



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du Massif des Grandes Rousses . Isère- France - Alpes

Loïc Giorgi

► To cite this version:

Loïc Giorgi. Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du Massif des Grandes Rousses . Isère- France - Alpes. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. NNT: . tel-00529705

HAL Id: tel-00529705

<https://theses.hal.science/tel-00529705>

Submitted on 26 Oct 2010

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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
et MEDICALE de GRENOBLE

THESE de DOCTORAT de SPECIALITE

Spécialité : GEOLOGIE APPLIQUEE
Mention : PETROLOGIE—METALLOGENIE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES TERRAINS
CRISTALLINS DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES.

ISERE—FRANCE

Loïc Giorgi

Soutenu le 10 Décembre 1979 devant la commission d'examen

MM	R. MICHEL	Professeur	Président
	P. GIRAUD	Professeur	Rapporteur
	J. LAMEYRE	Professeur	Examinateur
	M. CHENEVOY	Professeur	Examinateur
	G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S.	Examinateur

AVANT-PROPOS

Je voudrais exprimer toute ma gratitude à Monsieur le Professeur P. GIRAUD pour la confiance qu'il m'a sans cesse témoignée.

Je tiens à lui dire la reconnaissance que je lui dois et toute l'estime que je lui porte.

Mes remerciements respectueux vont :

à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a bien voulu m'honorer en présidant ce jury.

à Monsieur le Professeur J. LAMEYRE qui a accepté avec la plus grande amabilité d'en faire partie. Nos contacts ont été pour moi des plus enrichissants grâce à ses suggestions et à ses observations.

à Monsieur le Professeur M. CHENEVOY, qui a bien voulu faire partie de ce jury.

à Monsieur G. VIVIER. Il a été pour moi d'un grand réconfort. Il m'a initié à la géochimie et ses critiques particulièrement judicieuses ont grandement orienté mes recherches.

à Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD qui, m'offrant l'hospitalité à l'Alpe d'Huez a par sa compréhension, ses observations bienveillantes, facilité mes travaux de recherche.

Je n'oublierai pas, non plus, chercheurs, enseignants, techniciens, qui m'ont fait bénéficier de leur expérience.

Un grand merci à Madame KELLER. Son concours aimable et amical a rendu efficace le travail de laboratoire.

Que Monsieur D. VACHARD, veuille bien trouver ici l'expression de ma plus vive reconnaissance pour le soin et la diligence qu'il a apportés à la détermination des microfossiles que j'ai trouvés.

SOMMAIRE

CHAPITRE I - INTRODUCTION ET GENERALITES

CHAPITRE II - LE VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

I - Les gneiss de Bourg d'Oisans
II - Les schistes d'Huez-Vaujany
III - Les faciès à feldspath alcalin et roches associées
IV - Les granites de la Fare et de Roche Noire

CHAPITRE III - LE VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

- Les micaschistes de la Haute-Sarenne

CHAPITRE IV - LE GRANITE DU ROCHAIL

CHAPITRE V - ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF CRISTALLIN DES GRANDES ROUSSES

CHAPITRE VI - LES METAMORPHISMES

CHAPITRE VII - DATATIONS DES TERRAINS

CHAPITRE VIII - ETUDE GEOCHIMIQUE

I - Géochimie des terrains volcano-sédimentaires métamorphiques du versant occidental du massif des Grandes Rousses
II - Approche géochimique du granite du Rochail

CHAPITRE IX - QUELQUES ASPECTS METALLOGENIQUES DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

CHAPITRE X - CONCLUSIONS

ANNEXE 1 - Localisation des échantillons étudiés
ANNEXE 2 - Analyses chimiques
ANNEXE 3 - La classification des roches éruptives plutoniques

BIBLIOGRAPHIE

Cartes et coupes hors-texte, liste des tableaux, liste des figures

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION ET GENERALITES

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le massif des Grandes Rousses fait partie des "massifs cristallins externes" fragments d'une chaîne paléozoïque reprise par l'orogénèse alpine.

Du Nord au Sud ces massifs sont le Mont-Blanc, les Aiguilles Rouges, la Chaîne de Belledonne, les Grandes Rousses, les Ecrins-Pelvoux et l'Argentera-Mercantour (fig. 1).

Le travail présenté ici correspond à l'étude des terrains cristallins de la partie occidentale et centrale du Massif des Grandes Rousses (fig. 2).

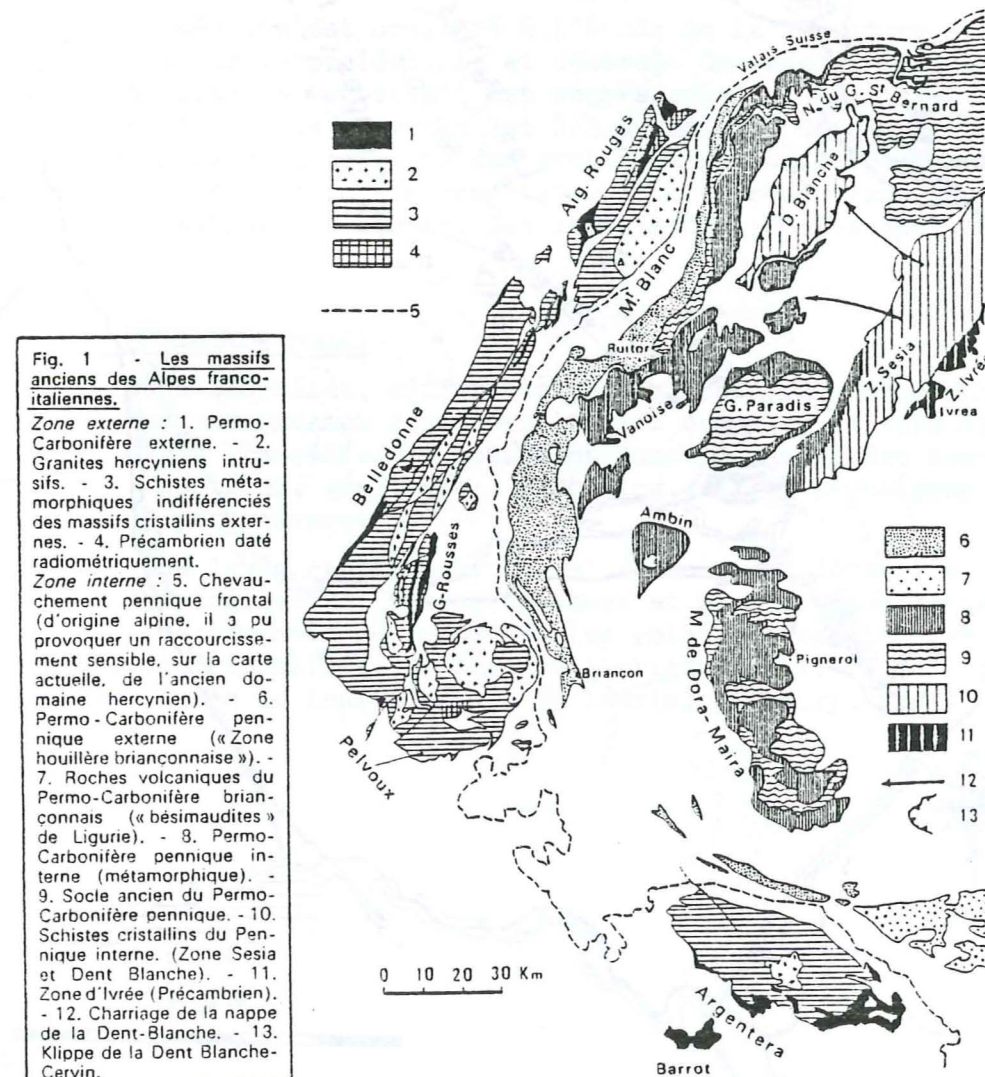


Fig. 1 - Les massifs anciens des Alpes franco-italiennes.
 Zone externe : 1. Permo-Carbonifère externe. - 2. Granites hercyniens intrusifs. - 3. Schistes métamorphiques indifférenciés des massifs cristallins externes. - 4. Précambrien daté radiométriquement.
 Zone interne : 5. Chevauchement pennique frontal (d'origine alpine, il a pu provoquer un raccourcissement sensible, sur la carte actuelle, de l'ancien domaine hercynien). - 6. Permo-Carbonifère pennique externe (« Zone houillère briançonnaise »). - 7. Roches volcaniques du Permo-Carbonifère briançonnais (« bésimaudites » de Ligurie). - 8. Permo-Carbonifère pennique interne (métamorphique). - 9. Socle ancien du Permo-Carbonifère pennique. - 10. Schistes cristallins du Pennique interne. (Zone Sesia et Dent Blanche). - 11. Zone d'Ivrée (Précambrien). - 12. Chariage de la nappe de la Dent-Blanche. - 13. Klippe de la Dent-Blanche-Cervin.

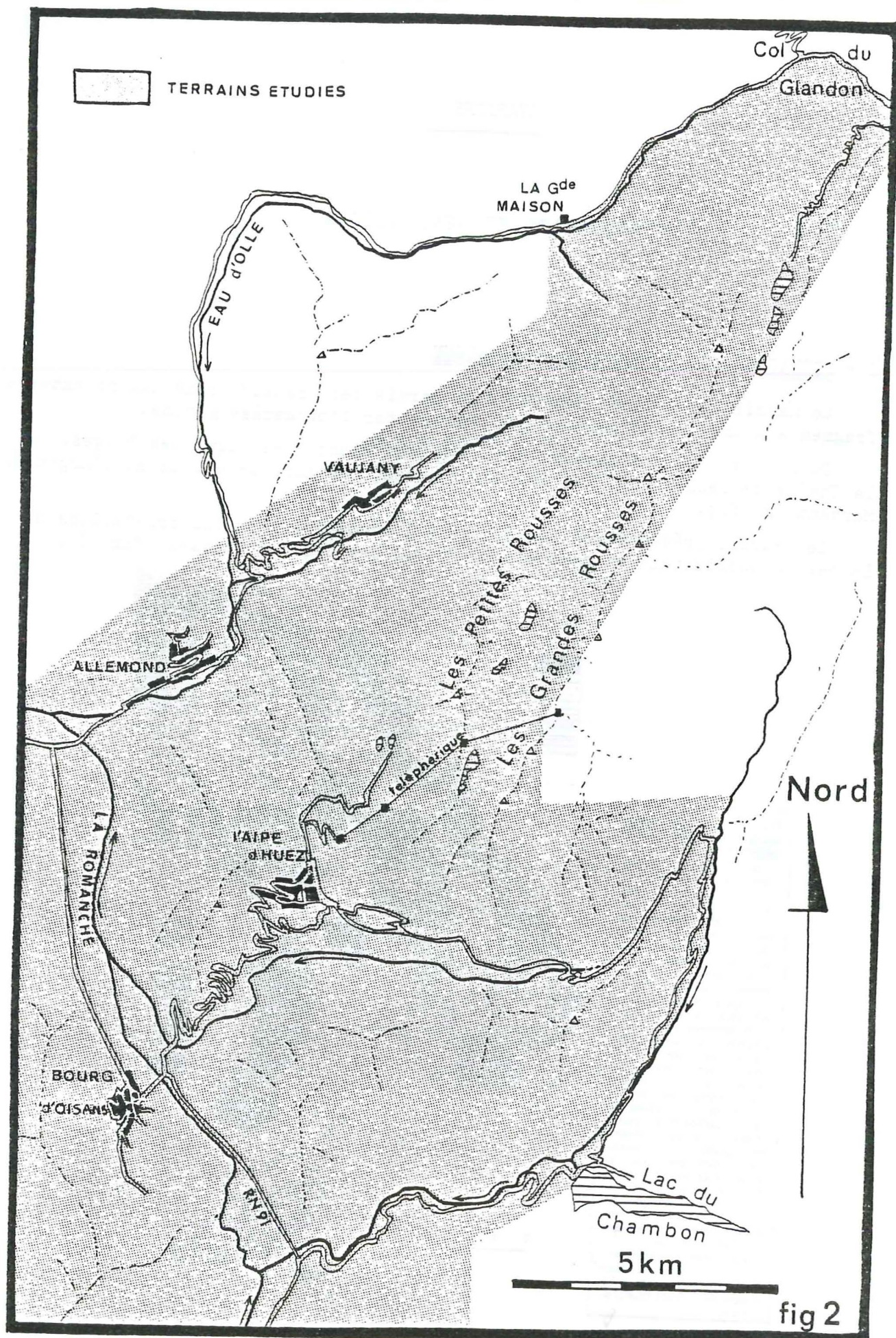


fig 2

II - HISTORIQUE DES TRAVAUX - BUT DE L'ETUDE - PROBLEMES POSES

1 - HISTORIQUE SOMMAIRE

On doit à P. Giraud (1952) la première esquisse détaillée des terrains anté-houillers du massif des Grandes Rousses. Cet auteur distingue la série cristallophyllienne anté-houillère (subdivisée en plusieurs groupes : les migmatites de Bourg d'Oisans ; les schistes et amphibolites d'Huez ; les schistes et amphibolites du Lac Blanc ; les gneiss et micaschistes de la Haute-Sarenne) et les granites anté-houillers (granite migmatitique des Lacs Besson ; granite protogneissique de la Fare ; granite protogneissique et migmatites des Petites Rousses ; granite intrusif du Pont Saint-Guillerme).

J. Lameyre (1957) qui étudia le Nord du massif des Grandes Rousses prolongera cette esquisse, tout en abordant l'étude détaillée des terrains houillers.

Cl. et P. Bordet (1960-1963) intégreront ces données dans les trois grandes séries (verte, brune, satinée) qu'ils individualisent dans une partie des massifs cristallins externes et auxquelles ils attribuent une signification stratigraphique.

2 - LE BUT DE L'ETUDE

Le présent mémoire est consacré à l'étude de la structure et de la pétrologie de la partie occidentale et centrale du massif des Grandes Rousses. La majorité de ce travail est représentée par les levés géologiques au 1/10 000e et 1/20 000e couvrant les 2/3 du massif. Ce travail qui ne prétend pas embrasser la totalité des problèmes géologiques et pétrologiques que pose le massif, s'est voulu monographique. J'ai cherché avant tout à rendre utilisable pour autrui les cartes, les lames minces et les analyses chimiques effectuées.

3 - LES PROBLEMES POSES

Si plusieurs ensembles, différents par leur nature pétrographique et leurs caractères structuraux sont indubitables dans les massifs cristallins externes des Alpes Françaises et notamment dans le massif des Grandes Rousses, leurs rapports spatiaux, génétiques, chronologiques et stratigraphiques restent quelque peu obscurs.

A partir des levés cartographiques et structuraux détaillés, des reconnaissances minéralogiques et pétrographiques et d'un certain nombre de données géochimiques, il convenait de restituer les relations spatiales et génétiques des ensembles individualisés, de déceler l'origine de leurs faciès constitutifs et de préciser l'âge de leur dépôt, de leur(s) métamorphisme(s) et de leur(s) déformation(s).

CHAPITRE II

LE VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

- I - LES GNEISS DE BOURG-D'OISANS
- II - LES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY
- III - LES FACIES A FELDSPATH ALCALIN ET ROCHES ASSOCIEES
- IV - LES GRANITES DE LA FARE ET DE ROCHE NOIRE

CONVENTIONS UTILISEES

Etant donné qu'il est apparu de nombreuses différences entre d'une part, l'ensemble des formations constituant le versant occidental du massif des Grandes Rousses et d'autre part, l'ensemble micaschisteux de la Haute-Sarenne constituant une partie du versant oriental, il a été nécessaire d'établir une distinction dans les indices affectés à chacun des ensembles.

1 - Ensemble occidental :

Gneiss de Bourg d'Oisans, schistes d'Huez-Vaujany, faciès à mégacristaux de feldspath alcalin (unité de l'Alpetta, schistes du Chavannus, unité volcano-sédimentaire du lac Blanc).

SO = Stratification

SO_I = Schistosité, foliation, plan axial des plis PO_I

MO_I = Métamorphisme

SO_If = Schistosité de fracture post SO_I

2 - Ensemble micaschisteux de la Haute-Sarenne

S = Stratification

S_{II} = Schistosité, plan axial des plis P_{II}

M_{II} = Métamorphisme

S_{II}f = Schistosité de fracture post S_{II}

- L'abréviation G.R. (Grande Rousses) et le numéro qui la suit permet de retrouver dans l'annexe 1 la localisation exacte de l'affleurement.

I - LES GNEISS DE BOURG-D'OISANS

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Sous la couverture sédimentaire triasique et liasique les gneiss de Bourg d'Oisans constituent tout ou partie des deux versants de la vallée de la Romanche. Ces gneiss se retrouvent dans les gorges de la Sarenne et celles de l'Infernet où ils passent à l'Est, aux schistes d'Huez-Vaujany. Cette formation est recoupée par une apophyse du granite du Rochail (Fig. 3).

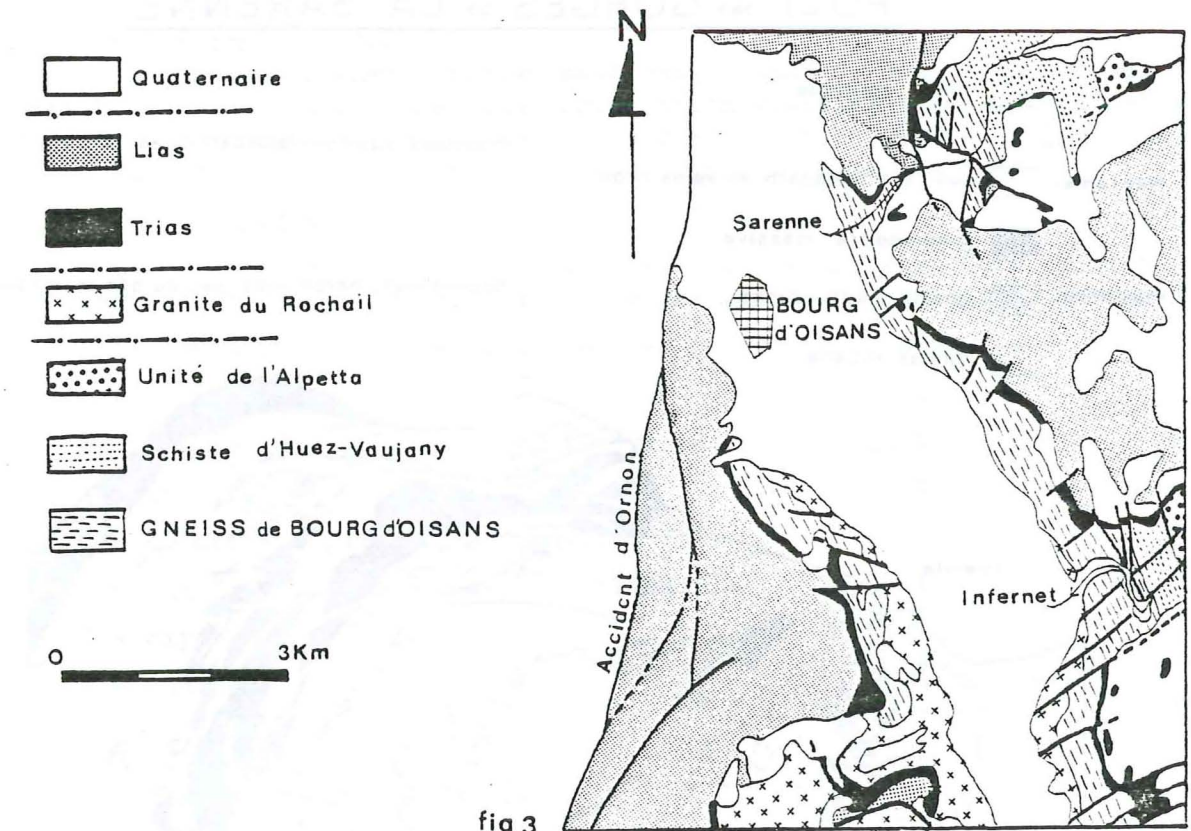
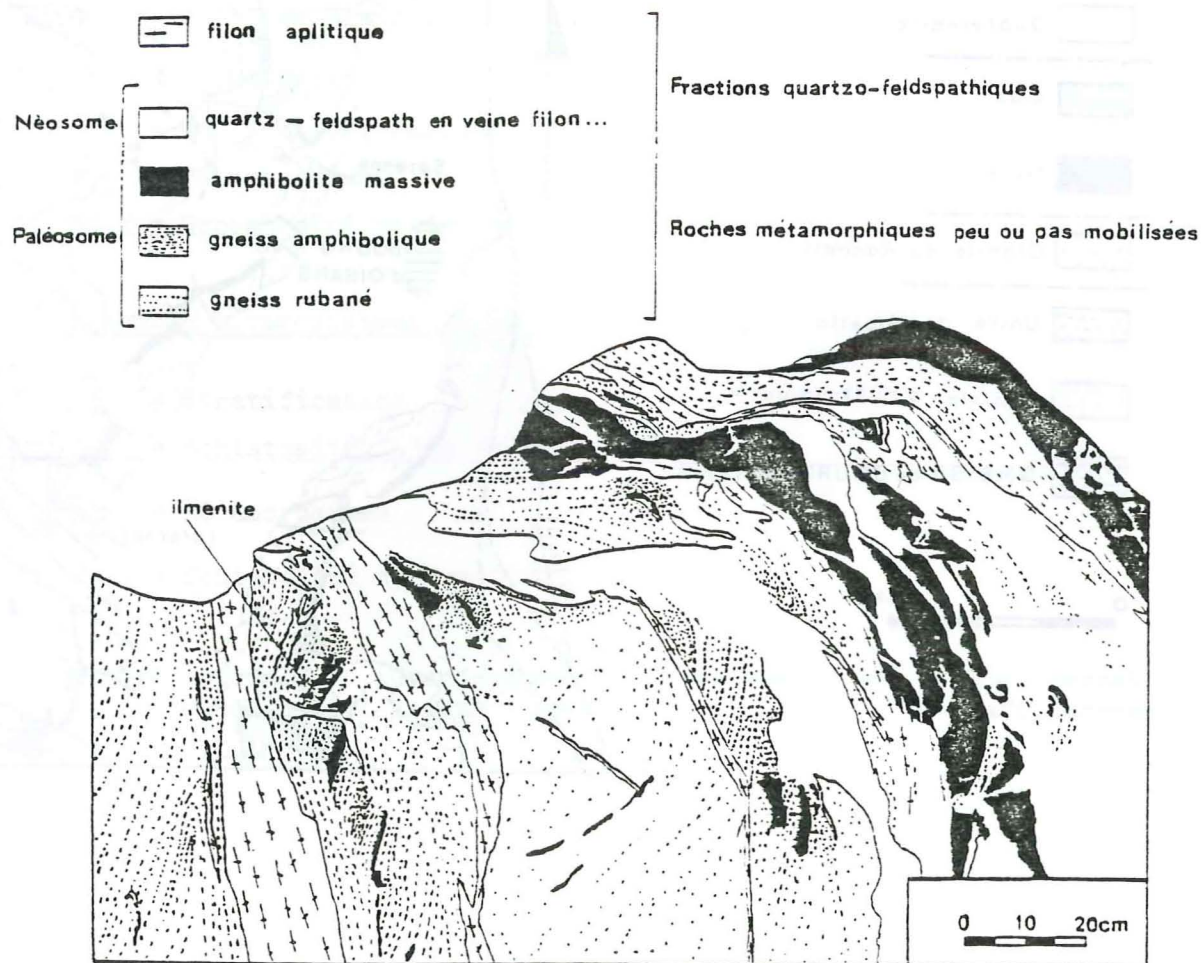


fig 3

2 - GENERALITES ET DESCRIPTIONS DES FACIES DES GNEISS DE BOURG D'OISANS

L'examen des gneiss de Bourg d'Oisans débutera par les roches métamorphiques peu ou pas mobilisées (amphibolites, gneiss amphiboliques, gneiss rubanés), puis on passera en revue les deux fractions quartzo-feldspathiques postérieures aux gneiss trames. L'existence, dans la partie inférieure des gorges de la Sarenne, à l'aplomb de la Garde, d'un remarquable poli présentant la quasi totalité des faciès servira de fil conducteur à l'étude pétrographique (fig. 4).

POLI des GORGES de LA SARENNE



d'après photo GR 25

fig 4

2a- Les roches métamorphiques peu ou pas mobilisées

Les gneiss de Bourg d'Oisans peuvent être regroupés en deux ensembles pétrographiquement différents : d'une part les amphibolites et les gneiss amphiboliques qui forment des niveaux de puissances variables, d'autre part les gneiss rubanés présentant un faciès assez constant en dépit de quelques variantes et de faciès particuliers assez ponctuels.

Les amphibolites et les gneiss amphiboliques

Ces roches se présentent au sein des gneiss rubanés en bancs métriques ou en lentilles très aplaties plus ou moins boudinées. Facilement repérables, elles sont par contre difficiles à suivre en raison du caractère accidenté du terrain ; de la sorte leur répartition et leur position stratigraphique n'ont pu être précisées.

- Les amphibolites

Ce sont des roches sombres, massives, équantes, composées surtout d'amphibole et de feldspath et sans orientation visible. Elles peuvent être localement sécantes sur le rubanement du gneiss, et en général elles sont parcourues par un réseau de petites veines quartzo-feldspathiques.

Microscopiquement

La roche, très légèrement orientée, possède une structure* plutôt granoblastique assez grossière, la taille des grains est millimétrique.

La composition minéralogique et les pourcentages sont :

- hornblende verte 50 %
- plagioclase plus ou moins altéré (An 30) 30 %
- épidote 10 %
- chlorite (surtout secondaire))
- biotite plus ou moins chloritisée) 10 %
- oxydes)
- quartz quelques grains

- Les gneiss amphiboliques

Plus ou moins bien foliés, parfois plissotés, ils sont toujours intimement associés aux amphibolites massives et on peut les considérer comme un terme moyen entre ces dernières et les gneiss rubanés.

On peut parfois observer des alternances millimétriques de lits sombres amphiboliques et de lits clairs de gneiss amphiboliques. Notons également la présence d'une amande d'ilmenite de quelques millimètres de section disposée dans le rubanement des gneiss amphiboliques.

Microscopiquement

On retrouve les mêmes minéraux que dans les amphibolites massives, mais avec des pourcentages différents en ce qui concerne les feldspaths et la hornblende verte.

* Par structure, je désigne l'agencement des minéraux à l'échelle de la lame mince.

Les plagioclases, assez altérés, représentent 60 % de la roche, les amphiboles (hornblende verte souvent poecilitique) plus de 20 %. Le quartz nettement plus abondant que dans les amphibolites se présente en plages engrenées cimentant en quelque sorte les plagioclases et les amphiboles. Il faut noter également la présence de fibres d'amiante associées à des amphiboles.

La paragenèse est la suivante :

- plagioclase altéré	60 %
- hornblende verte	20 %
- quartz	10 %
- épidote	5 %
- biotite plus ou moins chloritisée) 5 %
- chlorite (surtout secondaire)	
- apatite (quelques grains)	
- grenat	quelques grains

Les gneiss rubanés et les faciès particuliers

- Les gneiss rubanés (fig. 5, p. 10)

Ils représentent l'essentiel des gneiss de Bourg d'Oisans. De couleur vert clair à blanc crème, ils possèdent une texture litée assez nette. Sur le terrain on observe une alternance de roches à grain généralement fin dont les foliations sont concordantes et parallèles aux contacts entre matériaux de nature différente. Cette alternance, tour à tour plus claire et plus sombre, est due aux pourcentages respectifs des différents minéraux mais plus particulièrement aux variations qualitatives et/ou quantitatives des ferromagnésiens toujours disposés parallèlement à la foliation. Sur le terrain le rubanement est régulier et se suit sur plusieurs dizaines de mètres. L'observation des différents petits rubans permet de constater que la roche est quartzo-feldspathique à biotite, chlorite, grenat ou à muscovite, chlorite, grenat. De petits lits millimétriques leucocrates, composés de quartz et de feldspaths, se disposant généralement selon le rubanement accentuent l'aspect lité du gneiss.

Très souvent ces gneiss prennent une texture ocellée par développement de cristaux centimétriques de feldspaths.

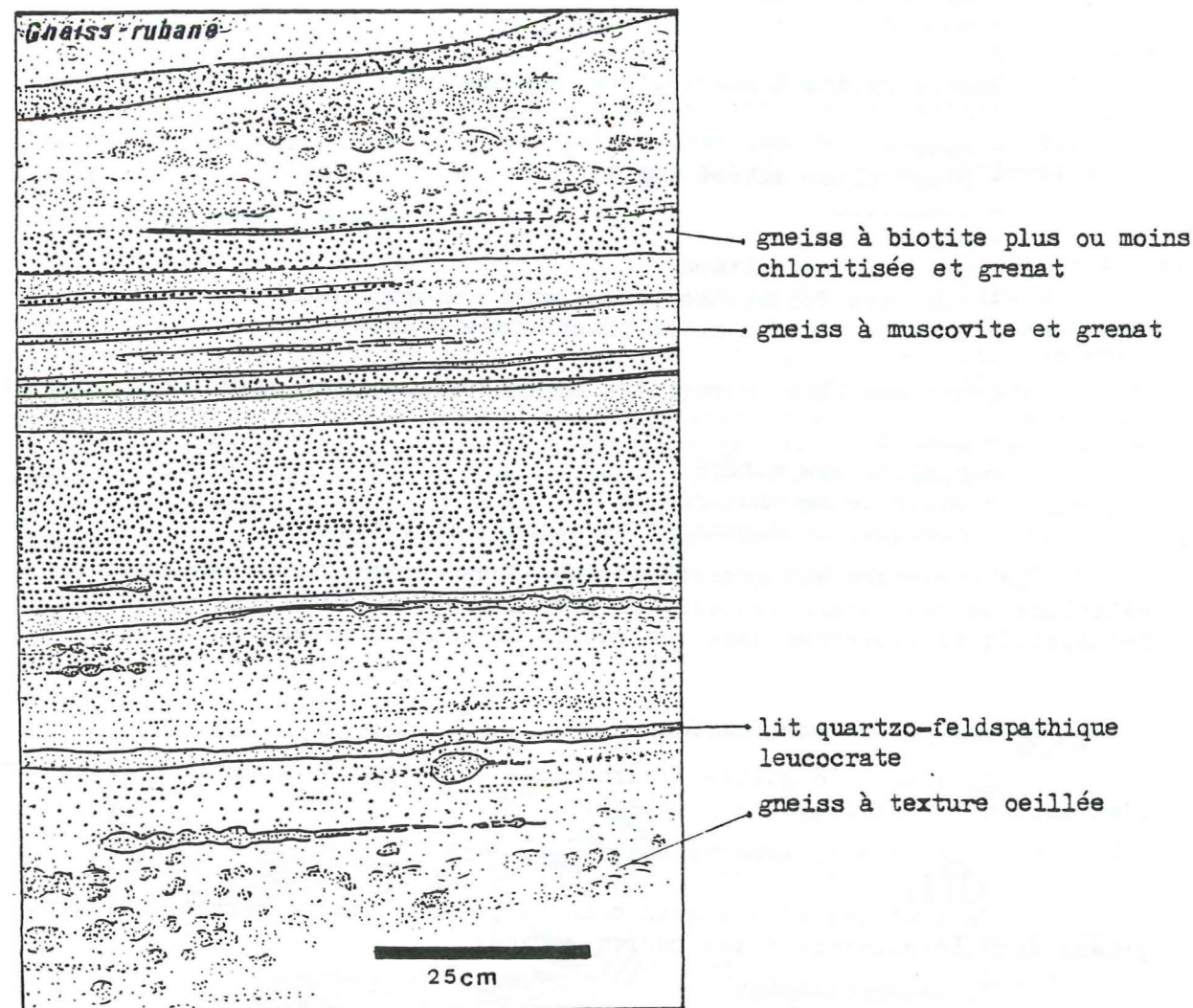
Microscopiquement

Les gneiss rubanés montrent un engrenement d'amandes millimétriques (voir centimétriques dans les faciès ocellés) de feldspaths, surtout plagioclase, toujours altérés au sein d'une "trame" de quartz indenté et de feldspaths avec biotite, chlorite ou muscovite, chlorite.

Des grenats assez altérés, plus ou moins granulés, se répartissent de façon assez hétérogène. Le quartz, assez souvent en plages allongées voire en lanières, moule plus ou moins bien les feldspaths en amande.

Minéralogiquement deux faciès peuvent être distingués :

FIG. 5



d'après photo gorges de la Sarenne

. Gneiss rubané à biotite plus ou moins chloritisée et grenat

- quartz
- plagioclase altéré (An 15)
- biotite plus ou moins chloritisée
- chlorite
- grenat assez altéré
- quelques feldspaths potassiques (microcline)
- épidote
- sphène et apatite (rare)
- muscovite (rare)

. Gneiss rubané à muscovite et grenat

- quartz
- plagioclase altéré (An 15)
- muscovite
- chlorite
- grenat assez altéré
- quelques feldspaths potassiques (microcline)
- biotite plus ou moins chloritisée (rare)

Quant aux lits leucocrates millimétriques, ils sont composés de :

- quartz
- plagioclase altéré
- chlorite secondaire
- quelques feldspaths potassiques (microcline)

La structure est granoblastique. Nous verrons ultérieurement les relations de ces rubans leucocrates avec les autres fractions quartzo-feldspathiques observées dans les gneiss de Bourg d'Oisans.

- Les faciès particuliers

Il s'agit de gneiss à carbonates et de faciès quartzeux lités dont l'extension est difficile à préciser.

. Les gneiss à carbonates

Ce sont des roches gris brun, à petites taches marron, qui sont prises dans le rubanement des gneiss rubanés.

Microscopiquement

De structure granoblastique, la roche est composée d'environ 30 % de carbonates qui se répartissent en deux catégories :

. la première, de loin la plus importante, se présente en association avec du quartz en plages identées, et du feldspath altéré ; les formes, assez automorphes, sont généralement rhomboédriques (dolomie et/ou ankérite) ;

. la seconde se compose d'agrégats se surimposant aux plagioclases très altérés, damouritisés. Son origine secondaire est très nette.

La composition minéralogique est :

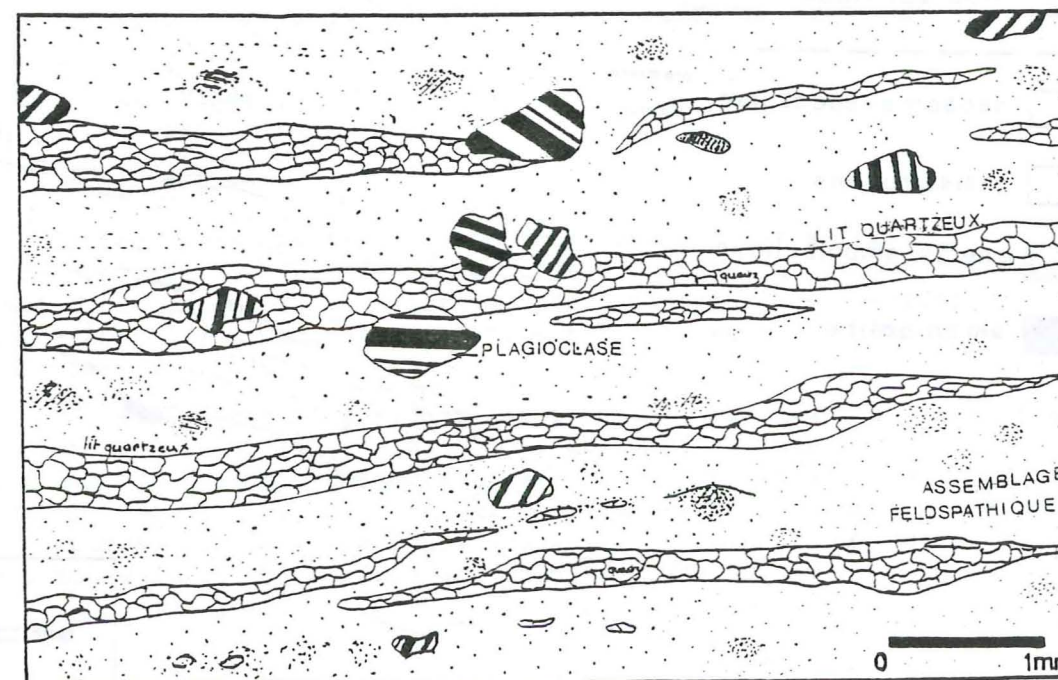
- quartz
- feldspaths altérés
- carbonates
- quelques chlorites
- sphène
- zircon de forme arrondie
- oxydes

. Les faciès lités riches en quartz (fig. 6)

Au virage n° 9 de la montée de l'Alpe-d'Huez, on observe une roche composée d'une succession irrégulière de lits millimétriques discontinus (parallèles à la foliation), de quartz d'aspect huileux et de lits feldspathiques fins de couleur vert clair. De très petits granules de feldspath sont disséminés ici et là et ils ne possèdent pas de répartition préférentielle.

Microscopiquement

Les lits quartzeux sont faits de plages de quartz finement engrenées et les lits vert clair composés d'un assemblage de feldspaths très altérés. Dans ces lits se détachent des cristaux arrondis ou anguleux de plagioclase An 10 - An 20. Le quartz de par sa structure granoblastique a manifestement recristallisé dans sa totalité. Le contact avec l'assemblage feldspathique est net et le fait que des grains de plagioclase se disposent à cheval sur ce contact semble étayer l'origine détritique de ces grains; cette origine semble confirmée par les contours arrondis ou anguleux de ces grains. Quant à l'assemblage feldspathique, la présence de séricite et de chlorites (dont l'une est de couleur bronze en L.P.) masquant un bon nombre de détails, on ne peut guère distinguer que quelques feldspaths arrondis totalement séricitisés.



GR 29

fig 6

Ce faciès se compose de :

- quartz
- plagioclase (An 10 - An 20)
- chlorites (dont une de couleur bronze en L.P.)
- biotite chloritisée
- épidote, sphène, oxydes

La nature originelle de cette roche est difficile à préciser, mais il semble qu'elle soit détritique (au sens le plus large du terme) en raison de la forme et de la répartition quelconque des grains de plagioclase (An 10 - An 20), ceux-ci ne présentant pas les caractères des phénoclastes de certaines blastomylonites.

2a- Les fractions quartzo-feldspathiques

Au sein des gneiss rubanés, des gneiss amphiboliques et des amphibolites on voit deux fractions quartzo-feldspathiques volumétriquement peu importantes (fig. 7).

Elles s'observent au bas des deux falaises de part et d'autre de la vallée de la Romanche mais disparaissent vers le haut.

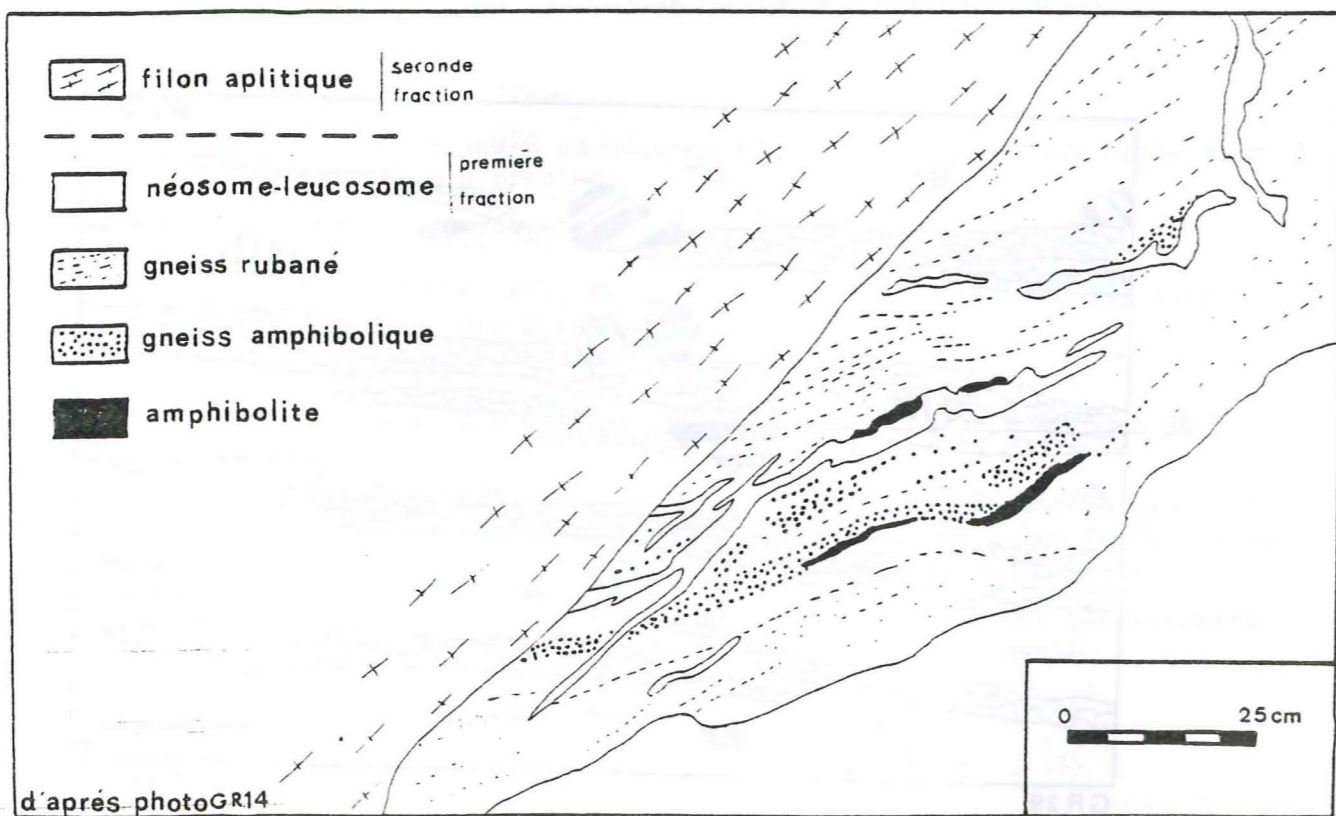


fig 7

La première fraction (le leucosome)

Elle est composée de quartz, de plagioclase et de quelques feldspaths potassiques. Son grain est assez hétérogène et à tendance pegmatitique. Cette fraction quartzo-feldspathique est discordante sur la foliation des gneiss et recoupe franchement les niveaux d'amphibolites. Localement elle est replissée avec la foliation des différents gneiss.

Sur le terrain, elle donne l'impression d'émaner du gneiss et d'y diffuser. La juxtaposition, sur quelques décimètres, d'un faciès gneissique plus ou moins oeilé et de cette fraction localement tachetée par des amphiboles millimétriques et parfois par de petits grenats, nous conduit à interpréter celle-ci comme le produit de l'anatexie partielle du gneiss. Elle a valeur de leucosome d'un point de vue génétique. La "patrie" de cette fraction n'est pas à rechercher bien loin et une autochtonie relative s'impose. Si cette interprétation est exacte, on peut faire de certains rubans millimétriques leucocrates des gneiss rubanés des leucosomes n'ayant pu migrer, d'où leur caractère concordant avec la foliation. L'existence d'un leucosome peut impliquer dans certains cas l'existence d'un mélanosome. Ce dernier pourrait vraisemblablement être représenté au sein de certains niveaux massifs d'amphibolites?

La seconde fraction (les filons aplitiques)

Les néosomes sont recoupés par une seconde fraction quartzo-feldspathique intrusive et qui se présente en filons de quelques mètres généralement concordants avec la foliation du gneiss. Cette fraction a un grain généralement homogène, et elle est composée de quartz, de feldspaths, de muscovite et de chlorite. Les phyllites sont légèrement orientées parallèlement aux épontes du filon. Ces filons ne sont jamais plissés et ils n'admettent pas la foliation du gneiss.

Microscopiquement

La structure est aplitique, mais la taille du grain peut varier et donner une roche franchement granitique.

Ces aplites ne sont pas déformées et elles se composent de :

- quartz
- plagioclase (An 15 - An 20)
- feldspath potassique
- muscovite
- chlorite

L'interprétation de cette seconde fraction reste délicate et sujette à des controverses du fait de la relative proximité du granite du Rochail, intrusif dans les gneiss de Bourg d'Oisans, et composé entre autre de "faciès aplitiques parfois mouchetés de biotite chloritisée et de muscovite" (J.M. Buffière, 1964).

On peut cependant préciser que, l'aspect très peu mobilisé des gneiss dans les zones où ces filons aplitiques abondent et leur caractère intrusif (même s'ils sont souvent concordants avec la foliation des gneiss) nous poussent plutôt à interpréter ces aplites comme génétiquement différentes des leucosomes des gneiss de Bourg d'Oisans. Un lien direct entre ces aplites et le granite du Rochail existe donc nécessairement.

3 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES GNEISS DE BOURG D'OISANS

Le rubanement observé est constant et régulier : direction N 140 à N 155 et pendage est de 30° en rive sud de la Romanche et de 60° en rive nord. Le rubanement lithologique correspond avant tout à une foliation métamorphique. A l'échelle métrique on note l'existence de quelques plis affectant le rubanement; la trace de leur plan axial est N 130 - N 140. Ils sont antérieurs aux filons aplitiques. Ces observations conduisent à concevoir une évolution en deux temps. Tout d'abord acquisition de la foliation avec individualisation, somme toute assez réduite, d'un mobilisat, puis plissement de cette foliation et ensuite mise en place des filons aplitiques. Ces derniers toujours rectilignes seraient localisés dans des plans de cisaillement obliques ou non à l'ensemble des structures pré-existantes. Parallèlement à ces filons aplitiques et dans leur encaissant une schistosité de fracture, soulignée généralement par des chlorites, se surimpose à la foliation (fig. 8).

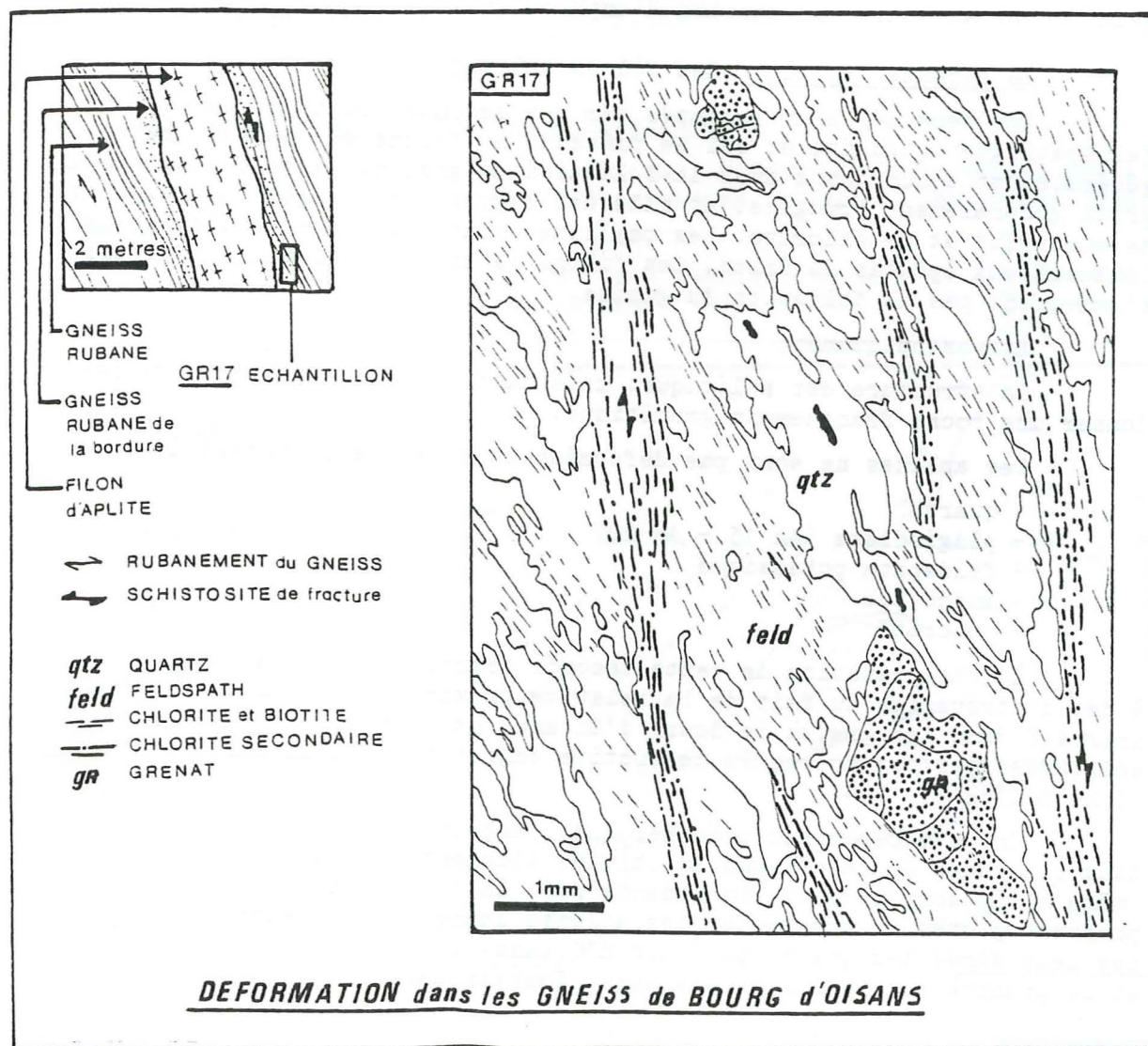


fig 8

4 - CARACTERES DU METAMORPHISME ET ORIGINE DES FACIES

L'absence de silicates de métamorphisme typomorphes (excepté les grenats peu significatifs) ne permet pas de préciser le degré de métamorphisme. Après exclusion des minéraux de rétroformation les paragénèses métamorphiques sont :

dans les gneiss rubanés

- quartz-plagioclase An 15 - microcline - biotite - muscovite - grenat - épidote*
- quartz-plagioclase An 15 - microcline - - muscovite - grenat - épidote*
- quartz-plagioclase An 15 - microcline - biotite - - grenat - épidote*

dans les gneiss amphiboliques

- quartz-plagioclase An ? - microcline - hornblende verte - biotite-grenat-épidote*

dans les amphibolites

- plagioclase An 30 - hornblende verte épidote*

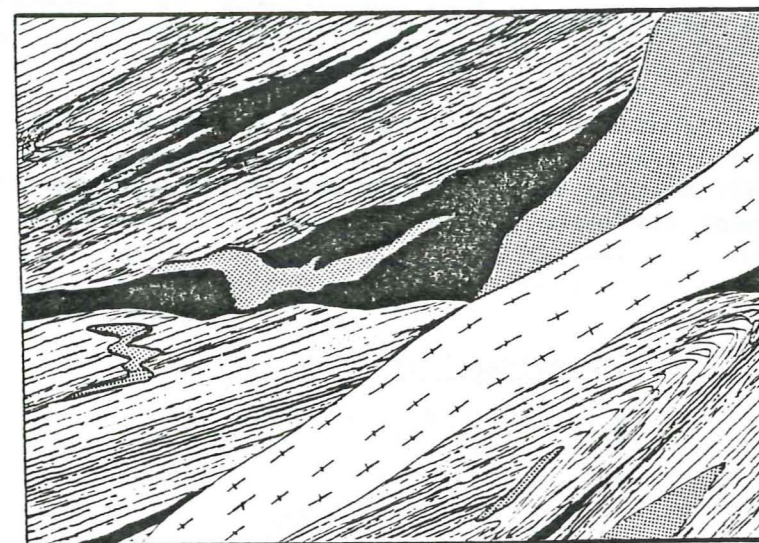


fig 9

- aplite
- leucosome
- amphibolite
- gneiss amphibolique
- gneiss rubané

Ces différentes paragénèses coexistent localement avec un leucosome (fig. 9) produit par l'anatexie locale des gneiss. Il y a donc un "climat migmatique" qui situe le métamorphisme plutôt dans le stade élevé (Winkler, 1971). Mais essayer de fixer une "fourchette" des pressions et températures nécessiterait de déborder le cadre du massif des Grandes Rousses où certains silicates de métamorphisme significatifs ont été signalés. Il faudrait corréliser nos gneiss à certaines formations du Nord Ouest dans la chaîne de Belledonne et au Sud dans le massif du Pelvoux. Encore faudrait-il être certain que la comparaison des gneiss se fasse sur des formations de même âge, ce qui malheureusement n'est pas le cas. Aussi, nous ne tenterons pas cet exercice.

* voir chapitre sur le métamorphisme

Pétrographiquement, on remarquera la relative homogénéité de ces gneiss au sein desquels s'intercalent assez souvent de remarquables niveaux plus ou moins riches en amphibole. Les faciès, malgré l'absence de figures sédimentaires, sauf peut-être certains feldspaths en amande, s'accordent assez bien avec d'anciennes roches sédimentaires péelitiques, plus ou moins grossières, à intercalations diverses (carbonatées ou volcano-sédimentaires). Les analyses chimiques existantes ne contredisent pas cette interprétation. Quant aux amphibolites elles sont assez délicates à interpréter compte-tenu de nos seules observations pétrographiques. On remarque qu'elles sont associées à de l'ilménite et que localement elles sont séquantes sur le rubanement. Elles sont en outre spatialement très proches des leucosomes, on ne peut donc pas avancer une origine uniquement primaire. Il pourrait s'agir d'anciens sills ou tufs basiques plus ou moins modifiés par le métamorphisme.

Comme il a été dit tout au début, ces gneiss sont dissemblables, des points de vue pétrographique et métamorphique de la formation située plus à l'Est : les schistes d'Huez-Vaujany. En effet, on passe rapidement de gneiss rubanés amphiboliques ou non et à amandes de feldspaths plurimillimétriques, à des schistes très fins, quartzeux, albitiques, plus ou moins chloriteux. Cette limite pétrographique, visible sur le terrain et en lame mince, correspond du point de vue métamorphique à la disparition du grenat toujours omniprésent dans les gneiss de Bourg d'Oisans. La foliation disparaît-elle aussi pour faire place à une schistosité plus ou moins bien marquée en fonction de la proportion de quartz contenu dans les schistes. Les caractéristiques structurales sont toutefois identiques (axes de micro-plis parallèles, foliation et schistosité concordantes...).

Ainsi s'ébauche un certain gradient de métamorphisme, croissant d'Est en Ouest, qui se surimpose à une différence lithologique initiale. Au départ, on devait avoir une série sédimentaire continue, compréhensive, mais faite de deux ensembles lithologiquement distincts.

II - LES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Faisant suite, vers l'Est, aux gneiss de Bourg d'Oisans, les schistes d'Huez-Vaujany affleurent surtout dans la partie basse du versant occidental du massif des Grandes Rousses. Cette formation affleure à nouveau à l'Est du lac de la Fare, au pied du glacier des Rousses (voir coupe DD').

Depuis l'Infernet au Sud, jusqu'au Col du Sabot au Nord, en passant par la Vallée de la Sarenne où ils affleurent remarquablement bien (Rocher de la Close et du Grand Taillis) ces schistes, en partie masqués par les terrains sédimentaires triasiques et liasiques, forment une bande orientée N 160 au Sud, N S dans la partie médiane et N 30 au Nord. Elle est bordée à l'Est par un niveau de gneiss amphiboliques massifs qui, en raison de son faciès particulier et de sa remarquable continuité, sera pris comme limite de cette formation. Celle-ci, composée de schistes "quartzeux" ou chloriteux et sériciteux et d'intercalations d'amphibolites fines, de cipolin et de niveaux détritiques divers, apparaît ainsi assez hétérogène.

2 - GENERALITES ET DESCRIPTIONS DES FACIES

Avant d'aborder l'étude pétrographique de cette formation, il convient d'apporter une précision sur l'aspect général de ses affleurements. En effet, les schistes qui la composent étant très souvent quartzeux, leur compétence est telle que l'empreinte tectonique qui les a affectés et qui devrait être une schistosité banale ne s'observe généralement pas. En général, seule ressort à l'affleurement une répétition de lits de nature plus ou moins différente qui correspond à la stratification. Toutefois, la schistosité est bien visible dans les schistes chloriteux et sériciteux. La coupe la plus complète s'observant dans la région d'Huez celle-ci sera prise comme Log lithostratigraphique de référence (fig. 10, p. 19).

2a- Les schistes "quartzeux"

Ces schistes "quartzeux", à grain extrêmement fin, très compacts, sont bien lités. Quand il est présent le débit schisteux est peu marqué. Ils renferment localement pyrite, pyrrhotine, et quelques mouchetures de chalcopryrite. En cassure fraîche la couleur est variable, du noir terne au gris légèrement vert ; elle tranche sur les tons clairs légèrement roux de la patine d'altération. Des lits centimétriques plus clairs toujours très quartzeux et fins s'observent dans ces schistes ; ils sont d'une importance capitale car ce sont eux qui renferment apparemment le maximum de débris organiques. Ces schistes "quartzeux" sont très bien représentés dans la partie ouest de cette bande, à l'exception du col du Sabot où la formation d'Huez-Vaujany affleure assez mal.

Microscopiquement

L'examen des faciès noir terne n'est pas aisé en raison de la multitude de trainées de minéraux opaques qui accentuent le litage sédimentaire mais qui masquent une très grande partie des lames minces. Par contre (fig. 11, p. 20) celui des faciès gris, légèrement verts, est plus aisé et montre un assemblage extrêmement fin de quartz et de plagioclases très altérés qui joue le rôle de ciment vis à vis de quelques grains millimétriques de plagioclase d'aspect nettement détritique. Au sein de ce ciment quartzo-feldspathique fin on observe

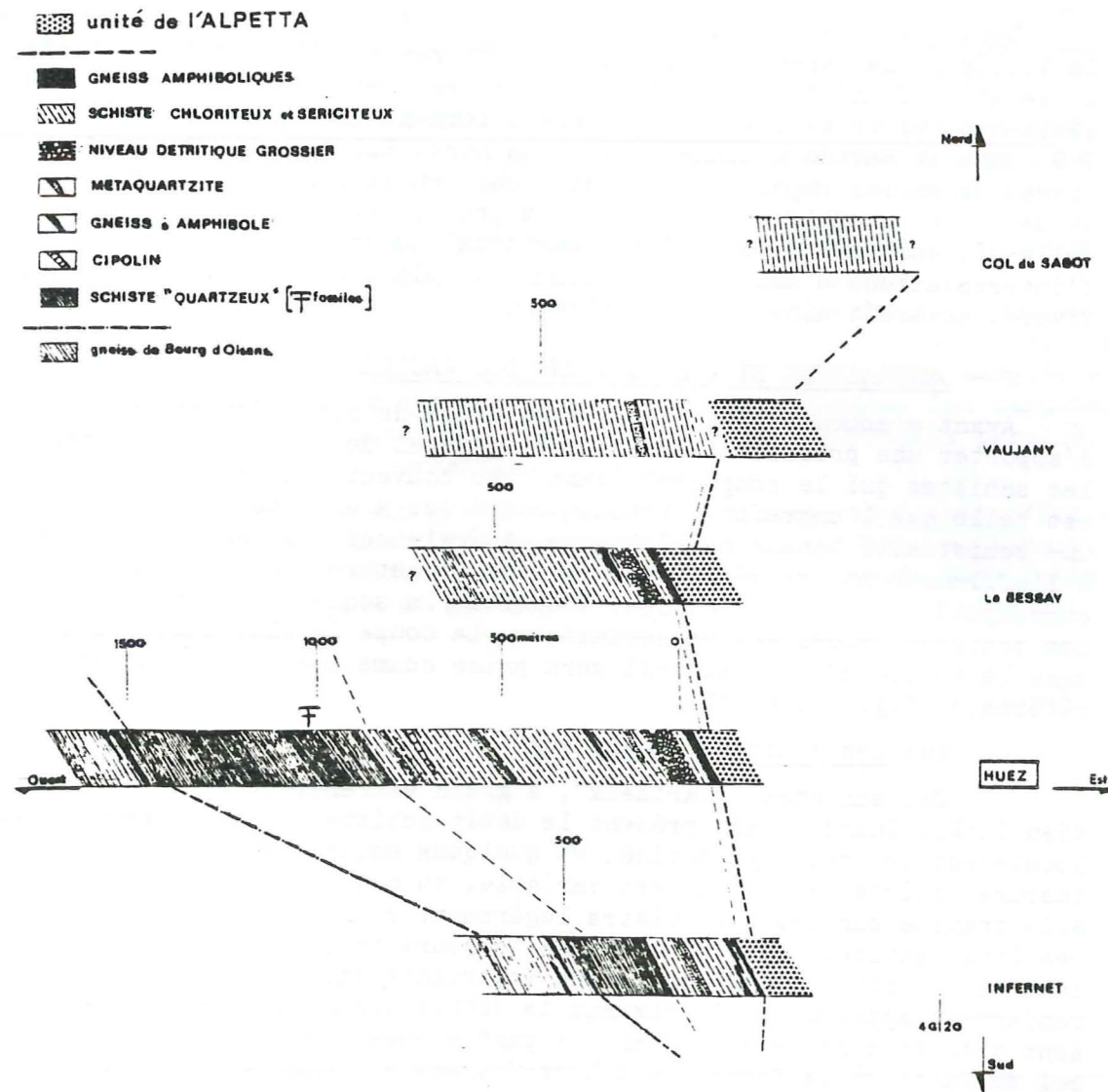
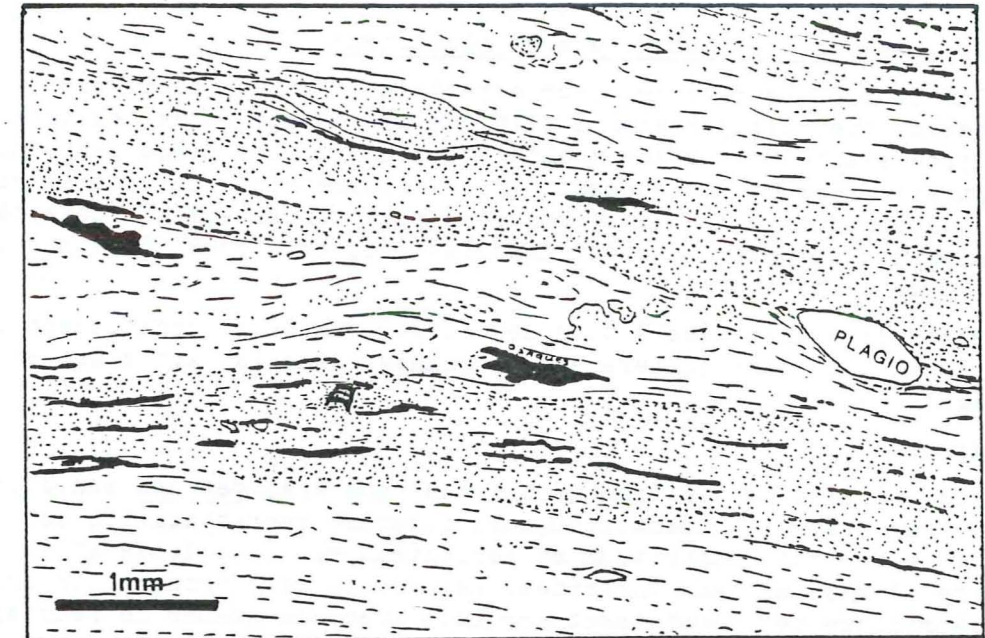


fig 10 LES SCHISTES d'HUEZ-VAUJANY. CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

des petits lits millimétriques où les chlorites associées à quelques biotites et amphiboles forment un fin feutrage. Ces lits enrichis en chlorite alternent avec d'autres plus siliceux. C'est dans ces derniers, c'est-à-dire les plus riches en quartz finement recristallisé, que les premiers débris organiques, remplis de quartz plus ou moins opalescent ou de produits opaques, ont été observés.



GR35

fig 11

L'inventaire minéralogique complété par le passage au diffractomètre est présenté ci-dessous sous forme de tableau.

	SCHISTE "QUARTZEUX" GRIS VERT	SCHISTE-QUARTZEUX" NOIR
Microscope et binoculaire	<ul style="list-style-type: none"> . quartz . feldspath altéré . chlorite de couleur bronze en L.P. . chlorite en paillettes 	<ul style="list-style-type: none"> . quartz . feldspath altéré . chlorite de couleur bronze altéré . chlorite en paillettes
	<ul style="list-style-type: none"> . épidote . biotite chloritisée . amphibole altérée . opaques > 5 % (pyrite) . débris organiques 	<ul style="list-style-type: none"> . épidote . biotite chloritisée . opaques < 5 % (pyrite, pyrrhotine) . pigments noirs
Rayons X	<ul style="list-style-type: none"> . quartz . albite (low) . chlorite . mica 	<ul style="list-style-type: none"> . quartz . albite (low) . chlorite . mica . graphite

L'origine de ces schistes où l'on note l'extrême finesse du ciment, la présence de matières carbonées et/ou de restes organiques et celle de cristaux de plagioclase d'allure détritique, serait à rechercher soit parmi des roches de type phanitique ou de type lydienne, c'est-à-dire d'origine essentiellement chimique, soit dans la catégorie des roches pélitiques très fines (argilite...).

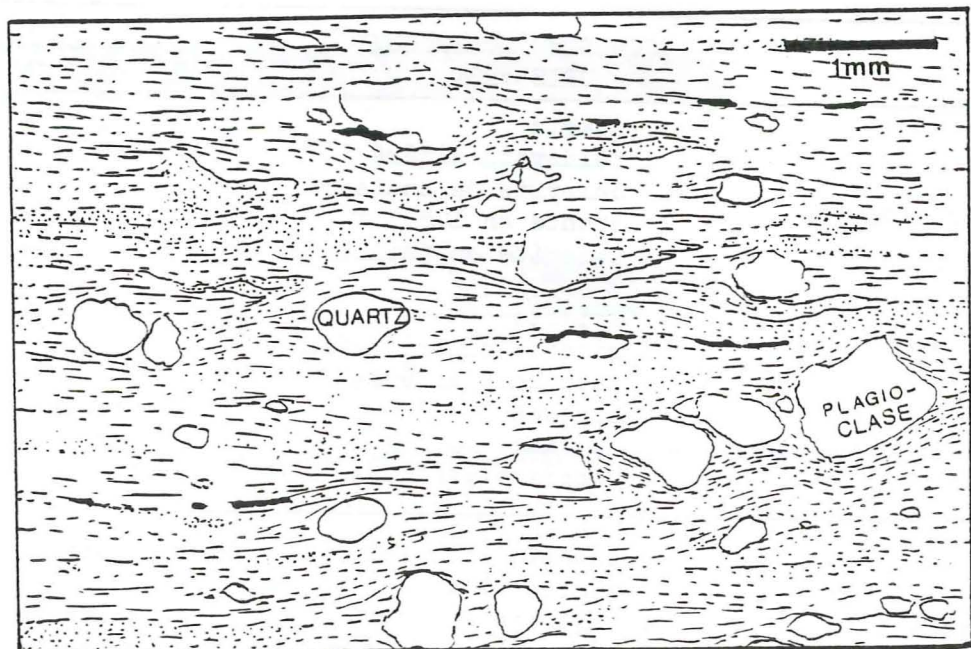
2b- Les schistes chloriteux et sériciteux

Par leur couleur grise, leur aspect satiné, leur débit schisteux net, ils contrastent avec les précédents bien que le passage entre les deux faciès soit très progressif. En surface d'altération et sur les plans perpendiculaires à la schistosité, ressort une succession plurimillimétrique de lits assez clairs quartzo-feldspathiques et de lits brun roux plus chloriteux qui caractérise ce faciès. On peut y observer, surtout dans les lits brun roux, de minuscules grains de quartz et de feldspath.

