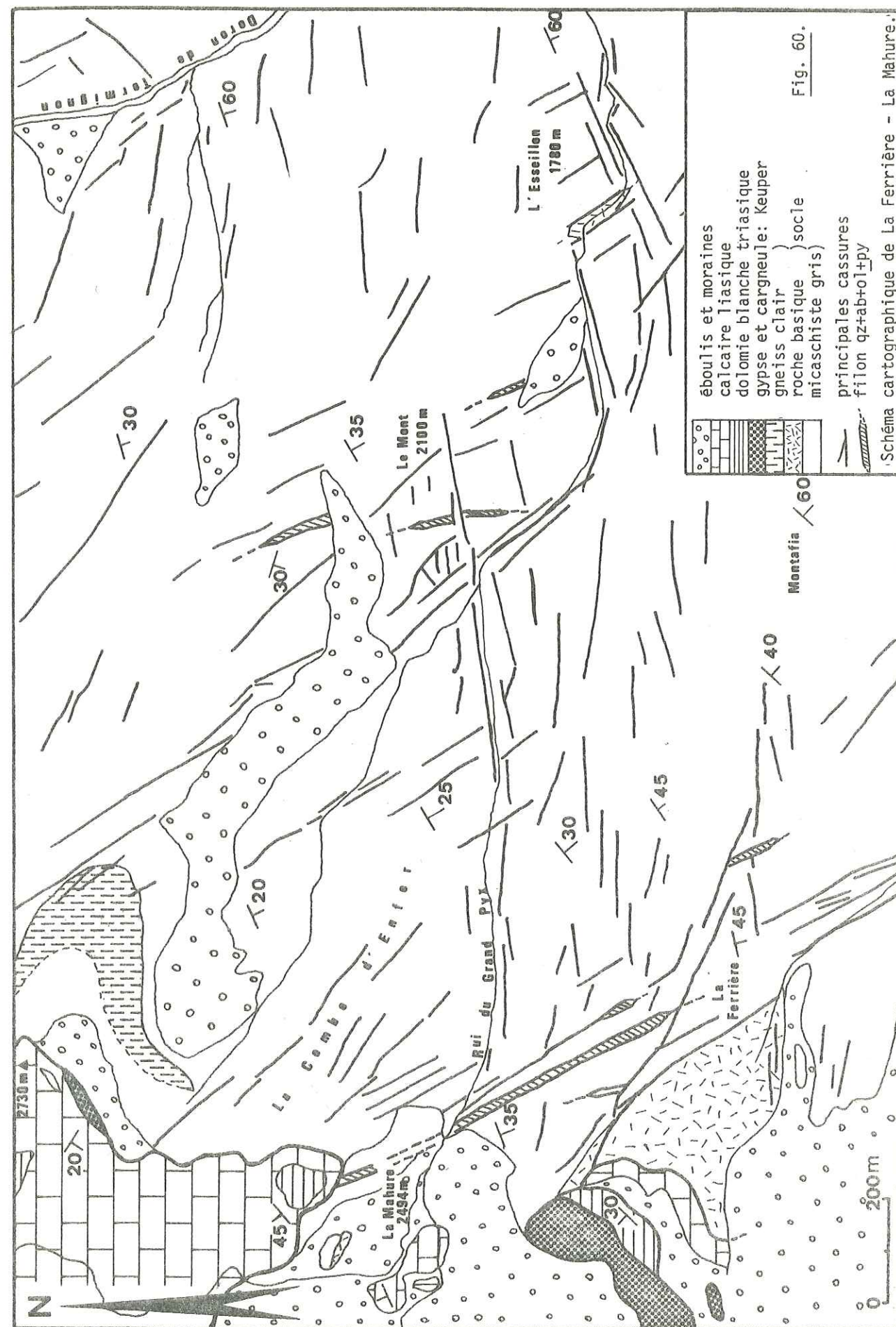
Il serait particulièrement fastidieux d'énumérer toutes les lentilles encaissant dans les marbres chloriteux du Crétacé. Disons que, d'une manière générale, elles sont "apparemment stratiformes, et contiennent une forte proportion de calcite et d'ankérite avec plus accessoirement quartz, chlorite, oligiste, pyrite...

Le fait important et que l'on doit dégager de cette étude superficielle des gisements stratiformes de la couverture carbonatée mésozoïque, est l'omni-présence de carbonate : calcite-ankérite-dolomie et l'absence totale de sidérite. Nous avons pour cela, prélevé un bon nombre d'échantillons et nous avons systématiquement analysé les plages carbonatées aux R.X (Tableau n° 3 en annexe).

IV . CONCLUSIONS A L'ETUDE DES GISEMENTS STRATIFORMES DE LA COUVERTURE SILICEUSE ET DE LA COUVERTURE CARBONATEE.

- les gisements stratiformes sont beaucoup moins abondants que dans le socle.
- les minerais (sulfures, sulfosels...) caractéristiques et fréquents dans les lentilles carbonatées de socle, sont rares voire inexistants ici.
- les carbonates sont essentiellement : calcite, ankérite et dolomie ; les plages de sidérite sont probablement héritées.
- beaucoup moins de diversités minérales existent au sein de ces lentilles.

Nous ne retrouvons pas les gisements des micaschistes gris de Chasseforêt, cette conclusion rejoint celle que nous avons formulée à propos de l'étude des disséminations. Cette étude métallogénique semble donc confirmer les hypothèses de l'individualité d'un socle anté-alpin en Vanoise méridionale.



CHAPITRE CINQUIEME : LES FILONS DU SOCLE DE CHASSEFORET

Nous avons vu dans l'étude structurale de la Vanoise méridionale (chapitre III) que l'ensemble des micaschistes gris de Chasseforêt est intensément fracturé. Une étude statistique générale a montré que les cassures ont des directions préférentielles différentes à l'Est et à l'Ouest du Dôme. Sur le terrain, nous avons constaté que bon nombre d'entre elles, correspondent à des filons (Annexe n° 4). L'étude de la fracturation à partir des photographies aériennes peut être complétée par une analyse fine réalisée sur le terrain. Il est en effet impossible de déceler les cassures centimétriques sur les photographies aériennes. L'étude de terrain a permis, en outre, d'observer ces fractures : certaines sont béantes, d'autres minéralisées. Rarement un rejet est observable vu la monotonie et l'homogénéité de faciès des micaschistes gris. Quelques beaux plans de faille ont cependant été mis en évidence ; ces failles sont rarement visibles sur les cartes : elles ont donc un rejet très modéré.

Nous allons étudier tout d'abord les filons à l'Est du Dôme de Chasseforêt où le "socle" affleure en plus grande surface.

.I. LES FILONS DE LA RETOMBEE ORIENTALE DU DOME DE CHASSEFORET.

L'étude porte sur une région comprise entre : Entre-Deux-Eaux au Nord et La Ferrière-Termignon au Sud et entre les Glaciers de la Vanoise à l'Ouest et Bellecombe-Plan du Lac à l'Est.

A l'Est de la coupole de Vanoise méridionale, plusieurs directions de fractures sont bien individualisées et particulièrement bien développées. Le dépouillement des photographies aériennes de ce secteur donne les orientations suivantes :

- région Pelve-Chasseforêt : N.55°, N.95° ; N.125° et N. 165°
- région l'Arpont La Ferrière : N.95° ; N.115° et N.145°
- région La Ferrière-La Mahure : N.65° ; N.85° et N. 145°.

Nous avons relevé environ une centaine de fractures dans le socle de Chasseforêt. Elles figurent sur le tableau n°4 (annexe) Ce sont des cassures nettes dont l'épaisseur est fort variable, du centimètre à plusieurs mètres et beaucoup d'entre elles sont minéralisées. Parfois les filons forment des crests particulièrement visibles dans le relief glaciaire (ex : filons des "Chalets du Mont").

La minéralisation montre une paragenèse homogène d'un filon à l'autre : quartz + albite ± chlorite ± calcite ± ankérite ± dolomie ± oligiste ± pyrite... (voir le tableau 4).

Certains "districts" sont particulièrement riches en minerai et nous avons décidé d'en étudier quelques uns en détail :

- les filons de la Ferrière ;
- les filons de la Mahure ;
- les filons de la Combe d'Enfer.

L'étude de terrain a été complétée par une étude pétrographique et structurale des roches encaissantes et des filons, par une étude métallographique des minerais et par des analyses aux R.X des chlorites, des carbonates et des minerais.

La minéralisation filonienne s'est révélée beaucoup moins variée que celle des gisements stratiformes du socle et est surtout très riche en fer : pyrite et surtout oligiste. La gangue est essentiellement constituée de quartz et d'albite. Quant à la chlorite et aux carbonates, ce sont surtout des minéraux accessoires. Les analyses aux R.X des chlorites ont montré qu'il s'agissait d'une variété riche en fer : la ripidolite ou pycnochlorite. Les carbonates sont très souvent purement calciques. On trouve cependant quelques cristaux d'ankérite ou de dolomie. La sidérite n'a jamais été mise en évidence dans les filons. Des analyses au calcimètre ont confirmé ces résultats.

1. Situation géographique de la zone filonienne de la Mahure-La Ferrière.

La zone minéralisée est située entre le ruisseau du Pisset au Sud et la moraine sud du glacier de l'Arpont au Nord, entre les altitudes de 1500 m et 2800 m (Feuille de Modane 3-4 au 1/25.000 - 3344 à 3341,5 et 950,5 à 947,5 - Coordonnées Lambert III). Fig. n° 60.

Les micaschistes gris à glaucophane affleurent largement et forment les crêtes du Rocher de la Ferrière, de Montafia et l'ensemble de la Combe d'Enfer. Ils sont surmontés tectoniquement par les lambeaux de la couverture mésozoïque : au Sud, la nappe de la Dent Parrachée (3697 m), au Nord, la crête liasique du glacier de la Mahure (2987-2731 m). Dans cette région, les roches basiques sont abondantes et intimement liées aux micaschistes à glaucophane.

Fig. 61. Etude de la fracturation.

Région l'Arpont-La Ferrière.

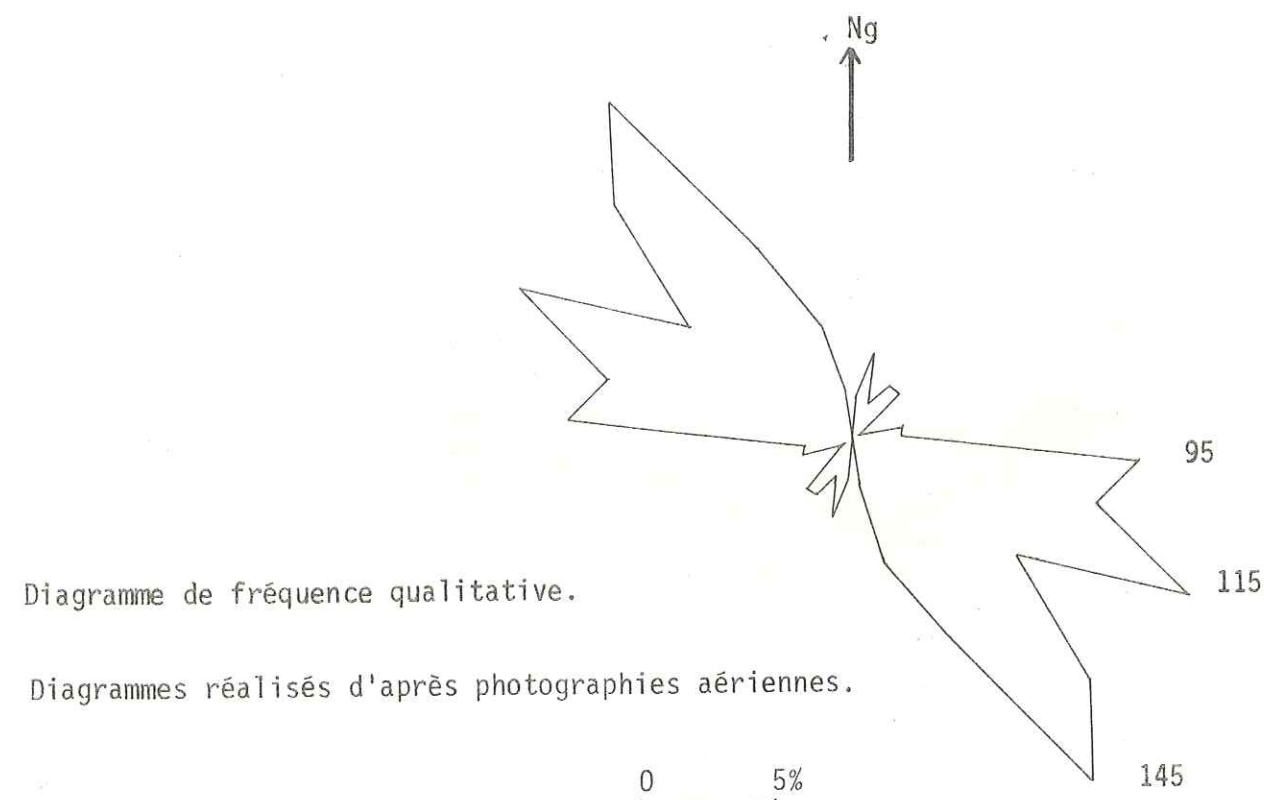
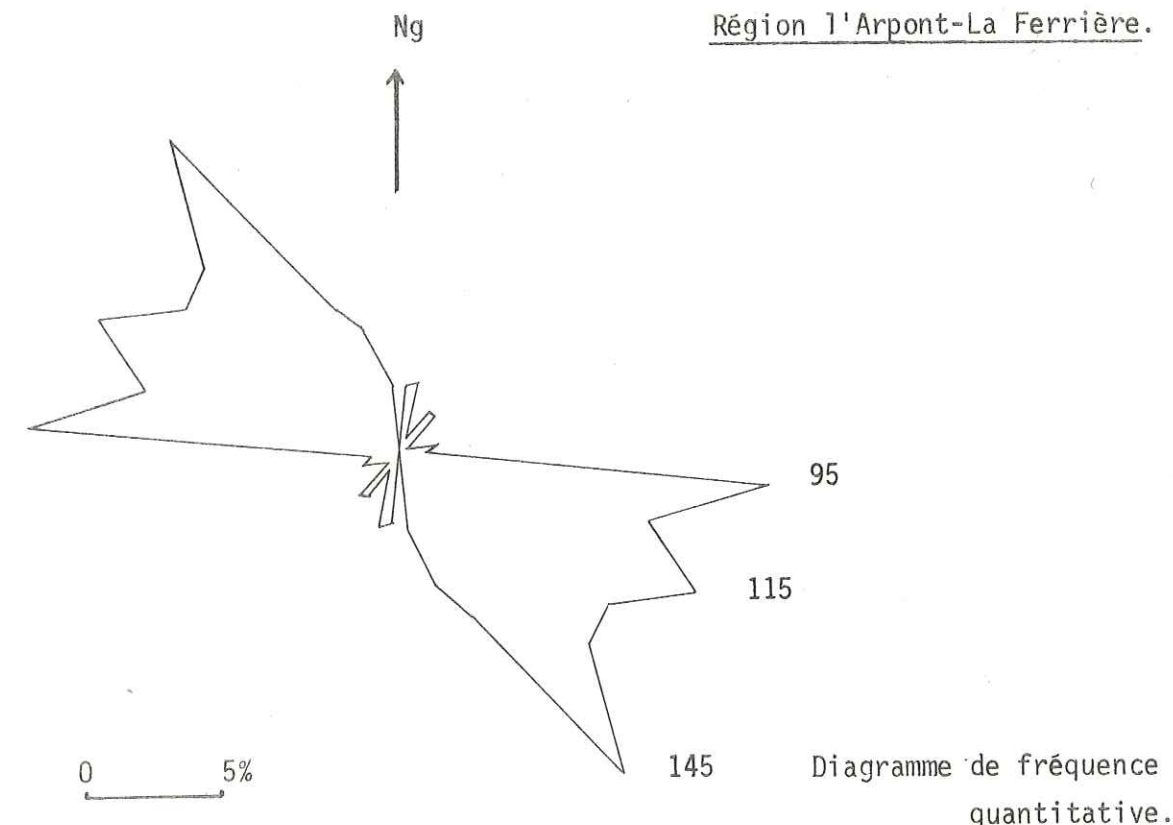
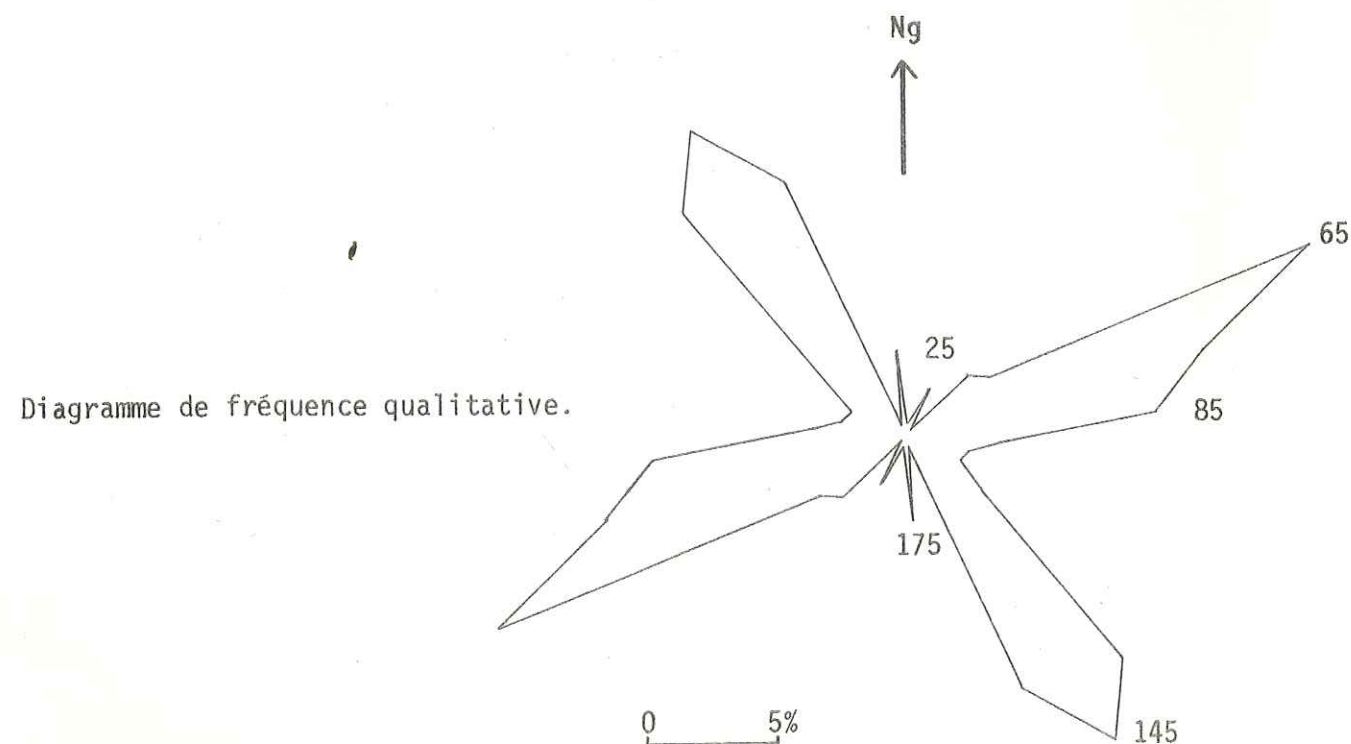
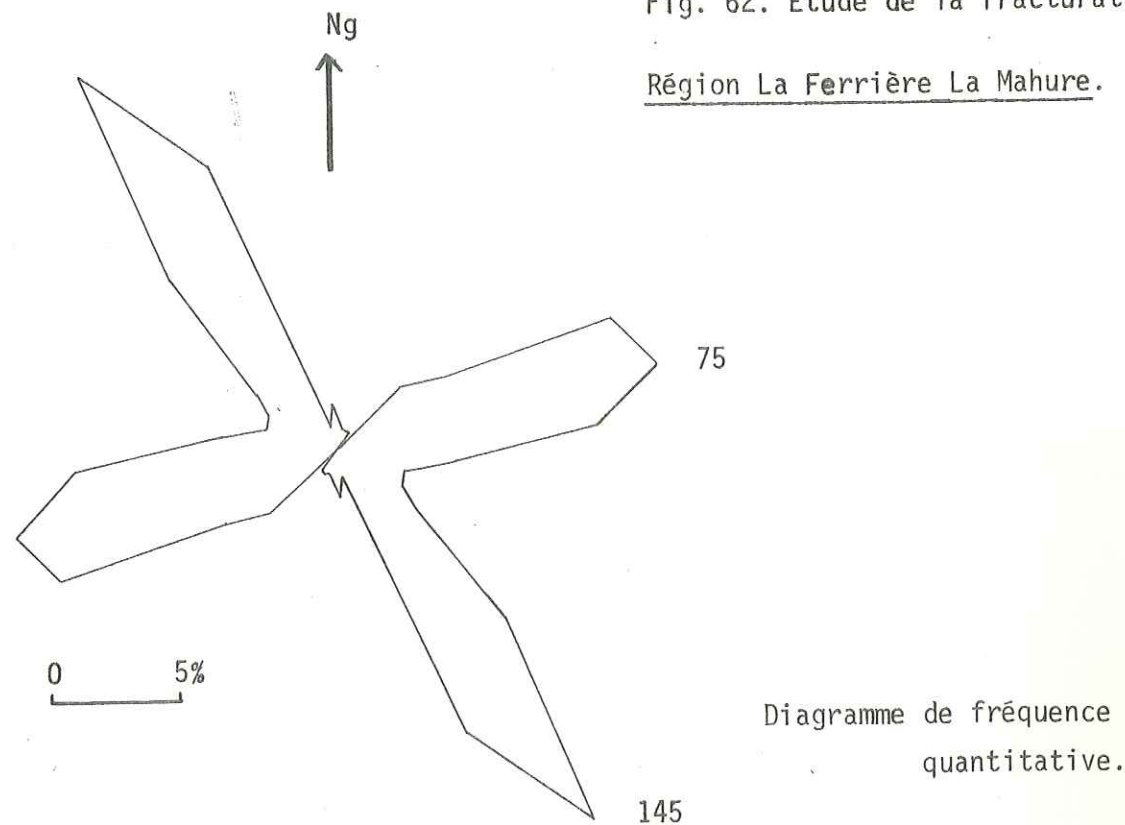


Fig. 62. Etude de la fracturation.

Région La Ferrière La Mahure.



Diagrammes réalisés d'après photographies aériennes.

2. La fracturation

Les micaschistes de l'Arpont, à l'Est et au Sud-Est du Dôme de Chasseforêt ont un pendage général de direction S-SE. Nous avons tracé, pour la région de l'Arpont à la Ferrière le diagramme de fréquence quantitative (N %) et le diagramme de fréquence qualitative (L %) (Fig. 61).

Dans les deux cas, c'est la direction N 145° qui est dominante. Sur le terrain, ces fractures ont une direction comprise entre N 140° et N 150° ; elles sont verticales ou fortement inclinées vers l'Est, et fréquemment minéralisées en oligiste ± pyrite.

La direction N 90° correspond à de grandes fractures transverses aux précédentes, souvent empruntées par des torrents : par exemple le ruisseau du Grand Pyx, au Sud du lieu-dit "Le Mont", fait successivement une série de coudes brusques ; il utilise ces deux directions de faiblesse (N 145° et N 90°) pour tailler des gorges profondes. La direction N 90° correspondrait à une direction majeure de cassures ou de "débits" des micaschistes en "blocs".

Une étude plus ponctuelle de la fracturation, dans la zone de la Ferrière-La Mahure au Sud (Fig. 62) montre clairement la direction majeure N 145° et une direction N 65-75° qui semblerait relayer la N 90° observée un peu plus au Nord (l'Arpont).

3. Les filons de la Ferrière

3.1. Etude pétrographique des roches encaissantes

3.1.1. Macroscopiquement

Aux anciennes mines de la Ferrière, le micaschiste se présente sous le faciès "Bonne-Muit" (F. Ellenberger, 1958) ; c'est une roche parfois assez proche de certains faciès permien, brillante et claire en surface (séricite abondante) parfois très riche en glaucophane. La roche est orientée et microplissée ; les exsudats de quartz y sont moins abondants que dans les micaschistes gris proprement dits. Les orthogneiss basiques sont eux aussi affectés par la glaucophanitisation alpine.

3.1.2. Microscopiquement

La structure de la roche est très orientée, grano-lépidonématoblastique. La taille des minéraux est homogène, on remarque cependant quelques grains de quartz plus grands dans les quelques exsudats de quartz.

Minéralogiquement, la roche contient :

- amphibole bleue	: ≈ 50 %	- rutilé	
- mica blanc	: ≈ 20 %	- ilménite	
- quartz	: 10 à 15 %	- amphibole verte	: < 1 %
- épidote	: 5 %	- albite	: < 1 %
- sphène	: 5 à 7 %	- pyrite	

C'est une glaucophanite (Fig. 63)

-- l'amphibole bleue, en grandes lames ou en prismes automorphes violets, est parfaitement orientée. Le pléochroïsme est intense, de l'incolore au bleu violacé ou au bleu indigo. Celle-ci est le plus souvent intacte mais elle peut aussi s'altérer en amphibole verte. Certaines baguettes de glaucophane présentent une extinction roulante et sont déformées et cassées. Quelques cristaux automorphes de glaucophane repoussent la foliation nématoblastique et micacée.

-- les micas blancs sont dans la foliation. Cependant, on trouve de petits "nids" où mica blanc, glaucophane et quartz forment des replis intrafoliaux. Les clivages des phyllites contiennent des traînées de minéraux opaques titanés.

-- le quartz se concentre en lits parallèles à la foliation. Les cristaux sont polygonaux, disposés en mosaïque, les points triples sont fréquents ; la taille des grains est homogène. Quelquefois, au niveau de petites lentilles d'exsudation, il se présente en grandes plages limpides.

-- le sphène est toujours présent en proportion importante ; il est de forme ovoïde ou prismatique et est disposé dans les plans de foliation.

- le rutilé est inclus dans les lattes de mica blanc et la glaucophane. Il est en petites aiguilles, en grains dispersés ou est un produit d'altération des prismes de sphène.

-- la pyrite est automorphe, la foliation la contourne ; on observe parfois des cristallisations de quartz sigmoïdal dans les zones d'ombres de pression ; elle est souvent entourée d'une auréole d'oxydation rouge orange de goéthite.

-- les épidotes cristallisent en petits "grains" parmi les amphiboles bleues et les amphiboles vertes.

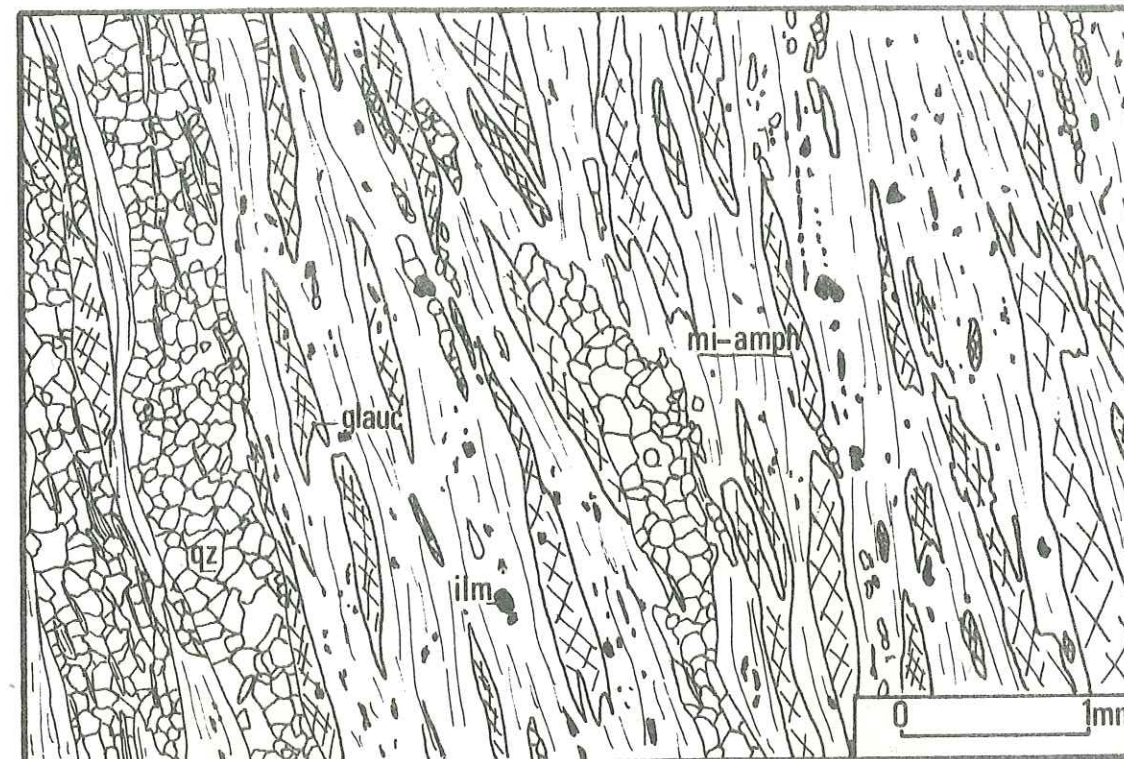


Fig. 63. Glaucophanite de La Ferrière; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 130).

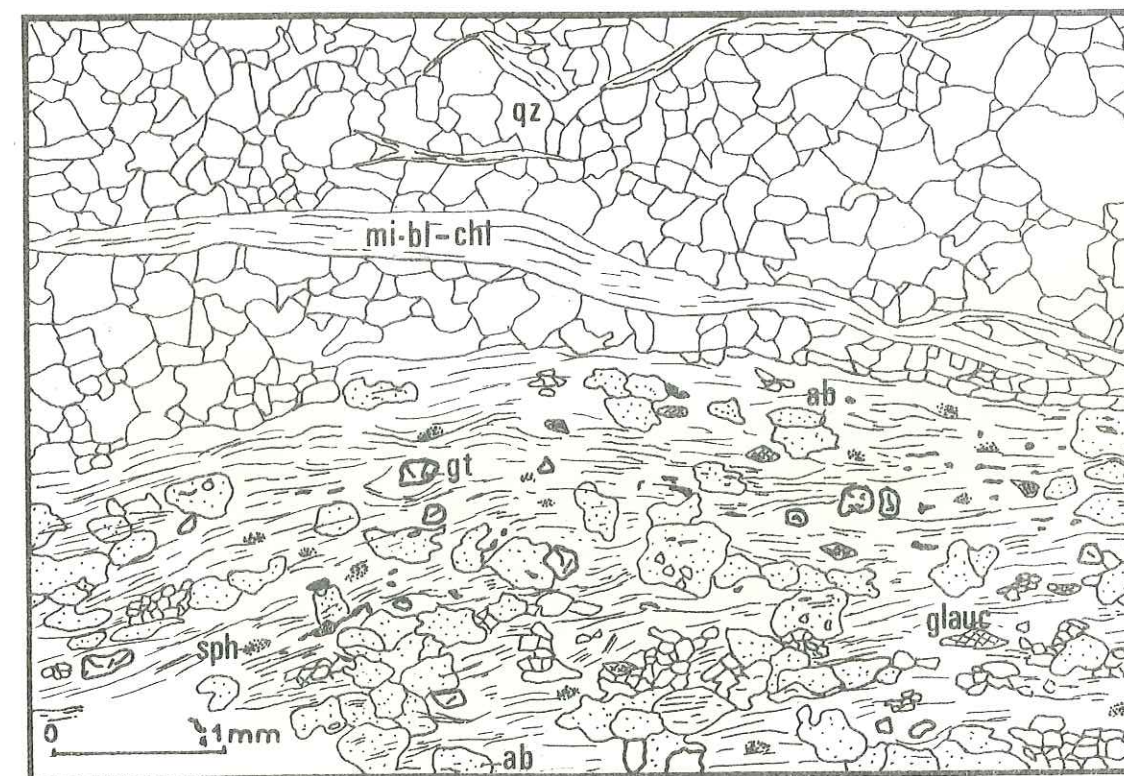
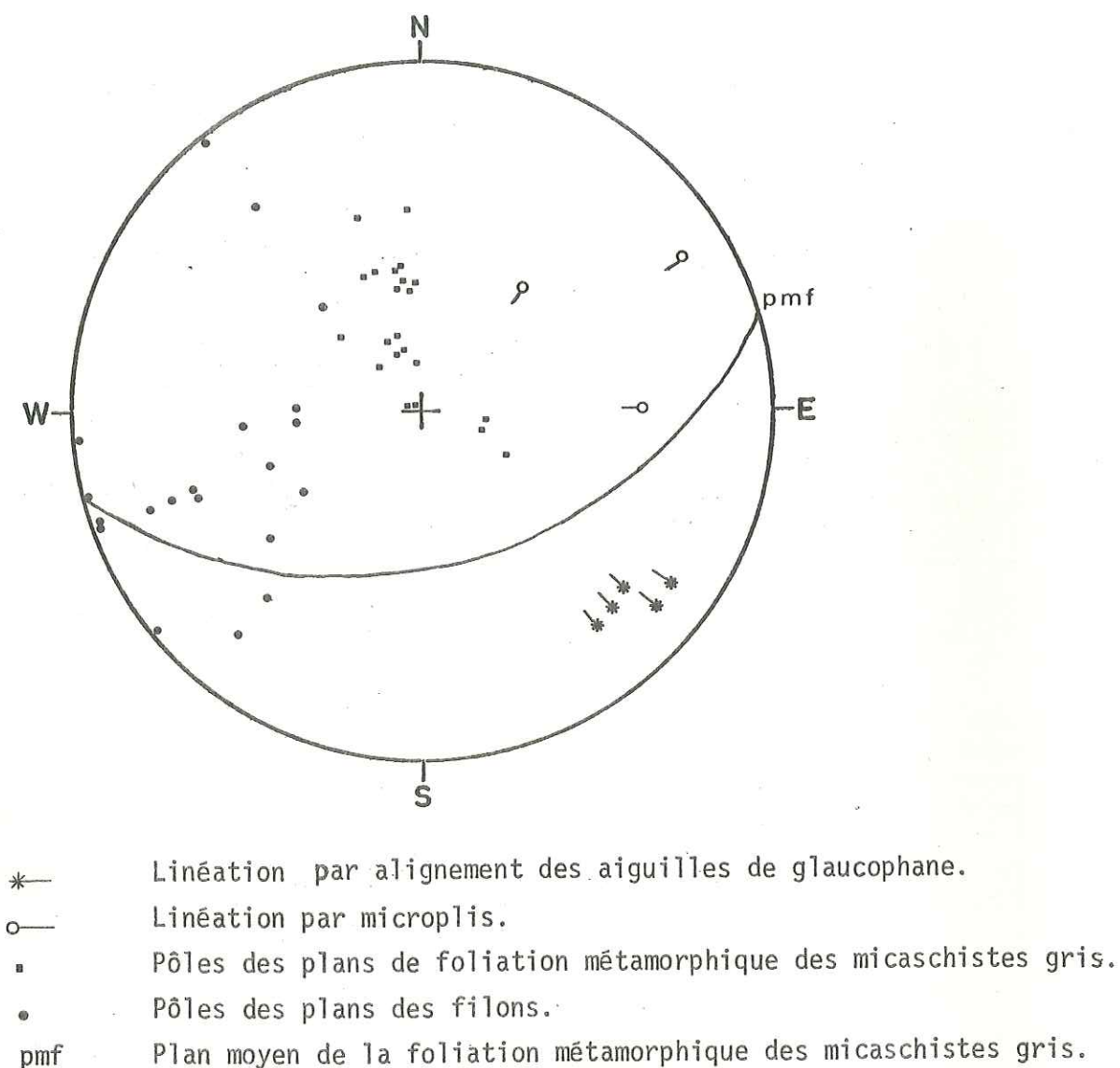


Fig. 64. Ovardite de La Ferrière; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 3).

Fig. 65. Etude statistique des directions structurales dans la région de La Ferrière - La Mahure.



Caneva de Wulff, hémisphère inférieur.

Cette glaucophanite a une structure nette et relativement simple ; elle est affectée par des plissements d'amplitude centimétrique.

Ces roches passent progressivement à des ovardites dans la région de Montafia et sur la crête du Rocher de la Ferrière (Modane 3-4).

La composition minéralogique des ovardites est la suivante :

qz + ab + bi.v + glauc + chl + mi. bl. + gr + ru + ép + ap
+ py + ilm + stilp + zi + sph + co.

Il faut noter dans l'ensemble des lames, l'abondance du sphène et du rutile : 5 à 10 %. On observe également des grenats en "atoll" morcelés et partiellement résorbés. Les cassures sont occupées par du mica blanc, de la chlorite, du quartz et des minéraux opaques titanés. La calcite est interstitielle, amiboïde ou incluse dans l'albite (Fig. 64).

3.2. Caractères des minéralisations de la Ferrière

3.2.1. Exploitations

Un certain nombre de petites galeries ont été creusées dans les filons minéralisés ; elles sont toujours très basses, peu profondes (5 à 10 m) mais deviennent de plus en plus importantes au fur et à mesure que l'on monte vers les Rochers de la Ferrière. L'observation en galeries est actuellement impossible à cause de l'humidité et de l'importante couche de Bryophytes qui recouvre les éponges. Par contre, il reste souvent des déblais importants d'échantillons assez frais.

3.2.2. Description des filons

Les filons de la Ferrière sont nombreux ; leur épaisseur varie du centimètre à plusieurs mètres. Les plus puissants ont été exploités. Leur direction est constante et voisine autour de 150°, avec un pendage variable au NE-E. Ils sont sécants à la foliation des micaschistes bleus. Fig. 65. Les contacts sont toujours francs. Ils montrent souvent une bordure bréchique et de beaux plans de faille. Ils sont quelquefois légèrement déformés. La déformation est le plus souvent visible au niveau des minéraux. Fig. 66 et 67.

Il n'est pas toujours aisé de les suivre sur le terrain à cause du relief glaciaire moutonné - dépôts morainiques et végétation recouvrant les plateaux (silènes, linaires, saules, azalés nains...) - ou au contraire à cause des parois rocheuses verticales défendant leur accès aux géologues démunis de facultés d'escalade !

La déformation des minéraux, surtout des lamelles d'oligiste, peut être d'origine tectonique. Cependant, elle peut également être

dûe au mode de mise en place et de cristallisation du minerai. Il faudrait aussi mettre en cause les rejeux tardifs, tectoniques, qui ont affecté l'ensemble du bâti après la mise en place des nappes sédimentaires.

Les filons sont minéralisés en $qz + ol \pm ab \pm carb \pm chl \pm py$.

Quand la minéralisation est simple, il est possible de déterminer un ordre de cristallisation : c'est le cas des filons à $qz + ab + ol$; la disposition des minéraux n'est pas quelconque :

- au centre du filon : le quartz blanc ou hyalin généralement non automorphe ;
- au contact du micaschiste : le feldspath en tablettes blanchâtres ;
- l'oligiste est en général lié au quartz mais on peut le rencontrer dans ce dernier et dans l'albite : les lamelles d'oligiste ne paraissent pas orientées.

Quand la chlorite est présente, elle est le plus souvent tardive : les petits amas verts sont localisés dans les cavités du filon, en remplissage et recouvrent le quartz et l'albite.

On rencontre également la pyrite en octaèdre ou en cube sur les lames d'oligiste noir ; ces dernières montrent quelquefois des irisations "chalcopryriteuses". Elles sont pratiquement toujours déformées au sein des filons.

Les carbonates sont souvent présents et ont été analysés d'une part aux R.X, d'autre part au calcimètre (voir les tableaux de résultats de R.X et de calcimétrie en annexe n° 5 et 6).

3.2.3. Etude au microscope des filons de la Ferrière

a) les filons sans minerai

Ce sont des filons dont la direction est généralement N 160°, à quartz et albite (Fig. 66).

Au contact avec le micaschiste il existe une zone à grands cristaux maclés d'albite (jusqu'à 1 cm). Ils sont en général fracturés, certaines macles sont complètement "détruites", d'autres ont dû intervenir pendant la cristallisation. La limite avec l'encaissant est nette.

La zone centrale est constituée de grands cristaux centimétriques de quartz très fracturés et présentant une extinction roulante, ils sont indentés les uns dans les autres et contiennent une faible proportion de minéraux opaques, en fine poussière (rutile) et des inclusions fluides primaires et secondaires polyphasées.

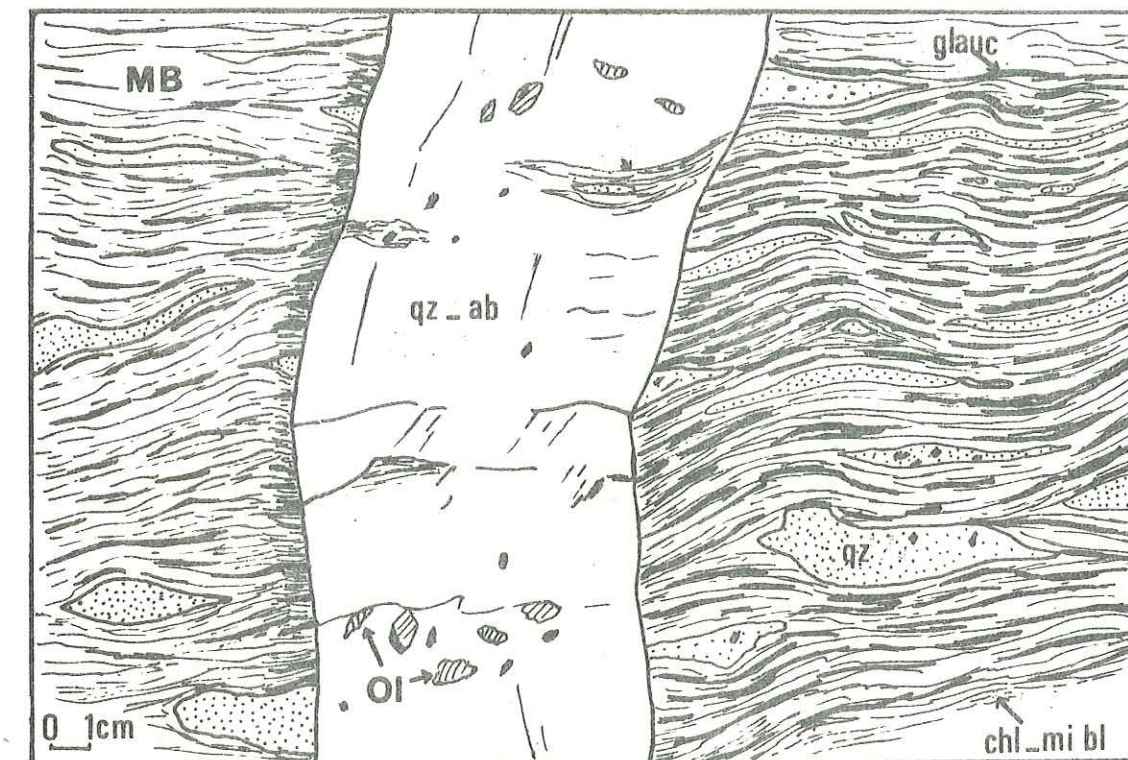


Fig. 66. Filon de quartz, albite et oligite, encaissant dans les micaschistes bleus (MB) à lits de glaucophane et à exsudats de quartz. Montafia Modane 3-4, 1/25000, 949.30; 3342.25; 2250m, schéma réalisé d'après l'affleurement vertical.

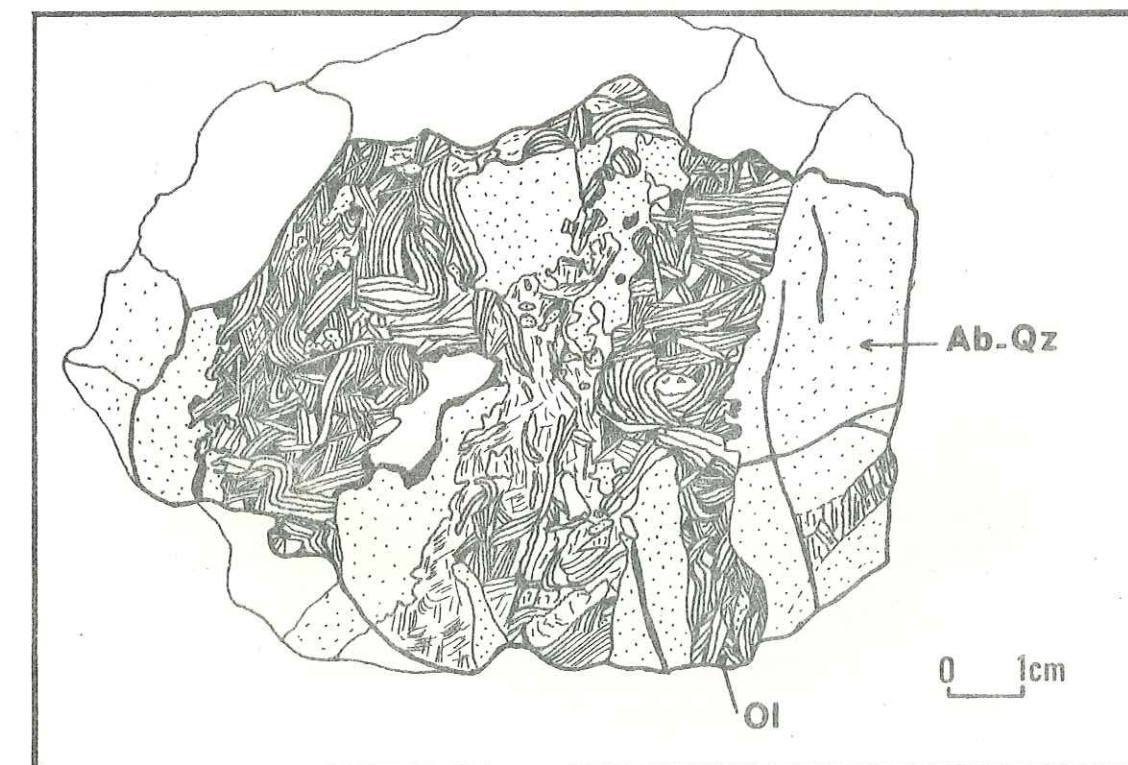


Fig. 67. Lamelles d'oligite des filons de La Ferrière, dans une gangue quartzo-albitique; schéma réalisé d'après l'échantillon 222.