Ces roches associées à tous les autres faciès en constituent le faciès dominant. Elles sont particulièrement abondantes dans la partie est et au Nord, dans la région de Vaujany.

Microscopiquement

Ces schistes ne diffèrent finalement que très peu des schistes quartzeux précédents (fig. 12). Le ciment, toujours finement recristallisé, est plus quartzeux ; le feutrage chloriteux et sériciteux est plus dense et des baguettes de trémolite s'associent aux chlorites. Les grains de quartz millimétriques d'aspect détritique net, sont assez arrondis avec des queues de recristallisation. Ceux, plus fréquents, de plagioclase acide sont maclés Albite ou Carlsbad. Ces deux éléments tendent à se disposer en lits où s'ébauche parfois un micro-granoclasement.



GR39

fig12

La composition minéralogique, complétée par un passage au diffractomètre, est présentée ci-dessous :

Microscope et Binoculaire	. quartz	Rayons X	. quartz
	. feldspath altéré		. albite (Low)
	. chlorite		. chlorite
	. séricite		. mica
	. trémolite		
	. épidote		
	. opaques (dont pyrite)		
	. sphène		

Il paraît raisonnable de faire de ce faciès une ancienne pélite plus ou moins riche en grains détritiques de feldspath et de quartz.

2c- Les niveaux particuliers

Le banc de cipolin (calcaire cristallin)

Un seul et unique banc d'une épaisseur moyenne de 9 m et long de 500 m à été cartographié sur le versant sud du Rocher de la Close. D'aspect saccharoïde, ce cipolin est composé de carbonate blanc à gris. A l'intérieur du banc on observe de très petits niveaux schisteux ainsi que des "fils" de pyrite. Le contact avec les schistes est assez net mais non tectonique. Il représente un bref épisode carbonaté au sein des schistes d'Huez-Vaujany à dominante détritique.

Microscopiquement

La structure est granoblastique. La calcite, en grains hexagonaux assez aplatis d'un dixième de millimètre, forme des lits assez réguliers, séparés par des zones riches en chlorite, biotite un peu chloritisée, séricite et muscovite. Des grains arrondis de quartz sont répartis de façon homogène ; ils sont généralement isolés par de la calcite ou quelquefois disposés en amas lenticulaires avec des ferromagnésiens.

La composition minéralogique est :

- . calcite (ce carbonate a été déterminé aux rayons X)
- . quartz
- . chlorite secondaire
- . chlorite primaire
- . biotite plus ou moins chloritisée
- . pistachite et zoïsite
- . muscovite et séricite
- . zircon à bords émoussés d'origine détritique
- . plagioclase séricitisé
- . opaques (dont pyrite)

Les amphibolites fines

Ce sont des roches sombres, constituées en grande partie de fines aiguilles d'amphibole, qui se disposent en bancs de 50 à 60 cm d'épaisseur au sein des schistes chloriteux et sériciteux mais aussi dans les schistes quartzeux avec lesquels elles se confondent. Observées seulement dans les gorges de la Sarenne, elles paraissent, à première vue, ne constituer que quelques intercalations sporadiques. Toutefois du fait de leur distinction malaisée, en raison de leur couleur sombre, leur importance a pu être sous-estimée.

Microscopiquement

La structure est très nettement nématoblastique et les amphiboles, assez chloritisées, sont de la série trémolite-actinote. Les plagioclases, associés aux aiguilles d'amphibole avec un peu de quartz, sont toujours damouritisés.

La composition minéralogique est :

- . trémolite - actinote
- . plagioclase
- . chlorite
- . quartz
- . minéraux opaques

En ce qui concerne l'origine de ces amphibolites, elle sera abordée dans le chapitre géochimique, mais en raison de leur gisement en niveaux interstratifiés dans les schistes, on est conduit à leur attribuer un certain caractère volcanique ou volcano-sédimentaire.

Les faciès détritiques particuliers

- . Les métaquartzites impures et les schistes noirs

Les métaquartzites sont des roches massives, très blanches, à petits lits plus sombres. Elles forment des horizons assez discontinus dans la partie est des schistes chloriteux et sériciteux, cent à cent cinquante mètres avant les gneiss amphiboliques. La schistosité, peu marquée, délimite grossièrement des plans sur lesquels on observe à Vaujany et à l'Alpe d'Huez des pustules noires d'albite, ainsi que de très fines paillettes de muscovite.

Microscopiquement

Un assemblage homogène de grains (quelques dixièmes de millimètres) de quartz avec quelques feldspaths, constitue l'essentiel de la roche. Les feldspaths sont très peu altérés et toujours limpides. Ils se disposent dans les plans de schistosité définis par des plages de muscovite peu abondantes.

La composition minéralogique est :

- . quartz
- . feldspath (albite)
- . muscovite
- . opaques (dont pyrite)

Ces niveaux, qui se repèrent bien sur le terrain, sont associés à des schistes noirs très tendres, très fins. Ceux-ci prennent une certaine extension au col du Sabot où leur ressemblance avec les schistes noirs du Houiller explique que certains auteurs* les attribuaient au Houiller et que d'autres** les rattachaient à la série anté-stéphanienne.

L'association très étroite de ces schistes noirs très fins avec les métaquartzites conduit à les considérer comme de simples faciès de la série anté-stéphanienne.

Les recherches de plantes et autres fossiles du Houiller étaient d'ailleurs toujours demeurées vaines.

* J. Vernet...

** P. Bordet...

- . Les niveaux détritiques grossiers

Ces roches, de couleur claire, assez grossières, riches en clastes de quartz et de feldspaths contrastent sur les autres termes précédemment décrits. Quelques petits galets polycristallins, très déformés et aplatis par l'évènement tectono-métamorphique qui a suivi leur dépôt, s'observent en quelques points, par exemple :

(X = 894,25 ; Y = 316,22 ; GR 41 ; Rieu NAY Altitude 1650).

Ces niveaux détritiques sont associés à des métaquartzites et à quelques bancs de roches à grain fin, très claires, analogues à certains faciès de métavolcanites de l'unité volcano-sédimentaires du lac Blanc qui s'étend beaucoup plus à l'Est. De même, on note aussi des lits de gneiss à feldspaths subautomorphes alignés suivant la stratification qui rappellent certains gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin (unité de l'Alpetta, ou unité volcano-sédimentaire du lac Blanc ?).

Microscopiquement

On peut voir une alternance de lits composés de petits grains de quartz et feldspath détritiques et de lits quartzeux vraisemblablement recristallisés. Dans ces lits quartzeux des grains détritiques de plagioclase et de quartz se disposent çà et là sans aucun arrangement préférentiel. Des galets arrondis polycristallins à quartz, plagioclase et feldspath potassique sont inclus dans les lits quartzo-feldspathiques. Certains galets ont subi des déformations et des recristallisations au cours du métamorphisme postérieur au dépôt; le quartz notamment est très voisin des lits quartzeux.

La composition minéralogique est :

MATRICE

- . quartz
- . plagioclase séricitisé
- . feldspath potassique
- . muscovite et séricite
- . chlorite (rare)
- . apatite, zircon, épidote
- . opaques

ELEMENTS CLASTIQUES

- . plagioclase
- . quartz
- . galet polycristallin de quartz - plagioclase - feldspath potassique

Les gneiss à amphibole

Ce sont des roches à grain fin, très dures, de couleur gris vert, où ressortent des amphiboles noires millimétriques assez trapues qui déterminent la foliation. Il faut noter que ces roches rappellent certains gneiss amphiboliques des bordures décrits ci-après. Elles en ont l'aspect tacheté, la texture massive, la couleur gris vert et la patine d'altération de couleur crème. Seul le pourcentage des amphiboles diffère; il est plus faible de moitié dans les gneiss à amphibole. Elles constituent des bancs demi-métriques assez sporadiques au sein des schistes mais aussi dans la partie supérieure des gneiss de Bourg d'Oisans. Cette répartition est d'ailleurs un argument en faveur d'une seule et même série pour les gneiss de Bourg d'Oisans et les schistes d'Huez-Vaujany.

Ce faciès, bien que volumétriquement peu abondant, est assez répandu au sein des schistes d'Huez-Vaujany (Infernet, Sud Sarenne, Nord Sarenne, Est Vaujany). Il représente de simples variations de faciès, localisées au sein de la série originelle.

Microscopiquement

Les amphiboles s'observent au sein d'un assemblage de feldspaths en grains plus ou moins jointifs, analogue à celui des gneiss amphiboliques des bordures décrits plus loin. Toutefois, les différences avec ces derniers sont les suivantes : la taille des feldspaths est plus importante ; ceux-ci peuvent être classés et, en outre, ils sont cimentés par des agrégats très fins de quartz et de feldspaths qui, en lame mince, donnent de véritables petits niveaux de schistes quartzeux noirs identiques à ceux décrits précédemment.

Le quartz dans son ensemble a recristallisé.

La composition minéralogique est :

<u>Gneiss à amphibole</u>	<u>Ciment quartzo-feldspathique</u>
<ul style="list-style-type: none"> . hornblende verte . feldspath altéré . apatite . épidote . chlorites (dont pennine) . opaques . quartz 	<ul style="list-style-type: none"> . quartz . feldspath altéré . chlorites . opaques
	<u>Rayons X</u>
	<ul style="list-style-type: none"> . quartz . albite (low) . chlorites

2d) Les gneiss amphiboliques des bordures

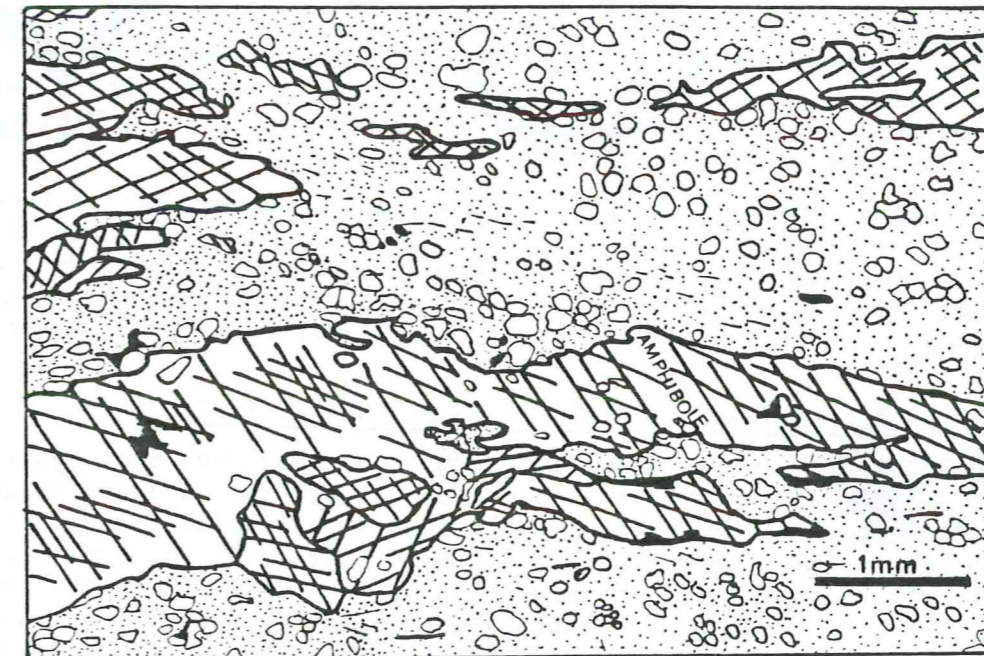
La bande de gneiss amphiboliques d'une soixantaine de mètres de puissance, repérée à l'Ouest, sur plus de quinze kilomètres des Gorges de l'Infernet jusqu'au Sud de Vaujany et à l'Est, sur plus de 4 km du lac Blanc jusqu'au Nord du lac de La Fare a été prise comme limite supérieure ou inférieure des schistes d'Huez-Vaujany.

On n'observe ni discontinuité structurale ni hiatus stratigraphique important de part et d'autre de ce banc de gneiss amphiboliques, c'est-à-dire entre les schistes d'Huez-Vaujany et l'unité de l'Alpetta d'une part et les schistes d'Huez-Vaujany et l'unité du lac Blanc d'autre part. En fait, ce banc de par sa régularité et sa continuité est un excellent repère, un "marqueur" aussi bien stratigraphique que structural. Son étude détaillée a permis en particulier d'y déceler d'une part, des niveaux de gneiss à petits granules de feldspaths identiques à certains faciès de gneiss de l'Alpetta, d'autre part des bancs schisteux analogues à ceux d'Huez-Vaujany. Ce repère est en fait composé de deux variétés de gneiss : l'une fine (grain demi-millimétrique) de couleur grise à reflets verts en cassure fraîche, à patine d'altération blanc crème où les amphiboles noires ressortant bien, lui donnant un aspect tacheté bien repérable, l'autre plus grossière (grain millimétrique, voire centimétrique) où les amphiboles peuvent se concentrer et former des lentilles massives demi-métriques de hornblendites de couleur noire.

La roche toujours très orientée possède une foliation très nette soulignée par l'arrangement planaire des amphiboles.

Microscopiquement

Les deux variétés possèdent une structure granoblastique, mais on note des reliques de structure primaire (grains arrondis plus ou moins jointifs de plagioclase) (fig. 13). La variété fine a des amphiboles demi-millimétriques, la variété grossière possède des amphiboles millimétriques. Les amphiboles (hornblende verte) plutôt trapues, souvent poecilites forment des lits assez frustes. Ces hornblendes, non chloritisées se trouvent dans un assemblage essentiellement feldspathique assez altéré où l'on note une quantité relativement importante d'épidote et d'apatite.



GR43

fig 13

La composition minéralogique de chaque variété est :

Gneiss amphibolique (Variété fine)	Gneiss amphibolique (Variété grossière)
. hornblende verte 35 %	. hornblende verte* 35 %
. plagioclase altéré 65 %	. plagioclase altéré 60 %
. apatite	. apatite
. épidote	. épidotes (pistachite et zoisite) 5 %
. quartz	. chlorite

Ce niveau de gneiss amphiboliques qui tranche sur les schistes est sans aucun doute l'expression métamorphique d'une ancienne assise peu quartzreuse chimiquement différente. Nous y reviendrons dans l'étude géochimique.

* Analyse chimique de l'amphibole (GR42*)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
46,59	15,68	13,18	0,20	6,72	8,86	4,27	0,84	1,85	0,46	1,33	99,98

Il s'agit d'un mélange de richtèrite et de tschermackite

3 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES

Dans la rampe des Commères (Infernet) où la tectonique décrochante se manifeste par des fractures N 50 à N 70 généralement dextres, la schistosité (SO_1) est orientée N 170 et pentée 80° Est. Ici les schistes, bien que "tectonisés", ont une puissance n'excédant pas 500 mètres, alors qu'en moyenne la puissance "apparente" est trois fois supérieure. Sur les rochers de la Close et du Grand Taillis, cette schistosité est orientée N 150 et pentée 60° Est. Celle-ci est en général confondue avec la stratification (SO). De rares charnières de plis isoclinaux anisopaques permettent d'observer l'obliquité de la schistosité sur la stratification. Cette schistosité est de plan axial et de flux naissant. Je n'ai jamais observé de replissement net et franc des plis isoclinaux anisopaques. Cela était prévisible après exécution des levés cartographiques montrant la continuité et la non répétition des niveaux repères individualisés.

On observe cependant des ondulations plus ou moins marquées de la schistosité de flux (SO_1). Ces ondulations correspondraient à une déformation (post SO_1) en plis à peine ébauchés à grand rayon de courbure. Mais dans l'ensemble les plans de schistosité (SO_1) ont servi de guide à une multitude de fractures inverses, certaines étant même légèrement chevauchantes (fig.14 p. 28).

4 - CARACTERES DU METAMORPHISME ET ORIGINE DES FACIES

Les différentes paragenèses métamorphiques observées sont peu significatives et il est difficile de se faire une idée précise du degré métamorphique. Tout au plus peut-on dire qu'il y a blastèse d'amphiboles (actinote-trémolite et hornblende verte), de plagioclases, de biotite, d'épidote, de chlorite et de quartz. Il faut toutefois remarquer qu'un bon nombre de faciès se rangerait plus facilement dans le faciès amphibolite que dans le faciès schistes verts. Quant à la polarité du métamorphisme, on ne peut guère faire de suggestion pour les schistes d'Huez-Vaujany. Par contre si on compare le degré de métamorphisme de cette formation avec celui des gneiss de Bourg d'Oisans, il est plus élevé dans ces derniers, c'est-à-dire à l'Ouest, que dans les schistes d'Huez-Vaujany, c'est-à-dire à l'Est.

Sans faire appel aux données géochimiques qui seront données ultérieurement, ces critères pétrographiques observables macroscopiquement et microscopiquement sont suffisamment nets pour que l'on puisse se faire une idée de la nature originelle du matériel.

- | | |
|---|---|
| . Schistes "quartzeux" | phtanites - lydiennes ou argilites (lutites) |
| . Schistes chloriteux et sériciteux | arénites et/ou lutites |
| . Métaquartzites et niveaux détritiques | arénites et rudites |
| . Cipolin | calcaire |
| . Amphibolites) | |
| . Gneiss à amphibole) | roches volcaniques ou volcano-sédimentaires (tufs basiques) |
| . Gneiss amphiboliques) | |

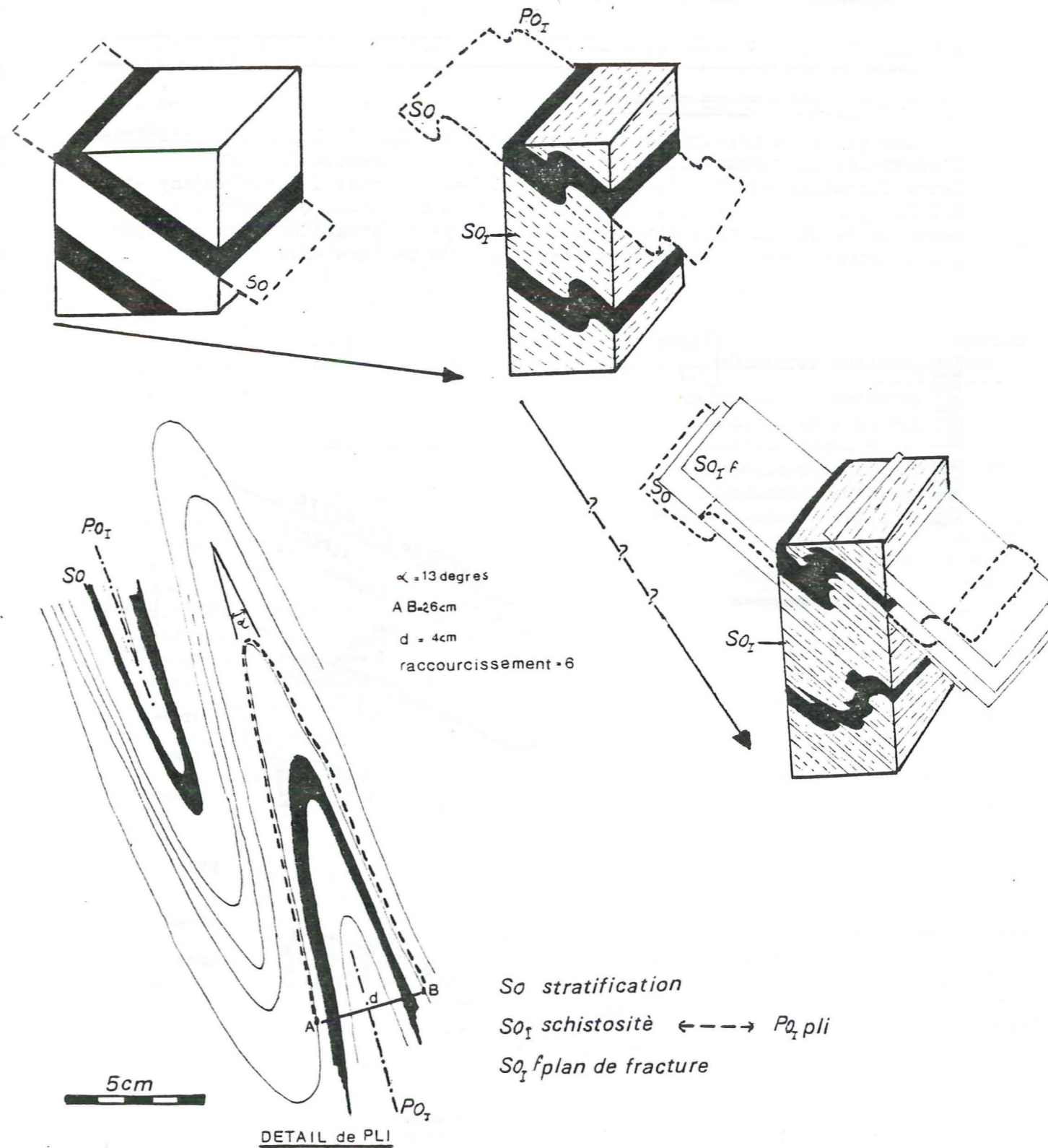


FIG 14 CARACTERISTIQUES STRUCTURALES des SCHISTES d'HEUZ-VAUJANY

III - LES FACIES A FELDSPATH ALCALIN ET ROCHES ASSOCIEES

A - LES GNEISS A MEGACRISTAUX DE FELDSPATH ALCALIN - L'UNITE DE L'ALPETTA

1 - LES DONNEES DE TERRAIN

Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'Alpetta constituent l'essentiel du versant occidental du massif des Grandes Rousses. Cette formation est bordée à l'Ouest, par les schistes d'Huez-Vaujany et à l'Est, par les schistes du Chavannus. Cette formation composée d'un ensemble de gneiss très hétérogènes et d'aspect "stratoïde", est recoupée par le granite de Roche Noire et par celui de la Fare (Fig. 15).

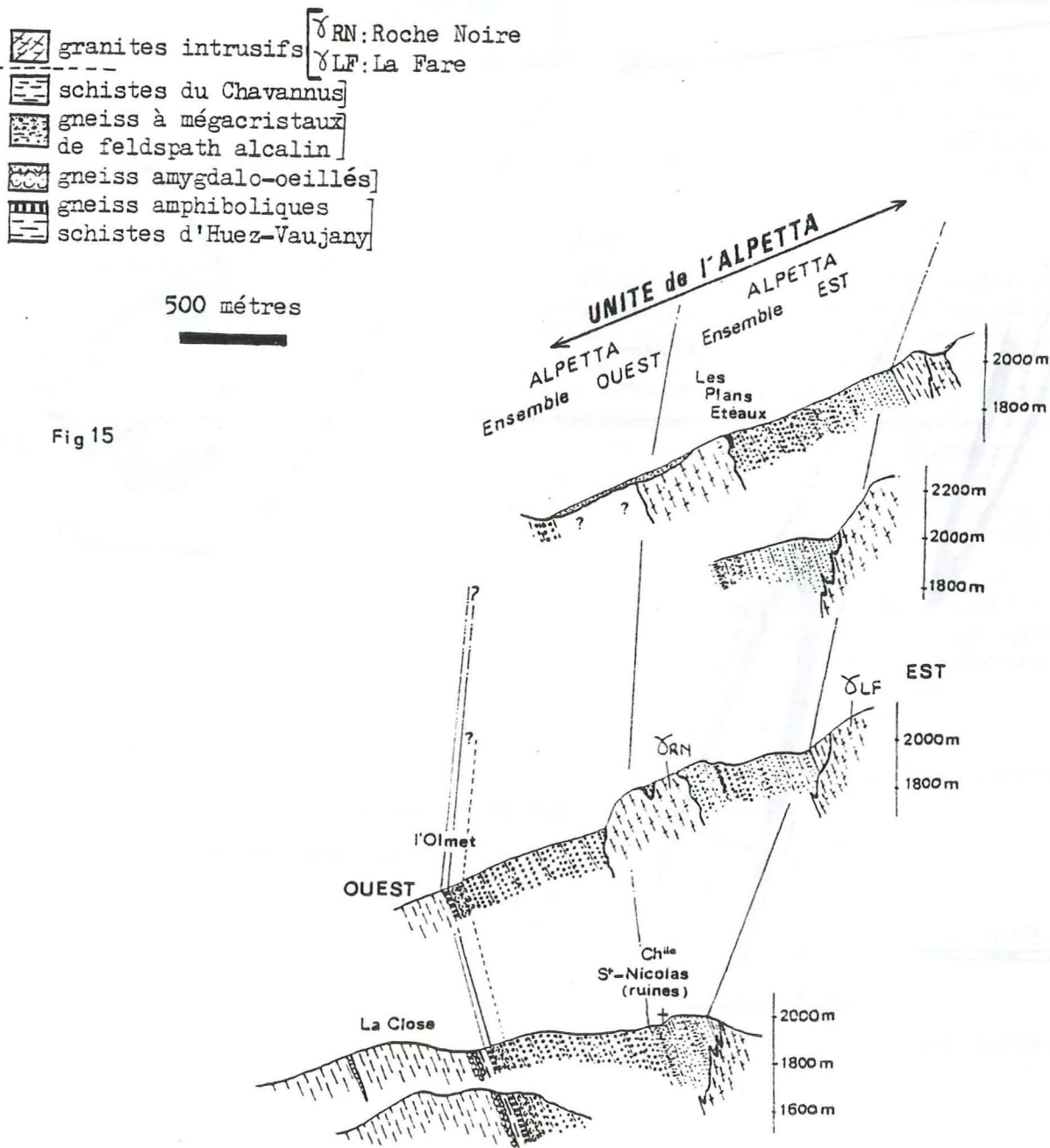


Fig 15

Il existe au sein de cette formation de gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, une distinction entre les affleurements situés de part et d'autre d'une ligne passant à l'Ouest des Ruines de la Chapelle St-Nicolas et des plans Eteaux. Cette limite, en partie oblitérée par l'intrusion du granite de Roche Noire, sépare deux ensembles ; l'ensemble ouest massif et homogène et l'ensemble est hétérogène. Toutefois, les caractères spécifiques de chaque ensemble varient de façon progressive; il n'existe donc pas de coupure très nette.

2 - L'ENSEMBLE OUEST

D'Ouest en Est on observe les gneiss amygdalo-oeillés (épaisseur 60 m environ) puis les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin localement associés à des rubans de schistes et à des rubans extrêmement fins de roche quartzo-feldspathique à cachet volcanique (tuf ?).

Cet ensemble est massif et relativement homogène si l'on fait abstraction des variations de faciès dues à la taille et à la répartition spatiale des mégacristaux.

2a- Les gneiss amygdalo-oeillés

Immédiatement à l'Est des gneiss amphiboliques de la bordure des schistes d'Huez-Vaujany, et sur une soixantaine de mètres, on observe des gneiss amygdalo-oeillés (affleurement type : carrière de l'Alpe d'Huez).

Ils ont une patine d'altération de couleur gris roux et ne possèdent pas de mégacristaux de feldspath. En cassure fraîche la couleur de la roche est grise et on note des yeux de feldspath d'un demi-centimètre moulés par des biotites chloritisées et des chlorites, ainsi que par de minuscules lits de quartz. Très localement, dans certains faciès où les lits de quartz abondent, ces gneiss prennent un faciès de gneiss granulé, les yeux et les amygdales de feldspaths disparaissent et l'on n'a plus que de petits granules millimétriques d'aspect clastique. L'orientation des gneiss est toujours très nette.

Microscopiquement

L'étude des lames minces fait ressortir plusieurs faits (fig. 16, p. 31) :

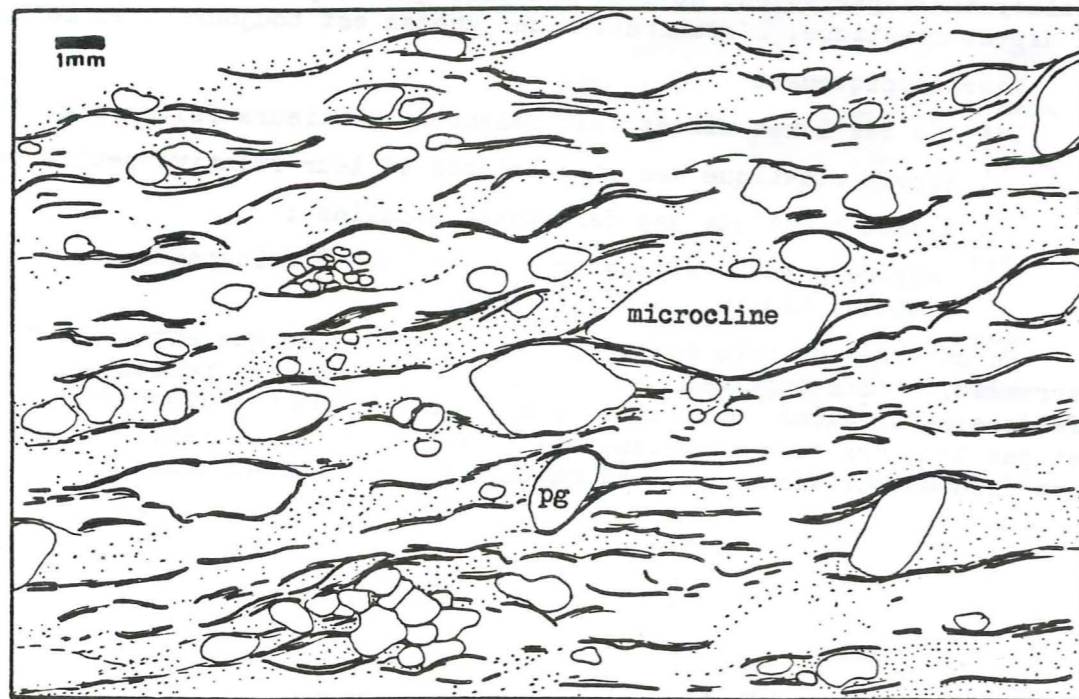
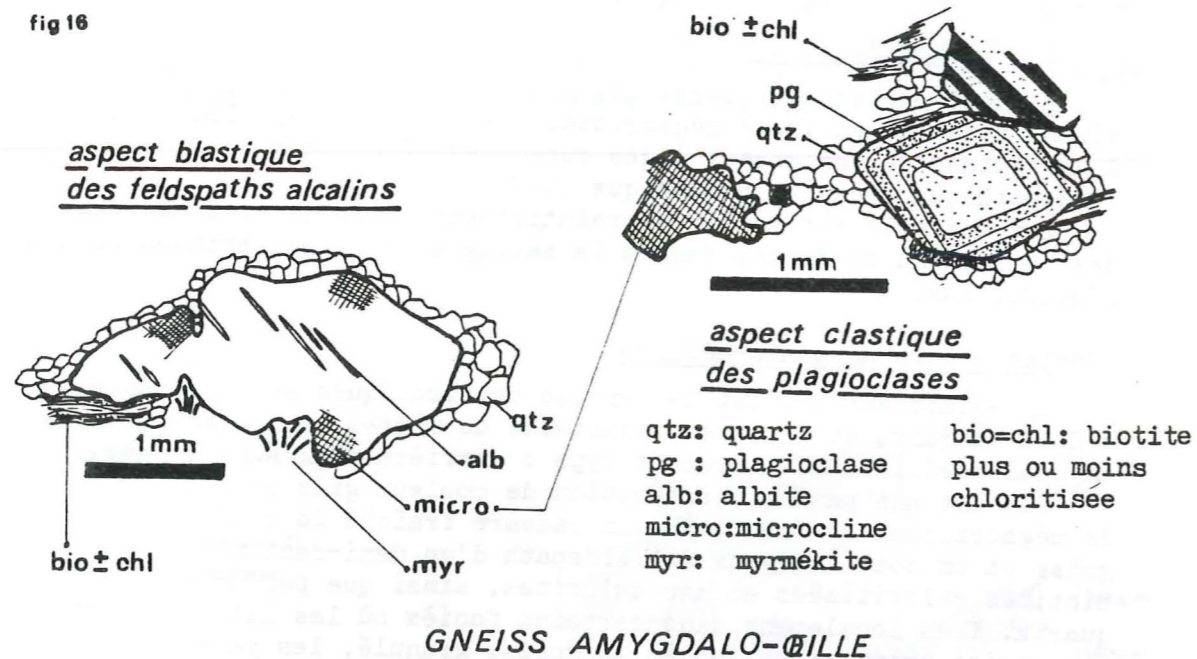
- . aspect clastique des plagioclases et leur relative petite taille ;
- . aspect blastique des feldspaths alcalins ;
- . matrice granoblastique très quartzreuse à feldspaths, chlorite, biotite chloritisée et apatite.

On observe une très nette opposition morphologique entre les plagioclases, arrondis, parfois anguleux, qui se groupent souvent en petits amas et les feldspaths alcalins (surtout du microline) qui sont moulés par des phyllites et pas toujours bien individualisés par rapport à la matrice, leur bordure est fréquemment xénomorphe. La matrice est en général assez pauvre en feldspath.

La composition minéralogique globale est :

- . feldspath alcalin (microcline)
- . plagioclase (certains sont manifestement hérités)
- . quartz
- . biotite plus ou moins chloritisée
- . chlorite
- . apatite

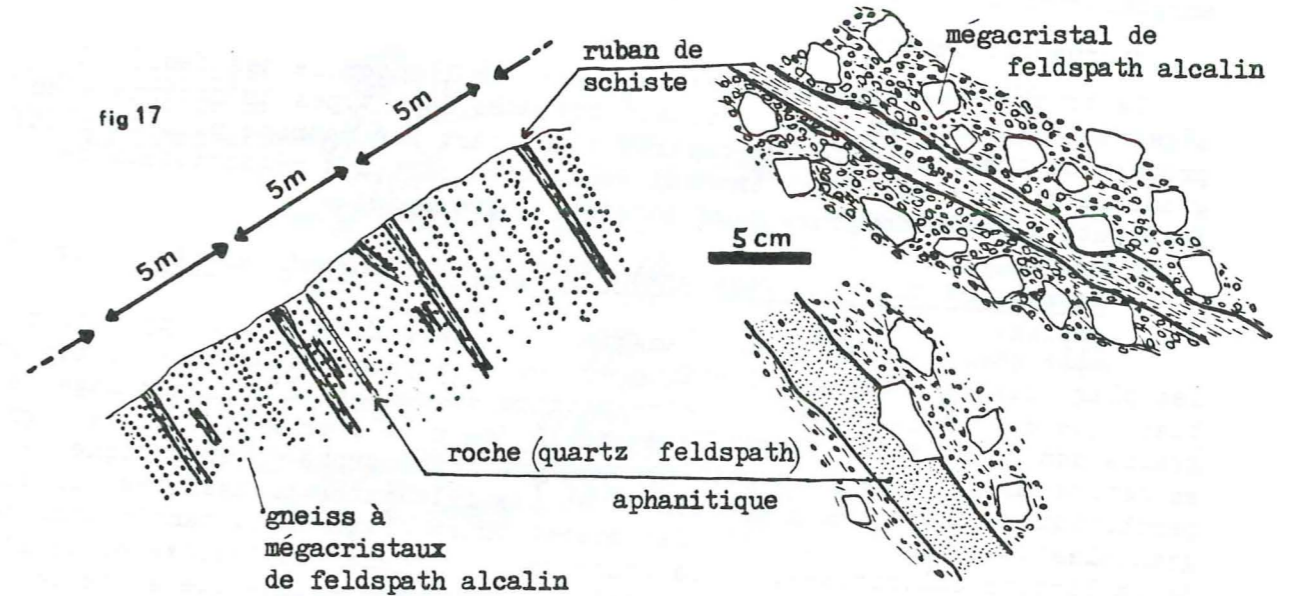
fig 16



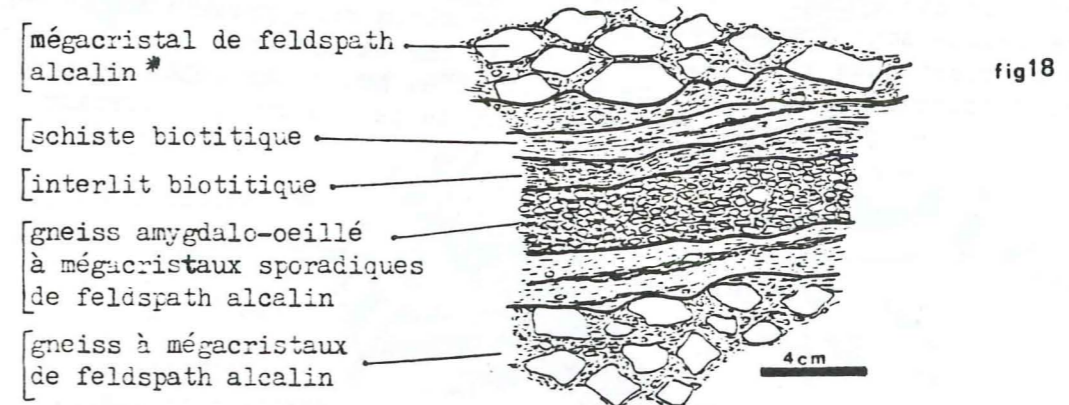
GR46

2b-Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin* (fig. 17)

Sur quelques mètres, les gneiss amygdalo-oeillés se chargent en mégacristaux de feldspath alcalin blanc et/ou rose généralement automorphes. L'aspect "stratoïde" est net et il est dû en très grande partie aux variations de taille (0,5 à 4 cm en moyenne) des mégacristaux. Les variations de taille d'un niveau à l'autre peuvent simuler alors un granoclassement. De petits rubans de schistes de quelques décimètres d'épaisseur, accentuent cet aspect et sporadiquement des lits de roches quartzo-feldspatiques aphanitiques (localement très proches des tufs du Dôme des Petites Rousses) se suivent sur plusieurs dizaines de mètres, voire centaines de mètres. (Affleurement type : au Nord de l'Altiport de l'Alpe d'Huez).



Macroscopiquement, le gneiss se compose d'une matrice amygdalo-oeillée ou granulée assez semblable aux gneiss précédents, et de mégacristaux centimétriques de feldspath alcalin généralement automorphes. A l'échelle de l'échantillon le gneiss est dans l'ensemble massif, toutefois on observe des interlits biotitiques sombres plus ou moins chargés en cristaux de feldspath de taille variable. Ces interlits sont toujours parallèles au gisement "stratoïde" des gneiss (fig.18). Généralement, les mégacristaux ont leur plus grand axe contenu dans un plan parallèle aux rubans de schistes et aux interlits biotitiques. Quelques-uns possèdent de discrètes queues de recristallisation.



* Parmi les très nombreux mégacristaux de feldspath alcalin étudiés, seuls ceux de microcline ont été déterminés avec précision. Les autres ont de grandes chances d'être également du microcline, mais il n'est pas exclu que des études plus poussées permettent de trouver certaines variétés monocliniques (orthose, anorthose...).

L'hétérogénéité des faciès est donc due à la présence des mégacristaux qui se concentrent dans des "strates" et à la matrice tantôt amygdalo-oeillée (les différents minéraux ont un cachet, soit blastique net, soit clastique) tantôt granulée (de minuscules petits feldspaths d'aspect clastique net forment des amas plus ou moins réguliers soudés par du quartz et moulés par des phyllites).

Il existe tout les termes de passage entre, d'une part le gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, d'autre part une roche composée de plus de 70 % de mégacristaux centimétriques de feldspath alcalin, et enfin une roche amygdalo-oeillée à mégacristaux sporadiques de feldspath alcalin.

Microscopiquement

La totalité des lames minces taillées sur l'ensemble des faciès à mégacristaux a montré qu'il existait toujours deux types de matériaux en proportion très variable. On observe, d'une part une matrice plus ou moins granoblastique à feldspath arrondi et d'autre part des mégacristaux de feldspath alcalin toujours plus potassique que sodique.

- La matrice plus ou moins granoblastique à feldspath arrondi (fig. 19, p. 34)

Elle ressemble aux gneiss amygdalo-oeillés. En effet, l'opposition entre les plagioclases d'aspect clastique et les feldspaths potassiques d'aspect blastique est toujours nette. Cette matrice se compose d'un assemblage de grains non jointifs, de plagioclase maclé ou zoné, arrondis, souvent groupés en petits amas, et de feldspath potassique xénomorphe perthitique et perthitique. Entre les plagioclases et les feldspaths potassiques, du quartz granoblastique tantôt en lentilles discontinues flexueuses, tantôt associé à de la biotite chloritisée, de la chlorite, du sphène, du leucoxène, de l'apatite et quelques zircons aux bords émoussés, constituent en quelque sorte le "ciment" de la roche.

On note aussi des phénomènes blastiques et réactionnels sur les bordures du feldspath potassique (myrmékite..). Le plagioclase ne possède de bordure de réaction (liseré d'albite) que quand il se trouve en petites inclusions dans le feldspath potassique.

- Les mégacristaux de feldspath alcalin (fig. 20)

Ces mégacristaux sont toujours potassiques. Ce sont des cristaux hypidiomorphes, limpides, perthitiques et perthitiques. C'est généralement du microcline maclé Carlsbad, où les macles polysynthétiques de l'albite et de la péricline sont fréquentes. La bordure xénomorphe, présentant souvent des phénomènes blastiques et réactionnels ainsi que la présence de très nombreuses inclusions, pourrait indiquer une évolution au moins partielle de type poikiloblastique (porphyroblastes englobant de petits grains minéraux).

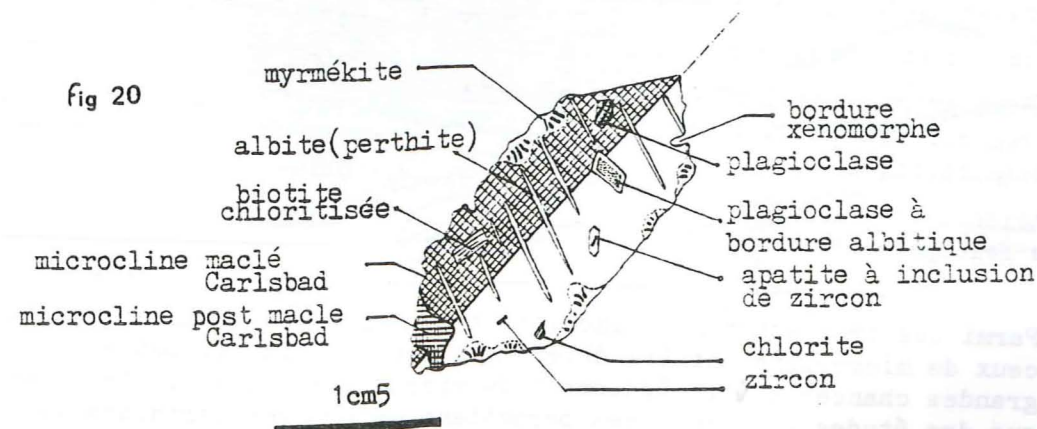
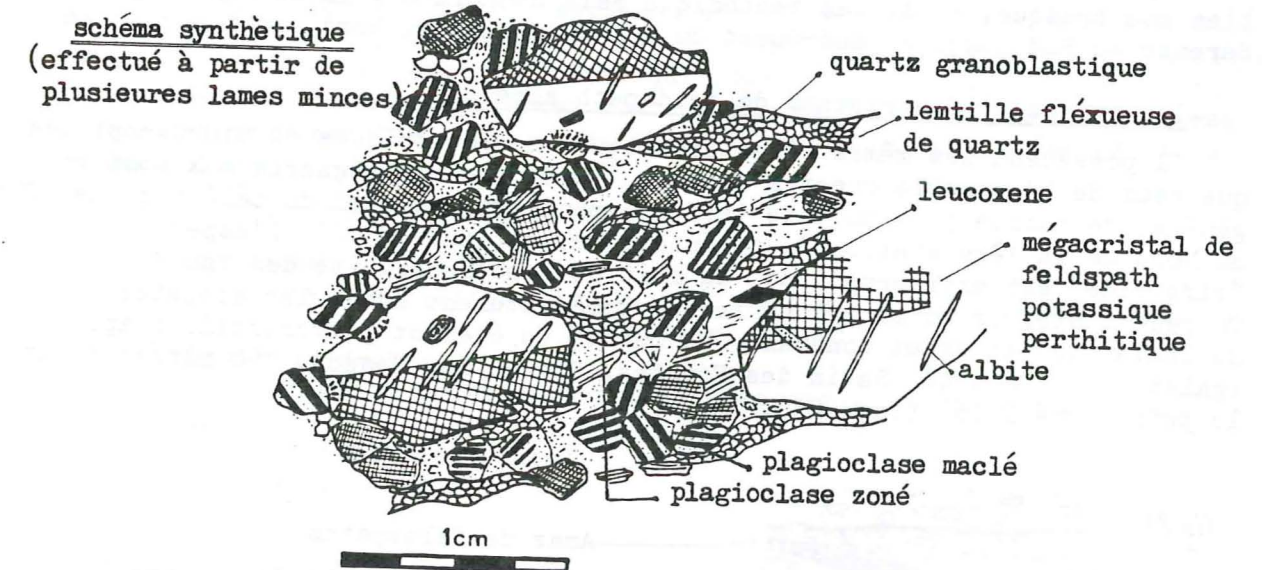
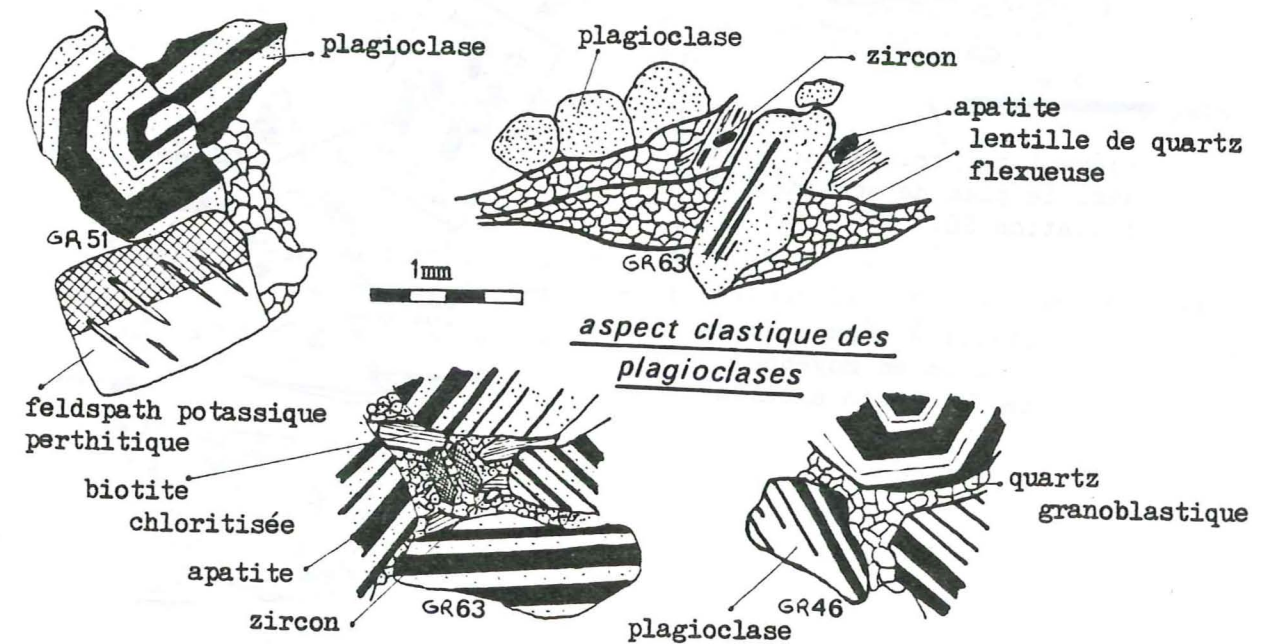


Fig. 19 GNEISS A MEGACRISTAUX DE FELDSPATH ALCALIN



détails (schémas d'après photo)

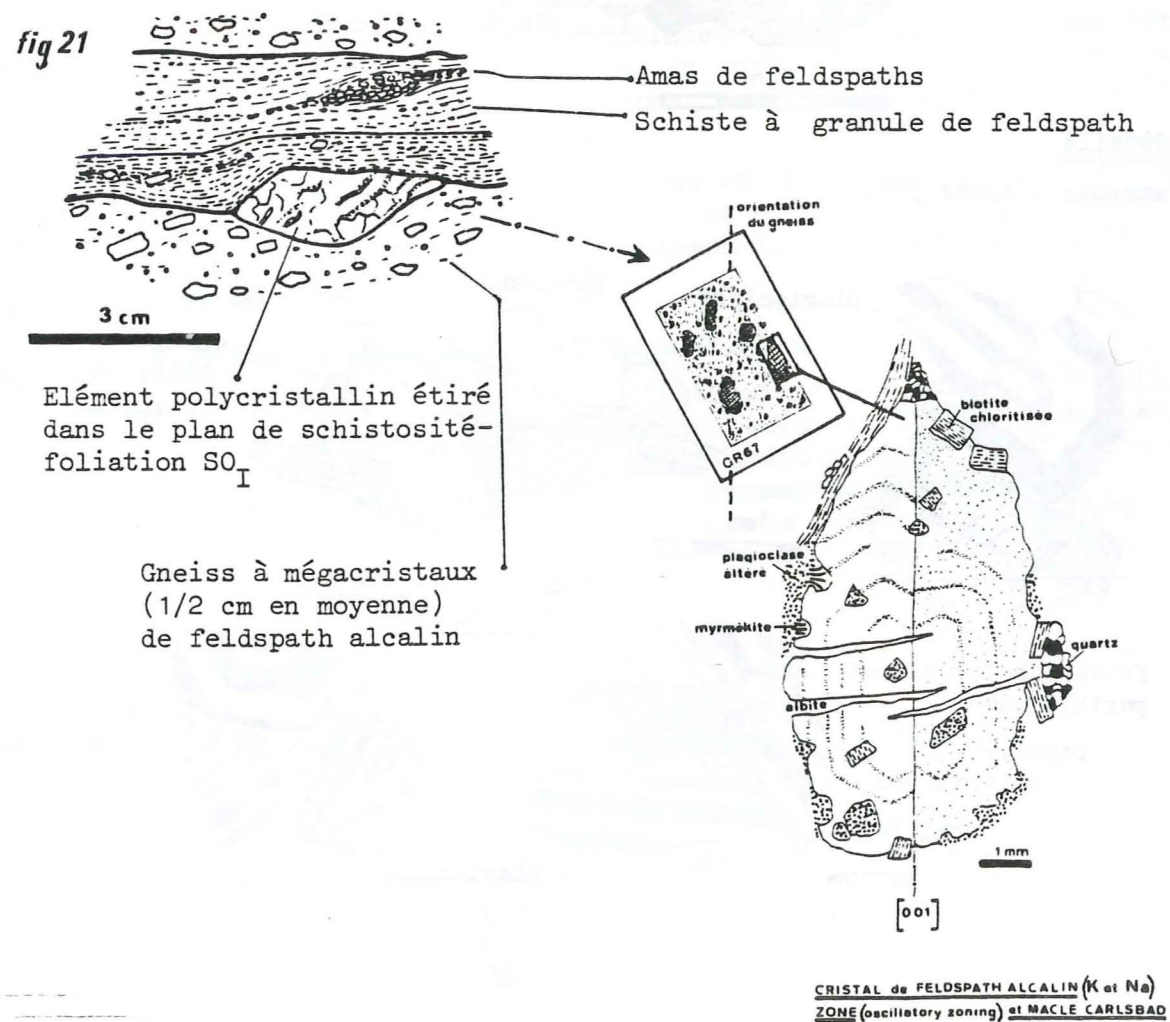


3 - L'ENSEMBLE EST

Il débute en général cinquante mètres à l'Ouest des premiers affleurements de gneiss à amphibole-sphène et/ou biotite sphène. Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, bien que toujours présents deviennent progressivement moins massifs, l'aspect "stratoïde" est de plus en plus marqué et ce d'autant que les mégacristaux sont de tailles extrêmement variées. Comme dans l'ensemble précédent, mais bien plus fréquemment, on observe des lentilles, des rubans de schistes et de roches quartzo-feldspathiques très fines à cachet volcanique. La bordure orientale de cet ensemble correspond à une bande de schistes (les schistes du Chavannus). Le contact, bien que brusque, n'est pas tectonique mais concordant. Il se suit depuis la Sarenne au Sud jusqu'au Sud-Ouest du col du Couard au Nord, soit sur 10 km.

3a- Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin

Il possèdent les mêmes caractéristiques macroscopiques et microscopiques que ceux de l'ensemble ouest à ceci près que les mégacristaux sont en général de taille plus modeste (affleurement-type au pied du télésiège des Plates, au Nord de la 1ère station du téléphérique, altitude 2100). L'aspect "stratoïde" est extrêmement net du fait de l'hétérogénéité des faciès. On peut toutefois noter que le faciès immédiatement avant les schistes du Chavannus est assez constant. En outre, un élément polycristallin aplati (galet ?) a été noté (Ravin des Rouches, Sud du lac Besson, 150 mètres avant le point coté 2106) (fig. 21).



3b- Les gneiss à amphibole-sphène et/ou biotite-sphène

Ces roches de couleur très sombre forment des bancs très réguliers au sein des gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin (affleurement type : ruines de la chapelle St-Nicolas). On peut y observer des sphènes d'un demi-millimètre en moyenne de couleur brun clair. Ces gneiss domine tantôt l'amphibole, tantôt la biotite, sont en général dépourvus de mégacristaux de feldspath. Ces faciès forment de magnifiques enclaves dans le granite de Roche Noire et dans ce cas, l'orientation du gneiss est à peine visible.

Microscopiquement

La structure est granoblastique, soit fine (grain d'un quart de millimètre), soit grossière (grain de 1 à 2 mm), avec des yeux de feldspath potassique poecilitique d'un demi-centimètre qui possèdent des bordures de réaction (myrmékite...). Les amphiboles font partie de la trame granoblastique alors que les biotites toujours un peu chloritisées, sont disposées selon la foliation.

La composition minéralogique est :

- plagioclase An₂₀-An₂₅
- microcline poecilitique (inclusions de plagioclase, d'amphibole, de biotite, de chlorite...)
- hornblende verte
- biotite plus ou moins chloritisée avec aiguilles de rutile (sagénite)
- quartz
- épidotes (dont pistachite)
- sphène et leucoxène
- apatite
- opaques
- muscovite (rare)

3c- Les rubans de schistes

Si les rubans de schistes identiques à ceux du Chavannus étaient discrets et sporadiques dans l'ensemble ouest, ils se répètent de plus en plus fréquemment au fur et à mesure que l'on progresse vers l'Est.

Ces schistes sont plus ou moins riches en petits granules de feldspath alcalin (microcline) et localement peuvent renfermer des mégacristaux de feldspath alcalin.

Microscopiquement

Les lames minces sont difficiles à étudier en raison d'un feutrage secondaire de chlorite et de séricite qui masque la structure de la roche.

La composition minéralogique est :

- feldspaths (plagioclase et microcline)
- quartz
- chlorite
- séricite
- biotite chloritisée
- apatite
- zircon à bords émoussés
- sphène
- opaques divers

3d- Les rubans quartzo-feldspathiques fins

Rares dans l'ensemble ouest ils sont relativement fréquents dans l'ensemble est. Ils sont assez réguliers et on peut les suivre sur quelques dizaines de mètres. Certains d'entre eux présentent de troublantes affinités avec les tufs du Dôme des Petites Rousses alors que d'autres, quelque peu différents, possèdent de très belles micropegmatites graphiques (fig. 22).

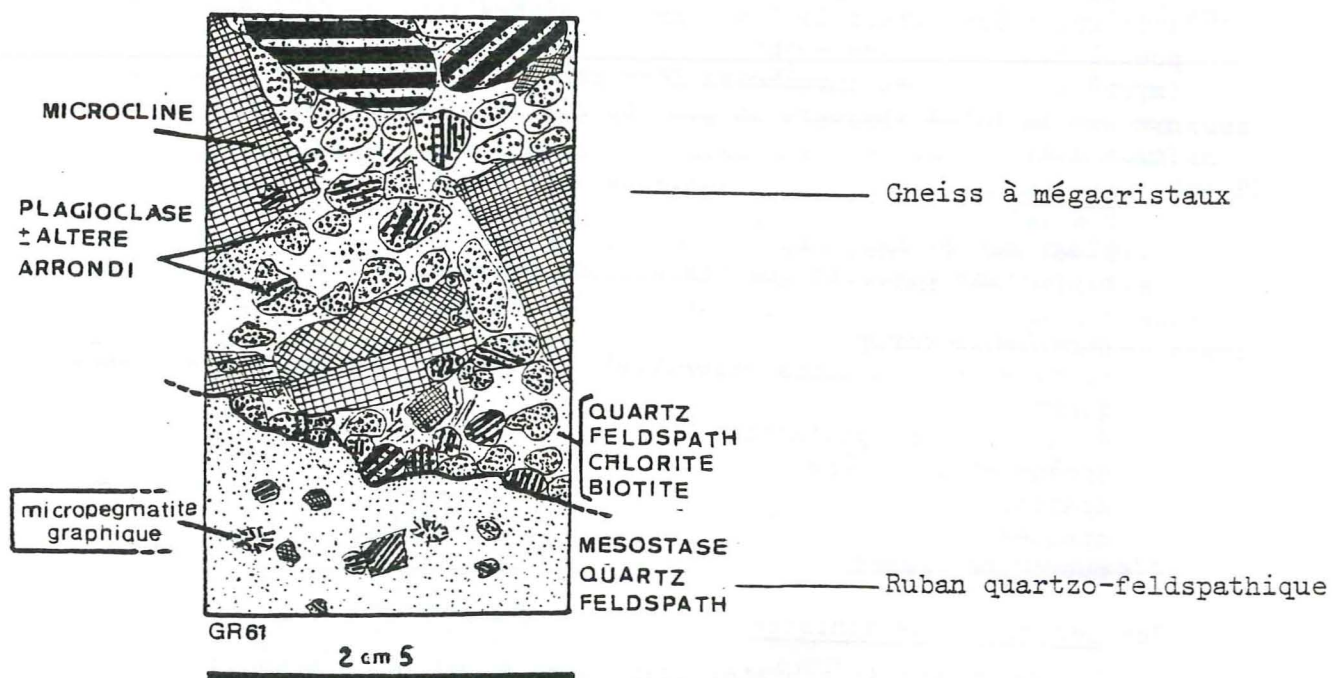


FIG 22

4 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES DEUX ENSEMBLES

Cartographiquement aucune structure n'est observable, exceptée la bordure orientale de l'ensemble est où l'on note le plissement du contact gneiss à mégacristaux-schistes du Chavannus.

A l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon, seules ont été observées des queues de recristallisation dans les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin. Le gisement "stratoïde" souligné par des rubans de schistes, est rarement plissé. Schistosité ou foliation sont toujours concordantes avec l'aspect "stratoïde".

Si l'on étudie le comportement des mégacristaux de feldspath alcalin par rapport à la foliation SO_T (cette dernière est déterminée par l'orientation des biotites chloritisées et des chlorites sous forme de lamelles planes ainsi que par les lentilles flexueuses de quartz granoblastique), on aboutit à la conclusion que ces derniers sont des mégacristaux-ou des porphyroclastes- antérieurs au développement de la foliation SO_T . On observe en effet, dans les zones de plis PO_T , des mégacristaux déformés qui prennent une allure sigmoïde, et qui perdent progressivement leur caractère automorphe pour des formes ocellées avec ou sans queue de recristallisation. Ces formes ocellées n'englobent jamais la matrice et ne présente jamais d'accumulation particulière à leur périphérie.

B - LES SCHISTES DU CHAVANNUS

1 - LES DONNEES DE TERRAIN

Les schistes du Chavannus forment une étroite bande sub-méridienne longue de 12 kilomètres et large de 300 mètres. Elle est bordée à l'Ouest par les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'Alpetta et à l'Est par le granite de la Fare.

- A l'Ouest le contact, observé avec les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, non tectonique, est le suivant :

sur quelques centimètres, on passe d'un gneiss assez massif à mégacristaux de feldspath alcalin (cristaux de feldspath d'un demi-centimètre) à un schiste chloriteux et sériciteux. De part et d'autre du contact, et sur un à deux mètres, on observe des petites récurrences d'un faciès dans l'autre. Ces petits bancs récurrents centimétriques sont très discontinus.

- Le contact oriental correspond à l'intrusion du granite de la Fare. On peut y voir des enclaves de l'encaissant englobées par le granite. Ces enclaves sont de type énallogène. Celles-ci, comme l'encaissant en contact immédiat avec le granite, ont un aspect peu ou pas schistosé qui contraste avec l'aspect banal du schiste. Ces deux contacts ont été repérés du Sud au Nord sur plus de 10 km.

2 - DESCRIPTION DES SCHISTES

Ces schistes ont une couleur grise tirant sur le roux en patine d'altération. En cassure fraîche, la roche est gris vert. Le débit schisteux, bien que pas très aisé, est net. Ces schistes chloriteux et sériciteux, renferment localement des lits discontinus tantôt quartzeux d'aspect huileux, tantôt très chloriteux assez sombres. Parfois on note des grains détritiques de quartz et/ou de feldspath, mais ils n'ont pas de répartition particulière. Sporadiquement des tourmalines s'observent çà et là.

Microscopiquement

La structure détritique de la roche est très nette. Des grains de feldspath et de quartz d'un quart de millimètre et de forme arrondie se disposent en petits lits plus ou moins nets. Ils sont soudés par du quartz granoblastique. Des plages de chlorite et de séricite soulignent ce litage et moulent les grains détritiques. Assez souvent, des grains de quartz et de feldspath beaucoup plus gros, d'un à deux millimètres, de forme arrondie, sont disposés assez inégalement au sein de la roche.

Ces schistes sont localement assez difficiles à étudier en raison de l'abondance de produits opaques de nature indéterminable mais qui pourraient être de nature graphiteuse (?).

La composition minéralogique est :

- quartz
- feldspath altéré
- chlorite
- séricite
- muscovite
- tourmaline verte
- opaques divers

Les grains détritiques sont quartzeux (clastes mono ou polycristallins, arrondis mais parfois cassés et anguleux) ou feldspathiques (clastes monocristallins arrondis de microcline et de plagioclase).

3 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES

La stratification (SO) et la schistosité (SO_I) sont toujours confondues. Toutefois, au Nord-Ouest du Rocher du Tabourle (X = 895,18 ; Y = 318,00 ; Z = 2100 ; 60 mètres au Nord du remonte-pente), on peut observer que le litage sédimentaire (SO) et la schistosité (SO_I) sont faiblement plissés. Dans les charnières de ces plis on peut observer une schistosité de pli-fracture (SO_f) N05 pentée Est. Il existe donc des plis postschisteux; cette déformation post-schisteuse se traduirait par un gauchissement des plans SO et SO_I sous forme d'ondulations et de plis à peine ébauchés à grand rayon de courbure.

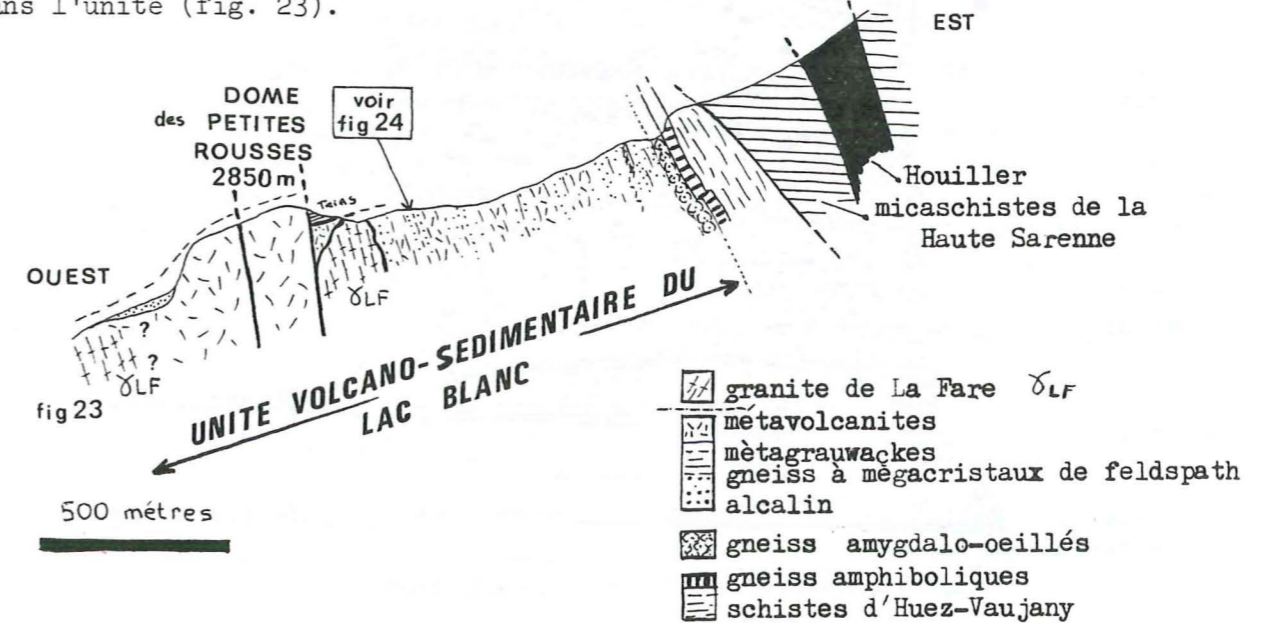
C - L'UNITE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU LAC BLANC

L'appellation "volcano-sédimentaire" est très généralement utilisée pour désigner un groupe particulier de roches sédimentaires associées plus ou moins directement au volcanisme. Toutefois, elle doit conserver un sens très large, englobant la totalité des accumulations dont les éléments constitutifs témoignent d'une origine volcanique et d'un mode de dépôt sédimentaire. On notera que dans cette acceptation, le terme "volcano-sédimentaire" qualifie un ensemble plus large que par exemple une simple association de laves et de tufs.

L'ensemble de ces dépôts, en raison des variations rapides de faciès et par suite du caractère local des coupes détaillées, possède des subdivisions stratigraphiques difficiles. Toute coupure doit tenir compte à la fois de l'éloignement dans le temps de la source volcanique, et de l'histoire des constituants (mode de production et de transport). On est donc contraint de regrouper en un certain nombre d'unités des associations lithologiques caractéristiques.

1 - DEFINITION DE L'UNITE VOLCANO-SEDIMENTAIRE, SES LIMITES

Ce sont des associations intimes de roches volcaniques laviques et clastiques très diverses, de roches sédimentaires volcano-chimiques et/ou de roches sédimentaires volcano-détritiques. On désignera dans le massif des Grandes Rousses par "unité volcano-sédimentaire" (U.V.S.) ces assemblages divers sans préjuger de leur importance respective, le mot "unité" servant à désigner un ensemble hétérogène. L'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc est limitée à l'Est par les schistes d'Huez-Vaujany (gneiss amphiboliques du flanc est), et à l'Ouest par le granite subvolcanique de la Fare intrusif dans l'unité (fig. 23).