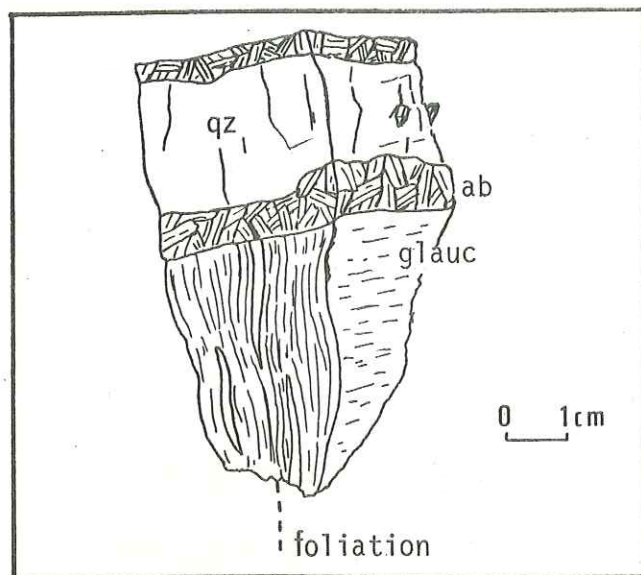


Fig. 68. Filon à albite et quartz.
(éch. 230).

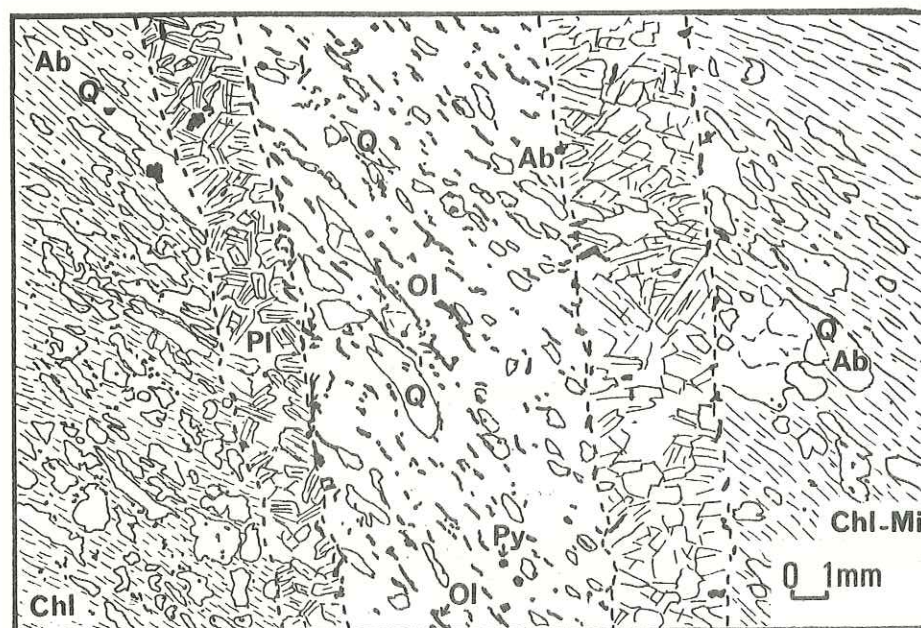


Fig. 69. Filons à
plagioclases (Pl).
Lame mince, éch.128.

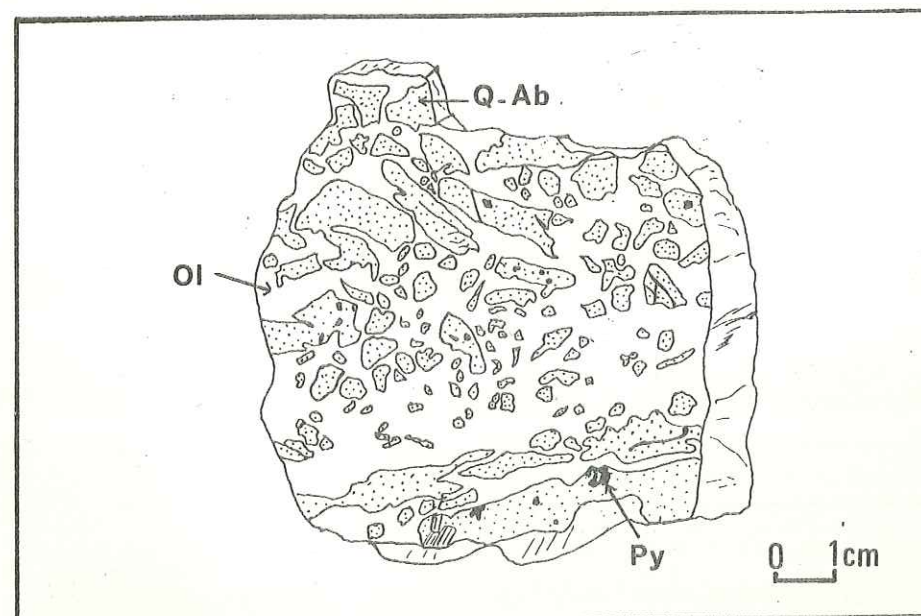


Fig. 70. Brèche mi-
néralisée de La Fer-
rière. (éch. 221).

Il existe quelquefois deux zones cataclasées, de part et d'autre de la bande centrale, dont les limites ne sont pas nettes. Elles contiennent des cristaux de quartz, de petite taille. Ces zones présentent de nombreux box-works, cavités bordées de traces brunâtres d'oxydes. On peut, par endroit, reconnaître des cubes de pyrite.

Il arrive que des filons très fins (centimétriques) ne soient remplis que de plagioclases maclés polysynthétiquement (albite) (Fig. 69).

Là encore, les macles sont tordues. Dans le cas de la figure n° 69, deux petits filons d'albite se sont mis en place à quelques centimètres d'intervalle ; la portion de micaschiste bleu comprise entre les deux s'est trouvée enrichie en albite, en quartz et en oligiste. Il faut noter que dans cette zone, l'albite n'est plus maclée mais a un caractère poeciloblastique typique de l'encaissant. Le reste des minéraux du micaschiste est inclus dans les nouvelles albites : qz + mi.bl + mx op + ép + chl + ru + gr. La foliation est bien visible.

b) les filons et les brèches minéralisées de la Ferrière

Dans la majeure partie des filons minéralisés, il existe toujours une zone bréchique où les minerais se sont échappés dans toutes les directions à la faveur de fissures millimétriques à centimétriques entraînant des lambeaux de micaschistes ou, le plus souvent, des éléments anguleux de quartz et feldspath (Fig. 70). La zone bréchique peut former la totalité du filon ou simplement ses bordures : dans ce dernier cas, la concentration en oligiste est intense et celui-ci est pur (donc plus facilement exploitable).

Plus rarement, on trouve le minerai de fer concentré sur plusieurs centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur (entre les épontes), en rosettes déformées dans une gangue quartzo-feldspathique non bréchique : ce sont les filons les plus importants des anciennes mines de la Ferrière où les déblais témoignent d'une exploitation artisanale plus poussée et sans doute jadis beaucoup plus rentable, malgré l'altitude (2500 - 2600 m) et la difficulté d'accès.

L'étude au microscope métallographique des rosettes montre que le minerai de fer est pur : aucune inclusion ni exsolution n'ont été décelées. La déformation est intense et visible au niveau des lamelles, parfaitement accolées les unes aux autres. Elles sont plissées et ont subi des déformations mécaniques : ce sont surtout des phénomènes de glissement affectant les flancs de pli des lames d'oligiste.

-- Les filons à feldspath et oligiste - contacts nets -

Au microscope, le contact est net. On passe dans la zone minéralisée par l'intermédiaire de grands feldspaths albitiques non orientés et un peu cataclasés. Les bordures du filon sont déjà riches en oligiste. L'encaissant lui-même renferme une certaine quantité d'oxyde de fer. (Fig. 71).

L'oligiste se présente en baguettes plus ou moins automorphes, fines, entrecroisées et de tailles variables ; elles sont grossièrement perpendiculaires au contact filon-micaschiste. L'oligiste se retrouve en inclusion dans les plagioclases mais il est fréquent de le voir couper et casser les phénocristaux automorphes de feldspath (Fig. 72).

Les plagioclases (albite) sont engrenés les uns dans les autres, sans orientation préférentielle. Les macles sont polysynthétiques, quelquefois du type Carlsbad ; elles sont peu déformées. La taille des cristaux est variable (de quelques millimètres à un centimètre), quelquefois entre ces phénocristaux on distingue quelques petites plages de quartz.

Ce type de filon à $ab + ol \pm qz$ est très fréquent dans toute la retombée orientale du Dôme de Chasseforêt, dans les micaschistes gris, les ovardites, les prasinites et les glaucophanites. Ils correspondent au réseau de fractures N 150° qui affectent le socle. Un autre réseau N 40° est minéralisé de la même façon mais se révèle plus discret.

-- Filons à quartz, albite, oligiste et carbonate, déformés et aux contacts peu nets.

Quand les filons deviennent plus puissants (métriques), les contacts deviennent beaucoup moins nets. De plus, de nombreux lambeaux de micaschiste se retrouvent "coincés" à l'intérieur du filon. Une partie de ces filons correspond à une albitisation plus ou moins tardive suivant une zone de fracture. Au microscope, on a alors l'impression que l'albite "imbibe" tous les autres minéraux.

Le contact se fait sur un à deux centimètres:

- grands cristaux de plagioclases cataclasés ;
- une partie à structure nématoblastique (glaucophane) orientée et très "abimée" ;
- ensuite vient un enchevêtrement de cristaux de plagioclases (albite) et de quartz, de taille variable, où l'on distingue cependant une "orientation" fruste : la chlorite verte, l'albite pécilitique, le mica blanc, la glaucophane et l'apatite contribuent à rendre une surface de foliation identique à celle du micaschiste bleu encaissant.

Parmi les minéraux opaques, on distingue des lames d'oligiste, des cubes et des octaèdres de pyrite présentant des auréoles d'oxydation (goethite) et de nombreux regroupements de rutilé (sagénite).



Fig. 71. Filon à oligiste (OL) et plagioclase albitique (Plag) encaissant dans les micaschistes gris de la Combe d'Enfer; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 133).

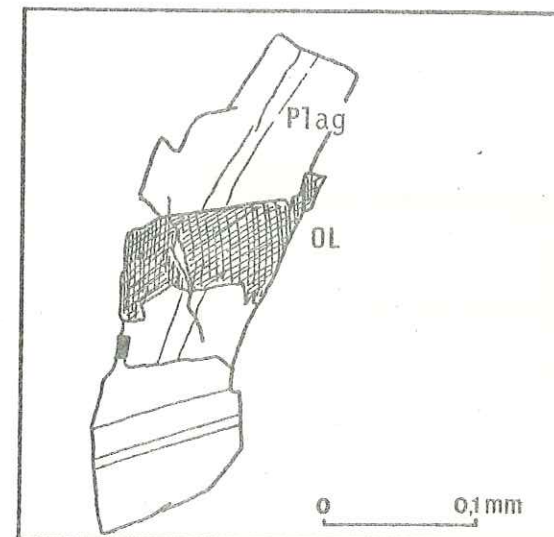


Fig. 72. Détail d'une lamelle d'oligiste recoupant le plagioclase albitique; schéma réalisé d'après lame mince (éch. 133).



Fig. 73. Petit stockwerk à quartz et oligiste (+ab) dans les micaschistes gris de La Ferrière; schéma réalisé d'après lame mince, (éch. 221).

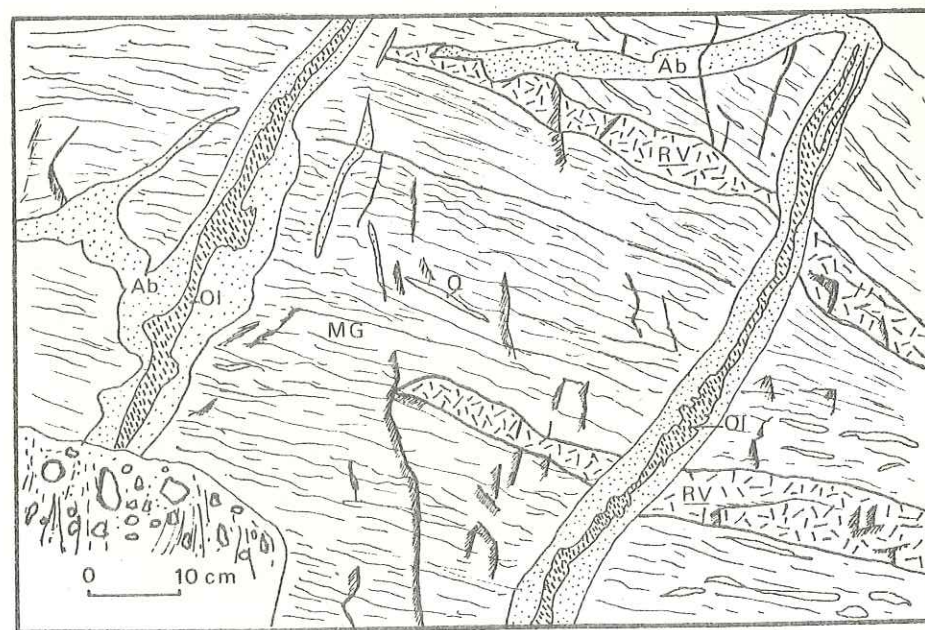


Fig. 74. Filon à albite et oligiste recoupant les micaschistes et les roches basiques associées, dans la Combe de La Mahure, 2550m, schéma réalisé d'après l'affleurement.

MG : micaschiste gris à glaucophane; RV : roche basique; Q : exsudats de quartz; Ab-Ol : filon.

-- Filons bréchiques et stockwerks --

Ils sont eux aussi minéralisés en $qz + ab + ol \pm py \pm carb.$ La minéralisation intéresse toute la masse de la zone filonienne mais se concentre plus particulièrement au niveau des fissures, on peut parler de "stockwerks" à petite échelle. (Fig. 73).

Aux anciennes mines de la Ferrière, les filonnets d'oligiste s'échappent dans toutes les directions. L'oligiste est en petits grains millimétriques. Au microscope, il se présente en baguettes non orientées, automorphes, de taille variable.

Entre ces cristaux, on distingue des éléments anguleux de micaschistes enrichis en $qz + ab + chl + plag + ol$, à structure granoblastique orientée. Les grands plagioclases peu automorphes, engrenés et maclés, à composition albitique sont souvent chargés d'inclusions orientées ($qz, mi.bl...$). La structure tend à devenir cataclastique. Dans tous les cas, les éponges métamorphiques sont riches en minéraux opaques titanes et en pyrite.

3.3. Conclusions

Dans le faciès micaschisteux à glaucophane et dans les ovardites, la plupart des filons de la Ferrière sont bien individualisés mais très peu présentent des minéralisations massives. Il existe pratiquement tous les intermédiaires entre le petit filon bréchique à oligiste "granulaire" noyé dans une gangue quartzo feldspathique et le filon massif à oligiste en lamelles centimétriques, plus facilement exploitable.

Les filons de la Ferrière se prolongent vers le NNW en direction de la Combe de la Mahure.

4. Etude des filons en rive gauche du ruisseau du Grand Pyx (La Mahure)

Le "district" filonien de la Ferrière se poursuit en rive gauche du ruisseau du Grand Pyx, dans la Combe du glacier de la Mahure. Une petite galerie subsiste vers l'altitude de 2500 m et directement dans le prolongement de celles de la Ferrière, selon une direction $N 150^\circ$. Sur 1 à 2 mètres d'épaisseur, le minerai y est massif : 90 % d'oligiste.

En rive gauche du ruisseau du Grand Pyx, les micaschistes ont un pendage relativement constant (N 160°-20°W); ils sont chargés de glaucophane ; cette dernière fournit une linéation minérale de direction N 125° avec un plongement de 40° vers le Nord ; on observe également des linéations par microplis. Dans la foliation des micaschistes bleus, sont localement intercalés des roches basiques vertes.

Parallèlement au filon exploité de la Mahure, on trouve de nombreux filons accompagnateurs, de même direction (N 150° à N 160°), minéralisés en oligiste cristallisé, auquel se joint occasionnellement l'albite en tablettes, le quartz et les carbonates en rhomboédres. Ces filons recoupent les micaschistes bleus et les roches basiques.(Fig. 74).

La crête nord de la Combe de la Mahure est composée de matériel mésozoïque : calcaires impurs en plaquettes du Lias prépiémontais et dolomie rhétienne et norienne du complexe de la Dent Parrachée. Les lambeaux de couverture secondaire rabotent les micaschistes de Chasseforêt et reposent à plat sur ces derniers en discordance tectonique complète ; quelquefois un mince liseré de gypse et de cargneules est visible au contact. (voir la carte géologique).

Fait remarquable, les filons à oligiste ne pénètrent pas dans les lambeaux de la couverture mésozoïque. Ceci est visible, tant cartographiquement qu'à l'échelle de l'affleurement (Fig. 75). Dans la crête NNW-SSE, séparant le glacier de l'Arpont de la Combe de la Mahure (sommet coté 2730 m), à la base de la falaise liasique dominant la Combe d'Enfer, on observe un lambeau de micaschiste gris, coincé dans les calcaires. Le copeau tectonique mesure une dizaine de mètres de longueur sur environ trois mètres de large. Il s'amincit aux extrémités ; le micaschiste gris est très altéré sur toute l'épaisseur du copeau ; sa foliation microplissée a une direction variable : elle tourne du N 20° au N 70° tout en conservant un pendage quasiment nul. La linéation par microplis a une direction N 60° et un plongement de 10° au SW. Il existe des microplis d'amplitude centimétrique. Des aiguilles de glaucophane sont plaquées sur les surfaces d'exfoliation ; elles sont orientées selon une direction N 130°. Quelques cristaux semblent s'être développés à l'abri des contraintes et se disposent en rosettes : ces glaucophanes sont cependant synchrones de celles qui sont orientées.

Les calcaires sus et sous-jacents sont massifs, noirs et renferment quelques liserés et filonnets centimétriques de calcite. Leur pendage est constant : N 150° - 50° S. Au contact avec le copeau de micaschiste, ils acquièrent un débit en plaquettes.

Dans les micaschistes, on observe un filon vertical, de direction N 160°, de quelques centimètres d'épaisseur et minéralisé en quartz + oligiste + albite + ankérite + chlorite : ce filon ne passe pas dans les calcaires (Fig. 76).

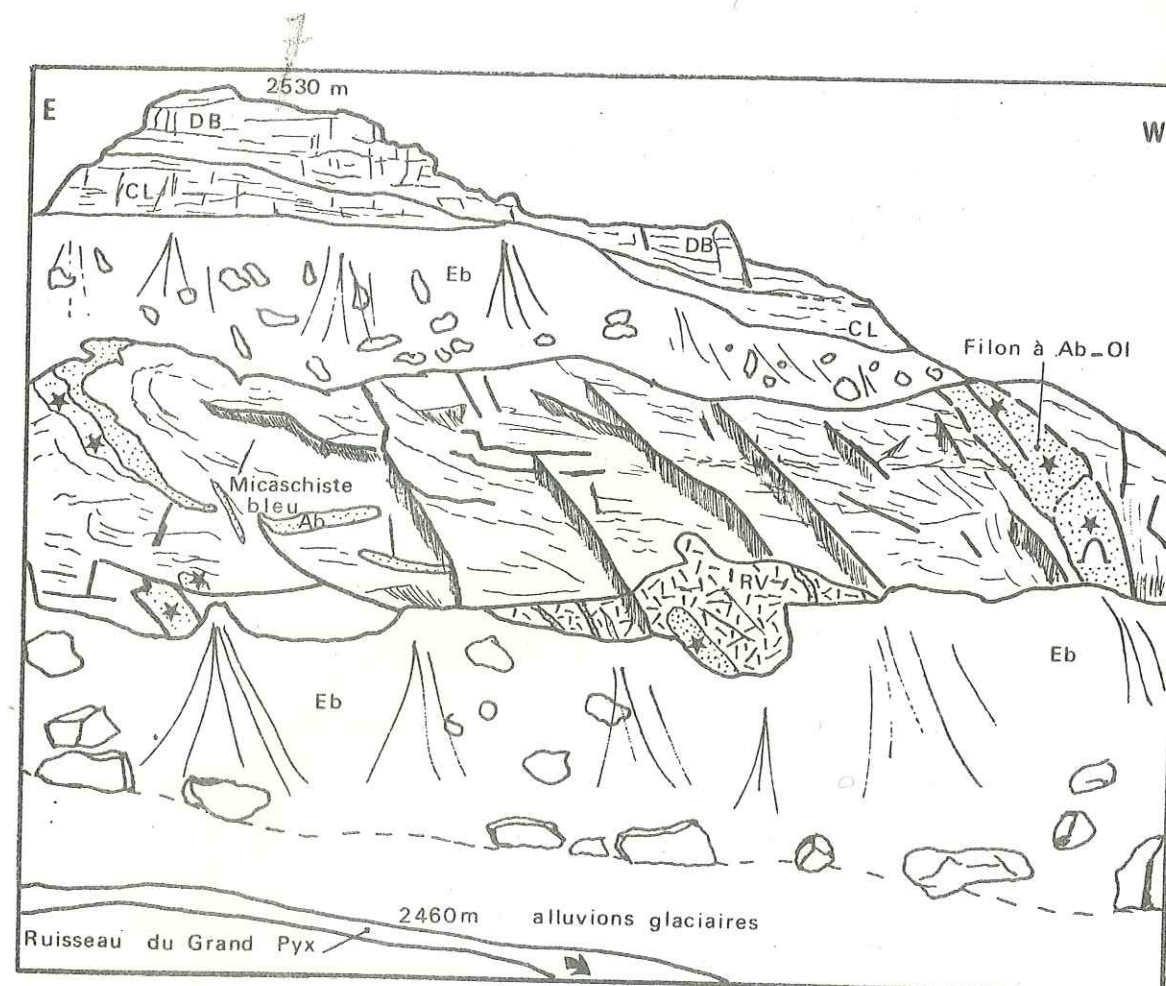


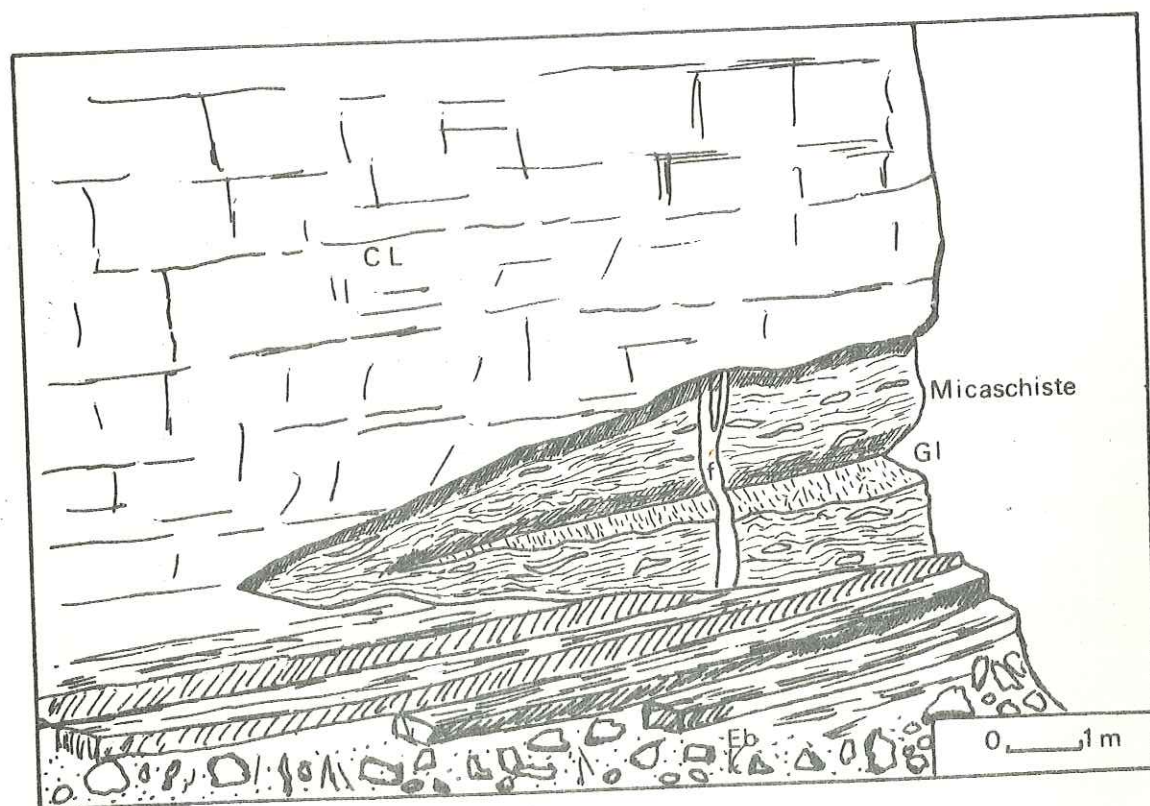
Fig. 75. Panorama de la zone minéralisée de la Mahure, pris vers le Nord.



- Ab-OI : Filon à albite et oligiste encaissant dans les micaschistes à glaucophane.
- RV : Roche basique verte associée aux micaschistes du socle.
- DB : Dolomie blanche triasique.
- CL : Calcaire liasique.
- Eb : Eboulis et moraine glaciaire.

Fig. 76. LAMBEAU DE SOCLE DANS LES CALCAIRES LIASIQUES
CRETE NORD DE LA COMBE DE LA MAHURE. 2700 m

Schéma réalisé d'après l'affleurement.



-  CL calcaire massif du Lias, massif au sommet, en plaquettes à la base
-  Gl aiguilles de glaucophane sur un plan de foliation métamorphique du micaschiste du socle
-  f filon à quartz et oligiste (+albite+chlorite+calcite)
-  Eb formation de pente.

Il ne traverse pas l'interface micaschiste-calcaire tout comme les filons précités de la Mahure.

Pour résoudre ce problème, deux hypothèses semblent plausibles ;

1° les filons se sont mis en place après les dernières phases tectoniques plicatives affectant le "socle" de Vanoise méridionale mais avant la mise en place tardive des nappes et écaillés mésozoïques ; ces lambeaux de couverture secondaire auraient été entraînés, laminés et écrasés au Priabonien ou au début de l'Oligocène (F. Ellenberger, 1958).

2° on peut faire intervenir la différence de compétence entre les calcaires et les micaschistes : elle serait alors à l'origine de cette minéralisation filonienne concentrée dans le socle.

5. Les filons de la Combe d'Enfer

Les mêmes types de filons à minerai de fer (oligiste), étudiés à la Ferrière-La Mahure, existent également à des altitudes moindres dans la Combe d'Enfer, de 1600 m à 2400 m, proches des lieux dits : Esseillon, Le Planay (fenêtre EDF), Le Mont, L'Avelette, La Juliette... (Modane 3-4 au 1/25.000°).

Ils encaissent dans les micaschistes gris de Chasseforêt dont le pendage de la foliation est pratiquement constant : 60° vers le SE vers 1500 mètres et 30° vers le SE à des altitudes de 2000 mètres.

Les cassures observées en photographies aériennes se traduisent sur le terrain par des filons à quartz + albite ± oligiste ± pyrite. Dans cette zone, la puissance de la caisse filonienne est également variable : du centimètre à 2 à 3 mètres. Ils présentent les mêmes caractéristiques que ceux de la Ferrière et de la Mahure ; cependant leurs directions deviennent de plus en plus méridiennes ; on relève les valeurs suivantes (pour les plus importants) :

-	filon de direction	N 175°	inclinaison	65°W	minéralisé en	qz + ol
-	"	"	"	80°W	"	ab
-	"	"	"	90°	"	qz + ol + py
-	"	"	"	75°E	"	qz + ol + py
-	"	"	"	90°	"	ab
-	"	"	"	80°NE	"	qz + ol + py

On note comme dans le cas précédent des cassures de directions transverses aux précédentes.

N 90°	65° S	minéralisée en	ab
N 20°	45°W	"	en ab
N 50°	90°	"	en qz
N 50°	75° SE	"	en qz

Dans ces filons, les carbonates sont beaucoup moins abondants qu'à la Ferrière. Quand ils existent, ce sont toujours de la calcite.

Le filon situé au Nord-Est des Chalets du Mont (altitude 2100 m) est le plus puissant de la Combe d'Enfer : de direction N 165° et de pendage 75° vers l'Est, son épaisseur atteint 3 mètres ; il est minéralisé en quartz + albite + pyrite + oligiste. Les minéraux sont de petite taille et mal cristallisés. Sa bordure orientale est matérialisée par un plan de faille N 160° présentant des stries verticales sur du quartz (Fig. 77).

Il montre sur son rebord oriental, une brèche de filon : les éléments anguleux quartzo-feldspathiques sont de taille variable et noyés dans un ciment très sombre constitué de petites lames d'oligiste et de quelques cristaux de pyrite.

Le cœur du filon est très massif, uniquement rempli d'oligiste avec accessoirement quelques feldspaths albitiques, du quartz et de la pyrite. L'oligiste des Chalets du Mont est mal cristallisé et très fin. On n'observe pas de rosettes. Ce filon n'a pas été exploité, peut-être à cause de l'extrême dureté des échantillons et de la mauvaise individualisation du minerai.

Au microscope, la structure apparaît cataclastique. La taille des cristaux n'est pas homogène. La brèche contient 40 à 50 % de feldspath à macles polysynthétiques : albite, ils sont intensément tordus et fracturés. L'albite peut aussi se présenter sous forme de cristaux poecilites renfermant mica blanc, sphène et rutile. L'oligiste est abondant, en lamelles non orientées, de dimension très variable (jusqu'à quelques millimètres) et souvent cassées. On observe quelques cristaux de pyrite. Certains sont automorphes. Par endroit, la pyrite est manifestement interstitielle.

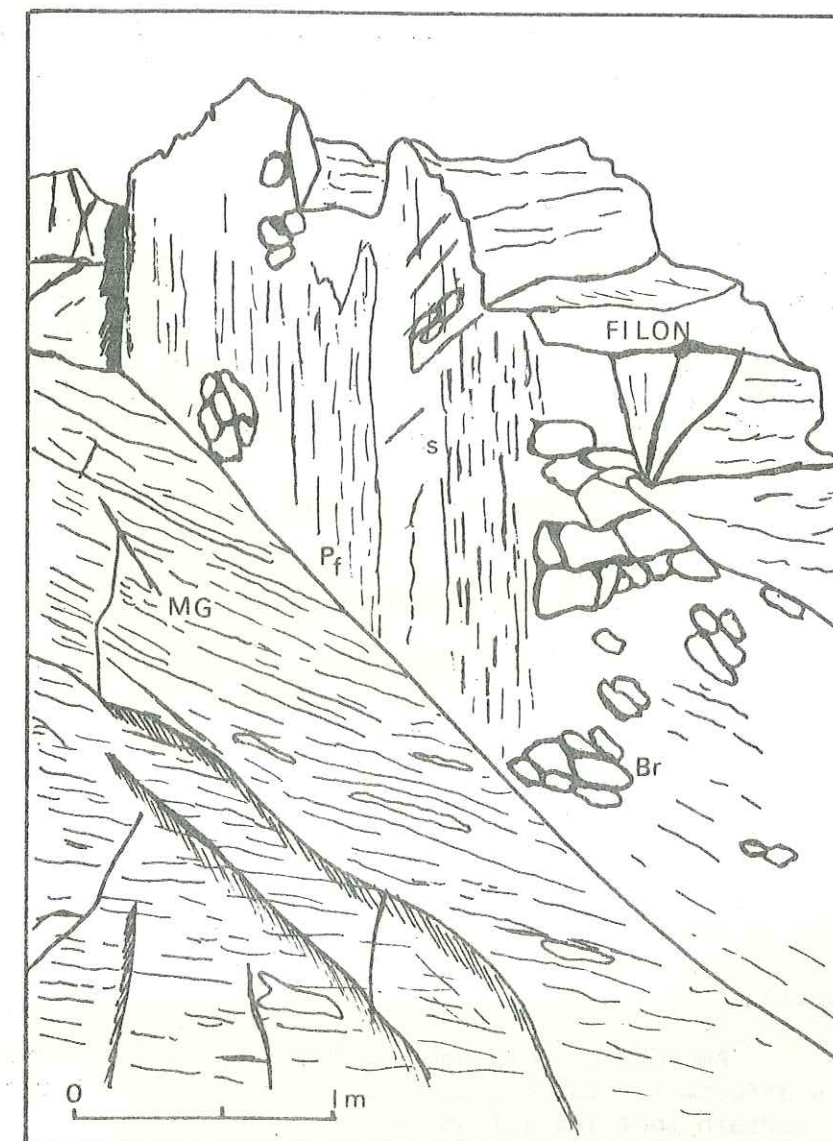
La pyrite s'altère en goëthite. On note la présence de carbonates clairs calciques, de taille millimétrique, fracturés et presque entièrement altérés. Le quartz, en petits grains, est localisé dans les feldspaths ou dans les minéraux opaques ; les cristaux sont complètement "éclatés". A ces minéraux s'ajoutent le rutile en aiguilles, quelques amas chloriteux, des épidotes, des tourmalines, etc... Enfin, on observe une venue tardive de calcite qui se loge dans tous les interstices et cimente notamment les lattes cassées d'albite. Quelques filonnets (millimétriques) d'oligiste tardif recoupent l'ensemble de la brèche.

-- Etude métallographique :

L'oligiste est le minéral dominant. Il est cataclasé ; les fragments de quelques microns, dispersés et englobés dans du quartz, colorent ce dernier en noir. Par endroit, on reconnaît la forme initiale des cristaux, quelques lattes de 300 à 400 microns où l'on observe encore les macles souvent tordues.

Les cristaux de pyrite sont plus grands ($\approx 0,8$ mm). Ils sont subautomorphes ; les contours sont très corrodés. Ils contiennent quelques inclusions informes de chalcoppyrite. Des lattes d'oligiste, parfois automorphes, sont également incluses dans la pyrite. Les cristaux de Fe S₂ sont localement alignés dans des "plans de faiblesse" du filon.

Fig. 77. CRESTON DES CHALETS DU MONT 2120m .



MG micaschiste gris de l'Arpont

Br brèche de filon à éléments de quartz, d'albite et d'oligiste

s/ P_f stries verticales sur le plan de faille P_f.

La magnétite, non visible à l'oeil nu, est moins abondante. Elle se présente en sections automorphes de 10 à 20 microns, montrant un début de corrosion ; les plages xénomorphes, de taille supérieure, sont très corrodées.

La gangue est essentiellement quartzeuse : cristaux souvent arrondis et de taille homogène à extinction roulante. Aux côtés des quartz teintés en noir par l'oligiste, il existe des plages limpides, peut-être plus tardives.

II. LES FILONS A L'OUEST ET AU NORD DU DOME DE CHASSEFORET

Les micaschistes gris affleurent dans le fond des cirques dominant au SE le site de Pralognan ; ils constituent les parois grises et ruisselantes souvent très abruptes. Les filons sont moins abondants que dans la retombée orientale du Dôme. On ne retrouve pas l'homologue du district "La Ferrière-La Mahure". Le socle y est beaucoup plus fracturé et les directions de cassures sont dispersées. D'après les diagrammes de fréquence quantitative et qualitative, deux grandes directions de fracture s'individualisent dans cette portion N-W de la coupole de Vanoise méridionale :

- N 35-45°
 - N 95°
 - N 115°
- | Cirques de la Valette et des Nants

Plus au Sud, on observe un éventail plus ouvert de directions :

- N 05°
 - N 25°
 - N 55°
 - N 85-95°
- | Cirques du Génepy et de Rosoire

Fig. 78 et 79.

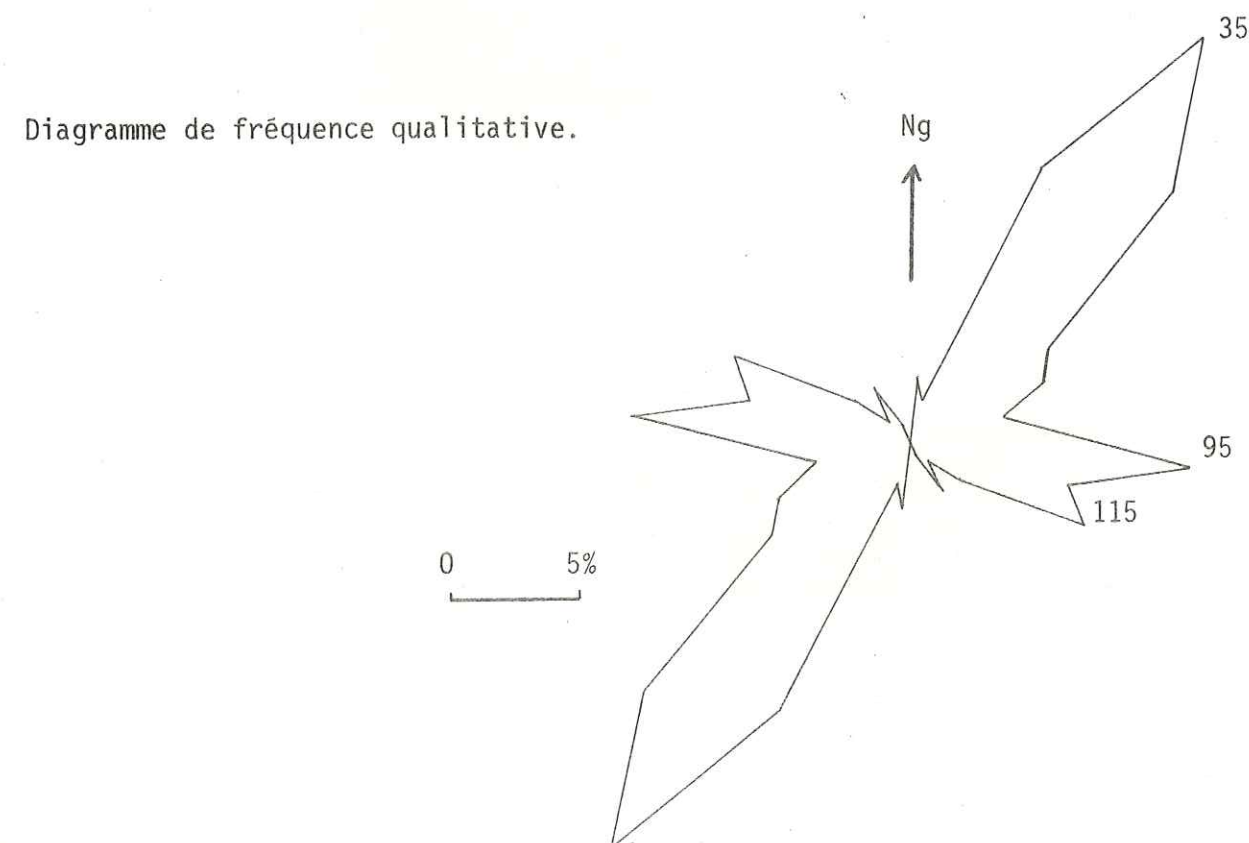
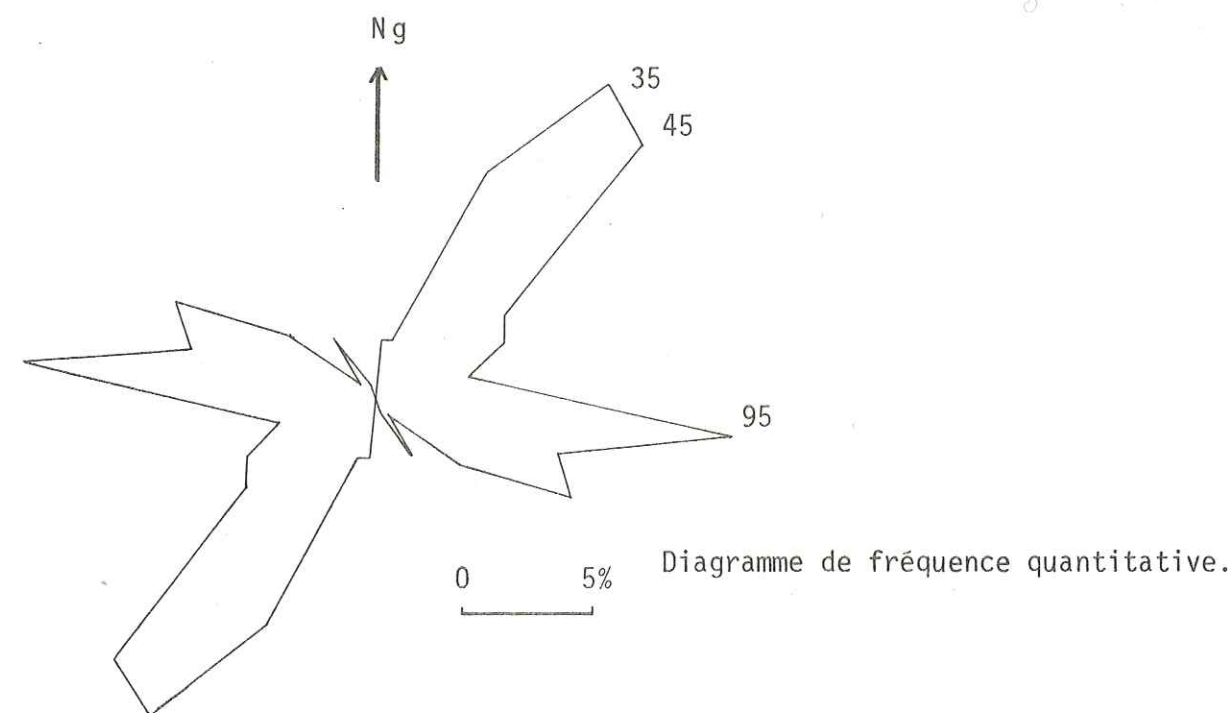
Sur le terrain, on ne retrouve pas les réseaux de fractures N 150° et N 90° minéralisées en qz + ab ± chl ± ol ± py, observées à l'Est de la coupole.

Au fond des Cirques des Nants et de la Valette, de grandes cassures affectent à la fois le socle et le Permien. Leurs orientations mesurées sur le terrain sont les suivantes :

- N 10° avec une inclinaison de 65° vers le SW ;
- N 80° " " " de 30° vers le S ;
- N 140° " " " de 30° vers l'E.

Fig. 78. Etude de la fracturation.

Région La Vallette-Les Nants.



Diagrammes réalisés d'après photographies aériennes.

Fig. 79. Etude de la fracturation.

Région Gény-rosaire.