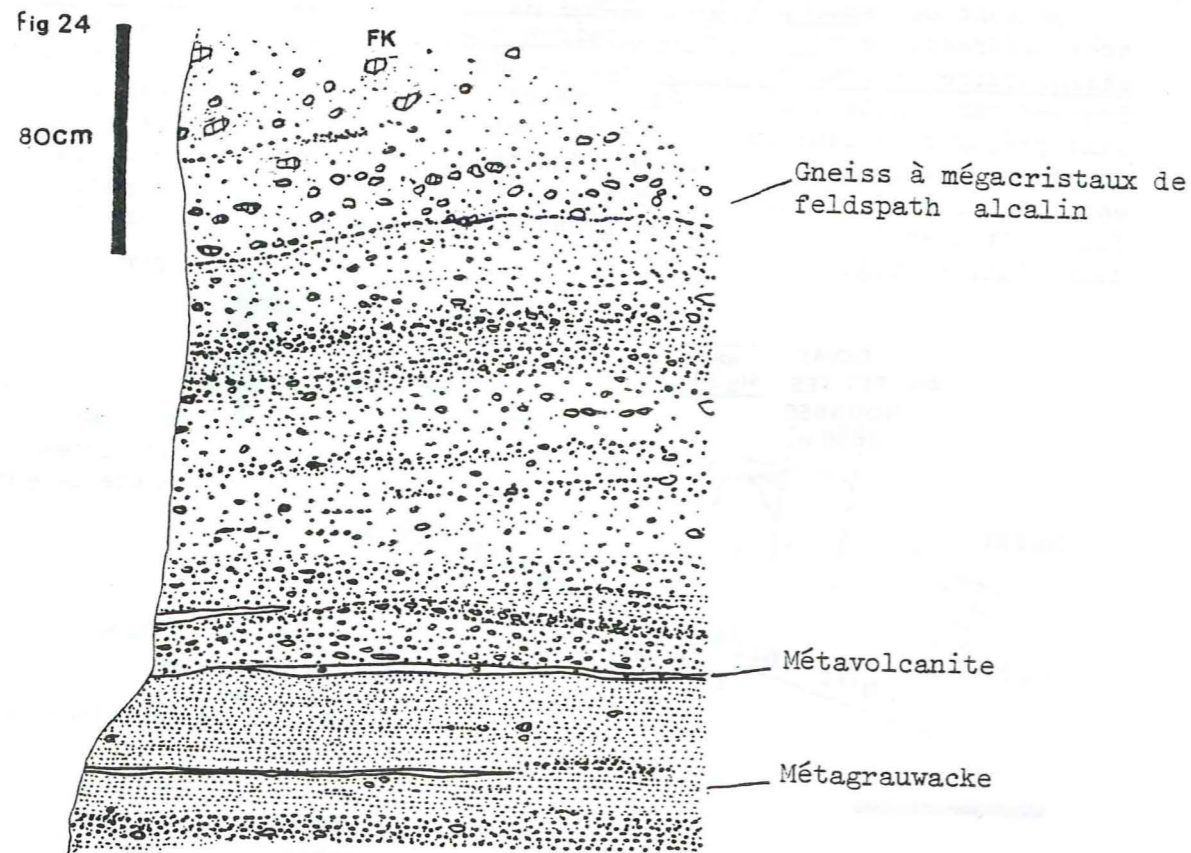
2 - LA TRILOGIE DE L'UNITE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU LAC BLANC

A l'exception de la bande de volcanites du Dôme des Petites Rousses, on ne peut dissocier trois termes fondamentaux qui constituent l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc. Cette trilogie est la suivante (fig. 24) :

- métavolcanites (tufs rhyolitiques et/ou ignimbrites(?))
- métagrauwackes (sédiments fins)
- gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin et à galets polycristallins sporadiques (sédiments grossiers).

Aux échelles de l'affleurement (fig. ci-dessous) et de la carte, ces trois termes sont pratiquement toujours associés quel que soit le lieu où l'on se trouve au sein de l'unité. Vers l'Est, le pôle détritique prédomine plus nettement, et on peut observer plusieurs niveaux de sédiments à galets polycristallins.

Ce caractère détritique grossier à galets polycristallins s'observe du Sud au Nord, soit sur 20 km.



d'après photo GR123

3 - LES METAVOLCANITES DU DOME DES PETITES ROUSSES ET CELLES ASSOCIEES AUX METASEDIMENTS

Rappel : on appelle roches volcaniques ou volcanites, toutes celles qui doivent leur origine aux laves, qu'elles aient été émises de façon explosive ou de façon effusive (Rittman, 1963).

3a- Les métavolcanites du Dôme des Petites Rousses

Mode de gisement

Comme les deux granites de Roche Noire et de la Fare, les métavolcanites du Dôme des Petites Rousses forment une étroite bande allongée Nord-Sud de 5 km x 0,5 km. En partie accolée au granite de la Fare (les rapports mutuels n'ont pu être précisés), elle est concordante cartographiquement avec les différents termes de l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc.

Sur le bord occidental, l'importance des métavolcanites diminue rapidement et elles ne représentent que des horizons d'épaisseur décimétrique que l'on suit sur plusieurs centaines de mètres et qui sont interstratifiés avec les métasédiments de l'unité. Le bord oriental est assez semblable au précédent avec, cependant, des horizons métavolcaniques répartis plus irrégulièrement.

Cette bande qui constitue une épaisse lame correspond à l'épisode volcanique apparemment le plus important volumétriquement.

Description des affleurements

Du Sud-Ouest du lac Blanc jusqu'au sommet du Dôme des Petites Rousses et plus au Nord, une très grande homogénéité de faciès caractérise les métavolcanites. La roche est extrêmement dure, et possède une nette orientation N 160-N170 matérialisée par l'alignement de petits globules de feldspaths (1 mm en moyenne) et de zones quartzeuses ou quartzo-feldspathiques.

La patine d'altération est blanche avec fréquemment des zones rouillées plus ou moins pyriteuses. En cassure fraîche de couleur gris clair, le grain est d'une extrême finesse à l'exception de petits globules de feldspaths disséminés ici et là avec souvent des mouchetures de leucoxène. Les seuls critères de terrain permettant de différencier les métavolcanites sont la taille et le pourcentage de globules de feldspaths. Certains faciès en sont macroscopiquement dépourvus alors que d'autres peuvent en renfermer 30 à 40 %. Ces globules sont généralement millimétriques, mais certains peuvent atteindre le demi-centimètre, voire le centimètre. Il existe tous les termes de passage entre ces différents termes extrêmes.

Seul un faciès bréchique, monogénique et intraformationnel et quelques affleurements de roche bien litée troublent l'homogénéité de ces métavolcanites.

Les levés de terrain n'ayant pu préciser la répartition spatiale des différents termes de métavolcanites, je décrirai les deux faciès extrêmes les plus représentés à savoir :

- le faciès fin (tuf* rhyolitique fin sans globule de feldspaths)
- le faciès grossier (tuf* rhyolitique grossier avec globules de feldspaths).

En outre, nous décrirons certaines structures et textures particulières en raison de leur intérêt génétique (ignimbrite, rhyolite et brèche volcanique).

Pétrographie

Les tufs rhyolitiques fins* (fig. 25, p. 44)

Macroscopiquement la roche est de couleur grise, extrêmement dure, à cassure conchoïdale. Son aspect silexoidé est caractéristique. Seuls des feldspaths se distinguent à la loupe sur le fond aphanitique.

Microscopiquement

La roche se compose d'une mésostase et de minuscules phénocristaux de feldspaths.

La mésostase peut être divisée en deux types :

- l'un composé d'un assemblage microcristallin ou cryptocristallin quartzo-feldspathique assez sériciteux avec quelques chlorites ;
- l'autre composé uniquement de quartz microcristallin ou cryptocristallin d'allure lenticulaire.

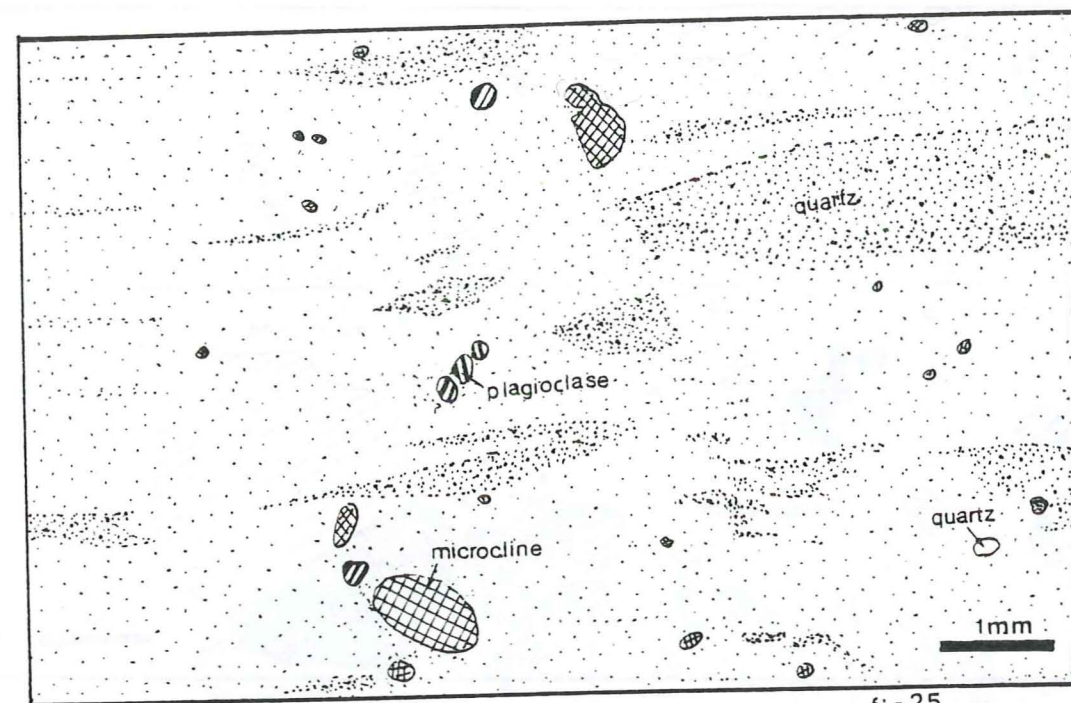
Cette hétérogénéité est assez nette et la prépondérance de l'un ou de l'autre type confère à la roche un aspect lité assez discontinu (structure hyaline fluidale ?).

Au sein de cette mésostase hétérogène de minuscules phénocristaux de feldspaths alcalins (surtout potassiques) et de quartz se répartissent de façon quelconque. Ces différents phénocristaux sont dans l'ensemble arrondis comme s'ils avaient été entraînés et roulés dans la mésostase. Toutefois, certains sont anguleux, microfracturés et cassés. Les microfractures sont généralement remplies par la partie quartzo-feldspathique de la mésostase. On observe aussi des phénocristaux emballés dans la mésostase de quartz microcristallin ou cryptocristallin. En général ces phénocristaux n'ont pas de répartition particulière.

. Une seule lame mince (GR 108) a montré une variation rapide du pourcentage de phénocristaux, ébauchant ainsi un léger litage.

* J'ai utilisé la dénomination anglo-saxonne de "tuf soudé" (welded tuff) qui est descriptive et qui ne fait pas intervenir un mode de mise en place hypothétique.

On sous-entend toujours dans les descriptions qui suivent le préfixe méta.



tuf rhyolitique fin du Dôme des Petites Rousses

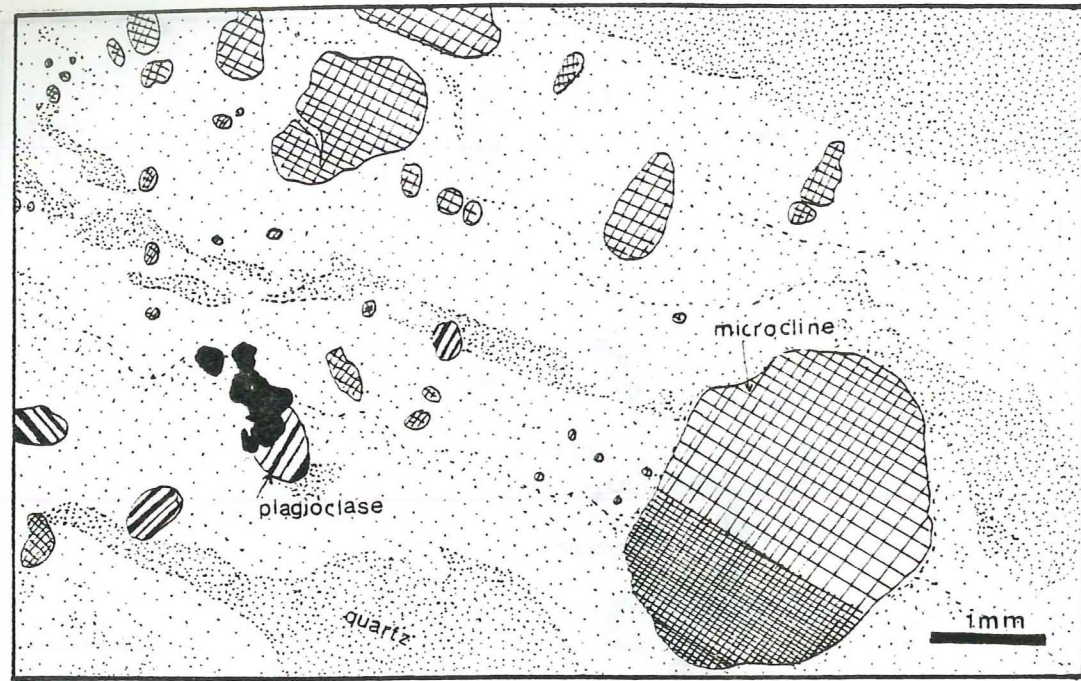
Les différents phénocristaux représentent en moyenne 10 % de la lame mince.

La composition minéralogique est :

<u>Mésostase</u>	<u>Phénocristaux</u>
- quartz	- feldspath potassique (microcline)
- feldspath potassique	- plagioclase
- plagioclase	- quartz
- séricite et chlorite	- leucoxène
- leucoxène	
- épidotes (pistachite, allanite)	
- zircon automorphe	
- opaques (dont pyrite)	

Les tufs rhyolitiques grossiers (fig. 26, p. 45)

Minéralogiquement et structuralement ce faciès est identique aux précédents, mais les phénocristaux et la mésostase sont en proportions différentes (jusqu'à 40 % de phénocristaux lesquels sont nettement plus gros). Les phénocristaux, arrondis ou anguleux, microfracturés et cassés, atteignent assez fréquemment le demi-centimètre. Ils sont alors maclés Carlsbad et généralement perthitiques. De plus, certaines de leurs bordures peuvent être affectées par des phénomènes réactionnels (bourgeon de myrmérite par exemple). On note aussi de petites inclusions de plagioclase, mais elles ne sont pas systématiques.



GR106

fig 26

Tuf rhyolitique grossier du Dôme des Petites Rousses

Dans ces faciès assez grossiers, on peut faire, sans trop d'hésitation, la discrimination entre les fractures primaires qui affectent les phénocristaux sans affecter la mésostase et les fractures tardives, généralement chloriteuses et sériciteuses avec souvent des carbonates, qui affectent indifféremment phénocristaux et mésostase.

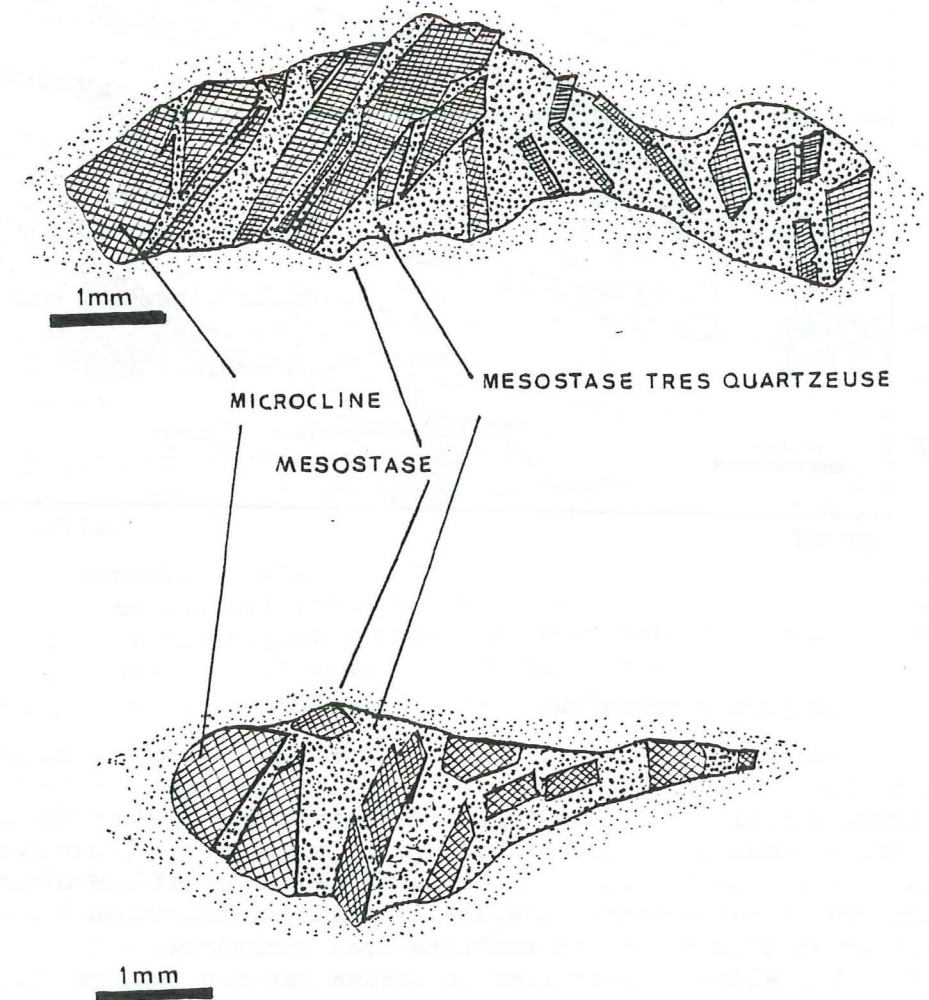
Les ignimbrites ou les rhyolites (Fig. 27 et 28 p. 46 et 47)

Macroscopiquement elles sont difficiles à différencier des tufs rhyolitiques. Tout au plus peut-on, dans certains cas, reconnaître des phénocristaux automorphes de feldspaths et une abondance relative de minuscules "lits" de quartz.

Microscopiquement

La roche possède une mésostase, soit quartzofeldspathique à chlorite et/ou séricite, soit quartzreuse et des phénocristaux automorphes cassés, éclatés (fig. 28) ou arrondis de feldspath potassique. On note aussi des quartz globuleux mais ils sont assez rares. Ces phénocristaux sont alignés. L'hétérogénéité de la mésostase confère à la roche un aspect lité très net. Cet aspect s'il a été accentué ou modifié par le métamorphisme est avant tout primaire. Il peut correspondre, soit à l'ancienne fluidalité d'une rhyolite soit à d'anciennes flammes ou échardes de verre transformées ultérieurement par le métamorphisme.

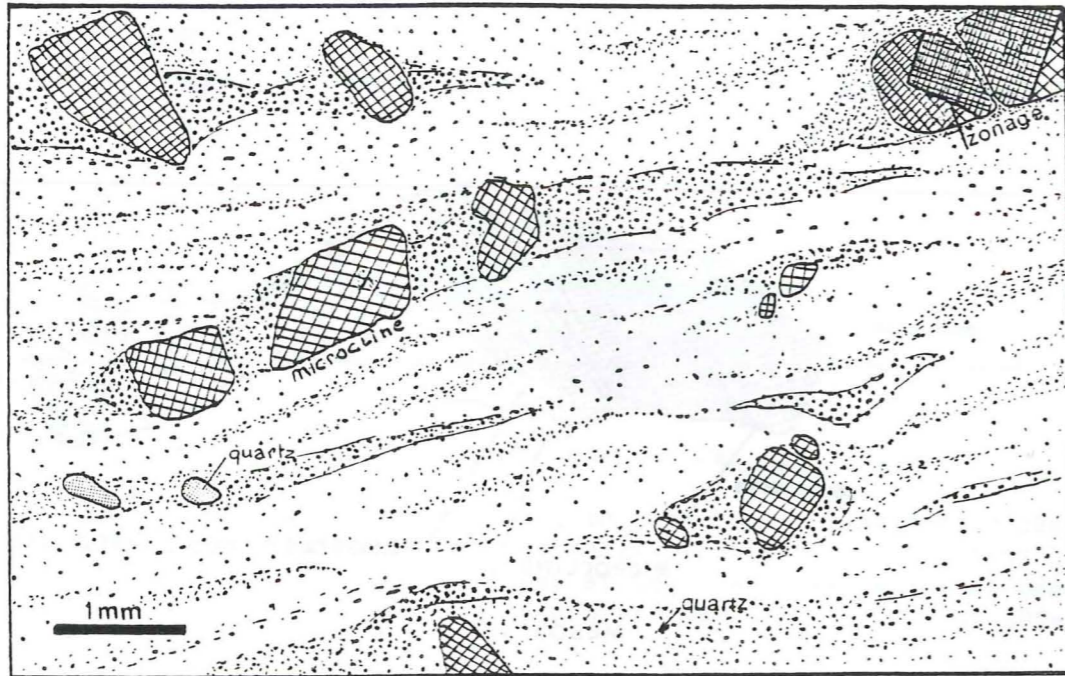
Fig 28 PHENOCRISTAUX DE FELDSPATH POTASSIQUE CASSES ECLATES



1mm

GR 113

Il est malheureusement impossible d'opter pour l'une ou l'autre des hypothèses car, d'une part il est malaisé de mettre une limite nette entre les rhyolites et les ignimbrites actuelles quand ces dernières ne présentent pas de structure apparente typique, et d'autre part les caractères ignimbritiques s'effacent aisément dans les paléovolcanites.



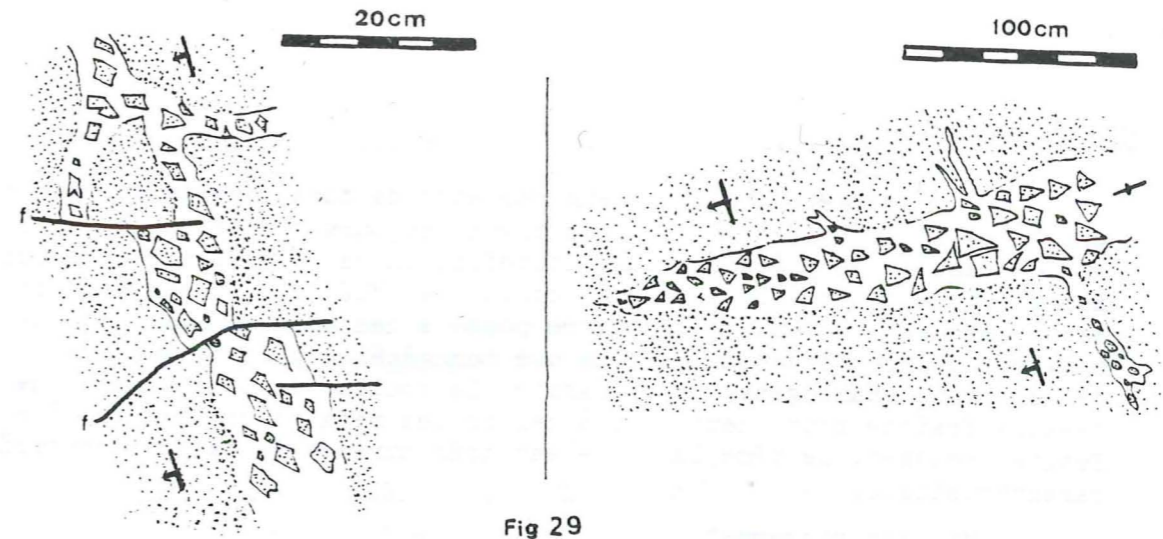
GR 113

fig 27

Le faciès brèchique

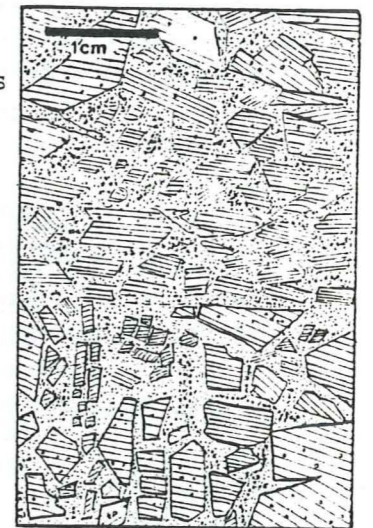
Rarement bien visible sur le terrain (excepté à mi-pente de la face sud du Dôme des Petites Rousses), ce faciès semblerait être plus fréquent en lames minces que l'observation macroscopique pouvait le suggérer. A l'affleurement, on observe une brèche monogénique possédant des formes plus ou moins dentritiques qui recoupe généralement les métavolcanites. Cette brèche est composée d'éléments anguleux empruntés à l'encaissant immédiat et d'un ciment aphanitique très quartzeux.

Les éléments composant la brèche ont des limites floues avec le ciment mais ils conservent des contours anguleux. Enfin, il y a localement un passage plus ou moins progressif entre le ciment de la brèche et l'encaissant (Fig. 29; p. 48).



Microscopiquement

Une lame mince taillée dans ce faciès montre une structure assez particulière (fig. 30). Des éléments anguleux de tuf rhyolitique à phénocristaux de feldspaths sont emboîtés les uns dans les autres et soudés par un ciment très quartzeux. Ce ciment, dépourvu de phénocristaux, est microcristallin. Il possède un grain plus grossier au centre des "fractures" et au fur et à mesure que l'on se rapproche des éléments de tuf rhyolitique désolidarisés et soudés ultérieurement, le grain devient de plus en plus fin, pour se "fondre" complètement avec celui de la mésostase du tuf. La majorité des éléments ont généralement conservé leur orientation.



GR 109

fig 30

Ces observations s'accorderaient assez bien avec celles faites sur les brèches d'explosion interne des faciès clastiques acides. Le mécanisme de formation résulterait de l'expansion brutale des gaz du magma avant que celui-ci atteigne la surface.

3b) Les méta volcanites associées aux métasédiments

- Description des affleurements et mode de gisement

Les méta volcanites associées aux métasédiments sont peu différentes de celles du Dôme des Petites Rousses. A l'affleurement, elles se présentent en bancs de puissances très variables (quelques centimètres à plusieurs mètres), interstratifiés dans les méta sédiments. Etant mieux litées, elles semblent, plus évoluées que celles du Dôme des Petites Rousses. Elles représentent des épisodes magmatiques effusifs et/ou explosifs plus ou moins discrets lors du processus sédimentaire.

- Pétrographie

On observe toujours deux variétés de tufs rhyolitiques (fine et grossière (fig. 31a et b), si l'on tient toujours compte de la taille et du pourcentage de phénocristaux. Toutefois la variété fine est de loin la moins fréquente et elle semble ne constituer que des niveaux de puissances assez faibles. La variété grossière possède des phénocristaux mieux calibrés qui confèrent à la roche une homogénéité plus nette, avec toutefois des éléments énallogènes de volcanite. La couleur de la patine et de la cassure fraîche sont identiques à celles des méta volcanites du Dôme des Petites Rousses. De même, la roche est très dure et sa cassure conchoïdale caractéristique.

Microscopiquement

Au sein d'une mésostase microcristalline et/ou cryptocristalline soit quartzofeldspathique à séricite et chlorite, soit quartzreuse, des phénocristaux de feldspaths alcalins se disposent de façon plus ou moins homogène selon un litage originel généralement net. Les phénocristaux sont généralement arrondis.

La composition minéralogique est :

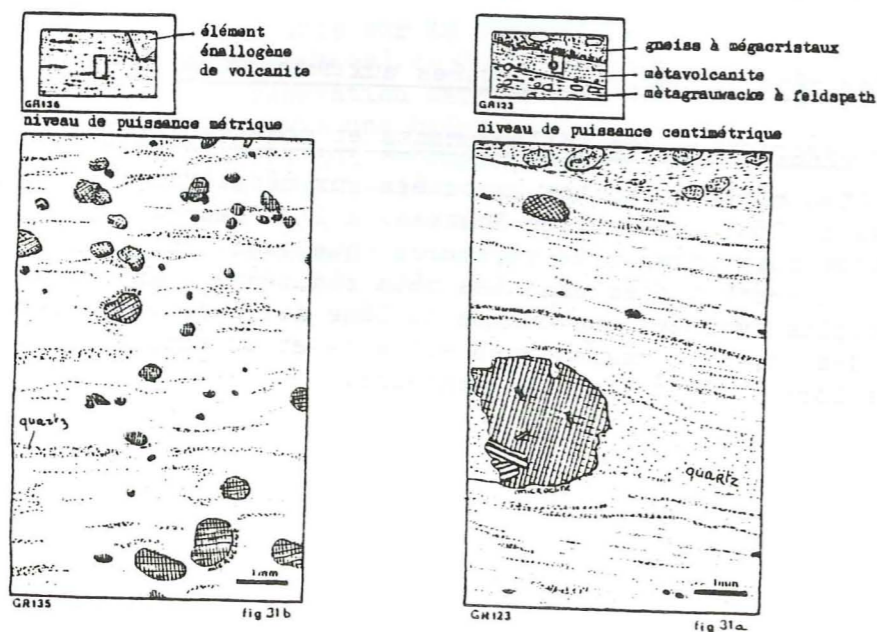
Mésostase

- quartz
- feldspath potassique
- plagioclase
- séricite
- chlorite
- leucoxène
- épidote
- carbonate (secondaire)
- opaques (dont pyrite)

Phénocristaux

- feldspath potassique (microcline plus ou moins perthitique quelquefois poecilitique)
- plagioclase altéré (An 15) rare
- leucoxène

Fig 31 METAVOLCANITES INTERSTRATIPIES DANS LES GNEISS A MEGACRISTAUX



4 - LES METASEDIMENTS DE LA TRILOGIE DE L'UNITE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU LAC BLANC

Les métasédiments associés aux méta volcanites sont représentés par deux faciès assez dissemblables :

d'une part des gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, d'autre part des métagrauwackes plus ou moins riches en clastes de feldspaths.

4a) Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin

Ces gneiss forment un ensemble très hétérogène. Ils ont un aspect "stratoïde" très net souligné par les bancs de métavolcanite et de métagrauwacke. Les mégacristaux sont de taille très variable mais relativement modeste (0,2 cm à 1,5 cm) à l'exception de ceux, situés au pied des falaises surplombant à l'Est les lacs du Milieu, de la Fare et de Balme Rousse où ils précèdent les gneiss amygdalo-oeillés, qui annoncent les gneiss amphiboliques de la bordure des schistes d'Huez-Vaujany. Là les mégacristaux atteignent plusieurs centimètres.

Trois faciès extrêmes composent cet ensemble, avec tous les termes de passage entre eux.

- gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin à chlorite, biotite chloritisée (affleurement type : 100 m au Nord du lac de la Fare) ;
- gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin peu quartzeux à biotite, leucoxène, sphène et chlorite (affleurement type : 100 m au Sud du lac de Balme Rousse) ;
- gneiss à amphibole-sphène et/ou biotite sphène (affleurement type : 150 m Sud du lac de la Fare).

Dans les deux premiers faciès on retrouve la matrice amygdalo-oeillée ou granulée décrite dans l'ensemble ouest, unité de l'Alpetta, ainsi que les interlits biotitiques. Des éléments polycristallins (galets...) aplatis ont été notés en plusieurs endroits (Est Lac Blanc, Nord lac de la Fare, Nord lac de la Balme Rousse...) associés aux mégacristaux de feldspath alcalin.

Microscopiquement

On a toujours l'opposition entre les grains non jointifs de plagioclase d'aspect clastique et ceux de feldspath potassique d'aspect blastique.

La composition minéralogique est la suivante :

Faciès à chlorite et biotite chloritisée	Faciès peu quartzeux à biotite, leucoxène sphène et chlorite
<ul style="list-style-type: none"> - quartz - plagioclase et feldspath alcalin - chlorite et séricite - épidote - apatite 	<ul style="list-style-type: none"> - plagioclase et feldspath alcalin - biotite verte - chlorite et séricite - quartz (présence de micropegmatite graphique) - leucoxène et sphène - épidote - zircon à bord émoussé - grenat - apatite.

Les mégacristaux de feldspath alcalin sont limpides et généralement maclés Carlsbad, avec des macles polysynthétiques de l'albite et de la péricline (microcline). Ils sont perthitiques et poecilolithiques (apatite, plagioclase, biotite, chlorite). Leur bordure est xénomorphe avec des phénomènes blastiques et réactionnels.

Dans le troisième faciès, outre le fait de constater la remarquable identité minéralogique avec les gneiss à amphibole sphène et/ou biotite sphène de l'Alpetta ensemble est, où les mégacristaux de feldspath alcalin sont également rares, on est frappé par l'aspect "stratoïde" souligné, soit par des métavolcanites, soit par des métagrauwackes et accessoirement par un excellent niveau quartzo-feldspathique à tourmaline et grenat (repéré sur plus de 10 km). Ce faciès possède une structure granoblastique (grain de 0,5 à 1 mm) où se détachent des grenats et des tourmalines zonées (bleu au centre, vert à jaune à la périphérie).

La composition minéralogique du gneiss à amphibole-sphène et/ou biotite-sphène est :

- biotite et/ou amphibole (hornblende verte)
- plagioclase et feldspath potassique (poecilolithique)
- quartz
- épidote, sphène et leucoxène, apatite, muscovite (rare), opaques.

4b) Les métagrauwackes *

Répartition

Les métagrauwackes sont très intimement associés aux méta volcanites et aux gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, avec lesquels ils alternent plus ou moins régulièrement. Toutefois, ils peuvent prendre une extension importante, par exemple à l'Est du lac Blanc et dans la région du col du Couard-Croix de Picheux. Les métagrauwackes forment alors des bandes orientées NO à N20 et bien que localement très plissées dans le détail aucune structure cartographiable ne ressort nettement.

Description des affleurements et des faciès

Ce sont des roches litées, dures et compactes, qui possèdent une patine d'altération de couleur beige. Les plans de schistosité sont légèrement satinés. En cassure fraîche, la roche est verte, et on y observe de nombreux galets de quartz, de feldspaths, de roches polycristallines quartzo-feldspathiques et de métavolcanites (taille généralement inférieure à 2 cm). Ces galets sont généralement arrondis. Localement des tourmalines noires se mêlent aux éléments détritiques. Bien que non systématiques des granoclasses très nets ont été observés ; dans les termes les plus grossiers (par augmentation du pourcentage et de la taille des feldspaths alcalins) un faciès de gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin peut être observé. Les métagrauwackes forment aussi des récurrences discrètes dans les niveaux de gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin. Ces récurrences sont très sombres, biotitiques et riches en sphène et leucoxène millimétrique.

Microscopiquement

Ils possèdent une très grande hétérogénéité due à la présence en plus ou moins grande abondance des différents minéraux clastiques et galets de roches. D'une manière générale tous ces débris cristallins sont inclus dans une matrice très fine granolépido-blastique, de feldspaths altéré, de quartz et de phyllites (séricite, muscovite et/ou biotite chloritisée, chlorite). Cette matrice de recristallisation est difficile à étudier car les produits d'altération des feldspaths et phyllites (séricite et chlorite) forment un fin feutrage qui masque un bon nombre de détails. On peut toutefois noter un litage assez continu.

*"Le terme de grauwacke (greywacke) peut s'appliquer à une roche détritique sombre dans laquelle la proportion de débris de roches éruptives (ou métamorphiques) l'emporte souvent sur celles des minéraux clastiques, quartz, feldspaths, micas, amphiboles et pyroxènes. Le ciment est constitué par une phase détritique plus fine, riche en chlorite et parfois en particules schisteuses. Le grauwacke est donc une roche détritique définie, d'une part par la nature des éléments dominants et d'autre part par la composition du ciment. Aucune notion de morphologie intervient" C. Gagny, (1962).

Il existe donc des métagrauwackes à feldspath alcalin dominant et/ou à quartz dominant (J. Lameyre note que certains sont corrodés en doigt de gant et sont associés à des débris de roches).

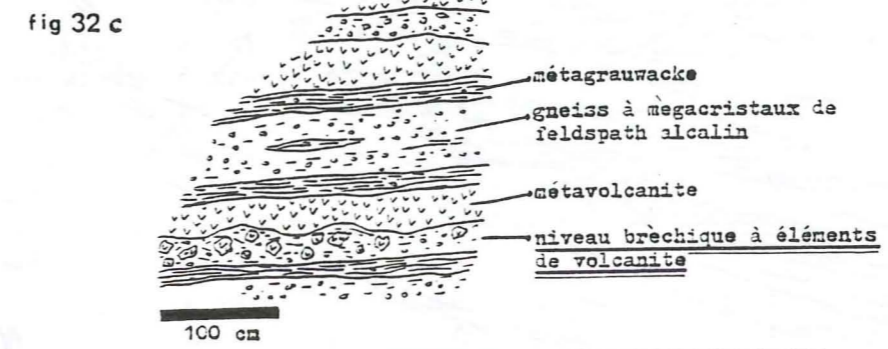
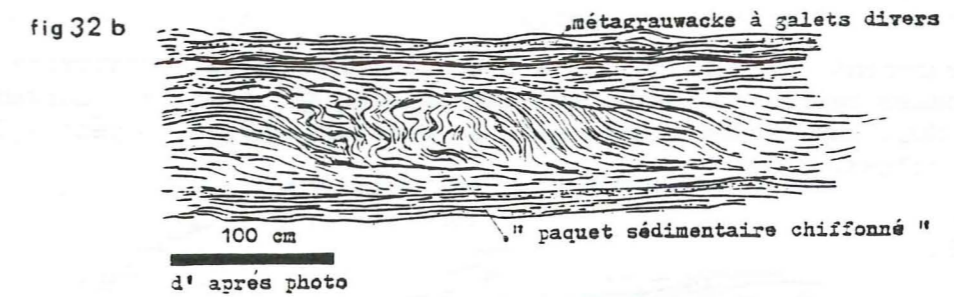
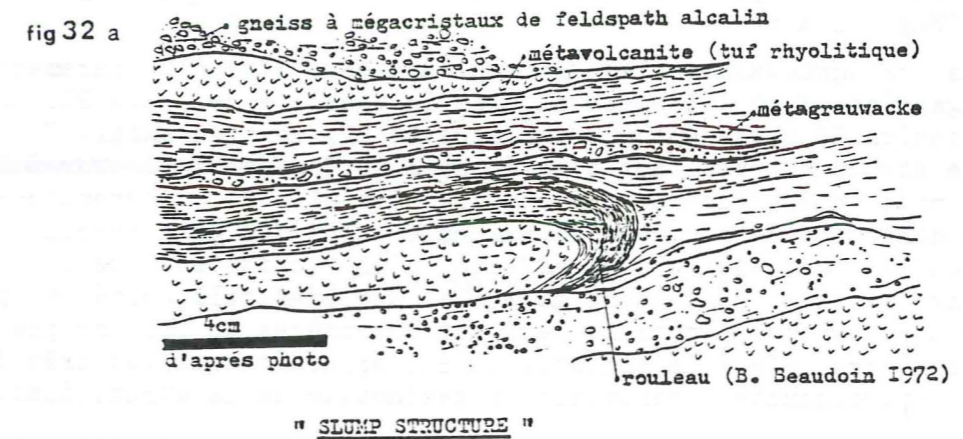
Les métagrauwackes à feldspath alcalin dominant sont les plus fréquents.

Leur composition est :

<u>Matrice (ciment)</u>	<u>Clastes</u>
- quartz	- galets polycristallins
- feldspaths (plagioclase et microcline)	- quartzo-feldspathiques
- séricite	- galets de méta volcanites (tufs)
- chlorite	- feldspath potassique
-biotite, séricite	- plagioclase
- apatite	- quartz
- sphène et leucoxène	- sphène et leucoxène (?)
- zircon	
- tourmaline	
- grenat	

5 - STRUCTURES DE DEFORMATIONS INTRAFORMATIONNELLES (Fig. 32 a,b,c)

Des strates ou des ensembles de strates sont parfois très fortement dérangées (plissement, chiffonnage...). Ces dérangements sont calés au mur et au toit par des couches qui, bien que souvent plus "fragiles", sont indemnes de toute modification.



6 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES

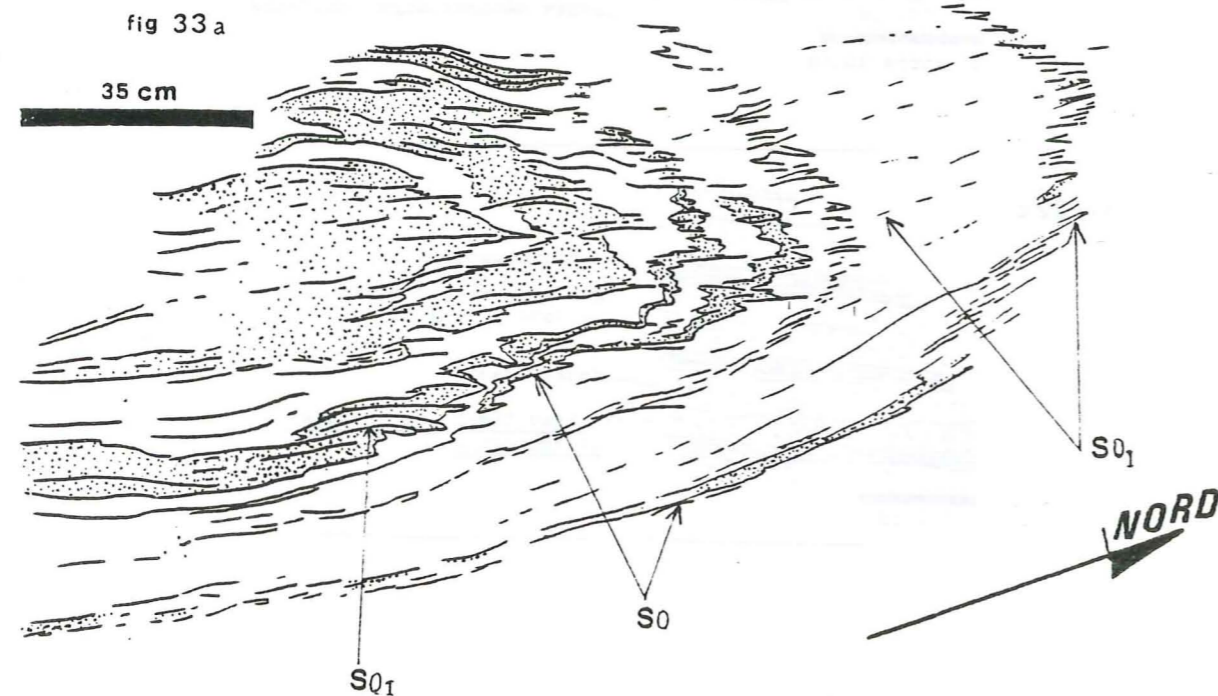
La position d'un pli dans l'espace est définie par l'orientation de l'axe et du plan axial. Ce sont ces coordonnées qui ont été recherchées et systématiquement mesurées sur tout le versant occidental du massif des Grandes Rousses.

Dans l'Unité volcano-sédimentaire du lac Blanc, il existe une zone de plis denses (possédant des caractéristiques structurales homogènes) très continue du Sud au Nord et passant à une centaine de mètres à l'Ouest du lac de la Fare, où ils peuvent être observés sur de magnifiques polis glaciaires (Fig. 33 a et b).

Dans les métagrauwackes, les métavolcanites (tufs) plus rarement dans les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin la totalité des plis PO_1 affectant la stratification SO possèdent une schistosité SO_1 de plan axial. Aucune autre structure résultant d'un épisode tectonique antérieur à PO_1 SO_1 n'a pu être mise en évidence avec certitude. Les plis PO_1 , perpendiculaires à la direction de compression maximale, sont des plis isoclinaux anisopaques. Les métagrauwackes sont affectés d'une schistosité de flux alors que les métavolcanites (tufs) sont affectées par une schistosité de pli-fracture se disposant en éventail. Dans les charnières de pli une pseudostratification parallèle à la schistosité SO_1 apparaît dans les très fins niveaux de métavolcanite (transposition tectonique de la stratification).

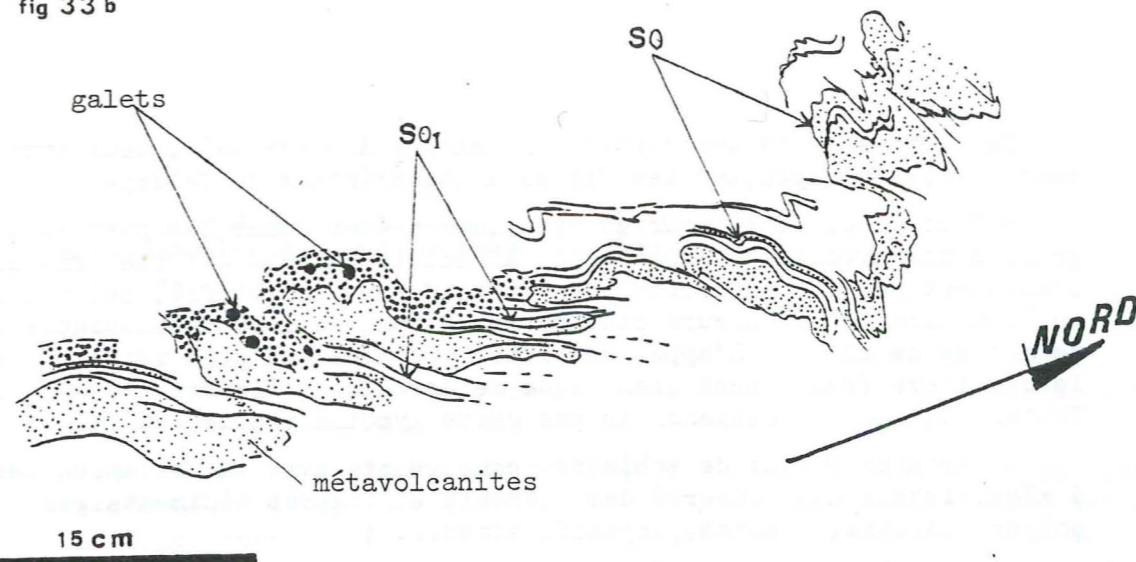
Le comportement des mégacristaux de feldspath alcalin est similaire à celui décrit dans l'unité de l'Alpetta.

Postérieurement aux plis PO_1 et à l'acquisition de la schistosité SO_1 (les principales recristallisations métamorphiques MO_1 sont très largement associées à SO_1) une légère schistosité de fracture ($SO_1 f$) N-S pentée Est affecte les roches.



CHARNIERE DE PLI PO_1 DANS LES META GRAUWACKES

fig 33 b



FLANC EST DE PLI PO_1

D - CONCLUSIONS

Plusieurs faits ressortent de l'étude de ces formations à feldspath alcalin et ils seront à prendre en compte dans toute interprétation.

- Une partie importante des gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'Unité de l'Alpetta est identique à ceux de l'Unité volcano-sédimentaire du lac Blanc.

- A l'échelle de la formation comme à l'échelle de l'affleurement, les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin possèdent un toit et un mur, généralement schisteux et/ou méta grauwakeux, ils possèdent un aspect "stratoïde" marqué.

- Bien que cela ne s'observe pas partout, il existe un lien étroit entre les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, les schistes, les métagrauwackes et les méta volcanites (alcalines et hyper-acides).

- Le caractère automorphe à subautomorphe non déformé (excepté dans les zones très plissées) des mégacristaux de feldspath alcalin des gneiss contraste avec la matrice, toujours orientée, composée de plagioclases plus ou moins arrondis.

- Certains critères sédimentaires sont localement assez nets aussi bien dans les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin (éléments polycristallins, granoclassement) que dans les schistes et les métagrauwackes (galets divers, "slump structures"....).

- Les bordures de cette formation sont continues sur plusieurs kilomètres, elles ne sont pas d'ordre tectonique, et les conditions du métamorphisme affectant les schistes d'Huez-Vaujany, immédiatement en contact avec, d'une part l'unité de l'Alpetta et d'autre part l'unité du lac Blanc, sont celles de la limite entre faciès amphibolite à épidote et schistes verts.

Devant ces faits descriptifs, il existe à notre avis, deux hypothèses susceptibles d'expliquer les faciès à mégacristaux de feldspath alcalin.

- Tout d'abord, on pourrait les interpréter comme les parties d'un granite porphyroïde hétérogène peu affectées par des déformations qui, l'auraient par contre profondément transformé, "schistifié", selon des bandes ou "couloirs" de plusieurs centimètres d'épaisseur et de plusieurs dizaines de mètres de long. A l'appui de cette hypothèse, on peut mettre en avant, le caractère franchement granitique de certains affleurements ou échantillons. Toutefois, nous ne retiendrons pas cette hypothèse pour les raisons suivantes :

. certains rubans de schistes, concordants avec la foliation des gneiss à mégacristaux ont conservé des éléments et figures sédimentaires : galets polycristallins, clastes, stratification... ;

. ces schistes sont fréquemment associés à des rubans de roches à cachet volcanique indemnes de toute déformation.

- Aussi, est-on conduit à envisager une autre hypothèse, faisant appel à une catégorie de roches qui, avant son métamorphisme, aurait "hérité" d'une très grande quantité de mégacristaux de feldspath alcalin.

En anticipant sur les chapitres suivants, on peut dire que l'Unité de l'Alpetta est stratigraphiquement équivalente à celle du lac Blanc. Ainsi, dans le cadre de cette hypothèse on peut envisager deux possibilités :

. La première est d'envisager le processus suivant :

- un socle, composé de granite porphyroïde, est démantelé par l'érosion, les produits démantelés, dont les mégacristaux, sont plus ou moins remaniés et associés à une faible sédimentation et à un volcanisme. Le tout est repris par un métamorphisme général. Ce processus permettrait de concilier l'aspect granitique de certains faciès à mégacristaux avec des bancs de sédiments et des volcanites. Pour illustrer cette possibilité de conservation des mégacristaux, on peut mentionner la base de la couverture mésozoïque (brèches antétriasique et trias) discordante sur le socle qui remanie les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'Unité de l'Alpetta et qui mime ces gneiss.

. La seconde possibilité est de faire provenir les mégacristaux d'une activité volcanique particulière, proche de celle décrite par H. Tazieff (1978) à propos du volcan EREBUS où il parle de projections de cristaux d'anorthose, qui constituent de véritables "couches de cristaux".

A l'appui de cette hypothèse, on peut rappeler, la présence de phénocristaux centimétriques de feldspaths alcalins dans les méta volcanites du Dôme des Petites Rousses, l'association très intime des gneiss à mégacristaux avec les métavolcanites et l'automorphisme des mégacristaux.

En l'absence de données, concernant les mégacristaux, nous ne trancherons pas pour l'une ou l'autre des deux possibilités.

Mais on peut d'ores et déjà, quelque soit l'hypothèse retenue, parler d'un vaste complexe volcano-sédimentaire regroupant les gneiss de Bourg d'Oisans, les schistes d'Huez-Vaujany et les faciès à mégacristaux et roches associées auxquels il convient d'ajouter les granites de Roche Noire et de la Fare décrits plus loin.

IV - LES GRANITES* DE ROCHE NOIRE ET DE LA FARE

1 - MODE DE GISEMENT

Deux bandes de granites, aux contacts nettement intrusifs mais cartographiquement concordants avec les terrains cristallophylliens, affleurent sur le versant occidental du massif des Grandes Rousses.

- La première bande (GRANITE DE ROCHE NOIRE) s'observe à l'Ouest du plateau des lacs Besson, Noir et Carrelet. Si le caractère intrusif est très net sur certains affleurements, par contre quand le granite possède un grain assez grossier, il devient difficile de le différencier de son encaissant constitué ici par les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin.

- La deuxième bande (GRANITE DE LA FARE), qui forme le premier replat à l'Est du plateau des lacs, recoupe à l'emporte-pièce les schistes du Chavannus ou les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin.

La première bande est constituée par un granite à grain grossier constant, la seconde possède un grain très variable et, fréquemment, des faciès microgrenus et rhyolitiques s'observent soit sur ses bordures, soit au Nord dans la seule terminaison visible.

Les terrains compris entre ces deux bandes granitiques sont fréquemment recoupés par des filons rhyolitiques, granitiques, voire localement pegmatitiques.

2 - LES DONNEES DE TERRAINS

Elles montrent que l'on est en présence, soit d'une seule intrusion granitique dont l'érosion antérieure au conglomérat du houiller, est descendue à des niveaux variables (ce qui peut expliquer la dualité d'expression pétrographique entre le granite de Roche Noire et celui de La Fare, ce dernier présentant un aspect subvolcanique net), soit de deux lames de granites relativement indépendantes qui se sont mises en place à des profondeurs différentes au sein de la série.

Les rapports avec l'encaissant sont de trois types :

- le premier type intéresse le granite au grain le plus grossier et son encaissant de gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin, c'est-à-dire surtout le granite de Roche Noire.

* En toute rigueur on devrait parler d'orthogneiss car ils ont été affectés par un épisode tectonométamorphique (SO_I, PO_I, MO_I). Cependant, les affleurements sont suffisamment nets pour lever toute ambiguïté et nous avons préféré conserver l'appellation primaire plus explicite.

Le contact, quand il se voit, est net à l'échelle du mètre ; mais souvent le granite est relayé par des filons plus ou moins parallèles à l'orientation générale du gneiss encaissant ce qui rend quelque peu subjective la limite cartographique exacte*. Quand le granite est intrusif dans le faciès à amphibole-sphène ou biotite-sphène des gneiss de l'Alpetta le contact est généralement très net ; des enclaves métriques de roches riches en amphibole-sphène ou biotite-sphène sont alors englobées dans la masse granitique et cet ensemble enclave-granite est alors recoupé par des filons granitiques plus ou moins aplitiques roses à blancs. Normalement assez pauvre en ferromagnésiens, le granite peut être enrichi en biotite voire en amphibole quand il assimile l'encaissant à amphibole-sphène et/ou biotite-sphène.

- Le second type met en contact les faciès granitiques à grain plutôt fin, microgrenus et rhyolitiques de bordure, avec les schistes du Chavannus, plus rarement les gneiss à mégacristsaux de feldspath alcalin. Ce type de rapport intéresse toute la bordure ouest du granite de La Fare et exceptionnellement celles du granite de Roche Noire. Les affleurements du bas de la falaise située à l'Est du plateau des lacs Besson, Noir... montrent que le granite ou son faciès de bordure possèdent des enclaves massives et équantes.

Les schistes immédiatement en contact avec les faciès intrusifs contrastent avec le faciès banal ; ils sont plus compacts, plus siliceux et, bien qu'aucun silicate de métamorphisme génétiquement rattachable au granite n'ait été noté, il semble qu'une certaine action du granite soit responsable de l'aspect assez équant de cette roche.

- Le troisième type, concerne les différentes injections filoniennes issues des deux bandes granitiques.

Elles s'observent de part et d'autre de ces dernières et indifféremment dans les schistes ou les faciès à mégacristsaux. Cependant, ils sont rares à l'Est du granite de la Fare comme à l'Ouest du granite de Roche Noire.

. Les filons granitiques

Assez semblables aux différents faciès composant les deux bandes, ils peuvent, très localement, être pegmatitiques.

. Les filons de granite aplitique

De couleur rose à blanche ils apparaissent comme les plus tardifs dans le cortège intrusif.

. Les filons de rhyolite et de granite à grain fin

Leur position chronologique par rapport aux filons et granites précédents est ambiguë quand les filons sont homogènes. Cependant, l'existence dans certains cas d'une zonation structurale (granite à grain fin au centre, rhyolite en bordure) implique que ces variations sont en partie fonction de la vitesse de cristallisation plus ou moins grande, elle-même fonction de l'épaisseur des filons. Rhyolite et granite à grain fin sont avant tout de simples expressions pétrographiques particulières du magma granitique à l'origine du granite de Roche Noire et du granite de la Fare.

* L'utilisation d'un scintillomètre portatif (S.P.P. 2 NF, Institut Dolomieu) permet d'observer un net contraste de la radioactivité entre le granite et l'encaissant (gneiss à mégacristsaux, schistes...). Nous avons pu ainsi préciser certaines zones délicates.

3 - DESCRIPTIONS DES FACIES

3a) Le faciès du granite de Roche Noire

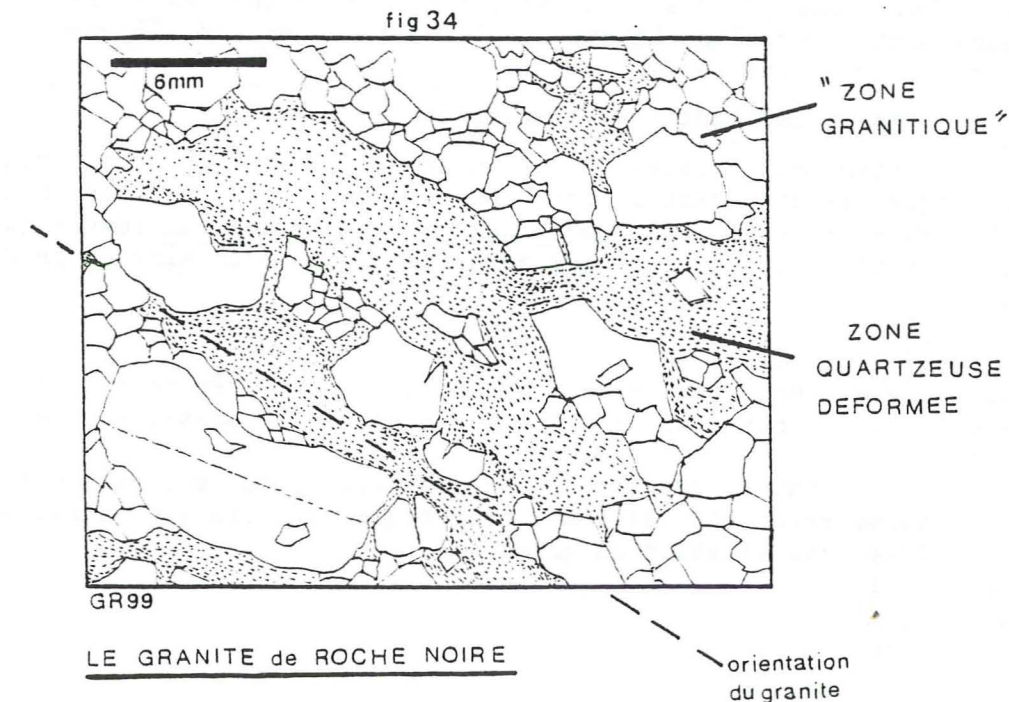
Toute la bande de granite de Roche Noire est pétrographiquement homogène. Ce granite, bien qu'assez massif, est très bien orienté N 170 au Sud et N 20 au Nord ; cette orientation est concordante avec la foliation des gneiss encaissants. En cassure fraîche sa couleur est rose clair et sa patine d'altération est grise. Il est assez pauvre en minéraux ferromagnésiens qui sont des chlorites et localement des biotites chloritisées.

Le grain est plurimillimétrique et la structure, grenue, est parfois à tendance porphyroïde (cristaux de feldspath alcalin). Toutefois, ces cristaux ont des tailles très nettement inférieures aux mégacristsaux, souvent centimétriques, des gneiss de l'encaissant.

L'analogie de faciès est assez nette avec certains faciès du granite de La Fare.

Microscopiquement

L'observation des lames minces a permis d'identifier, d'une part des "zones granitiques" peu ou pas déformées, d'autre part des "zones quartzeuses" irrégulières, très déformées et assez fréquemment recristallisées, qui moulent les zones granitiques (fig. 34). Ces zones quartzeuses sont assez inégalement réparties. Par contre, les zones granitiques forment des amas lenticulaires de quelques millimètres à quelques centimètres disposés en bandes assez frustes plus ou moins séparées par du quartz déformé. Cet agencement est responsable de l'orientation du granite.



Les "zones granitiques"

Assez diffuses à l'échelle de la lame mince, leur structure est grenue et leur grain n'excède pas 7 millimètres.

Le quartz

Il possède une extinction roulante et des bandes de déformation ; ces contours sont xénomorphes et sa morphologie primaire est souvent conservée.

Les plagioclases

Leur teneur en An est voisine de 10-15.

La déformation, en général peu intense, se manifeste par des fractures suturées par du quartz et des kink-bands affectant les macles de l'albite. Une séricitisation intense, autochtone, affecte la totalité de certains cristaux. Sporadiquement on note une microclinisation du plagioclase.

Les feldspaths potassiques

Ils sont jointifs avec les autres minéraux des "zones granitiques" ou isolés au sein des "zones quartzeuses" déformées. Toujours limpides, ils sont xénomorphes (de petite taille) ou sub-automorphes (de grande taille) et souvent poecilites (inclusions de plagioclases séricitisés mâclés ou non, avec ou sans bordure de réaction d'albite limpide). De plus, leurs périphéries sont quelquefois affectées par des phénomènes réactionnels : bourgeons de myrmékite quand ils sont en contact avec du plagioclase. Des microperthites en ruban sont localement affectées par une déformation cassante (fractures et kink-bands) qui montre bien la postériorité de celle-ci. Si bon nombre de ces feldspaths potassiques ont les mâcles polysynthétiques albite-péricline (microcline), certains en sont dépourvus et il pourrait s'agir d'orthose (?).

Les chlorites et les biotites chloritisées

Leur pourcentage est faible. Généralement ce sont des chlorites riches en oxydes opaques se disposant le long des clivages (001). Parfois on note une biotite brune prise en "sandwich" dans ces chlorites. Il semble que la majorité, si ce n'est la totalité des chlorites soit secondaire et produite aux dépens des biotites primaires.

Les minéraux accessoires

- muscovite et séricite. Certaines séricites sont très nettement formées aux dépens des plagioclases, alors que d'autres cicatrisent des fractures ;
- épidotes (pistachite, zoïsite, clinozoïsite). Elles se localisent dans des fractures recoupant les "zones granitiques" ; elles sont manifestement postérieures à la consolidation du granite ;
- leucoxène ;
- apatite ;
- minéraux opaques divers.

Les "zones quartzeuses" déformées

Quand elles sont nombreuses, elles accentuent considérablement l'orientation du granite. Ces zones, exclusivement quartzeuses (excepté quelques albites), ont des formes lenticulaires, ou bien en lanières discontinues de plusieurs millimètres de long qui contournent les zones granitiques en les moulant plus ou moins.

Le quartz qui les compose forme des assemblages de grains de même taille plus ou moins orientés, à extinction roulante plus ou moins simultanée et dont la taille est toujours inférieure de 10 à 20 fois environ à celle des quartz des zones granitiques. On note aussi, près des "zones granitiques" ou à l'intérieur de celles-ci, des feldspaths entourés par une multitude de minuscules grains de quartz de formes diverses, évoquant une structure en mortier.

Les caractères généraux se détachant de l'étude microscopique sont :

- cristallisation tardive d'une grande partie des feldspaths potassiques et d'une partie du quartz avant la déformation du granite qui possédait avant cette dernière un grain moyen à grossier ;
- chloritisation quasi-totale des biotites avec exsolution d'oxydes opaques ;
- microclinisation (développement de plages à fines mâcles polysynthétiques albite-péricline) d'une partie des feldspaths potassiques (orthose ?) et de certains plagioclases (An 10 - 15) ;
- recristallisation très importante du quartz et d'un peu d'albite liée à un évènement tardif, c'est-à-dire nettement postérieur à la consolidation du granite. On peut attribuer à cet évènement, dont l'ampleur est difficile à cerner, les "kink-bands" affectant les plagioclases mâclés albite et les feldspaths potassiques perthitiques (rubans albitiques déformés). Les fractures affectant ces feldspaths sont, soit fermées, soit ouvertes ; elles sont alors suturées par du quartz, des chlorites, et/ou de l'épidote, le quartz étant à extinction simultanée pour toute une même plage.

3b) Les faciès du granite La Fare

Les faciès composant cette bande de granite sont au nombre de trois :

- 1- le granite rosé, assez pauvre en minéraux ferromagnésiens,
- 2- le granite gris,
- 3- le faciès de bordure.

La structure grenue la plus grossière est orientée (granite rosé et granite gris). Elle passe rapidement et localement, mais surtout en bordure d'intrusion, à une structure fine peu ou pas orientée, ainsi qu'à une structure aphanitique à phénocristaux millimétriques de feldspaths.

1- Le granite rosé

C'est le faciès qui, tout en conservant ses caractères de granite, porte paradoxalement les traces les plus évidentes de déformations. Ce faciès granitique représente plus de 70 % des affleurements du granite de la Fare.

Il possède une couleur rose clair en cassure fraîche, et il a une patine d'altération gris blanc avec localement des reflets rosés (feldspaths potassiques) et des teintes vertes (plagioclases plus ou moins altérés). Son orientation est très nette, et elle est toujours plus ou moins concordante avec la schistosité de l'encaissant. Toutefois, à l'échelle du mètre, dans les zones de contact le caractère intrusif de ce granite est très net.

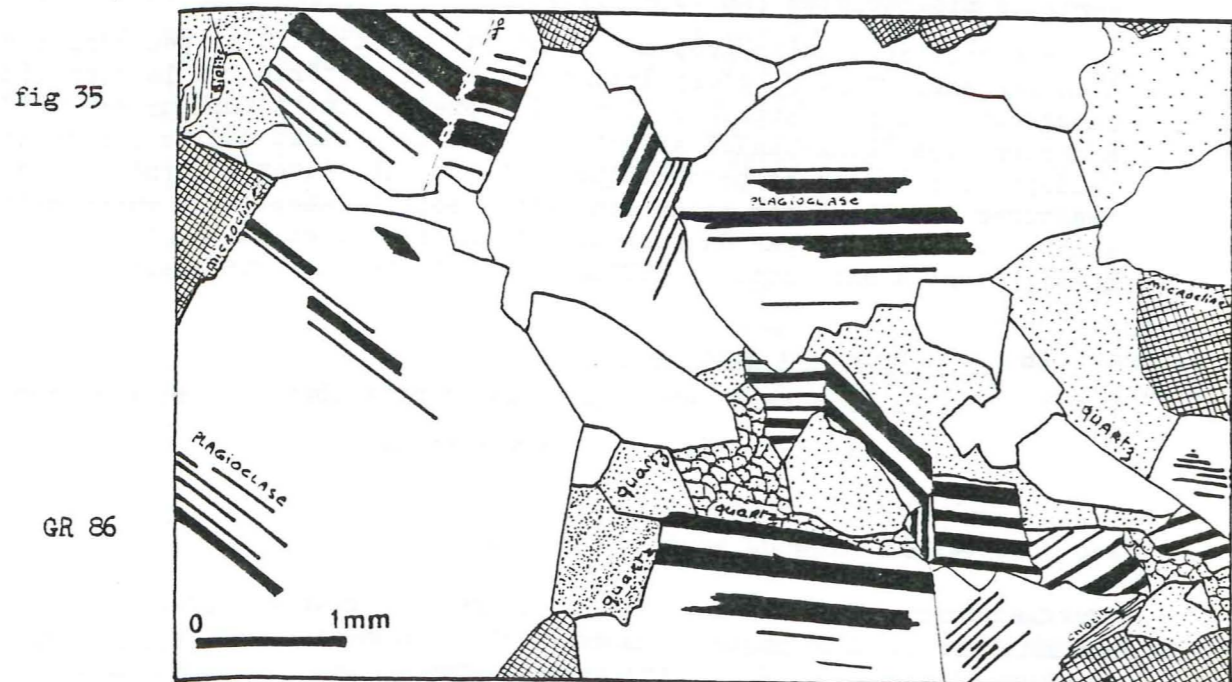
Microscopiquement

On retrouve en lame mince les mêmes caractères que ceux observés sur le granite de Roche Noire.