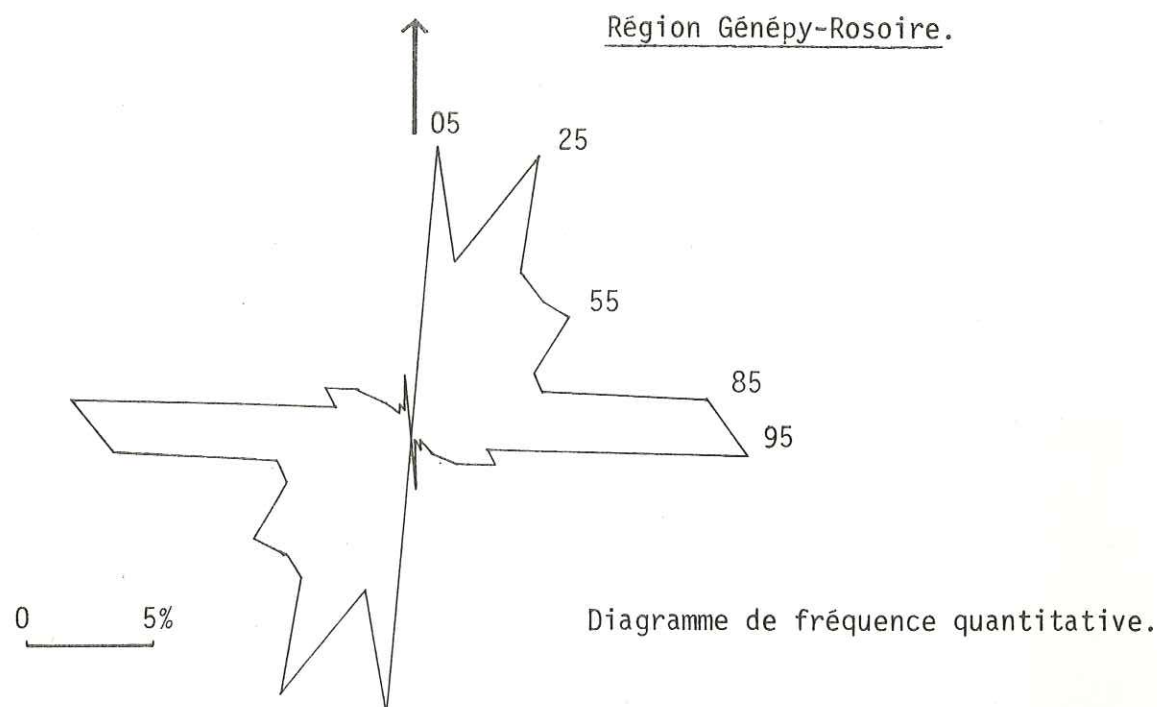
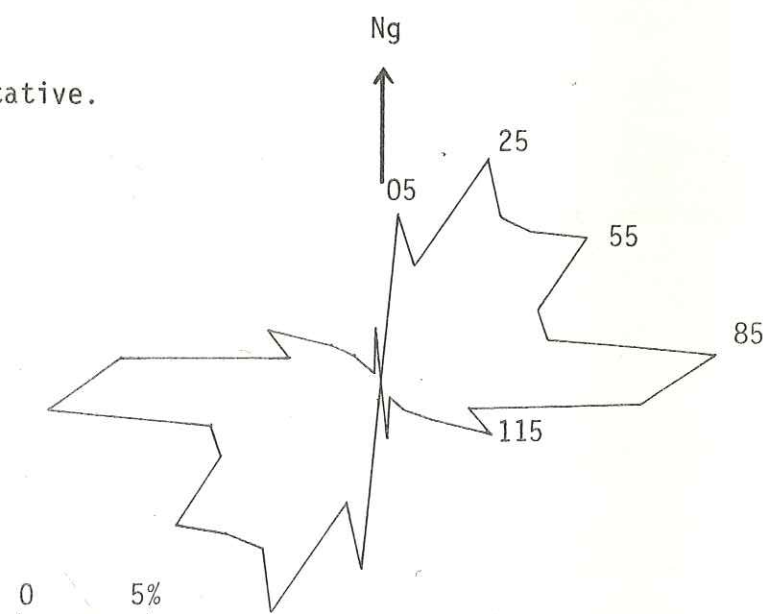


Diagramme de fréquence quantitative.

Diagramme de fréquence qualitative.



Diagrammes réalisés d'après photographies aériennes.

Nous avons de plus cartographié des accidents faiblement inclinés, dans les micaschistes gris-bleu des Cirques de la Vallette et des Nants. (voir carte métallogénique). Ces éléments structuraux se suivent sur une grande distance (environ 2 km) et disparaissent ensuite à la faveur des moraines glaciaires ou des éboulis. Ils ont une direction constante NE-SW et un pendage de 25° au S-SE. Ils sont matérialisés par une importante "zone broyée" remplie de quartz, de 1 à 2 m de puissance. Le quartz forme un filon ; ce dernier est intensément schistosé et écrasé. Par endroit, la roche quartzreuse devient pulvérulente. Ces "quartzites broyées" sont chargées de sulfures (essentiellement pyrite). Ils ont une patine rouille fort importante. Par endroit, la pyrite a disparu et on ne trouve que des "box-works". Les accidents minéralisés développent à leur contact une altération rouille jaunâtre, et les micaschistes deviennent fissiles et beaucoup plus clairs. Localement, ces accidents mettent en contact les micaschistes gris-bleu à exsudats de quartz et les métaconglomérats verts du Permien (Cirque des Nants).

Ces grands accidents cisailants, que nous avons observés dans les micaschistes gris et aussi dans le Permien, pourraient être contemporains de ceux du Roc du Blanchon et du Pommier Blanc, qui affectent socle ; Permien et Permo-Trias : d'après B. Goffé (1975) ce serait des accidents tardifs dans la tectogenèse de la deuxième phase de Vanoise méridionale.

A l'échelle de l'affleurement, nous avons remarqué d'autres phénomènes de fracturation tardive avec déplacement des compartiments dans les micaschistes à glaucophane (Cirque de la Vallette). On distingue deux types d'accidents :

- N 130° avec une inclinaison de 40° au NE avec un mouvement senestre
- N 110° avec une inclinaison de 35° au SSW avec un mouvement dextre.

Ces cassures ont un rejet de quelques centimètres décelables au niveau des exsudats plissés de quartz. Elles ne sont pas minéralisées.

Dans le secteur centre-occidental du Dôme de Chasseforêt les filons proprement dits semblent beaucoup moins abondants et font place à de nombreuses "fentes" à qz + ab ± chl ± glauc, fentes centimétriques à métriques.

Au Cirque de Gény, on observe une très belle fracture "normale" au sein des micaschistes à glaucophane. Son extension latérale est vers le N 150° et son inclinaison de 60° au SW. Le plan de la cassure est tapissé d'une majorité de très beaux cristaux d'albite, limpides et maclés, centimétriques et de cristaux de quartz pyramidés en proportion moindre. Les interstices et les minéraux sont "souplepoudrés" de chlorite tardive en grains vert foncé (variété ripidolite d'après analyse aux R.X.). Les micaschistes encaissants sont gris bleuté ; ils sont microplissés et renferment de nombreux exsudats de quartz ; les plans de foliation sont soulignés par des disséminations de pyrite et présentent des figures de "strain-slip".

Une analyse des cristaux d'albite à la loupe binoculaire a révélé la présence d'inclusions fluides. Après avoir dégagé une lamelle du cristal, parallèle au clivage, on observe ces inclusions au microscope (Baume du Canada). Elles sont présentes dans les différents plans du cristal. Elles sont rarement isolées. Il existe des inclusions primaires et secondaires.

Les inclusions primaires ont des formes très variées et découpées ; elles peuvent présenter des ramifications fines autour d'un "corps" plus ou moins prismatique, être allongées ou subir des étranglements. Leur taille varie de 15 à 80 microns. En général, elles sont bi-phasées. Les plus grosses contiennent quelquefois trois phases (solide + liquide + gazeuse). Les phases solides sont généralement de fins cristaux de chlorite verte ou brune de tourmaline ou des aiguilles de rutile. Une particularité dans les inclusions primaires des albites du Cirque du Génépy est la présence de cubes automorphes de halite. Il existe au moins deux générations d'inclusions primaires :

- les inclusions primaires à cube de halite ;
- les inclusions primaires sans cube de halite.

(Fig. 80).

Les inclusions secondaires sont beaucoup plus petites : de 2 à 5 microns ; leur forme est tabulaire et allongée. Elles sont souvent alignées parallèlement les unes par rapport aux autres, leur allongement a une direction constante. Le pourcentage de la phase gazeuse par rapport à la taille de l'inclusion est constant (Fig. 81). Elles sont souvent bi-phasées.

Nous avons étudié également le dégagement gazeux de ces cristaux d'albite, à l'aide d'une platine à écrasement, sur des grains équidimensionnels dont la taille est comprise entre 630 et 800 microns. Lors de l'écrasement des grains, immergés dans de la glycérine anhydre, on remarque que le dégagement est très faible à faible. Une échelle d'évaluation a été établie à cet effet par J. Leroy (CRPG Nancy).

Il faudrait compléter ces observations d'inclusions fluides par des études beaucoup plus précises portant :

- sur la nature des phases minérales ;
- sur la nature des gaz et des liquides contenus dans les "bulles".

Des analyses chimiques quantitatives des phases aqueuses et gazeuses devraient permettre de déduire la température des solutions à l'équilibre lors de la mise en place de ces "fentes" et aussi des filons. La microthermométrie des inclusions fluides des cristaux d'albite et de quartz pourrait également fournir des précisions thermodynamiques de la cristallisation de ces minéraux.

Nous pensons avoir la possibilité de mener à bien ces études dans les mois prochains, en collaboration avec C. Sabouraud-Rosset.

Inclusions primaires dans les cristaux d'albite .

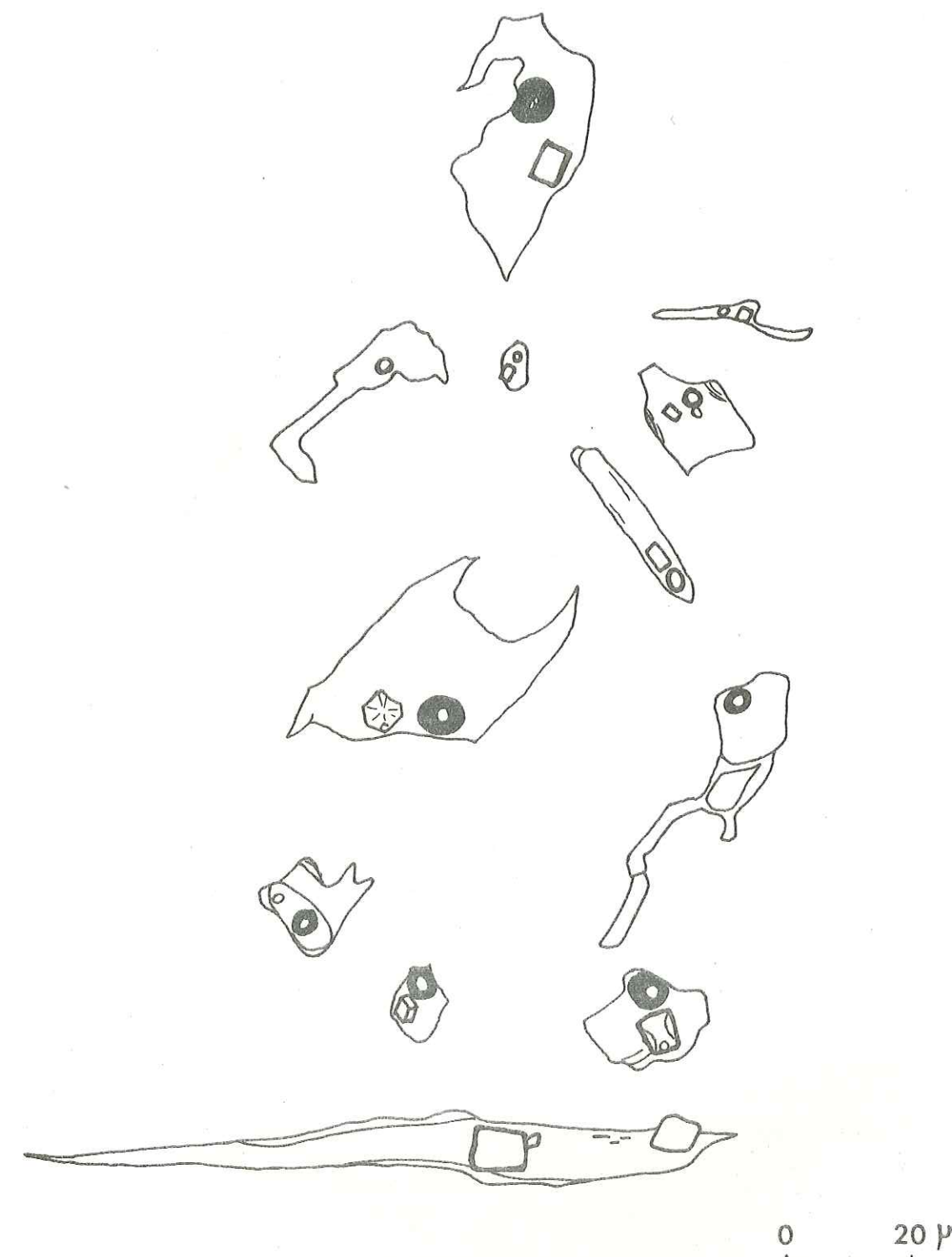


Fig. 80. Inclusions primaires polyphasées dans les cristaux d'albite schéma réalisé d'après lame mince polie, éch. 96.

Inclusions secondaires dans les cristaux d'albite.

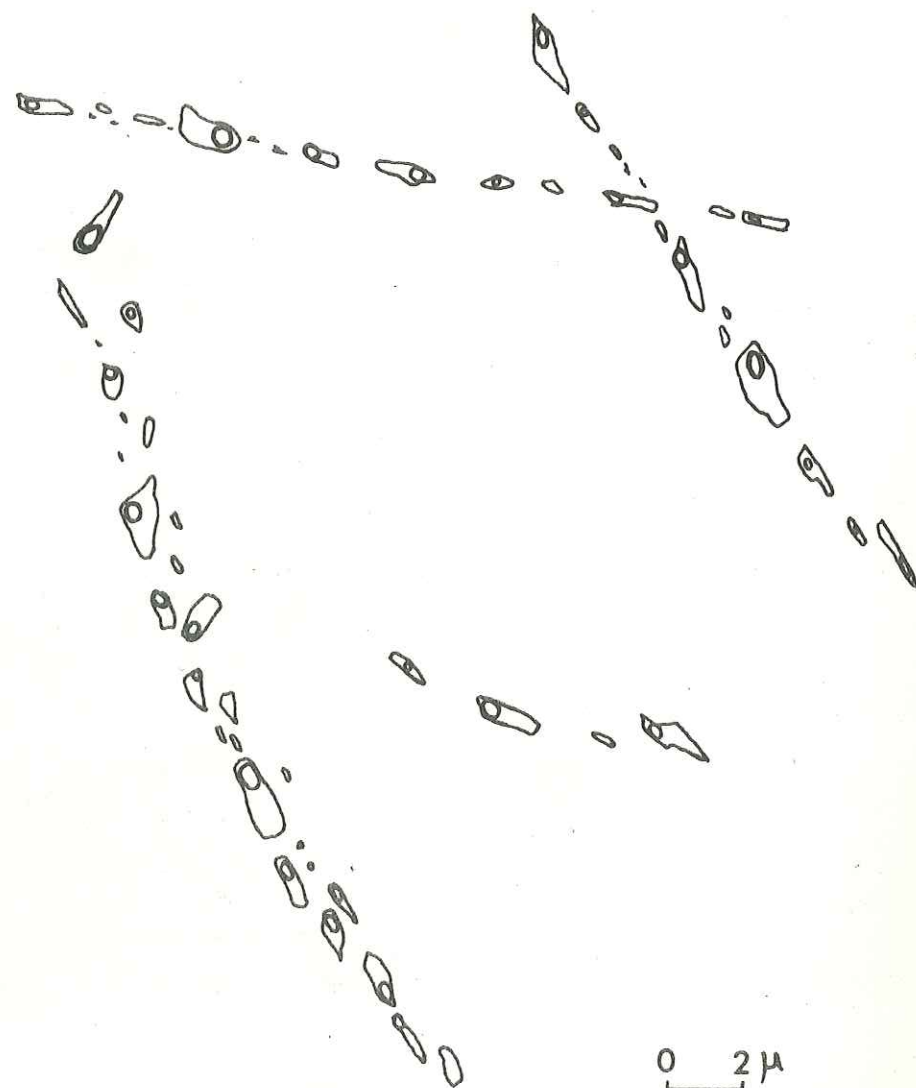


Fig. 81. Inclusions secondaires dans les cristaux d'albite, schéma réalisé d'après lame mince polie, éch. 96. (micaschiste à glaucophane du socle)

Conclusions

Un certain nombre de phénomènes peuvent être dégagés de cette étude filonienne :

- l'intense fracturation du socle de Vanoise méridionale ;
- l'abondance de cassures minéralisées ;
- la constance géochimique des fluides minéralisateurs se traduisant par l'homogénéité des cristallisations filoniennes ;
- l'existence de "zones privilégiées" riches en minéral de fer.

D'autre part, nous avons remarqué que :

- les filons ne sont pas ou peu déformés et parfaitement sécants à la foliation métamorphique de l'encaissant ;
- parfois, ils se sont mis en place à la faveur de plan de faille ou sont eux-même affectés par le jeu de la faille (présence de stries) ;
- certains minéraux des filons sont "tordus" et cataclasés ;
- l'inclinaison des filons et celle de la foliation sont indépendantes.

Des hypothèses peuvent être émises, à propos de la mise en place des filons du Dôme de Chasseforêt :

- ils sont évidemment à replacer dans la cadre de la métallogénèse alpine : l'orogénèse alpine ne les a pas affectés, ils recoupent tous les microplis alpins ;
- la déformation et "l'éclatement" de certains minéraux (qz, ab, ol) peuvent être dûs aux conditions de mise en place du filon ou, plus probablement, aux torsions tardives du bâti, mouvements qui se sont produits "à froid" et d'âge oligo-néogène (F. Ellenberger, 1958).

la paragenèse complète de la minéralisation filonienne (quartz, albite, chlorite (ripidolite), calcite et/ou ankérite-dolomie, oligiste, pyrite) et la position des minéraux dans les filons suggèrent l'ordre des cristallisation suivant :

- 1° l'albite
- 2° quartz ou quartz + oligiste
- 3° les carbonates
- 4° la chlorite ;

il est délicat de replacer la cristallisation de la pyrite dans la chronologie relative de la paragenèse ; l'albite des filons (toujours automorphe) y est omni-présente ; elle tranche le tissu du micaschiste albitique (albitisation due au métamorphisme alpin) ;

les directions filoniennes semblent être spécifiques du socle de Chasseforêt ; en effet, on ne les retrouve pas dans la couverture carbonatée et elles sont différentes dans le Permien et le Permo-Trias ; elles sont sécantes aux structures alpines ;

- ces filons sont différents des fentes alpines, décrites par P. Saliot (1978), contenant les minéraux typiques du métamorphisme alpin de haute pression (fentes à jadéite du Queyras, fentes à glaucophane de Vanoise méridionale, fentes à lawsonite du Guil) ; ces fentes sont en équilibre pétrographique avec leur encaissant.

- les filons étudiés ne renferment pratiquement jamais de glaucophane, ils seraient donc postérieurs à la phase métamorphique qui a provoqué la cristallisation de l'amphibole bleue ;

- il semble peu probable qu'ils soient antérieurs au "déferlement" des nappes et des lambeaux calcaires qui ont "raboté" le socle de Chasseforêt.

A notre avis, il s'agit là de fractures alpines tardives, sans doute synchrones des phases "cassantes" qui ont affecté et réajusté le massif de Chasseforêt, postérieurement au bombement de la coupole, postérieurement aux phases tectoniques plicatives et aux charriages alpins, postérieurement aux phases métamorphiques alpines. Elles seraient localisées uniquement dans le socle pour des raisons de compétences différentes entre ce dernier et les couvertures siliceuse et carbonatée.

CHAPITRE SIXIEME : LES FILONS ET LES AUTRES CORPS MINERALISES DE LA COUVERTURE SILICEUSE ET DE LA COUVERTURE CARBONATEE.

Les filons présentent les mêmes caractéristiques, hormis leurs directions, que ceux des micaschistes gris du socle de Chasseforêt : parfaitement sécants à la foliation, minéralisés en albite et oligiste, non déformés. Ils sont beaucoup moins abondants. Nous n'avons jamais observé de tels filons encaissant dans le socle et passant dans le Permien ou le Permo-Trias.

A côté de ces filons, il existe des corps minéralisés sécants à la foliation, de taille centimétrique à pluri-décimétrique et particulièrement abondants au S.W. du Dôme de Chasseforêt, dans les Cirques du Génepy et de Rosoire : la roche est intensément "injectée" d'albite de quartz, d'ankérite, de calcite et accessoirement d'oligiste, de chlorite et très rarement de barytine.

I. LES FILONS DANS LE PERMIEN ET LE PERMO-TRIAS.

1. Les filons à oligiste et albite du Cirque du Dard.

Au centre du Cirque du Dard se dresse un éperon rocheux émergeant des éboulis, constitué de micaschistes à glaucophane du socle, de micaschistes albitiques verts du Permien et de sérécito-schistes du Permo-Trias. Il s'agit d'une série d'écailles coincées entre le socle proprement dit au Sud et le Mésozoïque calcaro-dolomitique des falaises du Grand Marchet et de l'Arcellin au Nord. Cette structure se poursuit vers l'Ouest, vers le Col du Grand Marchet.

Le Permo-Trias est représenté par un sérécito-schiste vert clair très fissile : il a subi une phyllonitisation liée à l'écaillement généralisé de la couverture (phase 2 de B. Goffé, 1975) : les phyllites ont tendance à former des "yeux" ; les amas quartzeux sont aplatis et les cristaux réduits en petits grains (μ) à extinction roulante ; de fines lamelles d'oligiste ont également subi cette tectonique.

Dans cet ensemble affleurent deux bandes aux limites assez nettes, de couleur blanchâtre et recoupant la foliation sous un angle faible. Leur puissance est respectivement de 3 et 5 mètres. Ces zones correspondent à une phyllonitisation plus intense; la roche y est encore plus fissile et on observe des dépressions dans le paysage. Le quartz est abondant et les phyllites sont constituées presque exclusivement de séricite, d'où leur couleur et leur débit en petites plaquettes particulièrement glissantes. Au centre de l'une de ces bandes se trouve un petit filon de quelques centimètres de puissance et des amas allongés d'oligiste pouvant se poursuivre même en dehors de la zone blanchie. Ces minéralisations sont parallèles aux limites zone blanchie-sériticite-schiste vert clair, limites correspondant aux plans d'écaillage. Une bande de quelques centimètres de large forme le milieu de la zone blanchie. Elle est constituée de fines paillettes d'oligiste orientées parallèlement à la phyllonitisation. Aux alentours des zones blanchies, la roche est fracturée et un nombre important de petits filons centimétriques se sont développés dans toutes sortes de direction. L'oligiste est présent en amas, associé au quartz et à l'albite. Les lamelles sont souvent cassées et tordues. Ces minéralisations ont dû se mettre en place pendant la phase 2 de phyllonitisation et d'écaillage post éocène.

2. Les autres filons à oligiste et albite.

D'autres filons de même type, n'ayant pas subi de phyllonitisation, ont pu se mettre en place à la même époque. Ce sont de petits filons centimétriques souvent visibles au niveau des cols entre les cirques: Col des Thurges, Pic de la Vieille Femme, Col du Vallonnet, et dans les Cirques du Gény et de Rosoire.

Ces filons sont toujours nettement sécants à la foliation. Une déformation et des recristallisations postérieures à leur mise en place sont observables dans la plupart des cas, aussi bien à l'échelle minérale qu'à l'échelle de l'affleurement.

-- L'albite est le minéral le plus abondant de ces filons; le plus souvent, elle est automorphe et la taille des cristaux peut atteindre 1 à 2 centimètres (Cirque de Rosoire); en général, les macles de Carlsbad sont visibles; certains cristaux peuvent être très limpides.

Au microscope, les individus maclés sont souvent cassés et ont une extinction roulante; la fracturation peut être très intense.