Dans les "zones granitiques" assez bien conservées sont associées des "zones très quartzieuses" recristallisées.

. Les "zones granitiques" (fig. 35)

Leur structure est grenue mais le grain varie considérablement d'une lame à l'autre : soit supérieur à 5 millimètres (et on a un faciès similaire à celui de Roche Noire), soit inférieur à 5 mm.



Le quartz

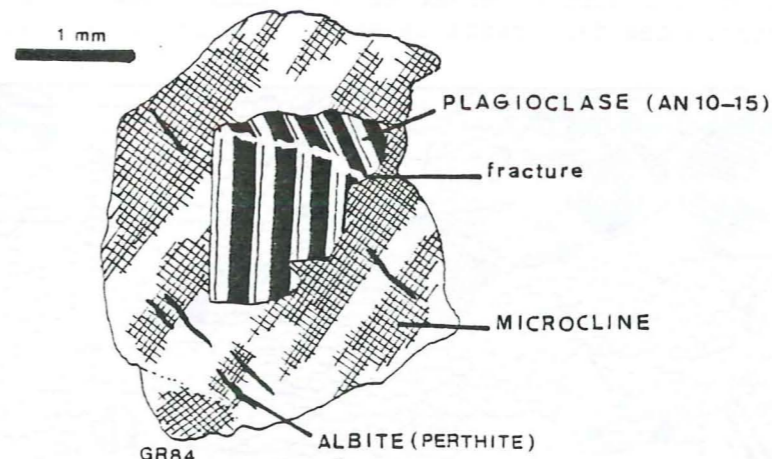
Il se présente en plages xénomorphes. Elles sont, soit monocristallines (à extinction roulante et bandes de déformation) soit polycristallines (composées d'une multitude de grains plus ou moins indentés).

Ces plages de quartz permettent d'observer des stades plus ou moins intenses de déformation.

Les plagioclases

Ils sont très souvent maclés albite et parfois zonés, généralement séricitisés; leur pourcentage d'An est voisin de 15. Les cristaux sont jointifs avec le quartz et le microcline. Ils peuvent être fracturés et présenter des kink-bands. Ces fractures tardives sont vraisemblablement postérieures à la consolidation du granite. Il faut noter que toutes ne sont peut-être pas attribuables à cet événement postérieur. En effet, plusieurs individus, complètement englobés par du microcline perthitique, présentent des fractures qui ne se poursuivent pas dans le microcline (fig. 36).

fig 36



Les feldspaths potassiques

Ces feldspaths sont assez rarement automorphes. Ils ont des tailles assez voisines de celles des cristaux de plagioclase, et sont généralement perthitiques, mais rarement poecilites. Les bordures sont corrodées par du quartz.

Ces feldspaths potassiques possèdent des perthites en ruban. Dans certains cas, on peut y déceler des microfractures et des kink-bands.

Les chlorites et les biotites chloritisées

On peut, dans quelques cas, séparer très nettement les biotites chloritisées et les chlorites riches en oxydes opaques (issues vraisemblablement de biotites), des chlorites secondaires ou tardives qui se surimposent à l'ensemble des minéraux primaires. Ces dernières sont assez souvent disposées en petites veinules et associées à de la calcite.

On remarque que biotites chloritisées et chlorites (issues vraisemblablement de biotite) se cantonnent toujours dans les zones granitiques.

Les minéraux accessoires

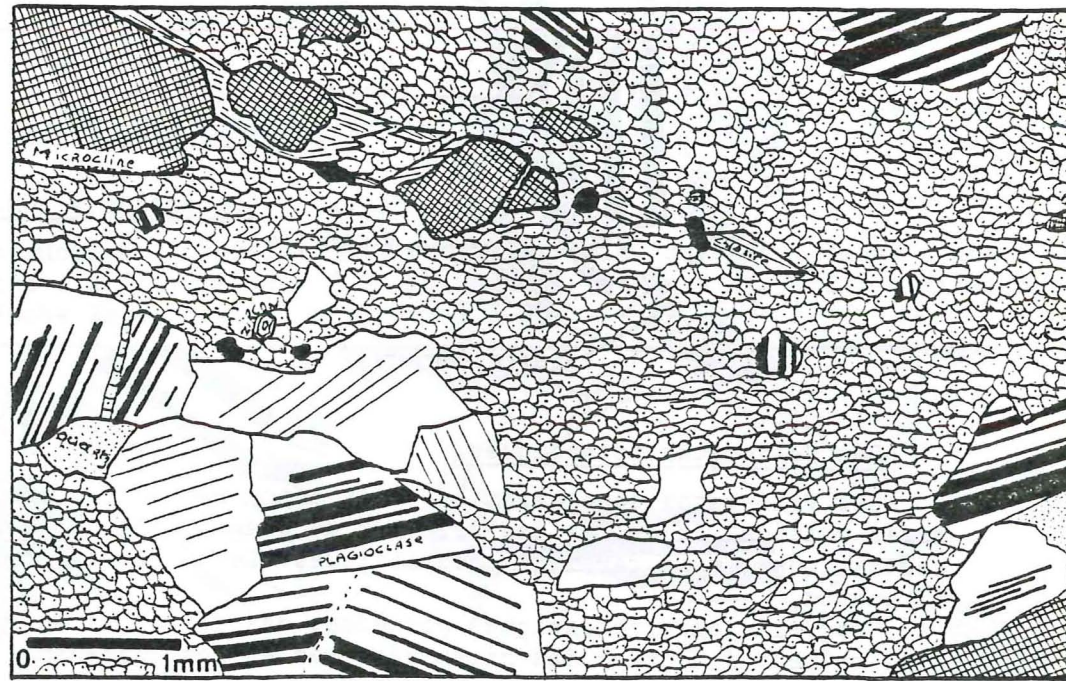
- muscovite et séricite
- épidote
- leucoxène (avec inclusions de zircon) et sphène
- apatite
- minéraux opaques divers.

Les "zones quartzeuses" déformées (fig. 37)

Elles sont composées d'une multitude de grains, de quelques dizaines de microns, qui sont indentés, voire imbriqués et se disposant en plages millimétriques équi-granulaires. Celles-ci contourrent les zones granitiques ou les feldspaths de grande taille (1/2 centimètre) isolés au cours de la déformation. A l'intérieur de ces plages on peut voir de petits feldspaths (albite) déformés, ou non, assez anguleux, ainsi que des sphènes initialement automorphes mais complètement déchiquetés.

Des structures en mortier sont observables à proximité des zones granitiques ainsi qu'à la périphérie des feldspaths de grande taille isolés par la déformation.

fig 37



GR 83

Les caractères généraux se détachant de l'étude microscopique, identiques à ceux du granite de Roche Noire, sont assez précis.

- L'ordre de cristallisation des minéraux déduit de l'observation de plusieurs lames minces de ce granite à grain moyen est, du plus ancien au plus récent : zircon, sphène, apatite, biotite, plagioclase, feldspath potassique et quartz.

Je n'ai pu préciser la place des quelques plages de muscovite rencontrées.

- Les chlorites sont, d'une part de néoformation, c'est-à-dire issues des biotites, d'autre part tardives, c'est-à-dire liées à un processus secondaire, peut-être différent de la néoformation précédente.

- la microclinisation assez courante n'est pas générale.

- La recristallisation du quartz postérieure à la consolidation du granite présente les mêmes aspects que celle du granite de Roche Noire. Toutefois, l'existence de fractures affectant les plagioclases antérieures à la cristallisation des feldspaths potassiques microclinisés pourrait peut-être attester l'existence de cristaux solides libres dans une phase encore très plastique, voire liquide.

2 - Le granite gris

Toujours intrusif, il possède de petites enclaves énallogènes à bordure franche dans la zone de contact avec l'encaissant. Ce granite, à grain moyen quoique localement grossier, est caractérisé par une absence de minéraux ferromagnésiens d'origine primaire. En cassure fraîche sa couleur est très claire, les tons sont gris, légèrement verts, et sa patine d'altération est blanche à grise. Ce faciès, qui tranche sur les deux précédents est orienté, mais l'orientation est peu visible à l'échelle de l'affleurement. En outre, la patine d'altération des feldspaths contraste très peu avec celle du quartz.

Microscopiquement

La structure est en grande partie masquée par un feutrage de séricite et de muscovite qui se surimpose à l'ensemble des cristaux constituant le granite. Cette séricite et cette muscovite sont postérieures à la consolidation du granite car elles se localisent dans un multitude de petites discontinuités qui confèrent à la roche un aspect "bréchique".

On retrouve un bon nombre de caractéristiques définies dans les autres faciès de ce granite, à savoir :

- une composition minéralogique globale voisine : quartz, feldspath potassique, plagioclase, séricite, muscovite, leucoxène, apatite, zircon, épidote. Toutefois le plagioclase est moins abondant et la biotite chloritisée est absente ;

- de très nombreuses zones de quartz déformés d'aspect lenticulaire (grains, d'environ 100 microns, indentés et/ou imbriqués) ;

- de très rares reliques granitiques où la quasi totalité des feldspaths sont affectés de microfractures remplies ou non de séricite et/ou de muscovite.

Pour résumer, on peut dire qu'il s'agit d'un granite à grain moyen, à séricite et muscovite secondaires, énergiquement déformé puisque la totalité du quartz a recristallisé et que tous les feldspaths sont fracturés et cassés sans toutefois être granulés.

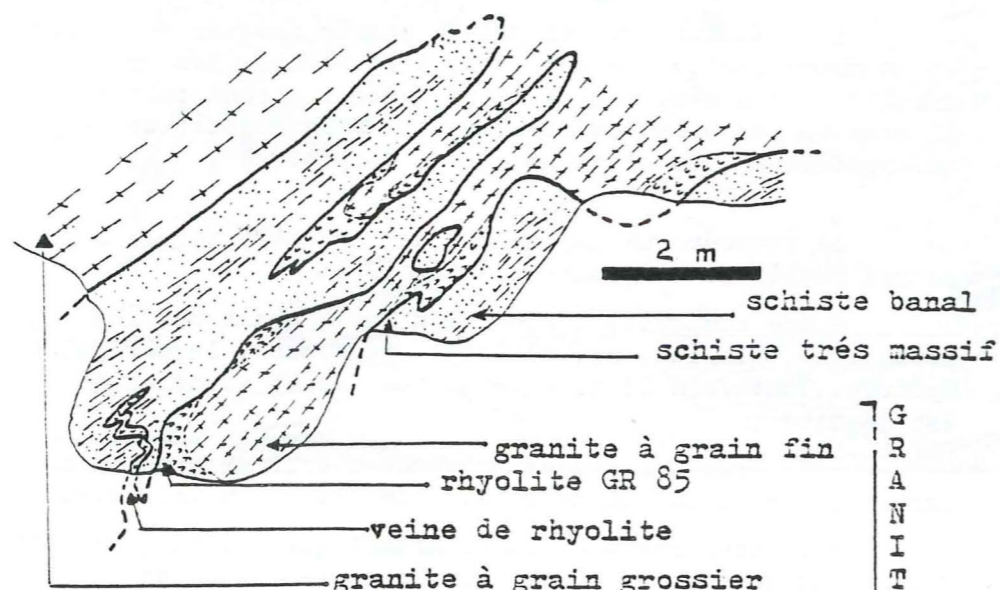
3 - Le faciès de bordure

J'ai regroupé sous ce vocable les roches à structure fine et aphanitique du granite de la Fare localisées la plupart du temps à sa périphérie, ainsi que les digitations filoniennes diverses qui recoupent l'encaissant.

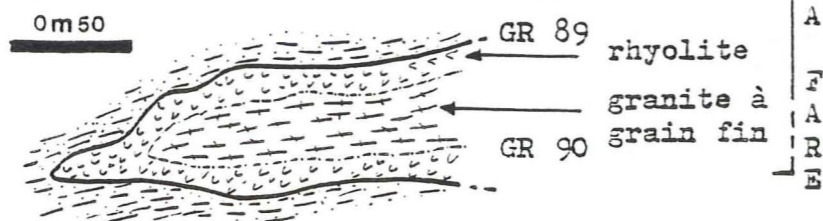
Les bordures périgranitiques (Fig. 38)

De façon progressive mais sur seulement quelques mètres, les granites précédemment décrits passent à des faciès fins puis à des faciès aphanitiques à cristaux arrondis de feldspaths. Le contact avec l'encaissant (surtout les schistes du Chavannus mais quelquefois les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'Alpetta) est net et la roche immédiatement en contact avec le faciès intrusif (soit en bordure, soit en enclave) est massif, compact, sans aucune schistosité apparente.

Fig 38



LA BORDURE OCCIDENTALE DU GRANITE DE LA FARE



. Le granite à grain fin

A l'affleurement on a une roche isogranulaire, sans orientation bien visible macroscopiquement. Très pauvre en minéraux colorés, la roche est grise en cassure fraîche et très blanche en patine d'altération. Le grain est de l'ordre du millimètre et excepté quelques chlorites, la roche est essentiellement quartzo-feldspathique.

Microscopiquement

La roche se compose de feldspath potassique perthitique, de plagioclase acide (taille n'excédant pas 3 mm) et de plages de quartz recristallisé (grains indentés et imbriqués, chaque individu ayant une taille voisine de 100 microns). Ces dernières possèdent des formes assez diffuses, ne sont pas orientées, et donnent plutôt l'impression de souder la fraction feldspathique. On trouve dans ces plages de quartz de petits plagioclases maclés albite.

La composition minéralogique est :

- quartz
- plagioclase séricitisé, zoné ou mâclé albite (un individu composite présente une relation de synneusis (fig. 39))
- feldspath potassique perthitique (perthites en ruban surtout)
- biotite chloritisée, chlorite et opaques divers.

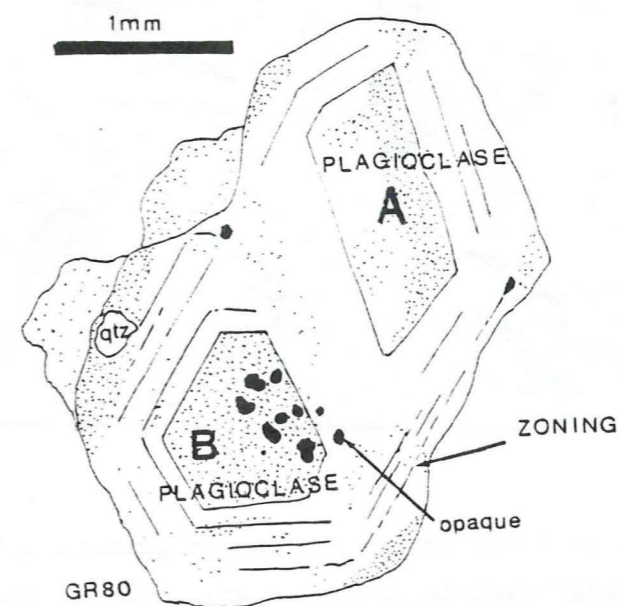


Fig 39 RELATION de SYNNEUSIS SIMPLE PARALLELE à (010)

. Les rhyolites

La patine de ce faciès, compact, très résistant, est blanche mais en cassure fraîche (conchoïdale) il possède une couleur gris-clair. Dans la mésostase aphanitique se détachent des cristaux globuleux de feldspaths rosés ou blancs répartis de façon homogène.

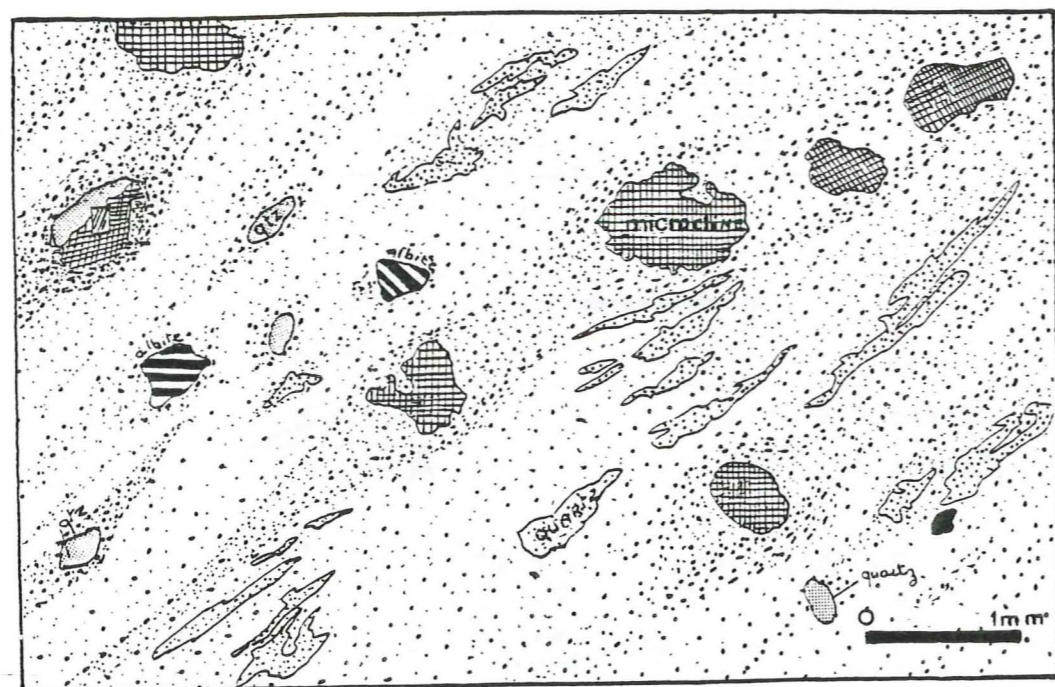
Microscopiquement

Au sein d'une mésostase microcristalline quartzo-feldspathique à séricite se disposent, de façon homogène, des plages de quartz recristallisé assez diffuses et des amas millimétriques plutôt arrondis de feldspaths séricitisés et quelques rares quartz ovoïdes (Fig. 40).

La composition minéralogique est :

<u>mésostase</u>	<u>phénocristaux</u>
- quartz	- feldspaths alcalins (dont microcline)
- feldspath potassique et calco-sodique	- quartz (qtz)
- séricite	- albite

fig 40



GR 81

Les caractères généraux de ces faciès périgranitiques sont :

- le passage progressif du granite à grain fin au faciès rhyolitique ;
- la fraction feldspathique, bien individualisée, est plus développée que le quartz qui, bien que la plupart du temps recristallisé, est de taille plus petite. Celui-ci associé à un peu de feldspath a manifestement soudé des zones déjà cristallisées qui confèrent localement à ce faciès un caractère porphyrique net ;
- une déformation, accompagnée de la recristallisation totale ou partielle du quartz, se manifeste postérieurement à la consolidation du granite. Cette déformation s'observe mal dans les rhyolites.

Les filons recoupant l'encaissant (fig. 41)

Les deux corps granitiques envoient dans l'encaissant des filons sécants de rhyolite, de granite à grain fin et de granite à grain moyen ou grossier. Très fréquents entre les deux bandes de granites, ils sont rectilignes ou plissés. On est conduit à penser que gneiss et schistes de cette zone médiane sont cartographiquement en position de "roof-pendant".

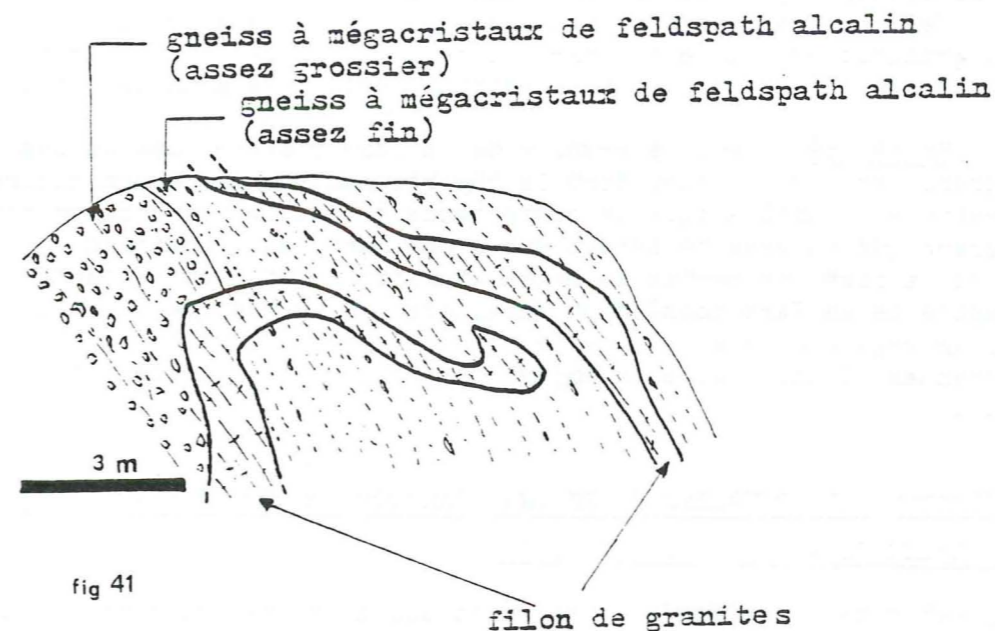


fig 41

Bien que la cartographie ne permette pas d'apprécier pleinement leur forme, deux pointements de granite rose se situent dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc. Le premier pointement se situe au Nord-Ouest du lac du Milieu où il apparaît intrusif dans les différents faciès de la trilogie de l'unité du lac Blanc. Le second pointement se situe plus au Nord (Est du point coté 2603) dans les méta volcanites du Dôme des Petites Rousses. Les observations de terrain ne m'ont pas permis de préciser les relations réciproques pouvant exister entre ces deux pointements et leur encaissant.

La zonation et l'orientation des filons

- La zonation (voir fig. 38, p. 67)

C'est une zonation structurale bien visible sur les filons d'épaisseur demi-métrique. La bordure est généralement rhyolitique alors que le centre possède une structure microgrenue ou grenue fine. Cette disposition n'est pas toujours respectée et on peut trouver un granite rose assez grossier aux épontes des filons. Il est évident qu'une partie de ces bordures est figée. Microscopiquement, on retrouve les mêmes faciès que ceux composant les bordures périgranitiques (granite à grain fin et rhyolite).

L'orientation

Les filons plissés sont sécants sur le gisement "stratoïde" des gneiss. Le granite composant ces filons est orienté parallèlement à la schistosité-foliation de l'encaissant. Les lames minces montrent que cette orientation est postérieure à la consolidation du granite (zone de quartz déformé, feldspaths fracturés...). C'est donc une orientation qui résulte d'une déformation postérieure à la mise en place du filon intrusif.

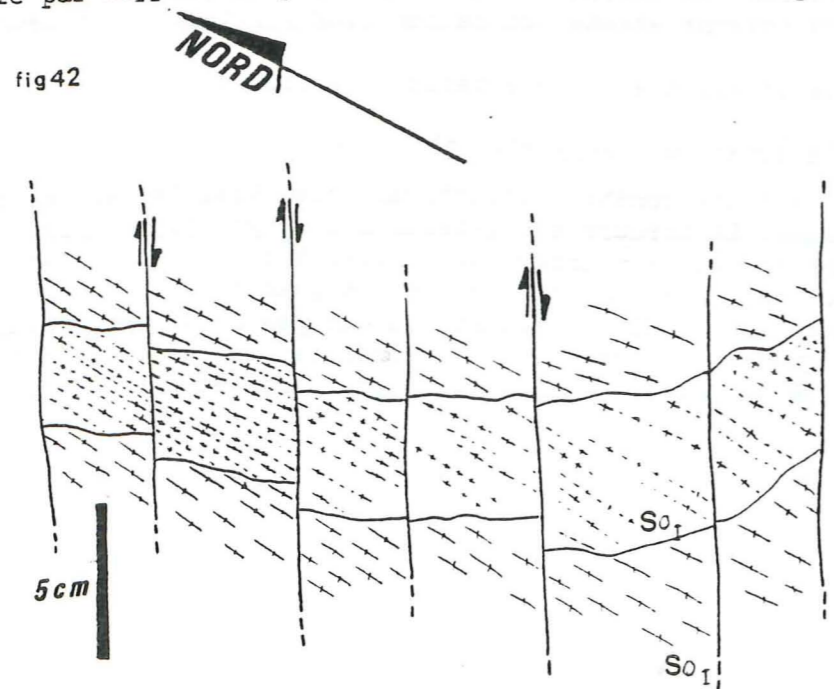
Ces observations sont vraisemblablement à paralléliser avec les veines granitiques d'aspect anté-schisteux. Elles seront rediscutées à propos des relations structurales existant entre les granites et l'encaissant.

En résumé : seul le granite de la Fare possède des faciès microgrenus et rhyolitiques dont la répartition suggère assez clairement le caractère subvolcanique de cette bande orientale. La dualité d'expression pétrographique du granite serait due d'une part, à l'encaissant relativement froid qui a figé une partie du magma granitique et d'autre part au fait que le granite de la Fare possède un caractère subvolcanique. Une déformation d'ampleur régionale a ensuite affecté l'ensemble des roches granitiques microgrenues. Toutefois, cette empreinte s'observe difficilement dans les rhyolites.

4 - RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES GRANITES (DE ROCHE NOIRE ET DE LA FARE) ET L'ENCAISSANT (GNEISS-SCHISTES)

Il est possible d'étudier ces relations, au niveau du contact ouest de la bande du granite de la Fare avec l'encaissant schisteux ainsi qu'au niveau du contact est de la bande du granite de Roche Noire avec l'encaissant gneissique.

Les granites, comme nous l'avons vu, sont toujours "structurés" (fig. 42) par une orientation très nette (NO à N20 pentée Est de 70°). Dans les faciès à tendance porphyroïde une linéation est très localement visible ; celle-ci est marquée par la direction d'allongement de petites ombres de pression autour des cristaux de feldspath potassique mais je n'ai pu observer sa géométrie par rapport au plan contenant l'orientation du granite.



VEINE DE GRANITE FIN DANS LE GRANITE DE LA FARE

Bien que déformés et en partie recristallisés ces granites sont très nettement intrusifs, même si cartographiquement il existe généralement un parallélisme entre leur structure planaire interne, le contact granite/gneiss-schistes et les structures planaires de ces derniers.

Ces deux bandes résultent de la mise en place d'un granite à grain moyen associé à des rhyolites, de granites à grain fin ou à tendance pegmatitique et émettant dans l'encaissant des apophyses de tailles variables, plissées ultérieurement.

Les filons de granite et de rhyolite plissés admettent, l'orientation générale des granites, la schistosité-foliation des schistes et des gneiss, comme plan axial (Fig. 43). Les axes de plis, bien que difficilement observables, sont généralement contenus dans un plan orienté NO et penté vers l'Est. Ils sont en conformité avec ceux de l'encaissant. Ainsi l'orientation des différents faciès intrusifs aurait été acquise en même temps que la structure (schistosité et foliation) des schistes et des gneiss de l'encaissant.

Les observations structurales de l'encaissant tantôt schisteux, tantôt gneissique, montrent que l'on a une évolution tectono-métamorphique apparemment assez simple, compte-tenu de l'avancement des études.

En anticipant sur le chapitre structural cette évolution serait la suivante : une seule phase de déformation souple est visible ; elle est caractérisée par des plis isoclinaux PO1 à schistosité-foliation SO1 de plan axial et associée à un épisode de métamorphisme MO1.

Les deux bandes de granites sont incluses dans une vaste structure plissée d'ampleur kilométrique, synforme ou antiforme (voir étude structurale). Il paraît raisonnable alors de penser que la forme originelle de cette intrusion ait été un seul sill faiblement discordant sur la (ou les) structure (s) initiale(s) en raison du parallélisme évoqué plus haut. Le redoublement de l'encaissant en une vaste synforme ou antiforme est plus en accord avec l'hypothèse d'un sill plissé qu'avec celle de deux bandes intrusives indépendantes et indemnes de tout redoublement, quand on sait que les filons sont plissés.

En bref, sur le versant occidental du massif des Grandes Rousses, les granites, l'encaissant schisteux et gneissique sont affectés par une seule phase visible de déformation. On peut donc logiquement considérer la déformation du granite et celle de l'encaissant comme contemporaine du métamorphisme MO1, si l'on note que corrélativement à SO1, le granite acquiert une structure orientée d'origine probablement métamorphique. Le granite est donc antérieur à l'épisode PO1, SO1, MO1.

A titre d'hypothèse la chronologie relative peut s'établir ainsi :

1- Avant ou après le dépôt des schistes d'Huez-Vaujany (Cambrien) et antérieurement vraisemblablement à celui des micaschistes de la Haute-Sarthe, on a une intrusion dans des sédiments d'un sill granitique en relative conformité avec le litage initial SO (stratification ?), avec plusieurs générations de filons mais sensiblement congénères du sill granitique.

2- Déformation (SO1, PO1) de l'ensemble durant l'épisode reconnu de métamorphisme MO1.

- . Naissance de la schistosité-foliation SO1, de plan axial pour les plis PO1, de l'encaissant.
. Plissement des filons granitiques, redoublement du sill soit en synforme, soit en antiforme avec apparition d'une orientation (éventuellement de la linéation dans les faciès porphyroïdes).

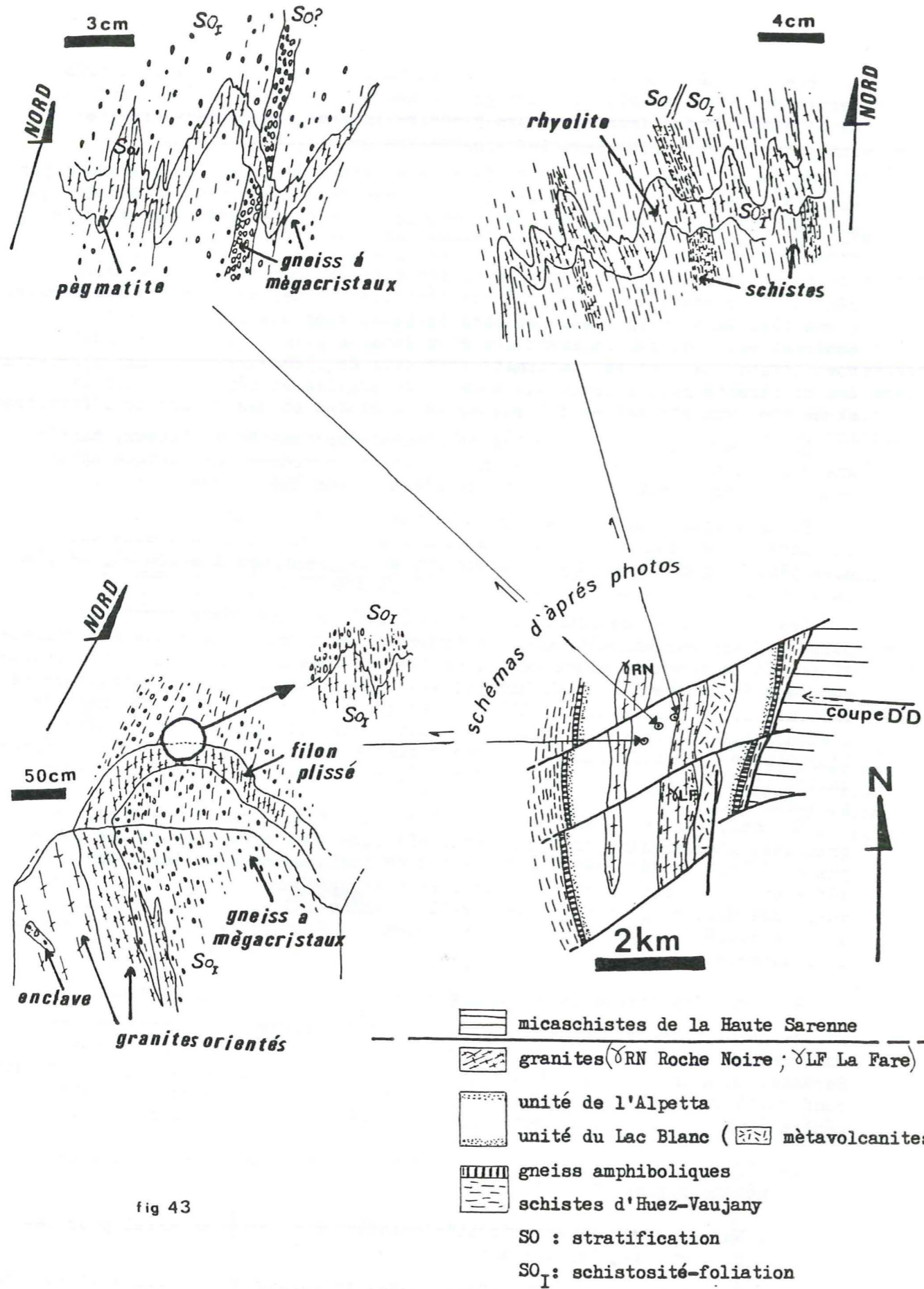


fig 43

Si le caractère intrusif n'est pas discutable en raison des affleurements, on ne sait pas encore exactement si un évènement tectométamorphique antérieur au granite a existé. En effet, on peut admettre que la seule phase visible de déformation soit suffisamment énergétique pour oblitérer les caractères structuraux pré-existants. Toutefois les étroites relations existant entre les méta-volcanites (faisant partie de l'encaissant) de l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc et les granites, nous permettent d'envisager l'existence d'une intrusion subvolcanique dans des terrains non métamorphiques.

5 - CONCLUSIONS

Si, cartographiquement, les deux bandes de granites sont isolées l'une de l'autre, on ne peut les dissocier pétrographiquement. Certes, le granite de la Fare possède plusieurs faciès que l'on ne retrouve pas dans le granite de Roche Noire, mais ils ont en commun leur faciès dominant à savoir un granite de couleur rosée à grain grossier et/ou fin. Dans la bande occidentale, la structure est à tendance porphyroïde et les feldspaths sont poecilites alors que dans la bande orientale ce granite rosé est nettement plus fin et la tendance porphyroïde n'existe plus. L'ordre de cristallisation est sensiblement le même et il se termine par l'apparition de microcline et/ou du quartz. Plusieurs faits d'observation microscopique (plagioclase fracturé englobé par du microcline, plagioclase zoné, relation de synneusis) suggèrent une origine magmatique de ce granite. Ce granite est caractérisé en outre, par la présence simultanée de feldspath potassique perthitique et de plagioclase. Cette origine est en accord avec les données de terrain (contact intrusif net, enclaves énallogènes en bordure, gradation structurale...). De plus, alors que le granite de Roche Noire ne possède qu'exceptionnellement des rhyolites, le granite de la Fare en est abondamment doté (bordures et terminaison nord), ce qui nous conduit à interpréter le granite de la Fare comme un granite subvolcanique.

Cette interprétation s'accorde assez bien avec le fait que peuvent lui être associés, d'une part, les filons rhyolitiques, granitiques... qui recoupent l'encaissant immédiat, et d'autre part, les pointements de granite affleurant dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc (dont l'un se situe dans les métavolcanites).

Bien que les affleurements ne permettent pas de voir nettement le passage du granite de la Fare, et plus particulièrement les faciès rhyolitiques, aux roches volcaniques du Dôme des Petites Rousses incluses dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc, les études générales de terrain semblent démontrer l'existence d'un lien étroit entre le granite de la Fare et les volcanites du Dôme des Petites Rousses.

Les volcanites seraient ainsi pénécotemporaines des granites.

CHAPITRE III

LE VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

- LES MICASCHISTES DE LA HAUTE-SARENNE

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

2 - DESCRIPTIONS DES AFFLEUREMENTS

2a- Les micaschistes phylliteux à muscovite et chlorite

2b- Les niveaux conglomératiques et brèchiques

2c- Les leptynites vert clair

3 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES

4 - CONCLUSIONS

LES MICASCHISTES DE LA HAUTE-SARENNE

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Les micaschistes de la Haute-Sarenne forment la quasi totalité du versant savoyard du massif des Grandes Rousses et une partie de son rebord oriental. Ils constituent le substratum de la majorité des terrains houillers.

Ces micaschistes sont en contact direct avec l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc qui constitue le flanc oriental de la synforme ou de l'antiforme située à l'Ouest. La direction générale des successions lithologiques et de la schistosité est :N.O, généralement pentée vers l'Est au Sud du massif et N 20 toujours pentée vers l'Est au Nord. Localement la schistosité est plissée.

2 - DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Les faciès qui composent cet ensemble sont assez variés. Le plus fréquent est celui des micaschistes à muscovite et chlorite. On peut observer des leptynites assez massives vert clair, des niveaux conglomératiques polygéniques et des niveaux brèchiques monogéniques, ainsi que des schistes gris foncé à muscovite, biotite et chlorite.

2a- Les micaschistes à muscovite et chlorite

Ils contrastent nettement avec les différents schistes observés dans la partie occidentale du massif des Grandes Rousses. Les affleurements montrent un schiste de couleur brune et présentant des plans de schistosité brillants où la muscovite prend un grand développement. Ils sont très plissotés dans le détail. Le débit schisteux est très facile et celui-ci constitue, avec le développement important de la muscovite et l'absence de feldspath alcalin (potassique) limpide, les principaux caractères de distinction par rapport aux divers faciès de l'unité volcanosédimentaire du lac Blanc.

Microscopiquement

Au sein de lits quartzo-feldspathiques granoblastiques assez frustes, des amas flexueux de muscovite et/ou de chlorite soulignent les schistosités. En effet, on observe une schistosité (S_{II}) matérialisée par le développement de muscovite et de chlorite et une schistosité de fracture ($S_{II}f$) soulignée essentiellement par des chlorites. Cette dernière reprend la première et elle est responsable des ondulations et replis divers qui affectent les muscovites et les lits quartzo-feldspathiques.

Une quantité relativement abondante de tourmaline brun jaune est associée à la muscovite.

Le caractère détritique de ce faciès, outre la présence de feldspath arrondi, est confirmé par quelques petits galets millimétriques quartzo-feldspathiques.

La composition minéralogique est :

- quartz
- feldspaths (albite...) altérés
- muscovite
- chlorite
- tourmaline
- apatite
- opaques (dont ilménite)

Il existe au sein des micaschistes phylliteux à muscovite et chlorite des micaschistes gris foncé à muscovite, biotite et chlorite, ces derniers sont très voisins des précédents, excepté la présence de biotite assez chloritisée en association très intime avec les muscovites.

Au pied du glacier des Rousses, au Nord-Est du lac de la Fare, altitude 2854, on note que les micaschistes à muscovite et chlorite immédiatement en contact avec les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc, se chargent en mégacristaux centimétriques de feldspath alcalin.

Ce fait d'observation local, semblerait indiquer que la série de la Haute-Sarenne a remanié les terrains sous-jacents et pourrait témoigner d'une discordance stratigraphique (?).

2b- Les niveaux conglomératiques et brèchiques

Conglomérats et brèches doivent être considérés comme deux faciès différents. Les conglomérats sont toujours associés aux schistes à muscovite et chlorite. Leurs éléments constitutifs sont cassés et étirés et ils comportent des éléments étrangers inconnus dans les Grandes Rousses. Les brèches sont monogéniques et forment des affleurements assez discontinus.

2c- Les leptynites vert clair

Elles se répartissent en deux catégories : d'une part les niveaux quartzo-feldspathiques fins, d'autre part les niveaux quartzo-feldspathiques à fine muscovite.

Les niveaux quartzo-feldspathiques fins

Ce sont des niveaux très différents de ceux décrits dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc. La roche est bien litée et parfaitement isogranulaire. De couleur blanche, la roche est aisément échantillonnable, contrairement aux métavolcanites du lac Blanc.

Bien qu'aucune structure détritique n'ait été reconnue ces niveaux correspondraient à de discrets horizons gréseux plus ou moins arkosiques.

La composition minéralogique est :

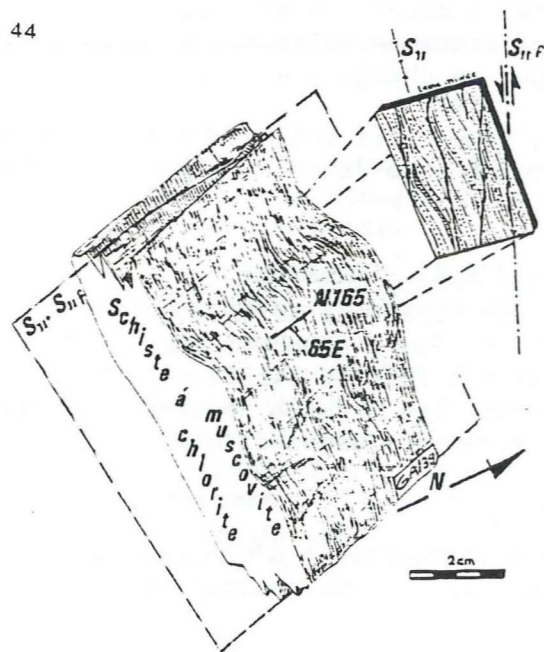
- quartz
- plagioclase séricitisé
- biotite plus ou moins chloritisée
- chlorite
- séricite
- apatite
- ilménite
- sphène
- épidote
- zircon

Les niveaux quartzo-feldspathiques à fine muscovite

Excepté la présence de muscovite, ils sont assez voisins de ceux précédemment décrits. En lame mince, on note une quantité relativement importante de chlorite et de séricite secondaire disséminées dans la roche dont la structure est granoblastique et qui est constituée de quartz, feldspaths et muscovite. En l'absence de critères de terrains indubitables, on peut avancer une origine assez semblable aux niveaux quartzo-feldspathiques fins (horizons gréseux plus ou moins arkosiques) en raison du contexte géologique environnant.

3 - CARACTERISTIQUES STRUCTURALES

fig 44



S_{II} = Schistosité, plan axial des plis P_{II} affectant la stratification S
 $S_{II} f$ = Schistosité de fracture affectant la schistosité S_{II}

4 - CONCLUSIONS

Les micaschistes à muscovite et chlorite caractérisés par leur richesse en muscovite dérivent sans doute d'horizons pélitiques.

Les leptynites interstratifiées dans la série constituent des niveaux détritiques qui les opposent fondamentalement aux métavolcanites de l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc.

Autre aspect détritique de cette série, la présence de brèches et conglomérats ; dans ces derniers l'origine des galets de roche inconnue dans le massif des Grandes Rousses reste encore à élucider.

Le remaniement probable de l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc lors de la sédimentation de la série détritique de la Haute-Sarenne (mégacristsaux de feldspath alcalin dans certains faciès de micaschistes en contact avec l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc) est en accord avec la conclusion de J. Lameyre (discordance possible d'une série détritique arénacée et pélitique). Si ce qui précède est exact, l'âge relatif et la polarité de la série se trouvent ainsi définis (série postérieure à l'unité volcano-sédimentaire mais antérieure au Houiller et possédant sa base stratigraphique à l'Ouest). Quoiqu'il en soit le groupe de la Haute-Sarenne constitue un ensemble totalement différent des terrains qui constituent le versant occidental du massif des Grandes Rousses. Les différences sont d'ordre pétrographique et structurale.

CHAPITRE IV

LE GRANITE DU ROCHAIL

1 - MODE DE GISEMENT

2 - PETROGRAPHIE

- 2a- Le granite gris
- 2b- Le granite rose
- 2c- Les aplites
- 2d- Les faciès "basiques"

3 - CONCLUSIONS

LE GRANITE DU ROCHAIL

S'agissant d'un vaste massif affleurant pour l'essentiel au Sud-Ouest de la Manche et du Vénéon et très accessoirement à l'extrémité sud du massif des Grandes Rousses, nous nous contenterons surtout d'en faire l'étude bibliographique. Cette dernière sera néanmoins complétée par les observations microscopiques effectuées sur les différents faciès et par l'examen des rapports de ce granite avec les gneiss de Bourg d'Oisans qui constituent l'encaissant au Nord. L'étude géochimique sera reprise et complétée par l'addition de cinq nouvelles analyses.

1 - MODE DE GISEMENT

Le granite du Rochail prolonge le massif des Grandes Rousses vers le Sud, au-delà de la vallée de la Manche. En rive droite de celle-ci, au Clapier d'Auris, on le voit disparaître sous les gneiss de Bourg d'Oisans.

Le contact avec ceux-ci est net et franc. Il peut être soit concordant avec la foliation des gneiss, soit discordant sur cette dernière. Le mode de gisement est celui d'un batholite à contours intrusifs. Ce batholite, étranger aux formations qu'il recoupe, possède des enclaves énallogènes (gneiss de Bourg d'Oisans) et des faciès basiques (enclaves endopolygènes et/ou homéogènes ?).

2 - PETROGRAPHIE

Deux faciès bien différents constituent l'essentiel de ce corps intrusif : l'un est gris, leucocrate (le granite du Rochail, s.s.), l'autre est rose légèrement vert (le granite du Clapier). A ces deux faciès il faut ajouter certains filons aplitiques observés dans le granite lui-même et dans son encaissant.

2a-Le granite gris

De grain moyen, relativement homogène, sa structure n'est jamais orientée. Les variations de sa composition minéralogique sont assez faibles et n'altèrent pas l'homogénéité du faciès. Sa composition minéralogique est :

- quartz (à extinction roulante, et bandes de déformation) ;
- microcline toujours frais, à tendance xénomorphe, souvent poecilitique et perthitique ;
- plagioclase (An 25) souvent zoné et rongé par du microcline et du quartz ;
- biotite (en inclusions: zircon, apatite, rutile) et chlorite ;
- apatite, minerais.

Les caractères généraux se détachant de l'étude microscopique sont :

- cristallisation tardive d'une faible partie du quartz et de la totalité du microcline ;
- en bordure de l'intrusion, développement de micropegmatites graphiques ;
- légère chloritisation des micas et séricitisation sporadique des plagioclases ;
- légère déformation, postérieure à la consolidation de la roche, qui se manifeste uniquement par une recristallisation très limitée et locale de certaines plages de quartz.

2b-Le granite rose

Jamais orienté, de grain généralement plus gros que celui du précédent avec même une légère tendance porphyroïde, il a une couleur rose caractéristique.

Sa composition minéralogique est :

- quartz (à extinction roulante et bandes de déformation assez fréquentes) ;
- microcline, frais, poecilitique, perthitique et généralement xénomorphe ;
- plagioclase (An 15) ;
- biotite, chlorite et séricite, épidote, apatite, sphène et leucoxène, opaques divers.

Les caractères généraux qui ressortent de l'étude microscopique sont identiques à ceux du faciès précédent. Toutefois, la déformation postérieure à la consolidation est légèrement plus intense, sans qu'elle affecte les feldspaths.

2c-Les aplites

Elles forment des filons qui, soit recourent le granite, soit sont recoupés par lui. Ceux affleurant dans l'encaissant sont dans certains cas discordants sur la foliation des gneiss, mais très souvent ils sont concordants vis à vis de celle-ci. La composition minéralogique (quartz, plagioclase (An 15 - An 20), feldspath potassique, muscovite, chlorite) ne diffère en rien de celle observée dans la "seconde fraction quartzo-feldspathique" individualisée dans les gneiss de Bourg d'Oisans.

Si J.M. Buffière (1964) limitait la répartition des aplites aux environs du batholite granitique, l'étude détaillée de l'encaissant semble démontrer qu'elles débordent en fait plus largement ces limites.

Leur mise en place s'est effectuée à la faveur de zones de faiblesse (parallèles ou obliques au rubanement des gneiss encaissants) pouvant être situées à une certaine distance du contact.

Vis à vis des deux faciès dominants (gris et rose) ces aplites apparaissent généralement postérieures mais quelquefois antérieures. On peut donc penser, d'une part qu'elles font partie du même cortège intrusif et d'autre part, que l'expression de ce faciès, légèrement appauvri en éléments mafiques, ne représente pas obligatoirement un liquide résiduel. En tout cas, la mise en place de ce matériel, s'est faite aussi bien en cours qu'à la fin de la cristallisation du magma principal.

2d- Les faciès "basiques"

Macroscopiquement ces faciès sont très riches en minéraux ferromagnésiens (biotite et/ou amphibole) et ils contrastent très nettement avec les granites. Des filons aplitiques ou pegmatitiques les recoupent. Les observations de terrain n'ont pu permettre de préciser leur caractère énallogène ou homogène. On note seulement un passage relativement rapide entre des zones diffuses, riches en minéraux ferromagnésiens et le granite rose qui s'appauvrit en minéraux ferromagnésiens.

Ce dernier peut former localement des amas plus ou moins pegmatitiques recoupants.

Microscopiquement

La structure est grenue (zone riche en amphibole) ou voisine du type lépidoblastique (zone riche en biotite).

La composition minéralogique est :

- biotite plus ou moins chloritisée ou hornblende verte ;
- feldspath potassique (microcline) ;
- plagioclase possédant des bordures de réaction (myrmékite...) ;
- quartz ;
- apatite ;
- minéraux opaques divers.

La syénite du Lauvitel (Echantillons géochimiques (9) et (12bis))

La distribution de ces enclaves basiques, connues sous le nom de syénite de Lauvitel est quelconque dans le massif.

En bordure des enclaves il est souvent facile d'observer un passage rapide et progressif de la syénite au granite.

Les enclaves associées au granite ont un fond grenu sans aucune orientation de la trame.

La composition minéralogique est :

- biotite et phlogopite
- amphibole
- plagioclase (An20-An30)
- quartz
- apatite
- sphène

La structure est lamprophyrique.

Le caractère accidentel de ces enclaves peut être interprété de façons très différentes. D'après P. Termier (1900), la syénite est "une roche largement recristallisée... produit de différenciation du granite". P. Bellair (1938) pense qu'il s'agit d'enclave endopolygène. P. Giraud (1952) la considère comme une variation locale du faciès du granite.

3 - CONCLUSIONS

Les caractères minéralogiques et pétrographiques des deux faciès du granite du Rochail sont en gros identiques.

L'ordre de cristallisation est : apatite, biotite, plagioclase, quartz et microcline ; ce dernier, jamais automorphe, est poecilitique, perthitique et il possède des myrmékites.

Les enclaves basiques diffèrent des granites par une faible teneur en quartz, leur plagioclase plus basique et la présence d'amphibole. Elles contiennent des myrmékites et le même microcline poecilitique et perthitique.

L'élaboration du granite semble donc correspondre à la mise en place d'un matériel granitique avec assimilation d'une partie de l'encaissant et éventuellement des reliques basiques d'une différenciation magmatique primaire. Quant aux filons aplitiques, granitiques, issus du batholite, ils sont postérieurs à la foliation (SO_T) des gneiss encaissants. Leur mise en place s'est faite aussi bien pendant qu'après la cristallisation de la masse granitique principale.

CHAPITRE V

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF CRISTALLIN DES

GRANDES ROUSSES

- 1 - PRESENTATION GENERALE
- 2 - LES PRINCIPAUX TRAITES STRUCTURAUX
- 3 - LA STRUCTURE D'ENSEMBLE DU VERSANT OCCIDENTAL DU
MASSIF DES GRANDES ROUSSES
- 4 - CONCLUSIONS

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF CRISTALLIN DES GRANDES ROUSSES

1 - PRESENTATION GENERALE

- Les différents ensembles du massif des Grandes Rousses

Le socle* du massif des Grandes Rousses ainsi que les terrains houillers sont séparés de la Chaîne de Belledonne à l'Ouest par un grand accident décrochant (l'accident d'Ornon-Pré-gentil - col du Sabot - La Grande Maison).

A l'Est, l'accident oriental des Grandes Rousses met en contact le socle et les terrains houillers du massif avec les terrains sédimentaires mésozoïques de la zone dauphinoise.

Les terrains cristallins du massif peuvent être divisés en quatre grands ensembles (voir schéma structural, fig. 45, page 86).

- les schistes cristallins d'origine volcano-sédimentaire... du versant occidental qui forment une vaste synforme ou antiforme couchée vers l'Ouest, et qui ont été recoupés par un sill de granite ;

- les micaschistes de la Haute-Sarenne qui reposent sur les terrains précédents ;

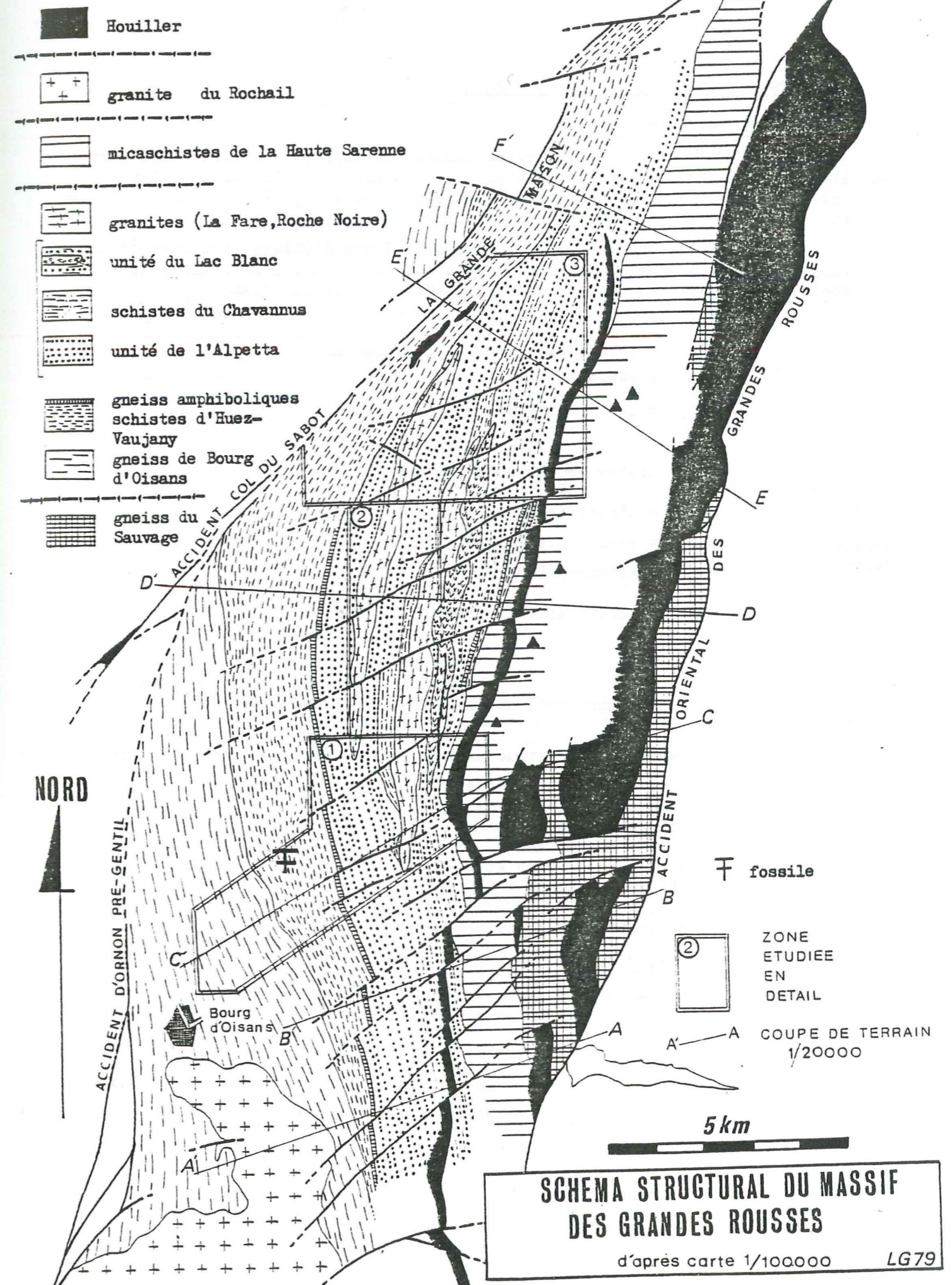
- les gneiss du Sauvage qui sont toujours en contact tectonique avec les micaschistes de la Haute-Sarenne et apparemment sans rapport avec eux ;

- le houiller détritique et volcanique.

Dans le présent chapitre, le versant oriental du massif (gneiss du Sauvage et Houiller) ne sera pas étudié en détail, tout au plus dégagerons-nous quelques traits structuraux. Trois zones particulièrement propices à de bonnes observations ont fait l'objet de levés détaillés, elles seront tout à tour examinées d'un point de vue structural et dans un optique chronologique.

* la notion de "socle" possède un caractère très relatif. La série anté-stéphanienne joue le rôle de "socle" vis à vis du Houiller. De même par rapport aux événements alpins, tout ce qui est anté-triasique constitue le "socle". On limitera dans le massif des Grandes Rousses le terme de "socle" aux terrains les plus anciens à savoir la série anté-stéphanienne et les granites qui y sont intrusifs.

Fig. 45



2 - LES PRINCIPAUX TRAITES STRUCTURAUX

2a - Conventions utilisées

Etant donné qu'il est apparu de nombreuses différences entre d'une part l'ensemble des formations occidentales et d'autre part l'ensemble oriental (micaschistes de la Haute-Sarenne), il a été nécessaire d'établir une distinction dans les indices affectés à chacun des ensembles.

1) Ensemble occidental : gneiss de Bourg d'Oisans, schistes d'Huez-Vaujany, gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin (unité de l'Alpetta, schistes du Chavannus, unité volcano-sédimentaire du lac Blanc).

- SO = stratification
- SO_I = schistosité, foliation, plan axial des plis PO_I
- MO_I = métamorphisme
- SO_If = schistosité de fracture post SO_I

2) Micaschistes de la Haute-Sarenne

- S = stratification
- S_{II} = schistosité, plan axial des plis P_{II}
- M_{II} = métamorphisme
- S_{II}f = schistosité de fracture post S_{II}

3) Lias

- S₂ = schistosité du Lias plan axial des plis P₂

Dans les diverses cartes structurales chaque formation porte le même numéro :

- 1 : gneiss de Bourg d'Oisans
- 2 : schistes d'Huez-Vaujany
- 3 : unité de l'Alpetta
- 4 : schistes du Chavannus
- 5 : granites de la Fare et de Roche Noire
- 6 : unité du lac Blanc
- 7 : houiller
- 8 : micaschistes de la Haute-Sarenne

Les stéréogrammes :

Wülff hémisphère inférieur.

2b- La zone d'Huez (voir carte, page 89, fig. 46)

- La tectonique cassante

La cartographie montre qu'il existe deux catégories d'accidents ; la première regroupe les fractures inverses subméridiennes plus ou moins chevauchantes, pentées vers l'Est de 70° ; la seconde regroupe les fractures N 50 à N 70, pentées vers le Sud-Est de 85°. Ces deux catégories de fractures affectent toujours le Trias dans ce secteur.

- Les fractures inverses subméridiennes

De part et d'autre de la Sarenne, on peut observer un certain nombre de fractures plus ou moins parallèles à la foliation et à la schistosité des roches métamorphiques. Les études de détail permettent de noter le faible déplacement d'un compartiment par rapport à l'autre. Toutefois, en trois endroits, ces fractures font chevaucher le socle situé à l'Est sur les terrains sédimentaires mésozoïques situés immédiatement à l'Ouest.

. Région sud d'Huez

Un premier chevauchement de socle sur la couverture mésozoïque prolonge, au Nord, le déversement des plis du Lias du Signal de l'Homme. Le plan de chevauchement est subparallèle au plan de foliation des gneiss de Bourg d'Oisans. A l'échelle de l'affleurement, on observe dans les gneiss un certain nombre de fractures inverses qui débitent ce dernier en petits blocs parallépipédiques. Les fractures parallèles aux plans de foliation possèdent des stries très nettes, dont l'étude a permis de déduire le mouvement relatif des compartiments : compartiment est vers l'Ouest.

. Région est d'Huez

Un chevauchement analogue au précédent, mais beaucoup plus discret, affecte les schistes d'Huez-Vaujany. A l'échelle de l'affleurement on observe une multitude de fractures généralement parallèles à la schistosité, cette dernière ayant rejoué en fractures inverses. Des stries identiques à celles observées auparavant sont également notées.

. Région ouest de l'Herpie

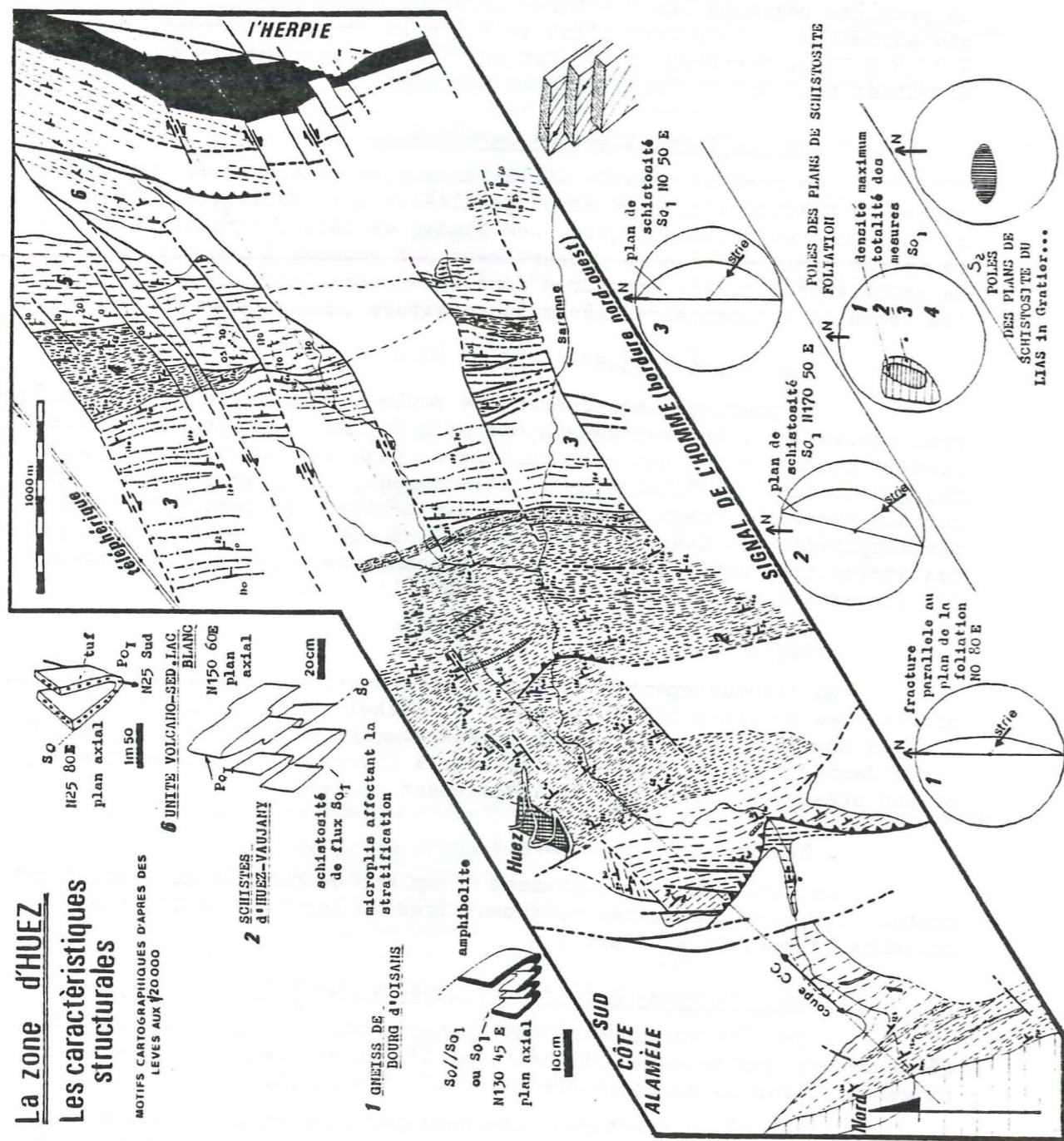
Un troisième chevauchement d'ampleur comparable au premier met en contact les terrains volcano-sédimentaires du lac Blanc à l'Est et les dolomies triasiques à l'Ouest.

- Les fractures N 50 - N 70 pentées Sud-Est

Ces fractures possèdent un rejet-direction, mesuré suivant l'horizontale, généralement dextre, mais très léger si l'on s'en tient à l'observation des niveaux repères du socle, pentés de 70-80° vers l'Est.

Ces mêmes fractures observées par rapport aux dolomies triasiques ont un rejet vertical toujours nettement plus important que le rejet-direction.

On peut donc dire, dans un premier temps, que ces fractures ont fonctionné après le serrage du Houiller de l'Herpie, après le dépôt du Trias (elles sont localement jalonnées par des filons de quartz et de barytine qui recourent les dolomies triasiques) et qu'elles ont un rejet relatif plus vertical qu'horizontal. La foliation, la schistosité et l'orientation du granite ne sont pas réorientées de part et d'autre de la fracture.



Si les gorges de la Sarenne sont en partie d'origine tectonique, elles ne correspondent pas à une zone de décrochement important. La bordure des schistes d'Huez-Vaujany (gneiss amphiboliques), de part et d'autre de la Sarenne, n'est pas très décalée (voir carte de la zone d'Huez, fig.46, p. 89).

- Les déformations souples

Aucun motif structural cartographiable n'a pu être mis en évidence dans cette zone. Toutefois, l'existence de plis s'observe localement, avec une densité maximale dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc à l'Ouest du Houiller de l'Herpie. Cette zone de plis, comme nous le verrons ultérieurement, est très continue depuis les gorges de la Sarenne au Sud, jusqu'au Col du Couard au Nord.

. Dans les gneiss de Bourg d'Oisans

On observe des micro-plis affectant le rubanement. Ils sont très localisés et généralement situés entre deux zones indemnes de tout plissement. Le rubanement (litage visible) peut correspondre soit à l'ancienne stratification (on devrait avoir une schistosité de flux dans les charnières, ce qui n'est pas toujours le cas), soit à un litage essentiellement métamorphique et on est obligé d'admettre deux phases de déformation se succédant (ces deux phases n'étant pas forcément séparées par un laps de temps important).

. Dans les schistes d'Huez-Vaujany

A l'affleurement il est clair que tous les micro-plis observés affectant la stratification des schistes ne sont le résultat que d'une seule phase visible de déformation souple. Une schistosité de flux S₀₁ s'observe dans les charnières et elle n'est pas plissée.

. Dans les métavolcanites de l'Unité volcano-sédimentaire du lac Blanc

Le fin litage, qui est avant tout primaire, est plissé. Aucune schistosité n'est visible dans les charnières.

. Au sein des micaschistes de la Haute-Sarenne

Sur le sommet de l'Herpie et à l'Est de la bande de Houiller, la schistosité S_{II}, matérialisée par le développement de muscovite et de chlorite, est plissée (pli post schistosité S_{II} d'ampleur décamétrique). Une schistosité de pli-fracture S_{II}f (soulignée par S_{II} de la chlorite et de la séricite) et de plan axial se développe très nettement. Or, il est intéressant de noter que dans les terrains houillers de l'Herpie (ainsi que dans ceux au pied du glacier de Sarenne) on observe, dans les charnières des plis, une schistosité qui pourrait être synchrone de celle (S_{II}f) décrite dans les micaschistes.

2c- La zone du plateau des lacs Besson, Noir, Carrélet...

(voir carte page 92, fig. 47)

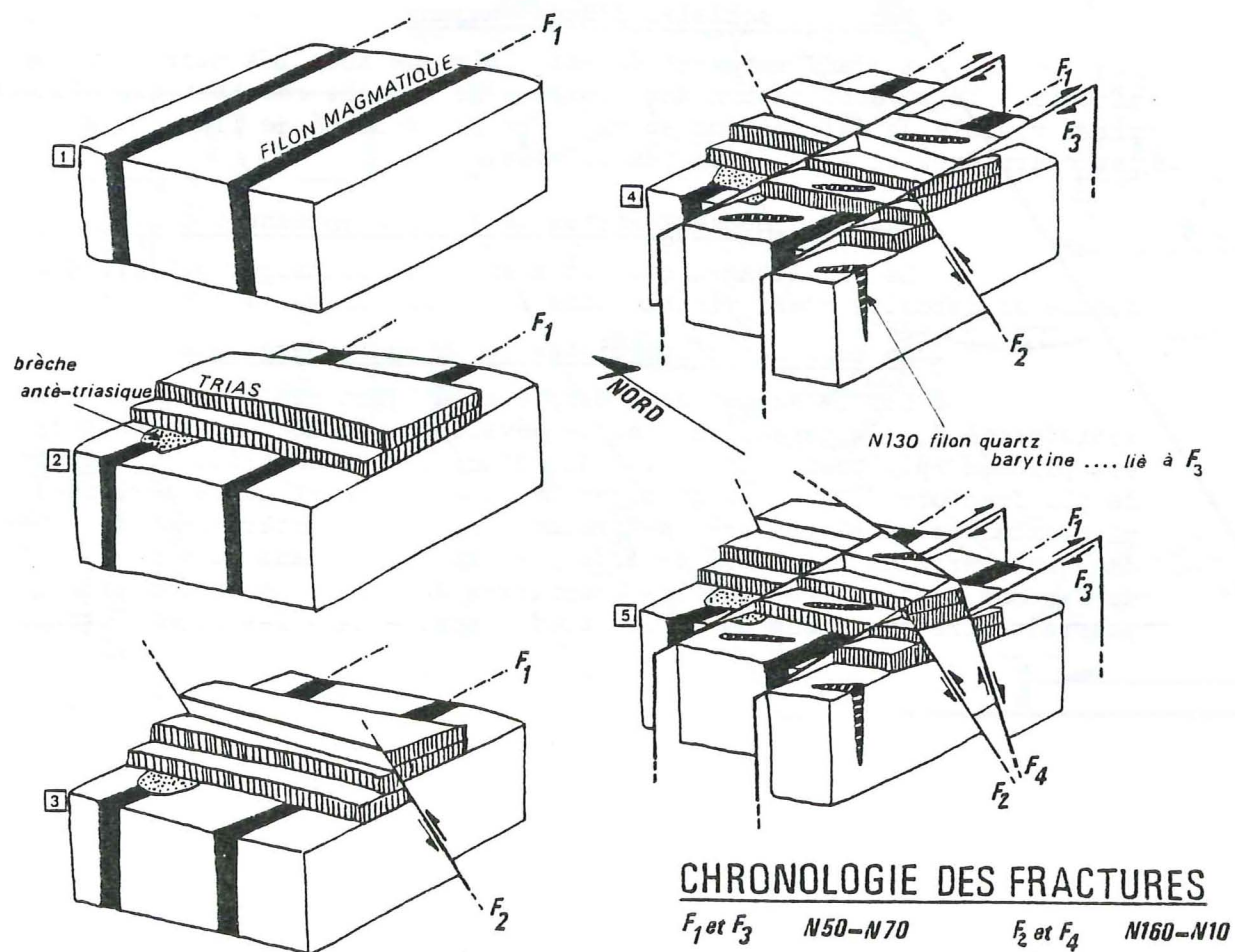
. La tectonique cassante

- Les fractures N 50 - N 70 ressortent bien dans le paysage et elles sont le plus souvent jalonnées par des filons de roche magmatique rectilignes mais tronçonnés et antérieurs au dépôt de la brèche anté-triasique (galets de roche magmatique des filons dans la brèche). Ces fractures ont fonctionné avant et après le dépôt de celle-ci.

- Les fractures subméridiennes pentées Est sont tantôt inverses (elles sont alors généralement antérieures aux mouvements post-triasiques des fractures N 50 - N 70), tantôt normales (elles sont alors généralement postérieures aux mouvements post-triasiques des fractures N 50 - N 70 et aux fractures subméridiennes inverses).

- Les filons N 130 - N 120 de quartz, barytine... se sont mis en place après le dépôt du Trias (peut-être antérieurement au Lias ?). Ils sont postérieurs aux fractures subméridiennes inverses mais antérieurs aux fractures subméridiennes normales. On peut les interpréter comme des fentes d'extension en échellons synchrones du rejeu post-triasique des fractures N 50 - N 70.

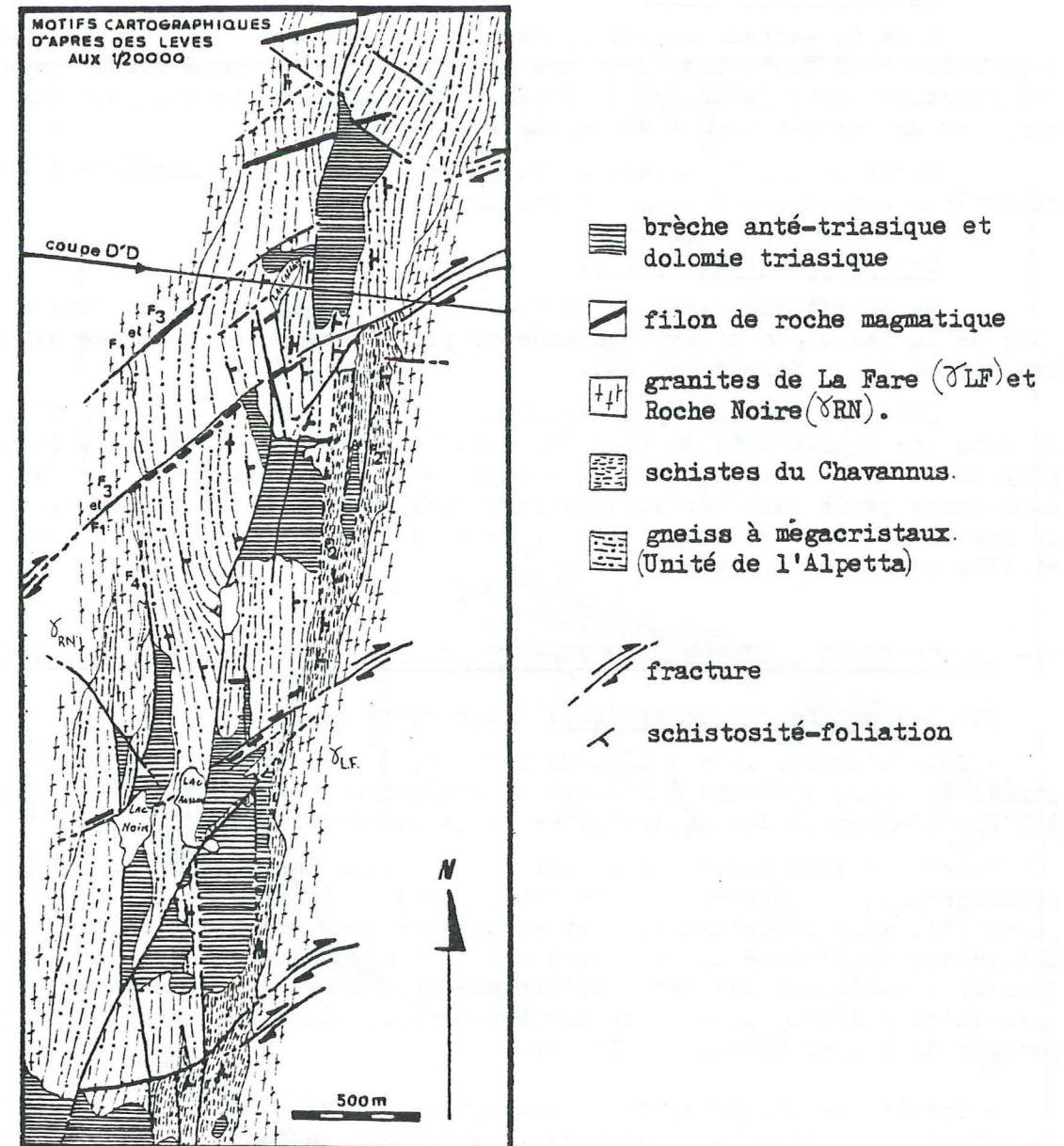
La figure 48 retrace la succession chronologique des diverses fractures.



Les déformations souples

A l'exception de quelques micro-plis n'excédant pas le décimètre et difficiles à déchiffrer, aucune structure ne peut valablement être mentionnée.

Fig. 47



La zone du plateau des lacs BESSON, NOIR, CARRELET...

2d- La zone col du Sabot - col du Couard (voir carte page 94, fig. 49)

La tectonique cassante

Dans le secteur du col du Sabot, des fractures N 40 pentées de 70° vers l'Est ou l'Ouest possèdent une composante décrochante dextre importante. Ces fractures sont jalonnées de Trias et de Houiller, ce qui peut laisser supposer un certain nombre de rejeux successifs.

Entre le col du Couard et Vaujany, la tectonique cassante a des caractères similaires à ceux décrits plus au Sud.

Les déformations souples

A l'Ouest des cimes de la Cochette et au Sud du col du Couard (lac de la Jasse), on observe la zone de plis très denses continue depuis les gorges de la Sarenne au Sud.

Les plis ont leur plan axial orienté N15 penté à 65° vers l'Est. On note une schistosité de flux S_{01} dans les charnières des bancs incompetents et une schistosité de pli-fracture S_{02} dans les charnières des bancs compétents (voir caractéristiques structurales de l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc, fig. 33, page 94). Cette schistosité S_{01} est le plan axial et elle n'est pas plissée.

3 - LA STRUCTURE D'ENSEMBLE DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

3a- Les motifs cartographiques (voir carte page 96, fig. 50)

- Tout d'abord, il y a lieu de séparer, à l'Ouest la série qui va des gneiss de Bourg d'Oisans à l'Unité de l'Alpetta et à celle du lac Blanc et, à l'Est l'ensemble des micaschistes de la Haute-Sarenne.

Entre ces deux ensembles existe à notre avis une discontinuité soit stratigraphique (mégacristaux de feldspath alcalin hérités des terrains sous-jacents?), soit structurale, soit structuro-stratigraphique malgré l'apparente accordance de l'Unité du lac Blanc avec les micaschistes de la Haute-Sarenne. Ceux-ci constituent une série différente de toutes les formations occidentales, bien qu'on y décèle un épisode tectono-métamorphique aux caractéristiques proches de celles décrites à l'Ouest.

- Ensuite le point capital à souligner est que, à l'Ouest de cette discontinuité, selon une transversale est-ouest passant par le Dôme des Petites Rousses, il existe une symétrie de part et d'autre d'une zone englobant les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin (Unité de l'Alpetta), les schistes du Chavannus, l'Unité du lac Blanc et les granites de Roche Noire et de la Fare.

On observe en effet une similitude remarquable à la fois des faciès et de leur succession :

- à l'Ouest, et d'Ouest en Est, on a les schistes d'Huez-Vaujany, les gneiss amphiboliques et les gneiss amygdalo-oeillés ;

- à l'Est, et d'Ouest en Est, se succèdent les gneiss amygdalo-oeillés, les gneiss amphiboliques et les schistes d'Huez-Vaujany.

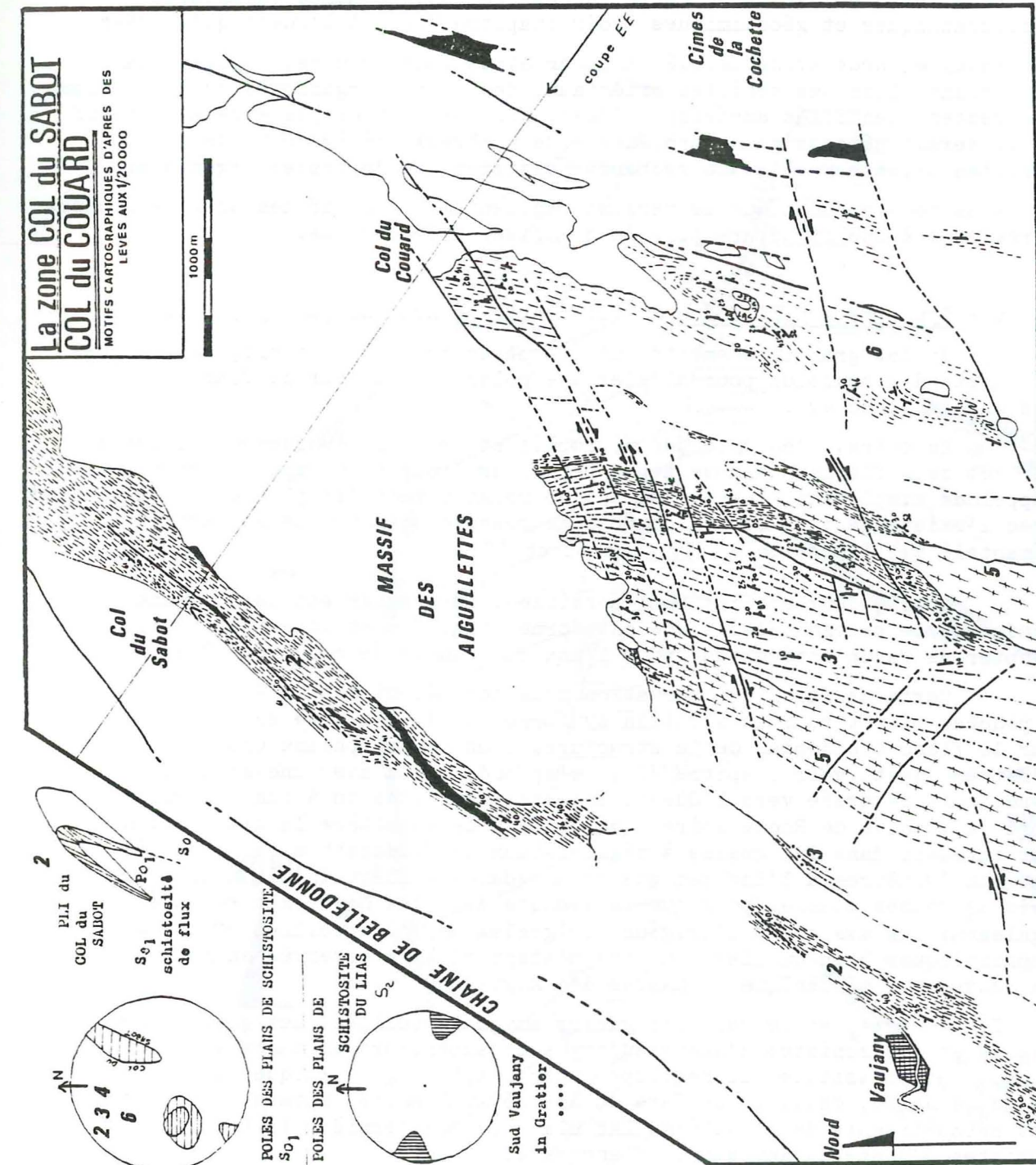


Fig 49

Il va de soi que des gneiss (amygdalo-oeillés ou amphiboliques) et des schistes ne sont pas équivalents de couches sédimentaires classiques. Toutefois, nous pensons que les trois termes indiqués ont une valeur de niveaux repères stratigraphiques.

En effet, les faciès de cette succession ont les mêmes caractères pétrographiques et géochimiques (voir chapitre VIII) à l'Ouest qu'à l'Est.

Ensuite, nous avons décelé dans certaines lames minces, taillées dans des échantillons des schistes orientaux, des débris organiques qui rappellent les restes identifiés au-dessus d'Huez. Nous ne pouvons pas être affirmatif et il serait nécessaire de procéder à de nombreux prélèvements de ces schistes orientaux et à une recherche systématique de traces organiques.

Nous pensons donc que le versant occidental du massif des Grandes Rousses correspond à une structure plissée d'ampleur kilométrique.

3b- Synforme ou antiforme ? (voir carte et schémas page 96, fig. 50)

Si des granoclasses ont été observés, ils sont trop sporadiques et sujets à discussion pour déceler une polarité, tant sur le flanc ouest que sur le flanc est.

En outre, l'analyse des microplis et de leur déversement, observés sur les deux flancs, ne nous a pas permis de trouver un résultat convaincant. Rappelons simplement, que la tectonique relativement "souple" est en désaccord avec l'existence d'un socle, composé de granite porphyroïde en partie démantelé par l'érosion (voir page 56 et 57).

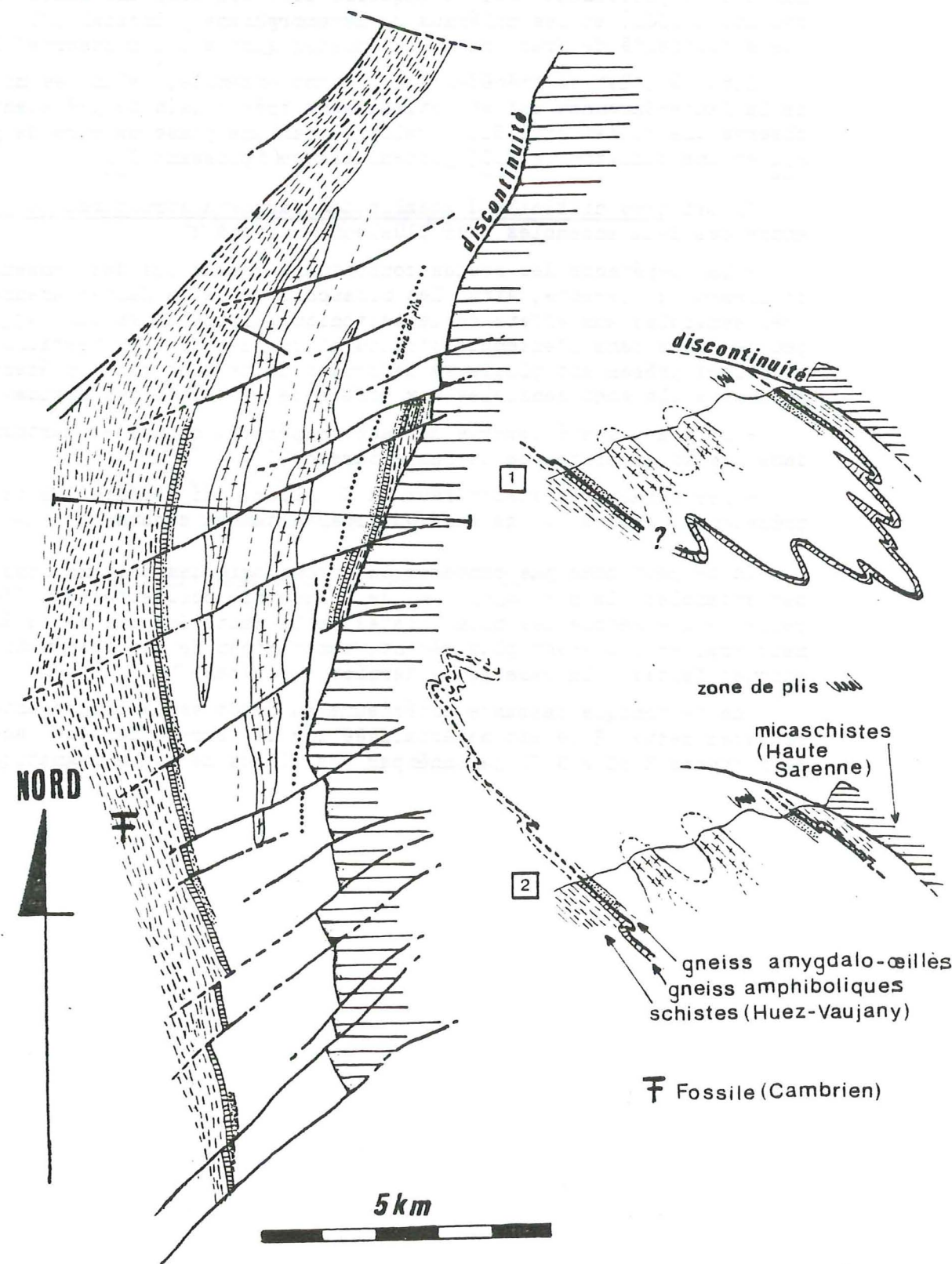
Aussi, deux schémas sont possibles. Le premier est celui d'une synforme, le second celui d'une antiforme (fig. 50) et il est difficile d'opter de façon catégorique pour l'une ou l'autre de ces hypothèses.

Certains faits d'observation nous conduisent dans l'état actuel, à pencher plutôt pour la solution synforme. Ainsi, la mise en évidence, sur le flanc occidental de la structure, d'un métamorphisme croissant d'Est en Ouest (voir chapitre VI), s'accorde mieux avec une structure synclinale déversée vers l'Ouest. Ensuite, rappelons qu'à son extrémité nord le granite de Roche Noire (qui possède le caractère le plus profond) est intrusif dans les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin situés environ 100mètres à l'Est des gneiss amygdalo-oeillés. Il y a donc à notre avis de bonnes chances pour que le granite de Roche Noire ait recoupé également les assises à l'origine des gneiss amygdalo-oeillés et des gneiss amphiboliques bien que les contacts n'aient pu être observés en raison de la couverture mésozoïque du massif des Aiguillettes.

Si tel est bien le cas, les gneiss amygdalo-oeillés, les gneiss amphiboliques et les schistes d'Huez-Vaujany sont antérieurs au magmatisme acide alcalin et potassique qui regroupe (voir chapitre géochimique) le granite de Roche Noire, celui de la Fare et les métavolcanites interstratifiées dans les métasédiments de l'Unité du lac Blanc (cette dernière fait suite aux schistes d'Huez-Vaujany sur le flanc est).

Fig 50

La structure du versant occidental du MASSIF GRANDES ROUSSES



4 - CONCLUSIONS

Le versant occidental du massif des Grandes Rousses correspond à un ensemble structural caractérisé par des motifs cartographiques apparemment simples. Les études de détail ne mettent en évidence qu'une seule phase majeure de plissement (PO_I) à laquelle sont associés une schistosité-foliation (SO_I) et les minéraux du métamorphisme principal (MO_I). Une schistosité de fracture ($SO_{I,f}$) postérieure à SO_I s'observe localement.

Situé à l'Est du précédent, le second ensemble, celui des micaschistes de la Haute-Sarthe, est structuralement très voisin du précédent. On y observe une schistosité S_{II} développée par une phase majeure de plissement P_{II} et une schistosité $S_{II,f}$ post-houillère(?) plissant S_{II} .

Il est très difficile d'établir des rapports structuraux objectifs entre ces deux ensembles pour plusieurs raisons :

- la compétence des roches constituant chacun des deux ensembles est totalement différente; ainsi les micaschistes de la Haute-Sarthe ont été très sensibles aux effets de la tectonique alpine alors que celle-ci a laissé peu de trace dans l'ensemble structural occidental (les terrains anté-houillers présentant plusieurs déformations ne sont pas forcément les plus anciens s'ils sont sensibles aux effets de la tectonique alpine).

- il n'a pas été observé de bancs repères continus et cartographiables dans les micaschistes de la Haute-Sarthe.

- les caractères structuraux du Houiller, qui remanie les terrains précédents (galets...) ne sont qu'imparfaitement connus.

On ne peut donc pas comparer la chronologie des déformations de chacun des ensembles. La sédimentation de l'ensemble occidental est d'âge cambrien, celle de l'ensemble des micaschistes de la Haute-Sarthe est d'âge inconnu mais vraisemblablement plus récent, compte-tenu de nos observations pétrographiques faites à la base de ce dernier (voir page 77).

Une tectonique cassante, antérieure au dépôt de la brèche anté-triasique, est assez nette. Elle est matérialisée sur le terrain par des accidents décrochants N 50 à N 70 jalonnés par des filons de roche magmatique.

CHAPITRE VI

LES METAMORPHISMES

1 - INTRODUCTION

2 - LA ZONEOGRAPHIE METAMORPHIQUE

2a- Les minéraux "ubiquistes"

2b- Les minéraux du métamorphisme principal

3 - CONDITIONS PRESSION-TEMPERATURE DU METAMORPHISME PRINCIPAL

4 - CONCLUSIONS

LES METAMORPHISMES

1 - INTRODUCTION

L'étude cartographique, pétrographique, géochimique et tectonique des terrains cristallins de la partie occidentale du massif des Grandes Rousses a permis de distinguer divers ensembles, d'en fournir les caractères lithologiques et structuraux majeurs, ainsi que de faire des propositions sur leur origine.

Il convient donc maintenant de tenter une approche des conditions pression-température qui ont régné lors du (ou des) métamorphisme(s) à l'origine des divers schistes cristallins.

Plusieurs difficultés sont apparues :

- il n'a pas été observé de minéraux de métamorphisme typiques, tels que des silicates d'alumine* permettant de fixer une fourchette réduite des conditions P.T. ;

- on sait que dans les massifs cristallins externes des Alpes on peut identifier plusieurs épisodes métamorphiques. Avant le Westphalien il y en a eu vraisemblablement plusieurs et après le Stéphanien certaines néogénèses ont pu être rapportées à des événements soit fini-hercyniens soit alpins (s. lat) ;

- comme dans la plupart des schistes cristallins, surtout bien sûr dans ceux de l'anchizone et de l'épizone, il est parfois difficile de distinguer les minéraux "hérités" (par exemple, feldspaths d'anciennes rhyolites) des minéraux nés lors du métamorphisme principal et de ceux issus de phases rétro-morphiques postérieures.

Aussi, pour pallier à ces difficultés ; nous avons d'abord établi une zonéographie métamorphique (fig. 51) un peu au Sud de l'Alpe d'Huez depuis la vallée de la Romanche au S.W. jusqu'à la crête des Grandes Rousses au N.E.

* Dans plusieurs lames minces ont été observés des amas soit chloriteux, soit sériciteux pouvant dériver, par rétro-morphose, d'anciens silicates d'alumine. Mais aucun reste de ceux-ci n'ayant pu être identifié de façon certaine, il ne peut en être fait état.

2 - LA ZONEOGRAPHIE METAMORPHIQUE (FIG. 51, p. 101)

Elle concerne un secteur situé à l'Est et au Sud de l'Alpe d'Huez, depuis la vallée de la Romanche au S.W. jusqu'à la crête des Grandes Rousses au N.E.

Pour chaque formation pétrographique déjà définie nous avons fait ressortir les paragenèses des faciès dérivant soit de roches basiques (B.A.), soit de roches pélitiques, shale... (P.G.). Nous n'avons pu prendre en compte, car non significatives sur le plan métamorphique, celles observées dans les roches acides dérivant de tufs... Dans le tableau du bas de la figure 51 page 101 deux catégories de minéraux ont été distingués :

2a- Minéraux "ubiquistes" (non soulignés), c'est-à-dire qui ont pu se former aussi bien lors de la phase majeure du métamorphisme principal que lors d'un événement postérieur. Il s'agit de la chlorite (chl), de l'épidote (ep), de la séricite (ser), de l'actinote-trémolite (act) et du quartz (qtz).

. Chlorite

Sa cristallisation tardive est certaine quand elle s'effectue dans des plans obliques (schistosité de fracture) à la schistosité régionale qui, rappelons-le est parallèle à la stratification. Quant à la chloritisation des biotites, bien qu'aucun argument péremptoire n'existe, il nous semble qu'elle soit également tardive (fini hercynienne et/ou alpine ?).

. Epidote

Etant un produit d'altération des plagioclases et se trouvant associée à la chlorite elle peut être également considérée comme tardive, contemporaine de la chlorite.

. Séricite (muscovite)

La distinction entre ces deux phyllites est délicate microscopiquement. La première peut, on le sait, apparaître lors de la diagenèse ou des premiers stades de métamorphisme avant que ne se développe la muscovite : pour notre part nous parlons de muscovite quand les plages sont discernables, bien individualisées, et de séricite quand on a des fibres ou amas de lamelles où les individus ne peuvent être isolés.

. Actinote-trémolite

L'amphibole de ce groupe est le plus souvent associée à la hornblende. Il est donc vraisemblable qu'elle en dérive en partie par un processus rétro-morphique tardif.

. Quartz

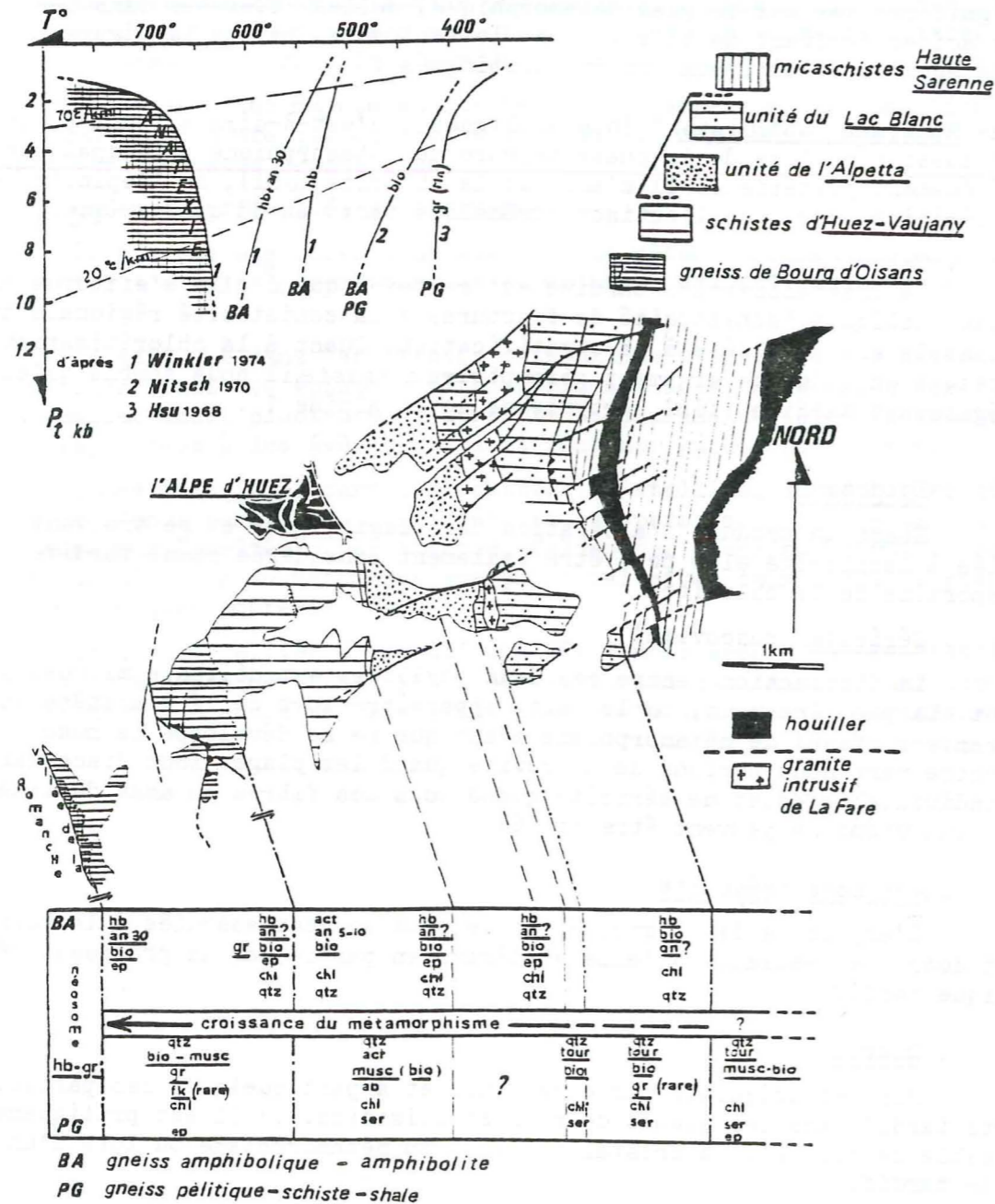
Minéral ubiquiste par excellence et à part quelques cas particuliers (quartz tardif dans les queues de recristallisation...) il est pratiquement impossible de dire s'il a cristallisé lors du métamorphisme ou lors d'un épisode tardif.

2b- Minéraux du métamorphisme principal (soulignés)

C'est grâce à eux, et plus précisément à leur association, ainsi qu'à la présence ou à l'absence de phénomènes anatectiques qu'on a tenté de fixer une fourchette P-T de ce métamorphisme principal (MO₁).

hb = hornblende, An30 = plagioclase 30 % d'anorthite, gr = grenat
bio = biotite, fk = feldspath potassique, musc = muscovite, tour = tourmaline.

Fig 51 : LES METAMORPHISMES - LES FAITS d'OBSERVATION



3 - CONDITIONS PRESSION-TEMPERATURE DU METAMORPHISME PRINCIPAL

• LE VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

Les gneiss de Bourgd'Oisans

- Roches métapélitiques... P.G.

L'anatexie est atteinte, présence d'un néosome discordant à hornblende grenat. L'éventail du couple P-T compte-tenu des paragenèses observées est $700^\circ > T^\circ > 620^\circ$, $10Kb > P_t > 1 Kb$ $P_t =$ pression totale

- Roches amphiboliques... B.A.

L'anatexie est atteinte car on note la présence de néosome leucosome discordant à hornblende grenat. L'association $An_{30} + Hb$ est largement représentée et l'éventail des valeurs du couple P-T est voisin du précédent. Cependant la pression semble assez élevée car l'association $An_{30} + Hb$ coexiste avec un mobilisat.

Les schistes d'Huez-Vaujany

- Roches métapélitiques... P.G.

Le grenat disparaît, la schistosité fait place à la foliation. L'éventail des valeurs du couple P-T est très large ; toutefois la température ne semble pas dépasser 550°

$$550^\circ > T^\circ > 400^\circ, \quad 10 Kb > P_t > 1 Kb$$

- Roches amphiboliques... B.A.

Elles apparaissent plus métamorphiques à l'affleurement (la foliation peut subsister) mais les paragenèses sont peu significatives. Il semble toutefois que l'on se situe dans un domaine de température supérieur à 400° quelque soit la pression.

L'unité de l'Alpetta, les schistes du Chavannus

- Roches métapélitiques... P.G.

Les paragenèses ne sont pas significatives compte-tenu de la séricitisation et de la chloritisation très intenses. On reste dans un domaine assez voisin de celui des schistes d'Huez-Vaujany.

- Roches amphiboliques... B.A.

Les paragenèses sont identiques à celles observées dans les schistes d'Huez-Vaujany et l'éventail des valeurs du couple P-T est donc voisin.

L'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc

- Roches métapélitiques... P.G.

Le grenat est présent avec la biotite ; mais la chloritisation de cette dernière liée à la rareté du grenat n'a pas permis d'envisager l'étude d'un thermocouple. On ne peut donc pas être très explicite. On se situe toujours dans un domaine de températures supérieures à 400° , quelque soit la pression.

- Roches amphiboliques... B.A.

Les paragenèses sont identiques à celles observées dans les niveaux de roches amphiboliques intercalés dans les roches de l'unité de l'Alpetta.

• LE VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

Micaschistes de la Haute-Sarenne

- Roches métapélitiques... P.G.

La muscovite prend un très large développement et elle est associée à un peu de biotite. On peut fixer la limite inférieure qui est celle correspondant à l'isograde + biotite, soit 400° à 3 Kb et 500° à 10 Kb (Nitsch, 1970).

4 - CONCLUSIONS

Les terrains cristallophylliens de la partie occidentale du massif des Grandes Rousses présentent un métamorphisme décroissant depuis les gneiss de Bourg d'Oisans, où un début d'anatexie est observé jusqu'aux formations situées plus à l'Est.

Les éventails P-T estimés sont les suivants :

au Sud-Ouest : 700° > T°C > 620° ; 10 Kb > P_t > 1 Kb

au Nord-Est : 550° > T°C > 400° ; 10 Kb > P_t > 1 Kb.

Comme cela est fréquent, c'est la pression totale qu'il est le plus difficile d'approcher et on ne peut dire quel est le type du métamorphisme principal à l'origine de ces schistes cristallins. On doit se contenter de dire grossièrement que les conditions du métamorphisme principal sont celles du faciès amphibolite à grenat (stade moyen) pour les gneiss de Bourg d'Oisans et celles de la limite entre faciès amphibolite à épidote et schistes verts (stade moyen inférieur à faible) pour les terrains situés à l'Est des gneiss de Bourg d'Oisans.

Quant aux micaschistes de la Haute-Sarenne étant donné qu'ils font partie d'un ensemble différent (voir étranger) et que leur étude n'a été que partielle ils n'ont pas été intégrés à ce schéma.

Il conviendrait de traiter de l'âge du métamorphisme. Nous nous contenterons pour l'instant de dire qu'il est post-cambrien et anté-houiller. Il s'agit d'un évènement majeur soit calédonien (s. lat) soit hercynien précoce. A l'appui de cette hypothèse on peut faire état des conclusions de A. Autran (1978) sur l'âge dévonien de certains évènements orogéniques du Massif Central et du Sud du Massif Armoricaïn.

CHAPITRE VII

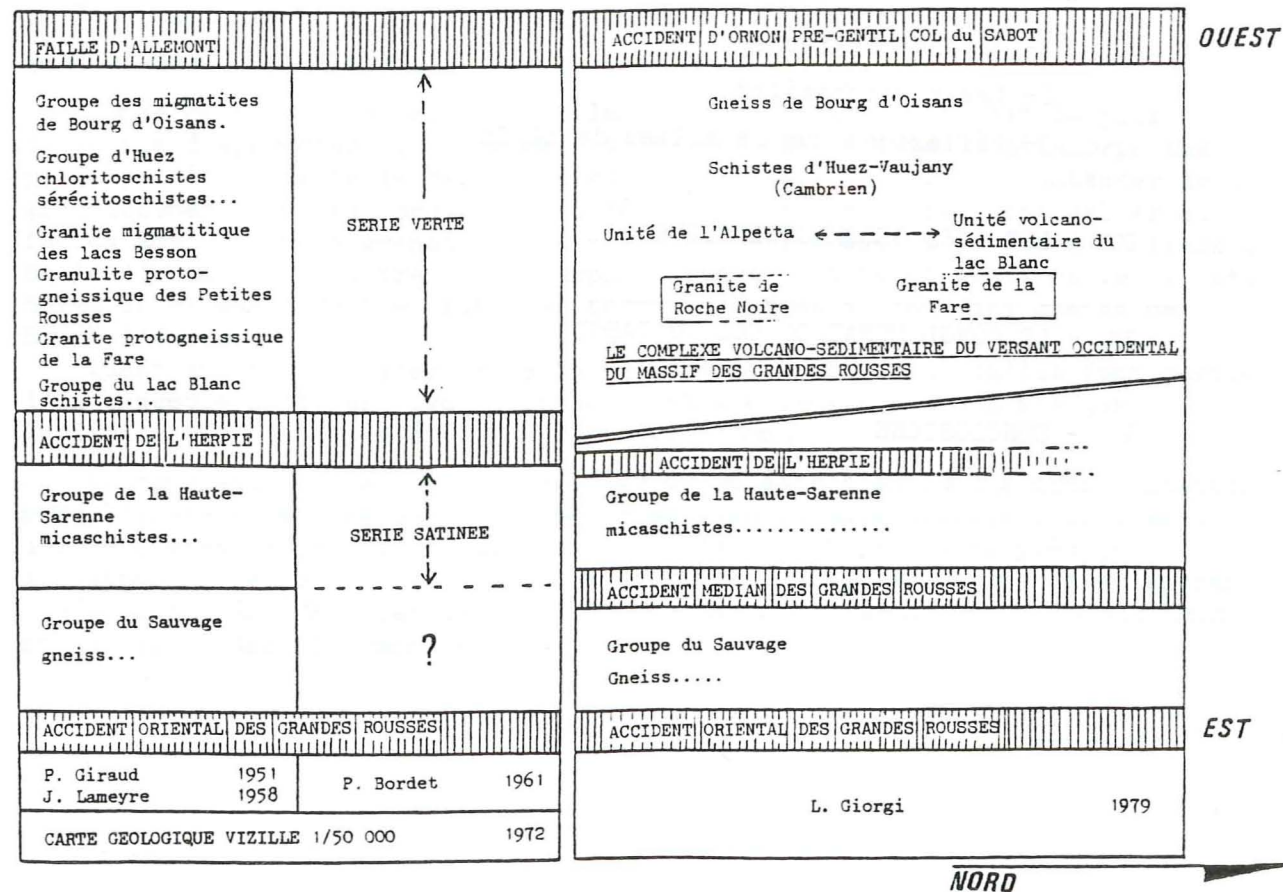
DATATIONS DES TERRAINS

- I - TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES NOMENCLATURES UTILISEES POUR LES TERRAINS ANTE-HOUIILLERS DANS LE MASSIF DES GRANDES ROUSSES
- II - ETUDE MICRO-PALEONTOLOGIQUE
 - 1- Méthode de recherche
 - 2- Les microfossiles
 - 3- Réflexions sur le milieu de dépôt
- III - LES AGES GEOCHRONOLOGIQUES
- IV - LE CONGLOMERAT DU COL DU SABOT
- V - CONCLUSIONS

I - TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES NOMENCLATURES UTILISEES POUR LES TERRAINS ANTE-HOUILLERS DANS LE MASSIF DES GRANDES ROUSSES

Dans le tableau ci-dessous ont été résumées les subdivisions proposées, d'un côté par P. Giraud, 1952 ; J. Lameyre, 1958 ; P. Bordet, 1961 et de l'autre par nous-même.

Elles ne sont pas présentées d'un point de vue chronologique mais d'un point de vue géographique (Ouest en haut, Est en bas). Nous mentionnons toutefois l'équivalence stratigraphique de l'Unité de l'Alpetta et celle du Lac Blanc.



II - ETUDE MICRO-PALEONTOLOGIQUE

LES MICRO-ORGANISMES DES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY

1- Méthode de recherche

Après avoir découvert une structure organisée (mais énigmatique) dans un lit* quartzeux de la lame mince GR 32, nous avons fait procéder à la taille de deux sortes de plaques.

- a) Les unes perpendiculaires au litage permettent de sélectionner des lits apparemment favorables ; ceux riches en structures organisées fragmentées par la croissance de cristaux de pyrite, et ceux riches en minéraux opaques même s'ils ne contiennent pas de structures organisées ;
- b) les autres parallèles au litage dans l'une des deux catégories de lits sélectionnées.

On a ainsi constaté que les débris organiques ont leur grand axe contenu dans le plan de stratification et que certains lits, riches en produits opaques, ne paraissant renfermer en section perpendiculaire que de rares débris se sont révélés au contraire assez riches en micro-organismes déchiffrables.

Ainsi en ce qui concerne ces schistes d'Huez-Vaujany, la recherche de restes organiques doit se faire sur des lames minces taillées parallèlement à la stratification, dans des lits quartzeux dépourvus de "grains détritiques grossiers" et au contraire riches en minéraux sulfurés (pyrite, pyrrhotine). Il convient également d'éviter les zones présentant des microplis.

En définitive, une vingtaine de débris organiques plus ou moins conservés ont pu ainsi être inventoriés. Leur organisation interne est en gros identique et le moule interne de chaque individu est constitué de silice légèrement opalescente.

En présence de ces restes organiques et sur les conseils de Monsieur Babin, nous nous sommes adressés à Monsieur D. Vachard de l'IGAL à Paris. La description qui suit lui est due entotalité.

2- Les microfossiles (fig. 52, p. 107)

Description

Test libre, allongé, formé par une loge tubulaire, étroite, enroulée en hélice cylindrique ou légèrement cônica. Longueur totale : 50-200 μ . Hauteur de la loge : 4-7 μ . Paroi, sombre, de matière organique transformée vraisemblablement en graphite.

Appartenance systématique

L'organisme découvert appartient aux Réitlingérellides, groupe dont la position est incertaine, puisqu'il est rattaché plus ou moins étroitement aux foraminifères, aux algues ou aux coprolithes.

* Certains lits de quartz forment des rubans d'aspect lamellaire composés de plusieurs individus imbriqués.

Stratigraphie

Les Réitlingérellides sont connus dans le Cambrien inférieur (Lénien), l'Ordovicien supérieur (Caradocien), puis du Dévonien supérieur au Carbonifère moyen (Frasnien - Bachkirien).

Nous pensons pouvoir conclure que ces microfossiles sont des Réitlingérellides cambriens, car ils s'apparentent à un groupe de genres du Cambrien de Sibérie : *Obrutschevella* Reitlinger, 1948, *Kordella* Vologdin 1958, *Lukashevella* Vologin 1958.

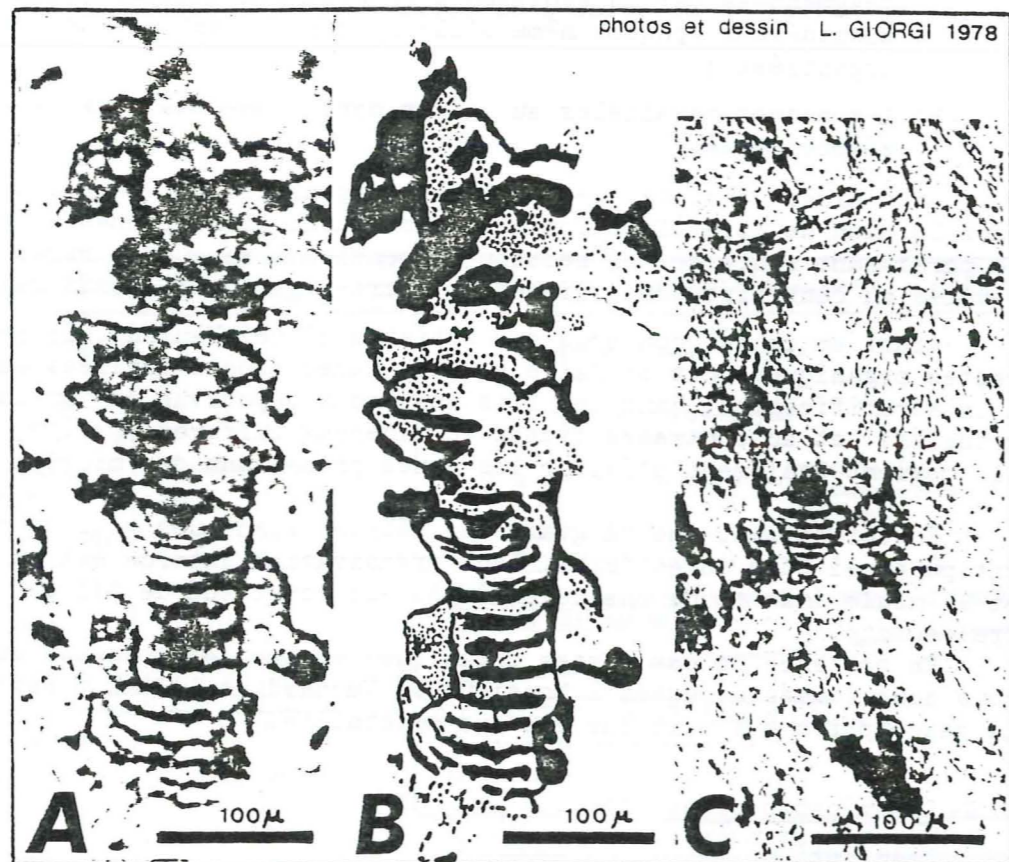


Fig. 52 - Réitlingérellides cambriens des schistes d'Huez-Vaujany
A. Section longitudinale ; B. Reproduction schématique du même individu ; C. Section entourée par la gangue.

Remarques

Les Réitlingérellides alpins sont conservés dans des sédiments originellement argilo-sableux, alors que leurs homologues sibériens proviennent de calcaires bitumineux. La paroi de ces derniers, calcaire et microgranulaire, est recristallisée. La paroi des Réitlingérellides alpins ne comporte pas de parties organiques transformées, architecturées de façon suffisamment solide, puisqu'elle n'a pas résisté à une macération à l'acide fluorhydrique qui a dissout le moule interne de nature siliceuse. Il est difficile de comprendre comment et pourquoi les micro-organismes cambriens des Alpes ont été préservés dans des schistes métamorphiques. Le phénomène doit être très particulier, car nous n'en connaissons guère d'exemples dans des roches de ce type et de cet âge. En effet, les micro-fossiles du Précambrien sont surtout extraits de cherts silicifiés et les roches métamorphiques n'ont livré, jusqu'à présent, que des éléments conservés en matière organique, comme des Acritarches.

3- Réflexions sur le milieu de dépôt

Si l'on se réfère aux travaux d'auteurs soviétiques (E.A. Reitlinger 1948, A.G. Vologdin 1958...), on constate que le milieu de dépôt des Réitlingérellides est carbonaté. Toutes les recherches antérieures n'ont porté que sur les niveaux carbonatés du Paléozoïque.

La découverte de Réitlingérellides dans ces schistes d'Huez-Vaujany conduit à penser que ces organismes peuvent s'adapter à un environnement argilo-sableux et à conseiller aux chercheurs intéressés à ne pas limiter leurs investigations aux formations carbonatées.

En tout cas, le calcaire cristallin interstratifié dans les schistes d'Huez-Vaujany n'a fourni aucun débris organique. On peut en conclure, soit que les Réitlingérellides alpins avaient des conditions de vie différentes de celles de leurs homologues sibériens, soit qu'elles ont pu également se développer lors de l'épisode carbonaté de la série des schistes d'Huez-Vaujany, mais que lors du métamorphisme général la recristallisation plus facile de la calcite les a fait disparaître.

En définitive, du fait qu'à l'origine les schistes d'Huez-Vaujany étaient faits d'une alternance de pélites plus ou moins fines, de niveaux détritiques grossiers, d'un (au moins) banc calcaire, on peut en déduire que le milieu de dépôt devait être vaseux à dominante terrigène avec des épisodes calmes relativement plus profonds où une sédimentation, soit argileuse, soit carbonatées, s'est effectuée.

Tout semble indiquer, ici, un milieu peu profond, sous une faible tranche d'eau. La présence de matière organique (transformée en graphite) et de sulfures synsédimentaires sembleraient démontrer que ce milieu était réducteur.

III - LES AGES GEOCHRONOLOGIQUES

Nous donnons ici les résultats de deux mesures d'âges obtenues au spectromètre de masse de Clermont-Ferrand, suivant la méthode au strontium (M. Bonhomme et al., 1963).

Biotite du granite rose (granite du Clapier) : x = 893,10 ; y = 308,63 - GR 74

Age obtenu : 319 ± 9 millions d'années.

Biotite du granite gris (granite du Rochail) : x = 893,90 ; y = 306,00 - GR 73

Age obtenu : 327 ± 16 millions d'années.

Les constantes de calcul sont :

$^{87}_{Rb} = 0,2785$ pour un atome de Rubidium normal ;

$^{87}_{SR} = 0,0702$ pour un atome de Strontium normal ;

$^{87}_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (Flynn et Glendenin, 1959).

Les valeurs trouvées, replacées dans l'échelle de F.W.B. VAN EYSINGA (Géological time table, 3rd Edition, 1975) indiquent un âge namurien.

Deux âges "plomb total" déterminés sur des zircons ont été effectués d'une part sur le granite (298 MA, Krummenacher et al. 1965), et d'autre part sur la syénite du Lauvitel (308 MA, Chessex et al. 1964). Ces âges, bien que plus jeunes (Westphalien) sont comparables aux précédents.

Ces quelques datations, relativement anciennes sur le granite du Rochail, ont été également obtenues par la suite sur de nombreux autres granites des massifs cristallins externes. Tout ces âges témoignent d'un épisode hercynien de mise en place de très nombreux granites intrusifs. Ils ne peuvent en rien contribuer à établir une chronologie des terrains qu'ils recourent.

IV - LE CONGLOMERAT DU COL DU SABOT

Ce conglomérat est constitué de galets centimétriques et décimétriques de nature variée, ainsi que d'éléments anguleux, le tout étant soudé par un ciment quartzo-feldspathique très grossier.

1 - Galets

L'inventaire pétrographique effectué est en général le suivant :

- . galet de schiste métamorphique identique à ceux d'Huez-Vaujany ;
- . galet de gneiss inconnu dans le massif des Grandes Rousses ;
- . galet de roche volcanique analogue au faciès de bordure du granite de la Fare et aux roches volcaniques du Dôme des Petites Rousses ;
- . galet de granite dont l'origine ne peut être précisée en raison du nombre de massifs granitiques situés de part et d'autre du col du Sabot ;
- . galet de schiste noir très tendre ;
- . galet de gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin.

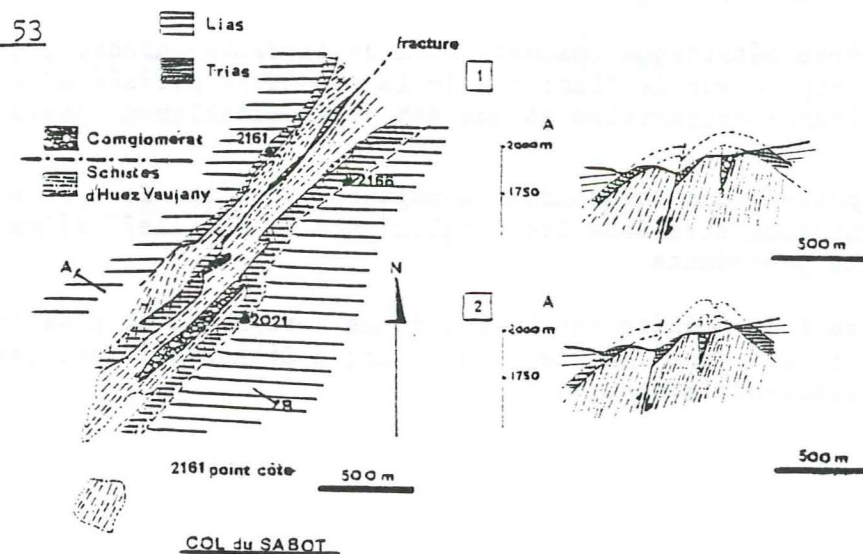
2 - Éléments anguleux

Il s'agit de :

- . quartz blancs, vert clair...
- . feldspaths, soit automorphes centimétriques, soit souvent cassés, formant des petites lentilles analogues à ce que l'on peut observer dans les brèches immédiatement, en dessous des dolomies triasiques et reposant sur les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin.

Considéré jusqu'à présent comme partie intégrante de la série des schistes d'Huez-Vaujany, ce conglomérat ne peut plus être assimilable à un niveau détritique grossier au sein de cette formation schisteuse (fig. 53).

Fig. 53



En effet, il est inconcevable de voir, d'une part les schistes métamorphiques d'Huez-Vaujany en galets parfaitement usés sous forme de niveaux interstratifiés dans la formation, d'autre part les faciès intrusifs dans certaines formations d'âge paléozoïque inférieur (dont les schistes d'Huez-Vaujany font partie) également en galets bien usés et donc transportés. Ainsi ce conglomérat remanie l'ensemble des faciès affleurant dans le massif des Grandes Rousses qu'ils soient métamorphiques ou magmatiques.

En outre, alors que les schistes d'Huez-Vaujany sont affectés de plis isoclinaux et d'une légère schistosité de flux, les galets du conglomérat inclus dans ceux-ci sont indemnes de toute déformation (ni aplatissement, ni étirement...).

Il paraît donc plus logique, soit d'attribuer un âge houiller à ce conglomérat, soit d'en faire un équivalent plus élaboré de la brèche anté-triasique, laquelle comporte d'ailleurs certains éléments parfaitement arrondis.

Qu'il s'agisse de l'un ou l'autre cas et bien que les phases tectoniques fini-hercyniennes et/ou alpines aient "accordé" conglomérat et schistes d'Huez-Vaujany, une discordance stratigraphique existe à la base de ce conglomérat du col du Sabot.

V - CONCLUSIONS

Dans le massif des Grandes Rousses il existe :

. Un complexe volcano-sédimentaire d'âge paléozoïque inférieur qui possède une structuration majeure, visible, SO_I , PO_I antérieure à l'intrusion du granite du Rochail et au dépôt du Houiller.

. Une série détritique (micaschistes de la Haute-Sarenne), d'âge encore inconnu qui repose sur le flanc est de la structure plissée affectant le complexe volcano-sédimentaire et qui est vraisemblablement postérieure au dépôt de ce complexe.

Elle possède une structuration majeure, visible, S_{II} P_{II} anté-houillère (galets de micaschistes dans les conglomérats du Houiller) géométriquement voisine de la précédente.

. Un massif de granite (Rochail), d'âge hercynien, et plus précisément namurien, intrusif dans les gneiss de Bourg d'Oisans qui font partie du complexe volcano-sédimentaire.

CHAPITRE VIII

ETUDE GEOCHIMIQUE

I - GEOCHIMIE DES TERRAINS VOLCANO-SEDIMENTAIRES METAMORPHIQUES DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

II - APPROCHE GEOCHIMIQUE DU GRANITE DU ROCHAIL

GEOCHIMIE

I - GEOCHIMIE DES TERRAINS CRISTALLINS DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

1- Les éléments majeurs - Généralités

"Les caractères chimiques d'une roche reflètent les proportions des divers minéraux qui la constituent (point de vue statique) et l'évolution chimique dans une série ou séquence évolutive, reflète l'évolution minéralogique (point de vue dynamique)", H. de la Roche, 1971.

Sur le versant occidental du massif des Grandes Rousses, nous avons montré l'existence d'une succession compréhensive de terrains métamorphiques d'origine volcano-sédimentaire. L'hétérogénéité des faciès pétrographiques observés (méta volcanites, métagrauwackes...) conduit à utiliser des diagrammes permettant l'étude simultanée des roches d'origine ignée et des roches sédimentaires. En effet, si l'on considère les roches volcano-sédimentaires comme une variété de roches sédimentaires dont les éléments (volcanoclastes) proviennent des roches volcaniques, il existera nécessairement une évolution du pôle volcanique vers le pôle sédimentaire. L'étalement de l'évolution sera fonction des échantillons et du type de diagramme.

Légende des diagrammes de géochimie pour les roches métamorphiques

- ☆ gneiss à biotite-muscovite grenat)
- ★ amphibolite) gneiss de Bourg d'Oisans
- × schiste)
- amphibolite) schistes d'Huez-Vaujany
- ◎ gneiss amphibolique)

- ⊕- gneiss amygdalo-oeillé)
- + métavolcanite acide interstratifiée)
- ⊕ métavolcanite à grenat et tourmaline)
- métavolcanite du Dôme des Petites Rousses) Unité de l'Alpetta
- gneiss à mégacristsaux de feldspath alcalin) et
- ⚡ gneiss à amphibole et/ou biotite sphène) Unité du lac Blanc
- × shale et métagrauwacke)

2- Recherche des survivances géochimiques dans les terrains métamorphiques du versant occidental du massif des Grandes Rousses

2a- Les gneiss de Bourg d'Oisans, les schistes d'Huez-Vaujany, l'unité de l'Alpetta et les schistes Chavannus, l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc

.Diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na et K. d'après H. de la Roche (1968) - AL/3-Na, AL/3-K.

.Triangle des silico-aluminates d'après de la Roche (1965) Na_2O , K_2O , MgO

L'Unité de l'Alpetta et les schistes du Chavannus (Diagrammes 1 et 1', pages 115 et 116).

⊕- Les gneiss amygdalo-oeillés font partie du domaine igné. Ils pourraient correspondre à des porphyroïdes (métarhyolites porphyriques) ou à un ancien horizon volcano-sédimentaire acide.

□ Les gneiss à mégacristsaux de feldspath alcalin enracinés dans le domaine igné évoluent vers le domaine des arkoses. Cette évolution prouve l'existence d'un phénomène secondaire qui se surimpose à un matériel vraisemblablement d'origine ignée. L'enrichissement en potassium (feldspath potassique) est compensé par un appauvrissement en sodium, la teneur en alumine restant constante.

× Les schistes du Chavannus se situent dans le domaine des shales.

L'Unité volcanosédimentaire du lac Blanc (Diagrammes 2 et 2' p. 115 et 116).

⊕- Le faciès moyen du niveau repère de gneiss amygdalo-oeillés est comparable à celui de l'unité de l'Alpetta. Il appartient toujours au domaine igné, et pourrait correspondre à une rhyolite porphyrique ou à un horizon volcano-sédimentaire acide.

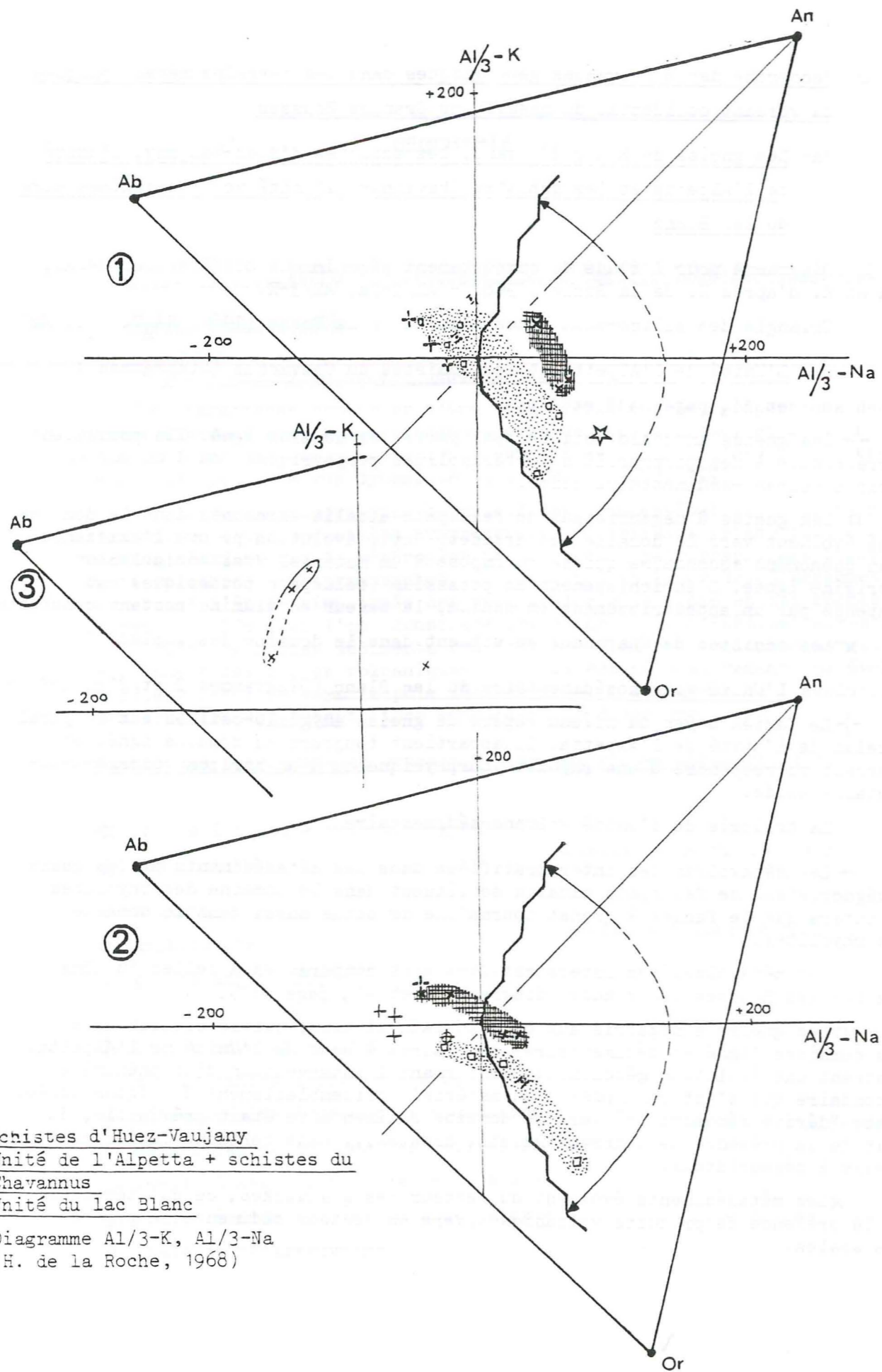
La trilogie de l'unité volcano-sédimentaire

+ Les métavolcanites interstratifiées dans les métasédiments et les gneiss à mégacristsaux de feldspath alcalin se situent dans le domaine des rhyolites. On notera que le faciès à grenat tourmaline se situe aussi dans le domaine des rhyolites.

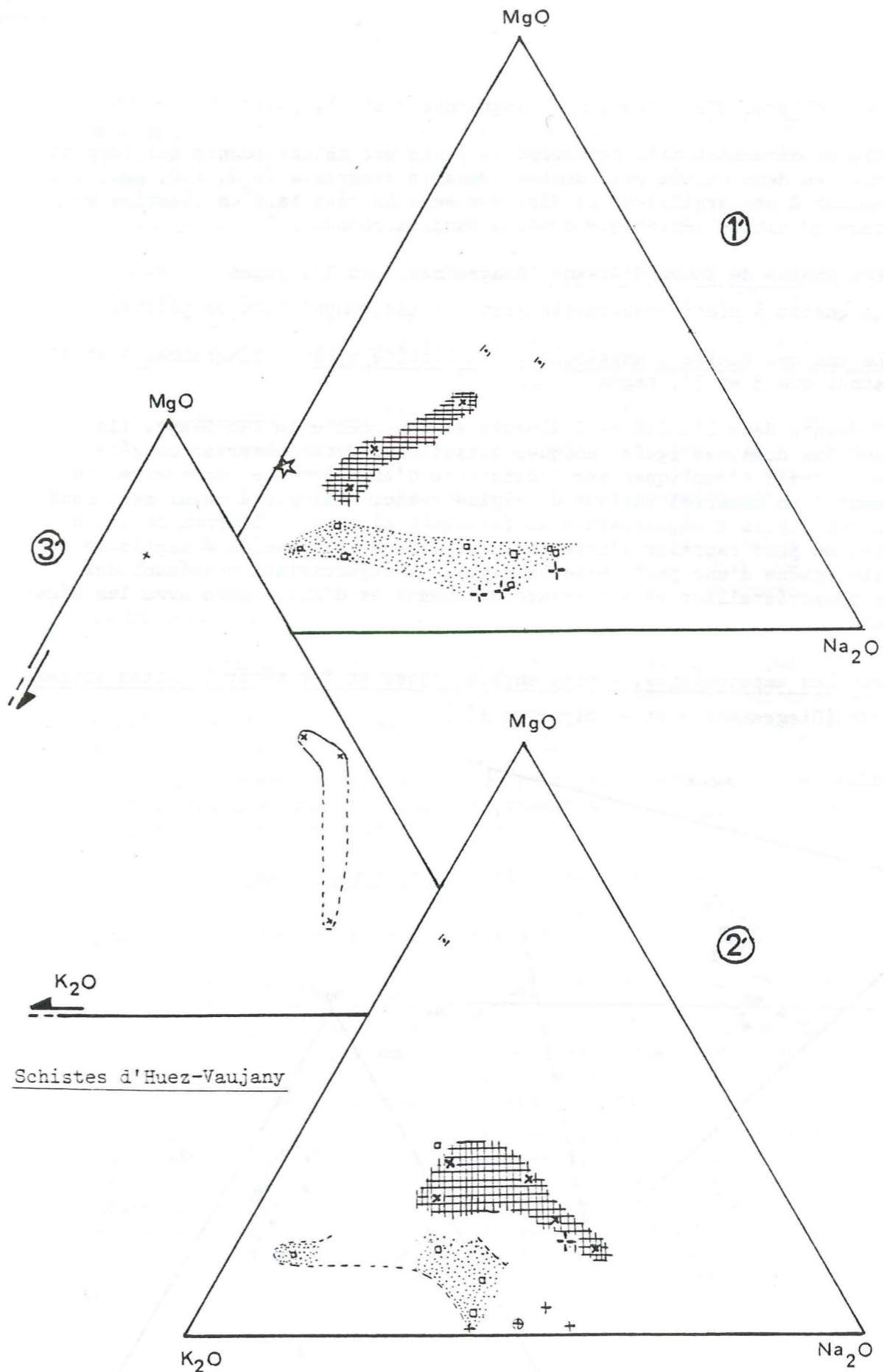
Ces métavolcanites interstratifiées sont comparables à celles du dôme des Petites Rousses (voir aussi diagramme 4 et 4', page 117).