-- La chlorite est fréquemment associée à l'albite. Au Pic de la Vieille Femme et dans le Cirque de Rosoire, la chlorite s'est développée en même temps que l'albite et cette dernière prend, par transparence, une teinte verte. Les lamelles fines de chlorite ne sont pas orientées mais elles forment des agrégats plus ou moins radiaires dispersés dans les plages d'albite. La chlorite peut également être tardive: elle cristallise alors sous forme de petits cristaux isogranulaires (1mm), dans les interstices de la minéralisation.

-- L'oligiste est souvent en position centrale, au milieu de l'albite et du quartz. Il peut également être le seul minéral du filon (Pic de la Vieille Femme, ancien refuge des Lacs); il se présente en baguettes automorphes, souvent enchevêtrées ou accolées les unes aux autres pour former de larges plages pluricentimétriques.

L'examen au microscope métallographique de telles plages montre de nombreuses macles polysynthétiques fines et déformées. Des macles mécaniques les recoupent. L'oligiste est très pléochroïque et contient des exsolutions et des inclusions de rutile et d'autres petits minéraux de taille infime.

-- Le quartz, la chlorite et la pyrite peuvent être associés dans des venues minéralisatrices tardives. Le quartz est automorphe, en petites pyramides non orientées et très limpides. Quelques petits cubes de pyrite sont visibles, très altérés et souvent entièrement transformés en goethite.

En conclusion, il y aurait d'abord eu une cristallisation d'albite puis d'oligiste, suivie d'une association à quartz + pyrite + chlorite. Ces filons, très probablement tardi-alpins, ont pu subir des phénomènes de fracturation qui ont cassé et déformé les minéraux.

.II. LES AUTRES CORPS MINÉRALISÉS DES CIRQUES DU GÉNEPY ET DE ROSOIRE.

1. Description macroscopique.

Ce sont des corps centimétriques à pluri-décimétriques parfaitement informes, sécants à la foliation des micaschistes verts du Permien et renfermant en proportion variable: albite, quartz, chlorite, ankérite, calcite, oligiste, et très accessoirement barytine, tourmaline et pyrite. L'ensemble apparaît très hétérogène, quartz et albite sont en général prédominants.

-- L'albite montre de beaux cristaux millimétriques à centimétriques, souvent maclés, rarement limpides, de couleur blanche, et non orientés.

-- Le quartz est généralement automorphe, hyalin et parfois schistosé. Dans de petites fissures, à l'intérieur de ces corps ou en surface, il cristallise parfois en petites pyramides limpides millimétriques à centimétriques; certaines sont recouvertes par de la chlorite.

-- Le carbonate de couleur beige clair à brun clair est généralement en rhomboédres millimétriques bien individualisés, non orientés et cristallisés sur des cristaux d'albite ou de quartz. Il s'agit le plus souvent d'ankérite, quelquefois de calcite (R.X.).

-- La chlorite se localise le plus souvent dans des "poches" ou des fissures de la roche. De couleur vert sombre, les grains recouvrent l'ensemble des autres minéraux. La chlorite analysée aux R.X. s'est révélée riche en fer: ripidolite.

-- L'oligiste se présente en lames rarement isolées au sein du quartz et de l'albite.

2. Observations au microscope polarisant.

-- Le quartz: très hétérogranulaire, en petits cristaux dessinant une mosaïque ou en grandes plages millimétriques plus ou moins indentées les unes dans les autres; il a toujours une extinction roulante; il n'est jamais limpide et apparaît altéré et intensément fracturé. Souvent les grandes plages pluricristallines sont entourées d'un liseré de quartz en mosaïque.

-- L'albite: toujours en grands cristaux à macles polysynthétiques ou de Carlsbad, fréquemment déformées; elle est également peu limpide, très cassée et les fractures sont quelquefois remplies de carbonates.

-- La chlorite: en petits grains de taille homogène non isolés; elle remplit les interstices entre les cristaux de quartz, d'albite et de carbonate.

-- Les carbonates: en rhomboèdres aux limites et aux clivages nets présentant quelquefois un début d'oxydation; parfois situés au cœur de la minéralisation, associés à des quartz pyramidés, ils semblent être tardifs.

-- La tourmaline: automorphe en prisme ou en baguette bleus, quelquefois zonés et déformés; elle est en général incluse dans le quartz et l'albite.

-- Le rutile: en agrégats fibreux.

-- L'oligiste: en lames plus ou moins automorphes, non orientées et déformées.

CONCLUSIONS

Les filons et les corps minéralisés de la couverture siliceuse présentent le même type de paragenèse que les filons du socle. Dans les deux cas, ils sont à replacer dans la métallogénie alpine et sont tardifs par rapport aux phases tectoniques et métamorphiques alpines qui ont affecté le bâti. Une question, cependant, reste posée: quelle est l'origine du fer?

.III. LES MINÉRALISATIONS DANS LES CALCAIRES LIASIQUES DE LA MAHURE.

Dans les calcaires liasiques affleurant au bord du Ruisseau du Grand Pyx, vers 2480 m d'altitude, on observe des corps minéralisés en oligiste, albite, quartz, chlorite et carbonate calcique. Leur position structurale par rapport aux plis d'amplitude métrique affectant les calcaires est complexe (Fig. 82). Quelquefois, il semble y avoir des concentrations de minéral au niveau des charnières, sous forme de "poches" à oligiste pur en lamelles plates dont l'épaisseur maximum est de un millimètre; elles sont disposées en rosette. D'autres amas contiennent des lames déformées d'oligiste, plus fines. Entre ces dernières, on observe de l'albite (+ quartz + calcite + chlorite); la chlorite verte peut devenir prédominante.

Observation au microscope pétrographique et au microscope métallographique.

Les calcaires ne sont pas homogènes mais présentent des zones riches en carbonates rhomboédriques alternant avec des zones riches en chlorite et des zones siliceuses.

-- Le quartz, présent dans tous les amas minéralisés est précoce et / ou tardif.

-- L'albite peut être très abondante; les cristaux sont maclés, souvent fracturés et les cassures sont remplies de calcite.

-- La chlorite forme des agrégats radiaires; elle est interstitielle, tardive.

-- L'oligiste se présente en lames déformées dont la taille peut atteindre 2 à 3 mm de long; il contient de nombreuses inclusions de rutile de forme et de taille variable.

-- La pyrite, liée aux corps minéralisés, est sub-automorphe; les cristaux ont une taille homogène (0,5mm) et ne renferment pas d'inclusion; ils recoupent nettement les lames d'oligiste.

-- Le rutile est présent sous forme d'une multitude de petites aiguilles parfois maclées (macles en genou), incluses dans le quartz, la calcite et l'oligiste.

-- La calcite est interstitielle, tardive.

-- On note également la présence de tourmaline tardive dans les lits chloriteux.

Les minéralisations des calcaires du Lias prépiémontais de la Combe de la Mahure présentent les mêmes paragenèses que les filons encaissant dans les micaschistes et les metabasites du socle, aux anciennes mines de La Ferrière et de La Mahure.

L'oligiste s'est mis en place après la phase de plissement qui a affecté les calcaires. Les filons, eux-aussi, sont tardifs dans le socle.

L'origine de la minéralisation semble être la même dans les deux cas étudiés. Seuls les modes de mise en place sont particuliers à chacune des formations. On peut dès lors imaginer un socle plus rigide mais plus fracturé et une différence de compétence entre le calcaire et les micaschistes et metabasites comme étant à l'origine de ces différents types morphologiques d'une même minéralisation.



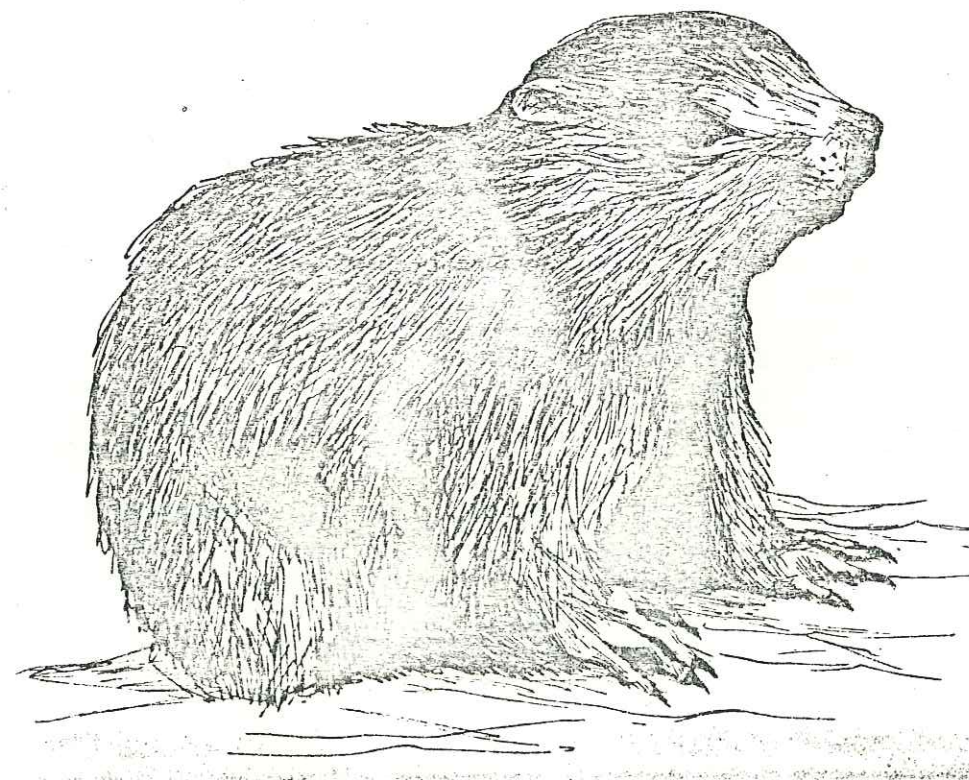
Fig. 82. Minéralisation dans les calcaires du Lias Prépiémontais de la Combe du Glacier de La Mahure; schéma réalisé d'après un affleurement sub-horizontale.

- CL : calcaire du Lias Prépiémontais
- cc : calcite
- ol : oligiste
- gl : alluvions glaciaires
- f : fracture
- S : surface de plissement (= S_0).

CONCLUSIONS

" Nous nous sommes surtout proposé d'appeler l'attention des géologues sur l'une des plus belles régions des Alpes françaises. Ceux qui, séduits par nos coupes et nos descriptions, viendront explorer la Vanoise, ne regretteront point ce voyage. Ils pourront y faire une ample moisson d'observations nouvelles, tout en contemplant de merveilleux paysages; et lorsqu'ils quitteront la Vanoise, ils emporteront l'espoir d'y retourner."

P. Termier, 1891.



CONCLUSIONS GENERALES

Nous nous sommes attachés, lors de notre étude sur le terrain, à rechercher les différents types morphologiques et paragenétiques de minéralisations, dans les diverses formations de Vanoise méridionale:

- le socle de Chasseforêt,
- la couverture siliceuse permienne et permo-triasique,
- la couverture carbonatée mésozoïque.

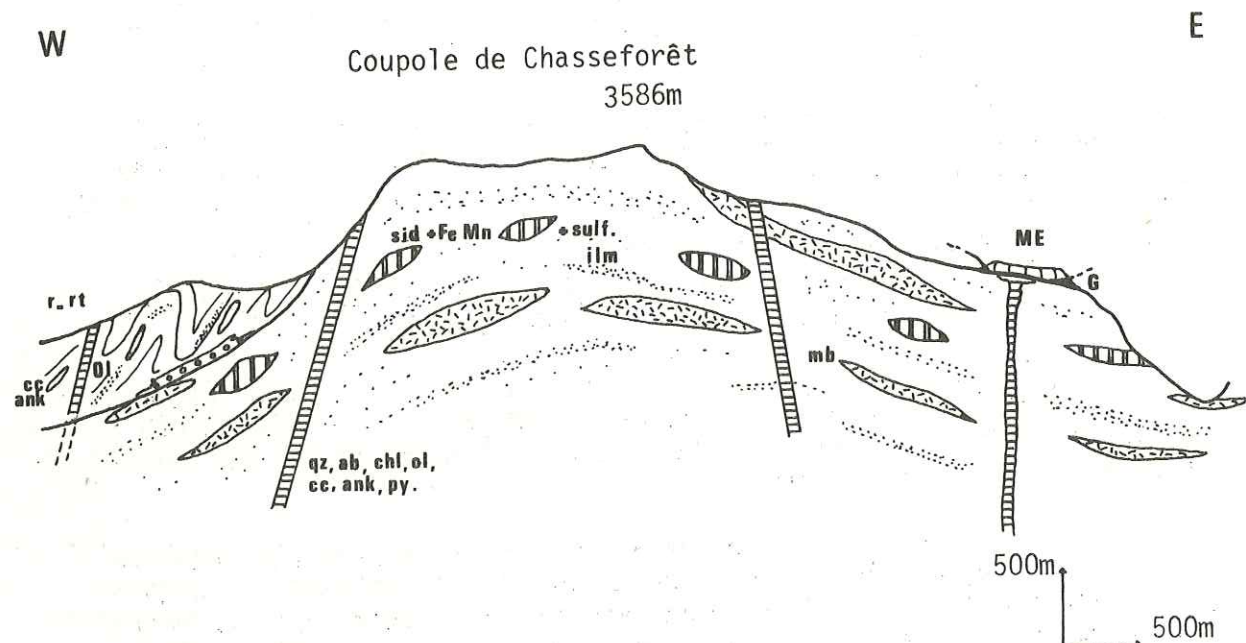
L'étude des paragenèses, des rapports entre les "gisements" et les encaissants nous ont conduits, comme les auteurs précédents à isoler l'ensemble des micaschistes gris de Chasseforêt de leur couverture siliceuse et carbonatée.

Le problème majeur que nous avons rencontré est celui de l'âge du socle de Vanoise méridionale, problème historique et général pour l'ensemble des bâtis anciens des Alpes françaises. Toute notre étude concourt à attester qu'il s'agit bien d'un socle métamorphique anté-alpin, et donc anté-namurien (considérant le cadre régional).

Nous avons retrouvé, dans le socle, les deux minéraux du métamorphisme alpin, signalés par P. Termier et F. Ellenberger: le chloritoïde et le stilpnomélane. Le premier (manganésifère) et le second semblent liés géométriquement aux lentilles carbonatées à sidérite manganésifère et sulfures (Fe, Cu). La présence de chloritoïde, dans les micaschistes gris de Chasseforêt contribue à accentuer la ressemblance entre le socle de Vanoise méridionale et celui des massifs d'Ambin et de Ruitor et les "Schistes de Casanna inférieurs";

1. L'étude des disséminations a montré que l'ilménite est exclusive (avec ou sans pyrite) dans les micaschistes gris, les opposant ainsi aux micaschistes verts de la couverture siliceuse permienne où l'hématite prédomine. L'ilménite, qu'elle soit d'origine sédimentaire, magmatique ou métamorphique traduit donc un climat réducteur dans le socle alors que l'hématite caractérise un climat oxydant dans la couverture siliceuse.

Les disséminations de sulfures (Fe, Cu), localement abondantes dans les micaschistes gris, sont bien moins générales dans la couverture siliceuse et dans la couverture carbonatée. Dans la couverture siliceuse, les disséminations de carbonate ankéritique, dont une partie a une origine sédimentaire, sont importantes et caractéristiques.



- MG micaschistes gris (socle)
 mb metabasites et niveaux acides (au sommet)
 r.rt micaschistes permien et permo-triasiques (couverture siliceuse)
 G gypse et cargneules Keuper
 Me couverture carbonatée mésozoïque

DISSEMINATIONS:

- ilm ilménite ($\pm$ pyrite $\pm$ chalcopryrite)
 ol oligiste

GISEMENTS STRATIFORMES.

- lentille carbonatée: sidérite manganésifère et triade sulfurée
 à pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite.
 lentille carbonatée: calcite et ankérite

GISEMENTS FILONIENS:

- filons à quartz + albite + chlorite + oligiste + calcite
 + ankérite $\pm$ pyrite

Schéma synthétique des différentes minéralisations du massif de Vanoise méridionale.

Les minéralisations stratiformes du socle sont radicalement différentes de celles des couvertures. Toutes sont de caractère sédimentaire affirmé.

Les lentilles carbonatées du socle sont spécifiques: il s'agit de sidérite riche en manganèse, enrichissement d'origine volcano-sédimentaire; associée à ces carbonates, la triade sulfurée (pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite) est également caractéristique. Elle paraît contemporaine du dépôt des horizons riches en Fe-Mn. D'autres sulfures et quelques oxydes ont cristallisé postérieurement à cette première paragenèse.

Ces lentilles sont alignées parallèlement aux bandes de metabasites et de roches acides insérées dans le socle.

L'étude géochimique confirme que ces metabasites montreraient une tendance spilitique (du moins dans leur état actuel); elles encaissent dans des termes métasédimentaires peu évolués: shales et grauweekes. Le métamorphisme, tant alpin qu'anté-alpin, ne paraît pas avoir sensiblement modifié la composition géochimique des roches.

L'étude géochimique des éléments majeurs et des éléments en trace des échantillons minéralisés des lentilles du socle et des lentilles de la couverture siliceuse montrent que les premières sont riches en fer et en manganèse et qu'elles sont les supports géochimiques d'éléments chalcophiles (Pb, Zn, Sb, As, Cu, Ag...). Les éléments en trace sont mieux représentés, sont plus variés dans les gisements stratiformes du socle les opposant ainsi à ceux de la couverture et également aux filons de l'ensemble des séries de Vanoise méridionale.

En considérant les lentilles carbonatées (Fe-Mn) et la triade sulfurée en terme d'analyse métallogénique régionale et en supposant le socle anté-namurien, replacé dans le cycle varisque, nous pouvons alors souligner l'origine volcano-sédimentaire de ces occurrences, ne pas sous-estimer le rôle du volcanisme basique et considérer que le dépôt a eu lieu lors de l'étape précoce s.l. (c'est à dire anté-phase paroxysmale) de l'évolution de la zone mobile varisque. Dans cette acceptation, les micaschistes gris, les metabasites et les lentilles carbonatées à sulfures seraient dévondantiens.

Mais, conscients du problème posé par l'âge de ces roches anciennes, en Vanoise et dans les vieux socles des Alpes en général, nous ne devons pas écarter l'hypothèse d'un âge plus ancien, par exemple cadomien pour ce batif, par analogie avec celui parfois admis, proparte, pour les Aiguilles Rouges-Belledonne; dans ce cas, le dépôt des minéralisations stratiformes carbonatées et sulfurées aurait lieu, mutis-mutandis, dans la partie moyenne du Protérozoïque supérieur.

Les lentilles de la couverture siliceuse ont une paragenèse beaucoup moins variée, le carbonate y est calcique ou ankéritique, l'oligiste est abondant et parfois même exclusif et les sulfures rares. Une lentille, cependant, renferme des fantômes de sidérite, entièrement transformés en goéthite. Ces petits carbonates semblent bien être très anciens,

probablement hérités et remaniés par la sédimentation permienne.

Les gîtes stratiformes, dans la couverture carbonatée, se limitent à de rares zones lenticulaires de recristallisation de calcite ou d'ankérite avec un peu de pyrite et de chalcopryrite.

3) Par opposition aux gisements stratiformes, aucune différence n'est apparue dans l'étude métallogénique des filons respectifs du socle et de la couverture siliceuse permienne. L'homogénéité des paragenèses est frappante: albite + quartz + chlorite (ripidolite) + oligiste + ankérite et/ou calcite + pyrite. On n'observe jamais de sidérite. Ces filons sont tardifs, postérieurs aux phases principales de la tectonique alpine et du métamorphisme alpin, puisqu'on n'y observe pas de déformations majeures ni de minéraux comme la glaucophane ou la jadéite, à la différence de certaines fentes alpines précoces de déchirement, décrites par P. Saliot (1978). Une question reste posée: quelle est l'origine du fer et de l'oxygène des filons encaissant dans la série "réductrice" du socle? Si la présence de saumures en inclusions dans les minéraux de ces filons se révélait générale, il faudrait chercher à définir le rôle des migrations ascendantes ou descendantes à partir des masses gypseuses du Trias, dont le sulfate peut être source d'oxygène.

Les événements métamorphiques d'âge alpin ne semblent pas avoir modifié sensiblement le contenu des minéralisations lenticulaires du socle. Par contre, la tectonique alpine (et plus ancienne?) les a boudinées et aplatiees. Des recristallisations ont eu lieu sur place.

Ces gisements stratiformes du socle de Chasseforêt sont donc un exemple très typique de minéralisations héritées d'un cycle ancien repris par l'orogénèse alpine. L'étude des paragenèses de ces lentilles n'apporte aucune lumière nouvelle sur les conditions du métamorphisme alpin de haute pression, dont elles ont réchappées, si ce n'est la cristallisation locale de chloritoïde.

Ainsi notre étude métallogénique du massif de Vanoise méridionale apporte des arguments originaux en faveur de l'existence d'un socle anté-namurien dans cette région et jette quelques lueurs sur la nature de la sédimentation initiale.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE A :

1. Gisement stratiforme de La Letta ou du Pelvoz, encaissant dans les micaschistes gris de Chasseforêt. Vue générale.
2. Gisement stratiforme de l'Arpont, encaissant dans les micaschistes gris de Chasseforêt: on peut noter la prédominance de la sidérite sombre.
3. Filon à albite et oligiste encaissant dans les micaschistes bleus à glaucophane (socle) à La Ferrière.