□ Les gneiss à mégacristsaux de feldspath alcalin, qui se situent dans des domaines (igné et sédimentaire) similaires à ceux de l'Unité de l'Alpetta, montrent une évolution géochimique confirmant l'intervention d'un phénomène secondaire qui s'est surimposé à un matériel vraisemblablement d'origine ignée. Cette "dérive géochimique" vers le domaine sédimentaire était prévisible, du fait de la présence de nombreux galets, clastes... dans certains faciès de gneiss à mégacristsaux.

× Les métasédiments évoluent du secteur des grauwackes, ce qui témoigne de la présence de produits volcaniques, vers un secteur sédimentaire proche des shales.



• Schistes d'Huez-Vaujany
 • Unité de l'Alpetta + schistes du
 Chavannus
 • Unité du lac Blanc
 Diagramme Al/3-K, Al/3-Na
 (H. de la Roche, 1968)



Schistes d'Huez-Vaujany

Unité de l'Alpetta + schistes du Chavannus, Unité du lac Blanc
 Diagramme Na₂O, K₂O, MgO
 H. de la Roche (1965)

Les schistes d'Huez Vaujany (Diagrammes 3 et 3', pages 115 et 116)

✕ Ils se détachent très nettement du champ des métasédiments qui forment une partie des deux unités précédentes. Dans le diagramme Na₂O, K₂O, MgO, ils correspondent à des argilites qui dérivent vers le pôle Na₂O² en fonction du pourcentage d'albite détritique contenu dans la roche.

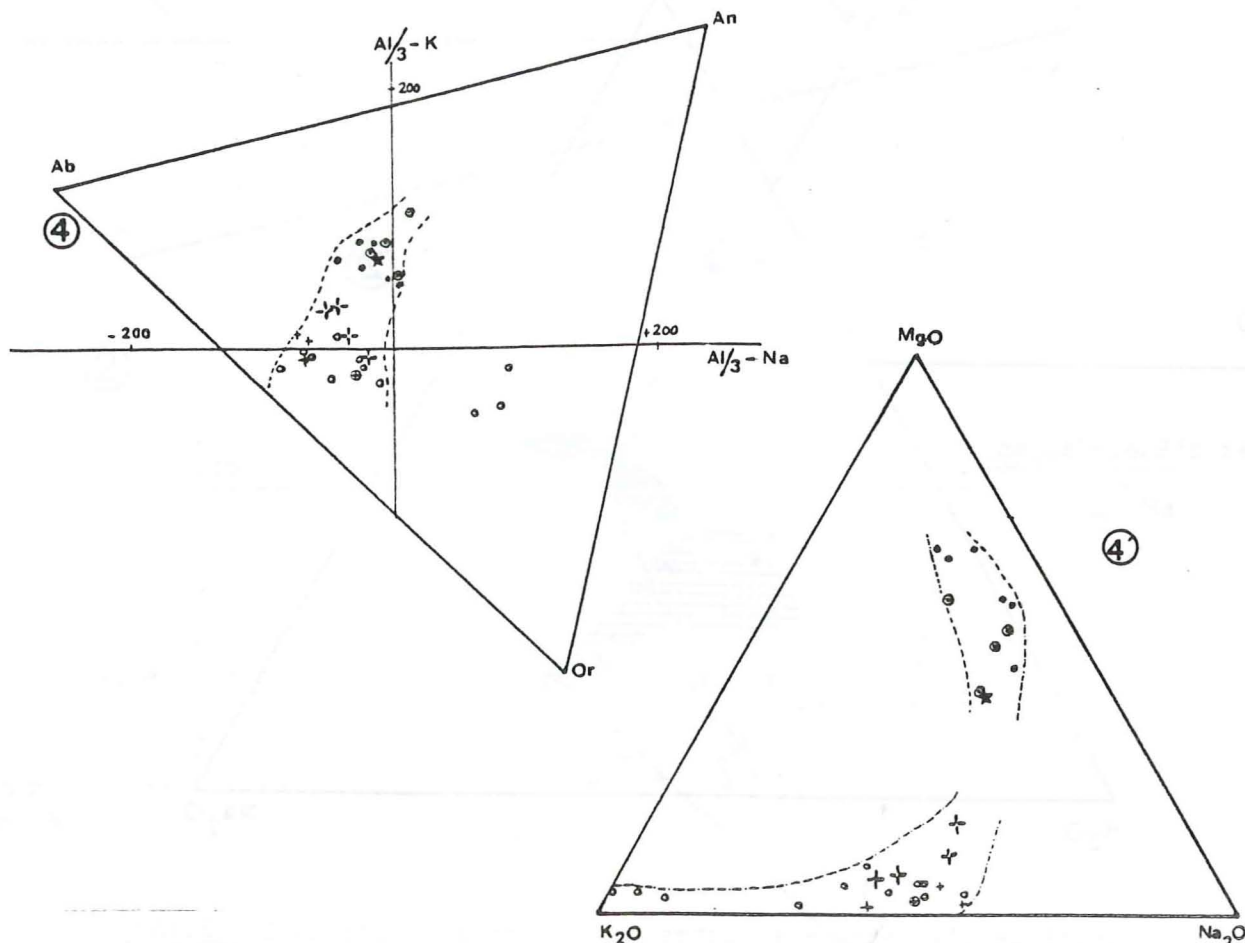
Les gneiss de Bourg d'Oisans (Diagrammes 1 et 1', pages 115 et 116)

★ Le gneiss à biotite-muscovite grenat a une composition de pélite.

Le cas des faciès à amphibole et/ou biotite sphène (diagrammes 1 et 1' ainsi que 3 et 3', pages 115 et 116)

✎ Présents dans l'unité de l'Alpetta et dans celle du lac Blanc, ils s'écartent des domaines ignés basiques classiques. Cette observation géochimique pourrait s'expliquer par l'existence d'un phénomène secondaire, se surimposant à un matériel basique d'origine ortho, analogue à celui mentionné à propos des gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin. A l'appui de cette hypothèse, on peut rappeler l'association intime de ces faciès à amphibole et/ou biotite sphène d'une part, avec les gneiss à mégacristaux possédant des éléments polycristallins et des granoclassesments et d'autre part avec les méga-grauwackes.

2b- Les amphibolites, gneiss amphiboliques et les métavolcanites acides (Diagrammes 4 et 4' ci-dessous)



● ◎ ★ Les amphibolites et les gneiss amphiboliques interstratifiés dans les schistes d'Huez-Vaujany, ainsi que l'amphibolite associée aux gneiss de Bourg d'Oisans, se situent dans un domaine igné basique. Ces roches basiques possèdent, d'après les diagrammes 4 et 4', une origine ortho. Elles pourraient correspondre à d'anciens basaltes ou à des tufs basiques.

○ + ✎ Les métavolcanites du dôme des Petites Rousses se situent dans le domaine des rhyolites. Leurs caractères géochimiques sont comparables à ceux des métavolcanites en petites bancs interstratifiés dans l'unité du lac Blanc. La position des gneiss amygdalo-oeillés coïncide avec celle des métavolcanites précédentes. Il en est de même pour le faciès à grenat et tourmaline.

Diagramme de Kuno (Na₂O + K₂O - SiO₂) (diagramme 5, page 119).

Les roches basiques d'origine ortho se situent dans l'ensemble à la base du champ du domaine alcalin. La composition de ces roches étant très proche de celle des basaltes on peut raisonnablement admettre l'existence d'un magmatisme basique alcalin.

Liés ou non à ce dernier (existence d'un hiatus entre 58 et 66 % de SiO₂) les métavolcanites acides se situent dans un secteur mal défini, la dispersion des points selon l'ordonnée peut s'expliquer par un phénomène de dilution dû à la richesse en SiO₂.

Diagramme de Fontelles (Al₂O₃-SiO₂) (diagramme 6 page 119).

Les roches basiques d'origine ortho ne semblent pas dériver d'un magma tholéitique ni calco-alcalin (Al₂O₃ voisin de 13 %, pour SiO₂ inférieur à 50 % et Al₂O₃ voisin de 19 % pour SiO₂ voisin de 52 %).

Les métavolcanites acides ne sont pas déterminantes car elles s'alignent dans un domaine commun à celui des magmas alcalin et calco-alcalin. Elles excluent le domaine tholéitique.

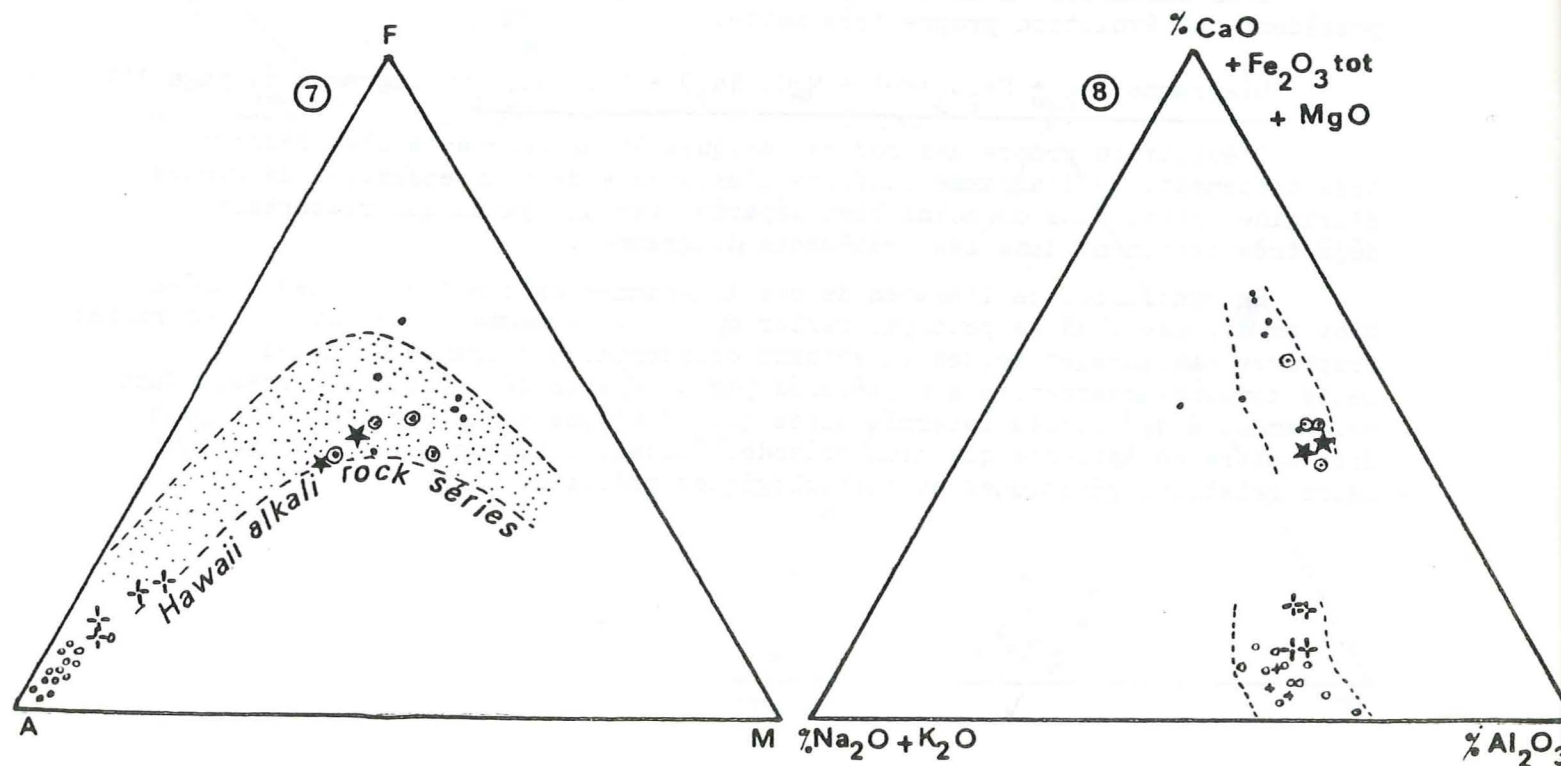
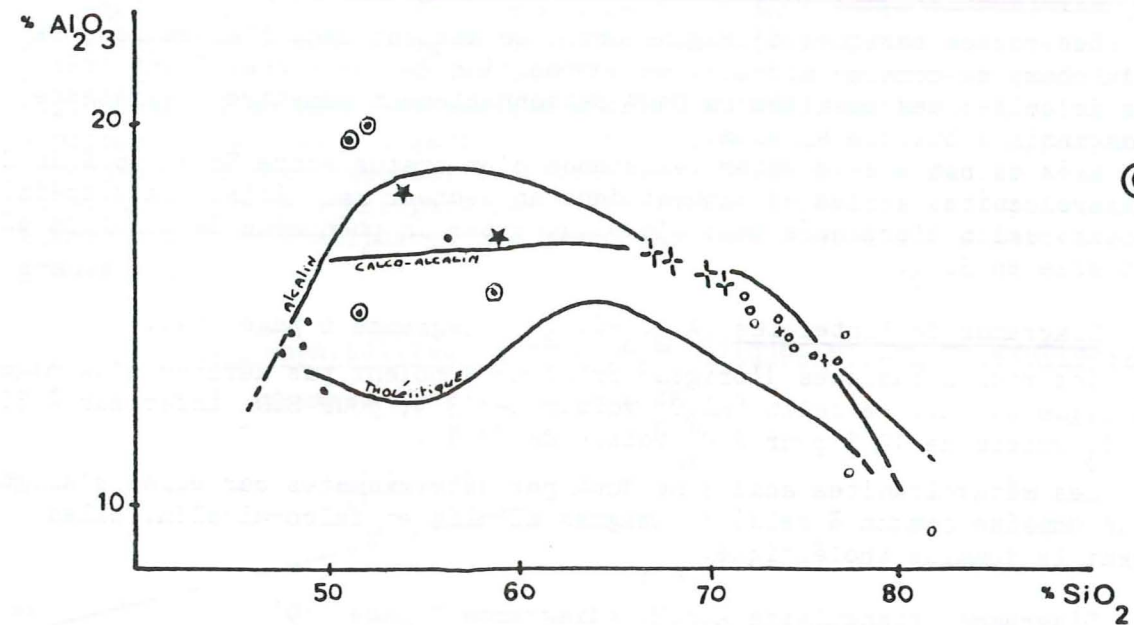
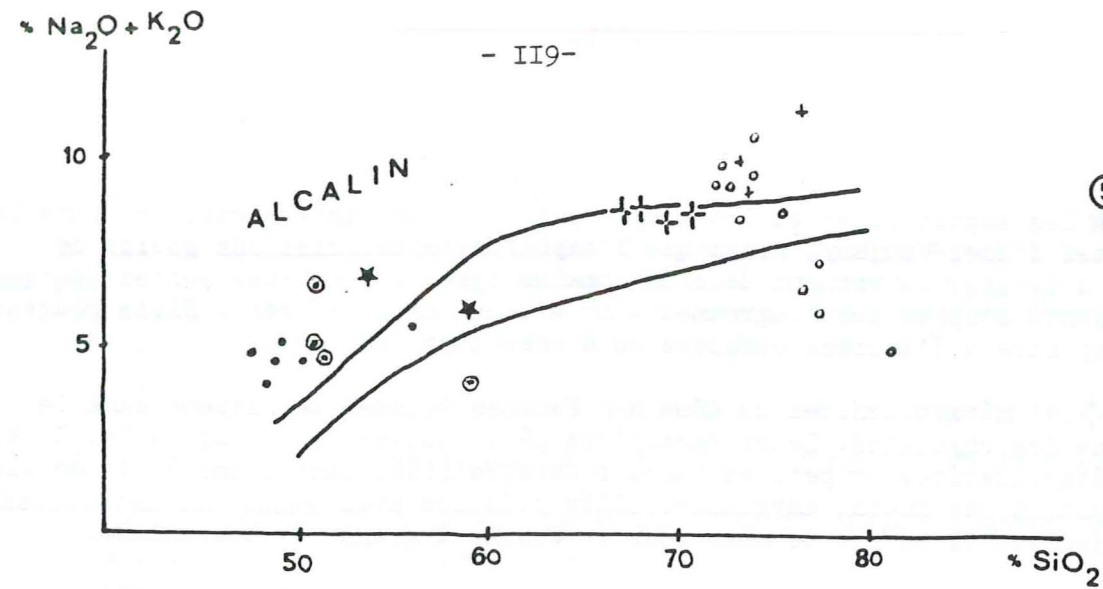
Diagramme triangulaire A.F.M. (diagramme 7 page 119)

Deux ensembles (l'un acide, l'autre basique) s'individualisent, ils possèdent une évolution propre très nette.

Diagramme CaO + Fe₂O₃ total + MgO, Na₂O + K₂O, Al₂O₃ (diagramme 8, page 119).

L'évolution propre des roches basiques et des roches acides ressort très nettement. Ce diagramme confirme l'existence de deux ensembles de roches d'origine ortho, plus ou moins bien séparés par un hiatus qui ressortait déjà très nettement dans les précédents diagrammes.

En conclusion de l'examen de ces diagrammes et compte-tenu des données dont on dispose, on ne peut pas parler du (ou des) magma(s) parent (s) des roches éruptives basiques et acides du versant occidental des Grandes Rousses. Leurs domaines respectifs sont séparés par un hiatus géochimique correspondant évidemment à des faciès intermédiaires qui n'ont pas été observés. On ne peut donc mettre en évidence que deux épisodes volcaniques, sans dire quelles sont leurs relations génétiques et chronologiques précises.



Pour les gneiss de Bourg d'Oisans, nous avons reporté une analyse faite par J. L. Verjeat, 1979, sur un gneiss amphibolique.

Sur le terrain, on observe une simple juxtaposition de métavolcanites basiques (gneiss amphiboliques, amphibolites) et acides (gneiss amygdalo-oeillés) dans les zones de bordures, d'une part entre les schistes d'Huez-Vaujany et l'unité de l'Alpetta et d'autre part entre les schistes d'Huez-Vaujany et l'Unité du lac Blanc.

L'activité volcanique paléozoïque inférieur est donc caractérisée par un épisode basique moyennement alcalin et un autre acide alcalin et potassique.

2c- La symétrie géochimique des roches d'origine ortho du versant occidental du massif des Grandes Rousses ; études géochimiques comparatives

L'étude cartographique et structurale ayant montré l'existence d'une structure (synforme ou antiforme) déversée vers l'Ouest, nous avons comparé, à l'aide du tableau, page 121 et de la coupe situant la succession des niveaux repères, le flanc ouest et le flanc est.

La comparaison des chiffres bruts de la moyenne des analyses des niveaux repères et de la composition minéralogique approchée (permettant de lui attribuer un nom international I.U.G.S.*; International Union of Geological Sciences) est particulièrement instructive. Les teneurs en SiO_2 , $Fe_2O_3 + MgO$, $Na_2O + K_2O$ sont très proches les unes des autres et la nature originelle des trois faciès est voisine.

Enfin, il a paru intéressant de comparer les moyennes de nos analyses de métavolcanites acides et basiques avec les moyennes d'analyses d'ignimbrites, de rhyolites alcalines, de porphyroïdes et de basaltes (voir tableau page 122).

Les roches basiques (amphibolites, gneiss amphiboliques) ont une composition géochimique assez voisine de la composition géochimique de basaltes prise dans la littérature. Les roches acides (métavolcanites) ont une composition géochimique tantôt rhyodacitique, tantôt rhyolitique à caractère alcalin.

2d- Conclusions (diagrammes 9 et 9' pages 124 et 125)

L'aperçu géochimique donné dans les pages précédentes permet de cerner l'origine des schistes cristallins du versant occidental du massif des Grandes Rousses.

1) Il y a à la fois des roches volcaniques basiques (amphibolites, gneiss amphiboliques tant dans les gneiss de Bourg d'Oisans que dans les schistes d'Huez-Vaujany) et des roches volcaniques acides (gneiss amygdalo-oeillés, métavolcanites diverses dans les unités de l'Alpetta et du lac Blanc).

2) On note la présence de grauwackes, évoluant vers les shales en association avec les roches volcaniques acides.

3) Dans les schistes d'Huez-Vaujany, des argilites témoins d'une sédimentation fine, sont associées à des niveaux de roches volcaniques basiques.

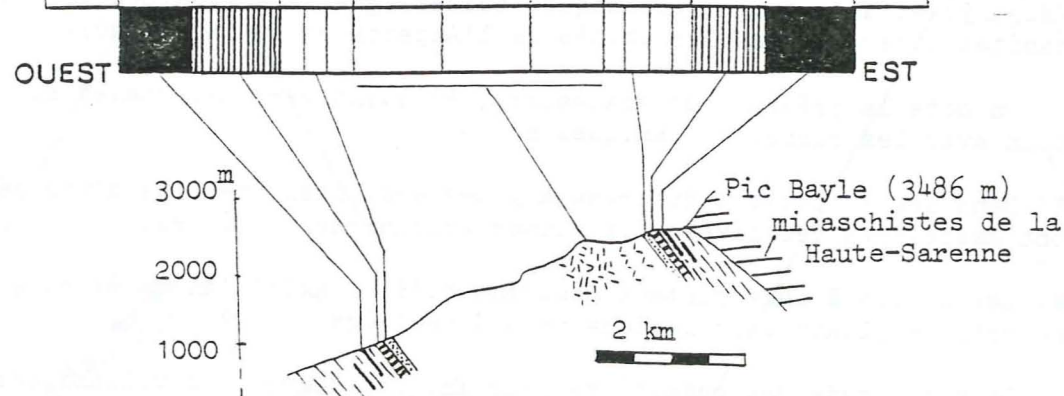
4) Les gneiss à mégacristaux montrent qu'il s'agit d'un matériel grossier, d'origine ortho évoluant vers le domaine sédimentaire.

5) La similitude des caractères géochimiques des roches volcaniques des flancs ouest et est de la structure plissée mise en évidence dans le chapitre structural confirme cette dernière.

* I.U.G.S. (voir annexe 3).

Le massif des Grandes Rousses

IUGS	⑨		③b		②		③b		⑨		IUGS
	LATITE BASALTE		RHYOLITE RHYODACITE		RHYOLITE ALCALINE	RHYOLITE RHYODACITE		LATITE BASALTE			
Moyenne de	3	2	3	8	3	3	1	2	1	Moyenne de	
SiO ₂	49.03	51.63	68.52	73.67	79.24	74.49	68.03	55.31	49.30	SiO ₂	
Al ₂ O ₃	13.70	19.72	16.55	14.09	12.49	14.21	16.65	15.32	13.82	Al ₂ O ₃	
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	12.53	7.73	1.84	0.31	0.41	0.57	2.42	8.61	13.33	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	
FeO	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	FeO	
MnO	0.22	0.10	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.17	0.24	MnO	
MgO	8.54	4.34	0.94	0.38	0.16	0.27	1.56	5.59	6.26	MgO	
CaO	7.46	6.02	1.43	0.64	0.00	0.38	0.78	5.68	5.74	CaO	
Na ₂ O	3.09	3.93	4.20	4.29	0.24	4.57	4.73	3.33	4.10	Na ₂ O	
K ₂ O	1.54	1.67	4.03	4.97	5.55	4.39	3.59	1.51	0.96	K ₂ O	
TiO ₂	1.39	1.14	0.29	0.30	0.24	0.16	0.46	0.95	2.40	TiO ₂	
P ₂ O ₅	0.16	0.29	0.13	0.10	0.04	0.03	0.10	0.21	0.35	P ₂ O ₅	
P.F.	1.91	2.32	1.06	0.80	1.29	0.57	1.60	2.83	3.38	P.F.	
Total	99.57	98.39	99.02	100.06	99.06	99.64	99.95	99.61	100.58	Total	



- amphibolites
- gneiss amygdalo ocellés
- gneiss amphiboliques
- métavolcanites acides

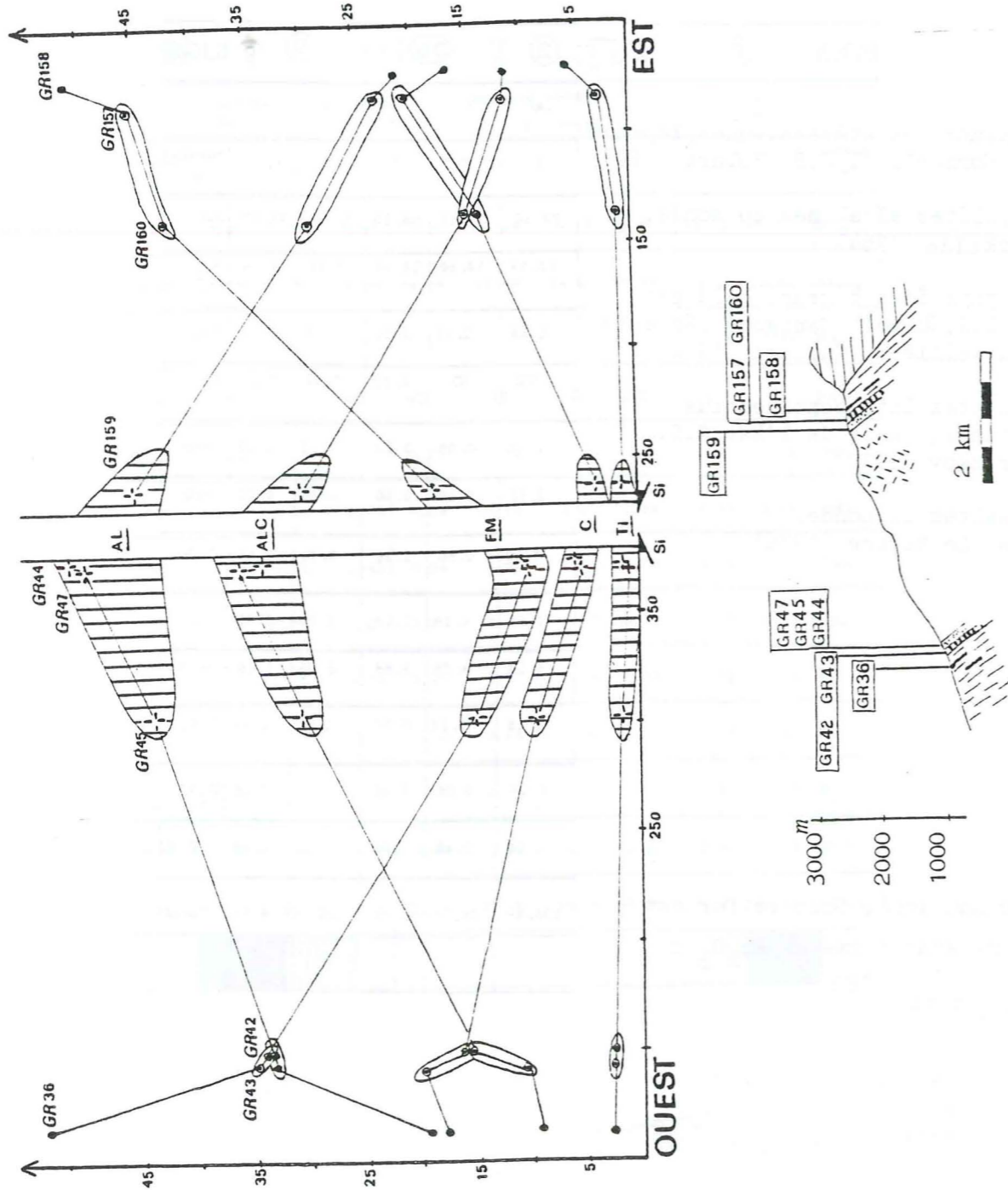
Quelques analyses dans le monde

- (a) ignimbrites stéphaniennes, Espagne N. Morre-Biot, J.P. Robert (1976).
- (b) rhyolites alcalines du monde, Nockolds (1954).
- (c) porphyroïdes à grand feldspath ocellé, Tuévol (Canigou) série de Canaveillé, G. Guitard (1970).
- (d) basaltes intracontinentaux actuels, Asie de l'Est G.S. Gorshkov (1970).
- (e) basaltes du monde, R.W. Le Maître (1976).

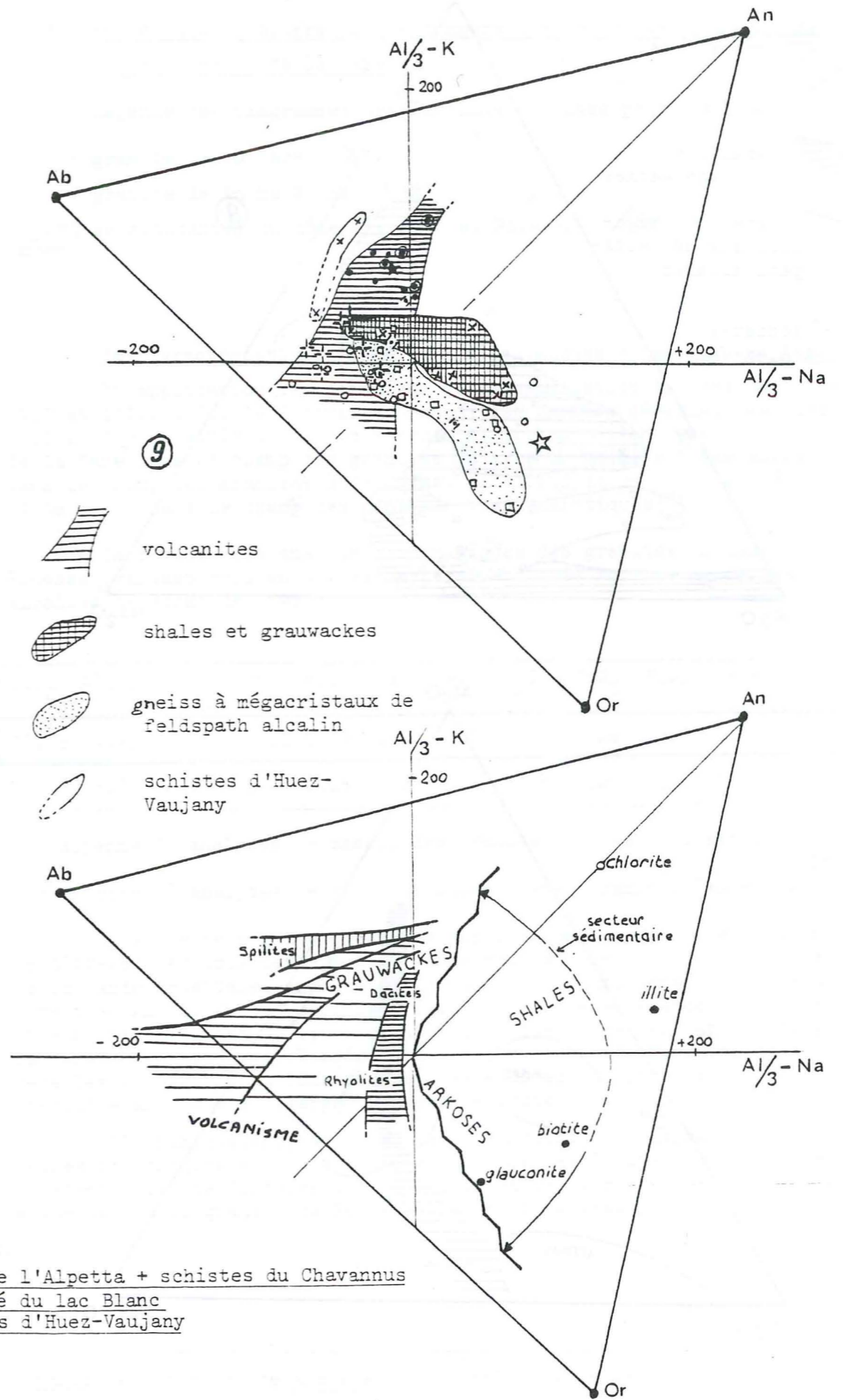
	②	③b		⑨		* IUGS
	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	
	4	?	3	6	3156	Moyenne de
	75,60	74,55	68,10	52,60	49,20	SiO ₂
	13,59	12,60	16,60	15,50	15,74	Al ₂ O ₃
	1,88	2,41	0,50	2,20	3,79	Fe ₂ O ₃
	ND	ND	2,90	7,80	7,13	FeO
	0,02	0,05	0,20	0,10	0,20	MnO
	0,52	0,10	0,40	6,60	6,73	MgO
	0,60	0,60	1,30	7,70	9,47	CaO
	0,58	4,15	3,10	3,70	2,91	Na ₂ O
	5,14	4,75	3,55	2,00	1,10	K ₂ O
	0,18	0,15	0,50	1,80	1,84	TiO ₂
	0,19	0,05	0,15	-	0,35	P ₂ O ₅
	2,10	0,65	1,30	-	1,38	P.F.
	100,49	100,06	98,60	100,00	99,84	Total

ND= FeO non dosé, tout le fer est alors sous forme de Fe₂O₃ = Fe₂O₃ total

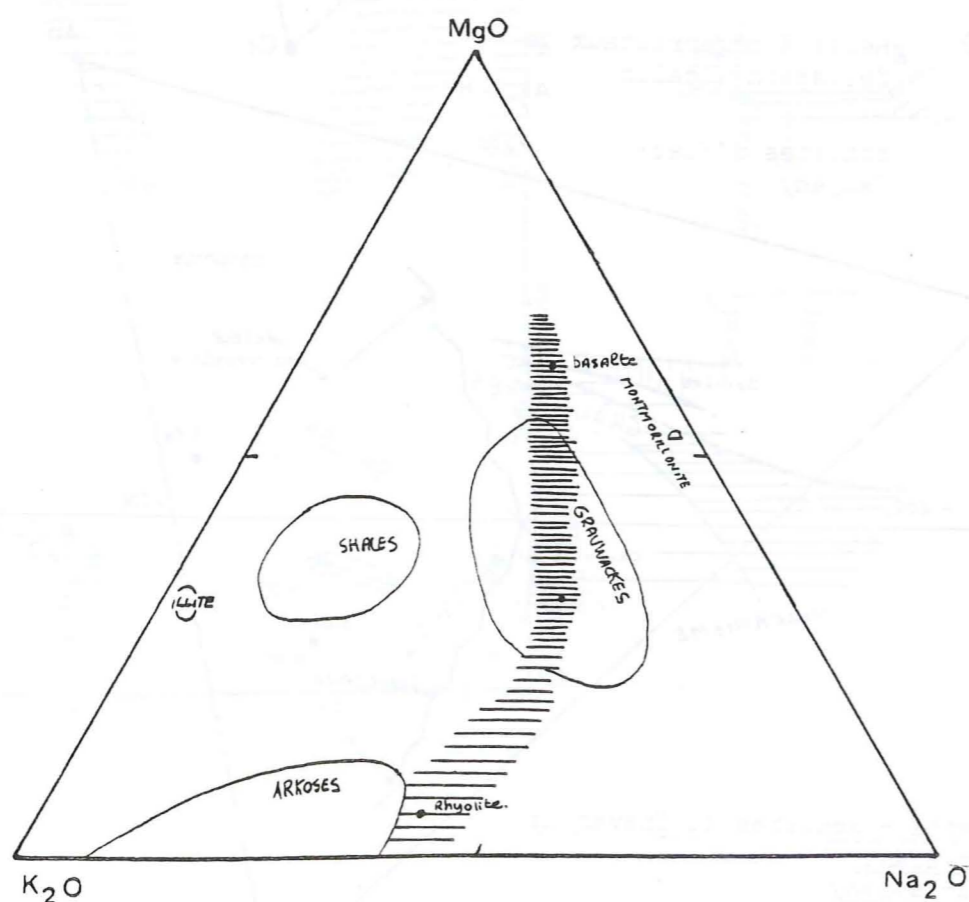
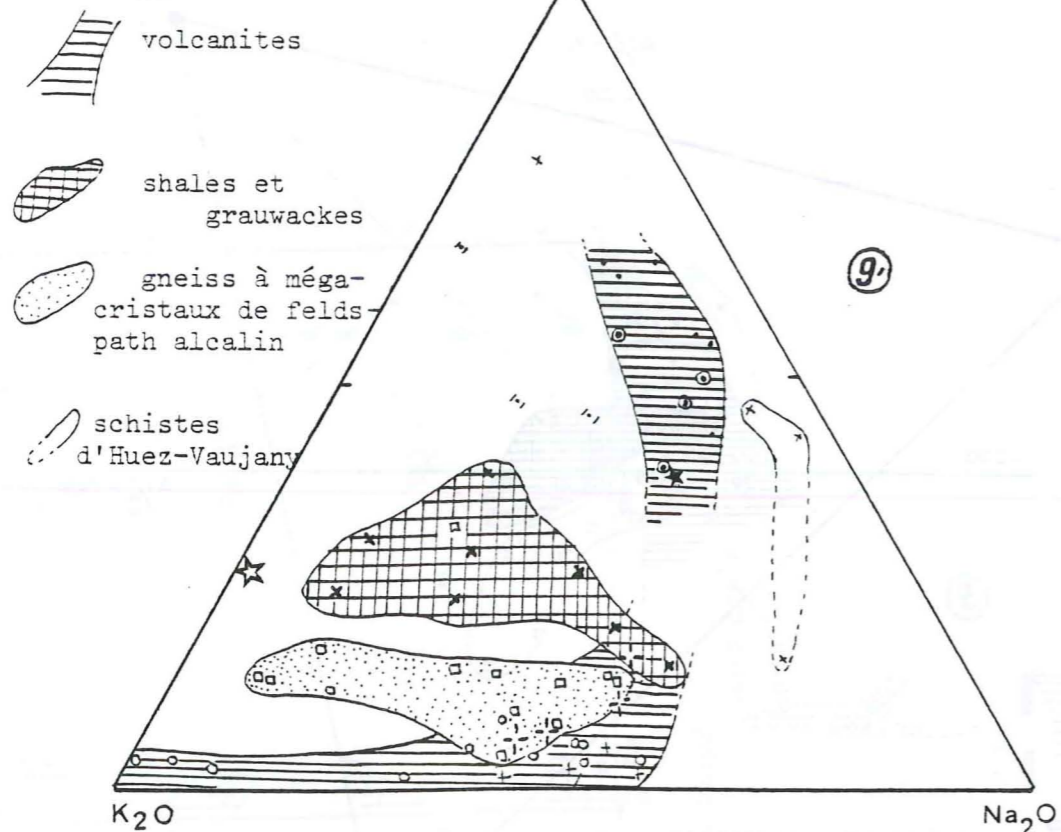
* I.U.G.S. : International Union of Geological Sciences (voir annexe 3)



Les paramètres de Niggli



Unité de l'Alpetta + schistes du Chavannus
et Unité du lac Blanc
Schistes d'Huez-Vaujany



Unité de l'Alpetta + schistes du Chevannus et Unité du lac Blanc
Schistes d'Huez-Vaujany

3 - Etude chimico-minéralogique comparative des roches plutoniques de Roche Noire et de la Fare

Légende des diagrammes de géochimie utilisés pour les granites

- granite de la Fare (✓LF)
- granite de Roche Noire (✓RN)
- ▨ métavolcanite du dôme des Petites Rousses (✓PR)

3a- Caractéristiques chimico-minéralogiques et variations quantitatives

En application des principes de classification énoncés par Streckeisen, 1967 et l'I.U.G.S., 1972 -voir annexe 3- les données géochimiques liées à celles d'ordre minéralogique classent les roches plutoniques de Roche Noire et de la Fare dans le champ des granites (3b) avec un terme extrême acide (% An < 5) dans le champ des granites à feldspath alcalin (2) et un terme extrême basique (% An < 20) dans le champ des monzodiorites quartziques (9).

La moyenne des analyses géochimiques des granites du massif des Grandes Rousses (versant occidental) est apparemment très voisine de celles des granites alcalins de Nockolds (1954).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	
73,73	14,43	1,06	0,02	0,55	0,47	3,49	5,18	0,26	0,07	0,83	100,08	a
73,85	13,75	2,08	0,05	0,25	0,70	3,50	5,15	0,20	0,15	0,43	100,13	b

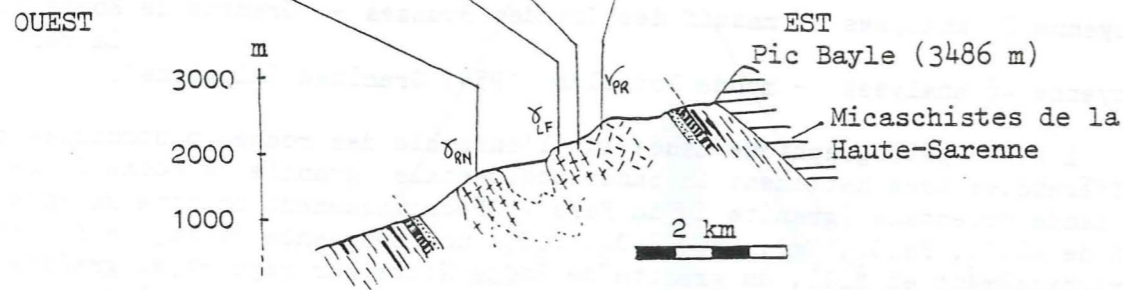
a : moyenne 21 analyses - massif des Grandes Rousses - Granite de Roche Noire + La Fare.
b : moyenne 48 analyses - monde Nockolds (1954) Granites "alcalins".

L'étude pétrographique menée sur l'ensemble des roches plutoniques permet de différencier très nettement la bande occidentale (granite de Roche Noire) de la bande orientale (granite de la Fare). Géochimiquement on note un appauvrissement de Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, une constance de Na₂O + K₂O et un enrichissement en SiO₂, du granite de Roche Noire par rapport au granite de la Fare. Une évolution identique s'observe aussi du granite de Roche Noire vers les volcanites du Dôme des Petites Rousses (à titre de comparaison un phénomène analogue s'observe en Mongolie (Mongol Tuva Province, East Tuva Belt)).

Géochimiquement, on note la consanguinité du magma à l'origine des roches plutoniques et des volcanites du Dôme des Petites Rousses. Des coupures existent mais une différenciation semble se dégager en direction du terme acide depuis le granite de Roche Noire (voir tableau page 127).

* par granites "alcalins" il faut entendre granites contenant du feldspath alcalin.

IUGS	③b		③b	②	③b	
Moyenne de	9	2236	7	9	3	3
SiO ₂	70,97	71,30	69,61	75,74	75,98	73,67
Al ₂ O ₃	15,40	14,32	15,22	13,57	14,12	14,09
Fe ₂ O ₃	1,55	1,21	2,01	0,68	0,72	0,81
FeO	ND	1,64	0,99	ND	ND	ND
MnO	0,01	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01
MgO	0,90	0,71	0,43	0,23	0,44	0,38
CaO	0,73	1,34	1,17	0,37	0,00	0,64
Na ₂ O	3,38	3,68	4,92	4,07	0,54	4,29
K ₂ O	5,20	4,07	5,23	4,52	7,13	4,97
TiO ₂	0,34	0,64	0,37	0,19	0,24	0,30
P ₂ O ₅	0,12	0,12	-	0,04	0,05	0,10
P.F.	0,36	0,77	-	0,56	1,24	0,30
Total	100,06	100,02		99,98	100,47	100,06
	a	c				b



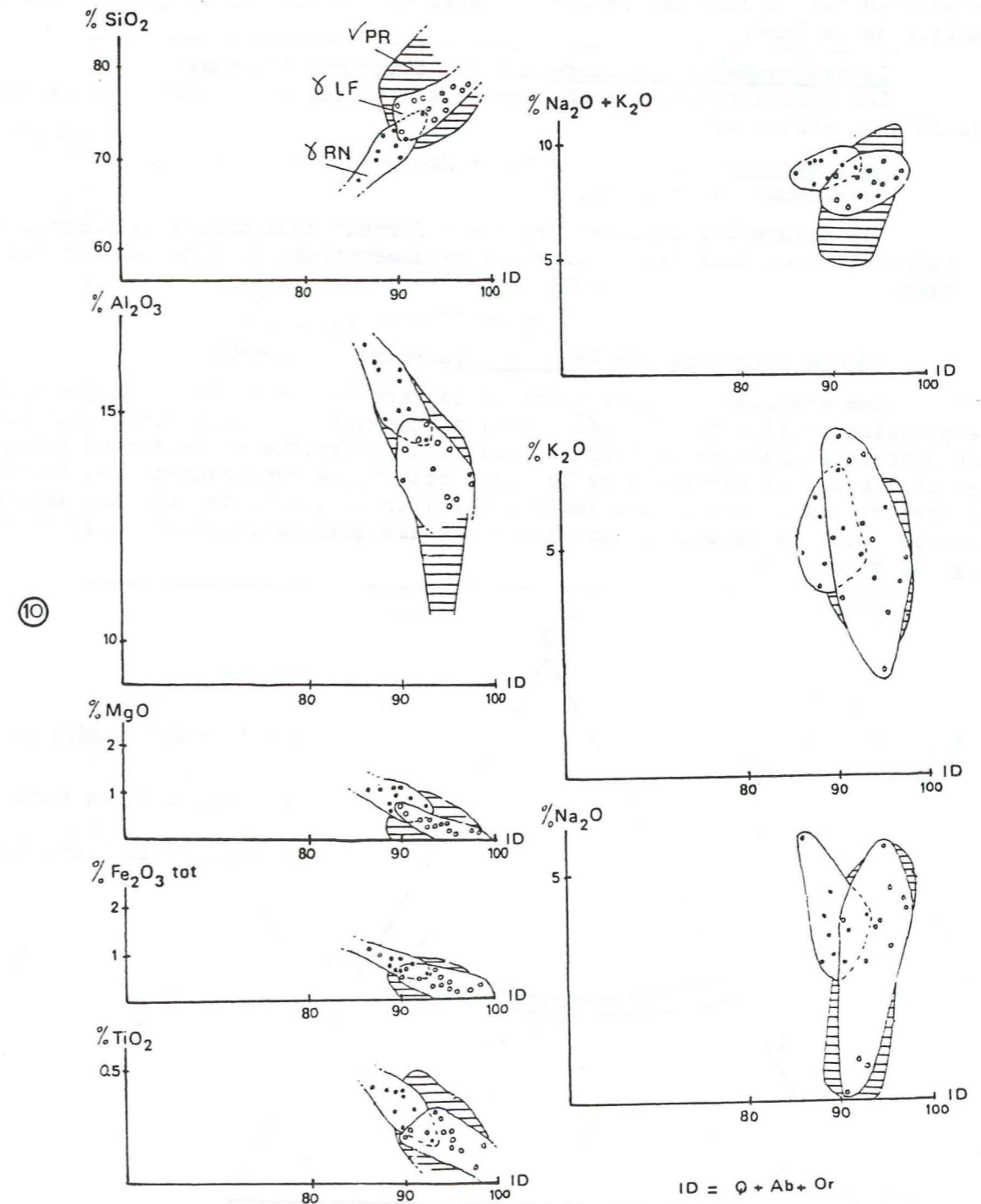
Granite de Roche Noire δ_{RN}
 Granite de la Fare δ_{LF}
 Métavolcanites du Dôme des Petites Rousses \sqrt{PR}

- a : granites du monde R.W. Lemaître (1976)
- b : rhyolites du monde R.W. Lemaître (1976)
- c : granites alcalins Mongol Tuva Province } East Tuva Belt A.S. Pavlenko 1963
- c' : rhyolites alcalines Mongol Tuva Province } in Sorensen 1974

Variation de la teneur des principaux éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation : ID : Q + Ab + Or + (Ne) (voir diagramme 10)

D'une manière générale le granite de la Fare et les métavolcanites du dôme des Petites Rousses sont sensibles au phénomène de dilution provoqué par l'abondance de silice qui se répercute sur l'alumine et les alcalins.

On constate une nette individualisation du granite de Roche Noire par rapport au granite de la Fare, dont le nuage de points se situe dans l'aire des métavolcanites. Il existe une progressivité marquée de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ tot, MgO et TiO₂ en fonction de l'indice de différenciation depuis le granite de Roche Noire vers le granite de la Fare.



ID = Q + Ab + Or

Le diagramme de Kuno ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) (diagramme 11 page 130)

Les analyses reportées forment deux nuages de points qui possèdent une zone commune. Chaque nuage représente un massif de granite. Celui du granite de la Fare chevauche l'aire des métavolcanites du dôme des Petites Rousses.

Le diagramme ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$) (diagramme 12, page 130)

Trois nuages de points se relaient (augmentation de la silice et baisse sensible de l'alumine) depuis le granite de Roche Noire vers les métavolcanites du dôme des Petites Rousses en passant par le granite subvolcanique de la Fare.

Le diagramme triangulaire A.F.M. (diagramme 13, page 130)

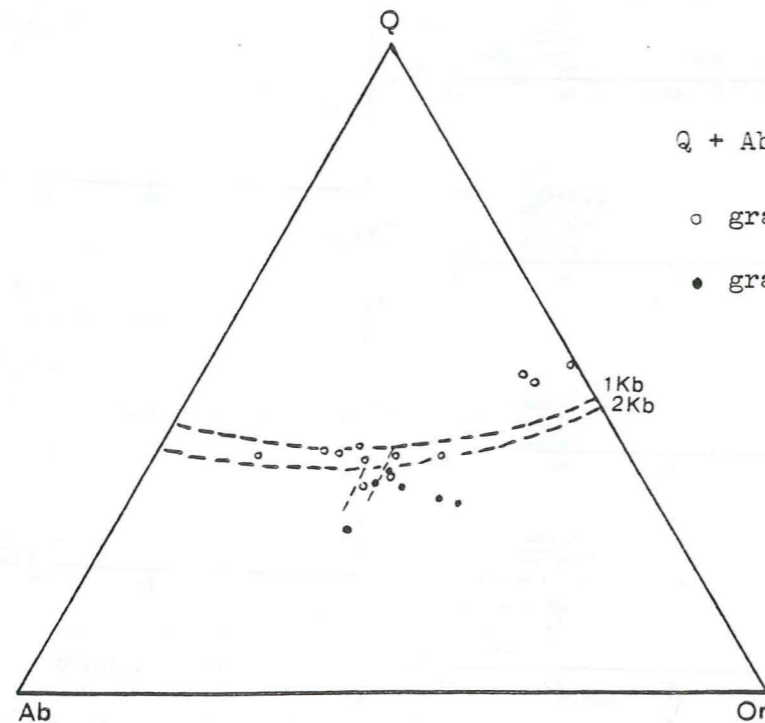
Les points représentatifs des deux granites se situent dans le champ des métavolcanites acides.

Le diagramme ($\text{CaO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot} + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$) (diagramme 14, page 130)

Ici encore les analyses reportées forment deux nuages de points, qui s'inscrivent tous deux dans l'aire des métavolcanites du dôme des Petites Rousses.

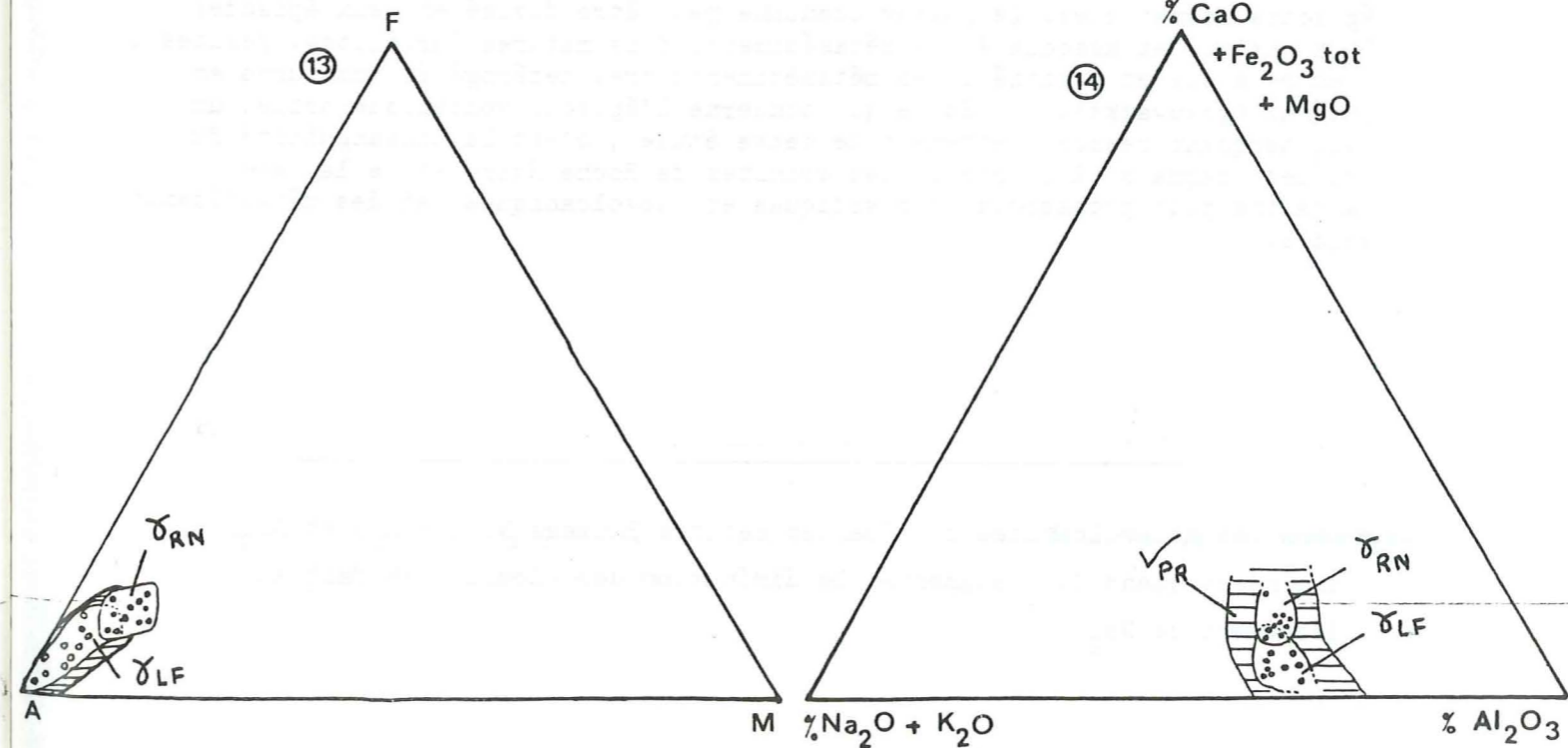
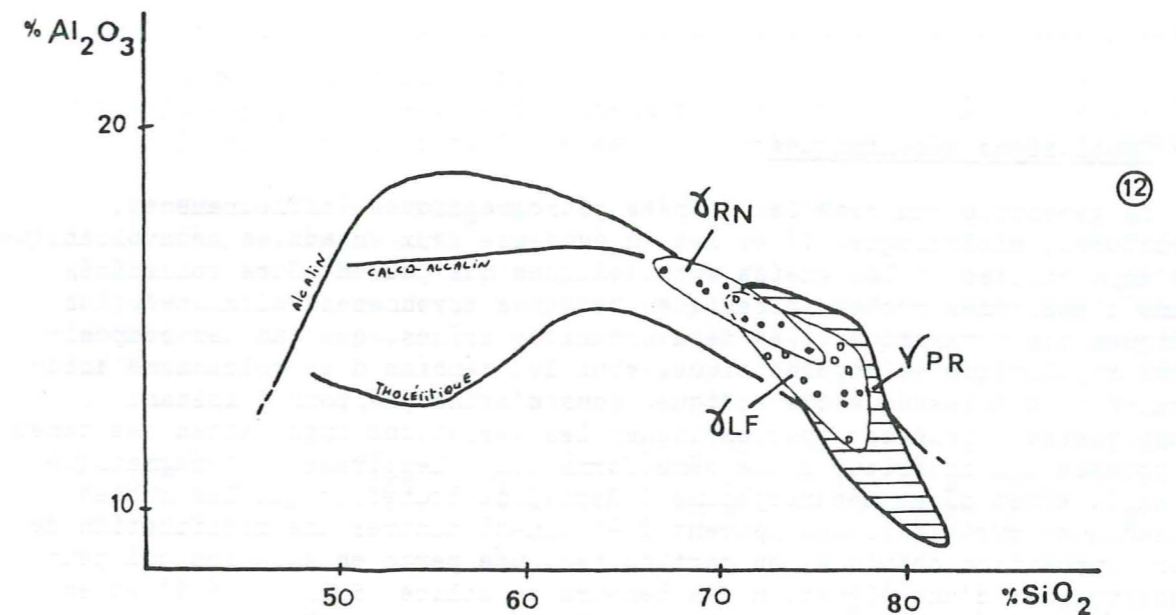
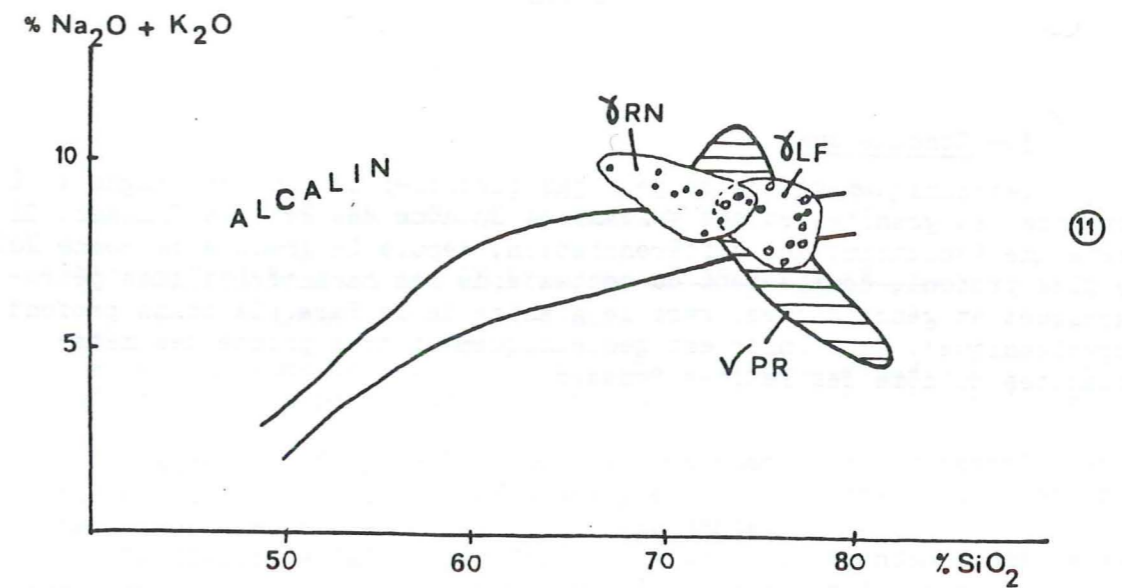
3b- Le diagramme Q - Ab - Or (diagramme 15 ci-dessous).

Les granites de Roche Noire de la Fare évoluent vers la ligne cotectique de pression voisine de 1Kb. Les points situés près du point eutectique montrent une syncristallisation de quartz, feldspath potassique et feldspath sodique. Les points situés au-dessus de la ligne cotectique représentent les faciès de bordure des granites, les seuls à posséder du quartz de cristallisation précoce (globule de quartz dans une mésostase quartzo-feldspathique, voir fig. 40 page 69).



Q + Ab + Or supérieur à 90

- granite de La Fare
- granite de Roche Noire



3c- Conclusions

Géochimiquement, on ne peut pas dissocier le (ou les) magma(s) à l'origine des granites et des volcanites du dôme des Petites Rousses. Il existe une évolution, une différenciation, depuis le granite de Roche Noire (le plus profond, compte-tenu du contexte, de ses caractéristiques pétrographiques et géochimiques) vers le granite de la Fare (le moins profond et hypovolcanique). Ce dernier est géochimiquement très proche des métavolcanites du dôme des Petites Rousses.

4 - Conclusions géochimiques

La géochimie conforte les données pétrographiques (affleurements, structures, minéralogie...) et met en évidence deux ensembles métavolcaniques : les amphibolites et les gneiss amphiboliques qui peuvent être considérés comme d'anciennes roches volcaniques basiques moyennement alcalines, plus sodiques que potassiques; les métavolcanites acides, qui ont des compositions rhyolitique et rhyodacitique, sont les témoins d'un volcanisme acide alcalin plus potassique que sodique. Nous n'avons pas pour l'instant d'hypothèses à proposer pour expliquer les variations importantes des teneurs en potasse à l'intérieur d'une même formation : lessivage post-magmatique de Na₂O, effet dû au métamorphisme ? Rappelons toutefois que les roches volcaniques pyroclastiques peuvent fréquemment montrer une modification de leur composition chimique, en particulier, une perte en alcalins qui peut s'accompagner d'une élévation des teneurs en silice (SiO₂ > 75 %) et en alumine (Al₂O₃ > 12 %) * Spark, Seyler, Boucarut, 1971.

Géochimiquement, on ne peut affirmer s'il existe un ou plusieurs épisodes magmatiques. Le paléovolcanisme peut être divisé en deux épisodes: l'un basique et associé à des métasédiments fins matures (argilites, pélites...); l'autre acide et associé à des métasédiments très hétérogènes immatures en général (grauwackes...). En ce qui concerne l'épisode volcanique acide, un fait marquant ressort nettement de cette étude ; c'est la consanguinité du (ou des) magma(s) à l'origine des granites de Roche Noire et de la Fare (alcalins plus potassiques que sodiques et subvolcaniques) et des métavolcanites acides.

* Dans les métavolcanites du Dôme des Petites Rousses Na₂O + K₂O et Al₂O₃ diminuent quand SiO₂ augmente. La diminution des alcalins se fait au détriment de Na₂O.

II - APPROCHE GEOCHIMIQUE DU GRANITE DU ROCHAIL

1- Le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche (1964)

(voir diagramme 16 et 16', page 133)

- Ce diagramme de présentation chimico-minéralogique utilisé par P. Lefort (1973) a permis de trouver l'association granitique du Haut-Dauphiné.

Chaque massif apparaît comme la continuation du précédent ; un léger hiatus existe entre les groupes d'analyses et souligne la séparation de cette lignée granitique en massifs indépendants.

Le diagramme fait apparaître la relative indépendance des massifs granitiques de la Bérarde-Promontoire, de Pétarel et du Grun.

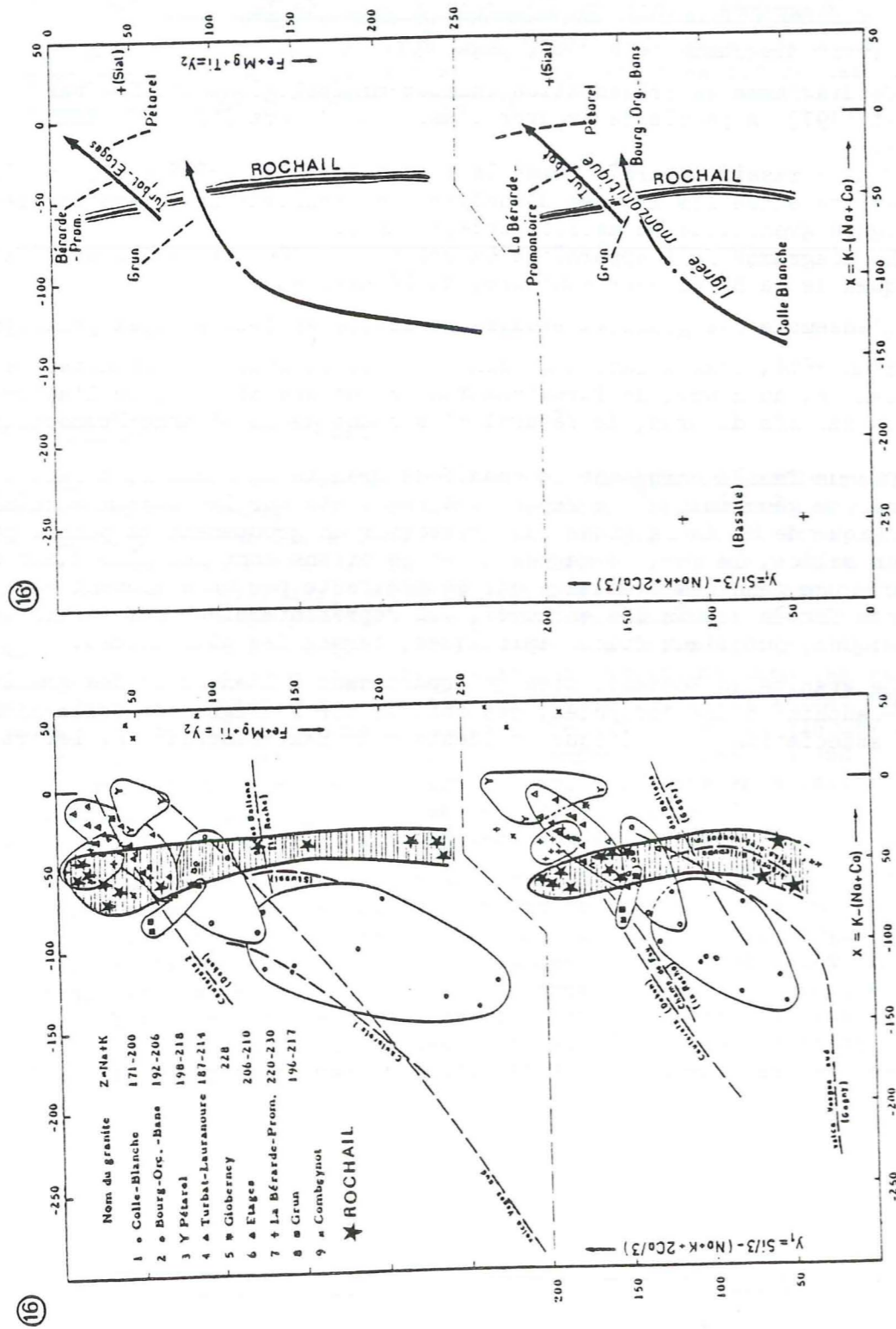
L'ensemble des granites étudiés se divise en deux groupes principaux ;

d'un côté, l'association monzonitique occidentale des granites de Colle-Blanche, du Bourg, de Turbat-Lauranoure et des Etages ; de l'autre, les trois massifs du Grun, de Pétarel et surtout de la Bérarde-Promontoire.

- Chaque faciès composant le massif de granite du Rochail, a fait l'objet d'une analyse géochimique*. Le report des résultats sur le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche fait ressortir un groupement de points pour lequel la silice, le fer, le magnésium et le titane sont les plus discriminants. On observe une tendance évolutive qui se manifeste par un étalement des différents faciès depuis les enclaves, qui représenteraient les termes les plus basiques, jusqu'aux filons aplitiques, termes les plus acides.

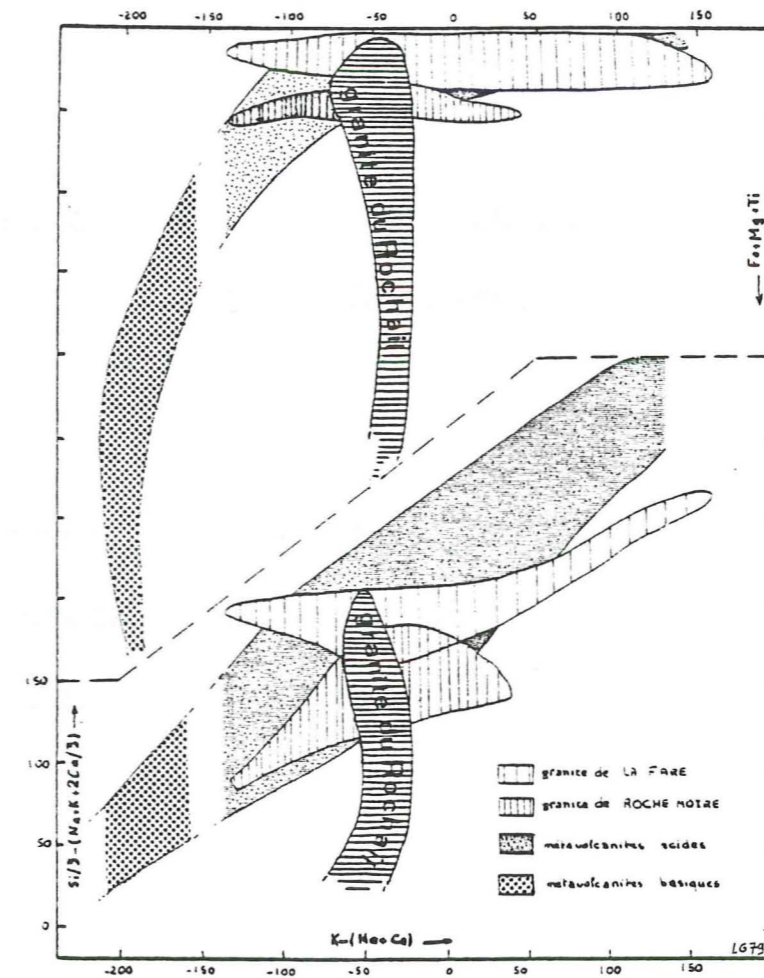
Le granite du Rochail, bien qu'appartenant à l'ensemble des granites du Haut-Dauphiné d'âge hercynien, est oblique sur l'alignement Colle Blanche-Turbat, association monzonitique occidentale du Haut-Dauphiné (P. Lefort, 1973).

* Chaque analyse a été classée selon les principes énoncés par Streckeisen (1967) et l'I.U.G.S. (1972), voir annexe 3.



Présentation chimico-minéralogique de l'association granitique du Haut-Dauphiné (Diagrammes de H. de la Roche, 1964), P. Le Fort, 1973, complétée par L. Giorgi, 1979.

2- L'indépendance du magma à l'origine du massif hercynien du Rochail vis-à-vis du (ou des) magmatisme(s) antérieur(s) (voir diagramme 17 ci-dessous).



Le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche permet une bonne visualisation du (ou des) magmatisme(s) associés à la sédimentation du Paléozoïque inférieur (Réitlengérellides du Cambrien). Celui-ci (ou ceux-ci) est (ou sont) indépendant(s) géochimiquement du magmatisme hercynien à l'origine du granite du Rochail.

3- Conclusions

Le granite du Rochail, s'individualise assez nettement de l'ensemble des granites étudiés par P. Lefort, 1973. Il se dissocie de l'association monzonitique occidentale des granites de Colle Blanche, du Bourg, de Turbat-Lauranoure et des Etages. Il se rapprocherait géochimiquement du groupe des trois massifs du Grun, de Pétarel et de la Bérarde-Promontoire avec un enracinement plus net dans certains faciès relativement plus basiques.

Le magma à l'origine du granite du Rochail ne s'apparente pas géochimiquement au(x) magma(s) à l'origine des métavolcanites acides et basiques ainsi qu'au magma à l'origine des granites de la Fare et de Roche Noire.

CHAPITRE IX

QUELQUES ASPECTS METALLOGENIQUES DU MASSIF
DES GRANDES ROUSSES

- 1 - L'EXEMPLE DE LA ZONE DU PLATEAU DES LACS BESSON, NOIR, CARRELET...
- 2 - LA MINE DE TALC DE LA GARDE
- 3 - LES SULFURES DES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY

QUELQUES ASPECTS METALLOGENIQUES DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES*

Les levés cartographiques de détail, liés à un certain nombre de mesures au scintillomètre et quelques dosages géochimiques (U, Th, Pb, Cu...) sur roches totales dans des secteurs géologiquement bien connus nous ont permis quelques constatations intéressantes dans plusieurs zones.

1 - L'EXEMPLE DE LA ZONE DU PLATEAU DES LACS BESSON, NOIR, CARRELET...

Les mesures au scintillomètre effectuées montrent que toutes les anomalies se localisent dans les accidents N 50 - N 70 jalonnés par des filons magmatiques antérieurs au dépôt de la brèche anté-triasique (cette dernière pouvant présenter localement de notables anomalies non loin de ces accidents).

Mode de gisement et description des filons magmatiques

Les contacts avec l'encaissant gneissique sont extrêmement nets. Les filons, toujours orientés N 50 à N 70, sont très continus (l'un d'entre eux a été repéré sur plus de 1,500 km), non plissés et antérieurs au dépôt de la brèche anté-triasique. Ils sont localement tronçonnés par des fractures subméridiennes.

Macroscopiquement, ce sont des roches massives gris rose d'aspect saccharoïde. La roche possède un grain assez grossier (2 à 3 mm) au centre du filon et un grain très fin (inférieur à 1 mm) aux épontes avec localement dans les faciès de bordure de fines baguettes de couleur noire non orientées.

Microscopiquement (faciès de bordure)

On observe une pâte microgrenue quartzo-feldspathique au sein de laquelle flottent des baguettes non orientées de couleur noire entièrement opaques (excepté sur la bordure où l'on note de la chlorite et de la séricite). La nature exacte de ces baguettes n'est pas déterminable au microscope. Nous pensons toutefois qu'il devrait s'agir d'anciennes biotites, entièrement altérées avec expulsion de minéraux opaques selon un phénomène analogue à l'altération basaltique de certaines roches volcaniques d'épanchement.

Géochimiquement ce sont des roches possédant une composition de granite à feldspath alcalin (voir analyse GR 72, tableau page 137). Elles sont caractérisées par une teneur en K₂O importante (supérieure à 9 %), un fond uranifère relativement élevé en roche saine et un enrichissement important en thorium. L'analyse GR 72 (voir tableau page 137) est comparée à celles que nous avons faites sur les granites du massif des Grandes Rousses.

Compte-tenu de la chronologie des phénomènes géologiques mise en évidence ultérieurement, il semble que l'éventuel "protor" d'une minéralisation urano-thorifère soit à rechercher dans certaines zones, ou réseaux de fractures, ayant fonctionné postérieurement à PO₁, SO₁, MO₁ mais antérieurement au dépôt de la brèche anté-triasique. Le découpage^I (vraisemblablement plus complexe que les études actuelles ne le montrent), d'un vieux bâti par des

* On trouvera dans la thèse de 3e cycle de M. Voissey (Etude géologique du Nord des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses... 1975) les principaux indices et leur description. Dans ce chapitre nous exposons les observations de terrain que nous avons consignées au cours de nos campagnes de terrain.

fractures importantes ayant permis la mise en place de magma, intéresse un socle "cratonisé", incapable de réagir autrement que par une tectonique essentiellement cassante aux efforts orogéniques. La recherche de telles fractures jalonnées ou non par un matériel magmatique semble un fil conducteur intéressant. Il s'agirait d'un phénomène d'âge hercynien se situant après la mise en place des granites d'âge carbonifère (ex = le granite du Rochail).

	Granite de Roche Noire		Granite de La Fare		Granite du Rochail	- Filon -
	GR 99	GR 86	GR 88	GR 149	GR 72	
	bordure	centre	bordure	centre	épointe	
SiO ₂	74.31 %	72.76 %	75.62 %	62.39 %	67.90 %	
Al ₂ O ₃	14.32	14.18	13.44	18.63	12.93	
Fe ₂ O ₃ tot	1.06	1.31	0.96	2.92	3.10	
MnO	0.03	0.02	0.01	0.04	0.00	
MgO	0.67	0.51	0.69	1.46	0.43	
CaO	0.67	0.97	0.00	0.76	1.24	
Na ₂ O	4.09	3.94	0.00	6.98	1.55	
K ₂ O	4.89	4.80	7.51	5.83	9.42	
TiO ₂	0.18	0.22	0.20	0.44	1.62	
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.01	0.23	1.00	
P.F.	0.70	0.76	1.19	1.08	0.77	
Total	100.97	99.54	99.63	100.76	99.96	
U	8 ppm	9 ppm	6 ppm	6 ppm	18 ppm	
Th	31	62	99	69	101	
Pb	63	66	54	79	41	
V	16	25	5	1	130	
Co	11	13	13	15	9	

2 - LA MINE DE TALC DE LA GARDE

L'étude détaillée de la mine n'a pas été effectuée, mais il est intéressant de mentionner les faits d'observations suivants :

- 1) existence de zones de fracture plus ou moins riches en talc dans les parties hautes et jalonnées par des filons de minette/kersantite dans les parties basses ;
- 2) occurrences de talc se situant à proximité de gneiss amphiboliques ou d'amphibolites et plus ou moins contrôlées par le rubanement des gneiss ;
- 3) présence en lame mince de fibres d'amiante associées aux amphiboles des gneiss amphiboliques et des amphibolites.

A priori tout semble s'être passé comme si les filons de minette/kersantite, vraisemblablement riches en fluides, avaient transformé en talc les amphiboles de leurs roches encaissantes.

Mode de gisement et description des minettes/kersantites

Dans le massif des Grandes Rousses ces filons se rencontrent uniquement dans la partie sud ouest et ils ont toujours une direction N 50 - N 70. Le contact avec l'encaissant est très net ; cependant les épontes sont localement "schistosées" sur 2 à 3 cm. La roche est gris foncé, assez compacte avec des paillettes micacées brillantes. Lorsqu'elle est fortement altérée, elle est pulvérulente.

Microscopiquement

La structure est lamprophyrique : grandes lamelles automorphes de biotite à pleochroïsme très intense associées à quelques amphiboles noyées dans une mésostase microgrenue quartzo-feldspathique où une assez grande quantité de sphène s'observe. Les minéraux accessoires sont l'apatite et l'épidote. On note quelques minéraux opaques.

Analyse géochimique d'un filon de minette/kersantite.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	CO ₂	TOTAL
GR71	56,08	12,85	7,08	0,09	6,13	5,20	2,15	5,66	1,69	1,06	2,37	-	100,06
(a)	52,31	13,50	9,12	0,18	8,58	5,15	1,82	3,62	1,09	-	3,30	1,15	99,82
(b)	51,17	13,87	8,21	0,00	6,91	6,58	2,12	5,49	1,36	-	2,42	1,30	99,43
(c)	51,80	14,84	9,26	0,00	6,29	6,24	2,98	3,68	1,32	-	2,54	1,14	100,09

GR71 minette/kersantite du massif des Grandes Rousses

- (a) = moyenne 19 kersantites du massif du Pelvoux (Valbonnais)
- (b) = moyenne 95 kersantites dans le monde
- (c) = moyenne 64 minettes dans le monde.

On ne peut dater les filons de minette/kersantite dans ce secteur. Il n'est donc pas certain que ces filons soient équivalents à ceux affleurant sur le plateau des lacs Besson, Noir, Carrelet... antérieurs au dépôt de la brèche anté-triasique (même s'ils possèdent des directions identiques).

Toutefois, la similitude géochimique de ces filons avec ceux du Pelvoux (Valbonnais) d'âge carbonifère : 320 MA⁺ 10, isochrone 40 AR/36AR = f (40 K/35 AR) (D. Bellanger et G. Buffet, 7e RAST, 1979), nous pousse à interpréter ceux-ci comme faisant partie du cortège filonien post-orogénique antérieur au dépôt de la brèche anté-triasique.

(a), (b) et (c) G. Buffet, 1979.

3 - LES SULFURES DES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY

Il existe au sein des schistes d'Huez-Vaujany, non loin de niveaux d'amphibolites, quelques lentilles sulfurées à coefficient de stratiformité* actuel (c'est à dire après plissement) variable, concordantes avec le plan de stratification S0. Certaines d'entre elles sont bien visibles dans la région d'Huez.

Morphologie, contenu sulfuré, dimension

Les lentilles sont généralement très aplaties, leur coefficient de stratiformité est très élevé mais sujet à caution, compte-tenu des difficultés de terrain rencontrées pour les mesurer.

Le contenu sulfuré est par ordre d'importance : pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite.

La roche support est un schiste "quartzeux" présentant une alternance de lits quartzeux noirs et de lits quartzeux verts assez chloriteux. Dans l'ensemble les sulfures sont distribués conformément au litage, en rubans discontinus de quelques millimètres et plus ou moins denses.

L'origine d'une telle distribution est-elle sédimentaire ou métamorphique ? La présence de microfossiles, de graphite et du caractère rythmé de la roche support prouvent plutôt un mode de dépôt sédimentaire d'une partie de la minéralisation. Cependant, l'existence d'un petit réseau irrégulier de fractures à remplissage sulfuré pose la délicate question de la remobilisation métamorphique ou de l'existence d'un reticulum hydrothermal, recoupant le litage dès l'origine et ultérieurement déformé.

Nous n'avons pas entrepris l'étude anatomique détaillée ni l'étude métallogénique fine des niveaux-porteurs. Une analyse géochimique près d'une lentille, hors niveau-porteur a donné une composition d'argilite. Quatre éléments en trace (Au, Co, Cu, V) ont été dosés à titre indicatif.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL	Au	Co	Cu	V
59,30	17,58	5,28	0,07	3,89	5,62	4,78	0,42	0,34	0,07	1,44	98,79	-	53	25	120

p.p.m.

L'intérêt de ces lentilles sulfurées réside dans leur localisation lithostratigraphique. Elles sont situées dans les schistes d'Huez-Vaujany, en association plus ou moins étroite avec les amphibolites actuellement sous le niveau repère des gneiss amphiboliques de la bordure.

La présence d'un épisode de minéralisation en partie contrôlé par la sédimentation semble être un métallotecte stratigraphique intéressant.

* Coefficient de stratiformité = $\frac{L \times l}{e_m}$

L = Longueur, l = largeur, e_m = épaisseur maximum.

CHAPITRE IX

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Avant de proposer un schéma synthétique de la géologie du massif cristallin des Grandes Rousses, il nous paraît utile de rappeler succinctement l'essentiel des résultats fournis, d'une part par les levés cartographiques détaillés effectués selon les principes de la stratigraphie classique, d'autre part par l'étude pétrologique, géochimique et structurale des diverses formations constitutives.

A- STRATIGRAPHIE DES TERRAINS ANTE-HOUILLERS

Dans le massif des Grandes Rousses, nous avons distingué sous les formations datées du Carbonifère supérieur trois grands ensembles différents par leur lithologie.

Il s'agit d'Ouest en Est, du complexe volcano-sédimentaire métamorphique, des micaschistes de la Haute-Sarrene et des gneiss du Sauvage.

1- Le complexe volcano-sédimentaire métamorphique

Il forme une vaste structure plissée, couchée vers l'Ouest. Il débute au Sud Ouest par les gneiss de Bourg d'Oisans, qui dérivent d'une ancienne formation sédimentaire périto-grauwackeuse à intercalations de volcanites basiques. Viennent ensuite les schistes d'Huez-Vaujany, qui sont d'anciens sédiments argilo-pélitiques, paléontologiquement datés du Cambrien, au sein desquels s'intercalent des volcanites basiques, un banc de calcaire et des niveaux détritiques.

Immédiatement après viennent les unités de l'Alpetta et du lac Blanc qui sont stratigraphiquement équivalentes. Elles sont constituées de faciès à mégacristaux de feldspath alcalin, de métagrauweekes, et de métavolcanites acides. Ces dernières sont pénécontemporaines d'un sill de granite, intrusif dans la plupart des faciès et subvolcanique, ultérieurement orthogneissifié.

Ce volcanisme acide ancien, très puissant est, soit pyroclastique (le phénomène formateur est uniquement volcanique, et a donné par exemple l'importante masse de volcanites du dôme des Petites Rousses), soit épicalstique (le dernier phénomène dynamique est sédimentaire).

Les faciès à mégacristaux de feldspath alcalin qui sont associés aux métavolcanites et métagrauweekes possèdent des caractères ignés et/ou sédimentaires. Il pourrait s'agir d'anciens sédiments volcanoclastiques (pyro + épicalstiques) ou/et d'accumulations, en couches plus ou moins étendues, de débris minéraux et de fragments de roches d'origine ignée, non cimentés entre eux.

La succession compréhensive de ces diverses formations depuis les gneiss de Bourg d'Oisans au Sud Ouest, jusqu'aux métagrauweekes et métavolcanites au Nord Est a été déduite de diverses observations :

- cartographiquement il n'y a aucun hyatus ;
- les métavolcanites basiques de la partie la moins métamorphique des gneiss de Bourg d'Oisans sont identiques à celles intercalées dans les schistes d'Huez-Vaujany ;
- il y a parfaite concordance, sans aucune discontinuité, entre les derniers niveaux gneissiques de Bourg d'Oisans et les premiers niveaux schisteux d'Huez-Vaujany (schistes "quartzeux" entre autres) ;
- des récurrences de certains faciès, soit de l'unité de l'Alpetta, soit de celle du lac Blanc, s'observent dans les schistes d'Huez-Vaujany.

2- Les micaschistes de la Haute-Sarrene

Cet ensemble, constituant une partie du versant oriental du massif des Grandes Rousses, est fondamentalement différent des terrains qui lui sont actuellement sous-jacents. Aucun faciès pétrographique n'est comparable à ceux composant le complexe volcano-sédimentaire occidental. Il s'agit de micaschistes dérivant de sédiments pélitiques et arénacés (plus arénacés à l'Ouest qu'à l'Est). La présence de mégacristaux de feldspath alcalin dans certains niveaux de la partie ouest (la plus arénacée) en contact avec l'unité du lac Blanc peut être prise comme critère d'âge relatif. Les sédiments pélitiques et arénacés à l'origine des micaschistes de la Haute-Sarrene se seraient déposés après les formations volcano-sédimentaires, auxquelles ils auraient emprunté une partie de leur matériel.

Quant à l'âge "absolu" on peut simplement dire qu'il est compris entre le Cambrien et le Carbonifère supérieur.

3- Les gneiss du Sauvage

Nous n'en avons effectué ni la cartographie ni l'étude pétrographique détaillée, mais on peut dire qu'ils sont très différents des formations précédentes et qu'ils forment un ensemble toujours en contact anormal avec les micaschistes de la Haute-Sarrene.

B- PRINCIPALES CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES ROCHES MAGMATIQUES DU COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

Comme il vient d'être dit le complexe volcano-sédimentaire renferme des métavolcanites et des granites plus ou moins orthogneissifiés. En ce qui concerne les premières elles résultent de deux épisodes distincts : l'un basique, l'autre acide.

- L'épisode basique, volumétriquement peu important, est moyennement alcalin et se cantonne dans les gneiss de Bourg d'Oisans et dans les schistes d'Huez-Vaujany. Il est synchrone de dépôts, soit fins (souvent réducteurs), soit grossiers.

- L'épisode acide est fortement alcalin et potassique. Volumétriquement beaucoup plus important que le précédent, il se localise surtout dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc.

Il est intéressant de noter que les volcanites pyroclastiques de l'épisode acide possèdent des caractères géochimiques extrêmement proches de ceux du sill granitique subvolcanique, voire identiques à ceux de la partie sommitale de ce dernier. Rappelons que ce dernier, intrusif dans l'unité volcano-sédimentaire du lac Blanc mais surtout dans celle de l'Alpetta a été plissé après sa mise en place et de ce fait affleure selon deux bandes parallèles.

Enfin, il faut dire que ce magmatisme paléozoïque inférieur possède des caractères géochimiques très différents de ceux du magmatisme hercynien à l'origine par exemple du granite du Rochail.

C- PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE

Les levés cartographiques détaillés nous ont permis, grâce à la découverte de niveaux repères continus, de mettre en évidence, sur le versant occidental du massif des Grandes Rousses, une structure régionale apparemment simple. Il s'agit soit d'une antiforme, soit plus vraisemblablement d'une synforme dont le plan axial est orienté N 170 au Sud, N 20 au Nord et penté Est (de l'ordre de 50°). L'association des bancs repères utilisés (amphibolites gneiss amphiboliques et gneiss amygdalo-oeillés) ainsi que leurs caractères pétrographiques sont identiques tant au Sud qu'au Nord que sur les deux flancs de la structure.

A cette structure régionale plurikilométrique, sont associés des plis de moindre ampleur surtout visibles sur le flanc oriental. Dans les charnières de ces plis qui affectent la stratification, se développe une schistosité ou une foliation; ces dernières ne sont pas plissées. On peut donc conclure que les terrains métamorphiques d'origine para et ortho n'ont été affectés que par une seule phase visible de déformation souple.

Par contre, ils ont ultérieurement été recoupés par de nombreuses fractures telles que celles orientées N50-N70, responsables du changement de direction de la structure majeure signalé plus haut.

Cette phase plicative s'est accompagnée de déformation des minéraux hérités (mégacristaux d'allure sigmoïde) et de recristallisations métamorphiques. Les conditions pression-température décroissent d'intensité du Sud Ouest (faciès amphibolite à grenat) vers le Nord-Est (faciès amphibolite à epidote et faciès schistes verts).

Cet évènement tectono-métamorphique majeur qui a intéressé des terrains datés du Paléozoïque inférieur est antérieur à l'intrusion, hercynienne, du granite du Rochail et à la mise en place des roches magmatiques qui jalonnent les accidents N50-N70, eux-mêmes antérieurs au dépôt de la brèche anté-triasique.

Quant aux sédiments pélitiques et arénacés à l'origine des micaschistes de la Haute-Sarenne, leur dépôt est, selon toute vraisemblance, postérieur à celui du complexe volcano-sédimentaire. Mais il n'est pas possible de dire si ce dépôt est également postérieur à la tectogenèse ayant affecté le complexe volcano-sédimentaire. On notera cependant que les motifs structuraux observables dans les micaschistes de la Haute-Sarenne sont assez similaires à ceux des terrains volcano-sédimentaires sous-jacents.

C- SCHEMA DE L'EVOLUTION ANTECARBONIFERE DE LA PARTIE OCCIDENTALE ET CENTRALE DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

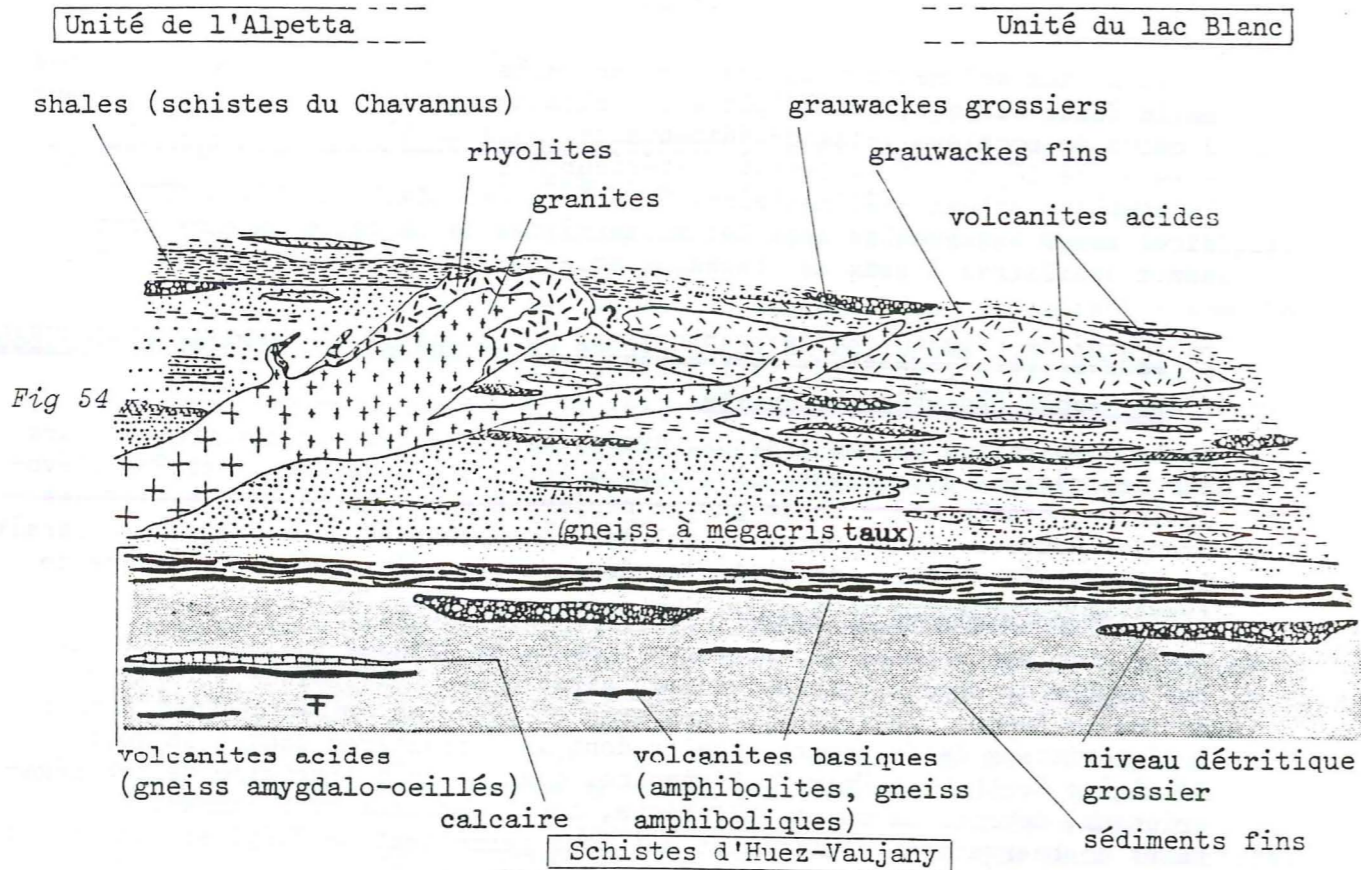
La comparaison de nos travaux, avec ceux effectués par d'autres auteurs sur des régions d'âge semblable, nous a conduit à proposer un schéma d'évolution antécarbonifère de la partie occidentale et centrale du massif des Grandes Rousses. Dans l'état actuel des connaissances, ce schéma nous paraît le plus vraisemblable, mais il n'en demeure pas moins qu'une hypothèse de travail.

Le complexe volcano-sédimentaire possède de grandes analogies avec un bon nombre de dépôts volcano-sédimentaires d'âge Paléozoïque inférieur connus en Europe. Toutefois, il renferme en plus les embarrassants faciès à mégacristaux de feldspath alcalin dont les caractères sont à la fois d'origine "ortho" et "para". Néanmoins, quelque soit l'origine de ces mégacristaux, détritiques ou/et volcaniques, nous possédons suffisamment de faits d'observation indubitables qui nous permettent de "déplier" la structure et de proposer une reconstitution paléogéographique.

Plusieurs variantes sont possibles mais nous retiendrons celle qui est à la fois la plus simple (fig. 54, page 145) et la plus proche d'une esquisse proposée en Irlande par E.J.Schiener*, 1974 à propos de terrains volcano-sédimentaires. On voit qu'elle est basée sur l'hypothèse d'une synforme ce qui conduit à placer les schistes d'Huez-Vaujany, d'âge cambrien, à la base. Mais si l'hypothèse d'une antiforme venait à être confirmée par d'autres observations il suffirait de retourner le schéma et d'admettre, qu'au lieu d'un seul sill on ait eu deux sills granitiques.

Ainsi proposons-nous un bassin peu profond, vraisemblablement allongé, rempli principalement de sédiments immatures et de produits volcaniques basiques et acides. Le volcanisme acide est alcalin et potassique, pyroclastique à épicyclastique. Il est en partie synchrone de la sédimentation et génétiquement étroitement lié à une (ou des) intrusion(s) granitique(s) en raison de leurs intimes relations de terrain et de leurs caractères géochimiques voisins.

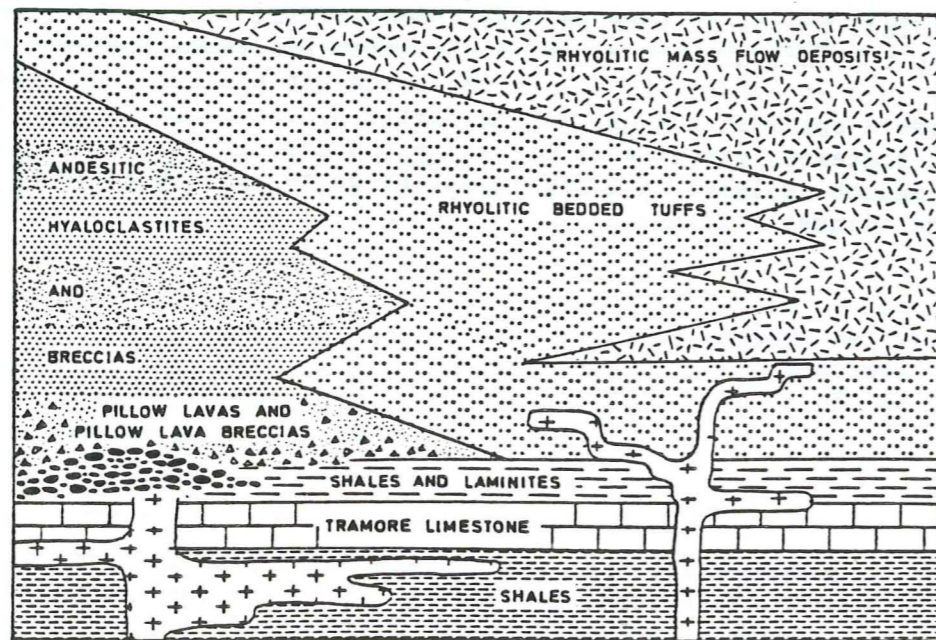
* Syndepositional small-scale intrusions in Ordovician pyroclastics, Co. Waterford, Ireland. p. 155-161 - The Journal of the Geological Society, vol. 130, part. 2, march 1974.



Le complexe volcano-sédimentaire, esquisse paléogéographique.
Schéma des relations et de la succession des faciès (L. Giorgi).

A titre de comparaison nous donnons (fig. 55 ci-dessous) la reconstitution faite par E.J. Schiener, 1974, d'un petit bassin d'âge ordovicien où se succèdent et se mêlent des sédiments détritiques et des dépôts volcaniques basiques et acides, pyroclastiques (nuées ardentes, lapillis cristallins grossiers...) et épicyclastiques (tufs). La partie basale de ces formations est recoupée par deux sills andésitiques contemporains des volcanites acides.

Fig 55



Intrusions contemporaines de dépôts volcaniques pyroclastiques, Co. Waterford, Ireland.
Schéma des relations et de la succession des faciès, (E.J. Schiener).

Pour ce qui concerne la série détritique à l'origine des micaschistes de la Haute-Sarrene, elle peut s'être déposée sur le complexe volcano-sédimentaire, soit avant, soit après la tectogenèse de ce dernier. Mais on ne peut pas non plus éliminer l'hypothèse de son dépôt dans un bassin situé plus à l'Est de sa position actuelle et de son rapprochement par un processus tectonique sur le complexe volcano-sédimentaire.

Un autre problème reste encore en suspens. Celui de savoir quel est l'âge de la tectogenèse majeure ayant affecté le complexe volcano-sédimentaire. Tout ce que l'on peut affirmer c'est qu'il est post-cambrien et anté-namurien (âge de la mise en place du granite du Rochail). En définitive on est fortement tenté d'intégrer ce dernier dans la "zone orogénique majeure d'âge dévonien inférieur à moyen" individualisée dans le Massif Central et le sud du Massif Armoricaïn (A. Autran, 1978).

ANNEXE 1

LOCALISATION DES ECHANTILLONS ETUDIES

LES ABREVIATIONS EMPLOYEES

G. R. = Massif des Grandes Rousses, indicatif collection et employé dans le mémoire.

INDICATIF COLLECTEUR

LG = Loïc GIORGI (1978-1979)
 RD = Robert DHELLEMES
 CL, VN, R = Gérard VIVIER (1974)

INDICATIF LABORATOIRE

A = Laboratoire Institut Dolomieu (1979)
 B = Laboratoire Institut Dolomieu (1979)

REGROUPEMENT DES ECHANTILLONS ETUDIES

- 1) LES GNEISS DE BOURG D'OISANS
 GR 1 à GR 31 inclus + GR 144 et GR 145
- 2) LES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY
 GR 32 à GR 43 inclus + GR 154 à GR 158 inclus + GR 160 et GR 161
- 3) L'UNITE DE L'ALPETTA (GNEISS A MEGACRISTAUX DE FELDSPATH ALCALIN)
 GR 44 à GR 66 inclus + GR 159 et GR 163
- 4) LES SCHISTES DU CHAVANNUS
 GR 67 à GR 70 inclus
- 5) L'UNITE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU LAC BLANC
 METAVOLCANITES DU DOME DES PETITES ROUSSES
 GR 104 à GR 115 inclus
 METAVOLCANITES ET METASEDIMENTS (GNEISS... et METAGRAUWACKES)
 GR 115 à GR 138 inclus
- 6) LES MECASCHISTES DE LA HAUTE-SARENNE
 GR 139 à GR 143 inclus
- 7) LE GRANITE DU ROCHAIL
 GR 73 à GR 79 inclus + GR 146 à GR 152 inclus
- 8) LE GRANITE DE LA FARE ET DE ROCHE NOIRE
 GR 80 à GR 103 inclus + GR 162

Les coordonnées X et Y sont suivant le quadrillage kilométrique projection LAMBERT III, ZONE SUD.

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	TRAITEMENT		
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y				
GR 1	CL.10		894,27	307,50	RN 530 après croisement PONT ESCOFFIER	X		
GR 2	22		892,08	308,60	Ligne droite D 211c après 1er virage VILLARD NOTRE DAME	X		
GR 3	23		891,87	308,56	1er virage D 211 c VILLARD NOTRE DAME	X		
GR 4	24		891,87	308,56	1er virage D 211 c VILLARD NOTRE DAME	X		
GR 5	38		892,25	309,30	100 m. avant point cote 1272 D 211 c	X		
GR 6	34		892,72	308,75	N.W. point cote 1383 D 211 c	X		
GR 7	41		892,25	309,82	Point cote 1135 D 211 c	X		
GR 8	LG.Sp		893,27	312,27	Sur D 211 a combe de L'ERETTE	X		
GR 9	LG.95 ₁		891,60	313,85	Montée d'HUEZ D 211 à la base	X		
GR 10	LG.95 ₂		891,60	313,85	Montée d'HUEZ D 211 à la base	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	TRAITEMENT		
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y				
GR.11	LG 95 ₃		891,60	313,85	Montée d'HUEZ D 211 à la base	X		
GR.12	LG 34 ₁		893,60	311,75	D 211 à 300 m. après le point 1270 AURIS	X		
GR.13	LG 34 ₂	A575	893,60	311,75	D 211 à 300 m. après le point 1270 AURIS	X	X	
GR.14	LG 97		893,70	311,70	D 211 à 300 m. après le point 1270 AURIS	X		
GR.15	LG 06		891,60	313,85	Montée d'HUEZ D 211 à la base	X		
GR.16	LG 07 ₃		891,60	313,85	Montée d'HUEZ D 211 à la base	X		
GR 17	LG 10 ₂		891,72	313,88	Virage n° 20 D 211	X		
GR 18	LG 10 ₃		891,72	313,88	Virage n° 20 D 211	X		
GR 19	LG 10 ₄		891,72	313,88	Virage n° 20 D 211	X		
GR 20	LG 13 ₃		891,85	313,90	Virage n° 19 D 211 Alt. 922	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	TRAITEMENT		
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y				
GR.21	LG 14		891,88	314,00	100 m. N.W. Virage 19 D 211	X		
GR.22	LG 092		891,85	313,86	Gorge Sarenne Falaise N.W. petit barrage	X		
GR.23	LG 093		891,85	313,86	Gorge Sarenne Falaise N.W. au-dessus ruine	X		
GR.24	LG 094 ₂		891,87	313,98	Gorge Sarenne Poli arraché	X		
GR.25	LG 094 ₃		891,87	313,98	Gorge Sarenne Poli arraché	X		
GR.26	LG 094 ₄		891,87	313,98	Gorge Sarenne Poli arraché	X		
GR.27	LG 094 ₅		891,87	313,98	Gorge Sarenne Poli arraché	X		
GR.28	LG 131 ₁		891,50	315,00	D 211 50m. avant virage n° 9 en montant	X		
GR.29	LG 131 ₂		892,50	315,00	D 211 50 m. avant virage n° 9 en montant	X		
GR.30	LG 131 ₃		892,50	315,00	D 211 50 m. avant virage n° 9 en montant	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	TRAITEMENT		
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y				
GR.31	LG 151		893,00	314,18	Le CHATELARD Ouest point Cote 1448	X		
GR.32	LG 015	A267	893,27	315,92	D 211 Alt. 1553 Virage n° 4	X	X	
GR.33	LG 015		893,27	315,92	D 211 Alt. 1553 Virage n° 4	X		
GR.34	LG 015		893,27	315,92	D 211 Alt. 1553 Virage n° 4	X		
GR.35	LG 019 ₁	A264	893,20	315,75	D 211 Alt. 1480 Virage n° 6	X	X	
GR.36	LG 133	A255	893,58	316,24	D 211 Alt. 1750 Rocher OUTARIS	X	X	X
GR.37	LG 053 ₈		893,60	316,24	D 211 Alt. 1750 Rocher OUTARIS	X		
GR.38	LG 022 ₂	B9	892,65	315,21	Droite St.FERREOL Entrée cimetière D 211	X	X	
GR.39	LG 132	A242	894,00	316,37	D 211 virage SE du point 1842	X	X	
GR.40	LG 571 ₁		894,37	324,15	Est VAUJANY Nouvelle Route Les Combes	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	TRAITEMENT		
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y				
GR.41	LG 111		894,25	316,22	Rieu Nay Alt. 1650 Sous D 211 à l'Est	X		
GR.42	LG 595 LG 192 ₁₆	A240	894,40	315,27	La ROCHETTE Est point 1823	X	X	X
GR.43	LG 596	A239	894,40	315,27	La ROCHETTE Est point 1823	X	X	
GR.44	LG C LG 198 ₁₁	A265	894,50	315,30	200 m. Est point 1823 La ROCHETTE	X	X	
GR.45	LG B LG	A259	894,54	315,30	250 m. Est point 1823 La ROCHETTE	X	X	
GR.46	LG A LG 200	A254	894,60	315,30	350 m. Est point 1823 La ROCHETTE	X	X	
GR.47	RD 2 LG 352	A156	894,07	317,35	Ancienne carrière ALPE D'HUEZ	X	X	
GR.48	RD 4		894,07	317,35	Ancienne carrière ALPE D'HUEZ	X		
GR.49	RD 34		894,27	319,33	Châlets POUTRAN Sud point 1881	X		
GR.50	RD 33		894,20	319,32	Châlets POUTRAN Sud point 1881	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	TRAITEMENT		
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y				
GR.51	LG 557 ₁₂		894,95	316,07	50 m. Ouest CHAPELLE St NICOLAS	X		
GR.52	LG 558 ₁₁		895,10	316,07	40 m. Est CHAPELLE St NICOLAS	X		
GR.53	LG 558 ₁₂	A244	895,10	316,07	40 m. Est CHAPELLE St NICOLAS	X	X	
GR.54	LG 559 ₁₁		895,15	316,07	80 m. Est CHAPELLE St NICOLAS	X		
GR.55	LG 559 ₁₂	A243	895,15	316,07	80 m. Est CHAPELLE St NICOLAS	X	X	
GR.56	LG 350	A241	895,05	317,10	150 m. Ouest voie romaine Sces captées	X	X	
GR.57	RD 98 LG 351	A162	895,00	317,00	240 m. Ouest voie romaine Sces captées	X	X	
GR.58	RD 23 LG 515	A262	895,37	320,35	Est du point 2151 SE LAC FAUCILLE	X	X	
GR.59	LG 438	A278	894,67	320,07	Est point 1912 SW LAC NOIR	X	X	X
GR.60	RD 16		895,10	320,25	Sud LAC FAUCILLE Alt. 2100	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y					
GR. 61	LG 327		894,52	317,92	W. SW Sources Fond BELLE Alt. 1990	X			
GR. 62	RD 13		895,10	320,43	NE 2101 entre Lacs BESSON et FAUCTILLE	X			
GR. 63	RD 09		895,05	318,90	S. du point 2106 Rive West Ravin Roches	X			
GR. 64	RD 08 bis		895,05	318,90	S. du point 2106 Rive West Ravin Roches	X			
GR. 65	RD 11		895,05	318,90	S. du point 2106 Rive West Ravin Roches	X			
GR. 66	LG 545	A256	895,45	320,52	Est du point 2151 sous l'AGNELIN	X	X		
GR. 67	LG 541	A297	896,17	322,40	Est point cote 204	X	X		
GR. 68	LG 546	A248	895,50	320,48	Est du point 2151 Sous l'AGNELIN	X	X		
GR. 69	LG 479	A281	895,40	319,75	Falaise à l'Est du Lac BESSON Alt. 2170	X	X		
GR. 70	LG 280	A245	895,45	320,52	SSW cabane POUTAT au dessus sources captées	X	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y					
GR. 71	LG 016	A378	893,27	315,91	Virage n°4 D 211 Alt. 1553	X			
GR. 72	LG 590 RD 18	A272	895,20	320,50	100 m. SSE Lac de la FAUCTILLE	X	X		
GR. 73		B 182	893,90	306,00	Falaise Ouest Gauchoise Rive gauche Vénéon		X	X	
GR. 74		B 181	893,10	308,63	Cascade de la Pisse près de la Rive		X	X	
GR. 75	CL 9		894,32	307,57	RN 530 après croisement PONT ESCOFFIER	X			
GR. 76	CL 1		894,27	309,62	100 m. après croisement Clapier RN 530	X			
GR. 77	42 b		892,55	309,17	Virage après point coté 1050 D 211 c	X			
GR. 78	Vn 4		890,95	311,03	Après premier tunnel D 211 c	X			
GR. 79	Vn 1		890,90	311,05	Virage après point coté 812 D 211 c	X			
GR. 80	LG 245		895,56	316,21	SW. de la cabane de Brande Alt. 1850	X			

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y					
GR. 81	LG 289		895,32	317,18	Ouest ravin des vallons Alt. 1950 Nord voie de Brandes	X			
GR. 82	LG 271	A159	895,50	317,40	SSW cabane POUTAT au- dessus sources captées	X	X		
GR. 83	LG 274	A160	895,25	317,50	Ouest ravin des vallons Alt. 1940 Nord voie de Brandes	X	X		
GR. 84	LG 365	A163	895,45	317,55	Point coté 2040 S.E. cabane POUTAT	X	X		
GR. 85	LG 440 LG 514	A292	895,67	320,92	Falaise à l'Est du point coté 2151	X	X		
GR. 86	LG 373	A155	896,20	322,30	Replat avant refuge de la FARE Alt. 2280	X	X		
GR. 87	RD 85		895,95	322,52	Sous refuge LA FARE 70 m. Est point 2111	X			
GR. 88	LG 529	A291	895,40	318,42	Falaise Est 1ère Station téléphérique		X		
GR. 89	LG 601 ₁₁	A268	895,50	317,40	SSW cabane POUTAT Sources captées	X	X		
GR. 90	LG 601 ₁₂	A261	895,50	317,40	SSW cabane POUTAT Sources captées	X	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géoch.
			X	Y					
GR. 91	LG 435	A161	894,55	319,55	300 m. SW Lac Noir		X		
GR. 92	LG 436	A296	894,60	319,55	300 m. SW Lac Noir		X		
GR. 93	LG 384	A154	895,17	322,72	250 m. NE Point cote 1810		X		
GR. 94	LG 383 ₁₁	A285	895,00	322,42	250 m. Sud Point cote 1810		X		
GR. 95	LG 381	A274	894,75	321,77	Alt. 1900 Nord Ravin de la Combe		X		
GR. 96	LG 385	A273	894,50	319,10	Sous le nom CLARET		X		
GR. 97	LG 592	A276	895,68	324,73	Au point cote 1693		X		
GR. 98	LG 511	A158	894,75	320,08	250 m. NW Lac Noir	X	X		
GR. 99	LG 569	A157	894,42	319,97	Ruisseau du Lac Noir Alt. 1810	X	X		
GR. 100	LG 378	A284	896,33	323,20	Base Falaise du Point cote 2475 Alt. 2190		X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géochr.
			X	Y					
GR. 101	LG 551	A295	896,17	322,13	Sommet falaise Sud Refuge La FARE Alt. 2450		X		
GR. 102	LG 391	A288	896,20	324,05	Falaise NE du point cote 2002		X		
GR. 103	LG 392	A283	896,42	324,22	Combe dans Falaise NW point cote 2297	X	X		
GR. 104	LG 418	A263	896,05	318,12	200m. SW du point 2405	X	X		
GR. 105	LG 404 ₁₂	A260	896,30	318,80	50m. SW du point 2543 W. Lac Blanc	X	X		
GR. 106	LG 547	A258	896,26	318,80	250m. SW du point 2543 W. Lac Blanc	X	X		
GR. 107	LG 548	A253	896,28	318,80	250m. SW du point 2543 W. Lac Blanc	X	X		
GR. 108	LG 549	A252	896,35	319,32	125m. S. du point 2567 W. Lac Blanc	X	X		
GR. 109	LG 534	A251	896,42	320,30	Premier replat Nord 2ème station téléphérique Alt. 2660	X	X		
GR. 110	LG 532	A247	896,40	320,30	Falaise W. Petites Rousses Alt. 2700	X	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géochr.
			X	Y					
GR. 111	LG 496	A249	896,37	320,40	Falaise W. Petites Rousses Alt. 2720	X	X		
GR. 112	LG 533	A250	896,50	320,50	Dôme Petites Rousses Versant Est Alt. 2700	X	X		
GR. 113	RD 1		896,74	320,55	Dôme Petites Rousses Versant Est Alt. 2700	X			
GR. 114	LG 537	A289	896,75	323,40	125m. SE point cote 2384 Alt. 2510		X		
GR. 115	LG 528	A275	896,50	320,08	Bas de falaise NW dépres- sion Lac Blanc Alt. 2350		X		
GR. 116	LG 223 ₁₁	A294	896,07	315,52	Roche des DARANCES	X	X		
GR. 117	LG 223 ₁₂	A279	896,07	315,52	Roche des DARANCES	X	X		
GR. 118	LG 516		896,75	318,90	SE du Lac Blanc sous le point 2675 Alt. 2570	X			
GR. 119	LG 524 ₁₁	A287	897,32	322,00	280 m. Sud Lac de la FARE	X	X		
GR. 120	LG 524 ₁₂	A290	897,32	322,00	280m. Sud Lac de la FARE	X	X		

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géochr.
			X	Y					
GR. 121	LG 491	A293	897,38	323,28	SSW du Lac de la Balme Rousse	X	X		
GR. 122	LG 556	A298	897,56	323,28	SW du Lac de la Balme Rousse	X			
GR. 123	LG 535	A280	897,77	322,25	Falaise SE du refuge de la Fare Alt. 2630	X	X		
GR. 124	LG 525 ₁₁	A270	894,78	321,31	Extrémité SW du Lac du milieu	X	X		
GR. 125	LG 525 ₁₂	A282	894,78	321,31	Extrémité SW du Lac du milieu	X	X		
GR. 126	LG 522 ₁₁	A269	896,72	320,37	200m. du point 2670 au Sud Col Lac Blanc	X	X		
GR. 127	LG 522 ₁₂		896,72	320,37	200m. du point 2670 au Sud Col Lac Blanc	X			
GR. 128	LG 522 ₁₃		896,72	320,37	200m. du point 2670 au Sud Col Lac Blanc	X			
GR. 129	RD 64		896,93	329,44	200m. du point 2670 au Sud Col Lac Blanc	X			
GR. 130	RD 67		897,07	320,44	Est Dôme Petites Rousses Alt. 2670	X			

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géochr.
			X	Y					
GR. 131	RD 68		897,26	320,44	Est Dôme Petites Rousses Alt. 2700	X			
GR. 132	RD 69		897,36	320,64	Est Dôme Petites Rousses Alt. 2750	X			
GR. 133	RD 70		897,47	320,64	Est Dôme Petites Rousses Alt. 2800	X			
GR. 134	LG 492	A266	897,40	323,20	SSW du Lac de la Balme Rousse	X	X		
GR. 135	LG 508 ₁₁	A246	897,00	323,00	100m. Ouest point cote 2614	X	X		
GR. 136	LG 508 ₁₂	A277	897,00	323,00	100m. Ouest point cote 2614	X	X		
GR. 137	LG 517	A257	896,25	318,20	Sous la Balme Sud Lac Blanc	X	X		
GR. 138	LG 505	A286	898,02	326,60	200m. Nord Lacs NEVZA	X	X		
GR. 139	LG 509		898,32	316,28	Alt. 2070 Chemin Maison Blanc	X			
GR. 140	LG 566		900,44	329,82	100 m. SE point cote 2524	X			

N°	INDICATIF		COORDONNEES		PROVENANCE	TRAITEMENT			
	COLLECTEUR	LABORATOIRE	PROJECTION LAMBERT			LOCALISATION PAR RAPPORT A UN POINT REMARQUABLE	L.m.	A.Ch.	Géocht.
			X	Y					
GR 141	LG 567 II	J. LAMEYRE 665	900,56	329,90	160m. SE point côte 2524	X	X		
GR 142	LG 562		900,88	329,03	600 m. Ouest Grand Lac	X			
GR 143	LG 561		901,16	329,02	180 m. Ouest Grand Lac	X			
GR 144	RI		892,14	308,44	Alt.1430 Sud Ruisseau du Villard	X	X		
GR 145	R 8		892,18	308,60	Alt.1415 ligne droite avant le dernier virage	X	X		
GR 146	R 0		890,90	311,05	Virage après point côte 812 D 211 C	X	X		
GR 147	R 10		892,40	309,30	Après virage 1214 D 211 C alt. 1240	X	X		
GR 148	R 17		892,40	309,30	Après virage 1214 D 211 C Alt. 1240	X	X		
GR 149	36 I	A 380	892,20	308,50	Ouest 1513 Alt. 1450	X	X		
GR 150	36 II	A 379	892,20	308,50	Ouest 1513 Alt. 1450	X	X		
GR 151	36 III	A 377	892,20	308,50	Ouest 1513 Alt. 1450	X	X		
GR 152	36 IV	A 376	892,20	308,50	Ouest 1513 Alt. 1450	X	X		
GR 153	LG 650		893,35	320,77	Alt.1350 Est Clos du Pré Ravin du Roubier	X			
GR 154	LG 663	B2	893,58	316,24	D 211 Alt. 1750 Rocher Outaris	X	X		
GR 155	LG 664	B1	893,58	316,24	D 211 Alt. 1750 Rocher Outaris	X	X		
GR 156	LG 655	B7	897,50	322,10	Alt. 2810 Falaise S.E. Lac de la Fare	X	X		
GR 157	LG 656	B10	897,48	322,10	Alt. 2800 Falaise S.E. Lac de la Fare	X	X		
GR 158	LG 657	B5	897,48	322,10	Alt. 2800 Falaise S.E. Lac de la Fare	X	X		
GR 159	LG 670	B8	897,60	321,70	Alt. 2820 E.S.E du Lac du Milieu	X	X		
GR 160	LG 661	B6	897,25	320,42	Alt. 2820 Goulet entre sommets 2916 et 2900	X	X		
GR 161	LG SP BO	B3	892,65	315,21	Droite St FERREOL Entrée cimetière D 211	X	X		
GR 162	LG 654		896,62	321,82	Alt. 2650 dans le ravin au Nord du point côte 2718	X			
GR 163	LG 652	B4	894,20	317,35	50m. Est ancienne carrière ALPE D'HUEZ		X		
GR 164	LG 675		895,32	321,60	60m. Est du point côté 2049	X			

ANNEXE 2

ANALYSES CHIMIQUES
 RESULTATS EXPRIMES EN POURCENTAGES PONDERAUX
 D'OXYDES POUR LES ELEMENTS MAJEURS ET PPM
 POUR LES ELEMENTS EN TRACES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Str	Rb	V	Co
GR 144	66.54	13.57	6.51	ND	0.04	2.59	0.17	0.05	6.98	0.75	0.00	2.27	99.62	421	567		100	10
GR 145	59.40	16.94	6.12	ND	0.09	3.71	5.29	3.99	1.88	0.81	0.00	1.08	99.48	927			110	10
GR 32	60.21	16.44	5.52	ND	0.07	4.91	4.37	4.91	0.86	0.50	0.09	1.48	99.36		5	1	117	28
GR 35	59.30	17.58	5.28	ND	0.07	3.89	5.62	4.78	0.42	0.34	0.07	1.44	98.79		8	0	120	30
GR 36	48.58	14.13	12.34	ND	0.21	8.38	7.39	2.99	1.64	1.42	0.18	2.05	99.31		6	4	332	53
GR 39	78.93	10.45	1.88	ND	0.10	1.00	0.72	4.26	1.29	0.35	0.06	1.63	100.67		15	0	41	18
GR 42	51.68	19.68	7.33	ND	0.08	4.13	5.27	4.22	2.19	1.12	0.24	3.03	98.97		92	9	215	27
GR 43	51.59	19.75	8.12	ND	0.12	4.55	6.76	3.65	1.15	1.17	0.34	1.61	98.81		100	1	216	28
GR 42*	46.59	15.68	13.18	ND	0.20	6.72	8.86	4.27	0.84	1.85	0.46	1.33	99.98		105	13		
GR 44	70.28	15.98	1.39	ND	0.03	0.60	0.98	3.82	4.30	0.23	0.09	1.03	98.73		16	27	1	13
GR 45	67.18	16.63	2.21	ND	0.04	1.02	1.80	4.89	3.75	0.33	0.15	0.89	98.89		31	29	14	14
GR 46	68.10	17.04	1.92	ND	0.03	1.19	1.50	3.89	4.04	0.30	0.14	1.27	99.42		20	29	28	17
GR 47	71.01	15.87	1.28	ND	0.02	0.59	0.93	3.94	5.03	0.20	0.12	1.14	100.13		68	51		
GR 53	57.37	15.74	6.36	ND	0.00	5.34	4.72	3.35	2.91	1.07	0.61	1.72	99.19		97	30	173	21
GR 55	65.61	17.82	2.41	ND	0.02	1.28	1.88	4.30	3.59	0.48	0.20	1.31	98.90		134	16	35	14
GR 56	70.83	16.11	1.43	ND	0.01	0.64	1.17	3.97	4.43	0.39	0.11	0.94	100.03		58	31		

ND = FeO non dosé, tout le fer est alors sous forme de Fe₂O₃ = Fe₂O₃ total.

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Str	Rb	V	Co
GR 57	67.71	17.22	2.18	ND	0.04	1.49	1.28	3.80	5.57	0.42	0.14	1.39	101.24		103	44	27	15
GR 58	65.95	16.90	2.98	ND	0.03	1.92	0.73	1.49	7.35	0.49	0.13	2.42	100.39		8	78		
GR 59	52.98	13.81	6.51	ND	0.17	7.94	5.48	3.39	5.05	1.09	1.07	2.96	100.45		95	38		
GR 66	68.10	16.79	2.67	ND	0.02	1.41	0.34	1.82	7.02	0.43	0.13	1.93	100.66		6	65		
GR 67	65.61	16.10	2.85	ND	0.02	1.30	0.82	1.77	9.29	0.43	0.06	1.98	100.23		7	81		
GR 68	60.66	17.11	7.42	ND	0.05	3.55	0.13	1.51	6.38	1.00	0.16	2.67	100.64		32	74		
GR 69	62.96	16.69	6.74	ND	0.09	3.04	0.82	2.01	3.87	0.71	0.11	3.29	100.33		12	42		
GR 70	66.68	16.50	4.47	ND	0.00	2.32	0.11	1.19	6.00	0.72	0.12	2.60	100.71		19	76	108	8
GR 13	71.88	16.61	0.25	ND	0.02	0.19	1.25	7.56	1.98	0.12	0.04	0.71	100.61		234	5	1	15
GR 73	69.80	16.80	1.30	1.30	0.00	0.50	1.60	3.15	3.50	0.45	0.20	0.85	99.45					
GR 74	69.30	14.80	1.90	0.90	0.00	1.70	1.10	4.05	4.35	0.30	0.20	0.75	99.35					
(13)	71.70	16.60	0.25	0.30	0.00	0.65	0.50	4.05	4.90	0.05	0.00	0.70	100.25					
GR 147	76.55	12.45	0.59	ND	0.00	0.06	0.36	4.13	4.02	0.00	0.00	0.35	98.51	73	43	227		
GR 148	72.59	13.58	1.54	ND	0.03	1.00	0.83	4.04	3.93	0.14	0.00	0.89	98.59	1084	469	183		
GR 146	70.77	14.40	1.11	ND	0.03	0.89	1.29	3.90	4.72	0.15	0.00	1.55	98.81		366	244		
(9)	53.70	14.15	2.75	4.60	0.05	9.00	5.60	1.75	5.10	1.30	0.70	0.55	99.25					

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Str	Rb	V	Co
(12Bis)	58.15	14.75	1.10	4.30	0.15	5.85	3.60	1.70	4.10	0.40	0.90	4.30	99.30					
GR 149	62.39	18.63	2.92	ND	0.04	1.46	0.76	6.98	5.83	0.44	0.23	1.08	100.75		91	96	34	13
GR 150	66.70	14.19	4.53	ND	0.09	2.51	0.97	3.55	4.80	0.77	0.40	1.33	99.84		41	30	59	18
GR 151	65.82	18.63	2.15	ND	0.02	0.29	0.35	6.09	6.30	0.13	0.05	0.52	100.35		24	71	17	11
GR 152	52.75	17.33	9.27	ND	0.26	5.15	1.39	3.65	5.13	1.20	0.84	3.00	99.97		28	70	113	22
GR 71	56.08	12.55	7.08	ND	0.09	6.13	5.20	2.15	5.66	1.69	1.06	2.37	100.06		48	28	155	14
GR 72	67.90	12.93	3.10	ND	0.00	0.43	1.24	1.55	9.42	1.62	1.00	0.77	99.96		78	52	130	9
GR 82	77.37	13.32	0.37	ND	0.02	0.10	0.37	4.37	4.23	0.07	0.03	0.23	100.48		27	61	3	15
GR 83	75.25	14.22	0.46	ND	0.00	0.29	0.29	3.38	5.90	0.14	0.03	0.86	100.82		350	47	14	17
GR 84	74.50	13.71	0.79	ND	0.01	0.18	0.41	3.08	5.53	0.22	0.05	0.58	99.06		52	39	0	13
GR 85	77.43	12.96	0.21	ND	0.01	0.09	0.29	4.59	3.61	0.14	0.01	0.23	99.57		23	23	22	15
GR 86	72.76	14.18	1.31	ND	0.02	0.51	0.97	3.94	4.80	0.22	0.07	0.76	99.54		44	37	25	13
GR 88	75.62	13.44	0.96	ND	0.01	0.69	0.00	0.00	7.51	0.20	0.01	1.19	99.63		20	59	5	13
GR 89	76.84	13.14	0.63	ND	0.00	0.27	0.36	5.51	2.33	0.18	0.02	0.66	99.94		12	20	23	14
GR 90	76.71	12.84	0.54	ND	0.00	0.31	0.33	3.85	4.37	0.22	0.03	0.79	99.99		23	20	0	14
GR 91	72.79	14.97	1.24	ND	0.03	0.94	0.69	3.28	5.22	0.24	0.11	0.86	100.37		86	28	20	13

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Str	Rb	V	Co
GR 92	67.18	16.41	2.17	ND	0.02	1.06	1.62	5.75	4.11	0.42	0.18	1.19	100.11		77	14	35	12
GR 93	70.92	15.84	1.26	ND	0.00	1.13	0.47	3.49	5.65	0.40	0.12	1.06	100.34		77	45	42	12
GR 94	69.76	15.61	1.74	ND	0.01	1.14	0.18	3.09	6.69	0.38	0.13	0.98	99.71		9	45	23	12
GR 95	72.13	14.76	1.46	ND	0.02	0.75	0.79	3.96	4.15	0.31	0.13	0.83	99.29		45	20	17	14
GR 96	71.84	14.99	1.52	ND	0.00	0.87	0.30	3.67	5.41	0.32	0.12	0.97	100.01		21	36	16	12
GR 97	70.27	15.96	1.62	ND	0.00	0.59	1.27	4.56	4.63	0.40	0.14	0.79	100.23		39	22	16	11
GR 98	69.50	15.82	1.85	ND	0.01	0.97	0.63	3.05	6.10	0.41	0.12	1.25	99.71		83	47	30	10
GR 99	74.31	14.32	1.06	ND	0.03	0.67	0.67	4.09	4.89	0.18	0.05	0.70	100.97		74	24	16	11
GR 100	73.87	14.20	1.30	ND	0.01	0.21	0.19	3.78	5.17	0.28	0.07	0.59	99.67		1	52	13	12
GR 101	76.27	14.64	0.40	ND	0.00	0.25	0.00	0.77	7.09	0.31	0.09	1.25	101.07		17	40	10	16
GR 102	76.96	13.56	0.53	ND	0.00	0.05	0.14	4.14	4.75	0.17	0.03	0.38	100.71		14	48	14	18
GR 103	76.04	14.29	0.80	ND	0.00	0.37	0.00	0.85	6.80	0.22	0.05	1.30	100.72		21	62	0	10
GR 104	73.34	14.21	0.95	ND	0.00	0.33	0.64	5.58	5.24	0.29	0.09	0.60	101.27		24	35	14	17
GR 105	73.26	14.82	0.67	ND	0.01	0.41	0.93	4.31	4.18	0.21	0.05	0.59	99.44		55	24	14	13
GR 106	72.05	14.92	0.73	ND	0.00	0.37	0.36	3.39	5.71	0.37	0.11	0.79	98.80		89	37		
GR 107	71.92	14.87	1.10	ND	0.00	0.50	0.51	4.98	4.83	0.31	0.10	0.70	99.82		35	38		

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Sr	Rb	V	Co
GR 108	75.06	13.90	0.23	ND	0.00	0.12	0.25	3.29	5.69	0.32	0.10	0.44	99.40		5	38		
GR 109	82.78	9.20	0.63	ND	0.00	0.15	0.00	0.00	5.20	0.21	0.05	0.84	99.06		18	37	0	17
GR 110	73.71	14.02	0.80	ND	0.02	0.32	0.56	4.48	5.31	0.21	0.05	0.87	100.35		3	49		
GR 111	77.45	14.59	0.13	ND	0.00	0.14	0.00	0.40	5.11	0.26	0.03	1.66	99.76		29	29		
GR 112	71.88	15.22	1.49	ND	0.00	0.79	0.47	3.87	5.50	0.46	0.17	1.04	100.89		32	39	8	13
GR 114	77.48	13.70	0.47	ND	0.00	0.20	0.00	0.31	6.34	0.26	0.03	1.37	100.16		20	45		
GR 115	77.66	10.75	0.49	ND	0.03	0.20	1.37	4.44	3.32	0.27	0.13	1.39	100.05		13	23		
GR 116	63.20	13.61	3.91	ND	0.05	3.66	2.95	4.17	5.99	1.07	0.56	1.25	100.42		106	43		
GR 117	66.32	17.07	2.27	ND	0.02	1.68	1.45	6.29	3.58	0.54	0.19	1.07	100.48		121	20		
GR 119	47.19	10.21	10.23	ND	0.13	12.95	4.01	1.10	5.16	2.50	1.62	3.20	98.30		9	65		
GR 120	73.05	14.61	0.49	ND	0.07	0.19	0.37	4.80	4.94	0.11	0.14	0.24	99.01		12	30		
GR 121	63.45	16.29	3.18	ND	0.04	1.75	1.04	3.68	6.57	0.87	0.35	2.19	99.41		9	39		
GR 122	62.13	16.43	6.19	ND	0.08	2.92	0.97	2.54	4.67	0.84	0.14	2.93	99.84		34	48		
GR 123	67.73	14.73	4.04	ND	0.03	2.15	0.58	2.42	4.94	0.68	0.16	2.10	99.66		48	30		
GR 124	74.29	14.09	0.44	ND	0.00	0.17	0.18	3.77	5.13	0.17	0.03	0.74	99.01		19	40		
GR 125	72.52	15.65	0.69	ND	0.00	0.47	0.34	4.25	5.64	0.33	0.10	1.15	101.14		43	55		

ANNEXE 3

LA CLASSIFICATION DES ROCHES

ERUPTIVES PLUTONIQUES

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Sr	Rb	V	Co
GR 126	73.39	14.55	0.37	ND	0.01	0.50	0.71	4.89	4.20	0.20	0.04	0.58	99.94		72	28		
GR 134	51.13	15.37	6.26	ND	0.12	4.18	5.50	2.64	6.20	1.56	0.84	5.94	99.74		232	57		
GR 135	75.79	13.98	0.41	ND	0.00	0.14	0.24	5.05	3.84	0.12	0.01	0.40	99.98		64	32		
GR 136	60.17	16.88	3.37	ND	0.02	1.87	1.16	1.21	10.30	1.51	0.81	2.01	99.31		151	96		
GR 137	62.75	15.92	6.28	ND	0.05	2.83	1.18	4.12	3.90	0.84	0.13	3.24	101.24		6	58		
GR 138	65.88	15.27	4.52	ND	0.06	1.93	2.04	4.57	3.58	0.72	0.17	1.84	100.58		48	32		
GR 141	75.60	14.35	0.80	0.30	0.00	0.50	0.40	2.90	4.35	0.10	0.00	0.90	100.20					
GR 154	48.32	14.03	13.48	ND	0.26	8.78	7.58	2.81	1.88	1.46	0.16	1.94	100.70					
GR 155	50.19	12.95	11.97	ND	0.20	8.47	7.41	3.46	1.11	1.29	0.15	1.75	98.95					
GR 156	39.71	11.84	13.01	ND	0.19	10.56	8.09	0.92	2.11	2.21	1.72	8.86	99.29					
GR 157	51.86	15.22	10.20	ND	0.18	6.30	7.09	3.02	1.96	1.28	0.28	2.29	99.68					
GR 158	49.30	13.82	13.83	ND	0.24	6.26	5.94	4.10	0.96	2.40	0.35	3.38	100.58					
GR 159	68.03	16.65	2.42	ND	0.03	1.56	0.78	4.73	3.59	0.46	0.10	1.60	99.95					
GR 160	58.76	15.43	7.02	ND	0.16	5.09	4.28	3.65	1.06	0.62	0.14	3.38	99.59					
GR 161	48.65	14.26	14.97	ND	0.23	4.88	7.03	3.41	0.59	3.03	0.81	1.95	99.81					
GR 163	69.15	16.22	2.26	ND	0.04	1.26	1.87	4.58	3.63	0.40	0.16	0.86	100.43					
GR 38	56.12	16.97	7.58	ND	0.11	4.40	6.29	4.27	1.55	0.93	0.27	1.51	99.80					

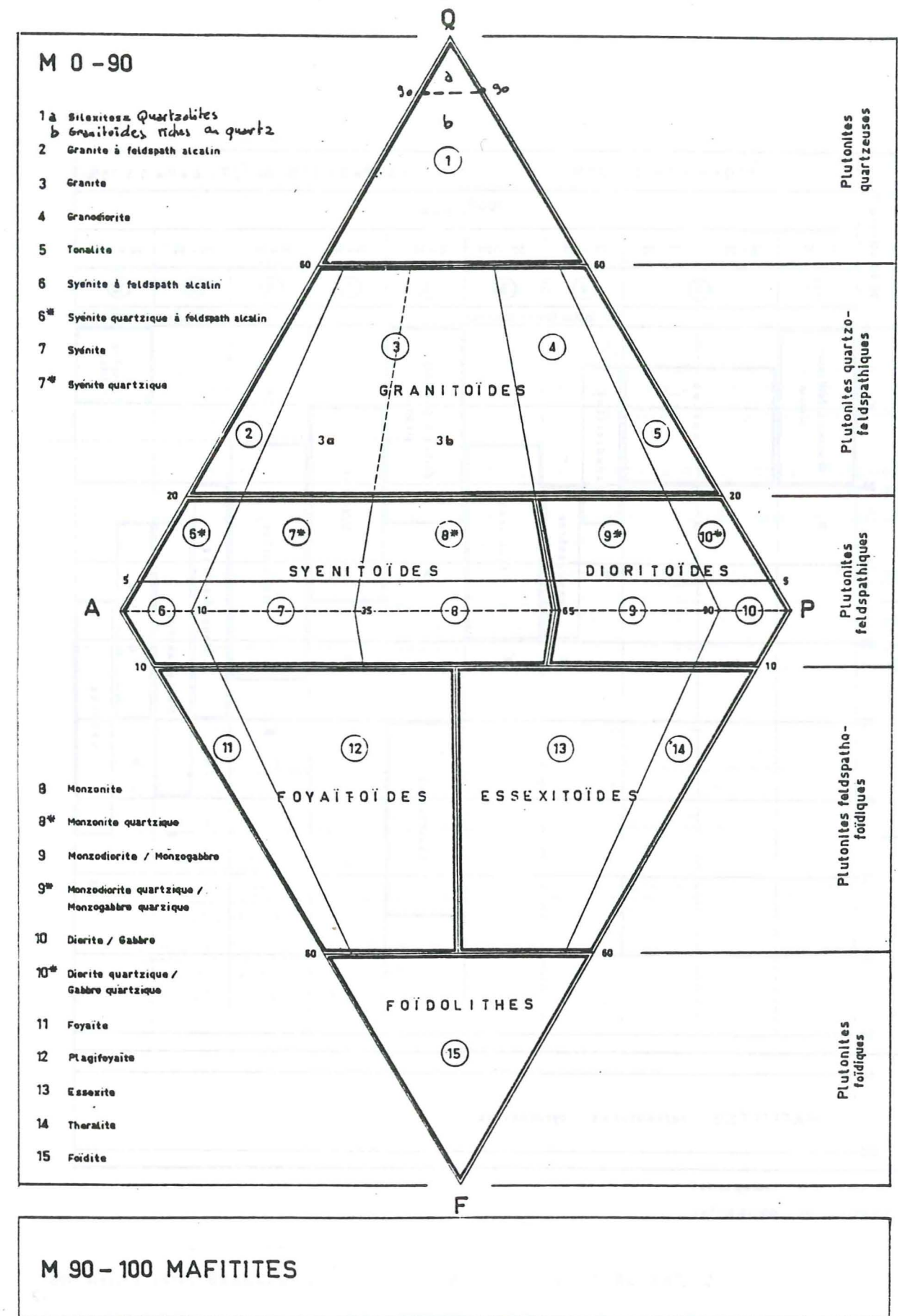
CLASSIFICATION DES ROCHES PLUTONIQUES D'APRES STRECKEISEN* ET L'UNION INTERNATIONALE DES SCIENCES GEOLOGIQUES**

PRINCIPE DE CLASSIFICATION

- 1- Les roches plutoniques doivent être classées et nommées en fonction de leur composition modale (proportions volumiques des minéraux).
2- Pour cela les minéraux ou groupes de minéraux suivants sont à considérer :
Q = minéraux siliceux (quartz essentiellement),
A = feldspaths alcalins (y compris l'albite, jusqu'à An 05),
P = plagioclases (An 05 - An 100),
F = feldspathoïdes (ou "Foïdes"),
M = minéraux mafiques (micas, amphiboles, pyroxènes, minerais, minéraux accessoires).
3- Les roches avec M = 00-90 sont classées d'après leur composition en constituants clairs, celles avec M = 90-100 en fonction de leurs constituants sombres.
4- Pour classer les roches du premier groupe (M = 00-90), la somme des minéraux blancs doit être ramenée à 100, Q + A + P = 100 ou A + P + F = 100.