PLANCHE B :

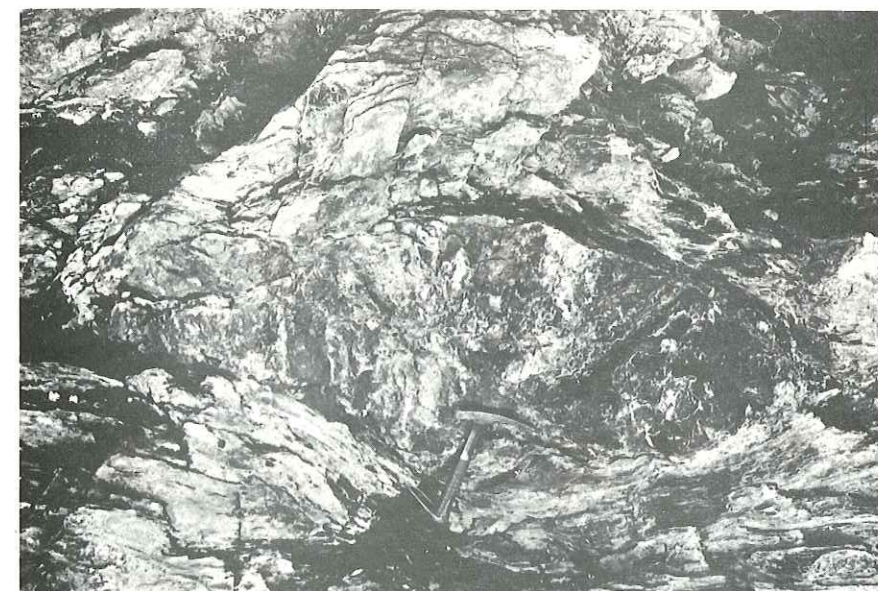
4. Gerbe de chloritoïde dans les micaschistes gris des anciennes mines de La Letta, lumière polarisée.
5. Chloritoïde maclé en lumière analysée.
6. Aiguilles de stilpnomélane non orientées dans les sidérites manganésifères des Mines de La Letta, lumière analysée.

pl. A

1

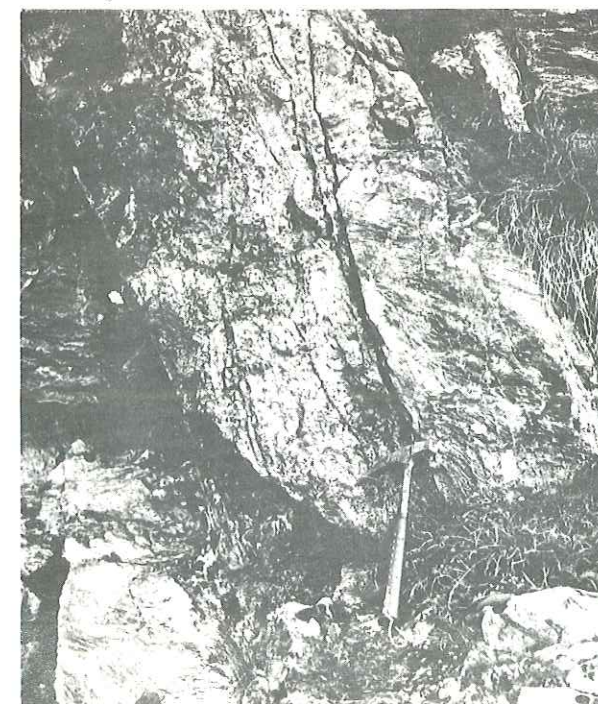


2



0 20 cm

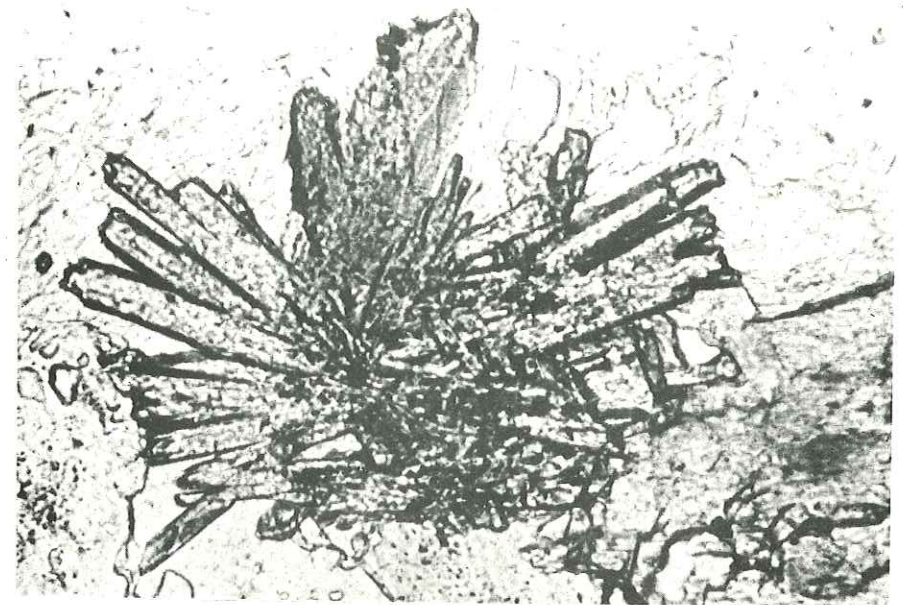
3



0 15 cm

pl. B

4



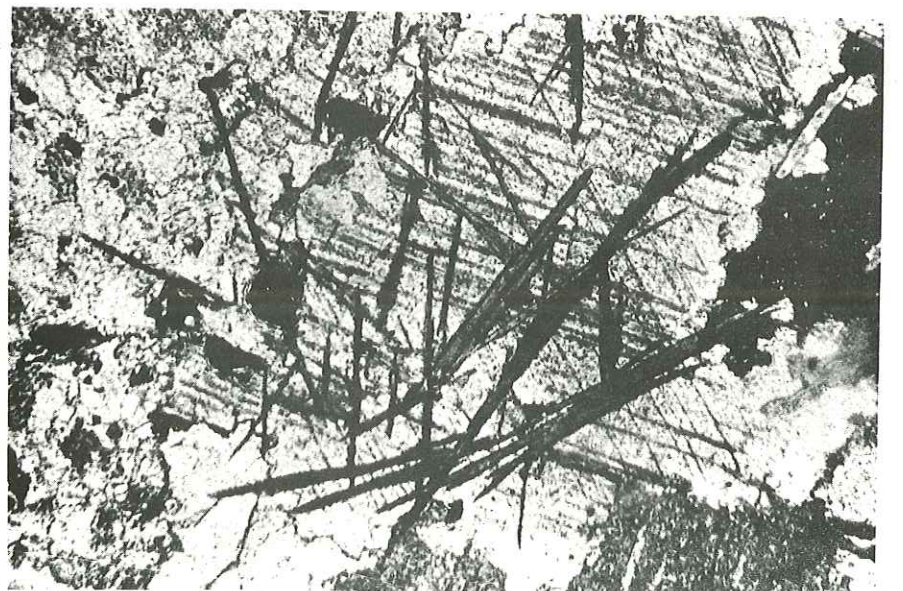
0 0,03 mm

5



0 0,03 mm

6



0 0,8 mm

8 14

A N N E X E S

Annexe

Tableau n°1. Production de la Mine de La Plagne depuis 1810.

Exploitant	Années	concentré (t)	Pb (t)	Ag (kg)	tout venant (t)	quartiers ex- ploités.
Schreiber	1810-1814	22	12			Charles Albert
Régie sarde	1815-1852	6400	3800	8500		"
Sté Franco-Savoisienne sous l'occupa- tion sarde.	1852-1860	4000	1680	3730		"
Sté Franco-savoisienne après annexion	1860-1866	2500	1250	2800	51713	"
Comte de St Pierre.	1903-1918	1400	710	2650		
Sté Mines de La Plagne.	1919-1933	30710	15300	52100	171255	Sarrazins
Sté Mines de La Plagne (S.M.M.P.)	1934-1957	80620	58380	151870	1026630	Espérance Sarrazins
TOTAL		125652	81132	221677	1255598	

Annexe

Tableau n°2. Production de la Mine de Peisey depuis 1745.

Exploitant	Années	tonnage Pb (t)	tonnage Ag (kg)	teneur en Ag g/t de Pb)
Cie anglaise	1745-1760	8811	13702	1560
Cie savoyarde	1760-1792	5760	23112	4180
Sous la Révolution	1794-1802	49	117	2330
Ecole des Mines	1802-1814	2133	4926	2320
Gouvernement Sarde	1814-1852	3870	9109	2350
Castellazo et Tardy	1852-1860	550	1290	2330
Franco-Savoisienne (reprise des scories)	1856-1860	360	650	1800
Total		21541	52906	2410

Annexe tableau n°3: Analyses diffractométriques de carbonates et de quelques chlorites des gisements stratiformes du socle et des couvertures siliceuse et carbonatée.

SOCLE

COUVERTURE SILICEUSE.

Cirque du Génepy

éch. 91 : sidérite Mn
éch. 124.1 : sidérite Mn
éch. 124.2 : sidérite Mn
éch. 435 : sidérite Mn

éch. B3 : ankérite
éch. 440 : dolomie
éch. 421 : calcite
éch. 418 : dolomie-ankérite
éch. 425 : calcite
éch. 202 : calcite
éch. 123 : dolomie-ankérite
éch. 204 : ankérite
éch. 203 : dolomie

Cirque de Rosoire

éch. 61 : ankérite-dolomie
éch. 280 : ankérite + ripidolite
éch. 283 : ankérite + ripidolite
éch. 448 : ankérite
éch. 449 : ankérite
éch. 463 : ankérite
éch. 286 : calcite

Col du Vallonnet - Cirque des Nants

éch. 70 : sidérite Mn
éch. 55 : sidérite + goethite
éch. 68 : sidérite Mn

éch. 58 : sidérite + goethite

La Vallette - Col des Thurges

éch. 248 : calcite
éch. 240 : dolomie
éch. 105 : dolomie

Cirque du Grand Marchet

éch. 234 : ankérite-dolomie

Pelve - Letta

éch. 144 : sidérite Mn
éch. 139 : sidérite Mn
éch. 137 : sidérite Mn
éch. 140 : sidérite Mn
éch. 135 : sidérite Mn + ripidolite

COUVERTURE CARBONATÉE

Rocher de la Fraîche, éch. 501: calcite
Base nord du Gd Marchet, éch. 289 :
calcite, ankérite-dolomie & pycnochlorite
La Réchasse, éch. 420 : calcite et anké-
rite.

L'Arpont - Combe d'Enfer

éch. 218 : sidérite Mn + goethite
éch. 13 : sidérite Mn
éch. 227 : sidérite Mn

Annexe tableau n°4: caractéristiques structurales et minéralogiques des filons encaissant dans le socle de Chasseforêt.

Pendage de la foliation des micaschistes du socle Direction et inclinaison des filons Nature de la gangue et des minerais

Zone de La Ferrière - La Mahure et de la Combe d'Enfer.

N 80°	40° S	N 165°	85 à 90° E	qz + ab + cc + ol + py
N 80°	40° S	N 160°	90°	qz + ol
N 80°	45° S	N 160°	70° E	qz + ol
N 80°	45° S	N 160°	60° E	qz + ab + chl
N 65°	45° SE	N 145°	90°	qz + ab
N 85°	60° S	N 165°	40° SE	qz + ol
N 80°	60° S	N 160°	50 à 60° E	qz + ol
N 80°	60° S	N 175°	55° E	qz + ab + ol
N 85°	40° S	N 175°	90°	qz + ab + ol + py
N 85°	40° S	N 90°	40° N	qz + ol + py
N 25°	15° W	N 130°	70° NE	qz + chl + ol
N 80°	30° S	N 70°	90°	qz
N 80°	30° S	N 90°	90°	qz + ab + ol
N 70°	45° S	N 150°	90°	qz + ab
N 80°	40° S	N 160°	80 à 90° E	qz + ab + cc + ol
N 80°	45° S	N 160°	70° E	qz + ab + ol
N 80°	60° S	N 175°	50° E	qz + ol
N 80°	60° S	N 160°	60° E	qz + ol
N 80°	60° S	N 175°	55° E	qz + ab + cc + ol
N 80°	40° S	N 175°	80 à 90° E	qz + ab + chl + ol + py
N 80°	40° S	N 180	40° E	chl + ol
N 120°	15° W	N 130°	70° NE	qz + chl + ol

Cirque de l'Arpont

N 60°	20° SE	N 90°	90°	qz + ab + ol + py
N 60°	30° SE	N 140°	80° NE	qz + ab
N 60°	20° SE	N 175°	90°	qz
N 60°	30° SE	N 20°	80° E	qz + ab + chl + ol + py
N 70°	40° SE	N 100°	90°	qz + ab
N 70°	40° SE	N 170°	80° E	qz + ab

Cirque de l'Arpont (suite)

N 70°	40° SE	N 150°	50° E	qz + py
N 70°	40° SE	N 165°	70° E	qz + cc + ol + chl + py + ba
N 90°	15° S	N 140°	90°	qz + ab
N 70°	60° SE	N 150°	80° NE	qz + ab
N 70°	60° SE	N 150°	90°	qz + chl + py
N 70°	60° SE	N 145°	45° NE	qz + ab
N 70°	60° SE	N 155°	80 à 90° E	qz + ab + ol + py
N 45°	40° SE	N 150°	80° E	qz
N 45°	40° SE	N 160°	90°	qz + ol
N 45°	40° SE	N 150°	90°	qz + ab
N 80°	10° S	N 175°	80° E	qz + ab + chl
N 80°	10° S	N 90°	35° S	ab
N 70°	30° S	N 160°	90°	qz + ab + chl
N 65°	45° SE	N 145°	90°	qz + ab
N 80°	15° S	N 10°	75° NW	qz + cc
N 70°	10° S	N 160°	90°	qz + ol + py + cc
N 170°	20° W	N 140°	90°	chl + ol + py + cc
N 170°	10° W	N 140°	90°	qz + cc
N 50°	35° SE	N 175°	65° W	qz + ol
N 50°	35° SE	N 140°	90°	ab
N 50°	35° SE	N 90°	65° S	ab
N 50°	35° SE	N 20°	45° W	ab
N 50°	30° SE	N 180°	60° E	qz + ol + py
N 50°	30° SE	N 165°	75° E	qz
N 50°	40° SE	N 50°	90°	qz
N 50°	30° SE	N 130°	90°	qz + ol + py
N 50°	30° SE	N 160°	70°	qz + ab + chl + ol
N 20°	20° W	N 160°	70° E	qz + ab + chl + ol + chalco
N 20°	20° W	N 45°	45° SE	ab + ol

Zone de Chasseforêt - Pelve - Entre Deux Eaux

N 90°	10° N	N 180°	80° E	qz + ab
N 90°	10° N	N 150°	80° E	qz + ab + ol + py
N 100°	10° N	N 130°	90°	qz + ab + ol + py
N 90°	20° S	N 180°	55° W	qz + ab + chl

Zone de Chasseforêt - Pelve - Entre Deux Eaux

N 110°	20° N	N 180°	90°	qz + ab + chl + ol
N 110°	20° N	N 100°	60° S	qz
N 80°	30° N	N 90°	90°	qz
N 80°	30° N	N 160°	90°	qz + ab + ol + py
N 130°	30° NE	N 160°	90°	qz + ab + ol + py

Zone Entre Deux Eaux - Bellecombe - Plan du Lac

N 10°	20° E	N 90°	90°	qz + ab + chl
N 10°	15-20° E	N 145°	30° SW	qz
N 10°	20° E	N 50°	80° NW	qz
N 40°	30° SE	N 140°	90°	qz + ab
N 40°	30° SE	N 20°	90°	qz + ab
N 30°	30° E	N 20°	80° NW	qz + ab + ol + cc
N 150°	30° NE	N 25°	90°	qz + ab + ol + cc
N 120°	35° NE	N 175°	65° W	qz + ab + chl

Annexe tableau n°5: Analyses diffractométriques de carbonates et de quelques chlorites des filons (socle et couvertures siliceuse et carbonatée).

1°. Filons de socle.

éch. 454 : calcite + ripidolite	éch. 128 : calcite + ripidolite.
éch. 229 : calcite + dolomie	éch. 22 : calcite et dolomie.

2°. Filons de la couverture.

éch. 286 : calcite	dans le Permien, Cirque de Rosoire
éch. 280 : dolomie	" " " "
éch. 61 : dolomie	" " " "
éch. 62 : calcite	" " " "
éch. 82 : calcite + barytine	Permien, Cirque du Génépy
éch. 203 : dolomie	" " " "
éch. B3 : ankérite	" " " "
éch. 123 : calcite	" " " "
éch. 468 : calcite + corundophyllite	Lias de la Mahure
éch. 443 : dolomie	

Annexe tableau n°6: Calcimétrie, résultats des dosage (J. Rasumny)

1°. Gisements stratiformes du socle (carbonates).

n°éch.	CaO (%)	MgO (%)
12	13.20	-
70	11.00	3.95
91	8.80	4.94
124.1	6.15	3.50
124.2	4.40	4.90
137	12.76	6.60
139	8.36	3.64
140	12.75	5.72
218	10.00	3.96
227	12.75	5.70
435	5.72	4.90

2°. Filons de socle et de couverture (carbonates).

n°éch.	CaO (%)	MgO (%)
B3	88.90	-
128	100.00	-
468	95.25	4.78
248	94.50	-
61	70.34	-

BIBLIOGRAPHIE

- Ainardi, J.L. 1976 : Le Permo-Trias épimétamorphique de la région de La Plagne - Champagny en Vanoise (Alpes occidentales françaises). Caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement. Thèse 3ème cycle, Nancy, 118 p.
- Armangot, J. 1971 : Quelques aspects géologiques régionaux de la distribution des gisements de pyrite et des autres minéralisations associées dans la province de Huelva (résumé). Bull. B.R.G.M., Sect. II, n° 6, 1971, p. 3.
- Arnold, M. & Guillou, J.J. 1973 : Evolution des sulfures (Fe-Zn) dans le métamorphisme régional : exemple des amas sulfurés d'Aracena (Espagne). C.R.Acad.Sc. Paris, t. 276/24, 3089-3092.
- Aumaitre, R. & Buffet, G. 1973 : Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 301 p.
- Aye, F., Beaujour, A., Kerjean, M. & Le Fur, Y. 1977 : Les minéralisations sulfurées à Cu, Zn, Pb de Bodennec et Porte aux Moines : éléments de gîtologie. 5ème R.A.S.T., Rennes, 1977, p. 31.
- Aye, F. & Picot, P. 1977 : Minéralogie des minerais sulfurés de la province sud-ibérique ; ses fluctuations, signification gîtologique. 5ème R.A.S.T., Rennes, 1977, p. 32.
- Bailey, S.W. 1972 : Determination of chlorite composition by X. Ray spacings and intensities. Clays and clays mineral, Vol. 20, 381-388.
- Barbier, J. & Wilhelm, E. 1977 : La dispersion géochimique superficielle autour des gîtes sulfurés : exemple de la France. 5ème R.A.S.T., Rennes, 1977, p. 39.
- Barbier, R., Bloch, J.P., Debelmas, J. & Ellenberger, F. 1954 : Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie). Compte rendu sommaire des séances S.G.F. n° 17. 435-505.
- Bardin, D. 1971 : Les amas pyriteux de Sain-Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. Bull. B.R.G.M., 2ème série, Sect. II, n° 6, 1971, p. 17-41.
- Barnes, H.L. 1967 : Geochemistry of hydrothermal deposits (Ed. by H.L. Barnes) The Pennsylvania State University, 670 p.
- Bebien, J. 1973 : Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. C.R.Acad.Sc. Paris, 276, 3111-3114.

- Behar, F. 1977 : Analyse des inclusions fluides par chromatographie gazeuse. 5ème R.A.S.T., Rennes, 1977, p. 53.
- Bellon, H., Devillers, C., Hagermann, R. & Touray, J.C. 1976 : Dater les minéralisations. Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n° 7, 265-268.
- Bernard, A. & Poirot, J.P. 1960 : Travaux pratiques de métallographie des minerais pour 3ème année E.N.S.G. Polycopié : E.N.S.G. appliquée et de prospection minière. Nancy, 128 p.
- Bernard, A. 1962 : Notion de métallogénie sédimentaire. In : Coll. gîtes stratiformes. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc (Rabat) 181, 267-283.
- Bernard, A.J. 1974 : Essai de revue des concentrations métallifères dans le cycle sédimentaire. Geologische Rundschau 63/1, 41-51.
- Bernard, D., Gratier, J.P. & Pecher, A. 1977 : Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. 5ème R.A.S.T., Rennes, 1977, p. 63.
- Besson, M., Permingeat, F. & Picot, P. 1971: Etude micrographique des minéralisations de Pierrefitte (Hautes Pyrénées). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 94, 55-63.
- Bignot, G., & Dangeard, L. 1977 : Résultats préliminaires de l'examen au M.E.B. de nodules polymétalliques des fonds océaniques actuels. Bull. Soc. Géol. et Amis du Muséum du Havre. Tome L. XIV, Fasc. 3, 3ème trimestre.
- Blondel, F. & Marvier, L. (éd) 1952 : Symposium sur les gisements de fer du Monde. XIXè Congrès géologique international. Alger, T. 2, 638 p.
- Bocquet, J. 1971 : Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 64, n° 1, 71-103.
- Bocquet, J. 1974 : Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Université scientifique et médicale de Grenoble, 489 p.
- Bocquet, J. 1974 : Blue amphiboles of the western Alps. Chemistry and physical characters. Bull. Suisse de Minéral. et Pétro., band 54, heft 2/3, 425-448.
- Bocquet, J., Delaloye, J.C., Hunziker, D. & Krummenacher, D. 1974: K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the western Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 47/7, 26, 7-26.
- Bois, J.P. & Pouit, G. 1976: Les minéralisations de l'anticlinorium de Pierrefitte: un exemple de gisements hydrothermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées centrales. Bull. B.R.G.M., 2ème série, section II, n°6, p.543-567.
- Boudon, J., Gamond, J.F., Gratier, J.P., Robert, J.P., Depardon, J.P., Gay, M., Ruhland, M. & Vialon, P. : 1976: L'arc alpin occidental: réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S Eclogae geol. helv., vol. 69/2, 509-519.
- Boulandon, J., Picot, P. & Laforet, C. 1976: Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n°7, 149-154.
- Brown, G. 1961: The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Ed. by Mineralogical Society London.
- Brown, B.E. & Bailey, S.W. 1962: Chlorit polytypism: I. regular and semi random one layer structures. Amer. Mineralogist., 47, 819-850.
- Caby, R. 1964: Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite. Géologie Alpine, t. 40, 131-186.
- Carme, F. 1970: Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sc., t. 271, 7, 631-633.
- Caron, J.M. & Saliot, P. 1969: Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. C. R. Acad. Sc., t. 268, 315-316.
- Chadwick, B. 1974: Glaucophan fabric in the cover of the Monte-Rosa nappe, Zermatt-Saas Fee, Southwest Switzerland. Geol. Soc. of Am. Bull. vol.85, n°6, 907-910.
- Chauvel, J.J. 1968: Les stilpnomélanes : généralités, étude détaillée des stilpnomélanes dans le minerai de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. 2ème thèse, Rennes, 67p.
-
- BOYER-GUILHAUMAUD, C. 1974 : "Volcanismes acides paléozoïques dans le massif armoricain". Th. d'Etat. Univ. Paris-Sud. Orsay, 384 p. 9 pl. photos.
- CARME, F. 1975 : Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs cristallins externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 281, 89-92.