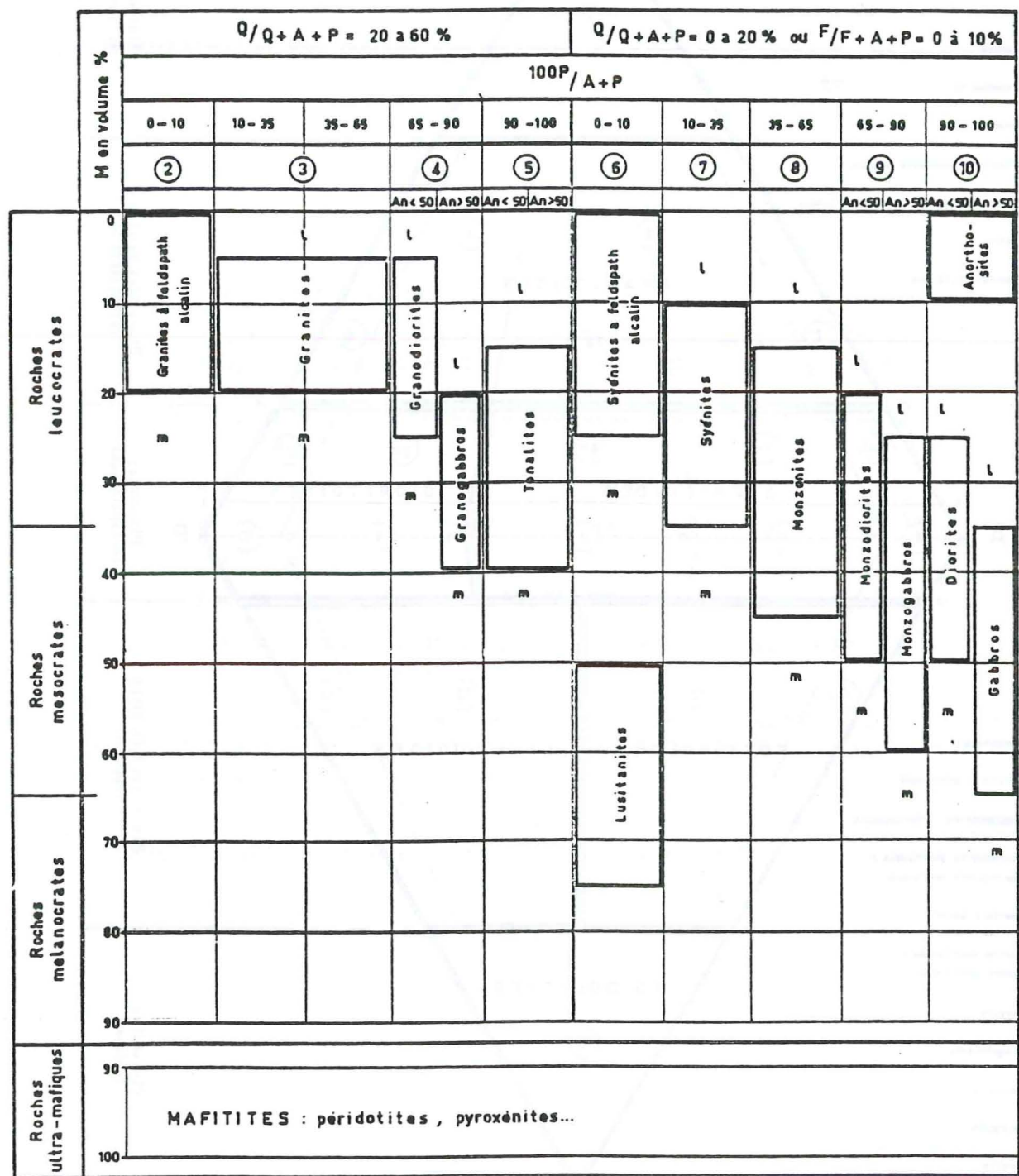
* STRECKEISEN A.L. (1967) -- Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh., 107, 24.3, 144-240.

** INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES - Sub-commission on the nomenclature and systematics of igneous rocks, preliminary meeting. Berne, 11-14 avril 1972.



M 90 - 100 MAFITITES

- Représentation graphique de la classification modale des roches plutoniques, dans le double triangle Q-A-P-F (voir page précédente)



l = leuco... (ex : leucogranite)
 m = méla... (ex : mélagranite)

- Index de coloration des roches plutoniques (STRECKEISEN, 1967)

CLASSIFICATION PETROCHIMIQUE* DES ROCHES PLUTONIQUES - RELATION ENTRE
 COMPOSITION CHIMIQUE ET COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

La classification des roches plutoniques (Streckeisen, 1967, IUGS, 1972) fait appel à la composition minéralogique réelle de la roche (classification modale). Il est donc indispensable de connaître, rapidement, même de façon approchée, cette composition.

Pour attribuer un nom international (IUGS) précis, à chaque échantillon de roche plutonique dont on a les pourcentages pondéraux d'oxydes, il faut adopter une méthode de détermination de l'analyse modale. Celle-ci doit se rapprocher le plus de l'abondance volumétrique des minéraux présents, principe sur lequel la classification modale est fondée.

Différentes méthodes de détermination des modes sont à notre disposition. Chacune d'elle présente des avantages et des inconvénients. Il convient donc de rechercher celle qui se rapproche le plus du point situé dans le double triangle Q - A - P - F et déterminé au compteur de point.

La recherche de la méthode la plus appropriée, compte-tenu du chimisme des roches étudiées, se fera au moyen de plusieurs échantillons analysés chimiquement et de composition modale connue. On ne tiendra pas compte des échantillons prélevés dans le massif des Grandes Rousses car ils ne remplissent pas les conditions requises pour un comptage de points significatif (cataclase, hétérogénéité...).

Les méthodes de détermination de l'analyse modale approchée sont :

- Méthode d'analyse pondérale brute (théorique) par représentation graphique préconisée par de la Roche (1964, 1966) ;
- C.I.P.W. Lacroix, pourcentage de minéraux virtuels
 - . Méthode graphique de Müller et Braun (1977)
 - . Utilisation directe du pourcentage de minéraux virtuels en tenant compte si possible du pourcentage d'anorthite du plagioclase.
- Norme affinée simplifiée on procède comme pour C.I.P.W. Lacroix, mais on utilise les minéraux réellement contenus dans la roche et à partir de leur formule théorique moyenne.

* Par pétrochimique, on désigne la composition minéralogique réelle déduite essentiellement du chimisme, la pétrographie au microscope n'intervenant ici que comme moyen de contrôle et complémentairement.

COMPARAISON DES METHODES DE DETERMINATION DE L'ANALYSE MODALE APPROCHEE

Les différentes méthodes de détermination ont été appliquées à plusieurs variétés de roches plutoniques (granite à feldspath alcalin, granite, granodiorite...). Nous avons ainsi sélectionné et retenu le granite de la Margéride (Massif Central) pour la similitude géochimique qu'il présente avec les différents granites du massif des Grandes Rousses.

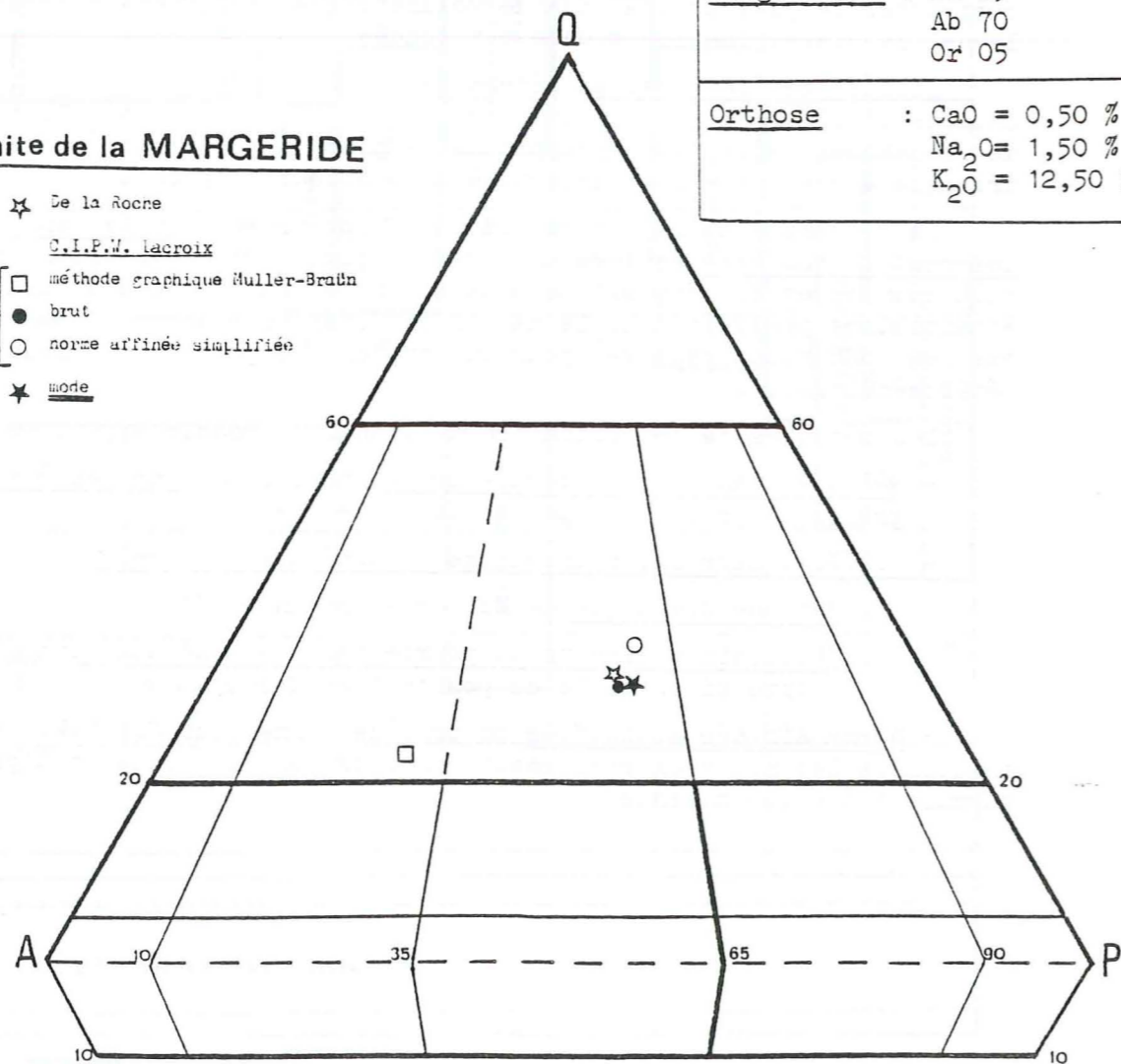
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
68,36	15,53	1,16	1,77	0,04	1,53	1,33	3,31	4,46	0,35	0,26	1,16	99,26

Plagioclase : Ab 25
Ab 70
Or 05

Orthose : CaO = 0,50 %
Na₂O = 1,50 %
K₂O = 12,50 %

Le granite de la MARGERIDE

- ★ De la Roche
- C.I.P.W. lacroix
- méthode graphique Muller-Bräu
- brut
- norme affinée simplifiée
- ★ mode



CONCLUSION

Le partage de la molécule standard "Albite", entre le feldspath alcalin et le plagioclase, est la pierre d'achoppement pour la comparaison entre les compositions minéralogiques "virtuelle" et "réelle ou modale" compte-tenu de la systématique adoptée, basée sur le double triangle Q-A-P-F où les proportions relatives du feldspath alcalin (A) et du plagioclase (P) ont un rôle capital.

Aucune proposition n'étant retenue quant au partage de la molécule "Albite", on s'en tiendra dans le présent travail à cette démarche empirique et on adoptera l'utilisation directe du pourcentage de minéraux virtuels en tenant compte toutefois du pourcentage d'anorthite du plagioclase.

Le granite de ROCHE NOIRE

- analyse de granite
- moyenne des granites

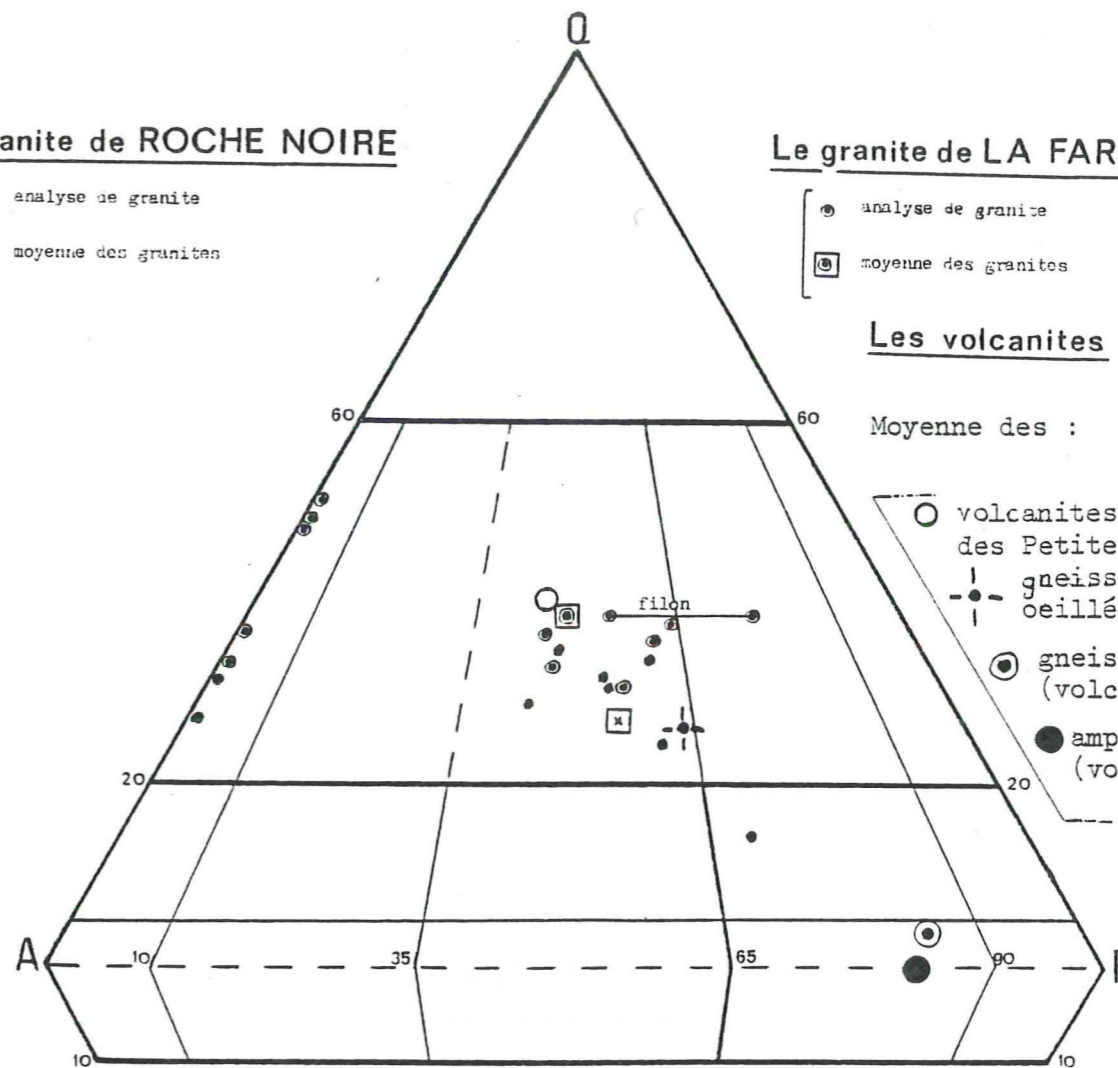
Le granite de LA FARE

- analyse de granite
- moyenne des granites

Les volcanites

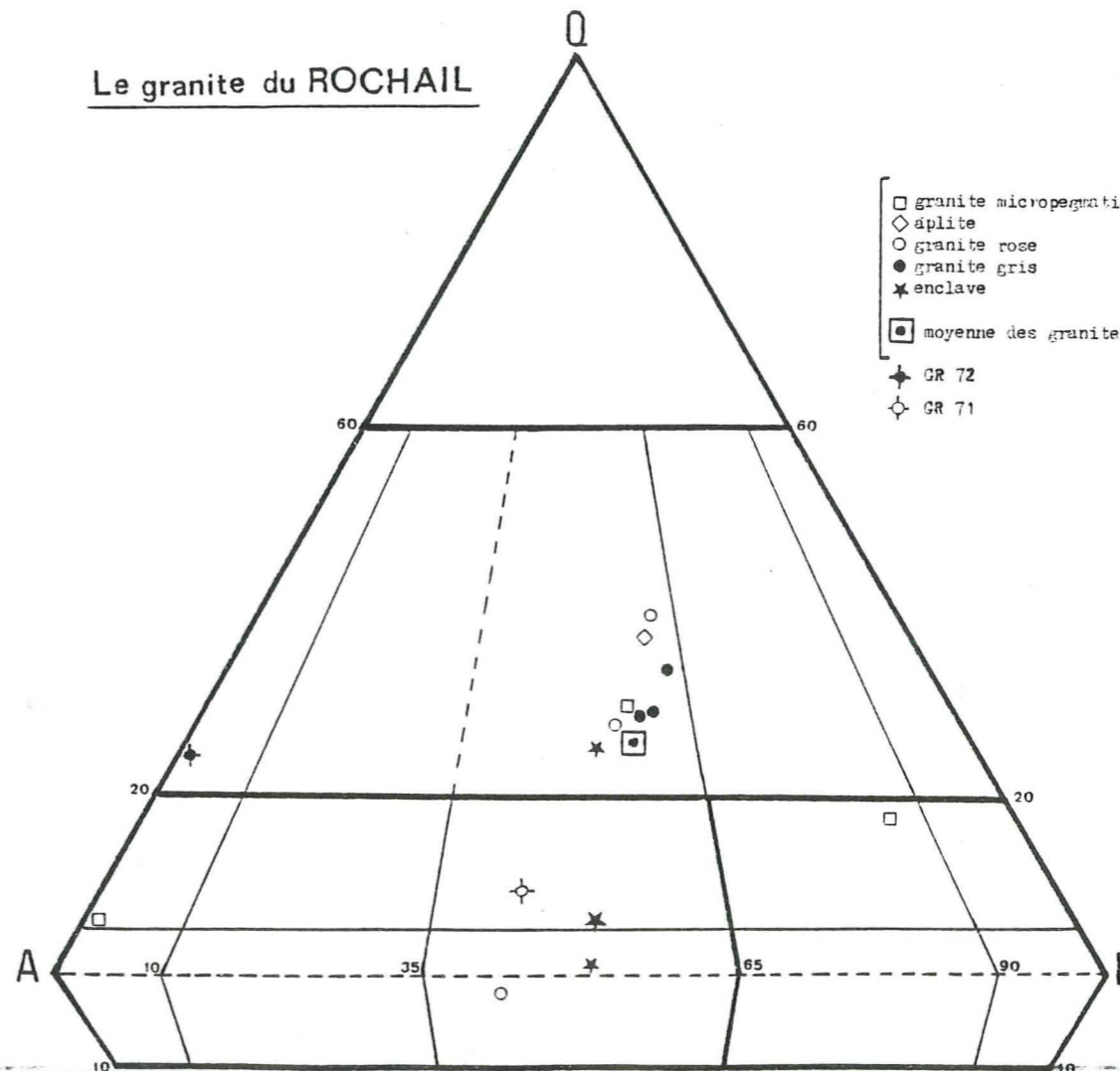
Moyenne des :

- volcanites acides du Dôme des Petites Rousses
- ⊖ gneiss amygdalo-oeillés (porphyroïdes)
- ⊙ gneiss amphiboliques (volcanites basiques)
- amphibolites (volcanites basiques)



Le granite du ROCHAIL

- granite micropegmatitique
- ◇ aplite
- granite rose
- granite gris
- ★ enclave
- moyenne des granites
- ✦ GR 72
- ◇ GR 71





BIBLIOGRAPHIE

[Faint, illegible text in the right-hand column, likely bleed-through from the reverse side of the page.]

- ANTHONIOZ P. (1971) - Mylonites profondes et métamorphismes blastomylonitiques. E.N.S.G. Sciences de la terre, Nancy, tome XVI n° 2, p. 109.
- AUTRAN A. (1978) - Synthèse provisoire des évènements orogéniques calédoniens en France. P. 159 in Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic Region, paper 78-13. Geological Survey of Canada.
- AUGUSTITHIS S.S. (1973) - Atlas of the textural Patterns of granites, gneisses and associated rock types.
- BARD J.-P. - LOUEYIT J. (1978) - Bull. Soc. Géol. France, 1978 (7), tome XX n° 5 ; sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central), conséquences tectoniques. Pages 751-772.
- BARD J.-P. (1979) - CRAS, t. 288 29.01.1979 - Série D. 371 -- Existence d'une suite granitique alcaline d'âge paléozoïque inférieur dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central Français) et ses abords immédiats.
- BARFETY - GIDON - MONTERDE (1970) - Observations stratigraphique et structurale sur le mésozoïque des environs de Bourg d'Oisans. Labo de Géol. Alpine, Grenoble, p. 23, tome n° 46.
- BARBIERI Alain (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du Massif des Ecrins-Pelvoux - Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BARRIERE Michel (1977) - Le complexe de Ploumanac'h, massif Armoricaïn. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique sub-alcaline tardie orogénique.
- BARTOLI François (1973) - Etude pétrologique et structurale du Haut-Vénéon (Massif du Pelvoux), thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BAYLY B. (1976) - Introduction à la Pétrologie.
- BELLIÈRE Jean (1971) - Mylonites, schistes mylonitiques et blastomylonites. Annales de la Société Géologique de Belgique, tome 94, fasc. III, pages 249-263.
- BERNARD D., PECHER A., GRATIER J.-P. (1977) - Application de la micro-thermométrie des inclusions fluides des cristaux synchronématiques à un problème tectonique. C.R.A.S. France, fascicule 5, p. 284-288.
- BORDET Cl (1952) - Sur l'interprétation comme diapirs descendants de certaines bandes de terrains secondaires pincés dans les massifs cristallins externes des Alpes. C.R. Acc. Sc. p. 732.
- BORDET Cl. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. Serv. carte géol. de France, 218 p.

- BORDET P. (1961) - Sur la géologie du massif de Belledonne. C.R. Ac. Sc., t. 252, p. 434.
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. de Grenoble, 39 pp. 173-198.
- BORDET P. - BORDET CL. (1960-1963) - Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges - Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot ; mémoire hors-série - Soc. Géol. de France, 2 p. 209-316.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes. Thèse d'Etat, Grenoble.
- BORNUAT Michel (1962) - Etude de la couverture sédimentaire de la bordure Sud-Ouest du massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg d'Oisans. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BOUCARUT M. (1971) - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France), Thèse d'Etat - Université de Nice.
- BOULADON J. (1977) - Répartition des gîtes métallifères dans les contextes géologiques sédimentaires et volcano-sédimentaires. B.R.G.M. chronique de la recherche minière n° 435, sept. et oct. 1977.
- BOUILLIER A.M. et BOUCHEZ J.L. (1978) - Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. France - t. XX n° 3.
- BOYER Cl. (1976) - Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les massifs Armoricaïn et Central. Bull. B.R.G.M., section I n° 1.
- BOYER Cl. - GUILLOT Pl. (1973) Les porphyroïdes de Genis. Complexe d'ignimbrites rhyolitiques dans la série cristallophyllienne du bas Limousin. Bull. B.R.G.M., section I n° 4.
- BUFFIÈRE J.-M. (1964) - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail (secteur Nord-Ouest du massif du Pelvoux - Isère). Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- CHALOT-PRAT F. et LE GALL J. (1978) - Pétrographie des ignimbrites et des dépôts volcano-clastiques associés dans le cambrien de l'Est du massif Armoricaïn. Géologie de la France. Section n° 3, B.R.G.M.
- CAILLAT Cl., DEHLAVI P., MARTEL-JANTIN B. (1978) - Géologie de la région de Saveh (Iran) - Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme de la zone de l'Iran Central. Thèse 3e cycle, Grenoble.

- CARME F. (1971) --Le problème de l'Age des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes : Corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut-Dauphiné cristallin. CRAS, série D. 267 p. 1671-1674
- CARMICHAEL J.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1974) - Igneous Petrology.
- CASANOVA R. (1973) - Géochimie et Minéralogie des granitoïdes Eburnéens de Cote d'Ivoire- thèse d'Etat, nice.
- CHARMETTE A. (1977) - L'histoire minière du massif des Grandes Rousses. Le monde et les minéraux n° 19- Juillet/Août.
- CLAVEL M. (1964) - Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont - Massif de Belledonne, Isère.
- DARDIN D. (1970) - Les amas pyriteux de Saint-Bel (Rhône) liés au groupe spilites keratophyres de la Brevenne.
colloque sur les minéralisations sulfurées stratiformes liées aux volcanisme ; 5-6 octobre 1970. Section II, n° 6, 1971, B.R.G.M.
- DE LA ROCHE, AUTRAN (1974) - Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique.
In B.R.G.M. Géologie Générale, section IV, n° 2.
- DE LA ROCHE H. (1971) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques.
Sciences de la Terre.
- DE LA ROCHE H. (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonnaises.
Géol. RDSH. DTSH 55, n° 2, pp. 274-301.
- DE KERSABIEC A.M., ROGER G. (1976) - Sur la distribution de quelques éléments traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la partie centrale de la province de HUELVA, Espagne.
Bull. B.R.G.M., Mines section II, n° 5, n° 433.
- DONNOT M. et GUERANGE B.- (1978) - Le synclinorium Cambrien de Brusque.
Géologie de la France. Bull. B.R.G.M., section 1, n° 4.
- ETHERIDGE M.A. et BELL T.H. (1973) - Micro-structure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos 337-348. Vol. 6, n° 4, Oslo.
- FERRARA G. et MALARODA R. (1969) - Radiométric Age of Granitic Rocks from the Argentera massif (Maritimes Alps). Bull. Soc. Geol. Italia n° 88, p. 311-320.
- GEOLOGUES DU SUD-EST (1968) - Métallogénie Alpine. Réunion des Géologues du Sud-Est, Grenoble, Mars 1967. B.R.G.M. Section II, n° 1.
- GIBERGY P. (1968) - Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organisme dans les schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises) - C.R.A.S. 267, série D. p. 1251-1254.

- GIORGI L., GIRAUD P., VACHARD D. (1979) - Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses.
CRAS, série D. 1079 (9 avril 1979).
- GILLOT BARBIERI C. (1970) - Etude pétrologique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, thèse 3e cycle.
- GIRAUD P. (1952) - Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses. Bull. du Société Géologique Français. 6e série, tome II.
- GIROD M. (1978) - Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural.
- GORSHKOV G.S. (1970) - Volcanism and the upper mantle. Plenum Press. New-York - London.
- GROS Y. (1974) - Etude pétrographique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne), thèse 3e cycle de Grenoble.
- GUITARD G. (1970) - Le métamorphisme hercynien mésozonale et les gneiss ocellés du massif du Canigou -Pyrénées Orientales- Mémoires du B.R.G.M. n° 63.
- HEINRICH E. WM (1956) - Microscopic Petrography. Mc Graw Hill, séries in geological Sciences.
- JUNG J. (1963) - Précis de Pétrographie.
- LACOMBE J.-C. (1970) - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3e cycle, Grenoble, 1970.
- LAGASQUIE J.J. (1978) - Relations entre les modèles d'érosion différentielle et la structure de quelques ensembles de granitoïdes des Pyrénées-Centrales et orientales. Géographie Physique et Géologie, p; 219.
- LAMEYRE J. (1957) - La partie Nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. T.L. G.G., tome 34 de 1958.
- LAMEYRE J. (1975) - Roches et Minéraux : les matériaux, tome 1
Roches et Minéraux : les formations, tome 2
- LAURENT Ph. (1974) - Structure et Pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne Sud-Ibérique) de l'Est d'Azuaya - Espagne - Thèse 3e cycle, Montpellier.
- LEE D.E., VAN LOENEN R.E. (1971) - Hybrid Granitoïd Rocks of the southern Snake Range , Nevada.
- LEFORT P. (1973) - Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Françaises) Sciences de la Terre, mém. n° 25.
- LE MAITRE R.W. (1976) - The Chemical Variability of common igneous rocks. University of Melbourne, Australia. Department of Geology.

- LE METOUR J., AUDREN Cl. (1977) - Bull. Soc. Géol. minéral Bretagne IX 2 113-123. Relations structurales entre l'orthogneiss ordovicien de Roguedas et son encaissant migmatitique. Conséquences sur l'âge des événements tectométamorphiques en Bretagne Méridionale.
- MAC DONALD, GORDON A. (1972) - University of Hawai. Volcanos.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.
- MILESI J.-P. (1976) - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal Oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon (Massif Central Français). Thèse 3e cycle, Grenoble.
- PAICHELER J.-C. (1978) - Paléoenvironnement volcanique et incidences sédimentaires. Exemple du lac tertiaire de Bes-Konak (Anatolie septentrionale - Turquie). Notes et mémoires n° 72. Documents des laboratoires de géologie de la faculté des Sciences de Lyon.
- PECHER A. (1978) - Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement - I.R.I.G.M., thèse d'Etat, Grenoble.
- PETERLONGO J.-M. (1971) - Le paléozoïque anté-houiller dans le Massif Central Géologie, Géomorphologie et Structure profonde du Massif Central Français. Symposium Jean JUNG.
- PONS J. (1971) - Pétrofabrication et structures dans le massif de Quérigut .
- POULAIN P.A. (1970) - Les minéralisations du massif des Grandes Rousses. Rapport B.R.G.M.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks.
- RITTMAN A. (1963) - Les volcans et leur activité.
- ROBERT J.F. et MORRE-BIOT N. (1976) - Sur la découverte d'un complexe ignimbritique stéphanien dans la région de Ribas de Fréser (Province de Gérone - Espagne). CRAS t. 282, série S., 14 juin 1976.
- ROUBAULT M. (1958) - Géologie de l'uranium.
- ROUTHIER P., AYE F., BOYER C., LECOLLE M., MOLIERE P., PICOT P., ROGER G. (1978) - La ceinture Sud-Ibérique à amas sulfures dans sa partie espagnole médiane. Sous la direction de Pierre ROUTHIER. Mém. B.R.G.M. n° 94.
- SEDERHOLM J.J. (1967) Selected Works - Granites and migmatites.
- SEYLER M. et BOUCARUT M. (1979) - Existence d'un paléovolcanisme alcalin et transitionnel dans le massif hercynien des Maures (Var). Bull. Soc. Géol. France (1979) (7). Tome XXI n° 1, p. 11-20.

- SINHA ROY S. (1977) - Mylonitic microstructures dans their bearing on the development of mylonites - an example from deformed trondhjemites of the Bergen Arc Region S.W. Norway.
- SMITH J.V. (1974) - Feldspar minerals. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New-York.
- SCHIENER E.J. (1974) - Syndépositional small-scale intrusions in ordovician pyroclastics, CO. Waterford Irland - J.L. Geol. Soc. Lond. vol. 130, p. 157-161.
- SORENSEN H. (Edited by) (1974) - Universitetets Mineralogisk-Geologiske Instituter Copenhagen. The Alkaline rocks.
- SPRY Alan (1969) - Metamorphic textures. Pergamon Press Oxford 350 p.
- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. Earth/Sc. Rev., vol. 12, n° 1, p. 1-33.
- TAZIEFF H. (1979) - EREBUS volcan antarctique. Arthaud.
- TEMIER Cl. (1978) - Les événements Calédoniens dans les massifs Varisques du Sud-Est de la France, Corse, Sardaigne, voir Autran p. 177.
- TURNER F.J., WEISS L.E. (1963) - Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.
- VACHARD D. (1974) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Dévonien-carbonifère inférieur de la partie orientale du versant méridional de la Montagne Noire (Hérault-France). Thèse, Paris VI.
- VERNET J. (1962) - Sur la tectonique Alpine du socle à la jonction Pelvoux - Grandes Rousses. Extrait Bull. de la carte géologique de la France n° 265, tome LIX.
- VERNET J. (1964) - La région synclinale de Vaujany. T.L. Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.
- VATIN-PERIGNON N. (1966) - Géologie du massif cristallin du Grand-Chatelard (Savoie) - T.L.G.G., tome 42.
- VATIN-PERIGNON N. (1962) - Sur la composition minéralogique et chimique et sur l'origine probable des amphibolites d'Hermillon. TLGG tome 38
- VOISSET M. (1975) - Etude géologique du Nord des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses. Application de la spectrométrie de masse à étincelles à la géochimie des éléments traces des paragenèses à Mo. Thèse 3e cycle, Grenoble 1977.
- WATELET P. (1977) - Volcanisme tertiaire dans les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue. Contribution à l'étude des formations bréchiqes (massif du Cantal). Thèse 3e cycle, Grenoble 1977.

7e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre.
Lyon 23-25 avril 1979.

- . GASQUET D., GIRAUD P., VIVIER G. - Une coupe continue à travers le massif de Belledonne : la galerie Arc-Isère.
- . GIORGI L., GIRAUD P., VIVIER G. - La série cristallophylienne du versant occidental du massif Cristallin Externe des Grandes Rousses.
- . PONCERRY E., SIMEON Y., GIRAUD P., VIVIER G. - Une lignée granito-syéénitique dans la chaîne de Belledonne. Exemple : le granite de la Lauzière (Savoie).
- . SIMEON Y., GASQUET D., PONCERRY E., GIRAUD P., VIVIER G. - Les formations à mégacristaux de feldspaths alcalins dans la chaîne de Belledonne.

CARTES ET COUPES HORS-TEXTE

- Carte géologique 1/50 000
- Coupes géologiques 1/20 000
- Carte de localisation des échantillons prélevés pour l'étude géochimique sur fond géologique sans les placages de Trias 1/20 000.

LISTE DES TABLEAUX

	Page
- Tableau de correspondance des nomenclatures utilisées pour les terrains anté-houillers dans le massif des Grandes Rousses.....	105
- Tableau de la symétrie géochimique des roches d'origine ortho du versant occidental du massif des Grandes Rousses.....	121
- Tableau des roches plutoniques et des volcanites acides du versant occidental du massif des Grandes Rousses.....	127
- Tableau comparatif des éléments majeurs et des éléments en trace (U, Th, Pb, U et Co) de quelques roches magmatiques du massif des Grandes Rousses.....	137
- Tableau comparatif des éléments majeurs d'une minette/kersantite du massif des Grandes Rousses, avec la moyenne des 19 kersantites du Pelvoux, la moyenne de 95 kersantites et de 64 minettes dans le monde.....	138

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 : Les massifs anciens des Alpes franco-italiennes.....	1
Fig. 2 : Les terrains étudiés	2
Fig. 3 : Situation des gneiss de Bourg d'Oisans.....	6
Fig. 4 : Poli des gorges de la Sarenne.	7
Fig. 5 : Gneiss rubané.....	10
Fig. 6 : Faciès lité riche en quartz	12
Fig. 7 : Les fractions quartzo-feldspathiques.....	13
Fig. 8 : Déformation dans les gneiss de Bourg d'Oisans.....	15
Fig. 9 : Chronologie des gneiss de Bourg d'Oisans.....	16
Fig. 10 : Les schistes d'Huez-Vaujany - Corrélations lithostratigraphiques	19
Fig. 11 : Schistes "quartzeux".....	20
Fig. 12 : Schistes chloriteux et sériciteux.....	21
Fig. 13 : Gneiss amphibolique	26
Fig. 14 : Caractéristiques structurales des schistes d'Huez-Vaujany.....	28
Fig. 15 : L'unité de l'Alpetta : coupes géologiques.....	29
Fig. 16 : Gneiss amygdallo-oeillé.....	31
Fig. 17 : Affleurement de gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin	32
Fig. 18 : Aspect macroscopique de gneiss à mégacristaux.....	32
Fig. 19 : Gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin.....	34
Fig. 20 : Mégacristal de feldspath alcalin.....	33
Fig. 21 : Gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin de l'ensemble est de l'unité de l'Alpetta.....	35
Fig. 22 : Ruban quartzo-feldspathique fin.....	37
Fig. 23 : L'unité du lac Blanc : coupe géologique.....	40
Fig. 24 : La trilogie de l'unité du lac Blanc.....	41
Fig. 25 : Tuf rhyolitique fin	44
Fig. 26 : Tuf rhyolitique grossier.....	45
Fig. 27 : Ignimbrite ou rhyolite ?.....	47

	Pages
Fig. 28 : Phénocristaux de feldspath potassique éclatés, cassés.....	46
Fig. 29 : Faciès bréchique.....	48
Fig. 30 : Micrographie du faciès bréchique.....	48
Fig. 31 a et b : Métavolcanites interstratifiées.....	49
Fig. 32 a, b et c : Structures de déformations intraformationnelles.....	54
Fig. 33 a et b : Pli et flanc de pli dans les métagrauwackes.....	55 et 56
Fig. 34 : Le granite de Roche Noire en lame mince	60
Fig. 35 : "Zone granitique" du granite de la Fare.....	63
Fig. 36 : Aspect de certains feldspaths.....	64
Fig. 37 : "Zone quartzeuse" déformée du granite de la Fare.....	65
Fig. 38 : La bordure occidentale du granite de la Fare.....	67
Fig. 39 : Relation de synnensis dans le granite de la Fare	68
Fig. 40 : Rhyolite de la bordure du granite de la Fare.....	69
Fig. 41 : Filons de granites recoupants l'encaissant.....	70
Fig. 42 : Veine de granite fin	71
Fig. 43 : Filons de granites recoupants et plissés	73
Fig. 44 : Caractéristiques structurales des micaschistes de la Haute-Sarenne.....	78
Fig. 45 : Schéma structural du massif cristallin des Grandes Rousses.....	86
Fig. 46 : La zone d'Huez.....	89
Fig. 47 : La zone du plateau des lacs Besson, Noir et Carrelet.....	92
Fig. 48 : Chronologie des fractures de la zone du plateau des lacs Besson, Noir et Carrelet.....	91
Fig. 49 : La zone Col du Couard - Col du Sabot.....	94
Fig. 50 : La structure du versant occidental du massif des Grandes Rousses	96
Fig. 51 : Les métamorphismes - Les faits d'observation.....	101
Fig. 52 : Réitlingérellides cambriens des schistes d'Huez-Vaujany.....	107
Fig. 53 : Le conglomérat du col du Sabot : schéma et coupes géologiques..	110
Fig. 54 : Le complexe volcano-sédimentaire, esquisse paléogéographique . Schéma des relations et de la succession des faciès.....	145
Fig. 55 : Intrusions contemporaines de dépôts pyroclastiques, Co. Waterford. Schéma des relations et de la succession des faciès.....	145

DIAGRAMMES GEOCHIMIQUES

- $Al_2O_3 - Na_2O - K_2O - MgO$ (H. de la Roche).
pour :
 les schistes d'Huez-Vaujany
 l'Unité de l'Alpetta
 les schistes du Chavannus
 l'Unité du lac Blanc
- pour :
 les amphibolites
- $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (Kuno)
- $Al_2O_3 - SiO_2$ (Fonteilles)
- A. F. M.
- $CaO + Fe_2O_3 + MgO - Na_2O + K_2O - Al_2O_3$
pour :
 les volcanites
 les granites
- Indice de différenciation pour les granites et les volcanites acides.
- Le diagramme Q + Ab + OR pour les granites.
- Présentation chimico-minéralogique de l'Association granitique du Haut-Dauphiné (diagramme de H. de la Roche, 1964).
P. Le Fort, 1973, complété par L. Giorgi, 1979.
- L'indépendance du magma à l'origine du massif hercynien du Rochail vis-à-vis du (ou des) magnatisme(s) antérieur(s).
(diagramme de H. de la Roche, 1964).

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
AVANT PROPOS	
SOMMAIRE	
CHAPITRE I - INTRODUCTION ET GENERALITES.....	1
I- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....	
II-HISTORIQUE DES TRAVAUX, BUT DE L'ETUDE - PROBLEMES POSES.	3
1) Historique sommaire	
2) But de l'étude	
3) Les problèmes posés	
CHAPITRE II - LE VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES.....	4
I - LES GNEISS DE BOURG D'OISANS.....	6
1- Situation géographique et géologique.....	
2- Généralités et descriptions des faciès.....	7
2a- Les roches métamorphiques peu ou pas mobilisées..	8
2b- Les fractions quartzo-feldspathiques.....	13
3- Caractéristiques structurales.....	15
4- Caractères du métamorphisme et origine des faciès....	16
II- LES SCHISTES D'HUEZ-VAUJANY.....	18
1- Situation géographique et géologique.....	
2- Généralités et descriptions des faciès.....	
2a- Les schistes "quartzeux".....	
2b- Les schistes chloriteux et sériciteux.....	21
2c- Les niveaux particuliers.....	22
2d- Les gneiss amphiboliques des bordures.....	25
3- Caractéristiques structurales.....	27
4- Caractères du métamorphisme et origine des faciès....	
III-LES FACIES A FELDSPATH ALCALIN ET ROCHES ASSOCIEES.....	29
A- Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin L'unité de l'Alpetta.....	
1- Les données de terrain.....	
2- L'ensemble Ouest.....	30
2a- Les gneiss amygdalo-oeillés.....	
2b- Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin	32

Pages

- 3- L'ensemble Est
 - 3a- Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin 35
 - 3b- Les gneiss à amphibole et/ou biotite-sphène.. 36
 - 3c- Les rubans de schistes..... 37
 - 3d- Les rubans quartzo-feldspathiques fins..... 37
- 4- Caractéristiques structurales des deux ensembles..
- B - Les schistes du Chavannus..... 38
 - 1- Les données de terrain.....
 - 2- Description des schistes..... 39
 - 3- Caractéristiques structurales..... 39
- C - L'Unité volcano-sédimentaire du lac blanc..... 40
 - 1- Définition de l'Unité volcano-sédimentaire, ses limites..... 41
 - 2- La trilogie de l'Unité volcano-sédimentaire du lac Blanc..... 41
 - 3- Les métavolcanites du Dôme des Petites Rousses et celles associées aux métasédiments..... 42
 - 3a- Les métavolcanites du dôme des Petites Rousses 48
 - 3b- Les métavolcanites associées aux métasédiments 48
 - 4- Les métasédiments de la trilogie de l'Unité volcano-sédimentaire du lac Blanc..... 50
 - 4a- Les gneiss à mégacristaux de feldspath alcalin 52
 - 4b- Les métagrauwackes..... 52
 - 5- Structures de déformations intraformationnelles... 54
 - 6- Caractéristiques structurales..... 55
- D - Conclusions..... 56
- IV- LES GRANITES DE LA FARE ET DE ROCHE NOIRE..... 58
 - 1- Mode de gisement.....
 - 2- Les données de terrains.....
 - 3- Descriptions des faciès..... 60
 - 3a- Le faciès du granite de Roche Noire..... 62
 - 3b- Les faciès du granite de la Fare..... 62
 - 4- Relations structurales entre les granites et l'encaissant..... 71
 - 5- Conclusions..... 74

Pages

- CHAPITRE III - LE VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES..... 75
 - LES MICASCHISTES DE LA HAUTE-SARENNE..... 76
 - 1- Situation géographique et géologique.....
 - 2- Description des affleurements.....
 - 2a- Les micaschistes phylliteux à muscovite et chlorite..... 77
 - 2b- Les niveaux conglomératiques et brèchiques..... 77
 - 2c- Les leptynites vert clair..... 78
 - 3- Caractéristiques structurales..... 78
 - 4- Conclusions.....
- CHAPITRE IV - LE GRANITE DU ROCHAIL..... 79
 - 1- Mode de gisement..... 80
 - 2- Pétrographie.....
 - 2a- Le granite gris..... 81
 - 2b- Le granite rose..... 81
 - 2c- Les aplites..... 82
 - 2d- Les faciès "basiques"..... 82
 - 3- Conclusions..... 83
- CHAPITRE V - ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF CRISTALLIN DES GRANDES ROUSSES.. 84
 - 1- Présentation générale..... 85
 - 2- Les principaux traits structuraux..... 87
 - 2a- Conventions utilisées.....
 - 2b- La zone d'Huez..... 88
 - 2c- La zone du plateau des lacs Besson, Noir, Carrelet... 91
 - 2d- La zone col du Couard - col du Sabot..... 93
 - 3- La structure d'ensemble du versant occidental du massif des Grandes Rousses.....
 - 3a- Les motifs cartographiques.....
 - 3b- Synforme ou antiforme ?.....
 - 4- Conclusions..... 97

	<u>Pages</u>
CHAPITRE VI - LE METAMORPHISME.....	98
1- Introduction.....	99
2- La zonéographie métamorphique.....	100
2a- Les minéraux ubiquistes.....	
2b- Les minéraux du métamorphisme principal.....	
3- Conditions Pression-Température du métamorphisme principal.....	102
4- Conclusions.....	103
CHAPITRE VII - DATATIONS DES TERRAINS.....	104
I- TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES NOMENCLATURES UTILISEES DANS LE MASSIF DES GRANDES ROUSSES.....	105
II- ETUDE MICRO-PALEONTOLOGIQUE.....	106
1- Méthode de recherche.....	
2- Les microfossiles.....	
3- Réflexions sur le milieu de dépôt.....	108
III- LES AGES GEOCHRONOLOGIQUES.....	109
IV- LE CONGLOMERAT DU COL DU SABOT.....	
V- CONCLUSIONS.....	111
CHAPITRE VIII- ETUDE GEOCHIMIQUE.....	112
I- GEOCHIMIE DES TERRAINS CRISTALLINS DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES.....	113
1- Les éléments majeurs, généralités.....	
2- Recherches des survivances géochimiques dans les terrains métamorphiques du versant occidental du massif des Grandes Rousses.....	114
2a- Les gneiss de Bourg d'Oisans, les schistes d'Huez-Vaujany, l'Unité de l'Alpetta et les schistes du Chavannus, l'unité volcano-sédimentaire du lac blanc.....	
Le diagramme Al/3-K, Al/3-Na	
Le diagramme MgO, Na ₂ O, K ₂ O	
2b- Les amphibolites, gneiss amphiboliques et les méta-volcanites acides, caractéristiques géochimiques..	117
Le diagramme Al/3-K, Al/3-Na	
Le diagramme MgO, Na ₂ O, K ₂ O	
Le diagramme de Kuno (Na ₂ O + K ₂ O - SiO ₂)	
Le diagramme de Fontailles (Al ₂ O ₃ -SiO ₂)	
Le diagramme triangulaire A.F.M.	

	<u>Pages</u>
Le diagramme (CaO + Fe ₂ O ₃ + MgO - Na ₂ O + K ₂ O - Al ₂ O ₃)	
2c- La symétrie géochimique des roches d'origine ortho du versant occidental du massif des Grandes Rousses ; études géochimiques comparatives.....	120
2d- Conclusions.....	
Le diagramme Al/3-K , Al/3-Na	
Le diagramme MgO, Na ₂ O , K ₂ O	
3- Etude chimico-minéralogique comparative des roches plutoniques de Roche Noire et de la Fare.....	126
3a- Caractéristiques chimico-minéralogiques et variations quantitatives et qualitatives.....	
Le diagramme de Kuno (Na ₂ O + K ₂ O - SiO ₂)	
Le diagramme des Fontailles (Al ₂ O ₃ -SiO ₂)	
Le diagramme triangulaire A.F.M.	
Le diagramme (CaO + Fe ₂ O ₃ + MgO - Na ₂ O + K ₂ O - Al ₂ O ₃)	
3b- Le diagramme Q - Ab - Or.....	129
3c- Conclusions.....	131
4- Conclusions géochimiques.....	
II-APPROCHE GEOCHIMIQUE DU GRANITE DU ROCHAIL.....	132
1- Le diagramme chimico-minéralogique de H. de la Roche (1964).....	133
2- L'indépendance du magma à l'origine du massif hercynien du Rochail vis-à-vis du (ou des) magmatisme(s) antérieur(s).....	134
3- Conclusions.....	
CHAPITRE IX - QUELQUES ASPECTS METALLOGENIQUES DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES.....	135
1- La zone du plateau des lacs Besson, Noir, Carrelet....	136
2- La mine de talc de la Garde.....	137
3- Les sulfures des schistes d'Huez-Vaujany.....	139

Pages

CHAPITRE IX - CONCLUSIONS GENERALES..... 141

ANNEXES

Annexe 1 : Localisation des échantillons étudiés dans le présent
mémoire..... 146

Annexe 2 : Analyses chimiques..... 156

Annexe 3 : Classification des roches plutoniques..... 160

BIBLIOGRAPHIE..... 167

CARTES ET COUPES HORS-TEXTE, LISTE DES TABLEAUX, LISTE DES FIGURES..... 175

TABLE DES MATIERES..... 179

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

2. L. Michel
6. — d. 1952

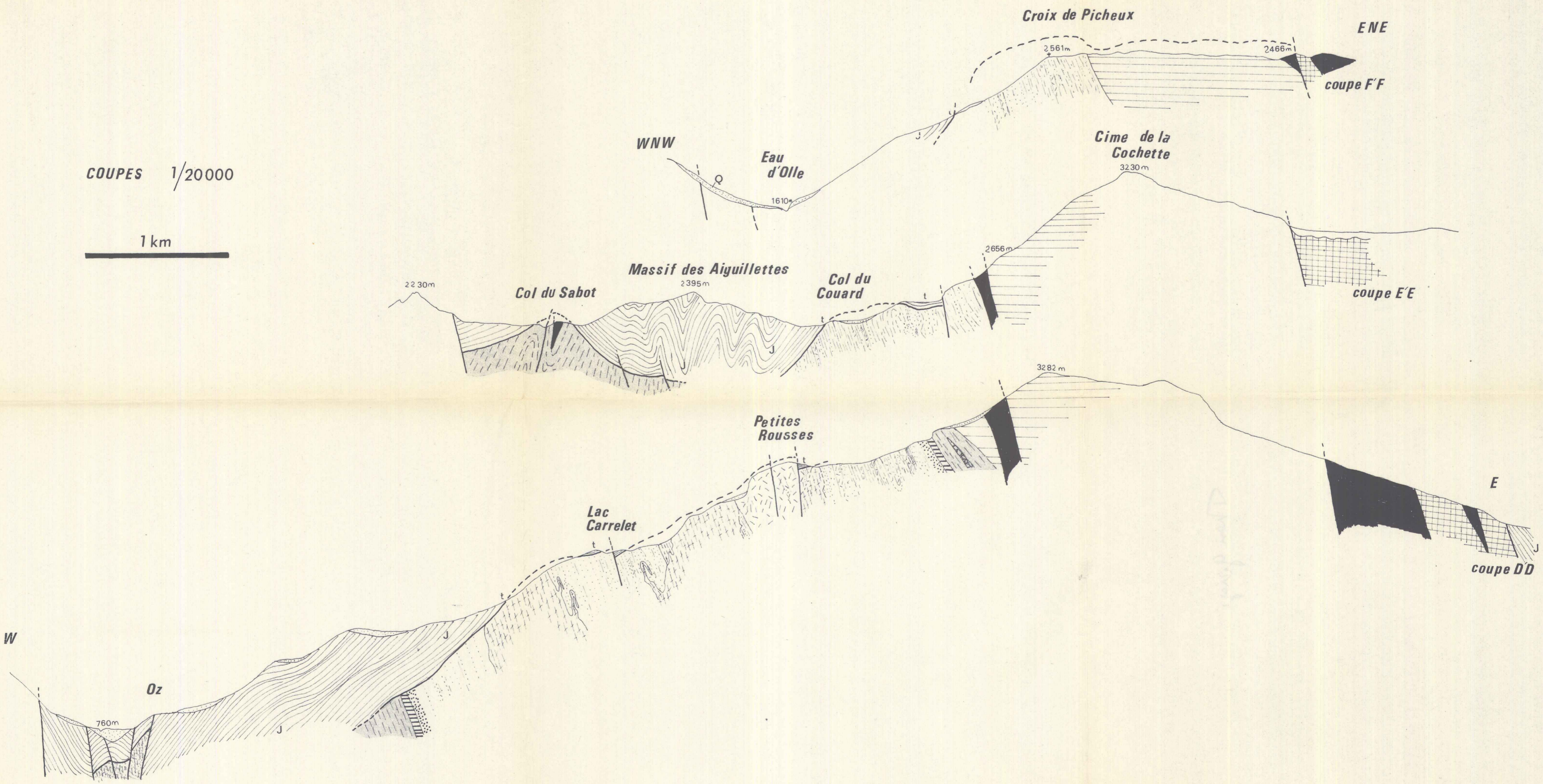
Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

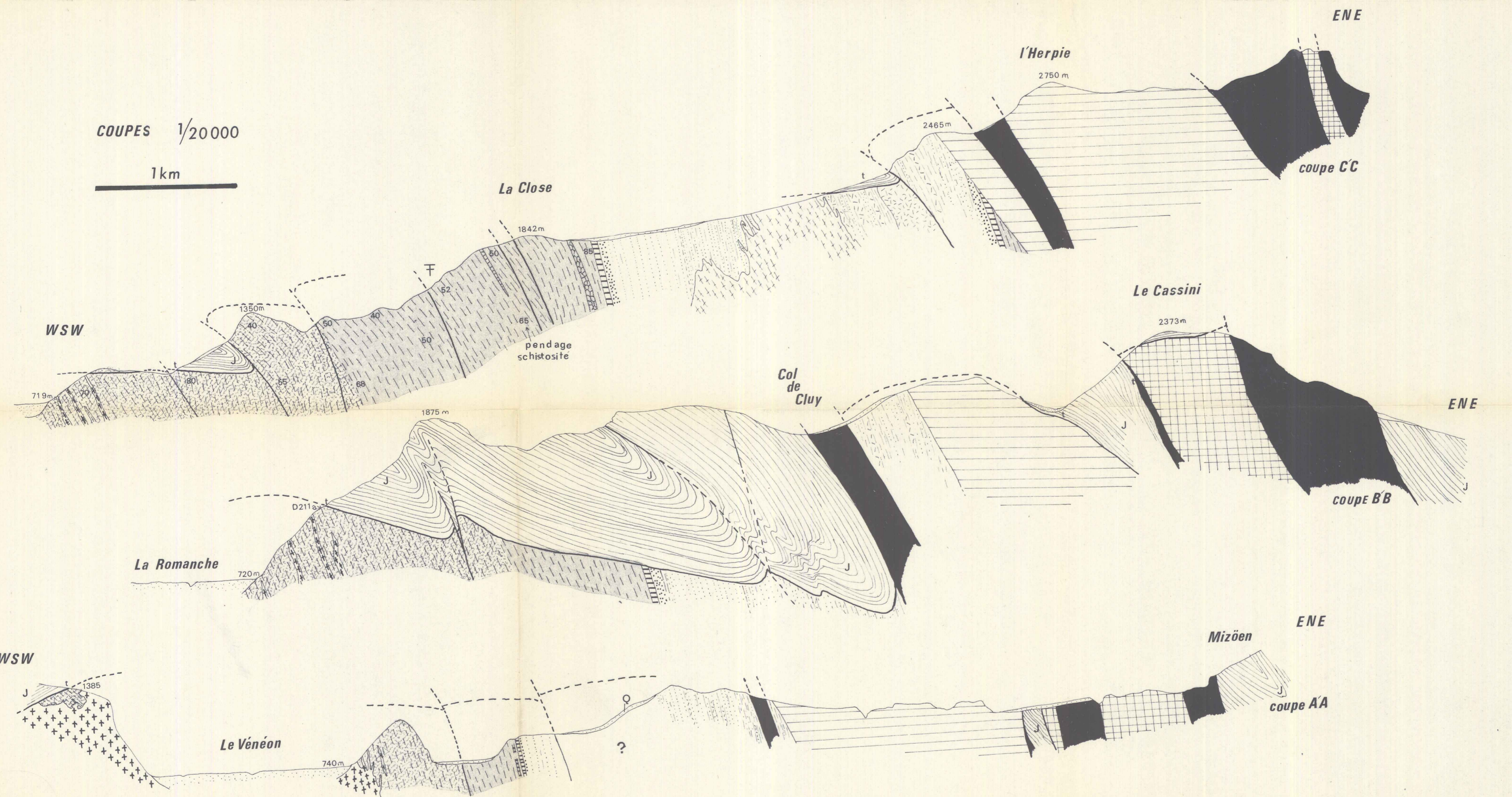
COUPES 1/20000

1 km



COUPES 1/20000

1 km



- Q quaternaire
- J jurassique
- t trias
- HOUILLER
- x x x GRANITE du ROCHAIL
- ROCHE NOIRE LA FARE
GRANITES ORTHOGNEISSIFIES
- SCHISTES du CHAVANNUS
- gneiss à mégacristaux schistes..... metavolcanites
UNITE de l'ALPETTA UNITE du LAC BLANC
- gneiss amphiboliques
SCHISTES d'HUEZ-VAUJANY
- GNEISS de BOURG d'OISANS

- MICASCHISTES de la HAUTE SARENNE
- GNEISS du SAUVAGE

2Km

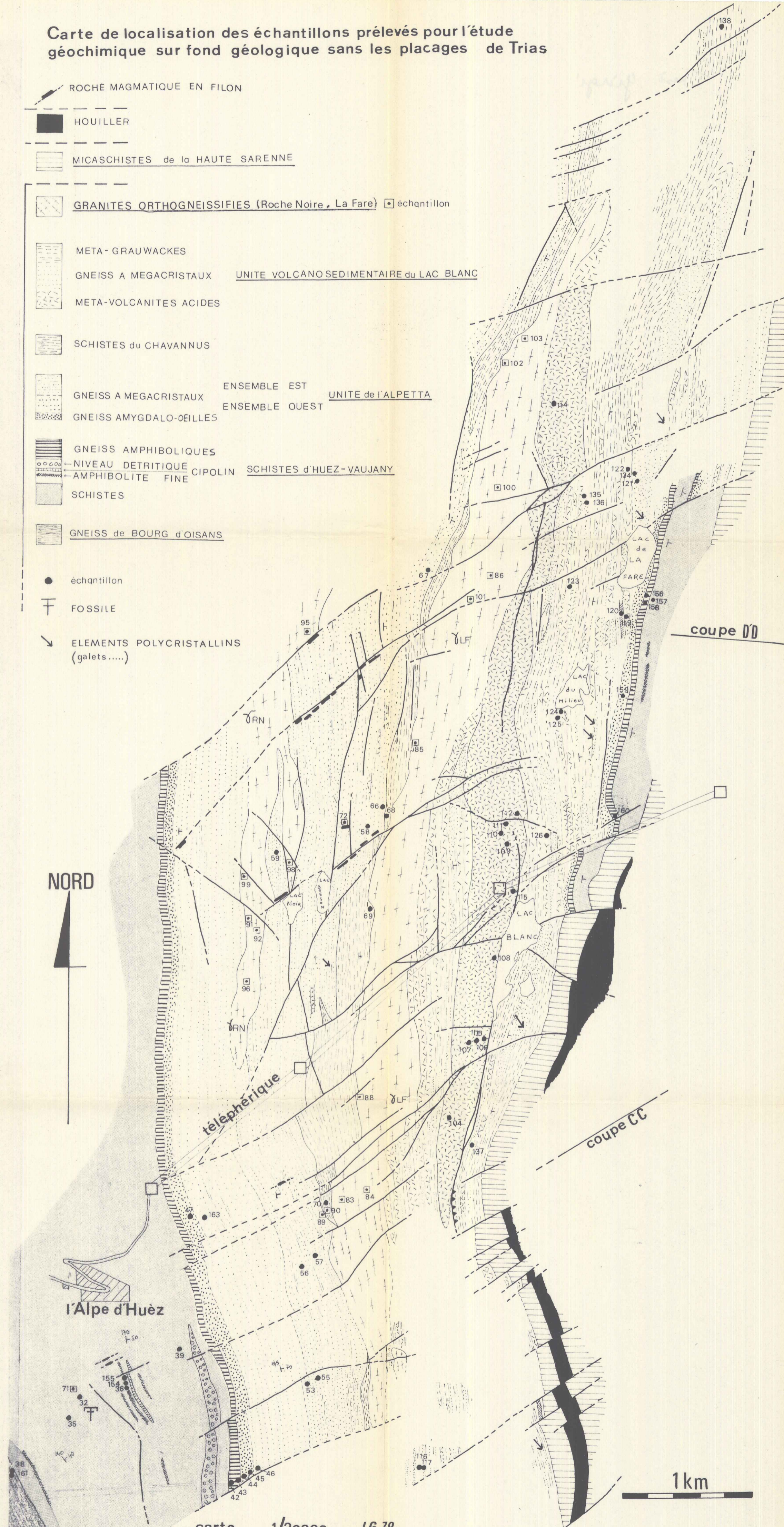


CARTE GEOLOGIQUE 1/50000
LE MASSIF DES GRANDES ROUSSES (CONTOURS
 ET DESSINS DES TERRAINS SEDIMENTAIRES D'APRES
 LA CARTE VIZILLE 1972)
 L. Giorgi 1979

Carte de localisation des échantillons prélevés pour l'étude géochimique sur fond géologique sans les placages de Trias

- ROCHE MAGMATIQUE EN FILON
- HOUILLER
- MICASCHISTES de la HAUTE SARENNE
- GRANITES ORTHOGNEISSIFIES (Roche Noire, La Fare) échantillon
- META-GRAUWACKES
GNEISS A MEGACRISTAUX UNITE VOLCANOSEDIMENTAIRE du LAC BLANC
- META-VOLCANITES ACIDES
- SCHISTES du CHAVANNUS
- GNEISS A MEGACRISTAUX ENSEMBLE EST UNITE de l'ALPETTA
GNEISS AMYGDALOÏDES ENSEMBLE OUEST
- GNEISS AMPHIBOLIQUES
NIVEAU DETRIQUE CIPOLIN SCHISTES d'HUEZ-VAUJANY
AMPHIBOLITE FINE
- SCHISTES
- GNEISS de BOURG d'OISANS
- échantillon
- FOSSILE
- ELEMENTS POLYCRISTALLINS (galets.....)

NORD



carte 1/20000 LG 79