- Chauvel, J.J. 1973: Matériaux pour la connaissance du groupe des stilpnomélanes. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, C V/2, 51-120.
- Chevalier, P. 1975: Le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées orientales, France). Bull. B.R.G.M., 2ème série, section II, n°5, 385-406.
- Conquere, F. & Ovtacht, A. 1963: Volcanisme dinantien de la bordure septentrionale du synclinal de Châteaulin (Région de Huelgoat Finistère). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 257, 2689-2691.
- Cruickshank, R.D. & Ghent, E.D. 1978: Chloritoid bearing pelitic rocks of the Horse thief Creek group, Southeastern British Columbia. Contrib. Mineral. Petrol. 65, 333-339.
- Dal Piaz, J.V. 1974: Le métamorphisme éo-alpin de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpi-apennin (2ème partie). Bull. Suisse de Mineral. et Petro. 54 (2/3), 399-424.
- Dambrine, P. & Langaney, C. 1977: Minéralisation du massif de la Vanoise. Relation des filons avec la structure et le métamorphisme. Trav. Scient. du Parc National de la Vanoise, VIII, 9-28.
- Dambrine, P., Langaney, C. & Tamain, G. 1979: Les lentilles carbonatées à polymétalliques de la Vanoise méridionale (Savoie, France) et leur âge dinantien probable. C.R.Acad. Sc. (à paraître).
- Day, F.H. 1963: The chemical elements in nature. Ed. by George G. Harp & Co L.T.D., 372p.
- Debelmas, J. 1974: Géologie de la France. Doin Ed., t.1 & 2, 1-544.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1962: Rock forming minerals. Ed. by Longmans, Green and Co- London, 5t.
- Deicha, G. 1952: Dispositif expérimental pour l'observation directe de la décrépidation des inclusions liquides d'origine hydrothermale. Bull. Soc. Géol. Fr., Minéralogie, T.75, 237-245.
- Deicha, G. 1955: Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Ed. par Masson, Paris. 126 p.
- Deicha, G. 1970: Expansion actuelle des recherches sur les inclusions et le problème de leur coordination future. Bull. Suisse de Mineral. et Petro., 50/1, 3-11.
- Deicha, G. 1970: Le degré de liberté des solutions géochimiques dans le règne minéral; rapports entre les phases cristallogénétiques et les inclusions fluides des minéraux. Bull. Suisse de Mineral. et Petro., 50/1, 25-35.
- Desmons, J., Laduron, D. & De Bethune, P. 1977 : Grenats zonés de la nappe du Grand-Saint-Bernard et de la nappe piémontaise (Alpes occidentales). Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, t. 29, 327-347.
- Desprez, D. & Soler, E. 1971 : Les minéralisations pyriteuses et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la Province de Huelva (S.W. de l'Espagne). Bull. B.R.G.M., sect. II, n° 6, 1971, 5-16.
- Eggleston, R.A. & Bailey, S.W. 1967 : Structural aspects of dioctahedral chlorite. Amer. Mineralogist., 52, 673-689.
- Ellenberger, F. 1954 : Migmatites d'âge Permien dans la zone houillère briançonnaise. (Alpes occidentales). C.R.Soc.Géol.Fr., 65-68.
- Ellenberger, F. 1957 : Le stilpnomélane, minéral de métamorphisme régional dans la Vanoise (Savoie). C.R.Soc. Géol. Fr., 63-65.
- Ellenberger, F. 1958 : Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. explic. Carte Géol. Fr., 562 p.
- Ellenberger, F. 1960-1963 : La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. Livre à la mémoire du Professeur Fallot, T. II, 383-393.
- Ellenberger, F. 1965 : Le Permien du Pays de Vanoise. Atti del Symposium sul Verrucano Pisa, settembre 1965. Soc. Toscano di Scienze Naturali. Pisa, 170-211.
- Ellenberger, F., Moret, L. & Gidon, P. 1967 : Géologie du Parc National de la Vanoise. Extrait du livre "Le Parc National de la Vanoise". 33-45.
- Ellenberger, F. & Saliot, P. 1967 : Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. C.R.Acad. Sc Paris, T. 260, 4008-4011.
- Fabre, J. 1961 : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). Mémoires du B.R.G.M., n° 2, 315 p.
- Feys, R. 1963 : Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes) Mém. du B.R.G.M., n° 6, 387 p.
- Forster, M.D. 1962 : Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US Geol. Survey Prof. paper 414 A, 33 p.
- Frey, M., Hunziker, J.C., Frank, W., Bocquet, J., Dal-Piaz, G.V., Jäger, E. & Niggli, E. 1974 : Alpine metamorphism of the Alps. A review. Bull. Suisse de Mineral. et de Petro. Tome 54, 2/3, 1974, 247-290.
- Frey, M. 1978 : Progressive low-grade metamorphism of a Black Shale Formation, central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblage. Journal of Petrology. Vol. 19, n° 1, 1978, 95-135.

- Fuchs, Y. 1976 : A propos de quelques exemples de relations entre altérations et concentrations métallifères (Pb, Zn, Cu, U, Ba, Sr, F..) dans le domaine épicontinental. Bull. Soc. Géol. France, (7) t. XVIII, n° 1, 91-94.
- Gaillet, J.L. 1977 : Géologie structurale de la zone briançonnaise orientale en haut Val-Grana (Alpes cottiennes méridionales, Italie). Thèse 3ème cycle, Orsay, 109 p. 6 pl. photos.
- Ganguly, J. 1968 : Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{O}_2$. American Journal of Science 266/4, 271-298.
- Gay, M. 1966 : Etude d'un stilpnomélane des Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., LXXXIX, 344-347.
- Gay, M. 1970 : Le massif d'Ambin et son cadre des schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine. Bull. B.R.G.M., Section 1, n° 3, 5-81.
- Gay, M. 1972 : Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes) Evolution métamorphique. Arch. des Sciences, Vol. 25/1, 5-100.
- Gay, M. 1972 : Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes) - Evolution structurale. Arch. des Sciences, Vol. 25/2, 165-214.
- Gay, M. & Vialette, Y. 1974 : Le socle du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 16, 245-246.
- Girod, M. 1978 : Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural. Doin éd. 239 p.
- Goffé, B., Goffé-Urbano, G. & Saliot, P. 1973 : Sur la présence d'une variété magnésienne de ferro-carpholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin. C.R.Acad. Sc. Paris. 277/19, 1965-1968.
- Goffé, B. 1975 : Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3ème cycle, Orsay, 190 p.
- Goffé, B. 1977 : Présence de cookéite dans les bauxites métamorphiques du Dogger de la Vanoise. Bull. Soc. Franç. Minéral. Cristall. sept-Oct. 1977, t. 100, n° 5, 237-288.
- Goffé, B. 1977 : Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale. Contr. Mineral. and Petro., t. 62/1, 23-41.
- Goguel, J. & Laffitte, P. 1952 : Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. B.S.G.F. (6), t.2, 575-595.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L. 1960 : Subsolidus relations in the system $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{MnCO}_3$. The Journal of Geology, 68, n° 3, 324-335.
- Granier, C. 1973 : Introduction à la prospection géochimique des gîtes métallifères. Edt. Masson, Paris, 143 p.
- Greber, C. & Feys, R. 1952 : Note préliminaire. Présence probable de Namurien dans le Houiller briançonnais. C.R.Som.Ac.Sc. n° 3, 36-37.
- Guillemin, C. & Ovtracht, A. 1960 : Eléments natifs, sulfures et sulfosels. Inedit. Labo. Geol. App. Paris, 122 p.
- Guitard, G. 1970 : Sur les relations entre la sidérite, l'ankérite et la dolomie dans les gisements de fer métasomatiques du Canigou. (Pyrénées orientales). C.R.A.S. Paris, t. 271, 1233-1236.
- Halferdahl, L.B. 1961 : Chloritoid : its composition, X rays and optical properties, stability and occurrence. Journal of petrology, Vol. 2, part 1, 49-135.
- Halm, E. 1945 : Beitr. Geol. Schweiz. Geotech. serie Lief 22. Bern. Die Kupfer - Wismut - Layerstätten im obern Val d'Anniviers (Wallis).
- Huard, M. 1972 : Etude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif du Canigou-Carança (Pyrénées orientales). Bull. B.R.G.M., 2è série, section II, n° 4, 1-43.
- Huvelin, P. 1970 : Amas stratiformes de pyrrhotine dans les schistes carbonifères du district des gabbros de la région de Kettara. (Jebilet - Maroc). C.R.A.S. Paris 270/21. 2517-2520.
- Ivladi, J.P. & Mazeran, R. 1976 : Un marqueur du domaine alpin métamorphique, la thermoluminescence du quartz des fentes et filons stériles. C.R.A.S. série D, t. 282/9, 815-817.
- Jenaro González Reyna (ed.) 1956 : Symposium sobre yacimientos de manganeso XX Congreso geologico internacional. Mexico. Tome I, 1 à 154. Tome V, 1 à 373.
- Kienast, J.R. & Velde, B. 1970 : Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. C.R.A.S. 271/7, 637-640.
- Kienast, J.R. & Nicot, E. 1971 : Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpellina (Val d'Aoste Italie). C.R.A.S. Paris, t. 272, série D, 1836-1839.
- Kienast, J.R. & Triboulet, C. 1972 : Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. Bull. Soc. Fr. Minéral. Crist. 95, 565-573.

- Kramm, U. 1973 : Chloritoid stability in manganese rich low-grade metamorphic rocks, Venn-Stavelot Massif, Ardennes. Contr. Mineral. and Petro. 41, 179-196.
- Kubler, B., Martini, J. & Vuagnat, M. 1974 : Very low grade metamorphism in the western Alps. Bull. Suisse de Minéral. et de Pétro. Tome 54, 2/3, 461-469.
- Laffite, P. 1957 : Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson éditeur. Paris, 343 p.
- La Roche de, H. 1972 : Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sciences de la terre, Tome XVII, n° 1-2, Nancy, 31-46.
- La Roche de, H. & Leterrier, J. 1973 : Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R.Acad.Sc. Paris, 276 (D), 3115-3118.
- Laurent, R. & Chessex, R. 1968 : Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. 61, n° 1, 1-18.
- Lenoble, J.P. & Rogel, P. 1977 : Les activités françaises dans le domaine des nodules polymétalliques. Annales des Mines.
- Levilec, H. 1806 : Statistiques des mines et usines du département du Mont-Blanc. Journal des Mines XIX, 113-114.
- Lougnon, J. 1956 : Rapport général sur les gisements de manganèse en France. Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congreso geologico internacional. T.V. 63-171.
- Marquar, J.C. 1976 : La modalité per descensum. Son applicabilité à certains filons de socle et de couverture. Mém. hors série, Soc. Géol. France, n° 7, 95-103.
- Martini, J. 1972 : Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. Bull. Suisse de Minéral. et Pétro. T. 52, n° 2, 257-275.
- Mortillet de, G. 1858 : Géologie et minéralogie de la Savoie. Annales de la Chambre Royale d'Agriculture et de Commerce de Savoie. Chambéry, T. 4, 382 p., 5 pl.
- Nicolini, P. 1970 : Géologie des concentrations minérales stratiformes. Gauthier-Villard Ed., 792 p.
- Novarese, V. 1895 a : Nomenclature e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Comit. Geol. Ital. 26, 164-181.
- Oelsner, O. 1965 : Atlas des principales paragenèses minérales vues au microscope. Gauthier-Villard, Paris, 309 p.
- Omenetto, P. & Brigo, L. 1974 : Metatallogenesi nel quadro dell' orogenesi ercinico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano). Memorie della Società Geologica Italiana, supplemento al volume XIII-1974, 1-24, 1 t.
- Ovtracht, A. 1964 : Province ferro-manganesifère viséenne de la mésogée du S.W. Boletín del Instituto de estudios asturianos (suplemento de ciencias). Separata del numero 9, 1-18.
- Pelissonnier, H. 1958 : Caractère syngénétique du manganèse des Hautes Pyrénées. Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congreso geologico internacional, T. V, 173-195.
- Pelissonnier, H. 1976 : Tectonique cassante et minéralisations. Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n° 7, 181-188.
- Perseil, E.A. 1968 : Caractères minéralogiques de quelques types de gisements manganésifères de la France méridionale. Bull. Soc. Géol. de France. (7), X, 408-412.
- Petruk, W. 1964 : Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X.Rays diffractometer. Am. Min. Vol. 49, 61-71.
- Picot, P. & Johan, Z. : Atlas des minéraux métalliques. Mém. B.R.G.M., n° 90, 403 p. Editions du B.R.G.M. 1977.
- Poty, B. 1967 : La croissance des cristaux de quartz dans les filons, sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Thèse Nancy, mém. 17, 162 p.
- Poty, B. Weisbrod, A.M. & Stalder, H.A. 1973 : Température et pression de croissance des cristaux dans des fentes alpines dans les Alpes françaises et suisses. Bull. de la R.A.S.T. Paris, p. 343.
- Poty, B., Stalder, H.A. & Weisbrod, A.M. 1974 : Fluid inclusion studies in quartz from fissures of western and central Alps. Bull. Suisse Minéral. Petrog. Vol. 54, 213, 717-752.
- Raguin, E. 1938 : La mine de plomb argentifère de la Plagne (Savoie). An. Mines, 12 p., 1 fig.
- Ramdohr, P. 1969 : The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press Ltd. Oxford, 1174 p.
- Ramsay, J.G. 1967 : Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill book company, 568 p.
- Rankama, K. & Sahama, Th., G. 1968 : Geochemistry. The University of Chicago Press (éd.), 912 p.

- Rogel, P. 1961 : Le gisement de plomb de La Plagne (Savoie). Etude géologique et métallogénique. Thèse 3è cycle, Paris, 67 p. 25 fig.
- Rogel, P. 1964 : Le gisement de plomb de La Plagne (Savoie). Sa liaison avec un paléotalus. Cahiers géol. n° spécial 74, 841-847.
- ROsler, H.J. & Lange, H. 1972 : Geochemical tables. Elsevier publishing company. 468 p.
- Routhier, P. 1963 : Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. T. 1 et 2, 1282 p. Masson & Cie éd.
- Routhier, P. 1964 : Quelques contributions relatives aux liens entre la sédimentation et les minéralisations stratiformes. Application à la recherche minérale. Cahiers Géol. n° spécial 74, 829-830.
- Sabouraud-Rosset, C. 1969 : Expériences sur les inclusions fluides hypersalines (NaCl - H₂O, KCl - H₂O). Diagnose de la halite et de la sylvite intracristalline. C.R.Acad.Sc. Paris, T. 268, 1671-1674.
- Sabouraud-Rosset, C. & Touray, J.C. 1970 : Sur les conditions de néoformation du quartz en terrains salifères, d'après l'étude des inclusions fluides (exemples pris en Vanoise et dans les Corbières). Bull. Suisse Minéral. Petrog. Vol. 50/1, 91-97.
- Sabouraud-Rosset, C. 1975 : Inclusions solides et liquides dans le gypse. Thèse Sciences Paris, Tx Lab. Géol. E.N.S. n° 10, 119 p. 23 pl.
- Saliot, P. 1973 : Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises ; répartition et signification. C.R.Acad.Sc. Paris, série D, 276, n° 24, 3081-3084.
- Samama, J.C. 1973 : Ore deposits and continental weathering. A contribution to the problem of geochemical inheritance of heavy metal contents of basement areas and of sedimentary basins. International Union of Geol. Sciences Series A, n°3 "Ores in sediments" Ed. by G.C. Amstutz et A.J. Bernard (350 p.) 247-265.
- Saliot, P. 1978 : Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Th. D'Etat. Université Paris-Sud. Orsay, 214 p.
- Schermerhorn, L.J.G. 1971 : An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. Boletín geológico y minero. T. LXXXII, 3/4, 23-52.
- Schoen, R. 1962 : Semi quantitative analysis of chlorites by X. Ray diffraction. Am. Min. Vol. 47, 1384-1391.
- Sigg, J. 1944 : Contributions à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc-Bella-Tola. Matériaux pour la géologie de la Suisse, série géotechnique 21è livraison, 60 p. 77 fig.
- Tamain, G. 1972 : Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). Thèse d'Etat, Orsay. T. II, 371-648.
- Tamain, G. 1973 : Introduction à la métallogénie et à la géologie minière. 1 vol. multigr. 101 p. 35 fig. Labo. Geol. Struct. & Appl. Orsay.
- Tamain, G. 1974 : Méthode statistique d'analyse photogéologique d'un champ de fractures. Exemple de quelques champs filoniens de la Sierra Morena (Espagne). Actes du 99è Congrès National des Sociétés Savantes. Besançon, 1974, Sciences Fasc. I, 119-132.
- Tamain, G. 1978 : L'évolution calédono-varisque des Hespérides. Géol. S. Surv. Canada, paper 78-10, 183-212.
- Tatarinov, P.M., Grushevyy, V.G. & Labazin, G.S. 1957 : Principes généraux d'analyse métallogénique régionale et méthodes d'établissement des cartes métallogéniques des régions plissées. Mater. vsesojuzn. rancho. Issl. geol. Inst. obshch. Serv., n° 22, 147 p., 5 tabl., 4 fig., traduction B.R.G.M.
- Termier, P. 1890-91 : Etude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). Bull. serv. carte géol. Fr. n° 20, T. II, 367-509.
- Terzic', S.B., Sommerauer, J. & Harnick, A.B. 1974 : Macroscopic cosalite crystals from the Pb-Zn ore deposit trepca (Yugoslavia). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Band 54, Helf 1, 209-211.
- Touray, J.C. 1966 : Analyse des gaz inclus des minéraux ; méthode du chauffage progressif. Bull. Soc. fr. minéral. cristal. T. 86, 394-398.
- Touray, J.C. 1970 : Analyse microcryoscopique des inclusions gazeuses des "quartz à fenêtres". Exemple d'homogénéisation au voisinage de la température critique du méthane (-82, 5°C). C.R.A.S. 270, D, p. 2613.
- Touray, J.C. 1970 : Analyse thermo-optique des familles d'inclusions à dépôts salins (principalement halite). Bull. Suisse Minéral. Petrog. Vol. 50/1, 67-79.
- Tucker, M.E. 1973 : Ferromanganese nodules from the Devonian of the Montagne Noire (S. France) and West Germany. Geol. Rundsch. t. 62/1, 137-143.

Tufar, W. 1974 : Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung.
Geologische Rundschau 63-1, 105-124.

Triboulet, C. 1974 : Les glaucophanites et roches associées de l'Ile
de Groix : étude minéralogique et pétrogénétique. Contrib. Minéral.
and Petrol. 45/1, 65-90.

Wedepohl, K.H. 1969-1970 : Handbook of geochemistry, Vol. 1, 2, 3. Springer-
Verlag Berlin. Heidelberg. New-York.

Weisbrod, A. 1968 : Détermination rapide des variations réactionnelles
d'entropie et d'enthalpie à partir de courbes expérimentales
d'équilibre ; tracé rapide des courbes théoriques d'équilibre.
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 91, 444-452.

Yajima, J., Touray, J.C. & Iiyama, J. 1967 : Les inclusions fluides
d'albite de la région de Modane. Bull. Sc. Fr. de Minéral.
Cristallog. T. XC, n° 3, 394-398.

Ypma, P.J.M. 1963 : Rejuvenation of ore deposits as exemplified by
Belledonne metalliferous province. Thèse Univ. Leiden, p. 212.

TABLE DES MATIERES.

	<u>page</u>
Objectif et introduction	1
<u>PREMIERE PARTIE : ETUDE STRUCTURALE ET PETROGRAPHIQUE</u>	
<u>CHAPITRE PREMIER : PLACE DE LA VANOISE DANS LE CADRE ALPIN.</u>	
I Limites entre la Zone Houillère et la Zone Vanoise-Mont Pourri.	14
II Les grandes subdivisions de la Zone Vanoise-Mont Pourri et l'ombilic de Pralognan	14
<u>CHAPITRE DEUXIEME : LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA VANOISE MERIDIONALE.</u>	
I Les micaschistes gris	18
II La série siliceuse permienne et permo-triasique	19
III Le Mésozoïque post-werfénien et le Paléogène inférieur	20
<u>CHAPITRE TROISIEME : STRUCTURE DE LA VANOISE MERIDIONALE</u>	
I Généralités	21
II Structure isoclinale à l'Ouest de la coupole de Vanoise méridionale	22
III Structure de la retombée orientale de la coupole de Vanoise méridionale	22
IV La fracturation (dans la retombée orientale) du Dôme de Chasseforêt- Etude structurale	29
<u>CHAPITRE QUATRIEME : LE METAMORPHISME ALPIN EN VANOISE MERIDIONALE.</u>	
I Généralités et rappels sur le métamorphisme alpin	33
II L'association à chlorite-chloritoïde et mica blanc du socle de Chasseforêt.	34
Conclusions	51
<u>CHAPITRE CINQUIEME : GEOCHIMIE.</u>	
I Géochimie des éléments majeurs dans les lentilles carbonatées et les roches associées	54
II Géochimie des éléments en trace	73

DEUXIEME PARTIE : ETUDE METALLOGENIQUE.

page

CHAPITRE PREMIER : HISTORIQUE ET GENERALITES.

- I Rappel historique sur les mines de Savoie 95
- II Généralités 98

CHAPITRE DEUXIEME : LES DISSEMINATIONS

- I Minéraux hérités et minéraux néoformés 101
- II Les minéraux opaques des micaschistes de l'Arpont, des ovardites et des prasinites du socle de Chasseforêt 101
- III Disséminations dans les micaschistes de la Pontille (Vanoise septentrionale) 111
- IV Les minéraux opaques disséminés dans la couverture siliceuse permienne et permotriasique 111
- V Disséminations dans la série permio-werfénienne de Champagny-en-Vanoise (Vanoise septentrionale) 116
- VI Conclusions sur l'étude des disséminations 117

CHAPITRE TROISIEME : LES GISEMENTS STRATIFORMES DU SOCLE DE CHASSEFORET.

- I Le gisement stratiforme de La Letta 119
- II Les autres gisements stratiformes du socle à l'Est du Dôme de Chasseforêt 145
- III Les gisements stratiformes au Nord et à l'ouest du Dôme de Chasseforêt 155
- IV Les différentes paragenèses des lentilles du socle de Chasseforêt 157
- V Les lentilles à polymétalliques et le contexte métallogénique régional 159

CHAPITRE QUATRIEME : LES LENTILLES STRATIFORMES DE LA COUVERTURE SILICEUSE PERMIENNE ET PERMO-TRIASIQUE ET DE LA COUVERTURE CARBONATEE MESOZOIQUE

- I Les lentilles stratiformes à sidérite de la série permienne 170
- II Les "gisements" stratiformes à calcite et ankérite de la série permienne et permotriasique 180

page

- III Les "indices" stratiformes de la couverture mésozoïque 180
- IV Conclusions à l'étude des gisements stratiformes de la couverture siliceuse et de la couverture carbonatée 182

CHAPITRE CINQUIEME : LES FILONS DU SOCLE DE CHASSEFORET

- I Les filons de la retombée orientale du Dôme de Chasseforêt 185
- II Les filons à l'Ouest et au Nord du Dôme de Chasseforêt 208
- Conclusions 215

CHAPITRE SIXIEME : LES FILONS ET LES AUTRES CORPS MINERALISES DE LA COUVERTURE SILICEUSE ET DE LA COUVERTURE CARBONATEE

- I Les filons dans le Permien et le Permo-Trias 217
- II Les autres corps minéralisés des Cirques du Génepy et de Rosoire. 219
- Conclusions 220
- III Minéralisations dans les calcaires liasiques de La Mahure 221

CONCLUSIONS GENERALES

227

Planches photographiques
Annexes
Bibliographie
Table des matières.